

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



UNIVERSITE DES FRERES MENTOURI-
CONSTANTINE



Faculté des Sciences de la Terre de la Géographie et de
l'Aménagement du Territoire

Département des Sciences Géologiques

N° d'Ordre : 05/Am/2020

N° Série : 82/DS/2020

THÈSE

PRESENTÉE POUR L'OBTENTION DU GRADE DE
DOCTEUR EN SCIENCES

OPTION : GEOLOGIE STRUCTURALE

THEME

**Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et potentiel pétrolier de
la série cénomaniennne du bassin des Aurès
(Atlas Saharien oriental, NE algérien)**

Par

Mme BENSEKHRIA Aida

Soutenu le : **19/11/2020**

devant le jury :

Président	Chabour Nabil	Professeur,	Université de Constantine 1
Directeur de thèse	Marmi Ramdane	Professeur,	Université de Constantine 1
Co-Directeur de thèse	Yahiaoui Abdelouahab	Professeur,	Université de Batna 2
Examinateur	Chellat Smaine	MCA,	Université de Constantine 1
Examinateur	Chadi Mohamed	MCA,	Université de Constantine 3
Examinateur	Khiari Abdelkader	Professeur,	Université Oum El Bouaghi

LEARN...TO THE END

REMERCIEMENTS

En préambule à cette thèse, mes premiers remerciements sont adressés à ALLAH le tout puissant de m'avoir appris ce que nous ignorions et de m'avoir aidé durant toute ma vie. Merci Allah.

Je tiens à remercier tout d'abord Mr **MARMI RAMDANE**, professeur au Département des Sciences de la Terre (Faculté des Sc. T. G. A. T) et du Laboratoire « Géologie et Environnement » d'avoir accepté de diriger ma thèse de Doctorat. Ses critiques constructives, sa méthode de travail et sa grande expérience m'ont été d'un grand apport pour l'élaboration de ce travail de recherche. Je le remercie affectueusement et chaleureusement pour tous les désagréments que j'ai pu lui causer. Malgré ses problèmes sanitaires mais il été toujours là pour me diriger. Je lui dis merci mon professeur.

Mes remerciements vont également à Mr **YAHIAOUI ABD EL OUAHAB**, Professeur à l'université Batna 2 pour sa disponibilité de tous les instants, pour toutes les informations qui ont permis à mon travail d'évoluer, pour le temps qu'il m'a consacré surtout pour l'analyse des plaques minces, les discussions, les observations et les orientations. Je lui suis très reconnaissante de m'avoir transmis son expérience de géologue sédimentologue et sa conception originale de la géologie des Monts de Bellezma-Batna. Je lui dis merci mon enseignant. Je lui suis très reconnaissante pour ses conseils considérables aux moments difficiles ou j'ai perdu mon cher Papa. Je lui dis merci Père.

Je remercie très vivement les membres du jury d'avoir accepté de juger et d'évaluer les résultats de ce travail : Mr Chabour Nabil Professeur à l'Université Frères Mentouri Constantine 1 ; Dr Chellat Smaine à l'Université Frères Mentouri Constantine 1, Dr Chadi Mohamed à l'Université Constantine 3 et Mr Khiari Abdelkader, Professeur à l'Université Oum El Bouaghi.

J'adresse mes sincères remerciements à tous ceux qui, en Algérie, en Chine et en France, ont permis la réalisation et l'achèvement de ce travail.

Je souhaiterais aussi remercier tous mes enseignants algériens et chinois grâce à qui j'ai acquis les bases de la géologie.

Au cours de ces années de travail, je ne saurai jamais comment remercier ma très chère mère malgré sa maladie, elle n'a jamais cessée de m'encourager et de m'aider à tout moment difficile. Merci beaucoup ma mère.

Je remercie ma deuxième famille Bouhata et en particulier ma tante Yamina et mon oncle Mahmoud pour leur prières et encouragements.

Enfin, qu'il me soit permis d'avoir une attention toute particulière pour ma famille: mon frère champion H'cine, mes chères sœurs (Faiza, Chahra, et l'adorable mimi); ma grand-mère; ma chère tante Malika et son fils Fares; les maris de mes sœurs Kamel et Amine.

Mon époux (Rabah) qui n'a cessé de me prodiguer ses encouragements, son soutien à tout moment. Il m'a assuré sans relâche son soutien moral et matériel, je le remercie très vivement pour sa grande patience.

Je ne peux oublier mes aimables enfants Seif Essalem, Haroune et Ranida et les enfants de mes sœurs : Acil et Alaa

Que ceux qui ne sont pas cités me pardonnent et qu'ils trouvent ici l'expression de ma reconnaissance.

A la mémoire de mon père qui a rêvait de voir ce jour...

Je l'ai réalisé...pour vous cher PAPA...

RÉSUMÉ

La région située entre Batna à l'Ouest et Khenchela à l'Est couvre un domaine paléogéographique et structural bien distinct qui est le domaine atlasique (Monts de l'Aurès) en bordure de la plate-forme saharienne. Afin de déterminer le Cénomaniens et ses sous étages, ses limites, les conditions sédimentologiques et tectoniques contrôlant ses différents dépôts, ainsi que de décrypter les paléoenvironnements régnants à cet époque, une approche pluridisciplinaire intégrant les données lithologiques, paléontologiques, sédimentologiques, géochimiques et structurales a été menée sur les échantillons provenant de 3 coupes (Koubaane, Taghrout Ameer ; et Ktef el Hammam).

Quatre unités lithologiques nouvelles ont été individualisées, dans un ensemble d'épaisseur comprise entre 700 et 1200 m ; ce sont de bas en haut : l'unité inférieure des marnes à rares intercalations de calcaires argileux (Unité I d'âge Cénomaniens basal à moyen), marnes-calcaires lumachéliques (Unité II d'âge Cénomaniens moyen), alternance marno-calcaire (Unité III d'âge Cénomaniens moyen à supérieur) et calcaires (Unité IV d'âge Turonien inférieur). Ces âges ont été obtenus par l'application des concepts de la biostratigraphie sur l'ensemble des foraminifères pélagiques et ammonites pour la première fois dans le bassin des Aurès.

Six biozones d'ammonites et cinq biozones de foraminifères ont été définis et calibrées avec d'autres régions voisines du domaine Téthysien et du domaine Boréal. La biostratigraphie ainsi établie se révèle précise et permet d'identifier certaines limites inconnues comme (Albien-Cénomaniens ; Cénomaniens inférieur et moyen ; Cénomaniens moyen et supérieur ; Cénomano-Turonien).

Les milieux de dépôt appartiennent à une plate-forme carbonatée à faible pente sur laquelle, de l'extérieur vers l'intérieur, se succèdent trois environnements majeurs : (1) une plate-forme ouverte aux eaux calmes de milieu infratidal, (2) une plate-forme moyenne de milieu infratidal moyen à supérieur peu ouvert et (3) une plate-forme restreinte, avec quelques évaporites, s'étendant de l'infratidal à l'intertidal élevé.

L'enchaînement des différents sédiments cénomaniens s'agence dans 6 mégaséquences à une tendance régressive et à développement inégal, limitées par des discontinuités à caractère régionale. La dernière séquence s'achève avec le retour aux conditions profondes concomitantes d'une hausse eustatique et dépôt de sédiments pélagiques caractérisant un intervalle transgressif (IT) et s'inscrit dans le cycle eustatique majeur téthysien de troisième ordre.

Les résultats de l'analyse de la matière organique dans les différentes coupes ont montré des taux de (COT) variables ; 0.90% à Koubaane ; 0.18% à 0.68% à Taghrout Ameer et 0.15% et 1.07 % à Khenchela). Ces taux ont été révélés aux intervalles transgressifs caractérisant le Cénomaniens inférieur et le passage Cénomaniens-Turonien.

Du point de vue structural, la région d'étude a été affectée par plusieurs événements tectoniques qui se succédaient depuis le Trias, néanmoins elle s'est surtout structurée durant le Tertiaire suite à des phases majeures. Elle est formée de grands plis de direction NE-SW affectés par des accidents majeurs généralement dextres d'orientation NW-SE, et d'un système de fracturation important regroupé en trois familles directionnelles ; la famille NW-SE, la famille N-S et la famille E-W. Cette structuration est générée surtout par les phases atlasique et alpine.

Mots-Clés : Cénomaniens, Turonien, sédimentologie, biostratigraphie, structurale, ammonites, foraminifères, Batna, Algérie, Khenchela, atlasique.

ABSTRACT

The region between Batna in the west and Khenchela in the east covers a very distinct paleogeographic and structural domain which is the Atlas (Aures Mountains) bordering the Saharan platform.

In order to determine the Cenomanian and its sub-stages, its limits, the sedimentological and tectonic conditions controlling its different deposits, as well as to decipher the paleoenvironments prevailing at that time, a multidisciplinary approach integrating lithological, paleontological, sedimentological, geochemical and structural data was carried out on samples from 3 sections (Koubaane, TaghroutAmeur; and Ktef el Hamman).

Four new lithological units are identified, in a set of thickness between 700 m to 1200 m. From bottom to top: the lower unit of marl with rare intercalations of clay limestones (Unit I of lower to middle Cenomanian age), lumachelic marl-limestones (Unit II of middle Cenomanian age), alternating marl-limestone (Unit III of middle to upper Cenomanian age) and limestone (Unit IV of lower Turonian age). These ages are obtained by applying the concepts of biostratigraphy involving the combination of pelagic foraminifera and ammonites for the first time in the Aures basin.

Six ammonite biozones and five foraminifer's biozones have been defined and calibrated; with other regions neighboring the Tethyan and Boreal realms. The biostratigraphy thus established proves to be precised and makes it possible to identify certain unknown limits such as (Albian-Cenomanian; lower to middle Cenomanian; middle to upper Cenomanian; Cenomano-Turonian).

The deposition environments belong to a carbonate platform with a slight slope on which, from outside to inside, there are three major environments: (1) an open platform with calm waters of infratidal environment, (2) a medium platform of medium to upper infratidal environment that is not very open; and (3) a restricted platform, with a few evaporates, extending from infratidal to high intertidal.

The sequence of different Cenomanian sediments is arranged in six mega-sequences with a regressive tendency and uneven development, limited by discontinuities of regional value. The last sequence ends with the return to the concomitant deep conditions of a eustatic rise and deposition of pelagic sediments characterizing a transgressive interval (IT) and is part of the third order Tethyan major eustatic cycle.

The organic matter analysis results in the different sections showed variable (TOC) rates; 0.90% in Koubaane; 0.18%to 0.68%in TaghroutAmeur and 0.15%to 1.07 % in Khenchela). These rates revealed at the transgressive intervals characterizing the lower Cenomanian and the Cenomanian-Turonian passage.

From a structural point of view, the study region went through several successive tectonic events since the Triassic; however, it mainly structured during the Tertiary by the major phases. It is formed of large NE-SW directional folds affected by major strike silp faults generally of NW-SE orientation, and a major fracturing system grouped into three directional families; the NW-SE family, the N-S family and the E-W family. A structure generated especially by the Atlas and Alpine phases.

Keywords : Cenomanian, Turonian, sedimentology, biostratigraphy, structural, ammonites, foraminifera, Batna, Algeria, Khenchela, Atlasic.

ملخص

تغطي المنطقة الواقعة بين باتنة في الغرب وخنشلة في الشرق منطقة بنيوية وباليوغرافية مميزة للغاية وهي الأطلسي (جبال الأوراس) المحاذية للمنصة الصحراوية.

من أجل تحديد السينومانيان ومراحله الفرعية، وحدوده، والظروف الرسوبية والتكتونية التي تتحكم في رواسبه المختلفة، وكذلك فك تشفير البيانات القديمة في ذلك الوقت، تم تتبع نهج متعدد التخصصات يدمج البيانات الصخرية والحفرية والرسوبية والجيوكيميائية والهيكلية، التي أجريت على عينات من 3 أقسام (قوبعن ، تغروت عامر وكتف الحمام).

أربع وحدات صخرية جديدة تم تحديدها ضمن مجموعة يتراوح السمك فيها ما بين 700 متر و1200 متر. هذه من الأسفل إلى الأعلى: الوحدة الأدنى من الغضار مع تداخلات نادرة من الحجر الكلسي الطيني (الوحدة الأولى من عصر السينومانيان القاعدي إلى المتوسطي)، بعدها وحدة الكلس الغضاري (الوحدة الثانية من عصر السينومانيان الأوسط)، ثم بالتناوب الحجر الكلسي مع الغضار (الوحدة الثالثة من السينومانيان الأوسط إلى العلوي) وأخيرا وحدة الحجر الجيري (الوحدة الرابعة من العصر الطوروني السفلي). تم الحصول على هذه الأعمار من خلال تطبيق مفاهيم البيوستراتيغرافيا على جميع أنواع المنخربات وراسيات الأرجل لأول مرة في حوض الأوراس.

تم تحديد ستة مناطق حيوية باستخدام راسيات الأرجل وكذا خمسة مناطق حيوية أخرى باستخدام المنخربات ومعايرتها مع مناطق أخرى مجاورة لنطاقي البحر المتوسط وبوريال. وهكذا أثبت الإحصاء الحيوي المعتمد أنه دقيق وجعل من الممكن تحديد حدود معينة غير معروفة سابقا مثل (الألبانية-السينومانية؛ والسينومانية السفلى والوسطى؛ والسينومانية الوسطى والعليا؛ والسينومانية-التورونية).

تتنمي وسائط الترسيب إلى سطيحة كربونائية ذات منحدر طفيف، من الخارج إلى الداخل، هناك ثلاث بيئات رئيسية: (1) سطيحة خارجية مفتوحة بمياه هادئة من بيئة عميقة، (2) سطيحة متوسطة إلى متوسطة غير مفتوحة للغاية و (3) سطيحة داخلية مع بعض المتخزرات، ذات بيئة ضيقة تمتد من وسط هادئ إلى ضحل.

يتم ترتيب تسلسل رواسب السينومانيان المختلفة في ستة تسلسلات ضخمة مع انحسار رجعي وتطور غير متساو، مقيدة بانقطاعات ذات قيمة إقليمية. وينتهي التسلسل الأخير بالعودة إلى الظروف العميقة المصاحبة لارتفاع منسوب المياه وترسب رواسب العوالق الذي يخص المجال التصاعدي لسطح البحر التي تميز الفاصل الانتقالي IT ويسجل في الدور الاستوائي الأكبر التيتيسي ذو الترتيب الثالث.

أظهرت نتائج تحليل المواد العضوية COT في الأقسام المختلفة مستويات متغيرة في الإنتاج الأولي؛ 0.90% في منطقة قوبعن و 0.18% إلى 0.68% في تغروت عامر ومن 0.15% إلى 1.07% في خنشلة. تم الكشف عن هذه المعدلات في الفترات الفاصلة التي تميز السينومانيان السفلى وكذا السينومانو-طورونيان.

من وجهة نظر هيكلية، مرت منطقة الدراسة بالعديد من الأحداث التكتونية التي تبعت بعضها البعض منذ العصر الترياسي، ومع ذلك فقد تم تنظيمها بشكل رئيسي خلال المرحلة الثالثة عن طريق القوى الرئيسية. وهي تتكون من طيات اتجاهية كبيرة NE-SW تأثرت بالحوادث الكبرى و بشكل عام باتجاه NW-SE ، ونظام تكسير رئيسي مقسم إلى ثلاث عائلات اتجاهية ؛ عائلة NW-SE ، عائلة N-S وعائلة E-W. هيكل تم إنشاؤه بشكل خاص نتيجة للمراحل الأطلسية والألبينية.

الكلمات المفتاحية: السينومانيان، الطورونيان، الرسوبيات، البيوستراتيغرافيا، هيكلية، راسيات الأرجل، المنخربات، باتنة ، الجزائر ، خنشلة، الأطلسي.

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

Symboles lithologiques			Symboles paléontologiques		Symboles d'Etages
1	5	9	a ammonites	Os ostracodes	Alb Albien
2	6	10	b bivalves	l lammelibranches	C Cénomanién
3	7	11	g gastéropodes	in inocérames	T Turonien
4	8	12	h huitres	nt nautilus	Inf Inférieur
1 Calcaires avec joints marneux			o oursins	Fp foraminifères planctoniques	Moy Moyen
2 Marnes			p pecten	Fb foraminifères bentiques	Sup Supérieur
3 Calcaires avec surface supérieure bioturbée			t terriers		C/T Passage
4 Calcaires massifs					
5 Intercalations marno-calcaires					
6 Intervalle masqué					
7 Calcaires laminés noirs ('faciès Bahloul')					
8 Grés roux					
9 Calcaires à nodules centimétriques					
10 Calcaires noduleux sombres					
11 Surface durcie					
12 Calcaires marneux					
			Symboles de stratigraphie séquentielle		
			PBPF	Prisme de Bordure de Plate-forme (SMW: Shelf Margin Wedge)	
			PBN	Prisme de Bas Niveau (LST: Lowstand Systems Tract)	
			IT	Intervalle Transgressive (TST: Transgressive Systems Tract)	
			PHN	Prisme de Haut Niveau (HST: Highstand Systems Tract)	
			ST	Surface de Transgression (TS: Transgressive Surface)	
			SIM	Surface d'Inondation Maximale (MFS: Maximum Flooding Surface)	
			Symboles minéralogiques		
			Ca	Co3 Taux des Carbonates de Calcium	Gy gypse Ph phosphate
			COT	Taux de carbone organique total	Gl glauconie
			EAO	Evenement Anoxique Océanique	MO matière organique
			Symboles lithologiques		
			Fm	Formation	U Unité
			Fah	"Formation Fahdene"	Bah "Formation Bahloul"
			Ann	"Membre Annaba"	
			Symboles de direction		
			N:	Nord	S: Sud
			E:	Est	W: Ouest
			NE:	Nord-Est	NW: Nord-Ouest
			SE:	Sud-Est	SW: Sud-Ouest

TABLE DES FIGURES

N°	TITRE	PAGE
Fig. I.1	Carte géographique de l'Aurès (Benmessaoud, 2010)	9
Fig. I.2	Position des différentes unités géologiques des Maghrébides (modifié d'après Domzig et al, 2006)	10
Fig. I.3	Paléogéographie globale au Crétacé supérieur (Scotese, 2002).	13
Fig. I.4	Comparaison des chartes eustatiques du Crétacé supérieur de Miller et al. (2005) et Haq et al, (1988)	14
Fig. I.5	Différentes reconstitutions paléogéographiques du domaine atlasique. 1. au Cénomanién (Herkat, 2002) ; 2. au Cénomanién supérieur (modifié d'après Herkat et Kechid- Benkherouf, 2006)	16
Fig. I.6	Evolution au cours du Crétacé de la température des eaux de surfaces en Europe, d'après Pucéat et al, 2004	17
Fig. I.7	Colonne lithostratigraphique de l'Aurès (Marmi et Guiraud, 2006)	24
Fig. II.0	Principales formations rencontrées dans la région et marqueurs stratigraphiques correspondants (d'après Buroillet, 1956 ; Amédéo & Robaszynski, 2008)	31
Fig. II.1	A. La coupe géologique de Theniet el Abed (Koubaane) B. Situation géographique de la coupe de Theniet el Abed (Koubaane) sur un extrait de la carte topographique de Batna Est à l'échelle 1/200.000. La ligne rouge AB présente le tracé de la coupe.	32
Fig. II.2	Photos du terrain de Koubaane. 1. Vue panoramique des premières unités lithologiques (I et II) ; 2. La limite entre les grés roux du Vraconien supérieur et les marnes carbonatées du Cénomanién basal (flèche verte) ; 3. Surface inférieure bioturbée par des terriers de grande taille ; 4. Les trois surfaces de transgression de l'unité II (calcaires lumachéliques) ; 5. Marnes carbonatées feuilletées, de couleur bleue ; 6. Vue panoramique de Koubaane et ses différentes unités lithologiques (II, III et IV)	33
Fig. II.3	Situation géographique de la coupe d'Arris (Taghrout Ameer) (extrait de la carte topographique de Batna Est à l'échelle 1/200.000 et la coupe géologique correspondante (la ligne noire AB présente le tracé de la coupe). Photos du site Taghrout Ameer (Arris) ; 1. Intervalle de marne à fragment d'ammonite (<i>Mantelliceras saxbii</i>) ; 2. Fragments de nodule de calcite ; 3. Calcaire bioclastique à bivalve ; 4. Barre de calcaires stratifiés noirâtres riches en matière organique ; 5. Lentille de phosphate de 10 cm d'épaisseur, riche en fossiles et surtout les céphalopodes du genre (<i>Mortoniceras</i> sp.), sur un calcaire marneux ; 6. Surface durcie présentant des oxydations de fer sous forme des taches, et quelques grains d'ordre mm de pyrite ; 7. Les marnes grises ; 8. Les marnes grises compacts (Formation Bahloul) ; 10. Les marnes azoïques	36
Fig. II.4	Situation géographique de la coupe Khenchela (Ktef el Hamam) (extrait de la carte topographique D'Oum el Bouaghi à l'échelle 1/200.000 et la coupe géologique correspondante (la ligne noire AB présente le tracé de la coupe).	38
Fig. II.5	Photos du site de Khenchela (Ktef el Hamam). 1. Surface durcie bioturbée et fracturée (Unité III) ; 2. Barre de calcaires massifs de couleur grise à la base	40
Fig. II.6		42

et marron au sommet, au niveau des échantillons (E28, 29) ; **3.** Black shales caractérisant le passage Cénomaniens-Turonien ; **4.** Calcaires à remaniements intra-formation, c'est des fragments de coquilles roulés et la roche elle-même contient de nombreux fragments d'un calcaires semblables à celui qui le cimente (**FR. Rs:** fragment de roche; **FR.C:** fragment de coquille; **In:** courant d'eau infiltré); **5.** fragment d'ammonite (*Acanthoceras* cf. *rhotomagense*); **6.** Empreinte d'ammonite (*Eucalycoceras pentagonum*, Cénomaniens Sup.)

Fig. II.7	Corrélation biostratigraphique des biozones d'ammonites et foraminifères planctoniques dans le NW de l'Europe (domaine Boréale) avec la Tunisie centrale (domaine téthysien). Les petites flèches en haut et en bas indiquent respectivement la première apparition et disparition des espèces index. (Amédro & Robaszynski, 2008)	44
Fig. II.8	Corrélation biostratigraphique par ammonite des successions cénomaniennes de la Tunisie centrale et du bassin anglo-parisien (Robaszynski et al, 1993)	45
Fig. II.9	Répartition stratigraphique des ammonites dans la région de Koubaane (Thniet el Abed)	47
Fig. II.10	Répartition stratigraphique des ammonites dans la région d'Arris (Taghrout Ameer)	49
Fig. II.11	Répartition stratigraphique des ammonites dans la région de Khenchela (Ktef el Hamam)	51
Fig. II.12	Distributions biostratigraphiques des espèces de foraminifères planctoniques et benthiques enregistrées dans le Cénomaniens de Thniet el Abed, selon la première et la dernière apparition	53
Fig. II.13	Limites et tentative de corrélation du stade cénomaniens et des sous-stades, respectivement : (1) en Tunisie centrale pour la première fois par Pervinquière (1907) ; (2) Angleterre ; (3) Frontières algéro-tunisiennes ; (4) France ; (5) Kazakhstan occidental et Ukraine avec le sud de l'Angleterre ; (6 a) Bassin Paris – Londres et Westphalie ; (6 b) Tunisie centrale par Amédro & Robaszynski (2008) ; (7) Algérie. Les flèches pointant vers le haut et vers le bas indiquent respectivement les première et dernière apparitions des taxons concernés	60
Fig. III.1	Étage de peuplement et milieux de dépôt	64
Fig. III.2	Grès roux à Skolithos et <i>Altichnus</i> (Bromley et Hanken, 1991), dans le secteur de Koubaane.	65
Fig. III.3	Marnes verdâtres. 1 et 2 de Koubaane ; 3 et 4 de Taghrout Ameer ; 5 de Khenchela. Les traits noirs et jaunes sont de minces bancs de calcaires.	66
Fig. III.4	Marnes noirs azoïques à trace de gypse dans le secteur de Taghrout Ameer présentant des chenaux biseautés en 1 et détail en 2.	66
Fig. III.5	Marnes carbonatés. 1. Marnes carbonatés à <i>Mortoniceras</i> et 2. marnes carbonatés à <i>Mantelliceras</i> cf. <i>mantelli</i> ; <i>M. saxbii</i> dans le secteur de Koubaane. 3. Marnes carbonatés à <i>Hyppoturrites</i> sp. ; <i>Sharpeiceras laticlavium</i> dans le secteur de Taghrout Ameer. 4 et 5. Marnes carbonatés à <i>Pseudaspidoceras flexuosum</i> dans la coupe de Khenchela.	68
Fig. III.6	Calcaires à gastéropodes et bivalves. 1. Marnes noires azoïques à trace de gypses intercalés par des calcaires à gastéropodes et bivalves dans le secteur d'Arris. 2. Un banc de calcaires dolomitique bioclastique limité à la base par une surface d'érosion et au sommet par une surface bioturbée à mud cracks (détail en 4.). 5. Des rides d'oscillation symétriques au toit d'un calcaire bioclastique associées à des fenestares dans le secteur de Theniet el Abed	70

	(détails en 3).	
Fig. III.7	Calcaires à Nerineidés. 1 et 5. Dans le secteur de Koubaane. 3 et 6 dans le secteur de Khenchela. 2 et 4 dans le secteur d'Arris. Les flèches et zones noires indiquent les <i>Nerinea</i> .	73
Fig. III.8	1, 2 Calcaires marneux limité à la base par une surface oxydée et bioturbée par de gros Thalassinoides dans le secteur d'Arris. 3. Calcaires marneux limité à sa partie inférieure par des Thalassinoides dans le secteur Thniet el Abed. 4. Surface supérieure oxydée, à petits grains de fer et bioturbée dans le secteur de Khenchela.	74
Fig. III.9	Calcaires à calcisphères (ou calcisphérites) dans le secteur de Khenchela. Trait jaune montre l'épaisseur considérable de faciès par rapport aux autres faciès.	76
Fig. III.10	Calcaires noduleux. 1 et 2 dans le secteur de Koubaane. 3 dans le secteur de Taghrout Ameer, le stylo montre un gros Nautilé à la base du banc. 4 et 5 dans le secteur de Ktef el Hammam. Le trait noir montre l'épaisseur du faciès.	78
Fig. III.11	Les calcisphérites (F11). Les trois bancs décimétriques (1, 2 et 3) de calcaires gris sombre qui caractérisent ce faciès sont bien clairs dans la région d'Arris. Trait bleu montre des joints de stratification entre les trois bancs. Trait jaune indique l'épaisseur.	79
Fig. III.12	1 et 2 présentent les calcaires en plaquettes dites (Black shale) dans les secteurs d'Arris et Khenchela respectivement.	80
Fig. III.13	Bloc diagramme, représentant sur un profil synthétique simplifié, les principaux faciès rencontrés dans le bassin des Aurès durant la période s'étendant entre l'Albien supérieur jusqu'au Turonien	86
Fig. III.14	Éléments figurés non biologiques	88
Fig. III.15	Modèle schématique d'une séquence de dépôt avec ses cortèges sédimentaires d'après Vail et al, 1987, 1991	92
Fig. III.16	Quelques surfaces d'émersion. 1-5 surfaces d'émersion dans le secteur de Khenchela. 6 et 7 présentant un diastème entre les couches dans le secteur de Koubaane. 8 Rides d'oscillation dans le secteur de Koubaane.	94
Fig. III.17	Quelques surfaces d'érosion sous-marine	96
Fig. III.18	Faciès, découpage séquentiel et cycles eustatiques d'une série synthétique du Crétacé supérieur des Aurès (Herkat, 2004)	97
Fig. III.19	Stratigraphie séquentielle et présentation des différents prismes de dépôt (Koubaane)	100
Fig. III.20	Stratigraphie séquentielle et présentation des différents prismes de dépôt (Taghrout Ameer)	101
Fig. III.21	Stratigraphie séquentielle et présentation des différents prismes de dépôt (Ktef el Hammam)	102
Fig. III.22	Essai de corrélation séquentielle entre les trois coupes étudiées d'Ouest en Est respectivement : Koubaane, Taghrout Ameer et Ktef el Hammam	103
Fig. III.23	Modèle de reconstruction paléogéographique et paléoenvironnementale proposé pour l'intervalle de l'Albien supérieur au Turonien inférieur dans la région d'étude (Bensekhria et al. 2019). a) cadre de dépôt albiens; b) prisme marin de haut niveau du Cénomaniens inférieur avec sédimentation marneuse et rares intercalations calcaires de la partie inférieure de la formation de Fahdene (1); (c) transition du Cénomaniens inférieur au Cénomaniens moyen montrant une interruption de la sédimentation (le creux) liée à un intervalle régressif enregistré par des faciès calcaires surmontés d'une surface d'huîtres	107

	(2); (d) Intervalle de transgression du Cénomaniens moyen à supérieur avec faciès calcaire et marno-calcaire de la partie supérieure de la Formation de Fahdene (3); (e) Prisme marin de haute altitude du Turonien basal avec faciès de schiste noir de basse énergie de Bahloul Formation (4)	
Fig. III.24	Stratification pendant OAE (Schlanger & Jenkyns, 1976)	108
Fig. III.25	L'Aptien-Albien et Cénomano-Turonien "Oceanic anoxiques Events" et la transgression du Crétacé (Schlanger et Jenkyns, 1976)	109
Fig. III.26	Géochimie de la matière organique de Taghrouit Ameer 1. Diagramme IP/Tmax. 2. Diagramme IH/Tmax. 3. Diagramme IO/IH	110
Fig. III.27	Géochimie de la matière organique de Ktef el Hammam 1. Diagramme IP/Tmax. 2. Diagramme IH/Tmax. 3. Diagramme IO/IH	111
Fig. III.28	Géochimie de la matière organique de Koubaane 1. Diagramme IP/Tmax. 2. Diagramme IH/Tmax. 3. Diagramme IO/IH	112
Fig. IV.1	Les grands traits structuraux d'Algérie Nord oriental (in Marmi, 1995)	115
Fig. IV.2	Schéma structural de l'Aurès (Ghandriche, 1991)	121
Fig. IV.3	(A) La carte du modèle numérique de terrain MNT (SRTM) de l'Aurès. (B) La carte linéamentaire de l'Aurès	125
Fig. IV.4	Rosaces directionnelles des linéaments. 1. Rosace des fréquences, 2. Rosace des longueurs cumulées	126
Fig. IV.5	(1). Schéma des principales caractéristiques d'une faille. R : rejet, Rv : rejet vertical, Rhl : rejet horizontale latérale, Rht : rejet horizontale transversal (Mattauer, 1980). (2) A- Décrochement sénestre (bloc opposé vers la gauche). B- Décrochement dextre. C- Exemple de structures associées à un décrochement océanique majeur, observées au fond de la vallée transformante de la zone de fracture vema (Vila, 1980). D. Structures associées aux décrochements dans le cas de relais compressifs et extensifs	128
Fig. IV.6	Les fentes de tension et les stylolithes. A- Réparation en échelon le long d'une faille potentielle. B- Détail montrant la géométrie de l'ouverture par rapport aux contraintes. C- Exemple dans le complexe de base du flysch à hélinthoïdes, Alpes. D- Réparation le long de deux cisaillements conjugués et association avec des joints Stylolithiques. E- Origine des fentes sigmoïdes par déformation et rotation progressives. F- Exemple réel. G-un exemple de stylolithes dans un gré charbonneux. La matière organique concentre sur le joint stylolithique en raison de la dissolution des grains de quartz avoisinants	129
Fig. IV.7	Schéma montrant l'orientation des directions principales de déformation.	130
Fig. IV.8	Rappel : Cisaillements conjugués de Riedel et fentes de tensions en échelons. (2) Critères de mouvements permettant de déterminer le sens du déplacement en microtectonique	131
Fig. IV.9	Carte linéamentaire et positionnement des stations de mesures microtectoniques et présentation des marges d'analyse	132
Fig. IV.10	Modèle numérique de terrain présentant les différentes déformations d'échelles cartographiques du bassin des Aurès (Djeffal, 2014 modifié)	133
Fig. IV.11	Interprétation microtectonique par rosaces significatives des directions globales de microstructures tectoniques trouvées sur terrain	134
Fig. IV.12	Principaux tenseurs de contraintes tectoniques affectant le bassin des Aurès, selon les différentes stations de mesure	135

LISTE DES TABLEAUX

N°	TITRE	PAGE
Tableau II.1	Récapitulatif des biozones décrits dans le secteur d'étude	53
Tableau III.1	Récapitulatif des faciès et leur interprétation en termes de processus et de milieux de dépôts	81
Tableau III.2	Tableau récapitulatif des systèmes sédimentaires et des associations de faciès	83
Tableau III.3	Tableau récapitulatif des éléments figurés biologiques	89
Tableau IV. 1	Synoptique des phases compressives reconnues dans le môle constantinois et les régions voisines (Marmi et Guiraud, 2006)	119

SOMMAIRE

SOMMAIRE

REMERCIEMENTS

RÉSUMÉ

ABSTRACT

ملخص

LISTE DES SIGLES ET ABRÉVIATIONS

TABLE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

SOMMAIRE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

CHAPITRE I: CONTEXTE GÉNÉRALET RÉGIONAL

Introduction	08
I. Cadre géographique des Aurès.....	08
II. Cadre géologique régional.....	09
II.1. Le domaine interne.....	09
II.1.1. Le socle Kabyle	09
II.1.2. La dorsale Kabyle.....	10
II.2. Le domaine des flyschs	10
II.2.1. Le flysch Massilien.....	10
II.2.2. Le flysch Mauritanéen.....	11
II.2.3. Le Numédien	11
II.3. Le domaine externe	11
II.3.1. Les séries telliennes	11
II.3.2. Les séries de l'avant pays allochtone	12
II.3.2.1. Les séries néritiques constantinois.....	12
II.3.2.2. Les unités sud-sétifiennes.....	12
II.3.2.3. Les unités des Sellaoua.....	12
II.3.3. L'avant -pays atlasique.....	12
III. Evolution paléogéographique.....	12
III.1. Paléogéographie au Crétacé supérieur.....	12
III.2. Paléogéographie du Bassin des Aurès	15

III.2.1. A l'Albien.....	15
III.2.2. Au Cénomanién.....	15
III.2.3. Au Turonien	15
III.3. Le climat au Cénomanién	17
IV. Cadre stratigraphique	18
IV.1. Les formations du secondaire	18
IV.1.1. Trias	18
IV.1.2. Jurassique.....	18
IV.1.3. Crétacé	19
IV.2. Les formations du tertiaire.....	22
IV.2.1. Le paléogène	22
IV.2.2. Le Néogène	23
V. Historique des travaux	25
Conclusion.....	28

CHAPITRE II : LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

Introduction	29
I. Lithologie	29
I.1. La coupe de Koubaane (Theniet el Abed).....	31
I.1.1. Situation géographique	31
I.1.2. Description lithologique	32
I.1.2.1. Formation Fahdene	32
I.1.2.2. Formation Bahloul	34
I.2. La coupe d'Arris (Taghrout Ameer).....	35
I.2.1. Situation géographique	35
I.2.2. Description lithologique.....	36
I.2.2.1. Formation Fahdene	36
I.2.2.2. Formation Bahloul	38
I.2.2.3. Membre Annaba (de 1227 à 1260 m) (II.8).....	39
I.3. La coupe de Khenchela (Ktef el Hammam).....	39
I.3.1. Situation géographique	39
I.3.2. Description lithologique	40
I.3.2.1. Formation Fahdene	40
I.3.2.2. Formation Bahloul	41

I.3.2.3. Membre Annaba.....	41
II. Attributions biostratigraphiques correspondantes aux limites des sous étages	
Cénomaniens	42
II.1. Biozones par ammonites	43
II.1.1. Zones d'ammonite du Cénomaniens inférieur.....	45
II.1.1.1. Zone de répartition partielle à <i>Mantelliceras</i> cf. <i>mantelli</i> (PRZ).....	45
II.1.1.2. Zone d'intervalle à <i>Mantelliceras dixonii</i>	46
II.1.2. Zone d'ammonite du Cénomaniens moyen.....	48
II.1.2.1. Zone d'intervalle à <i>Cunningtoniceras inerme</i>	48
II.1.2.2. Zone d'intervalle à <i>Acanthoceras</i> cf. <i>rhotomagense</i>	48
II.1.2.3. Zone de distribution totale d' <i>Acanthoceras amphibolum</i>	50
II.1.3. Zone d'ammonite du Cénomaniens supérieur	50
II.1.3.1. Zone de répartition partielle d' <i>Eucalycoceras pentagonum</i> (PRZ).....	50
II.2. Par zonation de foraminifères planctoniques.....	52
II.2.1. Zone à <i>Thalmaninella brotzeni</i> (= Globotruncanoides).....	52
II.2.2. Zone à <i>Thalmaninella reicheli</i> (Cénomaniens moyen)	52
II.2.3. Zone à <i>Rotaliporacushmani</i> (Cénomaniens moyen à supérieur)	52
II.2.4. Zone à <i>whiteinella archaeocretacea</i> (Cénomaniens sup. à Turonien inf.).....	52
II.2.5. Zone à <i>Helvetoglobotruncana Helvetica</i> (Turonien inférieur)	53
III. Les limites des sous-étages cénomaniens.....	54
III.1. La limite Vraconien supérieur-Cénomaniens inférieur.....	54
III.2. La limite Cénomaniens inférieur-Cénomaniens moyen	54
III.3. La limite Cénomaniens moyen-Cénomaniens supérieur	54
III.4. La limite Cénomaniens supérieur- Turonien inférieur (EAO-2)	55
IV. Corrélation interrégionale	56
Conclusion.....	61

CHAPITRE III : SÉDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PÉTROLIER

Introduction	62
I. Facies sédimentaires.....	63
I.1. Définition d'un faciès, microfaciès sédimentaire.....	63
I.2. Inventaire et interprétation des faciès.....	63
I.2.1. Grés roux à Skolithos et Altichnus (F1)	64
I.2.2. Marnes verdâtres (F2)	65

I.2.3. Marnes noires azoïques à trace de gypse (F3)	66
I.2.4. Marnes carbonatées (F4).....	67
I.2.5. Calcaires à gastéropodes et bivalves (F5).....	69
I.2.6. Calcaires lumachéliques à huitres (F6)	70
I.2.7. Calcaires à Nerineidés (F7)	72
I.2.8. Calcaires marneux (F8).....	73
I.2.9. Calcaires à calcisphères (F9).....	75
I.2.10. Calcaires noduleux (F10).....	76
I.2.11. Les calcisphérites (F11)	78
I.2.12. Calcaire en plaquettes "Black shales laminés" (F12).....	79
II. Associations de faciès et Systèmes de dépôt	82
II.1. Associations de faciès	83
II.2. Systèmes sédimentaires	83
II.2. 1. Systèmes sédimentaires mixtes	83
II.2. 2. Systèmes sédimentaires carbonatés.....	84
III. Pétrographie.....	86
III.1. Eléments figurés non biologiques	86
III.1.1. La pyrite.	86
III.1.2. La glauconie.	87
III.1.3. Matière organique.	87
III.1.4. Phosphates.....	87
III.1.5. Phase de liaison.....	87
III.2. Eléments figurés biologiques.....	88
IV. Stratigraphie séquentielle	90
IV.1. Rappel sur les concepts de la stratigraphie séquentielle.....	90
IV.2. Discontinuités et découpage séquentiel	91
IV.2.1. Définition d'une discontinuité sédimentaire.....	91
IV.2.2. Description et interprétation des discontinuités sédimentaires.....	93
IV.2.2.1. Surfaces d'émersion	93
IV.2.2.1.1. Polygones de dessiccation ou "mud-cracks"	93
IV.2.2.2. Surfaces bioturbées	94
IV.2.2.3. Surfaces ferrugineuses ou "hardground"	94
IV.2.2.4. Diastèmes	95
IV.2.2.5. Surfaces d'érosion sous-marine	95

IV.2.3. Découpage séquentiel	96
IV.2.3.1. Caractéristiques des prismes sédimentaires	97
IV.2.3.2. Séquences de dépôts.....	98
IV.2.3.1.1. La séquence S1	98
IV.2.3.1.2. Les séquences 2, 3, 4 et 5	98
IV.2.3.1.3 La séquence 6	99
V. Paléogéographie et évolution paléoenvironnementale	103
V.1. Le Cénomaniens inférieur	104
V.2. Le Cénomaniens inférieur au Cénomaniens moyen	104
V.3. Le Cénomaniens supérieur	105
V.4. Le Turonien inférieur	106
VI. Potentiel pétrolier	108
VI.1. Les Evénements anoxiques océaniques et leur relation à la conservation de la matière organique	108
VI.2. La pyrolyse Rock Eval	109
VI.3. Caractérisation géochimique de la matière organique.....	110
VI.3.1. Géochimie de la matière organique de Taghrout Aneur	110
VI.3.2. Géochimie de la matière organique de Ktef el Hammam.....	111
VI.3.3. Géochimie de la matière organique de Koubaane.....	112
Conclusion.....	112

CHAPITRE IV : INTERPRÉTATION STRUCTURALE

Introduction	114
I. Contexte tectonique général	114
I.1. Etat de connaissance.....	114
I.2. Les événements de déformations.....	116
I.3. Les grandes structures du domaine atlasique	119
II. Etude structurale	122
II.1. Analyse linéamentaire	122
II.1.1. Contribution de la télédétection et SIG	123
II.1.1.1. La télédétection.....	123
II.1.1.2. Les systèmes d'informations géographiques (SIG).....	123
II.1.2. Résultats et discussion.....	124
II.1.2.1. La famille NW-SE	125

II.1.2.2. La famille E-W	126
II.1.2.3. La famille N-S	127
II.2. Analyse microtectonique	127
II.2.1. Rappels sur les éléments microtectoniques	127
II.2.1.1. Les éléments planaires	128
II.2.1.1.1. Les failles	128
II.2.1.1.2. Les fentes en échelons	128
II.2.1.1.3. Les diaclases	129
II.2.1.2. Les éléments linéaires.....	129
II.2.1.3. Les directions d'une déformation	131
II.2.1.4. Critères de mouvements	131
II.2.2. Les stations de mesures	132
II.2.2.1. La marge Est.....	132
II.2.2.2. La marge centre	132
II.2.2.3. La marge Ouest.....	132
II.2.3. Résultats et discussion.....	132
II.2.3.1. Les déformations d'échelles cartographiques.....	132
II.2.3.2. Les déformations locales	133
II.2.3.2.1. La déformation dans la bordure Est du massif.....	134
II.2.3.2.2. La déformation dans la bordure centre du massif.....	137
II.2.3.2.3. La déformation dans la bordure Ouest du massif	138
III. Contexte géodynamique	141
Conclusion.....	141
CONCLUSION GÉNÉRALE	143
ANNEXES	146
RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES	149

INTRODUCTION GÉNÉRALE

INTRODUCTION GÉNÉRALE

◆ Définition d'une problématique de recherche

L'emplacement du massif de l'Aurès actuel, se situait dans un bassin ouvert sur la Téthys au NE et à l'E mais plus ou moins fermé au SW et au S. Au sein de ce bassin se développe une sédimentation marneuse épaisse au centre, carbonatée et plus réduite à l'extrémité SW (Laffitte, 1939). Le bassin correspond à une fosse subsidente ou au sillon Aurésien (Guiraud, 1973) ; ce qui est caractéristique à un environnement faiblement oxygéné, voire anoxique, et favorable à la préservation (même temporaire) de la matière organique surtout dans les couches non affleurées. Le Cénomaniens est présent dans tous les grands anticlinaux de ce dernier. Il est caractérisé par une puissante série marneuse qui n'est pas étudiée en détail, sur le plan sédimentologique et stratigraphique, depuis les travaux de Laffitte (1939). Ce ci pose des problèmes d'ordre lithostratigraphique (particularités lithologiques), sédimentologique (caractérisation des milieux de dépôt), géochimiques, géodynamique (les données structurales et leur effet sur l'évolution paléogéographique restent à compléter) et pétrologique.

Ce sujet permet de faire le point sur les connaissances des formations du Cénomaniens à travers le bassin des Aurès. Nous devons aborder notamment les problèmes suivants :

- La lithostratigraphie, sur la base de levés de coupes géologiques, dans les différents secteurs où le Cénomaniens est observable,
- L'étude des faciès et microfaciès, leur agencement et précision des milieux de dépôts,
- Une analyse structurale pourrait mettre en relief les effets de la tectonique sur l'évolution des dépôts,
- Les coupures séquentielles seront établies,
- Localisation des zones riches en matière organique (PHN, PBN,...)

Toutes ces questions de recherche fondamentale et qui ont de nombreuses applications dans le cadre de la détermination de la série cénomaniens, vont structurer notre méthodologie de recherche.

◆ Objectifs

Le présent travail représente une étude pluridisciplinaire basée sur un couplage des données sédimentaires, lithostratigraphiques, structurales et géochimiques (calcimétrie et carbone organique total) et ce, pour une meilleure compréhension de l'évolution des paléoenvironnements marins au cours du Cénomaniens ainsi que son passage important vers le Turonien (le passage Cénomaniens-Turonien), à l'échelle locale des deux régions étudiées celle de Batna et de Khenchela. Cette tentative permettra aussi d'établir d'éventuelles corrélations avec d'autres contrées voisines et lointaines. Trois coupes, appartenant à un domaine paléogéographique et structural bien distinct : domaine atlasique (Monts de l'Aurès) au SE, Koubaane, Taghrout Aneur et Ktef el Hammam, sont alors les coupes sélectionnées où les affleurements sont bien dégagés et la coupure entre le Cénomaniens - Turonien, est bien référentielle. Ainsi, l'examen de la série crétacée entre la région de Batna et Khenchela nous a amené à :

- reconnaître la succession lithostratigraphique dans les différentes coupes détaillées et de suivre les variations verticales et latérales des épaisseurs et des faciès.
- proposer un découpage en formations et unités lithostratigraphiques cartographiables à différentes échelles.
- datation et découpage biostratigraphiques des formations sédimentaires rencontrées, basés essentiellement sur des ammonites et des foraminifères planctoniques.
- établir des corrélations stratigraphiques entre les différentes coupes et avec les autres zones et domaines paléogéographiques avoisinants et lointains ;
- définir les différents faciès et microfaciès et interpréter les différents faciès en termes de processus de dépôt et les regrouper en associations de faciès et en systèmes sédimentaires afin de reconstituer les milieux de dépôt ;
- identifier les discontinuités et séquences sédimentaires afin de percevoir la dérive générale (tendance évolutive) de chacune d'elles et de mettre en évidence les différents cycles transgressifs-régressifs.
- élaborer un modèle sédimentologique logique et placer la région d'étude dans un cadre paléogéographique, en tenant compte de l'action conjuguée du climat et de l'eustatisme dans le contrôle de la sédimentation ;
- L'étude géochimique, afin d'apporter un complément d'informations sur le passage Cénomaniens-Turonien ; ainsi que situer et préciser les intervalles sédimentaires riches en matière organique.

Ces points vont permettre de préciser la mise en évidence de l'évènement anoxique océanique 2 (EAO2) au cours du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur dans la région d'étude et de définir ses argument ainsi que son étendu géographique dans différents domaines structuraux.

◆ **Méthodes**

La méthodologie suivie dans notre recherche est conforme aux méthodes traditionnelles d'études de terrain et de laboratoire en stratigraphie, en sédimentologie des dépôts carbonatés et en tectonique. Elle emploie des approches différentes mais néanmoins complémentaires.

I. Synthèse bibliographique

Une recherche bibliographique approfondie a été menée sur le Cénomaniens des Aurès ainsi celui des autres régions voisines et mondiales afin de faire des corrélations régionales.

2. Travail de terrain, levé de coupes et observations macroscopiques

L'emplacement des coupes géologiques a été choisis minutieusement dans les séries les plus complètes possible selon certains critères tels que : la bonne qualité d'affleurements, la facilité d'accès, l'absence de perturbation tectonique, mais aussi, la présence des repères lithologiques et paléontologiques qui ont facilité les corrélations régionales.

Le relevé de trois coupes dans la région située entre Batna et Khenchela a été effectué banc par banc, avec une mesure systématique et précise des épaisseurs, permettant le report des données concernant la stratonomie, les structures sédimentaires, les discontinuités, etc... Nous avons prélevé 120 échantillons dans la coupe de Koubaane, et 143 dans la coupe de TaghroutAmeur, 96 dans la coupe de Ktef el Hammam, avec un total de 359 échantillon (pour chaque 5m, et parfois 10 m). Les échantillons de marnes ont été stockés dans des sacs plastiques portant des étiquettes sur lesquelles est écrit le numéro de l'échantillon et sa provenance, tandis que les échantillons de roches ont été numérotés et affectés de leur polarité pour la confection des lames minces.

Une autre démarche avait pour but principalement de datation des principaux ensembles et de traçage des limites stratigraphiques du Cénomaniens, a nécessité la récolte de la macrofaune. Cette dernière moyennement riche est représentée par l'essentiel des fossiles tels que : les bivalves, les oursins, les ammonites, et les gastéropodes. L'état de conservation a été également noté.

Le levé des coupes a été complété par des observations macroscopiques concernant la géométrie des corps sédimentaires, notamment les relations avec les accidents etc... Les données de nos analyses de terrain seront résumées sous forme de coupes verticales (Log des auteurs anglo-saxons) et corrélations lithostratigraphiques.

3. Travail de laboratoire et préparation des échantillons

3.1. Traitement des échantillons meubles

Après une étape de trempage de quelques heures (sédiment+eau, ou plus simplement de la liquide vaisselle), les échantillons ont subi des traitements différents selon leurs états d'indurations (voir Benkherouf 1988). Le sédiment dissocié, ainsi obtenu, est ensuite versé dans une série de trois tamis dont les mailles successives sont de 0,071 mm, 0,200 mm et 0,500 mm, puis lavés sous un jet d'eau, afin de recueillir les résidus. Nous avons ensuite procédé au tri de la fraction > 0,071 sous la loupe binoculaire.

Dans chaque résidu de lavage nous avons pu extraire des foraminifères planctoniques, benthiques et des ostracodes, mais aussi d'autres éléments de nature minérale comme le gypse, la calcite, la pyrite et la glauconie.

3.2. Traitement des échantillons durs

L'analyse des faciès, sur le terrain et sur les échantillons en macroscopie (surfaces polies) et microscopie (lames minces), est basée sur l'hypothèse que les textures observées dans ces échantillons résultent d'une combinaison de trois facteurs : le régime de dépôt, l'activité biologique et la diagenèse. Pour les analyses pétrographiques, microscopiques et macroscopiques, sont utilisées : la nomenclature de Dunham (1962) complétée par celle d'Embry et Klovan (1971) pour les textures carbonatées.

4. Etude lithobiostratigraphique

Les coupes levées ont fait l'objet d'une étude lithostratigraphique afin de subdiviser la colonne stratigraphique de la série étudiée en unités lithostratigraphiques bien définies. Les variations latérales des faciès ne sont pas significatives pour proposer pour chaque région sa propre nomenclature. Certes les variations latérales de faciès sont présentes mais la lithologie ou le faciès dominant définissant le contexte sédimentaire demeure homogène.

Pour la biostratigraphie, nous avons préféré l'outil micropaléontologique et la méthode des microfaciès vis à vis de l'outil macro-paléontologique (présence d'ammonites stratigraphiques). Toutefois les résultats de nos prédécesseurs étaient d'un apport non négligeable à notre étude.

Les déterminations de la faune ont porté sur les ammonites, les foraminifères et certains ostracodes. Malgré la détermination des ostracodes qui s'est avérée moins

complète, mais a été d'un grand intérêt surtout paléogéographique. La densité de l'échantillonnage a permis de caractériser surtout les limites des étages et dans les cas favorables certains sous étages. La combinaison des datations réalisées à partir de la macrofaune et de la microfaune, s'est révélée suffisante pour cerner les principales limites stratigraphiques.

5. Etude microfaciologique et interprétation des paléoenvironnements

La description des microfaciès carbonatés a été effectuée en adoptant à la classification de DUNHAM tout en la complétant par la caractérisation des constituants. La détermination des constituants et des associations des microorganismes, par l'analyse des microfaciès à partir des lames minces, constitue un outil fondamental pour l'identification et l'interprétation des principaux environnements de dépôt.

6. Stratigraphie séquentielle

Elle a été adoptée par deux approches complémentaires :

- D'une part la mise en évidence des séquences par l'observation de la série et la caractérisation de l'enchaînement vertical des faciès et la définition des discontinuités.
- D'autre part, à partir de l'établissement de graphes séquentiels permettant d'ordonner les échelles des faciès et de visualiser graphiquement leur évolution, selon la méthode pratiquée par Delfaud (1970, 1974). Cela aboutit ainsi à caractériser les principales séquences d'échelle moyenne, ainsi que les mégaséquences.

7. Analyses géochimiques

En plus des données obtenues à partir des méthodes décrites ci-dessus, d'autres résultats sont obtenus par les données de la géochimie.

7.1. La calcimétrie

Nous avons estimé le taux de calcium des échantillons répartis régulièrement sur toute l'épaisseur de chacune des 3 coupes. Le taux de carbonate de calcium contenu dans les échantillons a été évalué au moyen de la méthode classique du calcimètre de Bernard. La préparation des échantillons consiste en leur réduction en poudre avec des grains inférieurs à 0.2 mm. Un aliquote est soumis à l'action de l'acide chlorhydrique, et le volume de CO₂ dégagé est mesuré. Les échantillons ont été préparés et analysés au niveau du laboratoire d'analyse des sols du département de l'agronomie Université Hadj Lakhdar BATNA 1.

7.2. La matière organique

La mesure du taux de carbone organique total (COT) a été effectuée au niveau du Centre d'Etudes et de Recherches appliquées au développement de la wilaya de Tébessa et Boumerdès par pyrolyse « Rock-Eval VI ».

8. Etude structurale

L'étude des déformations affectant le secteur d'étude a nécessité l'emploi de diverses méthodes d'analyses structurales. Celles-ci se caractérisent à des échelles d'observation variables : examen des images satellitaires, levés de cartes géologiques, investigations de terrain (stations de mesures), enfin mesure de la direction, le pendage, les marqueurs tectoniques et indicateurs de déplacement. Aussi des mesures d'ordre sédimentologiques et paléontologiques concernant les critères de polarité stratigraphique sont prises en considération vue l'intensité de la déformation à l'échelle local qui a induit le redressement des couches presque à la verticale (pendage des couches mesuré est généralement autour 70°). Ensuite l'assemblage de ces données est traité à l'aide des méthodes différentes : réalisation de carte linéamentaire, projection stéréographique, de microstructures pour estimer leur cinématique et déterminer les principaux événements tectoniques qui ont affecté le secteur d'étude.

✦ Structuration de la thèse

L'enchaînement des différents chapitres de cette thèse suit l'ordre dans lequel se sont succédé les différentes étapes qui ont jalonné le cheminement de la recherche litho-biostratigraphique et sédimentologique.

Le premier chapitre s'attachera à présenter le contexte général; une brève synthèse sur la chaîne des Maghrébides et sur l'état des connaissances sur la paléogéographie du Crétacé supérieur et celle du bassin des Aurès pendant la période s'étendant entre le Vraconien et le Turonien, et de placer la zone d'étude dans son contexte géographique, et géologique régional.

Le deuxième chapitre, chapitre fondamental, il concerne une description et un inventaire lithologique et biostratigraphique des coupes étudiées. A partir des données fournies par ces coupes sera ensuite élaboré un système de biozones en utilisant les espèces index d'ammonites et de foraminifères caractérisant chaque étage, et de présenter la série étudiée dans son cadre chronostratigraphique.

Le troisième chapitre s'intéresse à l'étude sédimentologique, avec la caractérisation des différents microfaciès et leur enchaînement vertical, en associant des faciès à leurs milieux de dépôt, la détermination des séquences de dépôt et enfin la localisation des zones

riches en matière organique (PHN, PBN,...), type de roche mère, origine maturité...etc., pour l'estimation de son potentiel pétrolier.

Le quatrième chapitre concerne l'interprétation structurale des déformations tectoniques à l'aide de l'outil de la télédétection et SIG, projection stéréographique des mesures de terrain afin de connaître et de déterminer les déformations tectoniques à l'origine des différentes structures.

Enfin, la conclusion générale précisera les principaux résultats obtenus et dégagera les événements géologiques clés ayant affecté la région d'étude. Le manuscrit clôturé par une liste de références bibliographiques assez exhaustives.

CHAPITRE I

CONTEXTE GÉNÉRAL ET RÉGIONAL

Introduction

I. Cadre géographique des Aurès

II. Cadre géologique régional

II.1. Le domaine interne

II.2. Le domaine des flyschs

II.3. Le domaine externe

III. Evolution paléogéographique

III.1. Paléogéographie au Crétacé supérieur

III.2. Paléogéographie du Bassin des Aurès

III.3. Le climat au Cénomanién

IV. Cadre stratigraphique

IV.1. Les formations du secondaire

IV.2. Les formations du tertiaire

V. Historique des travaux

Conclusion

Introduction

L'objectif principal de ce chapitre est de faire un état des lieux des connaissances acquises sur le Cénomaniens et le secteur d'étude. Après une synthèse des travaux de référence portant sur la paléogéographie et l'évolution tectonique de l'Algérie permettant de contraindre le cadre géologique global, ce chapitre s'attachera à replacer la série du Cénomaniens dans son contexte stratigraphique et tectonique.

I. Cadre géographique des Aurès

La signification du mot Aurès ou Aoures comme le prononcent les autochtones n'a pu encore être déterminée ; c'est probablement un nom d'origine berbère, qu'on retrouve donné à d'autres montagnes, notamment au djebel Aoures près de Khenchela (Laffitte, 1939). 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 Khenchela à l'Est. Son versant sud du côté de Biskra est limité par l'accident sud atlasique, tandis qu'au Nord, il est limité par les Monts de Bellezma-Batna et le bassin de Timgad. L'Aurès est compris dans le triangulaire Batna, Biskra et Khenchela (**Fig. I.1**). Sa longueur de l'Est à l'Ouest est d'environ 100 Km ; sa largeur du nord au Sud aussi est 100 Km.

L'Aurès représente l'une des composantes sédimentaires majeures de l'Algérie. Il constitue la partie orientale de l'Atlas saharien et se prolonge vers l'Est par l'Atlas tunisien. Ce bassin en position intra-cratonique est néanmoins largement ouvert sur le domaine téthysien auquel il se raccorde au niveau de l'Atlas tunisien septentrional. Sa situation intermédiaire entre la plate-forme saharienne et le domaine mobile tellien explique les variations latérales de faciès qu'il présente. Ils se rattachent à un bassin subsident d'âge mésozoïque, intermédiaire entre la plateforme saharienne au sud et la zone pré-atlasique au nord.

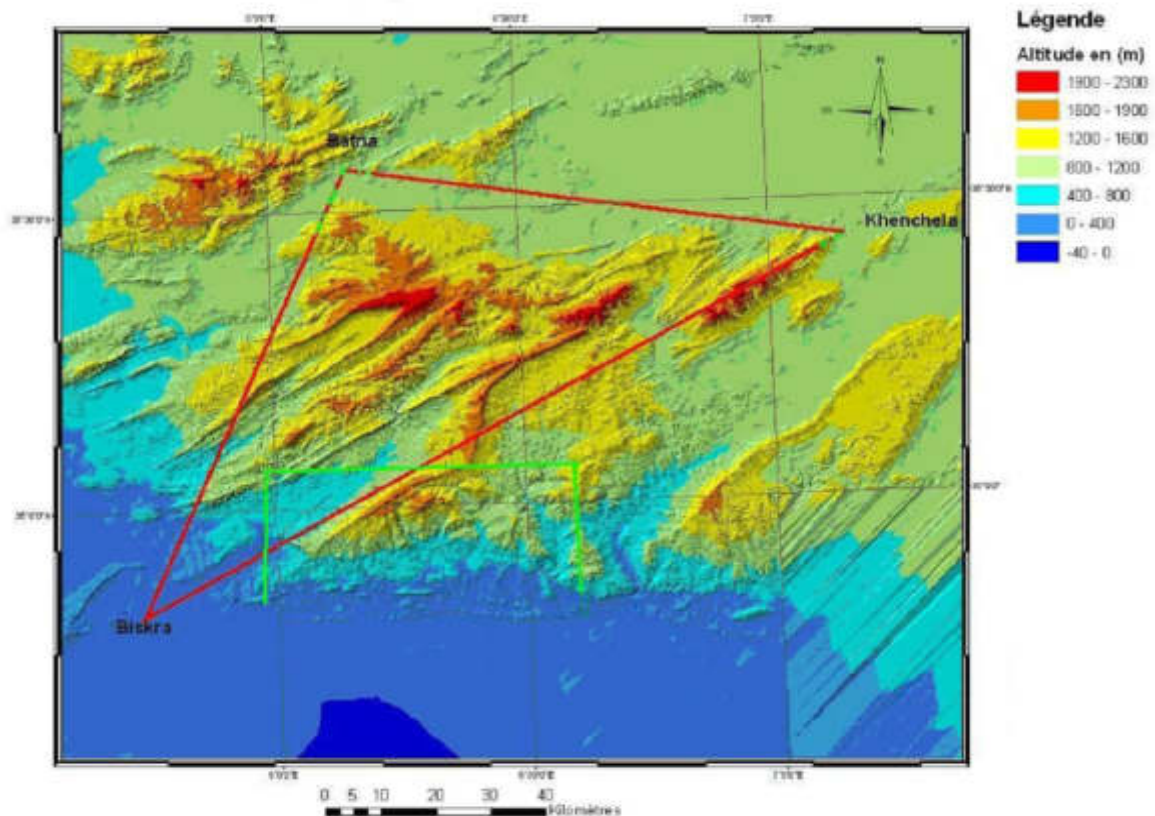


Figure I.1 Carte géographique de l'Aurès (Benmessaoud, 2010).

II. Cadre géologique régional

Afin de mieux comprendre la géologie de la région d'étude, il faut bien la localiser dans son contexte géologique régional par rapport à la chaîne alpine de l'Algérie du Nord. La chaîne des Maghrébides correspond à la chaîne alpine de l'Afrique du Nord faisant partie de l'orogène alpin péri-méditerranéen (Durand-Delga, 1969), c'est le résultat de la structuration du bassin Maghrébin et ses marges durant le Tertiaire. La chaîne des Maghrébides s'étend de l'Ouest à l'Est sur 2000 km depuis l'Espagne du Sud à l'arc calabro-sicilien, en Algérie, elle montre du Nord vers le Sud les domaines suivants :

II.1. Le domaine interne

Ce domaine est formé d'éléments issus de la dilacération de la plaque d'Alboran: socle cristallophyllien continental aminci et couverture sédimentaire du Paléozoïque au Cénozoïque. Cette couverture peut être en partie désolidarisée de son socle pour former des nappes de charriages.

II.1.1. Le socle Kabyle

De bas en haut il est représenté par :

- Un ensemble cristallophyllien profond appartenant aux faciès de granulites.
- Des gneiss à intercalations parfois puissantes de quartzites et d'amphibolites.
- Des schistes satinés ou phyllades, des grès et des porphyroïdes ocellés.

II.2.2. Le flysch maurétanien

Il correspond d'une part à la réunion des flyschs de Guerrouch (Dur -Delga & Lambert, 1955) et d'autre part de Penthièvre (Neumann & Vila, 1967). Il est consommé par une série variée qui comprend de bas en haut :

- Des radiolarites rouges du Malm (Vila, 1980).
- Un flysch calcaire d'âge crétacé inférieur.
- Une puissante série argilo-gréseuse à la base et calcaire au sommet d'âge Crétacé supérieur.
- Des formations conglomératiques et micro-conglomératiques d'âge Yprésien.

II.2.3. Le Numidien

Dû son nom à Fischeur (1890) pour désigner la trilogie suivante :

- Des argiles varicolores à *Tubotomaculum* dites "argiles sous- numidiennes".
- Des bancs de grès épais à grains hétérogènes.
- Des argiles, marnes et silexites dites "supra-numidiennes".

II.3. Le domaine externe

Le domaine externe représente la marge téthysienne du continent africain, il est caractérisé par une série qui s'étend du Trias jusqu'au Miocène. En Algérie orientale, le domaine externe est représenté par les séries telliennes, les séries de l'avant pays allochtone (selon la terminologie de Vila 1980) et les séries de l'avant pays atlasique autochtone.

II.3.1. Les séries telliennes

Elles correspondent à des séries à dominance marneuse provenant du domaine tellien, ces séries ont été subdivisées en trois grandes unités par Vila (1980) dont les limites suivent à peu près les lignes paléogéographiques du Crétacé, du Paléocène et de l'Eocène. Du Nord au Sud les séries telliennes sont :

II.3.1.1. Les unités ultra-telliennes

Elles sont constituées de marno-calcaires clairs à ammonites d'âge valanginien à vraconien, un Crétacé moyen à Rotalipores, un Sénonien marneux et micritique riche en *Globotruncana* et d'Hétérohélicidés et un Eocène essentiellement marneux et présente aussi des calcaires à silex noirs.

II.3.1.2. Les unités telliennes sensu stricto

Elles sont formées d'un Crétacé inférieur riche en dépôts terrigènes où les intercalations des faciès néritiques restent modérées du Crétacé supérieur à l'Oligocène. (Vila, 1980).

II.3.1.3. Les séries péni-telliennes et les unités méridionales à Nummulites

Elles se caractérisent par des faciès néritiques prépondérants du Crétacé supérieur à l'Oligocène et montrent une grande affinité avec leur avant pays méridionaux (Chadi, 1991).

II.3.2. Les séries de l'avant pays allochtone

II.3.2.1. Les séries néritiques constantinoises

Elles forment des massifs isolés, de tailles variables, caractérisés par d'épaisses formations carbonatées du Mésozoïque. D'après Vila (1980), la série des massifs calcaires méridionaux ne dépasse pas le Cénomaniens et se termine par un contact anormal et aucune formation d'âge éocène n'est liée stratigraphiquement à la série néritique constantinoise. Cette unité est considérée comme autochtone pour Durand Delga (1969), Chadi (1991), Coiffait (1992) et allochtone pour Guiraud (1973) et Vila (1980).

II.3.2.2. Les unités sud-sétifiennes

Il s'agit des séries mésozoïques à caractère de plate-forme subsidante et qui admettent des intercalations pélagiques.

II.3.2.3. Les unités des Sellaoua

Ces unités sont issues d'un sillon allongé du Sud-Ouest au Nord-Est. Elles affleurent au pied des séries néritiques constantinoises chevauchantes. Elles se caractérisent par des faciès bordiers du sillon atlasique. Le saut brusque de faciès entre ces séries et l'Atlas autochtone serait cependant suffisant pour envisager des raccourcissements considérables attribuables à des chariages de grande ampleur (Vila, 1980).

II.3.3. L'avant -pays atlasique

Il est représenté par des séries sédimentaires mésozoïques et cénozoïques épaisses et très plissées. Ces séries sont principalement localisées au niveau de : l'Atlas tunisien, l'Atlas saharien, Monts du Hodna, Monts de Belezma-Batna et l'Aurès.

III. Evolution paléogéographique

III.1. Paléogéographie au Crétacé supérieur

Au Crétacé supérieur, la paléogéographie est marquée par la fermeture de la partie occidentale de la Téthys. Les deux Amériques commencent à se rapprocher. L'Inde poursuit sa dérive vers la plaque asiatique tandis que Madagascar reste au large de l'Afrique. Vers la fin du Crétacé commence à s'ouvrir l'Atlantique Nord. Cette ouverture complète le mouvement de fermeture de la Téthys entraînant également le coulissement de la plaque ibérienne contre la plaque européenne, ce qui débute l'édification des Pyrénées. Chaque continent est à peu près à sa place sur le planisphère (Scotese, 2002).

CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL ET RÉGIONAL

Depuis la charte de Haq et al, (1988), le Crétacé supérieur est considéré comme la période du maximum eustatique des temps mésozoïques. D'après ces derniers auteurs, le Crétacé supérieur est marqué par deux maxima eustatiques, situés respectivement au Turonien inférieur et au Campanien moyen supérieur. Ces maxima sont séparés par une période de plus bas niveau marin dans l'intervalle Turonien moyen- Campanien au cours de laquelle le Turonien supérieur correspond à une phase de chute majeure du niveau marin.

Scotese, (2002) proposa que la transgression importante du Crétacé supérieur débute à l'Albien et comprend plusieurs phases au Cénomaniens, Turonien et Sénonien (**Fig. I.3**). Elle affecte l'ensemble des continents durant une période au cours de laquelle un maximum du niveau de la mer à l'échelle mondiale est atteint (plus de 250 mètres par rapport au niveau marin actuel).

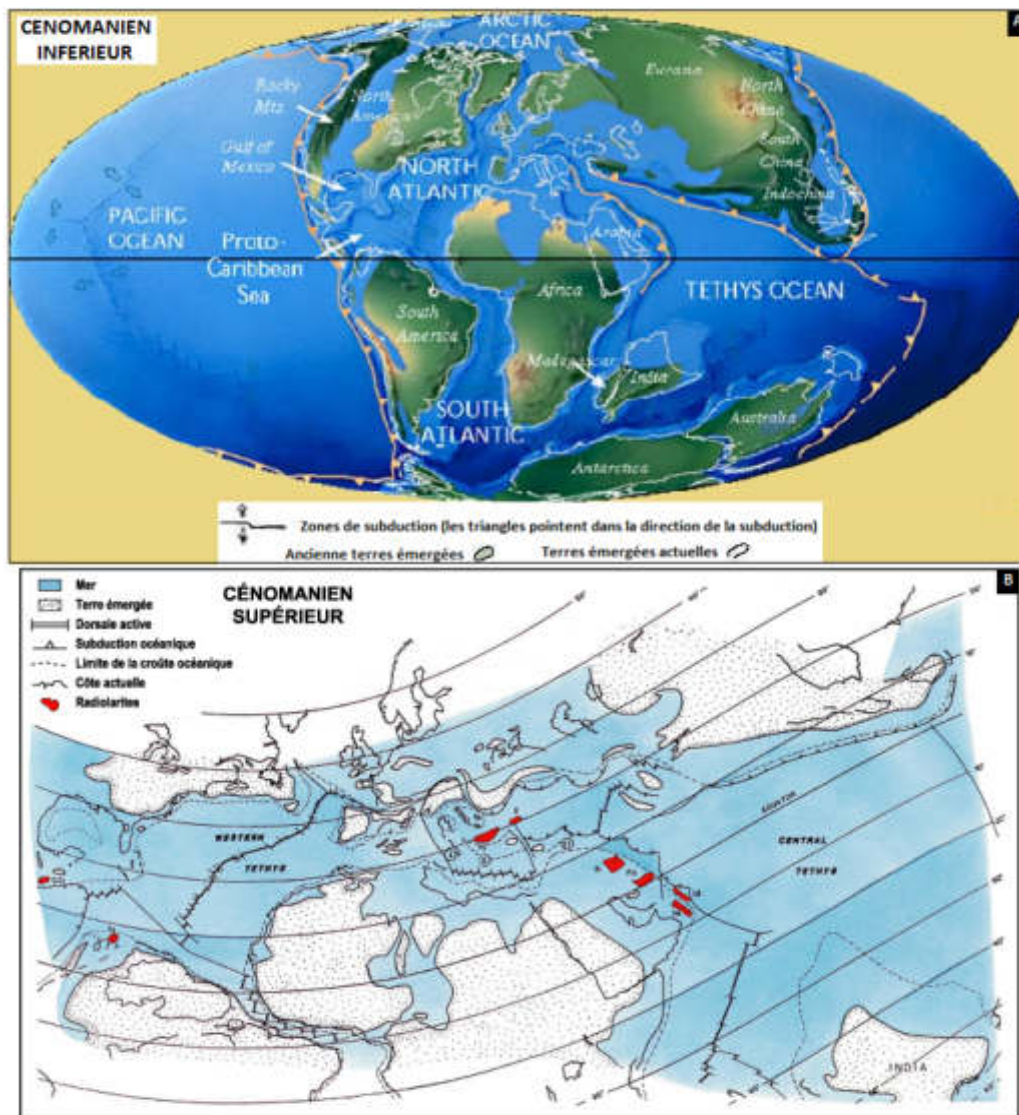


Figure I.3 Paléogéographie globale au Crétacé supérieur (Scotese, 2002)

CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL ET RÉGIONAL

La charte de Haq et al (1988,) a été largement discutée depuis sa parution. L'évolution relative, à grande échelle, au cours du Crétacé supérieur (i.e. les deux périodes de haut niveau séparées par une période de bas niveau marin) est reprise par certains auteurs (**Fig. I.4**). Les discussions portent principalement sur l'âge des principaux maxima et minima eustatiques et sur l'amplitude des variations (Scotese, 2002) ; Haq et al, (1988) ont récemment proposé une nouvelle charte eustatique qui remet largement en cause celle de Haq et al, 1988. Les principales divergences portent sur :

- l'âge des plus hauts niveaux marins eustatiques. Les deux maxima eustatiques du Crétacé supérieur se positionnent dans le Cénomaniens moyen et dans le Campanien inférieur.
- l'amplitude des variations eustatiques qui ne dépassent pas 50 m à l'échelle du Crétacé supérieur pour contre près de 150 m dans la charte de Haq et al, (1988).

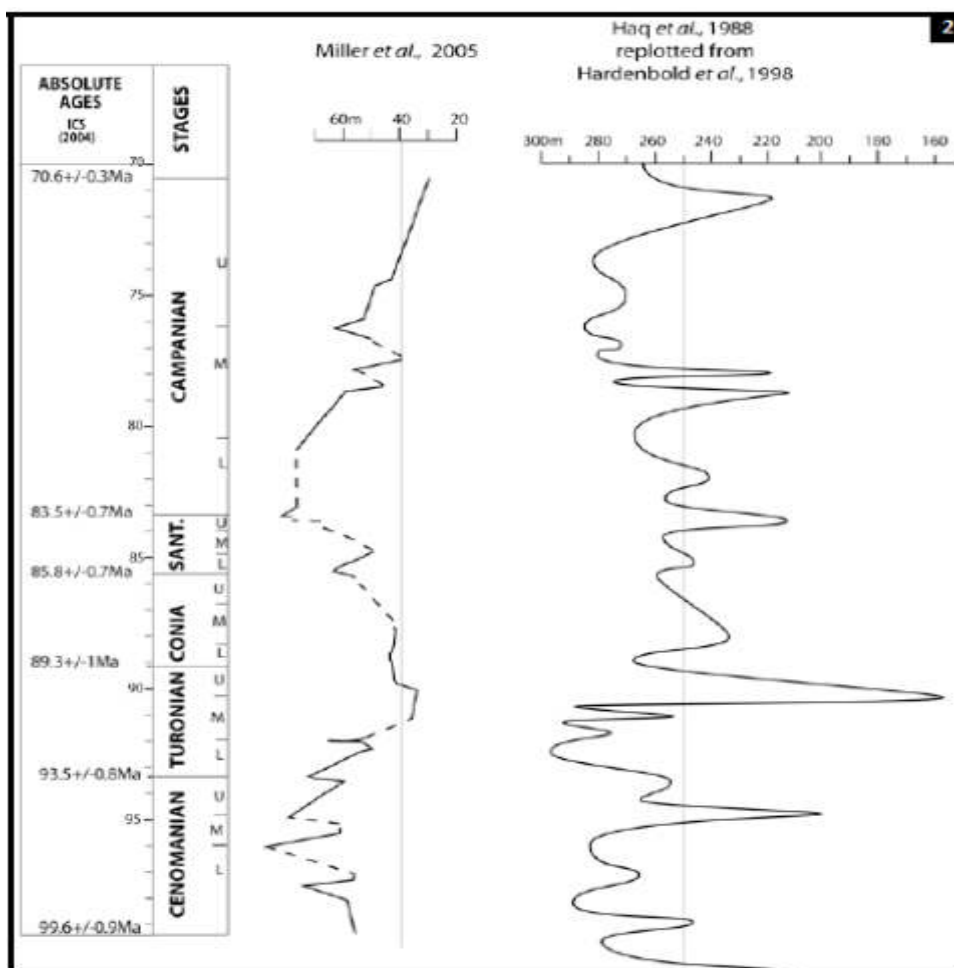


Figure I.4 Comparaison des chartes eustatiques du Crétacé supérieur de Miller et al,(2005) et Haq et al,(1988)

III.2. Paléogéographie du Bassin des Aurès

Au vu de nombreuses publications disponibles sur l'ensemble du Moyen-Orient, le texte qui suit correspond à une synthèse visant à décrire les grands traits de l'évolution de la zone d'étude. Pour plus de précisions le lecteur pourra se référer aux différents articles de synthèse.

III.2.1. A l'Albien

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 distension vraconienne se manifeste également par des blocs basculés essentiellement vers le Sud. La direction moyenne de ces failles est N 110° à N 120°E. Dans les Monts de Batna les blocs sont basculés vers le Nord toujours selon cette direction (Bureau, 1986). Ainsi au cours du Vraconien une extension NNE-SSW à NE-SW se manifeste dans l'ensemble du bassin Aurésien. Les failles paraissent délimiter des blocs basculés de type " domino ".

III.2.2. Au Cénomaniien

Selon Laffitte (1939), l'emplacement du massif de l'Aurès actuel, se situait dans un bassin ouvert sur la Téthys au NE et à l'E mais plus ou moins fermé au SW et au S. Au sein de ce bassin se développe une sédimentation marneuse épaisse au centre (Arris environ 1000 m), carbonatée et plus réduite à l'extrémité SW (col de Sfa : 150 m). Le bassin correspond à une fosse subsidente ou au sillon Aurésien (Guiraud, 1973). Récemment Kazitani, 1986 a montré qu'au cours du Cénomaniien supérieur, l'Aurès a connu des mouvements tectoniques précoces et synsédimentaires, repérables grâce aux lacunes du Cénomaniien supérieur au Djebel Fouchi, pointe SW du Dj. Azreg et à l'extrémité SW du Dj. Metlili. Ces deux zones se situent à proximité de la transversale de l'Outaya (ou geosuture Hodna-Aurès). La subsidence se ralentit au Cénomaniien progressivement (Herkat et al, 2000) (**Fig. I.5**). Pendant le Cénomaniien 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).

III.2.3. Au Turonien

Pour Laffitte (1939) l'Aurès reste en domaine bassin, avec migration du centre du bassin depuis la région d'Arris en direction du NE vers l'anticlinal de Khenchela, où la sédimentation est devenue presque totalement marneuse (800 m). A l'extrémité SW des Aurès, donne à proximité de la transversale d'El Outaya, le Turonien est constitué de calcaires récifaux (rudistes, polypiers) à intercalations de gypse (col de Sfa 70m). Kazitani

CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL ET RÉGIONAL

en 1986 montre qu'au début du Turonien, à l'emplacement de l'Aurès et des monts de Bellezma-Batna s'ouvrent trois bassins rhombiques, engendrés par la réactivation de la transversale Bejaia-Batna-Negrine. Ces bassins rhombiques sont séparés par deux rides, l'une localisée dans les monts de Batna sépare le bassin de Bellezma au Nord de celui de Metlili au Sud, l'autre dans le Dj. Azreg délimite le bassin de Metlili de celui de Taktiout. D'après (Bureau, 1986) la structuration de l'Aurès en blocs basculés se maintient au cours du Turonien. La subsidence tectonique reprend au début du Turonien, et des conditions néritiques se maintiennent, puis diminue, avec une tendance nette au soulèvement se manifeste vers la fin du Turonien et avec une installation d'abondants rudistes à la partie supérieure de l'étage. Des indices de tectonique compressive à cette époque ont été signalés dans le domaine pré-atlasique.

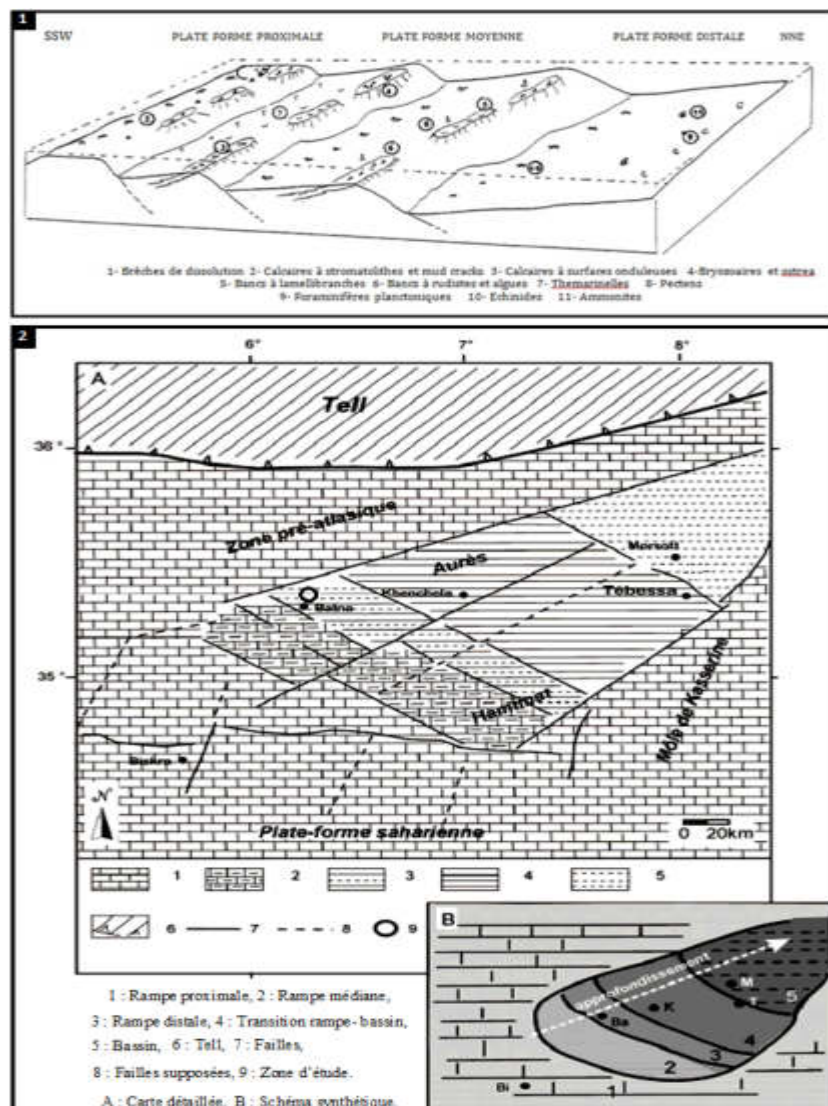


Figure 1.5 Différentes reconstitutions paléogéographiques du domaine atlasique. **1** : au Cénomaniens (Herkat, 2002). **2** : au Cénomaniens supérieur (modifié d'après Herkat et Kechid- Benkherouf, 2006)

III.3. Le climat au Cénomanién

Le Crétacé est une période dite de *greenhouse* (sans développement de grandes calottes polaires), et est généralement considéré comme une des périodes les plus chaudes que la Terre ait connue au cours du Crétacé (**Fig. I.6**), suivi par un refroidissement progressif qui résulte en des températures plus froides à partir du Santonien. Au cours du Crétacé, de petits épisodes glaciaires ont été reconnus au Valanginien et à l'Aptien, tandis qu'au Cénomanién, aucune trace de glace polaire n'a pu être mise en évidence. Le Crétacé moyen et le Cénomanién en particulier sont généralement reconnus comme des périodes de réchauffement intense (Keller et Pardo, 2004) associées à des concentrations de CO₂ très élevées (Bice & Norris, 2002) et les eaux de surface chaudes pouvaient dépasser les 35°C aux basses latitudes (Norris et al, 2002; Pucéat et al, 2007). Le passage du Golfe Arabo-persique en position équatoriale au Crétacé inférieur favorise un climat chaud et relativement humide à semi-aride. A cette période, les précipitations aux basses latitudes sont généralement supérieures au taux d'évaporation (Bice & Norris, 2002).

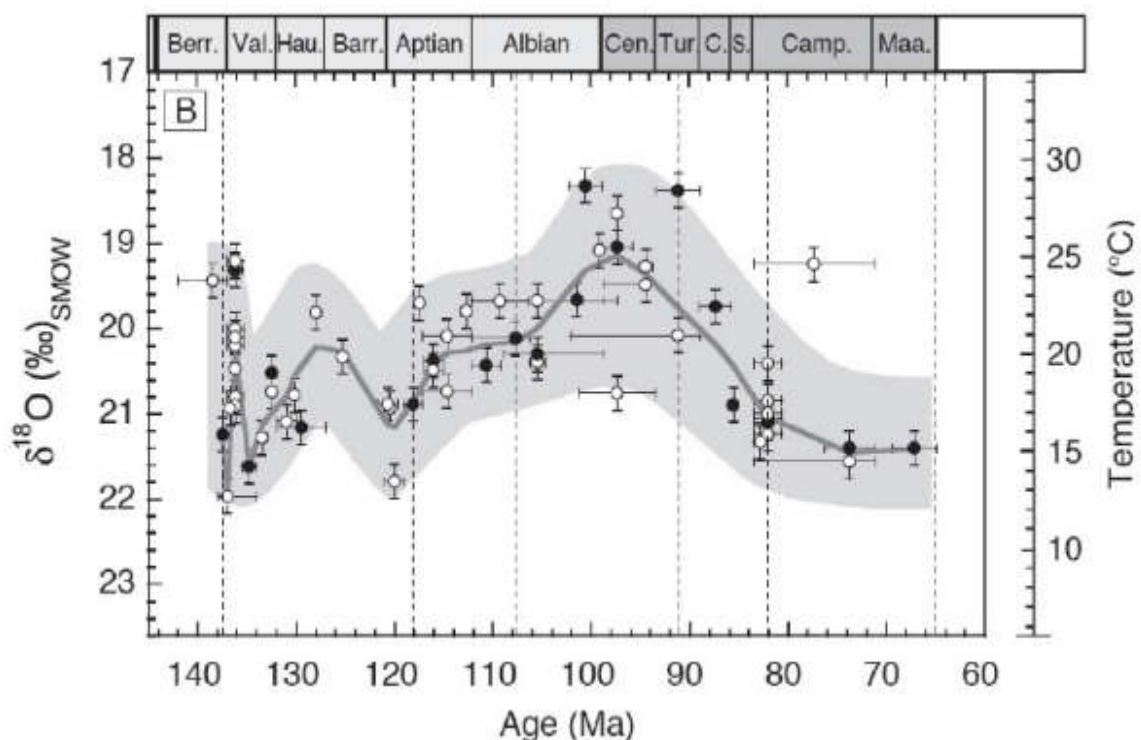


Figure I.6 Evolution au cours du Crétacé de la température des eaux de surfaces en Europe, d'après Pucéat et al, 2007

IV. Cadre stratigraphique

IV.1. Les formations du Secondaire

Ces formations sont caractérisées par l'association de faciès marno-carbonatés et de faciès gréseux. Les faciès marno-carbonatés affleurent largement dans les massifs de Dj. Bou Arif, Dj. Amrane et le massif du Chelia, et sont recouverts en discordance par un Miocène gréseux (**Fig. I.7**).

IV.1.1. Trias

Le Trias correspond aux terrains les plus anciens des zones externes de la chaîne Alpine. Il est essentiellement évaporitique et se présente sous forme de structure diapirique. Les affleurements d'extension et de constitution variable, perçant leur couverture mésozoïque et cénozoïque de façon anormale, s'observent en plusieurs dizaine de points dans les Aurès, ou sur ses bordures. Ce faciès est constitué d'argile gypsifère azoïque. Les formations triasiques dans les Aurès sont constituées par :

- A Menâa s'observent des argiles violettes et rouges, des gypses fibreux, associés à des dolomies azoïques.
- 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 et de quartz bipyramide.
- 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 bipyramidé, de gypses, de dolomies noires bréchifiées (Laffitte, 1939).

IV.1.2. Jurassique

Les formations les plus anciennes du Jurassique en position normale sont situées entre les vallées d'Oued Abdi et Oued Labiod. Ils constituent le cœur de l'anticlinal de Dj Azreg, et comprenant du centre vers la périphérie (le Kimméridgien, le Portlandien et le Berriasien) (Laffitte, 1939).

Les limites entre les étages du Jurassique sont difficiles à déterminer due à l'uniformité des faciès et la rareté des fossiles dont l'épaisseur entre 250 et 300 mètres. Ce dernier débute généralement par un faciès Kimméridgien représenté à la base par des brèches fossilifères et au sommet par des marnes (Laffitte, 1939). Tissot, en 1881 signale à l'Est de Narah un affleurement Jurassique formé de calcaires marneux et de brèches ainsi que dans les Monts de Bellezma un affleurement d'âge Oxfordien.

CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL ET RÉGIONAL

Le Jurassique inférieur est formé par des dolomies, des calcaires micritiques et des calcaires à algues datés par *Involutina Liasica* associé à des Ostracodes (Vila, 1980). 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.

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

Le Jurassique supérieur (Portlandien) constitue le cœur de l'anticlinal du Dj. Azreg et la terminaison orientale du Dj. Toumbait (région d'Ain Yagout) (Marmi, 1995 ; Villa, 1980). Il renferme des calcaires à grains fins en bancs siliceux blanchâtres violacés, à radiolaires, polypiers et spongiaires, et des dolomies azoïques. Ces dernières sont surmontées par des marnes et des calcaires marneux.

IV.1.3. Crétacé

Le Crétacé dans l'Aurès constitue des séries concordantes allant du Berriasien au Danien. Laffitte, 1939 a distingué deux ensembles distincts : le premier à grès dominant associé à des calcaires et des marnes, caractérisant le Crétacé inférieur allant jusqu'à l'Albien, le second marno-calcaire d'âge Crétacé supérieur. Le Crétacé inférieur a été cité pour la première fois par Fournel (1849) qui attribue l'assise marneuse d'El Kantara à cet étage. Coquand (1862) a caractérisé à la fois le Crétacé inférieur dans l'Aurès près de Batna, en attribuant les marnes au Néocomien surmontant le Jurassique et l'Aptien du Nord de l'Aurès, dans le massif de Bou Arif et les environs de Khenchela.

En 1881, Tissot donne un bref aperçu sur le Crétacé inférieur. Les contours de ce dernier furent révisés par Ficheur en 1896 ; Peron (1883) fait connaître l'existence de l'Albien de Metlili, alors que Laffitte parle d'une probable lacune stratigraphique Albienne dans l'Aurès et le Metlili. Plus tard, Laffitte donne la composition pétrographique détaillée du Crétacé inférieur dans les Aurès. Coquand (1862) reconnaît le Cénomaniens et le Sénonien de l'Aurès.

Laffitte complète les observations sur les Crétacé supérieur grâce à la découverte de quelques Céphalopodes, et établit une liste paléontologique grâce aux travaux de Coquand (1862) et Péron (1883). Les sédiments crétacés affleurent largement dans la région d'étude. Ils constituent l'association de termes carbonatés et marneux avec une série gréseuse appartenant au Barrémien.

Au **Berriasien**, des calcaires à brachiopodes recouvrent les récifs, tandis que des calcaires à Calpionnelles et rares *Céphalopodes* se trouvent dans les autres régions.

CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL ET RÉGIONAL

Le Valanginien, fut caractérisée par de grandes épaisseurs de sédiments marins associés à des dépôts détritiques. Il affleure uniquement dans l'anticlinal de Dj. El Azereg, où il forme une ellipse allongée autour de l'affleurement jurassique. Il est formé à la base par des assises assez marneuses qui présentent fréquemment un niveau à fossiles pyriteux assez riches, caractéristique du Valanginien inférieur (Z. à *Kilianella roubaudi*), tandis que des partie moyenne, s'intercalent des calcaires à Ostracées, à la partie supérieure, on trouve tantôt des grès, tantôt des calcaires pisolithiques (Laffite, 1939).

Des grès et des calcaires pisolithiques à Polypiers, foraminifères encroûtant et Algues bleues se forment à l'**Hauterivien**, indiquant des conditions de sédimentation très néritiques. Dans les Monts de Bellezma, l'Hauterivien se présente sous forme de calcaire à *Toxaster Africanus* et Polypiers, souvent dolomitique, formant les crêtes de Chélia et de Bordjem (Bureau, 1975).

Le Barrémien est composé de grès souvent à grain très grossier, passant à des graviers ; avec l'abondance du gypse en certains points, qui traduisent des conditions de sédimentation lagunaires ou subaériennes, au sud- ouest du massif, tandis que le Nord Est du massif est caractérisé par une sédimentation carbonatée marine (Laffite, 1939). Il affleure très largement dans l'anticlinal de Dj. El Azereg. Il est caractérisé par une sédimentation quartzitique, passant vers le SW à des marnes, des sables et des bancs de gypse.

L'Aptien affleure dans tous les grands anticlinaux de l'Aurès : Dj Azereg ; Aich Moul- Chelia ; Khenchela, et aussi dans les anticlinaux du Bellezma et du Bou Arif. Dans l'Anticlinal de Dj. El Azereg, il existe, au-dessus des calcaires, à Rudistes et Orbitolines, un niveau marneux très constant qui contient *Heteraster Tissoti*, constituant la limite supérieure de l'étage.

L'Albien existe dans tous les anticlinaux de l'Aurès, où il couronne régulièrement les assises du Crétacé inférieur. Il se présente souvent sous un faciès gréseux grossier, le plus souvent très fins. Ces grès passent à des alternances de marnes et de quartzites dans le Nord-Est du massif, et à des couches marneuses bariolées et des grès rouges dans le Sud-Ouest. Tandis que dans ces assises qui forment la base et la partie moyenne de l'étage, les calcaires sont rares à la partie supérieure.

L'Albien montre une série développée dans les environs d'Arris. La base est grésomarneuse, avec de rares bancs de calcaires peu fossilifères, surmonté 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.

CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL ET RÉGIONAL

Le Cénomanien apparaît dans les anticlinaux du Dj. Bou Arif, Dj. Ich Ali, Dj. Metlili, Dj. El Azreg, IchMoul-Chellia, Khenchela et très développé, sur le versant Sud-Est dans la région d'Arris. Il est bien caractérisé dans l'Aurès grâce à la présence de Céphalopodes à grande répartition géographique et par l'approfondissement de la mer dans la partie Nord-Est du massif, sauf aux environs de Biskra et El Kantara, où l'on observe des calcaires, tandis qu'ailleurs il se forme partout des marnes bleues peu fossilifères, présentant surtout quelques Céphalopodes très caractéristiques (*Acanthoceras*, *Turrilites*). 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 à Ammonites, des Gastéropodes et des Lamellibranches. La limite supérieure est marquée par la disparition des Orbitolines, *Aspidiscus cristatus* et la présence des couches à Rudistes (Radiolites) caractérisant la partie inférieure du Turonien (Laffitte, 1939).

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. Sur toute la périphérie du massif des Aurès, s'installent des récifs à Rudistes (Radiolites, Hippurites, *Plagioptychus*...), et au centre, se déposent des calcaires marneux à Echinides (*Hemiaster*), et rare Céphalopodes.

La série du **Sénonien** souvent fossilifère, présente une épaisseur de 2000 mètres en moyenne de marnes et calcaires. Il est signalé dans les anticlinaux du Metlili, de Dj El Azreg, de M'Chouneche et dans pratiquement tous l'Aurès, le Bellezma et la région de Khenchela. La base du Sénonien est généralement caractérisée soit par l'apparition de *Barroisceras Haberfellneri* indiquant la première zone à Ammonite où les *Tissotia* datent le Coniacien moyen. Le sommet est difficile à préciser suite à l'absence des fossiles et la ressemblance des faciès. Dans le Metlili et El Kantara, ces affleurements furent étudiés respectivement par Fournel (1849), lui attribuant un âge Cénomano-Turonien que Coquand (1862) rapporte au Sénonien. Plus tard, Peron (1883) détermina la base du Sénonien grâce au niveau des *Tissotia* (Laffite, 1939). La sédimentation sénonienne s'est déposée sous une faible profondeur d'eau, mais l'épaisseur considérable des sédiments (2000 m), signifie un affaissement du fond marin. Ainsi, le début du Sénonien inférieur (Coniacien-Santonien) serait en relation avec une subsidence rapide provoquant le dépôt des marnes à Céphalopodes et Echinides.

Au **Campanien** se dépose une sédimentation marneuse, sous forme de bancs de calcaires crayeux riche en fossiles de toutes sortes (Ammonites, Oursins, Huitres,

Plicatules, ...) à l'Ouest, mais il ne présente que des foraminifères à l'Est (Laffitte, 1939). Le Campanien au Dj. Metlili est constitué d'une épaisse série débutant par des calcaires en plaquettes à silex et Incérâmes, des calcaires organogènes gris et des lumachelles massives, surmontés par de grosses alternances de marnes grises à noires, feuilletées et de calcaires argileux, bioclastiques. La microfaune reste assez pauvre (*Omphalocyclus* sp., *Globigerina* aff. *varianta*, *Globigerina* sp., *Gumbelina* sp. et *Rotalia algeriana* M. et S.). Une centaine de mètres de marnes à gypse coiffent cette formation. La formation des lagunes à gypse est due à la sédimentation rapide par rapport à la subsidence.

Le **Maastrichtien** est essentiellement calcaireux, puissant à l'Ouest et caractérisé par la présence de lithothamniées et Bryozoaires. Il est épais d'environ 400 m au Dj. Metlili d'El Kantara et composé de calcaires gris massifs à *Rotalia algeriana* M. et S., *Rotalia* sp., *Textularides*, *Miliolides* et *Ostracodes*, de calcaires massifs bioclastiques parfois crayeux à *Laffitteina* sp., *Cuneolina* sp., *Valvulamminides* et *Ostracodes* et des calcaires graveleux comprend : des calcaires bioclastiques, des calcaires graveleux et des calcaires argileux plus au moins lumachéliques riche en gastéropodes (Kazitani, 1986). Tandis qu'à Bouzina, il est moins puissant (230 m). C'est une série presque monolithique, composée de faciès sparitique entrecoupée de passé de calcaires crayeux à oursins et des marnes vertes (Benmansour, 2016).

IV.2. Les formations du Tertiaire

IV.2.1. Le Paléogène

✦ Le **Paléogène** est décrit dans tous les synclinaux du versant sud du massif de l'Aurès, avec une variation de faciès et diminution de son épaisseur du NW au SE. Ce dernier est subdivisé en deux ensembles bien distincts ; un ensemble marin à la base (Danien- Lutétien supérieur), et un autre continental au sommet (Eocène supérieur - Oligocène) (Laffitte, 1939).

✦ A l'époque du **Danien**, une émergence se dessine à El Kantara, où il se forme des marnes rouges lagunaires (Laffitte, 1939).

✦ Le **Montien** correspond à des marnes de couleur blanches et des calcaires marneux à Mollusques. Ce même faciès se continue au **Thanétien**, mais par une fréquence plus grande de phosphates (Laffitte, 1939).

✦ Au **Londinien**, se déposaient des marnes blanches et des calcaires à Huitres, Nummulites et Operculines montrant un approfondissement de la mer dans le centre de l'Aurès. Par contre, une émergence se produit en certains points de la périphérie du massif.

✦ Enfin, le **Lutétien** est caractérisé par la présence des sédiments conglomératiques et des gypses indiquent une diminution nette de la profondeur (Laffitte, 1939).

IV.2.2. Le Néogène

Le Néogène a été décrit pour la première fois par Fournel en 1849. Il regroupe les formations continentales d'âge mio-pliocène et l'ensemble des formations rouges tertiaires de l'Aurès. Ces formations sont souvent discordantes sur un substratum déjà tectonisé lors de la phase atlasique de l'Eocène supérieur et surmontées en discordance par des dépôts quaternaires. Les principaux affleurements sont signalés dans le centre et en bordure des bassins, recouverts par des dépôts du Quaternaire.

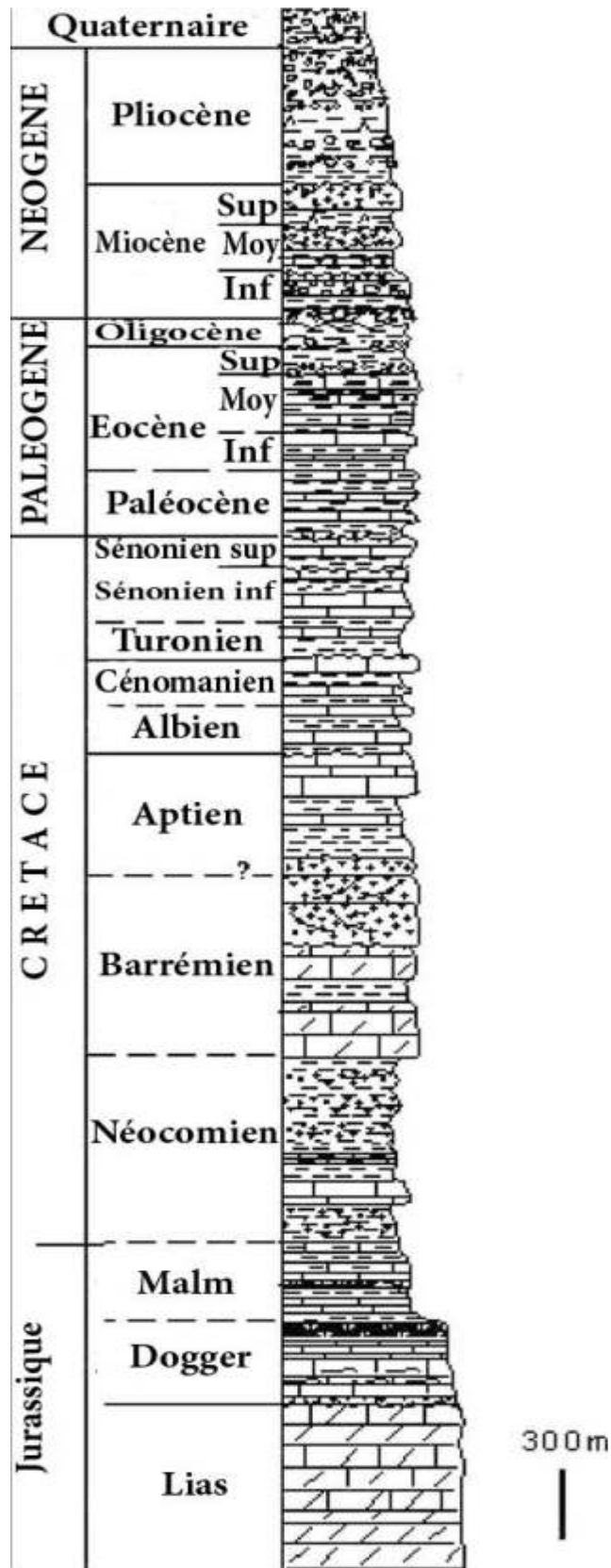


Figure I.7 Colonne lithostratigraphique de l'Aurès (Marmi et Guiraud, 2006)

V. Historique des travaux

Les études géologiques, continues sur la région d'étude, ont commencé à partir du 19^{ème} siècle par les géologues français :

Fournel en 1849 fut le premier à avoir donné quelques descriptions assez précises sur la géologie de la région d'étude. Il attribua pour la première fois dans l'Aurès un âge Crétacé inférieur dans sa description de la province de Constantine où il mentionne des fossiles qu'il attribuait au Crétacé inférieur et qui en réalité correspondent au Crétacé supérieur.

Coquand, 1862 utilise dans le massif de l'Aurès la notion d'étage permettant ainsi de reconnaître le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien.

Péron 1883 est l'auteur de « Essai d'une description géologique de l'Algérie », couvrant l'étage Tithonique dont une partie concerne le secteur qui s'étend de Batna à El Kantara. Il reprend à son compte les subdivisions introduites par Coquand mais en leur donnant davantage une acceptation faciologique. Avant cet œuvre et en collaboration avec Cotteau et Gauthier, Peron a publié les échinides du Turonien (1879), puis ceux du Sénonien en (1881).

Fischeur 1890-1896 décrit le Bou Taleb et une partie du Hadjar el Abiod, et amorce une véritable stratigraphie régionale du Secondaire et du Tertiaire applicable aux Monts de Belezma.

Savornin 1920 dans sa thèse consacrée à l'étude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien et à propos du Mésocrétacé, attribue un millier de mètres aux couches du Cénomaniens et du Turonien de la dépression de Batna. Il restitue aussi la coupe du Dj. Metlili à El Kantara qui intéresse les terrains allant du Barrémien au Maastrichtien, recouverts par le groupe suessonien (Paléocène au Lutétien) coiffé en discordance par le Miocène du bassin d'El Kantara.

Laffitte 1939 Ancien mais reste d'actualité, par sa thèse et sa carte de l'Aurès à 1/200 000^{ème}, ses travaux constituent la première synthèse sur la série sédimentaire de l'Aurès, sa thèse d'extrême précision est considérée comme l'œuvre fondamentale et sur laquelle se sont basés tous les travaux géologiques postérieurs.

En **1951 Glangeaud définit** les grands traits structuraux de la méditerranée occidentale, définissant ainsi les failles transversales ou géosutures disséquant le bâti Nord-africain.

Guiraud dans sa thèse (**1973**) réalisa une étude structurale et paléogéographique dans la région Hodnéenne, l'Aurès et les monts de Belezma-Batna.

CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL ET RÉGIONAL

Bellion 1972 du fait que son étude est plutôt hydrogéologique, la stratigraphie du Crétacé et du Tertiaire des monts de Belezma-Batna est décrite rapidement dans sa thèse.

Donze 1974 l'introduction de la micropaléontologie avec les ostracodes comme outil biostratigraphique revient à dans le Sud-Ouest constantinois.

Les travaux de **Vila (1980)** n'abordent que partiellement les monts de Belezma-Batna et l'Aurès.

Bureau (1967-1986) ses travaux caractérisent l'évolution des monts de Belezma-Batna selon la conception des blocs basculés, l'auteur a repris l'étude du Nord de l'Aurès et des monts de Belezma-Batna, en proposant un modèle original pour la sédimentation «coins sédimentaires prismatiques».

En **1986 Kazi Tani** par une analyse séquentielle à l'échelle de l'Algérie nord-orientale, explique l'évolution paléogéographique et structurale de la plateforme constantinoise et sétifienne. L'auteur montre l'installation de bassins rhombiques le long de la transversale Bejaïa Négrine pendant le Crétacé supérieur et plus particulièrement au Turonien dans les Bassins de Belezma, de Metlili et l'Aurès.

En **1990 Yahiaoui**, par une étude litho-biostratigraphique et sédimentologique l'auteur a étudié la série sédimentaire du Cénomaniens supérieur jusqu'au Coniacien inférieur et l'a subdivisée à six nouvelles formations applicables aux monts de Belezma-Batna et à l'Aurès.

D'autre part, les études de **Ghandriche (1991)** et **Addoum (1995)** ont contribué à la caractérisation des différentes particularités tectoniques et structurales des Aurès.

En **(1998), Chikhi-Aouimeur**, dans sa thèse sur les Rudistes de l'Algérie, consacre une partie de ses études aux rudistes de l'Aurès et ceux de l'Atlas saharien oriental. Elle constitue un grand apport dans la connaissance des rudistes du crétacé.

Herkat 1999 son travail sur les formations et l'évolution séquentielle du Crétacé supérieur dans l'Aurès et les régions voisines, ont permis de déduire que la sédimentation à cette époque était contrôlée par les changements eustatiques et la tectonique syn-sédimentaire.

Boumaza (2000) et **Redjimi-Bourouiba (2002)** ont réalisés des études d'ordre paléontologiques respectivement sur les Ostréidés et les Ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie. La révision de ces faunes conduit à une actualisation taxonomique au niveau générique et spécifique. Une description précise et figuration ont été réalisés, ils provenant des monts du Mellègue, de la région de Tébessa, celle de Khenchela, des Aurès (essentiellement), des régions sud-bibaniques, de l'Atlas Saharien et enfin des monts des

CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL ET RÉGIONAL

Ksour. Une échelle chronostratigraphique et une reconstitution paléobiogéographiques sont proposées et comparées à celles que fournissent les régions voisines et lointaines.

En 2002, Herkat fait une analyse séquentielle des coupes du Crétacé supérieur de l'Aurès occidental dans les massifs du Djebel Azreg et du Djebel Toubount et obtenir une esquisse de biozonation permettant le développement de la résolution du découpage stratigraphique existant. Et met en évidence une première révision concernant les attributions stratigraphiques et date les principales limites des unités stratigraphiques. Cet auteur a proposé ainsi des corrélations avec des séries connues à l'échelle du bassin.

Chebbah 2007 a étudié les dépôts néogènes de la région de Biskra de part et d'autre de l'accident sud atlasique à partir des données d'affleurements et de sondages hydrauliques (logs et diagraphies).

Djerrab-Ruault en 2008 a fait une étude biostratigraphique et paléoenvironnementale du Crétacé moyen des Hammimat, traitant l'exemple de la coupe du Djebel Chemla à Tébessa.

D'autres travaux menés sur la région d'étude et les régions voisines ont permis de bien comprendre la géologie de l'Est algérien citons à titre d'exemple : Wildi (1983), Chadi (1991-2004), Menani (1991), Coiffait (1992), Aris (1994), Marmi (1995), Benabbes (2006).

Djerrab-Ruault et al, en 2014 ont caractérisé l'évènement OAE2 grâce à l'identification de certains indices : « bloom » à *Heterohelix*, évènement à « filaments », disparition des rotalipores, présence de « blackshales » fortement enrichies en matière organique (niveaux Bahloul).

Chaabane et al, 2014, ont montré des variations lithologiques et microfaunistique relatives à l'évènement anoxique dans le massif d'El Guelb (Tébessa) au sein des derniers niveaux lithologiques du Cénomaniens et les premiers termes du Turonien.

Aouissi et al, 2018 ont fait une étude biostratigraphique par l'outil de la faune et la microfaune du Cénomano-Turonien de la région de Metrassi (Batna), ils ont établi une liste systématique avec des espèces inédites dans un assemblage paléontologique constitué de 327 spécimens récoltés dans le Cénomaniens de Djebel Metrassi (NE Algérie).

Pour la première fois dans le bassin des Aurès, **Bensekhria et al, 2019** ont déterminé le Cénomaniens et ses sous étages de la région de Thniet el Abed à l'aide de l'association d'ammonites et de foraminifères planctoniques. Sept biozone d'ammonites (*Mantelliceras mantelli* Zone ; *Mantelliceras dixoni* Zone ; *Cunningtoniceras inerme* Zone ; *Acanthoceras amphibolum* Zone ; *Eucalycoceras pentagonum* Zone ; *Pseudaspidoceras*

CHAPITRE I : CONTEXTE GÉNÉRAL ET RÉGIONAL

flexuosum Zone) et cinq biozones de foraminifères (*Thalmaninella brotzeni* Zone, *Thalmaninella reicheli* Zone, *Rotalipora cushmani* Zone, *Whiteinella archaeocretacea* Zone and *Helvetoglobotruncana helvetica* Zone) ont été identifiées et calibrées. Ensuite ils ont corrélé ces résultats avec d'autres résultats du domaine Boréale et celui de la Téthys Nord, là où 7 biozones d'ammonites et cinq biozones de foraminifères en commun. La succession des espèces index trouvées à Thniet el Abed se présente dans le même ordre chronostratigraphique que celui du nord Téthys (Tunisie centrale) et du domaine Boréale.

Conclusion

L'Aurès représente l'une des composantes sédimentaires majeures de l'Algérie. Il constitue la partie orientale de l'Atlas saharien et se prolonge vers l'Est par l'Atlas tunisien. Ce bassin en position intracratonique est néanmoins largement ouvert sur le domaine téthysien auquel il se raccorde au niveau de l'Atlas tunisien septentrional. Sa situation intermédiaire entre la plate-forme saharienne et le domaine mobile tellien explique les variations latérales de faciès qu'il présente. Ils se rattachent à un bassin subsident d'âge mésozoïque.

L'évolution paléogéographique du bassin commence par une subsidence rapide intervenant au cours de l'Albien terminal due au jeu de blocs basculés traduisant une phase tectonique distensive affectant l'ensemble du bassin Aurésien. Cette distension vracienne se manifeste également par des blocs basculés essentiellement vers le Sud, séparés par des failles de direction moyenne N 110° à N 120°. Dans les Monts de Batna les blocs sont basculés vers le Nord toujours selon cette direction. Ainsi au cours du Vraconien une extension NNE/SSW à NE/SW se manifeste l'Aurès et les failles paraissent délimiter ces blocs basculés de type "domino" (Bureau, 1986). Le bassin développe une sédimentation marneuse épaisse au centre (Arris environ 1000 m), carbonatée et plus réduite à l'extrémité SW (col de Sfa, 150 m). La subsidence se ralentit au Cénomaniens progressivement. 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).

CHAPITRE II

LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

Introduction

I. Lithologie

I.1. La coupe de Koubaane (Theniet el Abed)

I.2. La coupe d'Arris (Taghrout Aneur)

I.3. La coupe de Khenchela (Ktef el Hammam)

II. Attributions biostratigraphiques correspondantes aux limites des sous étages céno maniens

II.1. Biozones par ammonites

II.2. Par zonation de foraminifères planctoniques

III. Les limites des sous-étages céno maniens

IV. Corrélation interrégionale

Conclusion

Introduction

Les séries du Crétacé supérieur les plus complètes se situent dans le faisceau cent où seul affleure le Crétacé inférieur, au contact duquel viennent les termes de base de la série du Crétacé supérieur (Herkat, 1999). C'est dans ce faisceau que seront prises les coupes de référence. Pour mieux suivre l'évolution des terrains cénomaniens, nous avons divisé la région d'étude en trois secteurs, à partir de données à la fois morphologiques, géographiques et géologiques. Il s'agit d'Ouest en Est : les secteurs de Thniet el Abed (Koubaane), d'Arris (TaghroutAmeur), et de Khenchela (Ktef el Hamam). Les trois coupes ont été choisies sur la base de plusieurs critères tels que : la bonne qualité d'affleurements, la facilité d'accès, la présence des repères lithologiques et paléontologiques et où les séries paraissent les plus complètes, ce qui a permis d'établir des corrélations (absence de l'effet de la tectonique).

L'objectif principal est d'établir un cadre lithostratigraphique précis à partir d'un découpage lithologique des séries et d'apporter des éléments pour une meilleure datation des différentes entités lithologiques. Les attributions stratigraphiques reposent sur la détermination spécifique des foraminifères et surtout des ammonites.

Ce chapitre reprend donc, l'ensemble des données récoltées sur terrain, complétées avec celles du laboratoire afin d'établir une datation plus ou moins précise dans les assises Cénomaniennes. Cette datation est basée sur l'analyse litho-biostratigraphique et complété par la suite par la mesure du taux de carbonate de calcium (CaCO_3) et le taux de carbone organique total (COT).

I. Lithologie

Le Cénomanien du secteur d'étude est épais (650 à 1200 m), se compose majoritairement, d'une épaisse séquence marneuse, aux teintes généralement sombres, entrecoupée de bancs calcaires d'épaisseurs (cm-dm), à faciès variés (calcaires bioclastiques, calcaires laminés et calcaires micritiques), qui se rencontrent principalement dans les parties supérieures des coupes étudiées. On considère que ces variations lithologiques reflètent des variations relatives de niveau marin qui incluent des mouvements verticaux du soubassement. Dans le détail, les hausses et les baisses relatives de niveau marin sont enregistrées par des prismes sédimentaires dont la succession définit des séquences eustatiques. Les fossiles présents sont nombreux : lamellibranches, gastéropodes, échinodermes, rudistes, ammonites parfois pyriteuses, bélemnites et nautilus.

Mis à part la partie inférieure, l'intervalle masqué d'environ 150 m dans la coupe de Koubaane, l'absence d'ammonite stratigraphique à Ktef el Hammam (Khenchela), la

CHAPITRE II : LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

détermination de la limite Albien-Cénomaniens a été difficile. Cependant, la présence des Ammonites tels que : *Mantelliceras mantelli* ; *Mantelliceras saxbii*, et d'autres microfossiles comme *Thalmaninella brotzenion* ont permis de le donner un âge Cénomaniens basal (Robaszynski et al, 1993, 1994).

Le Cénomaniens du bassin des Aurès sera divisé en trois formations, en rapport avec les subdivisions établies pour des niveaux similaires de Tunisie centrale définie par Burollet et al, (1954) et Burollet, 1956 (**Fig. II.0**). Il s'agit d'une part de la Formation Fahdene (Albien à Cénomaniens), puis de la Formation Bahloul (Cénomaniens supérieur à Turonien inférieur) équivalent respectivement à la formation des Marnes de Smail et Formation des Dolomies de l'Oued Skhoun en Algérie (Yahiaoui, 1990) et du Membre Annaba, terme inférieur de la Formation du Kef. Les deux premières ont été décrites initialement en Tunisie voisine, au niveau de l'oued Bahloul, zone largement étudiée en tant que localité-type potentielle pour la limite Cénomaniens/Turonien sur la marge sud de la Téthys (Accarie et al, 2000 ; Burollet & Robaszynski, 1991 ; Robaszynski et al, 1990, 1993a, b, 2010 ; Caronet et al, 1999, 2006 ; Zagarni et al, 2008). Ces subdivisions lithologiques ont par la suite été redéfinies par Fournié (1978), et, quoique anciennes, elles continuent malgré tout à être couramment utilisées par les auteurs travaillant dans la région (Robaszynski et al, 1993 ; Caron et al, 2006 ; Amédéo & Robaszynski, 2008 ; Chikhi Aouimeur, 2010).

(1) La formation Fahdene (Albien à Cénomaniens supérieur) composée de niveaux d'argiles et de marnes argileuses sombres (gris-noirs), parfois parsemées de gypse, rarement entrecoupés de minces lits indurés, qui comportent d'abondants lamellibranches, exogyres et pectens.

(2) la formation typique Bahloul (Cénomaniens supérieur à Turonien inférieur) qui est ici bien visible ; elle est épaisse d'une dizaine à vingtaine de mètres (épaisseur variable pour les trois coupes) et comporte des niveaux de calcaires finement lités noirs alternant avec des marnes grises, très indurées.

(3) Le membre Annaba (Turonien inférieur) est caractérisé par des bancs de calcaire massifs (gris-ocre), à texture micritique, présentant parfois des traces de matière organique. Du SW au NE, les faciès changent un peu, cependant les variations se rapportent à : l'épaisseur, la fréquence d'intercalations calcaires diminue, et des niveaux lumachéliques, et la disparition des dolomies (secteur de Khenchela).

CHAPITRE II : LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

Formation (BUROLLET, 1956)	Etage	Marqueurs stratigraphiques (AMEDRO & ROBASZYNSKI, 2008)												
Membre Annaba (terme inférieur de la formation du Kef) Alternance de marnes et calcaires marneux, devenant de plus en plus massif vers la base.	Turonien inf.	<table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 30%; text-align: center;">TURONIEN</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">i</td> <td style="width: 60%; border-left: 1px dashed black; padding-left: 5px;"><i>Helvet. helvetica</i> ↑</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td style="border-left: 1px dashed black; padding-left: 5px;"><i>Whiteinella</i></td> </tr> <tr> <td></td> <td style="text-align: center;">s</td> <td style="border-left: 1px dashed black; padding-left: 5px;"><i>archaeocretacea</i> ↓</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td style="border-left: 1px dashed black; padding-left: 5px;"><i>Rotalipora cushmani</i></td> </tr> </table>	TURONIEN	i	<i>Helvet. helvetica</i> ↑			<i>Whiteinella</i>		s	<i>archaeocretacea</i> ↓			<i>Rotalipora cushmani</i>
TURONIEN	i	<i>Helvet. helvetica</i> ↑												
		<i>Whiteinella</i>												
	s	<i>archaeocretacea</i> ↓												
		<i>Rotalipora cushmani</i>												
Formation Bahloul Calcaires finement lités et généralement feuilletés, alternant parfois avec quelques marnes, de couleur bruns à noirs.	Cénom.sup. ou base du Turonien.	<table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 30%; text-align: center;">CENOMANIEN</td> <td style="width: 10%; text-align: center;">m</td> <td style="width: 60%; border-left: 1px dashed black; padding-left: 5px;"><i>Th. reichelli</i> ↑ ↓</td> </tr> <tr> <td></td> <td></td> <td style="border-left: 1px dashed black; padding-left: 5px;"><i>Th. globotruncanoides</i> = <i>brotzeni</i> ↑</td> </tr> </table>	CENOMANIEN	m	<i>Th. reichelli</i> ↑ ↓			<i>Th. globotruncanoides</i> = <i>brotzeni</i> ↑						
CENOMANIEN	m	<i>Th. reichelli</i> ↑ ↓												
		<i>Th. globotruncanoides</i> = <i>brotzeni</i> ↑												
Formation Fahdene Puissante série d'argiles et de marnes grises ou noires, présentant un certain nombre de bancs de calcaire ou calcaire marneux.	Albien à Cénomanién	<table style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <td style="width: 30%; text-align: center;">"VRAC."</td> <td style="width: 10%;"></td> <td style="width: 60%; border-left: 1px dashed black; padding-left: 5px;"><i>Th. appenninica</i> ↑</td> </tr> <tr> <td style="text-align: center;">ALBIEN SUP.</td> <td></td> <td style="border-left: 1px dashed black; padding-left: 5px;"><i>Pseudotholmann.</i> <i>ticinensis</i> ↑</td> </tr> </table>	"VRAC."		<i>Th. appenninica</i> ↑	ALBIEN SUP.		<i>Pseudotholmann.</i> <i>ticinensis</i> ↑						
"VRAC."		<i>Th. appenninica</i> ↑												
ALBIEN SUP.		<i>Pseudotholmann.</i> <i>ticinensis</i> ↑												

Figure II.0 Principales formations rencontrées dans la région et marqueurs stratigraphiques correspondants (d'après Burolet, 1956 ; Amédro & Robaszynski, 2008)

I.1. La coupe de Koubaane (Theniet el Abed)

I.1.1. Situation géographique

Cette coupe est située à l'Ouest de la ville de Theniet-El-Abed dans la région de N'ouader et orientée globalement NW-SE, les coordonnées se rapportant aux extrémités de cette coupe sont les suivantes : A: (x: 35°13'49, 86''N), (y: 6°08'42, 35''E); B: (x: 35°14'22, 27''N), (y: 6°08'38, 56''E).

Elle est réalisée sur le flanc Septentrional de l'Anticlinal de Djebel Azereg, elle débute au niveau de l'oued Abdi et se termine dans les barres de calcaires marquant la limite supérieure de l'étage Cénomanién, sur une étendue d'environ 612.5 m (**Fig. II.1**). La série a été subdivisée en quatre unités lithologiques bien distinctes, chacune d'entre elles débute par un intervalle à dominante marneuse et se termine par un terme marno-calcaire. La vallée d'Oued Abdi occupe sa partie inférieure sur environ 150 m, juste après le passage Albo-Cénomanién d'environ 6,4 m. La coupe se prolonge juste après la route nationale 87, toujours dans les marnes inférieures du Cénomanién basal. De bas en haut, nous avons relevé la succession lithologique décrite ci-dessous.

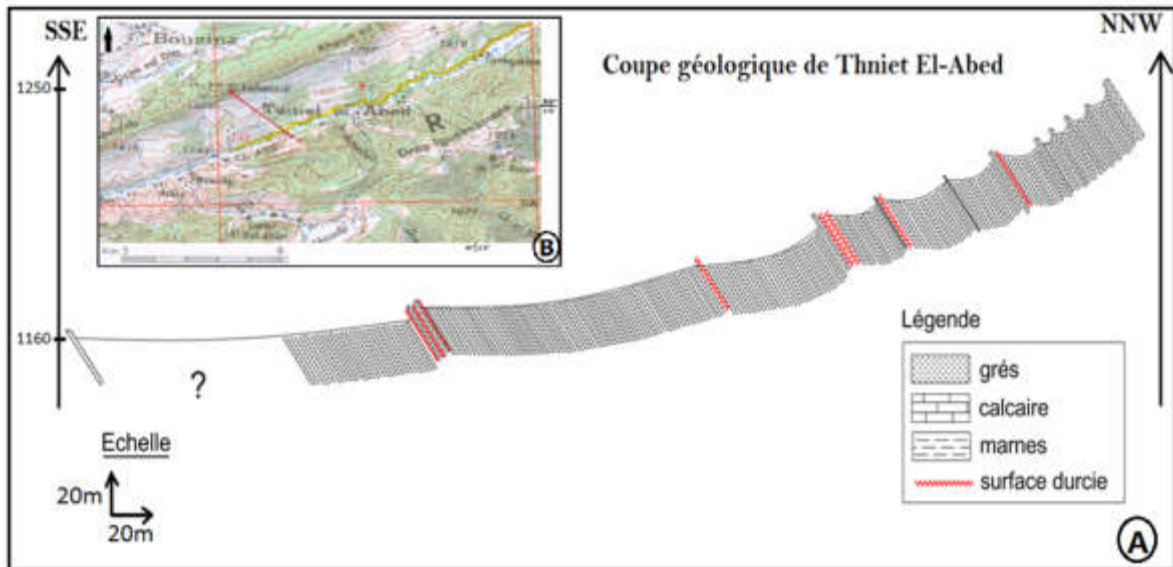


Figure II.1. A. La coupe géologique de Theniet el Abed (Koubaane) B. Situation géographique de la coupe de Theniet el Abed (Koubaane) sur un extrait de la carte topographique de Batna Est à l'échelle 1/200.000. La ligne rouge AB présente le tracé de la coupe.

I.1.2. Description lithologique

I.1.2.1. Formation Fahdene

Cette formation est subdivisée en 3 unités lithologiques bien distinctes et s'étend sur une épaisseur d'environ 590 mètre.

Unité I : marnes à rares intercalations de calcaires argileux (de 0 à 360 m) (Fig. II.2, photo5 et Fig. II.7)

Cette unité commence par un banc de grés roué plus au moins friable et bioturbé en surface, pauvre en fossiles sauf quelques terriers au sommet du banc. Cette unité présente deux aspects bien distincts et séparés par un intervalle masqué, successivement du bas vers le haut :

- Le premier niveau d'environ 2 m d'environ est marqué par trois bancs décimétriques de calcaires noduleux, gris, bioclastiques (gastéropodes, huitres, bivalves, lamellibranches et des fragments d'échinodermes) et phosphatés. Ces trois bancs renfermant chacun des nodules de calcaires centimétriques, intercalé par des niveaux décimétriques de marnes carbonatés légèrement bleutés à ammonites tel que : *Mantelliceras sp.* *Hypoturritites sp.* *Turritites scheuchzerianus*, *Sharpeireceras laticlavium* (Planche I). Le premier niveau est utilisé comme un repère marquant la limite Albien-Cénomaniens (E02).
- Environ 150 m d'épaisseur vient un intervalle couvert d'alluvions et des éboulis d'Oued Abdi (affleurement non discernable).

CHAPITRE II : LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

- A partir du mètre 150 jusqu'au mètre 360, c'est des marnes beiges tendres à oursins, bivalves, lamellibranches, gastéropodes, échinodermes, et fragments d'ammonites intercalées par des bancs décimétriques de calcaires marneux micritiques grisâtres, bioclastiques, bioturbés et ferrugineux à la base, et des calcaires grisâtres lumachéliques. Les dernières 50 mètres sont occupées par des marnes verdâtres à grisâtres d'aspect argileux à bivalves et gastéropodes, à ammonite (*Mantelliceras mantelli*; *M. saxbii*; *M. dixonii*) qui sont des formes du Cénomanién inférieur et *Cunningtoniceras inerme*, *Turrilites* cf. *costatus*, du Cénomanién moyen (**Fig. II.2. photo1**).



Figure II.2 Photos du terrain de Koubaane. **1.** Vue panoramique des premières unités lithologiques (I et II) ; **2.** La limite entre les grés roux du Vracconien supérieur et les marnes carbonatées du Cénomanién basal (flèche verte) ; **3.** Surface inférieure bioturbée par des terriers de grande taille ; **4.** Les trois surfaces de

transgression de l'unité II (calcaires lumachéliques) ; 5. Marnes carbonatées feuilletées, de couleur bleue ; 6.

Vue panoramique de Koubaane et ses différentes unités lithologiques (II, III et IV)

Unité II : marnes-calcaires lumachéliques (de 360 m à 405 m) (Fig. II.2, photo4 et Fig. II.7)

Cette unité est caractérisée par des niveaux marneux d'ordre métrique, de couleur sombre, tendres, oxydés, à ammonites (*Acanthoceras* cf. *rhotomagense*, *Turrilites costatus* datant le Cénomaniens moyen). Ces marnes sont intercalées par des calcaires lumachéliques métriques de couleur grise, d'aspect noduleux en surface, très ferrugineux, à bivalves, lamellibranches, huîtres et gastéropodes de grande taille. Ces calcaires caractérisent trois surfaces de transgression (E24, E24" et E27) successivement.

Unité III : Alternance marno-calcaire (de 405 m à 590 m) (Fig. II.2, photo6 et Fig. II.7)

C'est une série de 185 m d'épaisseur qui se compose essentiellement de marnes grisâtres à faciès friable intercalées par des bancs décimétriques à métriques de calcaires bioclastiques contenant des ammonites (*Neolobites vibrayanus*, *Acanthoceras rhotomagense*, *A. amphibolum*, *Turrilites costatus*, *Turrilites acutus*), des rudistes (*Sphaerulites depressus*), des huîtres, des bivalves (*Granocardium carolinum*) et oursins. Au sommet de cette unité, les marnes deviennent pauvres en macrofaune et sont coiffées par un banc calcaire d'épaisseur métrique, à texture packstone, riche en foraminifères planctoniques : *Hedbergella* sp., *Heterohelix globulosa*, *Globigerinelloides* sp., *Whiteinella* sp., *Whiteinella baltica*, *Lunatriella* sp. Elle contient des filaments, des calcisphères, la glauconie, du phosphate et de la matière organique.

I.1.2.2. Formation Bahloul

Elle occupe la partie inférieure de l'Unité IV et s'étale sur une dizaine de mètres (jusqu'à 600 m). Elle est composée de calcaires, à filaments de couleur gris foncé finement lités. Au-delà de 600 m c'est le membre Annaba qui est essentiellement marneux pauvre en macrofaune.

Unité IV : carbonatée (de 590 m à 630 m) (Fig. II. photo6)

Cette unité (20 m d'épaisseur) forme une alternance de calcaire et de niveaux marneux plus épais. Elle débute par des bancs de calcaires à filaments de couleur gris foncé finement lités. Les niveaux marneux referment peu de macrofaune sauf une ammonite que nous avons pu récolter au niveau de l'échantillon (E62) (*Pseudaspidoceras flexuosum*) décrite pour la première fois dans les Aurès avec de rares ostracodes ornés

(*Reticulocosta* sp.) et rares foraminifères benthiques, en particulier des formes à test hyalin calcitique. Les foraminifères planctoniques sont par contre, plus fréquents, avec : *Whiteinella archaeocretacea*, *W. aprica*, *W. baltica*, *W. brittonensis*, *Dicarinella hagni*, *D. imbricata*, *Praeglobotruncana* sp., *Hedbergella delrioensis*, *H. simplex*, *Heterohelix globulosa*, *H. moremani*, *Lenticulina rotulata*, *Textularia* sp., *Dentalina* sp.

I.2. La coupe d'Arris (TaghroutAmeur)

I.2.1. Situation géographique

La coupe est levée dans la zone correspondant à la partie centrale du massif des Aurès (versant sud de la partie orientale de l'Atlas Saharien) à 60 km au Sud-Est du chef-lieu de la wilaya de Batna. En prenant la route nationale 31 vers Arris, Taghrout Ameur se trouve à environ 3 km au SW d'Arris. Le tracé de la coupe, orienté NW-SE commence dans les bancs calcaires d'âge albien supérieur (village de Taghrout Ameur) et se termine dans la partie SW du Dj Zellatou, juste au Nord du village de Mzetta, avec des coordonnées géographiques: A: (x: 35°12'50.98") (y: N 6°18'28.27" E); B (x: 35°10'40.23"), (y: 6°17'56 ") (**Fig. II.3**).

La série cénomaniennne, correspondant à cette coupe, est épaisse par rapport à celle de Theniet el Abed, elle atteint environs 1120 m. Un intervalle d'environ 10 m est recouvert par les alluvions d'Oued el Abiod. Comme à Koubaane, la série d'une épaisseur de 30m, est subdivisée en quatre unités lithologiques, mais la différence se trouve au niveau de l'unité I qui est ici représentée essentiellement par des marnes noires contenant à la base une lentille de phosphate de chaux. Cette dernière ressemble beaucoup aux lentilles de phosphates décrites aussi par Laffitte (1939), il les a signalées aux environs d'Akhliath Azougar (village rouge), à 10km au SE d'Arris. La succession lithologique est décrite de la base de la série vers son sommet.

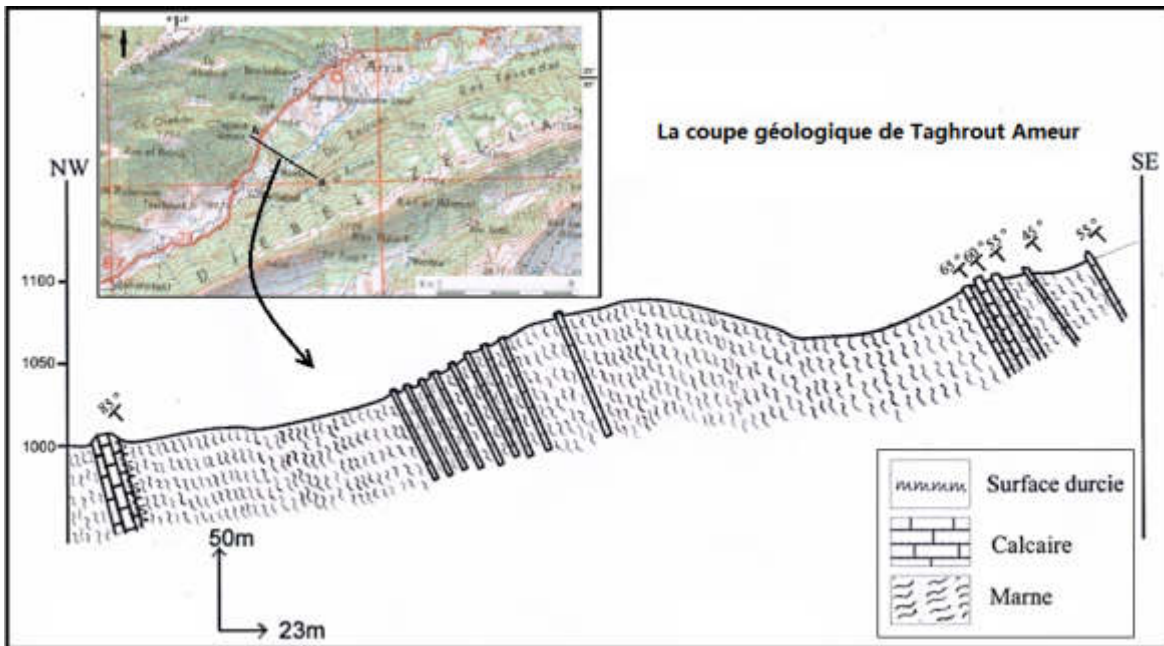


Figure II.3 Situation géographique de la coupe d'Arris (Taghrout Ameur) (extrait de la carte topographique de Batna Est à l'échelle 1/200.000 et la coupe géologique correspondante (la ligne noire AB présente le tracé de la coupe).

1.2.2. Description lithologique

1.2.2.1. Formation Fahdene

Cette formation est caractérisée par une épaisseur considérable environ 1227 mètre. Elle s'individualise, en cinq unités lithostratigraphiques, plus ou moins comparables à la formation de Koubaane sauf qu'ici la couleur, des faciès marneux inférieurs, est sombre voir noire, les épaisseurs sont importantes et diminution des calcaires en profit des marnes.

Unité I : Marnes noires à rare intercalations de calcaires argileux (de 0 à 630 m) (Fig. II.4 photo 2, 2, 5 et 7)

Cette unité commence par une barre de sept mètres de calcaires micritiques stratifiés riche en matière organique, suivie par des bancs centimétriques de calcaires noirâtres et se termine par des bancs métriques de calcaires oxydés. Le sommet de ces calcaires est caractérisé par une surface durcie oxydée, couverte d'une mince couche de phosphate d'environ 10 cm d'épaisseur, riche en céphalopodes de genre (*Mortoniceras* sp.). Suivie d'un ensemble de calcaires marneux (5 m), de couleur gris sombre à ammonites *Mantelliceras* sp., *Hypoturrilites* sp., *Sharpeireceras*, première apparition de fossiles cénomaniens. Cet intervalle ressemble beaucoup, par son contenu fossilifère, à celui trouvé dans la région de Koubaane. Il est utilisé aussi comme un repère constituant la limite albo-Cénomanienne (T5). Un intervalle de 500 m de marnes noires azoïques (**Fig.**

II.4 photo10) se succède avec des intercalations de mince lits de calcaires argileux, avec parfois des traces de gypse. Cette unité se termine par des marnes grises à *Mantelliceras dixonii* et *Hyppoturrites*, des marnes grises, friables à bivalves, gastéropodes, oursins, huitres et ammonites : *Cuinningtoniceras inerme*, *Turrilites costatus* du Cénomaniens moyen. C'est à partir de cet échantillon (T40) et grâce à la première apparition de l'espèce *Cuinningtoniceras inerme* que nous avons pu fixer la limite Cénomaniens inférieur-Cénomaniens moyen.

Unité II : marnes-calcaires (de 630 à 675 m) (Fig. II.4 photo8)

Cette unité est caractérisée par des niveaux marneux d'ordre métrique, de couleur sombre, tendres, oxydés, à ammonites (*Acanthoceras* cf. *rhotomagense*, *Turrilites costatus*). Ces marnes sont intercalées par des calcaires lumachéliques métriques de couleur grise, d'aspect noduleux en surface, très ferrugineux, à bivalves, lamellibranches, huitres et gastéropodes de grande taille. Elle se termine par un banc pluri décimétrique de calcaire oxydé en surface, riche en lumachelles, bivalves et huitres, constituant une troisième surface de transgression (T50).

Unité III : alternance marno-calcaire (de 675 à 1227 m) (Fig. II.4 photo9 et 10)

Elle débute par un intervalle de marnes sombres, oxydées, deviennent plus carbonatées vers le sommet, à *Turrilites acutus*, lumachelles et bivalves de grande taille, à traces de glauconie, intercalé par des lits centimétriques de calcaire noduleux. Suivie de marnes grisâtres riches en macrofaunes (bivalves, lumachelles, huitres, gastéropodes et oursins) avec intercalations de banc centimétriques de calcaires riches en fossiles, de calcaires noduleux à gypse, relativement pauvre en fossiles (T88). Suivie d'un intervalle masqué de 10 m d'alluvions d'Oued el Abiod. Elle se termine par un intervalle de 40 m de bancs décimétriques de calcaire bioclastiques en alternance avec des niveaux métriques de marnes beiges.

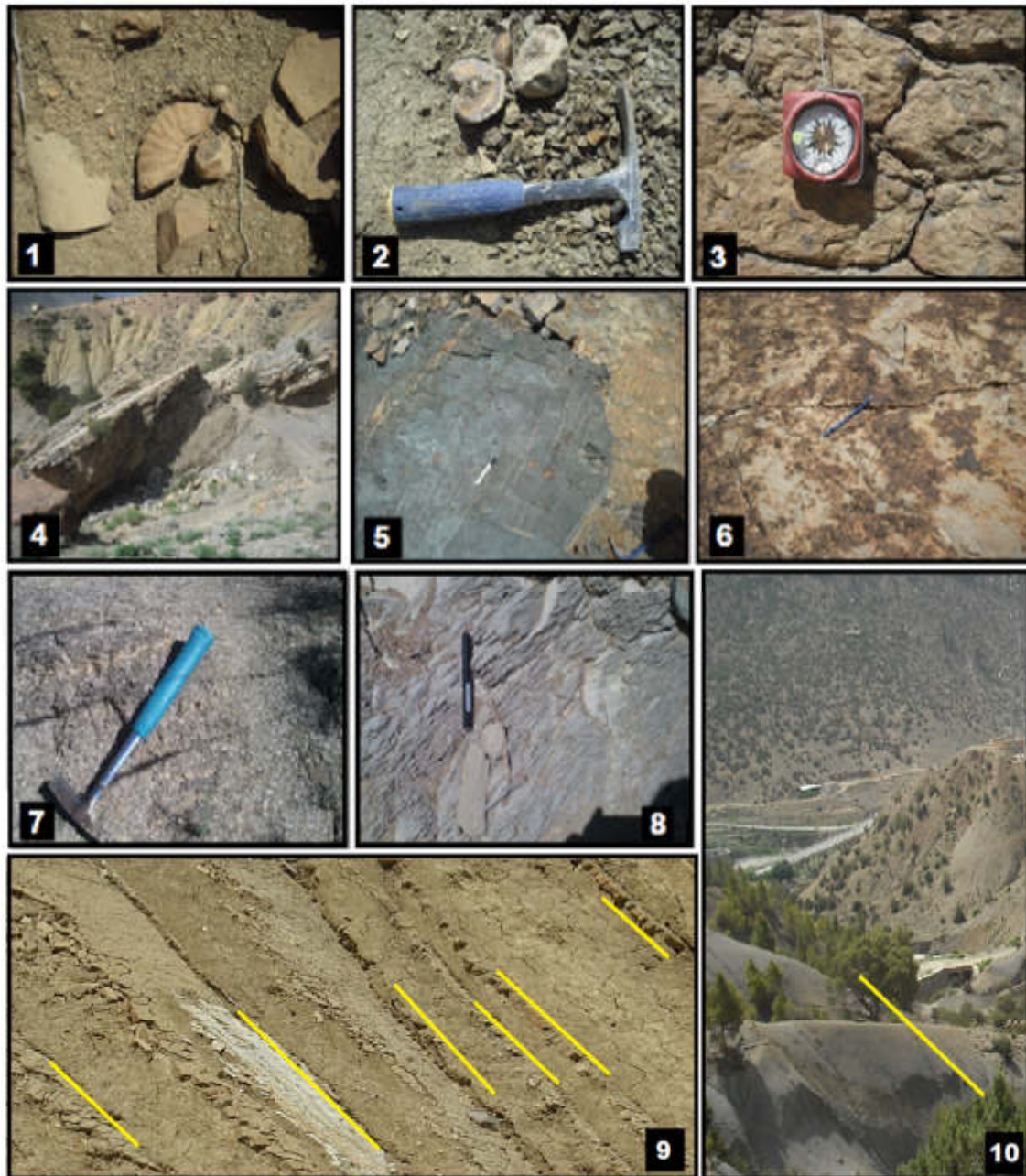


Figure II.4 Photos du site Taghrout Ameer (Arris). 1. Intervalle de marne à fragment d'ammonite (*Mantelliceras saxbii*) ; 2. Fragments de nodule de calcite ; 3. Calcaire bioclastique à bivalve ; 4. Barre de calcaires stratifiés noirâtres riches en matière organique ; 5. Lentille de phosphate de 10 cm d'épaisseur, riche en fossiles et surtout les céphalopodes du genre (*Mortoniceras* sp.), sur un calcaire marneux ; 6. Surface durcie présentant des oxydations de fer sous forme des taches, et quelques grains d'ordre mm de pyrite ; 7. Les marnes grises ; 8. Les marnes sombres compacts (Formation Bahloul) ; 10. Les marnes azoïques à Taghrout Ameer

I.2.2.2. Formation Bahloul

Unité IV : Carbonatée (de 1227 à 1238 m) (Fig. II.4 photo 3 et 6)

Elle débute par une couche de calcaire bioclastique, de couleur beige à grains moyens, phosphaté et ferrugineux, marqué par une surface oxydée et bioturbée très riche en fossiles. En plaques minces s'observent les microfossiles suivants : *Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Heterohelix globulosa*, *Globigerinelloides* sp., *Whiteinella* sp., *W. baltica*,

W. praehelvetica, *Lunatriella* sp. Suivie d'une dizaine de mètre d'alternance de marnes de couleur noire avec des bancs de calcaires marneux sombres fins feuilletés et parfois laminés. Ces calcaires renferment une microfaune planctonique assez riche (*Whiteinella* sp., *W. archaeocretacea*, et la première apparition d'*Helvetoglobotruncana Helvetica*), calcisphères, filaments, de la pyrite et des grains de phosphate, à inocérâmes (*Mytiloides borkani* (Chiplonkar Tapaswi, 1974), fragment d'ammonites (*Pseudaspidoceras flexuosum*) et *Fagesia*. Ces deux espèces indiquent incontestablement le Turonien inférieur. Les ostracodes et les foraminifères benthiques sont rares. L'apparition des filaments ainsi que l'espèce *Helvetoglobotruncana Helvetica* permet de tracer le passage Cénomano-Turonien au niveau des échantillons (T138, T139).

I.2.2.3. Membre Annaba (de 1227 à 1260 m) (Fig. II.4 photo4)

Ce membre est caractérisé par un intervalle marneux de couleur grise, pauvre en macrofossiles sauf une espèce d'ammonites (*Pseudaspidoceras flexuosum*) que nous avons pu récolter. Aucune trace d'ostracodes n'a été remarquée. Le lavage de ces marnes a fourni la microfaune suivante : *Whiteinella aprica*, *W. arachaeocretacea*, *W. baltica*, *W. brittonensis*, *W. paradubia*, *Dicarinella imbricata*, *D. hagni*, *Praeglobotruncana gibba*, *Praeglobotruncana stephani*, *Hedbergella delrioensis*, *H. simplex*, *Heterohelix globulosa*, *H. moremani*. Selon (Robaszynski et al, 1979 ; Caron, 1985 ; Caron et al, 2006). L'association de ces espèces caractérise la partie supérieure de la zone à *W. archaeocretacea*, et permet de lui assigner un âge Turonien inférieur (T140, E62).

I.3.La coupe de Khenchela (Ktef el Hammam)

I.3.1. Situation géographique

La coupe est située dans la partie Nord Est du massif des Aurès. En prenant la route nationale 23 allant vers Kais, à environ 10 km au SW de la ville de Khenchela. Limité au Nord par Kef Tifekressa, au Sud et Sud-Est par Dj Djehfa, au Sud-Ouest par Dar si Haffa et au Nord-Ouest par Dj Aidel. Ses coordonnées géographiques sont : A : (x : 35°22.5'36") (y : 7°17.5'56") ; B : (x : 35°22'45") (y : 7°16.9'64") (Fig. II.5)

La série cénomaniennne, sur cette coupe, est moins épaisse que sur les autres coupes. Elle est complète et atteint environs 730 m. La série comprend quatre unités lithologiques. La succession lithologique est décrite ci-dessous de bas en haut.

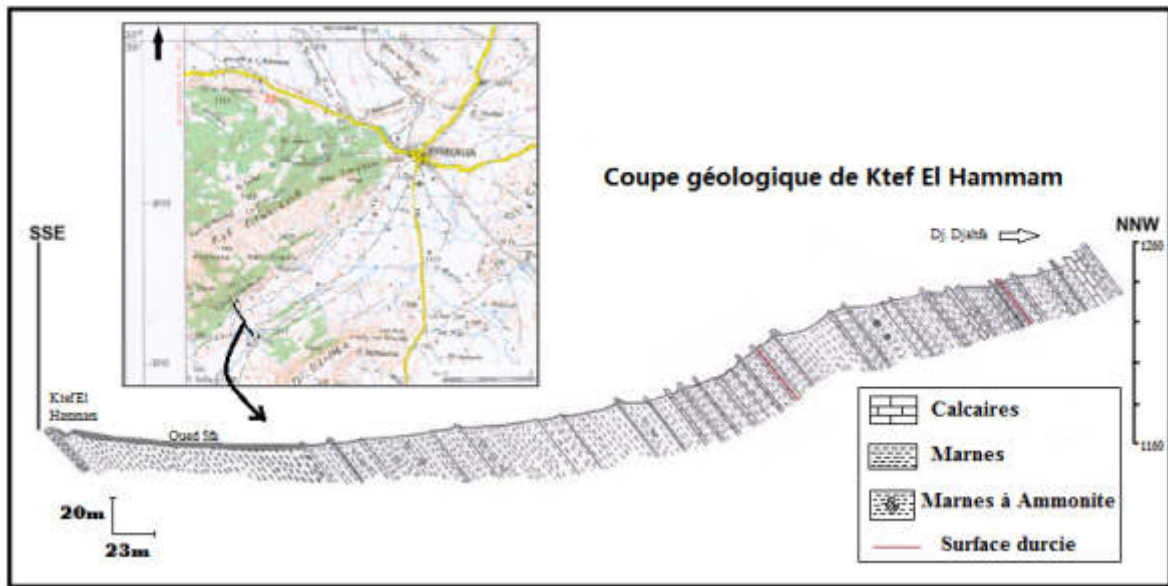


Figure II.5 Situation géographique de la coupe Khenchela (Ktef el Hamam) (extrait de la carte topographique D'Oum el Bouaghi à l'échelle 1/200.000 et la coupe géologique correspondante (la ligne noire AB présente le tracé de la coupe).

I.3.2. Description lithologique

I.3.2.1. Formation Fahdene

Cette formation est subdivisée en 3 unités lithologiques bien distinctes et s'étend sur une épaisseur de 500 mètre.

Unité I : marnes noires à rare intercalations de calcaires argileux (de 0 à 500 m) (Fi. II.6, photo 3)

Elle débute par des calcaires noirs en plaquettes, alternant avec des marnes sombres, parfois marrons, fréquemment riche en gypse et peu fossilifère. On y retrouve cependant des bivalves, des ammonites et de rares bélemnites. Les intercalations de calcaires sont rares, et ont livré des ammonites (Indéterminé) sauf le genre *Mantelliceras cf. mantelli*, *Hypoturrilites sp.*, *Chlambachia varians*, qui signifie que ces assises sont d'âge cénomanien inférieur.

Unité II : marnes - calcaires (de 500 à 546 m) (Fig. II.6, photo 1 et 4)

Elle débute par un banc de (1 m) de calcaires de couleur beige, avec une surface bioturbée, à lumachelles (Trough), à fragment d'ammonites tels que : *Cuinningtoniceras inerme* et *Turrilites costatus*. En lames minces s'observe une association de microfossiles suivants : *Thalmaninella reicheli*, *Rotalipora montsalvensis*, et *Praeglobotruncana delrioensis*. Suivie de 45 mètre de marnes argileuses, de couleur beige, intercalé par des bancs centimétriques de calcaires, à bivalves, échinodermes et fragments d'ammonites (*Acanthoceras cf. rhotomagense*, *Turrilites costatus*). Le tri a dégagé une riche

ostracofaune, à coquilles lisses, présence des gastéropodes, gypse et des traces d'oxydes de fer (et K41, K42 et K44).

Unité III : alternance marno-calcaires (de 546 à 690 m) (Fig. II.6, photo 2)

Cette unité comporte des intercalations calcaires plus abondantes et plus épaisses. Plusieurs bancs lumachéliques ont livré une riche faune, notamment les gastéropodes, les oursins et les bivalves, dont les ostréidés en abondance. Vers le sommet, les couches marneuses cèdent peu à peu la place à des niveaux calcaires qui assurent la transition avec le Turonien. Les fossiles récoltés y sont beaucoup moins nombreux que dans l'unité précédente.

I.3.2.2. Formation Bahloul

Unité IV : Carbonatée (de 690 à 730 m) (Fig. II.6, photo 6)

Formée essentiellement de bancs calcaires à teinte grisâtre en générale et de texture micritique contenant parfois du phosphate. Ces bancs ont livré des céphalopodes tels que: *Eucalycoceras pentagonum*, *Calycoceras* sp. Nous considérerons cependant que la présence de niveaux de calcaires noirs à débits en plaquettes marque cette limite (Fig. II.6, 3). Ces niveaux caractéristiques annonceraient l'évènement anoxique de la limite Cénomaniens/Turonien, l'OAE (Oceanic Anoxic event 2). Cet évènement a été défini par Schlanger & Jenkyns en 1976. Ces niveaux sont typiques de cette période et amplement décrits dans la littérature, et notamment en Tunisie voisine (Caron et al, 1999 ; 2006).

I.3.2.3. Membre Annaba (Fig. II.6 photo 5)

Les niveaux de transition décrits précédemment sont suivis par des niveaux de calcaires gris en minces banc à texture toujours micritique, à *Watinoceras* sp.



Figure II.6 Photos du site de Khenchela (Ktef el Hamam). **1.** Surface durcie bioturbée et fracturée (Unité III); **2.** Barre de calcaires massifs de couleur grise à la base et marron au sommet, au niveau des échantillons (E28, 29) ; **3.** Black shales caractérisant le passage Cénomaniens-Tuornien ; **4.** Calcaires à remaniements intraformationnels, c'est des fragments de coquilles roulés et la roche elle-même contient de nombreux fragments d'un calcaire semblable à celui qui le cimente (**FR.Rs**: fragment de roche; **FR.C**: fragment de coquille; **In**: courant d'eau infiltré); **5.** fragment d'ammonite (*Acanthoceras* cf. *rotomagense*); **6.** Empreinte d'ammonite (*Eucalycoceraspentagonum*, Cénomaniens Sup.)

II. Attributions biostratigraphiques correspondantes aux limites des sous étages cénomaniens

La région de l'Aurès n'ayant pas fait l'objet d'une analyse biostratigraphique détaillée, la présente étude permet d'apporter des précisions sur l'âge Cénomaniens et

Turonien des formations rencontrées. Des ammonites exploitables pour la première fois et des foraminifères planctoniques sont les éléments de base de datation dans ce présent travail. Ils ont permis de préciser et d'affiner le cadre biostratigraphique de l'intervalle Cénomaniens et Turonien et le repérage temporel des modalités d'installation de l'évènement anoxique océanique dans la région. D'après les décisions du « Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries » (Bengtson, 1996), la limite Cénomaniens/Turonien se situe au niveau d'apparition de l'ammonite *Watinoceras devonense*, et dans la zone d'extension partielle à *Whiteinella archaeocretacea*, c'est-à-dire après la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* (Cénomaniens supérieur) et la première apparition d'*Helvetoglobotruncana helvetica* (Turonien inférieur).

Les limites entre les subdivisions stratigraphiques des sous-étages du Cénomaniens ont été déterminées à l'aide de la rangée stratigraphique de 56 ammonites collectées dans la succession locale du Cénomaniens et de sa transition vers le Turonien, et calibrées avec un certain indice de foraminifère (le cas échéant). Les biozonations utilisées sont celles de Caron (1985), Robaszynski & Caron (1995) et, plus récemment, Amédéo & Robaszynski (2008), qui ont proposé une corrélation intégrée des zones ammonites et foraminifères entre la Téthyanne (Tunisie centrale) et la Boréale (Ouest Europe). Les espèces répertoriées sont nommées conformément aux règles édictées dans le Code international de nomenclature zoologique (CINZ).

II.1. Biozones par ammonites

Les faunes d'ammonites recueillies dans le bassin des Aurès peuvent être datées en fonction du schéma zonal proposé pour la Tunisie centrale et l'Europe occidentale où une corrélation locale à interrégionale entre plusieurs successions a été suggérée. Le cadre biostratigraphique de l'Albien supérieur est basé sur les travaux d'Amédéo (1992 ; 2002) et d'Amédéo et al. (2005), et discuté par Gale et al. (2011). Cet intervalle n'a pu être échantillonné dans la zone de Theniet el Abed en raison de la couverture alluviale locale d'Oued Abdi, ni dans la région de Ktef el Hammam (Absence de spécimens bien réservés), tandis qu'à Taghrout Ameer il est bien claire. La séquence cénomaniens est basée sur la proposition de Wright & Kennedy (1984), modifiée par la suite par Gale (1995). Ces études ont été suivies par Amédéo (1986) et Amédéo & Robaszynski (1999) (**Fig. II.8**) pour certaines sections françaises et, plus tard, Kaplan et al. (1998) et Wilmsen (2007), traitant de séquences en Allemagne. Plus récemment, le schéma a été révisé par Amédéo & Robaszynski (2008) (**Fig. II.7**).

CHAPITRE II : LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

La séquence turonienne est basée sur le schéma biostratigraphique proposé par Wright et Kennedy (1981), qui a ensuite été modifié par Gale et al, (2005). Robaszynski et al, (1990 ; 1993 ; 1994 ; 2008 ; 2010) ont développé une séquence zonale pour l'Albien supérieur, le Cénomaniens et le Turonien, principalement basée sur des sections de la région de Kalaat Senan (Tunisie centrale). La succession cénomaniens des Aurès est constituée de zones d'intervalle, de zones de distribution de taxons et de zones de distribution partielles (Fig. II.9, 10, 11).

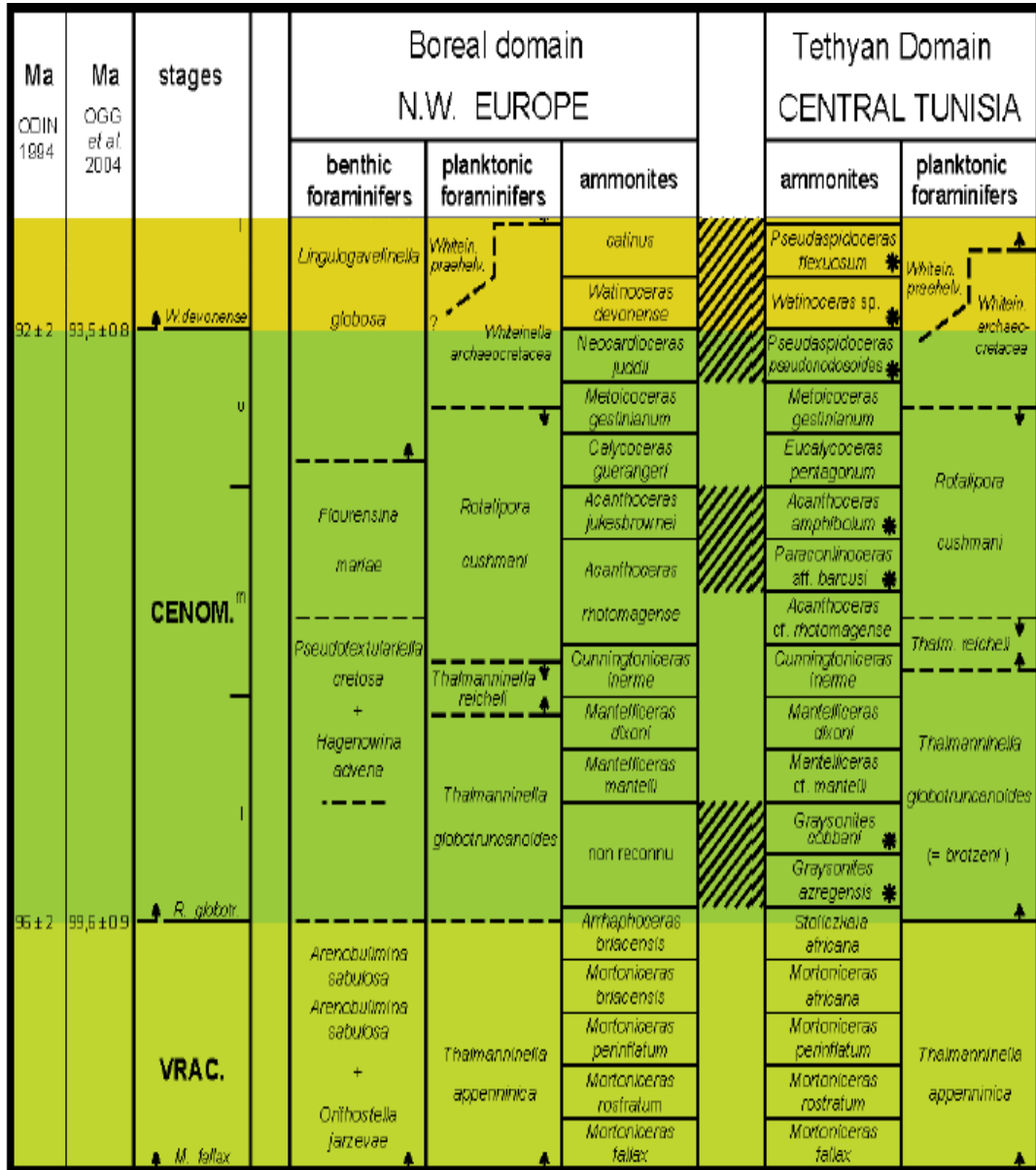


Figure II.7 Corrélation biostratigraphique des biozones d'ammonites et foraminifères planctoniques dans le NW de l'Europe (domaine Boréale) avec la Tunisie centrale (domaine thétyisien). Les petites flèches vers le haut et vers le bas indiquent respectivement la première apparition et disparition des espèces index (Amédéo & Robaszynski, 2008)

CHAPITRE II : LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

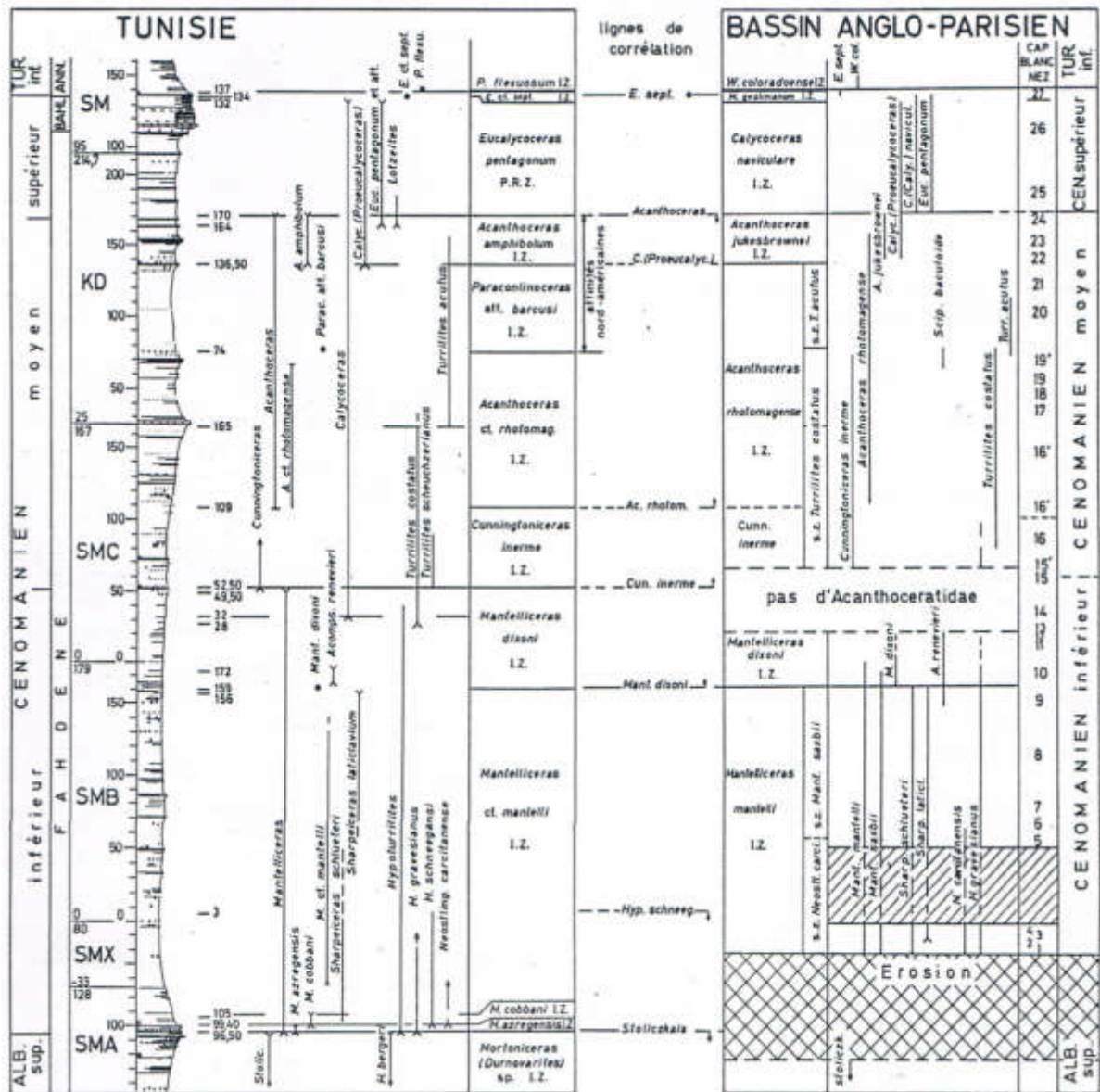


Figure II.8 Corrélation biostratigraphique par ammonite des successions cénomaniennes de la Tunisie centrale et du bassin anglo-parisien (Robaszynski et al, 1993)

II.1.1. Zones d'ammonite du CénoManien inférieur

II.1.1.1. Zone de répartition partielle à *Mantelliceras* cf. *mantelli* (PRZ) (Fig. II. 9, 10, 11)

Zone entre la disparition de *Mantelliceras cobbani* et la première apparition de *M. dixonii* (voir **Tableau II.1**), selon plusieurs auteurs (Rawson et al. 1978, 1996; Kennedy, 1984; Wright & Kennedy, 1984; Amédro, 1986; Clavel, 1986; Christensen, 1990; Robaszynski et al, 1993, 1994; Kaplan et al, 1998; Kennedy et al, 2005, 2011, 2013; Ellis et al, 2007; Lasseur et al, 2008; Reboulet et al, 2013). Dans notre région, l'apparition de *Mantelliceras dixonii* est confirmée dans l'échantillon E16 à Koubaane ; T33 à TaghroutAmeur et K28 à Ktef el Hammam ; alors qu'aucune trace de *M. cobbani* n'a été

trouvée. Mais cette zone a été proposée en raison de la présence de *M. dixonii* au sommet, comme ainsi que les similitudes litho-biologiques avec celles de Kalaat Senan en Tunisie centrale. La zone des *Mantelliceras* cf. *mantelli* s'étend du début de la section jusqu'à 210 m d'épaisseur à Koubaane., 527 m à TaghroutAmeur et 400 m à Ktef el Hammam. L'occurrence de cette espèce est plus courante dans la zone *Mantelliceras mantelli* du Cénomaniens inférieur, mais elle ne s'étend pas dans la zone *Mantelliceras dixonii* suivante. L'espèce indexe s'étend de l'Angleterre à l'Irlande du Nord, en France, en Allemagne, en Russie, en Iran, au Kazakhstan, au Maroc, en Algérie, en Tunisie, au KwaZulu- Natal en Afrique du Sud, à Madagascar, dans le sud de l'Inde et au Japon (Kennedy & Gale, 2017).

II.1.1.2. Zone d'intervalle à *Mantelliceras dixonii* (IZ) (Fig. II. 9, 10, 11)

Cette zone est délimitée par les apparences respectives suivantes de *Mantelliceras dixonii* et *Cunningtoniceras inerme* (voir **Tableau II.1**), selon de nombreux auteurs (Rawson et al, 1978; Kennedy, 1984; Wright & Kennedy, 1984, 1987; Amédro, 1986 ; Clavel, 1986; Christensen, 1990; Robaszynski et al, 1993, 1994; Kaplan et al, 1998; Kennedy et al, 2005; Ellis et al, 2007; Lasseur et al, 2008; Kennedy et al, 2011, 2013; Reboulet et al, 2013). La présence de *M. dixonii* est limitée à la zone dixonii du Cénomaniens inférieur (sa partie supérieure) du sud de l'Angleterre, en France (Boulonnais, Haute Normandie, Sarthe, Jura, Basses-Alpes et Bouches-du-Rhône), Allemagne, Suisse, Roumanie, Iran, Nord du Mexique , El Salvador et Madagascar (Kennedy & Gale, 2017). Le cadre de *M. cf. dixonii* indiquerait une non-extension dans la zone inférieure du Cénomaniens moyen *Cunningtoniceras inerme*.

CHAPITRE II : LITHIOBIOSTRATIGRAPHIE

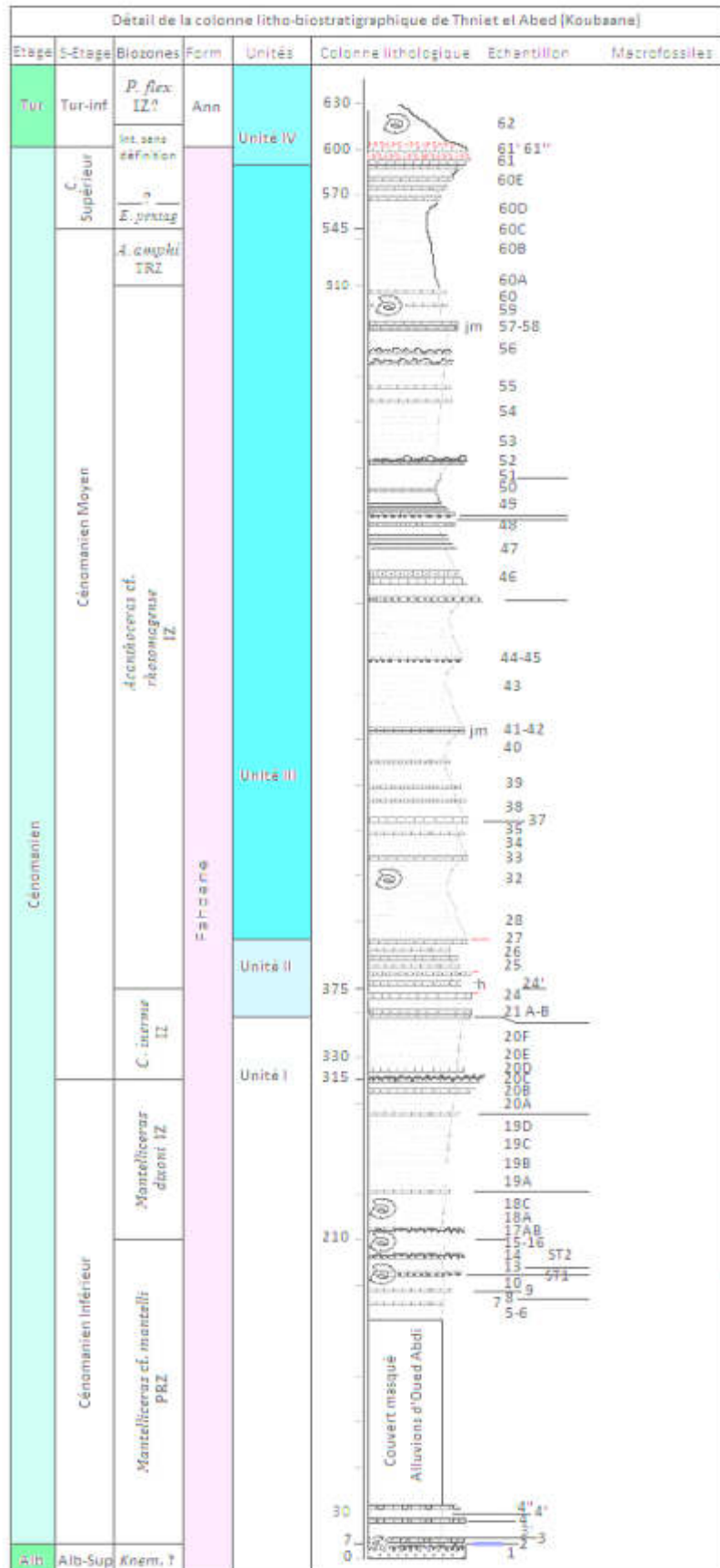


Figure II.9 Répartition stratigraphique des biozones d'ammonites dans la région de Koubaane (Thniet el Abed)

II.1.2. Zones d'ammonite du Cénomaniens moyen

II.1.2.1. Zone d'intervalle à *Cunningtoniceras inerme* (Fig II. 9, 10, 11)

Zone d'intervalle entre l'apparition de *Cunningtoniceras inerme* et l'apparition de *Acanthoceras cf. rhotomagense* (voir **Tableau II.1**). Cette zone d'intervalle est citée par différents auteurs tels que Wright & Kennedy (1987); Christensen (1990); Hancock (1991); Kennedy & Juignet (1993); Robaszynski et al, 1993, 1994; Gale, 1995; Tröger et al; 1996; Kaplan et al; 1998; Kennedy et al, 2005, 2011, 2013; et Reboulet et al, 2013.

L'espèce *Cunningtoniceras inerme* indique le Cénomaniens moyen inférieur. L'espèce index est connue dans le sud de l'Angleterre, en France (Sarthe et Provence), en Suisse, en Allemagne, au Turkménistan, au Maroc, au nord-est de l'Algérie, au centre de la Tunisie, à Hokkaido, au Japon et au Texas aux États-Unis (Kennedy & Gale, 2017). Il se situe dans la sous-zone suivante de *Turrilites costatus* dans la zone de *Acanthoceras rhotomagense*.

II.1.2.2. Zone d'intervalle à *Acanthoceras cf. rhotomagense* (Fig. II. 9, 10, 11)

Zone délimitée par la présence de *Acanthoceras cf. rhotomagense* et *A. amphibolum* (voir **Tableau II.1**), d'après (Dubourdiou & Sigal, 1949; Dubourdiou, 1956; Rawson et al, 1978; Birkelund et al, 1984; Kennedy, 1984; Amédéo, 1986; Clavel, 1986; Wright & Kennedy, 1987; Christensen, 1990; Kennedy & Juignet, 1993; Robaszynski et al, 1993, 1994; Kaplan et al, 1998; Kennedy et al, 2005, 2011, 2013; Ellis et al, 2007; Lasseur et al, 2008; Kennedy & Klinger, 2010; Mosavina & Wilmsen, 2011; et Reboulet et al, 2013).

Cet intervalle indique le Cénomaniens moyen, et l'espèce index se rencontre en Europe occidentale de l'Irlande du Nord à l'Angleterre, en France du Boulonnais à la Provence, la Suisse, l'Allemagne, Bornholm dans la Baltique, le nord de l'Espagne, la Roumanie, le Daguestan, le Turkménistan et le nord de l'Iran, l'Algérie, Tunisie, et peut-être le Pérou et l'île Bathurst, Australie du Nord (Kennedy & Gale, 2017).

CHAPITRE II : LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

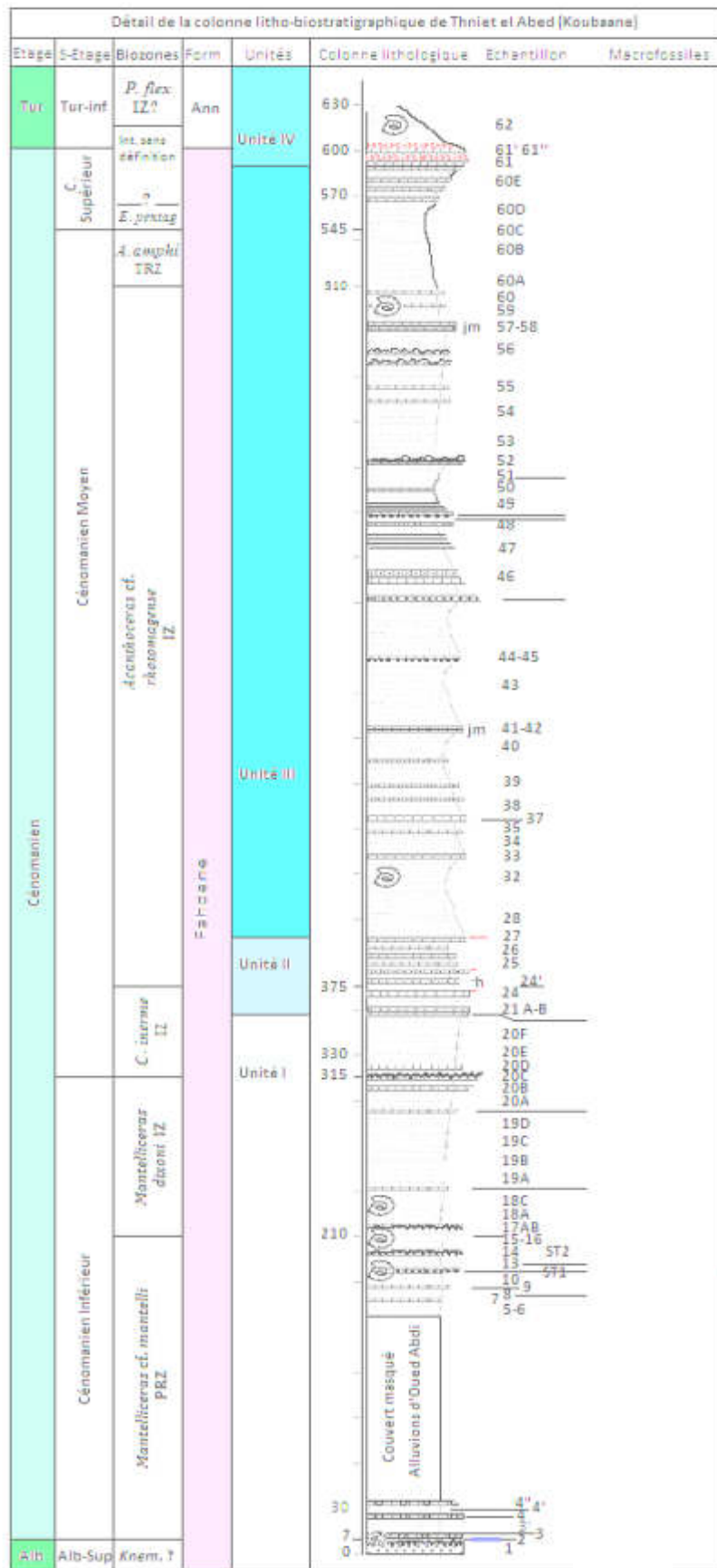


Figure II.10 Répartition stratigraphique des biozones d'ammonites dans la région d'Arris (Taghrout Aneur)

II.1.2.3. Zone de distribution totale d'*Acanthoceras amphibolum* (Fig. II. 9, 10, 11)

Cette espèce a d'autres synonymes tels qu'*Acanthoceras*. Cet intervalle correspond à l'aire de répartition totale d'*Acanthocera samphibolum* (voir **Tableau II.1**) (Kennedy et Juignet, 1993 ; Robaszynski et al, 1993, 1994 ; Kennedy et al, 2005, 2011, 2013 ; Wilmsen, 2007 ; Amédéo & Robaszynski, 2008 ; Kennedy & Klinger, 2010 ; et Reboulet et al, 2013), une espèce parfois appelée *A. alvaradoense* Moreman, 1942 ou *A. hazzardi* Stephenson, 1952. Elle indique le Cénomaniens moyen supérieur.

L'espèce indexe est présente en Égypte, aux États-Unis (Nouveau-Mexique, Texas, Kansas, Colorado, Wyoming, Dakota du Sud, Montana), au Japon et au Nigéria (Kennedy & Cobban, 1990 ; Kennedy & Gale, 2017), ainsi qu'en Tunisie et Algérie. Cette zone est indiquée seulement dans la région de Koubaane à Thniet el Abed, son équivalent biozone à Arris et le biozone à *Calycoceras proeucalycoceras* grâce à la présence de cette espèce index. Il est à noter que cette zone est totalement absente dans la région de Khenchela (Ktef el Hammam).

II.1.3. Zone d'ammonite du Cénomaniens supérieur

II.1.3.1. Zone de répartition partielle d'*Eucalycoceras pentagonum* (PRZ) (Fig. II. 9, 10, 11)

Cette zone est placée entre la dernière occurrence d'*Acanthoceras amphibolum* et la première apparition de *Pseudaspidoceras flexuosum* (voir **Tableau II.1**). Plusieurs auteurs en avaient parlé comme d'une zone d'assemblage, notamment Kennedy (1984); Robaszynski et al; 1993, 1994; Gale et al, 2005; Amédéo & Robaszynski, 2008; Kennedy & Bilotte (2014); Kennedy et al, 2011, 2013 et Kennedy & Gale, 2015. Indiquant le Cénomaniens supérieur moyen, avec des occurrences signalées au Colorado, en Algérie, en Tunisie, en France, en Angleterre, en Allemagne et en Espagne (Kennedy & Gale, 2017).

Dans les sections étudiées, hors le spécimen d'E. *Pentagonum* collecté, juste au-dessus du lit de son équivalent échantillon (**Fig. II. 9, 10, 11**), et la partie restante de la succession suivante n'a donné aucun autre ammonite jusqu'aux échantillons E62 ; T142 ; K92, respectivement dans les trois coupes, où *Pseudaspidoceras flexuosum* est enregistré.

Dans cette situation, il est possible que l'enregistrement sédimentaire existe pour la partie médiane et la partie supérieure du Cénomaniens supérieur, mais l'absence d'ammonites ne nous permet pas de reconnaître les biozones corrélatifs. Il est connu que E. *pentagonum* est une espèce du Cénomaniens supérieur basal qui est présente avec

CHAPITRE II : LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

Calycoceras guerangeri (Amédéo & Robaszynski, 2008). Par conséquent, un intervalle de non-définition pourrait également être suggéré dans la gamme de la zone *E. pentagonum* à la zone *P. flexuosum* en tant que succession distale de faciès profond où les vascocératides et autres ammonites peu profondes sont normalement absents.

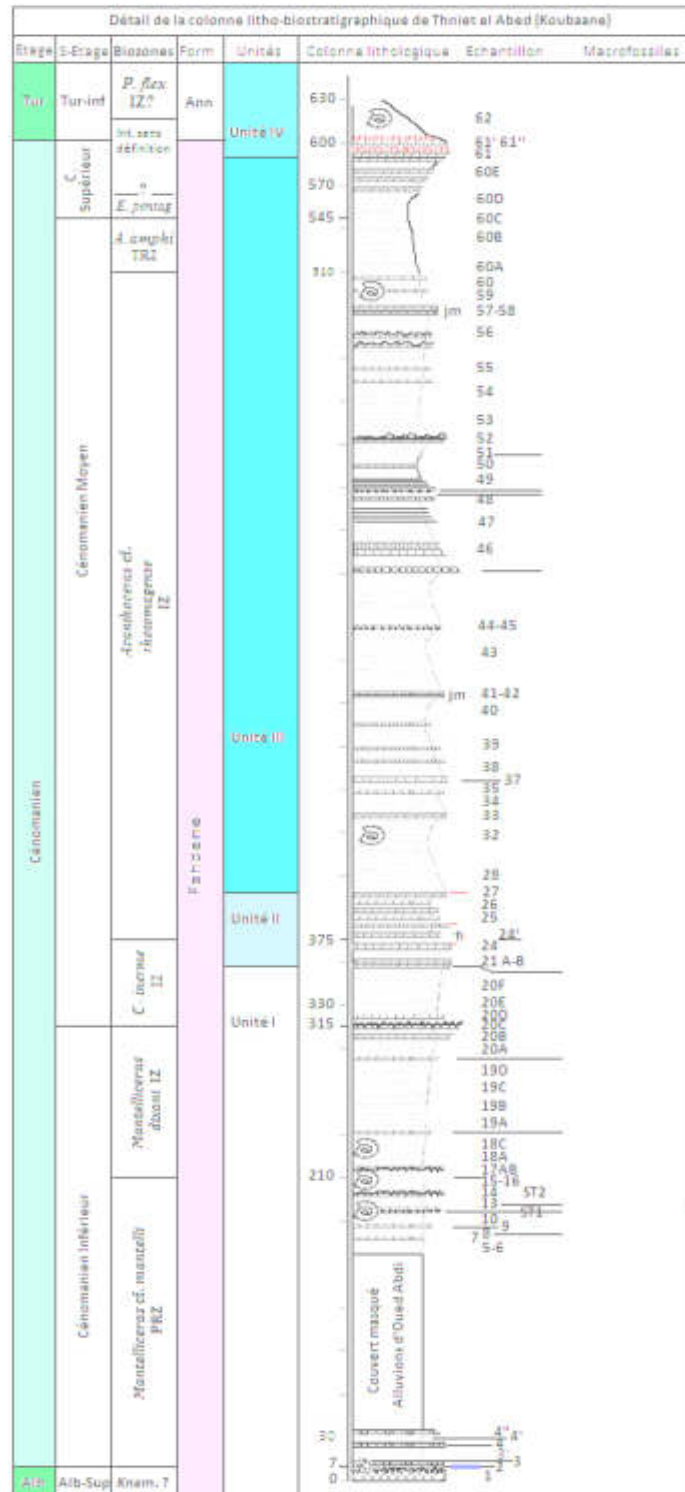


Figure II.11 Répartition stratigraphique des biozones d'ammonites dans la région de Khenchela (Ktef el Hamam)

II.2. Par zonation de foraminifères planctoniques

II.2.1. Zone à *Thalmaninella brotzeni* (= *Globotruncanoides*)

Il date du Cénomanién inférieur au Cénomanién moyen inférieur et contient : *Hedbergella planispira*, *H. delrioensis*, *H. simplex*, *Heterohelix* sp., *Guembelitria* sp., *Globigerinelloides* sp., *Praeglobotruncan adelrioensis*, *Rotalipora montsalvensis*, *Thalmaninella appenninica*, *Th. balernaensis*, *Th. brotzeni* et *Praeglobotruncana stephani*. Ces foraminifères ont été trouvés dans les marnes sombres moins fossilifères avec de rares intercalations de calcaires argileux (Formation Fahdene).

II.2.2. Zone à *Thalmaninella reicheli* (Cénomanién moyen)

La première occurrence de *Thalmaninella reicheli* (**Fig. II.12**) associée à : *Hedbergella delrioensis*, *Thalmaninella appenninica*, *Th. globotruncanoides*, *H. planispira*, *Heterohelix mormani*, *Praeglobotruncana stephani*, *H. simplex*, *Rotalipora montsalvensis* et *Praeglobotruncana delrioensis*. Les lithofaciès sont similaires à la précédente, de marnes sombres faiblement fossilifères avec de rares intercalations de calcaire.

II.2.3. Zone à *Rotalipora cushmani* (Cénomanién moyen à supérieur)

Cette biozone est définie par l'apparition des espèces index (**Fig. II.12**), après la dernière occurrence de l'espèce : *Thomasinella appenninica* et *Th. brotzeni*, accompagnée de celle des premiers whiteinels (*Whiteinellabaltica*, suivie de *W. brittonensis* et *W. paradubia*), et légèrement vers le haut, de celle de *Praeglobotruncana gibba*. Ces quelques espèces viennent diversifier l'assemblée précédente. Le faciès diffère du précédent ; il s'agit de marnes jaunâtres à verdâtres alternées avec des calcaires micritiques phosphatés bioclastiques (sommet de la Formation Fahdene et début de la Formation Bahloul).

II.2.4. Zone à *Whiteinella archaeocretacea* (Cénomanién sup. à Turonien inf.)

Elle se caractérise par la présence de nombreuses espèces du genre *Whiteinella* dont *W. archaeocretacea* et *W. paradubia*. Les formes carénées sont absentes. Les espèces précédentes persistent, à l'exception de *Praeglobotruncana delrioensis*. Il existe également *P. gibba* et *Heterohelix globulosa*. Ce biozone est caractérisé par des faciès de calcaire marneux en plaquettes noires riches en matière organique (Formation de Bahloul). La zone *Whiteinella archaeocretacea* était connue dans de nombreux bassins pré-atlantiques (Noemi & Allison, 2005 ; Zagrarni et al, 2008 ; Robaszynski et al, 2010 ; Ruault-Djerrab et al ; 2012 ; 2014) et coïncide avec une période anoxique matérialisée par des sédiments riches en carbone organique.

CHAPITRE II : LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

Tableau II.1. Tableau récapitulatif des biozones décrits dans le secteur d'étude

Biozones/ Epaisseur/région	Thniet El Abed (Koubaane)	Arris (TaghroutAmeur)	Khenchela (Ktef El Hamam)
<i>M. Mantelli</i>	210 m	527 m	400 m
<i>M. dixonii</i>	105 m	88 m	65 m
<i>Cui. inerme</i>	60 m	50 m	62 m
<i>A. rhotomagense</i>	135 m	475 m	123 m
<i>A. amphibolum</i> = <i>C. pro</i>	35 m	35 m	Absent
<i>E. pentagonum</i>	545 m - < 615 m	1175 m - < 1245 m	650 m - < 715 m
<i>P. flexuosum</i>	au de-là de 615 m (30 m)	au de-là de 1245 m (15 m)	au de-là de 715 m (30 m)

II.2.5. Zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* (Turonien inférieur)

Sa première apparition est observée dans une section mince, associée à *Hedbergella sp.*, *Heterohelix sp.*, *H. globulosa*, *Globigerinelloides sp.*, *Whiteinella sp.*, *W. baltica*, *W. praehelvetica* et *Lunatriella sp.* Cette biozone est enregistrée par un calcaire d'ordre métrique, de couleur beige, phosphaté et ferrugineux (Membre Annaba).

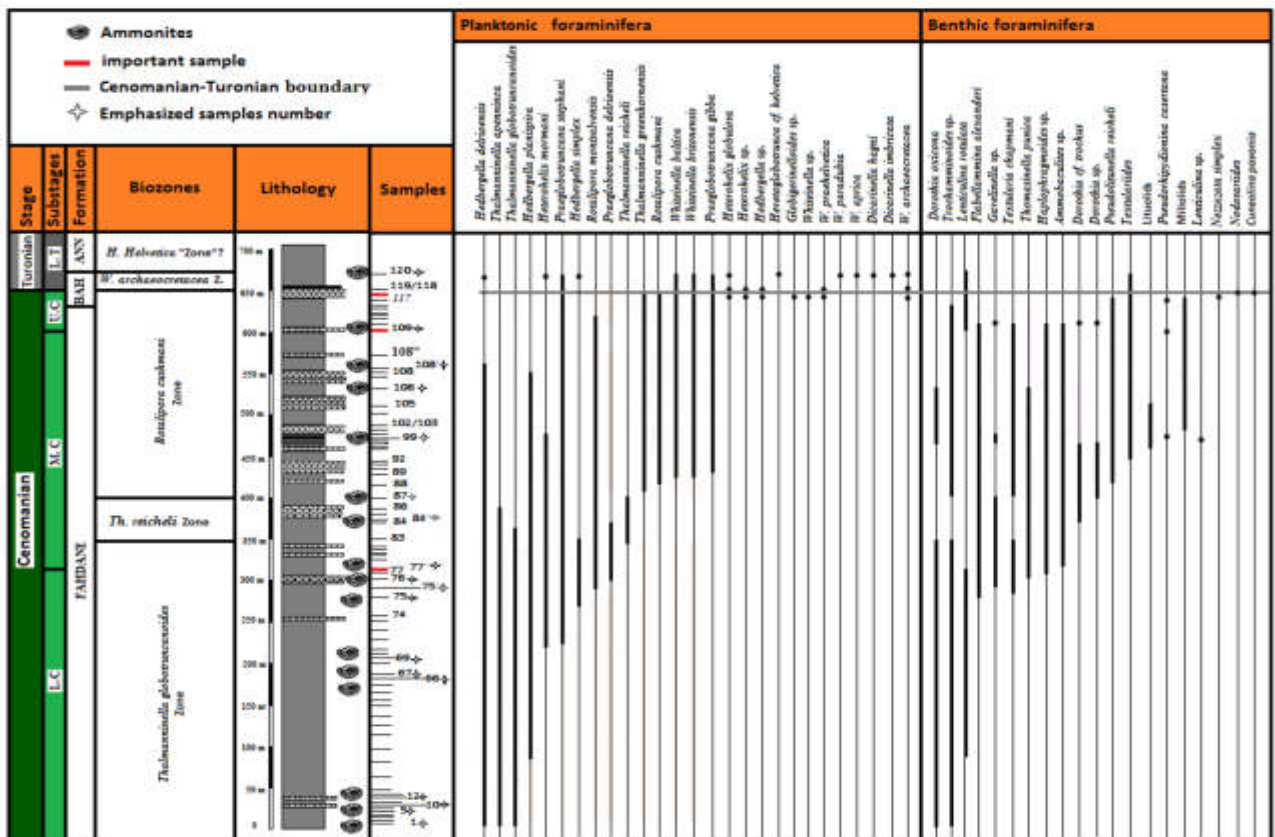


Figure II.12 Distributions biostratigraphiques des espèces de foraminifères planctoniques et benthiques enregistrées dans le Cénomaniens de Theniet el Abed, selon la première et la dernière apparition

III. Les limites des sous-étages cénomaniens

III.1. La limite Vraconien supérieur-Cénomancien inférieur

Le passage entre le Vraconnien et le Cénomancien inférieur n'a pas pu être localisé avec précision en raison de la couverture alluviale de la vallée de l'Oued Abdi et la rareté des macrofossiles et surtout ammonites. Sauf le genre *Mortoniceras* sp., que nous avons réussi de déterminer ce niveau et cette limite dans la région de Chelia, au niveau de l'échantillon T5.

III.2. La limite Cénomancien inférieur-Cénomancien Moyen

Comme dans le bassin anglo-parisien et le centre de la Tunisie, un écart similaire a été constaté entre le niveau d'apparition de *Cunningtoniceras* inerme et celui d'*Acanthoceras* cf. *rhotomagense*. La base du Cénomancien moyen peut être placée à 315 m au niveau de l'échantillon E16 à Koubaane ; à 615 m au niveau de l'échantillon T39' à TaghroutAmeur et à 475 m au niveau de l'échantillon K36 à Ktef el Hammam. Dans la mesure où le genre *Cunningtoniceras* est considéré par plusieurs auteurs comme typique du Cénomancien moyen ; (Turkménie: Wright & Kennedy, 1984 , 1990; Atabekian, 1985; Amédro, 1986; Texas: Kennedy & Cobban, 1990; Hancock, 1991; Amédro, 1993; Tunisie: Robaszynski et al, 1993, 1994; Boulonnais: Robaszynski et al, 1994; Sarthe: Kennedy & Juignet, 1993, 1994; Angleterre: Paul et al, 1994; Gale, 1995; Kazakhstan: Marcinowski et al, 1996; Gale et al, 2005; Allemagne et Angleterre: Wilmsen, 2007; Tunisie centrale et corrélation Europe du Nord-Ouest: Amédro & Robaszynski, 2008 ; Madagascar: Kennedy et al, 2013; France: Reboulet et al, 2013, Espagne: Kennedy & Bilotte, 2014; Tunisie: Kennedy & Gale, 2015, 2017). Cette limite est également confirmée et calibrée par la première occurrence de l'espèce index *Thalmaninella reicheli* (voir Robaszynski & Caron, 1995 ; Amédro & Robaszynski, 2008) associée à *Rotalipora montsalvensis* et *Praeglobotruncana delrioensis* (Fig. II. 9, 10, 11, 12). Selon Kennedy (1994), les faunes du Cénomancien moyen les plus basses sont caractérisées par différentes espèces du genre *Cunningtoniceras* (*C. inerme*, *C. cunningtoni*) plutôt que *Acanthoceras rhotomagense* dans les royaumes tempérés inférieurs du nord et téthysiens.

III.3. La limite Cénomancien Moyen-Cénomancien Supérieur

La base du Cénomancien supérieur correspond à la diversification des genres *Calycoceras* et *Eucalycoceras* qui existaient déjà au Cénomancien moyen. En effet, cette limite n'est pas définie par l'apparition d'une espèce commune, contrairement à la frontière précédente, mais selon Kennedy (1984) l'événement le plus marquant est la disparition du genre *Acanthoceras*. À cette position stratigraphique, l'apparition d'*Eucalycoceras*

pentagonum a généralement été considérée comme typique du Cénomanién supérieur inférieur (Thomel, 1972 ; Wright & Kennedy, 1990 ; Amédro & Robaszynski, 2008 ; Kennedy et al, 2011 ; 2013 ; Reboulet et al, 2013 ; Kennedy & Bilotte, 2014 ; Kennedy & Gale, 2015 ; 2017).

L'étalonnage de ces données avec des foraminifères marque cette limite dans la partie supérieure de la zone *Rotalipora cushmani*, selon plusieurs auteurs (Robaszynski & Caron, 1995 ; Gradstein et al, 2004 ; Amédro & Robaszynski, 2008). À cette fin, l'emplacement de la limite du Cénomanién moyen - Cénomanién supérieur dans notre zone d'étude pourrait être placé à 545 m, précisément à l'échantillon E60 à Koubaane, à 1175 m au niveau de l'échantillon T132 à Taghrout Ameer et à 645 m au niveau de l'échantillon K84 à Ktef el Hamman.

III.4. La limite Cénomanién Supérieur-Turonien Inférieur (EAO-2)

L'événement anoxique océanique 2, connu sous le terme d'EAO-2, s'est produit à la limite Cénomanién-Turonien à l'échelle mondiale (Takashima et al, 2009). De nombreux auteurs ont mis en exergue les similitudes que comportent les dépôts sédimentaires au passage C-T dans les différents domaines paléogéographiques étudiés. Ainsi, l'événement anoxique océanique s'exprime souvent par un faciès comportant : (1) des niveaux laminés, sombres, riches en matière organique marine planctonique (COT de 1 à 27%) ; (2) des niveaux riches en pyrite et en phosphate ; (3) une faune benthique réduite, voire absente ; (4) une faune planctonique abondante ; (5) une abondance éventuelle de radiolaires ; et (6) d'une anomalie positive du $\delta^{13}C$ (+2.5‰ en moyenne) (Schlanger et al, 1976).

Bien que l'EAO-2 s'exprime globalement avec une grande diversité lithologique dans des contextes géologiques très variés, le concept de "black shale" demeure le plus utilisé. Il reflète des sédiments sombres riches en matière organique (MO). Il s'est installé à des niveaux paléo- bathymétriques variés, dans un contexte de dépôt dépourvu ou en déficit en oxygène, depuis des bassins océaniques profonds à des mers peu profondes (Schlanger et al, 1976 ; Thurow et al, 1992). Cette crise se trouve associée au réchauffement climatique qu'ont connu la période du Crétacé, la faible circulation des eaux à l'ancien détroit de Gibraltar et la connexion limitée entre l'océan Atlantique et les océans voisins (Handoh et al, 1999) durant le Cénomanién – Turonien. Ce sont des facteurs favorisant l'établissement de conditions anoxiques dans des milieux marins durant cette période (Schlanger et al, 1976 ; Philip et al, 1993 ; Ricou, 1995 ; Baudin, 1995). Plusieurs terminologies sont créés pour distinguer les horizons sédimentaires, qui témoignent de l'OAE-2, parmi elles : le niveau Thomel dans le bassin vocontien au SE de la France (ex :

Crumière, 1990; Morel, 1998 ; Grosheny et al, 2008) sur la marge nord-ouest téthysienne; le niveau Bonarelli en Italie centrale, sur la marge nord-est de la Téthys (ex : Mort et al, 2007); la formation Bahloul en Tunisie sur la marge sud-est de la Téthys (ex : Burollet, 1956 ; Robaszynski et al, 1990 ; Hardenbol et al, 1993 ; Maamouri et al, 1994;); le bassin comprenant tHameimat, Morssot et Tébessa en Algérie (Naili et al, 1995 ; Herkat, 2005 ; Lüning et al, 2004 ; Ruault-Djerrab et al, 2012 et 2014).

Dans notre zone d'étude, l'apparition de *Pseudaspidoceras flexuosum* au niveau des échantillons (E62 ; T142 et K92) respectivement aux régions de Koubaane, TaghroutAmeur et Ktef el Hammam, indique déjà l'âge du Turonien basal, selon Dubourdiou (1956) et Birkelund et al. (1984). Aucune autre espèce d'ammonite n'a été trouvée dans cet intervalle, mais l'étalonnage avec des foraminifères planctoniques et d'autres critères, tels que (1) l'absence de spécimens du genre *Rotalipora* et l'apparition d'une association composée de: *Whiteinella baltica*, *W. brittonensis*, *W. paradubia*, *W. archaeocretacea*, *W. aprica*, *Dicarinella hagni*, *D. imbricata*, *Praeglobotruncana gibba*, *P. stephani*, *Hedbergella delrioensis*, *H. simplex*, *Heterohelix globulosa* et *H. moremani*, (2) la première apparition de filaments, (3) la première occurrence de *Helvetoglobotruncana helvetica* et (4) l'apparition de faciès finement laminé et très compacté, suggèrent que la limite Cénomano-Turonienne pourrait être placée à ce niveau, précisément à (600 m; 1230 m; et 700 m) respectivement à Koubaane, TaghroutAmeur et Ktef el Hammam.

Le niveau stratigraphique enregistré par les échantillons E62; T142 et K92 caractérisent la partie supérieure de *Whiteinella archaeocretacea* (membre d'Annaba), appartenant à l'intervalle du Turonien inférieur au-dessus de la crise d'anoxie OAE2 selon plusieurs auteurs tel que: (Schlanger & Jenkyns, 1976; Caron, 1985; Robaszynski et al, 1990, 1990, 1993 , 1994, 2010; Premoli & Sliter 1995; Georgescu, 2000; Keller & Pardo, 2004; Amédro et al, 2005; Soua, 2005; Caron et al, 2006; Amédro&Robaszynski, 2008; Zagrarni et al, 2008; Takashima et al, 2009; Soua, 2011; Ruault-Djerrab et al, 2012, 2014; Kennedy & Bilotte, 2014; Chaabane & Sihem Salmi-Laouar, 2014; Kennedy & Gale, 2015; Chaabane, 2015; Salmi-Laouar et al, 2018; Slami, 2018; Bensekhria et al, 2019).

IV. Corrélacion interrégionale

La succession d'ammonites du bassin des Aurès, telle qu'interprétée à partir de matériaux précédemment décrits par Pervinquière (1907), Dubourdiou (1956) et nos propres collections, révèle un intervalle de la zone du Cénomanién inférieur *Mantelliceras* cf. *mantelli* à la zone du Cénomanién supérieur *Eucalycoceras pentagonum*, mais elle est

incomplète. Il n'est pas clair si cela reflète : le manque d'affleurement dans certains niveaux, l'absence primaire ou la non-conservation des ammonites, ou l'ensemble des trois phénomènes associés. Il convient de noter que des éléments de *Stoliczkaia africana*, *Graysonites azregensis*, *G. cobbani*, *Paraconlinoceras* aff. *barcusi*, *Metoicoceras geslinianum*, *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* et *Watinoceras* sp. Zones, faunes reconnues du centre de la Tunisie dans les travaux de Robaszynski et al. (1993) et des éléments des faunes des zones *Arrhaphoceras briacensis*, *A. jukesbrownei*, *Calycoceras guerangeri*, *Neocardioceras sjuddii* et *Watinoceras devonense* trouvés dans le bassin anglo-parisien (Amédro & Robaszynski, 2008) n'ont pas été reconnus dans la succession étudiée.

Le tableau de corrélation interrégional proposé (**Fig. II. 13**), montre que les zones d'ammonite de l'Est et du Nord-Ouest de l'Europe (domaines Boréal et Nord de la Téthys) et celles de la Tunisie et du Nord-Est de l'Algérie (Sud du domaine de la Téthys) ont de nombreuses parentés entre elles. Néanmoins, plusieurs intervalles n'ont pas de corrélation directe tels que : *Stoliczkaia africana* en Tunisie centrale (Amédro & Robaszynski, 2008), *Stoliczkaia dispar* dans le bassin anglo-parisien et Westphalie (Amédro, 1992, 2002, 2008 ; Robaszynski et al, 2007 ; Amédro & Robaszynski, 2008), le Kazakhstan occidental et l'Ukraine avec le Sud de l'Angleterre (Gale 1995 ; Hancock, 2003) ; *Graysonites azregensis* et *G. cobbani* en Tunisie centrale (Amédro & Robaszynski, 2008) ; *Paraconlinoceras* aff. *barcusi* dans le centre de la Tunisie (Amédro & Robaszynski, 2008) ; *Metoicoceras geslinianum* dans la Tunisie centrale, anglo-parisien Bassin et Westphalia ; l'ouest du Kazakhstan et l'Ukraine avec le Sud de l'Angleterre, respectivement (Gale et al, 1995 ; Hancock, 2003 ; Amédro & Robaszynski, 2008) ; *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* en Tunisie centrale (Amédro & Robaszynski, 2008) et les frontières Algéro- Tunisiennes (Dubourdiou, 1956) ; *Neocardioceras judii* dans le bassin anglo-parisien et Westphalie (Amédro & Robaszynski, 2008), et le Kazakhstan occidental et l'Ukraine avec le Sud de l'Angleterre (Gale et al, 1995 ; Hancock, 2003) ; *Watinoceras* sp., dans la Tunisie centrale et dans le bassin anglo-parisien et Westphalie (Amédro & Robaszynski, 2008) et enfin *Fegesia catinus* dans le bassin anglo-parisien et Westphalie (Amédro & Robaszynski, 2008). Celles-ci coïncident notamment avec les changements des événements eustatiques.

Mais d'autre part, à ces niveaux, il y a une présence épisodique remarquable d'ammonites avec des affinités nord-américaines en Tunisie et en Algérie, successivement : (1) à la limite entre l'Albien (Vraconnien) et le Cénomaniens : *Graysonites* (uniquement en Tunisie mais pas de données dans le Nord-Est de l'Algérie) ; (2) au Cénomaniens moyen :

CHAPITRE II : LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

Paraconlinoceras barcusi (en Tunisie), *Acanthoceras amphibolum* (enregistré en Tunisie et en Algérie); (3) à la limite Cénomaniens – Turonien: *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* et *Watinoceras* sp. (En Tunisie mais aucune trace dans le Nord-Est de l'Algérie), *Pseudaspidoceras flexuosum* (en Tunisie et au Nord-Est de l'Algérie). Ces phases successives de migration sont probablement liées au changement des événements eustatiques.

Bien qu'avec un enregistrement incomplet dans la série continue du Cénomaniens du bassin des Aurès, la zonation locale d'ammonite peut être corrélée avec des données régionales à travers l'aire de répartition biostratigraphique connue de plusieurs espèces indexes, en particulier pour la partie inférieure et moyenne du Cénomaniens. La partie inférieure du Cénomaniens supérieur a donné *Eucalycoceras pentagonum* (Jukes- Browne, 1896) au sommet de la Zone d'*Acanthoceras amphibolum*, mais il n'y a aucun indicateur de *geslinianum*, *pseudonodosoides* et *Watinoceras* ssp. Zones. En effet, cela suggère que ce niveau est déjà le Cénomaniens supérieur basal, car il s'agit d'une espèce de la zone *Guerangeri* dans les séquences d'Europe occidentale et de la Tunisie centrale (Amédro et Robaszynski, 2008 ; Kennedy & Gale, 2015). La faune de la zone de répartition partielle indique peut-être également une corrélation avec la zone de *Guerangeri*. Après cet intervalle, il existe une autre lacune majeure dans les faunes à ammonite échantillonnées dans la section, avec tout enregistrement correspondant au Cénomaniens supérieur moyen aux zones *geslinianum*, *juddii* et *devonense* du Turonien inférieur de la séquence standard d'Europe occidentale, ou les *geslinianum*, *pseudonodosoides* et *Watinocera* ssp. Zones de la séquence de Kalaat Senan (Amédro & Robaszynski, 2008). Par conséquent, la partie moyenne et la partie supérieure de l'enregistrement sédimentaire du Cénomaniens supérieur existent localement, mais en raison de l'incapacité à trouver d'autres spécimens, les zones d'ammonite corrélatives ne peuvent pas être reconnues.

En revanche, Segura et al, (2014) ont reconnu les principaux épisodes de dépôt dans le Cénomaniens supérieur - Santonien inférieur des bassins ibérique et portugais occidentaux ; ils ont présenté que les successions sédimentaires et paléontologiques de la partie Nord du bassin ibérique (sud de la chaîne cantabrique) ont montré un enregistrement presque continu dans les matériaux marneux de plate-forme intérieure relativement profonde et ouverte avec des ammonites. De plus, la succession d'ammonites dans la partie sud de la section de Djebel Mrhila en Tunisie centrale donne des espèces marqueurs de la zone *guerangeri*, mais il n'y a aucun indicateur de la zone *geslinianum* suivante ; au lieu de cela, les dolomites de la formation de Bahloul donnent des représentants mal conservés des

CHAPITRE II : LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

Neocardioceras juddii / *Pseudaspidoceras* cénomaniens les plus élevés (Kennedy et Gale, 2015).

Tous ces critères démontrent l'existence de nombreuses affinités entre le royaume boréal et téthysien et leurs faunes d'ammonite, non seulement entre le Nord-Ouest de l'Europe, la Tunisie et le Nord-Est de l'Algérie, mais aussi entre l'intérieur de l'Amérique du Nord-Ouest et le Nord-Est de l'Algérie.

International subdivisions		Pervinquier 1903 (1)	Spath 1926 (2)	Dubourdiou 1956 (3)	Type region & Paris Basin (4)	Gale et al., 1999 & Hancock, 2003 (5)	Amédéo & Robaszynski 2008 (6a)	Amédéo & Robaszynski 2008 (6b)	Bensekhria et al., 2019 This study
Cenomanian	Turo. Lower			Mammmites Neoptychites Pseudaspidoceras	Watinoceras	Watinoceras devonense	Fagesia catinus Watinoceras sp.	Pseudaspidoceras flex. Watinoceras sp.	☆ P. fluxuosum
	Upper	Neol. vibrayeanus Zone	Acanthoceratan	Z. V without ammonite Neobolites	Neocardio. Metoico.	Neocardioceras juddii	Neocardioceras juddii	Pseudaspidoceras pseud. Metoicoceras geslinianum	not recognized
	Middle	Thomasinella punica Zone		Z. IV	Acanthoceras	Calycoceras guerangeri	Calycoceras guerangeri	Eucalycoceras pentagonum	Eucalycoceras pent.
Lower	Acanthoceras rhotomagense Zone	Mantelliceratan	Z. III	Acanthoceras	Acanthoceras jekesbrownei	Acanthoceras jekesbrownei	Acanthoceras amphibolum	☆ Acanth. amphib.	
			Z. II developed Mantelliceras	Acanthoceras	Acanthoceras rhotomagense	Acanthoceras rhotomagense	Paraconlinoceras aff. barcusi	Acanth. rhotomag.	
Albian	Upper	"VRAC." T. bergeri Mort. infl. St. dispar Zone	Lower	Z. I Hypot. schaeegansi	Mantell. Hypoturr.	Mantelliceras dixonii	Mantelliceras dixonii	Mantell. dixonii	Mantell. dixonii
				Z. II Mar. bergeri	Cunn.	Mantelliceras mantelli	Mantelliceras cf. mantelli	Mantell. mantelli	Mantell. mantelli
			Z. I	St. dispar	Cunningtoniceras inerme	not recognized	Graysonites cobbani	Graysonites cobbani	Graysonites cobbani
									Graysonites azregensis
									Stoliczkaia dispar
									Stoliczkaia africana
									☆ not recognized

☆ species with North American affinities ▨ No direct correlations

Figure II.13 Limites et tentative de corrélation du stade céno-manien et des sous-stades, respectivement : (1) en Tunisie centrale pour la première fois par Pervinquier (1907); (2) Angleterre; (3) Frontières algéro-tunisiennes; (4) France; (5) Kazakhstan occidental et Ukraine avec le sud de l'Angleterre; (6 a) Bassin anglo-parisien et Westphalie; (6 b) Tunisie centrale par Amédéo & Robaszynski (2008); (7) Algérie. Les flèches pointant vers le haut et vers le bas indiquent respectivement les première et dernière apparitions des taxons concernés

CHAPITRE II : LITHOBIOSTRATIGRAPHIE

Conclusion

Dans la région des Aurès les affleurements attribués au Cénomaniens sont organisés en quatre unités lithostratigraphiques bien distinctes, selon leurs caractères lithologiques et sédimentologiques, séparées parfois par des discontinuités d'ampleur régionale marquée sur le terrain par des surfaces durcies :

- L'unité I « Marnes à rare intercalations de calcaires argileux »
- L'unité II « Marnes-calcaires lumachéliques »
- L'unité III « Alternance marno-calcaire »
- L'unité IV « des calcaires »

L'application des concepts de la biostratigraphie sur l'ensemble des foraminifères planctoniques et ammonites collectés a permis de préciser dans certaines coupes, les passages Albo-Cénomaniens, Cénomano-Turonien, ainsi les passages Cénomaniens inférieur-Cénomaniens moyen et Cénomaniens moyen-Cénomaniens supérieur.

CHAPITRE III
SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL
PETROLIER

Introduction

I. Facies sédimentaires

II. Associations de faciès et Systèmes de dépôt

III. Pétrographie

IV. Stratigraphie séquentielle

V. Paléogéographie et évolution paléoenvironnementale

VI. Potentiel pétrolier

Conclusion

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

Introduction

Les observations de terrain renseignent sur l'agencement des bancs et leurs caractéristiques macroscopiques. Toutefois, en milieu proche du bassin, les nuances entre les bancs des différents cortèges sont délicates à saisir à l'œil nu. L'accès aux structures plus fines peut se faire sur le terrain par l'intermédiaire d'une loupe à très fort grossissement et/ou au laboratoire par l'examen des plaques minces. Les informations qui en ressortent sont de plusieurs ordres et permettent d'apprécier :

- l'énergie de dépôt, par la texture qui renseigne sur l'intensité du vannage des micrites ou des argiles.

- le caractère autochtone ou allochtone des éléments figurés, par la détermination de la nature paléontologique et minéralogique de ces éléments ; ainsi que leur provenance de la plate-forme du bassin.

- l'océanité du milieu par l'abondance relative et la diversité des éléments planctoniques de mer ouverte, vis à vis de la profondeur relative de ce milieu par la présence, la granularité, la nature et le mode de transport des détritiques.

- le confinement du milieu par l'augmentation de la teneur en matière organique, la diminution de la diversité biologique et la prolifération d'un petit nombre d'espèces. Ainsi, l'étude des microfaciès vient compléter le faisceau des critères lithologiques et biologiques rassemblés pour appuyer l'interprétation séquentielle.

Le terrain d'étude comprend des dépôts de différentes origines, sédimentés dans des environnements assez variés et appartenant à un domaine distinct qui est le domaine de plate-forme carbonatée à plaines côtières évaporitiques. Leur âge va du Vraconien supérieur jusqu'au Turonien inférieur. Les objectifs de cette étude consistent à mettre en évidence les éléments suivants :

- La caractérisation des différents faciès sédimentaires.
- La reconstitution des paléoenvironnements de sédimentation et l'architecture des corps sédimentaires associés.
- La précision des modalités des variations du niveau marin relatif et définition de principales séquences sédimentaires.
- L'élaboration d'un modèle sédimentologique approprié, qui reflète la paléogéographie des Aurès durant l'intervalle Cénomani.

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

Dans ce qui suit, c'est une étude sédimentologique du faciès qui permet de déterminer d'une manière détaillée les mécanismes et l'organisation des dépôts.

I. Facies sédimentaires

I.1. Définition d'un faciès, microfaciès sédimentaire

Un faciès sédimentaire est défini par l'ensemble des caractères macroscopiques propres au sédiment (Flügel, 1982). Leur caractérisation a été basée sur plusieurs critères observables en macroscopie, à savoir la lithologie (pétrographie), la texture et la nature des grains, la couleur (chromo faciès), les structures et figures sédimentaires hydrodynamiques, la géométrie et la stratologie (strato faciès) des corps, la nature des contacts, le contenu biologique et ichnologie. Ces informations sont complétées par le microfaciès qui englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces et en sections polies à l'aide de microscope optique. Les études macroscopique et microscopique des faciès sédimentaires indiquent les conditions physiques et chimiques des environnements de dépôts, l'écologie (température, salinité, énergie et profondeur de l'eau) des organismes responsables à la production des carbonates et les caractères diagénétiques¹.

Pour décrire et interpréter les faciès rencontrés dans la série cénomaniennne de l'Aurès, le modèle théorique de zones des faciès et microfaciès, adapté à ce travail est celui qui figure dans les schémas suivants (**Fig. III.1**).

I.2. Inventaire et interprétation des faciès

A l'issue de l'analyse lithologique et sédimentologique des trois coupes, douze faciès, notés de "F1" à "F12" (**Fig. III.13 ; Tableau III.1**) répondant à des processus de dépôts bien distincts sont :

¹- L'étude de la diagenèse ne fait pas partie des objectifs de ce travail et se limite aux observations relevées sur le terrain et en lames minces

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

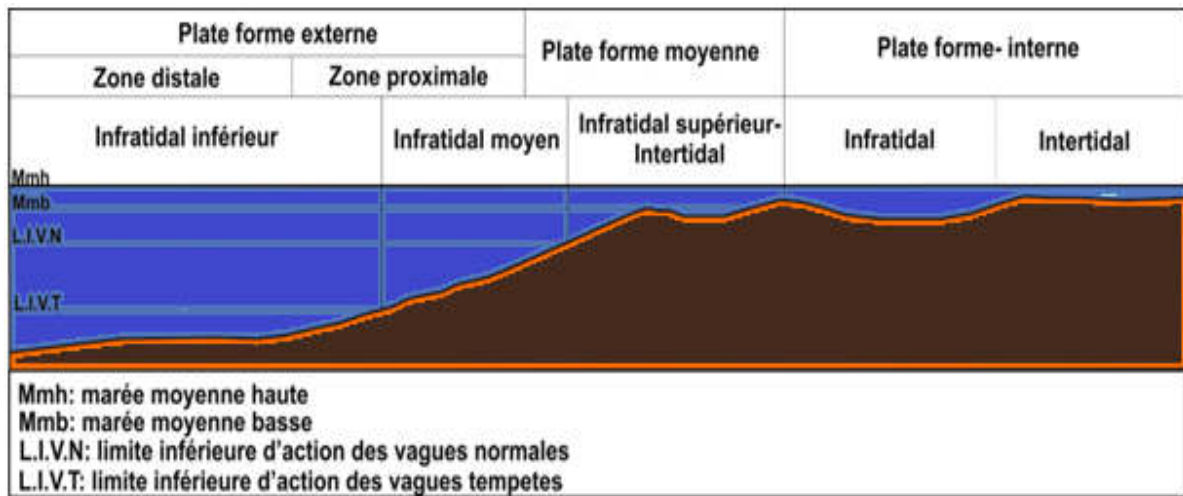


Figure III.1 Étage de peuplement et milieux de dépôt

I.2.1. Grés roux à *Skolithos* et *Altichnus* (F1) (Fig.III.2)

Ce faciès caractérise la base de la série cénomaniennne et se trouve exclusivement dans la coupe de Theniet el Abed, et quasiment absent dans les autres secteurs. Il est essentiellement à grains fins, plus ou moins friables, de couleur rouge claire à la cassure fraîche, dépourvus de structures hydrodynamiques d'interface, la surface supérieure est de couleur marron vif oxydée, bioturbée, à *Thalassinoides*. Le banc est redressé avec un pendage fort atteignant 75°. Il est percé par d'abondants terriers droits, verticaux par rapport à la stratification, attribués à des *Skolithos*.

Ces traces organiques d'habitat "*domichnia*" sont associées à des terriers obliques de type *Altichnus* marquante a surface supérieure. L'absence de stratifications internes du banc est due vraisemblablement à l'effet négatif de la bioturbation. Ce faciès se rencontre dans l'intervalle du prisme de bas niveau marin.

La faible diversité des traces fossiles, la présence de formes simples et l'abondance de l'ichnofaune *Skolitho* sont été attribuées à divers environnements de dépôts : les milieux aquatiques à eaux saumâtres (Pemberton & Wightman, 1992), les ambiances deltaïques (Pemberton et al, 1992) et les environnements littoraux ou infralittoraux à énergie hydrodynamique modérée (De Raaf et Boersma, 1971 ; Frey & Pemberton, 1984 ; Nio et Yang, 1991 ; MacEachern & Pemberton, 1992). Selon, Ranger et Pemberton, 1988 ; Pattison, 1992 ; Reinson et al, 1992 ; MacEachern & Pemberton, 1994 et Buatois et al, 2005, ces particularités ichnofaciologiques sont typiques des systèmes détritiques littoraux ("*shoreface*") à influence des marées.

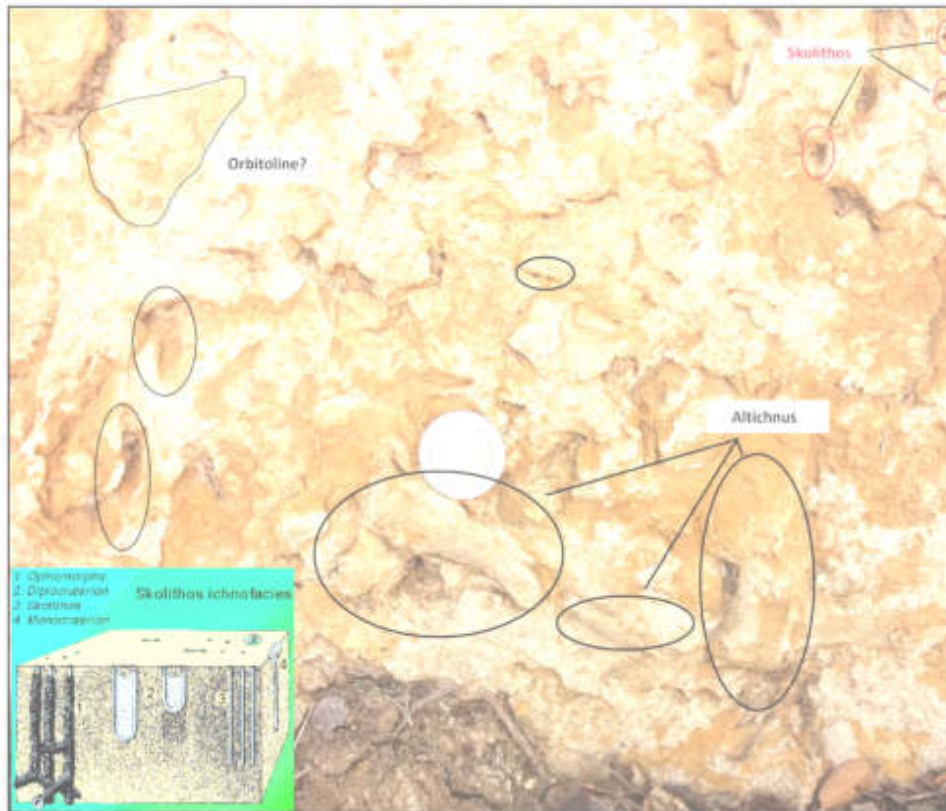


Figure III.2 Grès rouge à *Skolithos* et *Allichnus* (Bromley et Hanken, 1991), dans le secteur de Koubaane.

I.2.2. Marnes verdâtres (F2) (Fig. III.3)

Ce faciès se trouve dans la partie inférieure de la formation Fahdene, à la base du Cénomaniens Inférieur, du secteur Theniet el Abed. Le même faciès s'observe à Arris, cependant les marnes sont noires et la forme des gypses (passés de gypses deviennent des traces) (voir détail dans le faciès qui suit F3). Au niveau de Khenchela, il devient un faciès calcareux à bioclastes et à grains de phosphate. Il se présente sous forme de niveaux décimétriques à métriques de marnes verdâtres à nombreux cristaux de gypse, ce faciès est intercalé par des passées millimétriques de gypses, et de bancs carbonatés à moules de bivalves et de gastéropodes. Ces marnes n'ont pas fourni de macrofossiles, ni de microfossiles dans leurs résidus après lavage. Les deux surfaces qui délimitent ces marnes ne sont affectées d'aucune trace de bioturbation et aucune trace d'activité hydrodynamique.

Ces dépôts marneux gypsifères se sont développés en climat aride et montrent des conditions à énergie faible. Ils ont été classiquement interprétés comme des faciès marins très peu profonds (Lucas, 1942 ; Bourcart & Ricour, 1952 ; Choubert, 1956) et de plaines côtières évaporitiques (milieu supratidal) analogue à une sebkha (Purser, 1980 a et b, 1983 ; Oboh-

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

Ikuenobe et al, 2005). Cette dernière peut se développée en partie proximale d'une rampe carbonatée (Kaoukaya et al, 2001). L'absence de la macrofaune et de la bioturbation témoigne que les conditions de vie à cette époque n'étaient pas favorables pour le développement du benthos.

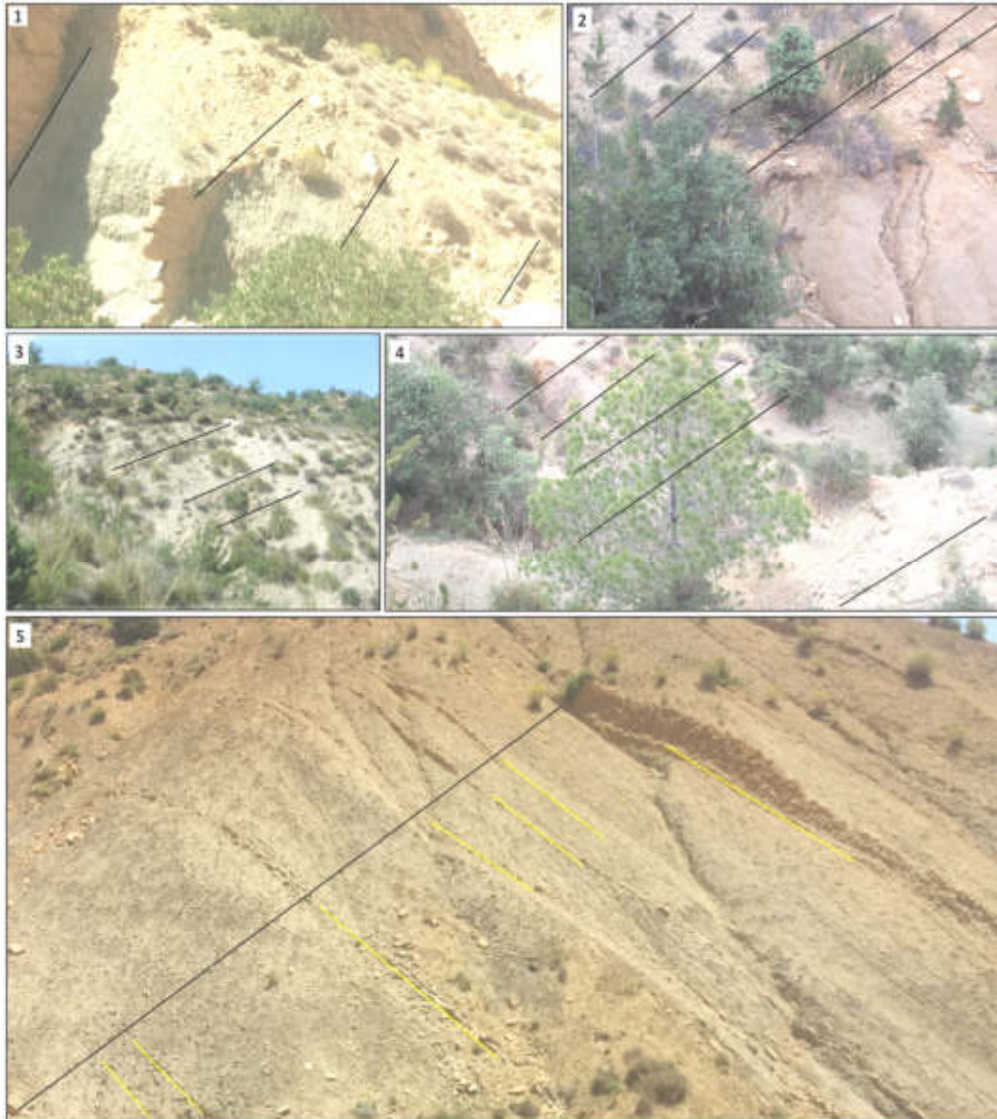


Figure III.3 Marnes verdâtres. 1 et 2 de Koubaane ; 3 et 4 de Taghrout Aneur ; 5 de Khenchela. Les traits noirs et jaunes sont de minces bancs de calcaires.

I.2.3. Marnes noires azoïques à trace de gypse (F3) (Fig. III.4)

Elles sont réparties seulement dans la partie inférieure de la série d'Arris (Taghrout Aneur) et quasiment absentes dans les séries de Koubaane et Ktef el Hamam respectivement. Ce sont des marnes argileuse tendres, de couleur noire, à trace de gypse (cristaux), parfois accompagnés de cristaux de calcite, et n'ont pas fourni de macrofossiles, par conséquent, le

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

lavage et l'étude de leurs résidus se sont avérés nécessaires. Le résidu obtenu ne comporte aucune trace de microfossiles, donc ce sont des marnes azoïques.

Ces dépôts marneux à gypses se sont développés en climat aride et montrent des conditions à énergie faible. Ils ont été classiquement interprétés comme des faciès marins très peu profonds (Lucas, 1942 ; Bourcart & Ricour, 1952 ; Choubert, 1956) et de plaines côtières évaporitiques (milieu supratidal à tendance évaporitique) analogue à une sebkha (Purser, 1980a et b, 1983 ; Oboh-Ikuenobe et al, 2005). Cette dernière peut se développer en partie proximale d'une rampe carbonatée (Kaoukaya et al, 2001). L'absence de macrofaune et de bioturbation, témoigne des conditions hostiles et peu favorables au développement de la vie benthique. La couleur sombre et l'absence de la microfaune témoignent d'un milieu anoxique pauvre en oxygène à tendance lagunaire, et caractérisent des intervalles transgressifs par une subsidence rapide.



Figure III.4 Marnes noires azoïques à trace de gypse dans le secteur de Taghrouit Ameur présentant des chenaux biseautés en 1 et détail en 2.

I.2.4. Marnes carbonatées (F4) (Fig. III.5)

Des marnes de couleur bleue à gris claire, plus ou moins tendres, pauvres en macrofaune sauf des céphalopodes (*Mortoniceras* ; *Mantelliceras* cf. *mantelli* ; *M. saxbii* ; *Hyppoturrites* sp.; *Sharpeiceras laticlavium* et *Pseudaspidoceras flexuosum*). Leur microfaciès est de texture wackestone à packestone, très riches en calcispères, foraminifères benthiques (*Dorothia*

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

oxicona; *Trochamminoides* sp.; *Lenticulina rotulata*; *Textularides*; *Lituolides*; *Textularia chapmani*; *Dentalina* sp.) et planctoniques (*Hedbergella delrioensis*; *Thalmaninella balernaensis*; *T. appenninica*; *T. golobotruncanoides*; *Heterohelix mormani*; *Praeglobotruncana stephani*; *Hedbergella simplex*; *Whiteinella baltica*; *W. brotonensis*; *Praeglobotruncana gibba*; *Heterohelix globulosa*; *Heterhelix* sp.; *Hedbergella* sp.; *Hevetoglobotruncana* cf. *helvetica*; *W. praehelvetica*; *W. paradubia*; *W. aprica*; *W. archaeocretacea*; *Dicarinella hagni*; *D. imbricata*), et petit grains de phosphate.

Ce facies présente un enrichissement en microorganismes pélagiques important ce qui signifie une grande océanité. Ces marnes se trouvent dans deux intervalles transgressifs respectivement : le premier intervalle est à la base et caractérise la première séquence de dépôt (S1) dans les trois coupes ; tandis que le second intervalle se trouve au sommet des séries, caractérisant la sixième séquence de dépôt (S6) d'âge Turonien inférieur. Ces marnes sont déposées dans un milieu de sédimentation plus ou moins ouvert, relativement profond, et équivalent à la partie distale de la plate-forme externe.



Figure III.5 Marnes carbonatés. 1. Marnes carbonatés à *Mortonicerias* et 2. Marnes carbonatés à *Mantelliceras* cf. *mantelli* ; *M. saxbii* dans le secteur de Koubaane. 3. Marnes carbonatés à *Hyppoturrilites* sp.; *Sharpeiceras laticlavium* dans le secteur de Taghrout Ameer. 4 et 5. Marnes carbonatés à *Pseudaspidoceras flexuosum* dans la coupe de Khenchela.

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

I.2.5. Calcaires à gastéropodes et bivalves (F5) (Fig. III.6)

Ce faciès se trouve généralement sous forme de calcaires décimétriques à centimétrique (0.40 à 0.50 m) intercalées dans les marnes noires azoïques à trace de gypse de la première unité d'Arris et dans les marnes verdâtres à gypses de la première unité de Theniet el Abed, aucune trace de ce faciès à Khenchela. Il s'agit de texture wackestones à packstones bioclastiques, parfois à tendance lumachéliques. Les bioclastes, qui présentent une forte granocroissance, sont en majorité des débris de *Gyrodes* sp. Ou de *Costagyra olisiponensis* associés à d'autres moules internes de bivalves indéterminés. De nombreux grains de quartz peuvent être également dispersés au sein de certaines lames minces. Ils ont une taille moyenne de 0.1mm, ce qui les place dans la classe des sables fins et présentent une sphéricité faible. À ces niveaux calcaires bioclastiques sont associés également des marqueurs d'émersion momentanée tels que les structures fenestraes, les polygones et microfentes de dessiccation. Ce faciès présente aussi une base érosive, courbée dont la longueur d'onde est de 10 à 20 cm pour une amplitude de 2 à 4 cm. La partie sommitale du dernier banc est marquée par une surface irrégulière par la présence des rides d'oscillation symétriques au toit.

Sans aucun doute, les niveaux carbonatés, intercalés au milieu des marnes à gypses, caractérisés par des valeurs constantes d'épaisseur et une régularité de faciès remarquables, n'ont pu se former que dans un paysage extraordinairement plat. Les caractères sédimentologiques et l'épaisseur réduite de ces niveaux coquillers suggèrent également des marées exceptionnelles ou des incursions marines brutales et de faible durée. Ils s'accordent avec des dépôts de tempêtes de milieu à hydrodynamisme plus modérée (Spécht & Brenner, 1979 ; Guillocheau, 1991 ; Lavoie, 1995). Par ailleurs, la présence de grains de quartz témoigne d'arrivées externes ou de remaniement interne des apports détritiques fins. Les associations des faunes monospécifiques peuvent également expliquer des conditions restreintes, telles que celles d'un milieu à haute salinité, généralement supratidal. Il caractérise les intervalles transgressifs de la première séquence (S1).

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

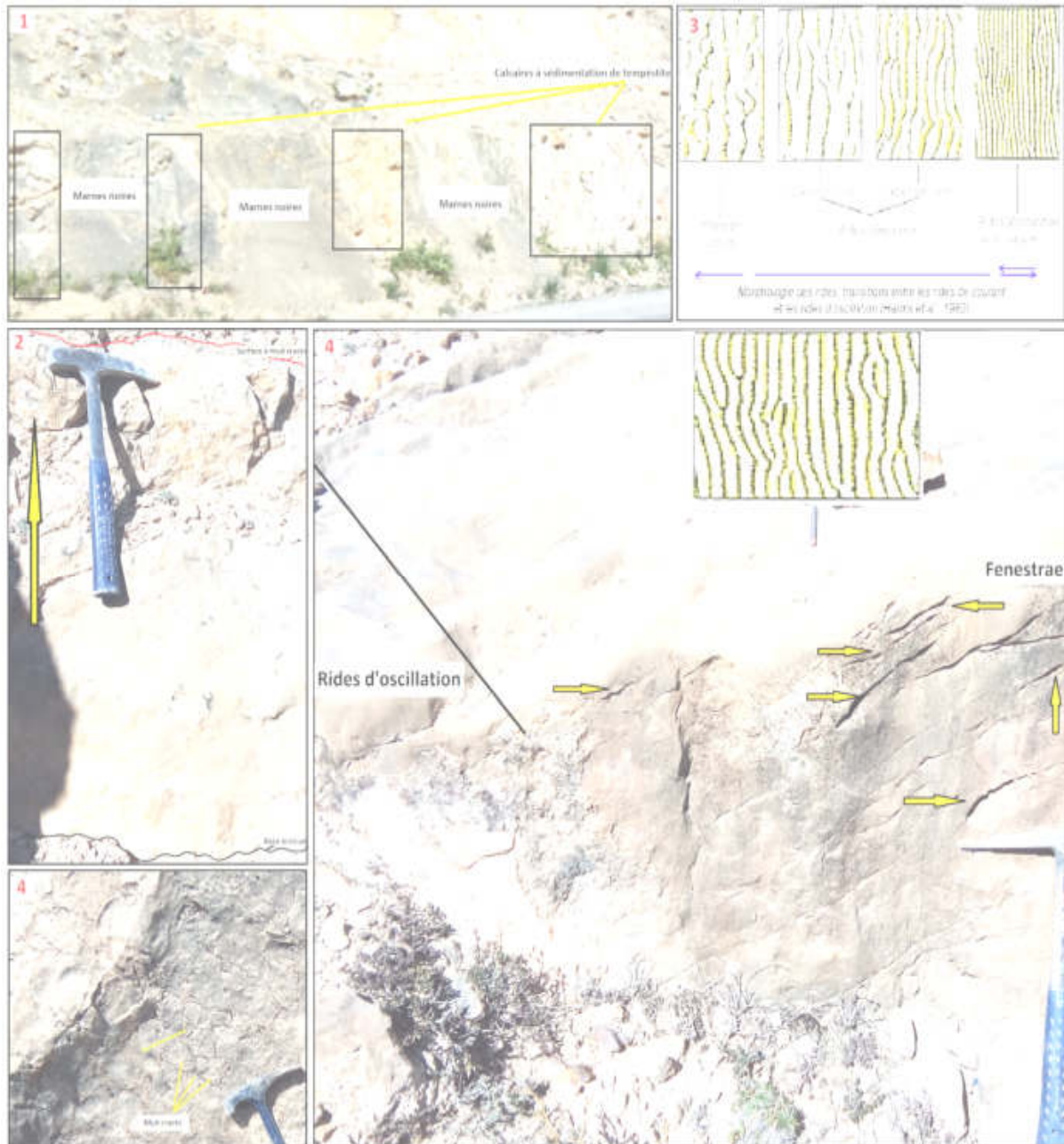


Figure III.6 Calcaires à gastéropodes et bivalves. 1. Marnes noires azoïques à trace de gypses intercalés par des calcaires à gastéropodes et bivalves dans le secteur d'Arris. 2. Un banc de calcaires dolomitique bioclastique limité à la base par une surface d'érosion et au sommet par une surface bioturbée à mud cracks (détail en 4.). 5. Des rides d'oscillation symétriques au toit d'un calcaire bioclastique associées à des fenestraes dans le secteur de Theniet el Abed (détails en 3).

I.2.6. Calcaires lumachéliques à huitres (F6)

Ce faciès se rencontre surtout dans la partie supérieure de la formation Fahdene (10 à 15 m au-dessous de la limite Cénomano-Turonien) et dans les trois secteurs. Il correspond à un

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

calcaire fossilifère à débris de fossiles variés formés essentiellement de lamellibranches, d'oursins et de gastéropodes, à base irrégulière et d'épaisseur centimétrique. Généralement, nous constatons un mélange de fragment de coquilles de grande taille, enveloppés par des lamines algaires déformées et désagrégées, témoignant d'une longue exposition aux courants et de coquilles entières montrant un bon état de conservation. La surface de contact avec les calcaires des autres faciès, est le plus souvent bien dégagée, parfois de type érosif, bioturbée, à polygones rhomboédriques de dessiccation. Le microfaciès présente une texture grainstone dont la matrice est micritique, ou généralement microsparitique. Elle peut être localement rare du fait du grand nombre de bioclastes. Les organismes ainsi que certains lithoclastes remaniés au sein de cette matrice présentent des encroutements micritiques de couleur sombre. Exceptionnellement, de petits grains de quartz (0.1mm) relativement arrondis peuvent être présents dans les lames minces. Le faciès présente également, certaines structures de compaction remplies tardivement par la micrite sous forme de veines millimétriques.

La présence des grains de quartz sub-arrondis, témoigne d'arrivées externes par les vagues de tempête ou de remaniement interne des apports détritiques fins. L'encroutement micritique des litho-bioclastes brisés atteste qu'au début, le sédiment est resté un bon moment sous l'influence d'une eau relativement peu profonde (subtidal), calme et dépourvue d'une agitation hydrodynamique.

Compte tenu du caractère textural grainstone, l'aspect brisé de certains éléments, ainsi que la présence de veines micritiques, il semble que ces accumulations de calcaires bioclastiques, à tendance lumachéliques, correspondent aux "*sedimentologic concentrations*" au sens de Kidwell et al, (1986). Elles traduisent une énergie hydrodynamique très élevée, responsable de transport et de resédimentation des débris (coquilles brisés). Nous pouvons attribuer ce rôle aux vagues de tempêtes en eaux peu profondes (intertidal à subtidal), selon Aigner, 1982 ; Durringer, 1984 ; Kidwell et al, 1986 ; Ruberti, 1997 ; Carannante et al, 2000 et Benyoucef et al, 2016. Des niveaux semblables ont été également interprétés par Shinn, 1983a comme des dépôts de marées de vives-eaux ou de débordement de chenaux tidaux dans les zones intertidales supérieures à supratidales.

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

I.2.7. Calcaires à *Nerineidés* (F7) (Fig. III.7)

Ce faciès caractérise la partie supérieure de la formation Fahdene (la partie supérieure du Cénomanién dans les secteurs de Thniet el Abed (Fig. III.7, photo 1 et 5) et Arris (Fig. III.7, photo 2 et 4) ; et la partie inférieure du Cénomanién du secteur de Khenchela (Fig. III.7, photo 3 et 6). Macroscopiquement, il apparaît, partout, en bancs grisâtres, d'épaisseur centimétrique, bien continus latéralement et riche en *Nerinea* désorientés et de grande taille. L'examen microscopique de ce faciès montre qu'il s'agit d'une texture packstone à abondantes *Nerinea* (parfois de 60% à 70% de la lame) qui baignent dans une matrice micritique dolomitisée. Des foraminifères affectés par la dissolution ont été également observés dans certaines lames.

Dans les plateformes classiques, les *Nerinea* fréquentent généralement la zone coincée entre l'arrière récif et le lagon (Nield & Tucker, 1985 ; Sirna & Mastroiannia, 1993). Selon Wilson (1975), le faciès packstone à gastéropode reflète un dépôt dans un environnement subtidal à intertidal inférieur. Cependant, dans l'intervalle documenté, l'abondance des *Nerinea* désorientés et la matrice micritique attestent un milieu de faible énergie hydrodynamique. Il s'agit d'un faciès mis en dépôt dans un environnement subtidal peu profond.



Figure III.7 Calcaires à Nerineidés. 1 et 5. Dans le secteur de Koubaane. 3 et 6 dans le secteur de Khenchela. 2 et 4 dans le secteur d'Arris. Les flèches et zones noires indiquent les *Nerinea*.

I.2.8. Calcaires marneux (F8) (Fig. III.8)

C'est un faciès très abondant dans les trois secteurs et surtout celui d'Arris (**Fig. III.8, photo 1 et 2**), il apparait sur l'ensemble de la série, à l'affleurement il forme des bancs décimétriques à métriques. Ces calcaires sont compacts, de couleur gris sombre à la cassure fraîche. Il s'agit de textures wackstone à packstone, à calcispères abondantes, à foraminifères planctoniques globuleux (*Hedbergella* sp., *Heterohelix globulosa*, *Globigerinelloides* sp.) et carénés (*Rotalipora*, *Whiteinella* sp., *Whiteinella baltica*, *Lunatriella* sp.), à foraminifères benthiques à test agglutiné, dont: *Textularia chapmani*, *Dorothia oxycona*, *Dorothia* cf. *trochus*, *Dorothia* sp., *Thomasinella punica*, *Flabellamina alexanderi*, *Ammobaculites* sp.,

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

Ammobaculites advenus, *Trochaminoides* sp., *Haplophragmoides* sp., *Thomasinella punica*, *Merlinginacretace*, *Cuneolina* sp., *Textularia* sp., à foraminifères benthiques à test hyalin (rares): *Cyclolina* sp., *Pseudolituonella reicheli*, *Textulariella* sp., *Pseudorhipydionina* sp., *Praesorites* sp., *Valvulammina* sp., *Gavelinella* sp., *Trocholina* sp., *Lenticulina* sp., *Cuneolina laurenti*, Miliolidés et des Lituolidés. Les formes à test calcitique sont représentées par *Globorotalites* sp. et *Gavelinella* sp., à échinodermes et rares bivalves, à phosphate dans les loges. Quelques bancs présentent des surfaces bioturbées au toit et à la base des couches, par certains organismes comme (Thalassinoides).

Ces microfaciès indiquent une océanité marquée par la richesse en foraminifères planctoniques, avec des indices d'une sédimentation lente indiquée par la concentration en calcispères, le phosphate dans les loges et des bioturbations. Ces bancs caractérisent les intervalles transgressifs. Ces microfaciès caractérisent un milieu infratidal inférieur, calme et très ouvert aux échanges avec l'océan.



Figure III.8. 1, 2 Calcaires marneux limité à la base par une surface oxydée et bioturbée par de gros Thalassinoides dans le secteur d'Arris. 3. Calcaires marneux limité à sa partie inférieure par des Thalassinoides dans le secteur Thniet el Abed. 4. Surface supérieure oxydée, à petits grains de fer et bioturbée dans le secteur de Khenchela.

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

I.2.9. Calcaires à calcisphères (F9) (Fig. III.9)

Nommé aussi "*calcisphérites*" est rencontré au sommet de la formation Fahdene, et au début de la formation Bahloul (calcisphérites de Bahloul), où ils constituent des intercalations au sein des marnes à l'affleurement, et forment des bancs métriques de couleur jaune ocre à l'altération, grisâtre à la cassure fraîche, structure compacte et homogène qui les rendent beaucoup plus résistants à l'altération et les mettent en relief dans les paysages. Nous les distinguons des calcaires marneux par leur cassure conchoïdale. Leur texture est packstone, très riche en calcisphères, à foraminifères benthiques calcaires et des foraminifères planctoniques bien diversifiés mais rares avec débris d'échinodermes et filaments.

Les calcisphères auraient vécu à proximité ou sur la bordure distale de la plate-forme. Au cours du crétacé et particulièrement pendant le Cénomanién, elles prolifèrent dans la Téthys, profitant de l'afflux des nutriments apportés par les remontées d'eau profondes « upwellings » le long des talus (Wiedmann et al, 1982). Tout mouvement positif du niveau marin, en inondant les plates-formes favorise ces proliférations, créant des accumulations considérables. Robaszynski et al, 1994, définissent une calcisphérite comme une couche dense, épaisse et continue, soulignant ainsi le bord de la plate-forme au bassin, la première surface d'inondation, c'est un excellent repère à la base de certains intervalles transgressifs.

L'accumulation des calcisphères et leur épaisseur notable, en gros bancs traduit une augmentation de la productivité et le vannage de la micrite. La présence des foraminifères carénés indique une influence océanique importante. Nous considérons ici que la première surface de transgression se trouve au sommet de la calcisphérite, là où s'ajoutent aux calcisphères des macrofaunes comme les ammonites. Les faciès à calcisphères généralement reflètent un environnement marin sous l'influence de la plateforme. Dans notre cas, il caractérise la base des intervalles transgressifs des séquences S4, S5 et S6.



Figure III.9 Calcaires à calcisphères (ou calcisphérites) dans le secteur de Khenchela. Trait jaune montre l'épaisseur considérable de faciès par rapport aux autres faciès.

I.2.10. Calcaires noduleux (F10) (Fig. III.10)

Ce faciès se rencontre dans les trois secteurs mais bien développé dans celui de Khenchela, à la partie supérieure du Cénomaniens, sous forme de bancs calcaires beiges et à débit noduleux. Les nodules sont irréguliers, pas toujours très bien définis mais lorsqu'ils sont nets, ils apparaissent relativement dispersés au sein de la matrice calcaire ou calcaréomarneuse. Généralement, ces nodules centimétriques sont disposés selon la stratification. Ce faciès constitue des empilements décimétriques, continus et ne montrant pas de variations sédimentologiques ni de limites entre les bancs. Il contient un large spectre de fossiles représentés par d'abondants foraminifères, des ostracodes (*Cytherella* sp., *Cytherella sulcata*, *Veeniacythereis maghrebensis*, *Cythereis algeriana*, *Paracypris* sp., *Bairdia* sp. *Metacytheropteron berbericus*), plusieurs exemplaires de *Neolobites vibrayanus*, de bivalves (Mytilidae, Pectinidae, Plicatulidae), de gastéropodes (Turritellidae et Tylostomidae), d'échinides (Hemiasteridae, Heterodiadematidae).

Les bioclastes sont en majeure partie déterminables et ne sont pas réélaborés au sens de Fernández-López, 1991, mais sont parfois obliquement déformés. Cette déformation est liée probablement à une compaction d'enfouissement différentielle entre un sédiment calcaire non consolidé et des nodules cimentés pendant la diagenèse précoce (Abed & Schneider, 1980 ; Elmi, 1981 ; Elmi & Ameur, 1984 ; Forset et al, 1999 ; Wiese & Schulze, 2005). La

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

déformation des coquilles peut être reliée également à la nature des sédiments, car un contenu de CaCO₃ plus élevé serait favorable pour la conservation des coquilles, tandis que dans un milieu à charge détritique plus ou moins élevée, la dissolution de certaines coquilles (aragonite) doit être plus rapide que la lithification du sédiment encaissant, ce qui engendre des moules internes déformés voire rigoureusement comprimés à la suite de la compaction (Žitt et al, 2003). Cependant, d'autres auteurs interprètent les structures noduleuses des faciès carbonatés comme le résultat de processus mécaniques post-sédimentaires (boudinage, compaction-striction, cisaillement, etc.).

Les dépôts de ce faciès (*Neolobites* bioevent de Cavin et al, 2010) témoignent d'une transgression pelliculaire dans un milieu marin peu profond. L'abondance des gastéropodes et des bivalves notamment les coquilles aplaties d'*Exogyra flabellatum* (**Annex 3**) adaptée aux substrats meubles et résistants à l'enfouissement infralittoral (Callapez, 2008), suggère un milieu de dépôt calme à fonds boueux en l'absence de tout indice d'agitation. Ce milieu est vraisemblablement à fond marin plat à faiblement penté, régi par une circulation ouverte, probablement de vase infralittorale (Canérot et al, 1982 ; Ettachfini & Andreu, 2004). L'abondance et la diversité de la faune caractérise un milieu de dépôt à eau bien éclairée, déconfinée et excessivement riche en éléments nutritifs (un paléoclimat tempéré). Nous les trouvons principalement à la fin des prismes de haut niveau marin quand les carbonates commencent à prograder vers le bassin.

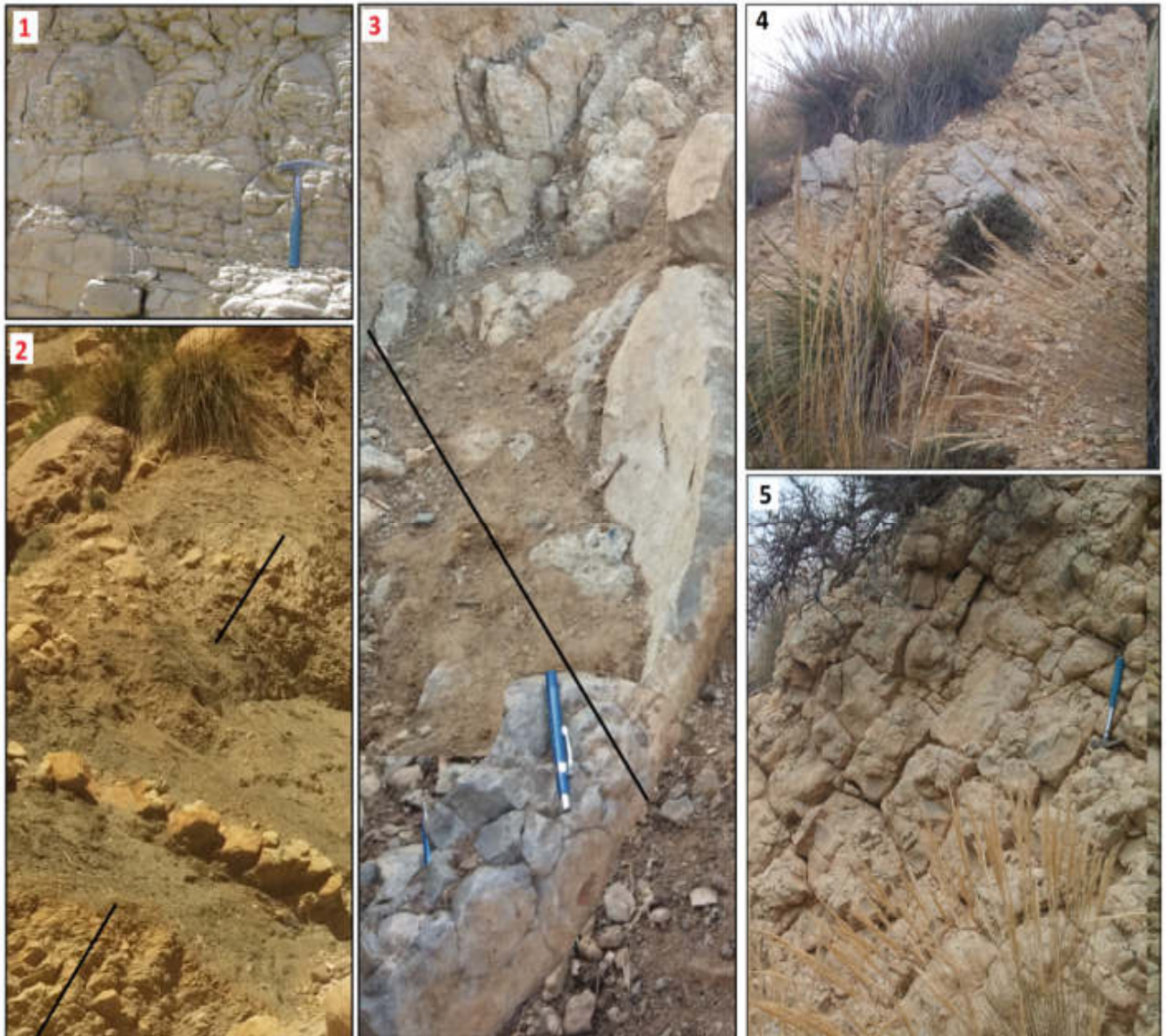


Figure III.10 Calcaires noduleux. 1 et 2 dans le secteur de Koubaane. 3 dans le secteur de Taghrout Ameer, le stylo montre un gros Nautile à la base du banc. 4 et 5 dans le secteur de Ktef el Hammam. Le trait noir montre l'épaisseur du faciès.

I.2.11. Les calcisphérites (F11) (Fig. III. 11)

C'est le premier faciès de la formation Bahloul, il se trouve à la base de cette dernière. Ce faciès affleure en trois bancs décimétriques de calcaires gris sombre, présentant les mêmes caractéristiques que le faciès neuf (9). Microscopiquement, c'est des biomicrites, il s'agit de pakestone à calcisphères abondantes, rares foraminifères planctoniques *Hedbergella* et *Rotalipora*, de petits foraminifères benthiques calcaires, débris d'échinodermes, à fine poussière de pyrite disséminée au sein de la micrite et à filaments. Le deuxième banc

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

représente toutes les caractéristiques précédentes sauf la disparition totale des *Rotalipores*, ainsi que des traces de la matière organique.

Comme déjà mentionné précédemment pour le faciès (9), l'abondance des calcisphères symbolise une océanité (arrivée d'eaux profondes) importante vis à vis en matière nutritive qui aide à la prolifération de ces organismes. Cette première inondation produit l'accumulation énorme de ces derniers et les répartit sur le fond marin. En revanche, la disparition totale des *Rotalipores* au niveau du deuxième banc affirme que les conditions environnementales ont changées vers un milieu à oxygène minimum qui va se développer au cours de la transgression Turonienne.

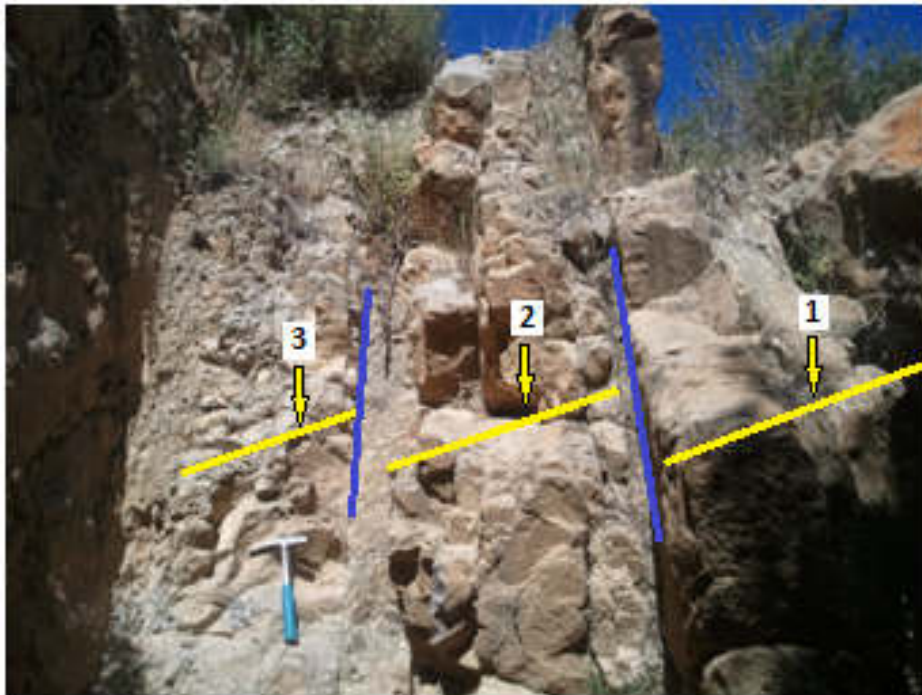


Figure III.11 Les calcisphérites (F11). Les trois bancs décimétriques (1, 2 et 3) de calcaires gris sombre qui caractérisent ce faciès sont bien clairs dans la région d'Arris. Trait bleu montre des joints de stratification entre les trois bancs. Trait jaune indique l'épaisseur.

1.2.12. Calcaire en plaquettes "Black shales laminés"(F12) (Fig. III. 12)

Ce faciès est bien développé dans le secteur d'Arris et celui de Khenchela. Il se trouve dans la partie inférieure de la formation Bahloul (son deuxième faciès juste après le dernier faciès de calcisphérite). Il forme des bancs d'épaisseur décimétrique laminés alternant avec des niveaux marneux de couleur noire. Il s'agit de black shales constituant une alternance des calcaires en fines couches claires ou sombres dites des lamines, les lamines claires sont de texture mudstone à wackestone dont l'épaisseur est supérieure au millimètre à calcisphères, et

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

des lamines ultrafines sombres riches en matière organique à texture wackestone avec des filaments très abondants et des radiolaires calcifiées, l'épaisseur est de l'ordre du millimètre.

En Tunisie centrale, les filaments sont bien représentés dans des calcaires noirs finement laminés, en plaquettes, constituant la formation Bahloul d'âge Cénomanién supérieur-Turonien basal (Robaszynski et al. 1993). C'est préférentiellement dans la partie supérieure de la formation Bahloul que ces filaments deviennent particulièrement abondants. Le premier qui a décrit ces filaments dans l'Est algérien est Dubordieu (1956), se sont pour lui des sections de mollusques pélagiques ou des algues, il les a attribué au Cénomanién terminal. Dans notre secteur d'études toutes les coupes ont révélé ce précieux repère.

En particulier, la présence exclusive de foraminifères planctoniques à loges globuleuses dans une matrice micritique riche en matière organique prouve la persistance de l'influence de la zone à oxygène minimum. Nous notons aussi la présence de très rares ammonites dans la partie sommitale de la série. Ce faciès caractérise la base de l'intervalle transgressif de la formation Bahloul, de la sixième séquence (S6). La présence de tels organismes pélagiques (foraminifères, ammonites) suggère une sédimentation dans un milieu relativement profond en communication directe avec le bassin.

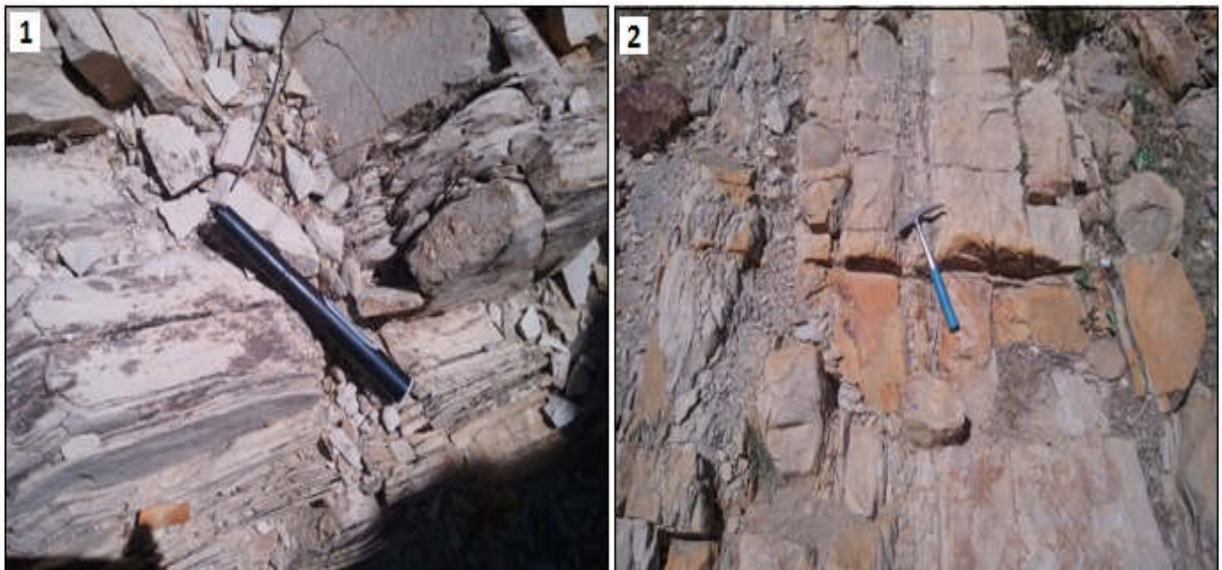


Figure III. 12. 1 et 2 présentent les calcaires en plaquettes dites (Black shale) dans les secteurs d4arris et Khenchela respectivement.

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

Tableau III.1 : récapitulatif des faciès et leur interprétation en termes de processus et de milieux de dépôts

Faciès sédimentaires	Composants	Structures sédimentaires	Environnements de dépôts
F1: Grés roux	grains fins à moyens, bioturbation	Sans structure particulière, Surfaces ferrugineuses, <i>Skolithos</i> et <i>Altichnus</i> ,	Plaine côtière évaporitique ou Littoral à influence des marées
F2 : Marnes verdâtres	azoïques, cristaux de gypse	sans structures ou figures sédimentaires particulières	Littoral ou Plaine côtière évaporitique (Sebkha)
F3 : Marnes noires azoïques à trace de gypse	azoïques, cristaux de gypse	sans structures ou figures sédimentaires particulières	Littoral ou Plaine côtière évaporitique (Sebkha) sous l'effet de la subsidence
F4: Marnes carbonatées	zoïques, grains de phosphate	sans structures ou figures sédimentaires particulières	Subtidal peu profond
F5 : Calcaires à gastéropodes et bivalves	packstones bioclastiques à gastéropodes (en particulier des <i>Gyrodes</i> sp.) et bivalves, grains de quartz, granules de fer	chenalisation, fenestreae, polygones de dessiccation, rides d'oscillation symétriques	Supratidal sous l'effet des Tempêtes
F6 : Calcaires lumachéliques	grainstone, débris de bivalves, gastéropodes et huîtres,	bancs massifs, chenalisation, polygones de dessiccation	intertidal à Subtidal peu profond sous l'effet de Tempêtes.
F7: Calcaires à Nerineidés	packstone, <i>Nerinea</i> , foraminifères	faune désorientés	Subtidal peu profond
F8: Calcaires marneux	wackstone à packstone, à calcisphères abondantes, à foraminifères planctoniques, benthiques, échinodermes, rares bivalves, phosphate dans les loges	Bioturbation, Thalassinoides	infratidal inférieur
F9 : Calcaires à calcisphères	packstone à calcisphères, foraminifères benthiques calcaires, foraminifères planctoniques, échinodermes, filaments	sans structures ou figures sédimentaires particulières	infratidal inférieur
F10 : Calcaires noduleux	calcaires wackstones, échinidés, gastéropodes, bivalves, nautilus ammonites, ostracodes, foraminifères	Nodules, coquilles déformées	vasière infralittorale
F11 : calcaires	packstone à calcisphères, rares	Structure laminaire,	Plate-forme externe

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

à ammonites	planctoniques, petits benthiques calcaires, débris d'échinodermes, poussière de pyrite, filaments	matière organique	
F12 : Calcaire en plaquettes (Black shales)	Mudstone à calcisphères et wakestone à filaments et radiolaires	Lamines claires et sombres	Marge de la Plate-forme externe

II. Associations de faciès et Systèmes de dépôt

II.1. Associations de faciès

Par définition, une association de faciès correspond à une succession verticale ou latérale de plusieurs faciès d'un même environnement de dépôt, qui se retrouvent à différents niveaux d'une série sédimentaire. Ainsi, chaque environnement sédimentaire est caractérisé par une famille de lithofaciès définie par le lithofaciès dominant (Fournie, 1975).

Donc, dans la majorité des cas, la présence d'un seul groupe de faciès sédimentaire ne peut déterminer avec précision le milieu de dépôt. C'est la succession des groupes de faciès (ou association de plusieurs faciès) qui permet de lever cette indétermination. De ce fait, il est nécessaire de regrouper les douze (12), faciès définis précédemment, en assemblages représentant les différents dépôts associés à un même milieu de sédimentation (notion de substitution latérale de faciès). Ainsi, cinq (05) associations de faciès, de A à E, ont été répertoriées et définies à partir de l'analyse détaillée de trois coupes et de nombreux affleurements moins complets qui recouvrent l'intervalle Cénomaniens dans le bassin créacé d'Aurès.

Par ailleurs, en raison de la diversité des faciès rencontrés (silicoclastiques et carbonatés), nous avons même regroupé les associations de faciès dans deux systèmes sédimentaires : mixte et carbonaté. Le tableau **III.2** montre une synthèse des systèmes sédimentaires et des associations de faciès définies dans la série céno-mano-turonienne du bassin d'étude.

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

Tableau III.2 : Tableau récapitulatif des systèmes sédimentaires et des associations de faciès

Systèmes sédimentaires	Associations de faciès	Faciès
Mixte	Association de faciès "A"	F1, f2 et F3
	Association de faciès "B"	F2, F3 et F5
Carbonaté	Association de faciès "C"	F1 et F6
	Association de faciès "D"	F4, F7, F8, F9 et F10
	Association de faciès "E"	F9, F11 et F12

II.2. Systèmes sédimentaires

II.2. 1. Systèmes sédimentaires mixtes

Ce système de dépôt occupe l'unité inférieure (Unité 1) de la série sédimentaire cénomaniennne. Il se décompose en deux associations de faciès "A" et "B", qui caractérisent un milieu de plate-forme péritidale à énergie hydrodynamique faible interrompue de temps en temps par des tempêtes.

- **Association de faciès "A" : plate-forme péritidale de faible énergie (Fig. III. 13)**

Les séquences marnes (F2)-gypses ou marnes (F3)-gypses dans les coupes de Thniet el Abed et Arris correspondent à une sédimentation mixte dans l'unité 1 (sa partie moyenne). Elles traduisent les fluctuations d'une lame d'eau pelliculaire soumise à une intense évaporation. Les dépôts de ces séquences régressives mineures indiquent l'alternance de la décantation des marnes lors des périodes de faible ennoyage et la précipitation évaporitique lors des périodes sèches et arides, dans un environnement péritidale² au sens de Pratt *et al.* (1992) et de Wright & Burchette, 1996.

- **Association de faciès "B» : plate-forme péritidale de haute énergie (débordée par les tempêtes) (Fig. III. 13)**

Les dépôts de cette association de faciès se concentrent surtout dans la partie NE du bassin d'étude, et ils passent, vers la partie SW, à une sédimentation mixte de plaine sebkhaïque de faible énergie hydrodynamique. Ils se trouvent à la base de l'unité 1 uniquement dans les secteurs de Theniet el Abed et Arris. Ils s'organisent en deux séquences : marnes (F2)- gypse- calcaire (F5) et Marnes noires (F3)-gypse- calcaires (F5)

²-Lorsqu'une barrière ou un vaste lagon protègent une partie de la plate-forme des vagues du large, les zones supratidale, intertidale et subtidale peu profonde deviennent le siège d'une sédimentation en eaux calmes à l'origine de dépôts particuliers formés sous l'influence des courants de marées (= tidal flats). Cette vaste zone est alors appelée zone péritidale.

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

Il s'agit d'une alternance de marnes verdâtres (F2), ou des marnes noires (F3) avec des niveaux gypseux, interrompue, de temps en temps, par des calcaires bioclastiques à bivalves et gastéropodes (F5). Cette évolution séquentielle témoigne d'une sédimentation de plate-forme péritidale débordée épisodiquement par des incursions marines brutales et éphémères, assimilées à des marées exceptionnelles (tempêtes). Ces "tempestites" sont plus abondantes à Thniet el Abed et Arris, ce qui témoigne d'une plus grande proximité de la ligne de rivage, par rapport aux bords méridionaux du bassin des Aurès. Les tempestites d'Arris sont plus épaisses que celle de Theniet el Abed, et plus sombre voire noire, ce qui signifie une subsidence rapide et synsédimentaire a été survenue lors de leur dépôt.

II.2. 2. Systèmes sédimentaires carbonatés

Ce système de dépôt occupe les unités 2, 3 et 4 déposées le long d'un profil de plate-forme carbonatée à faible pente sur un substratum basculé (Herkat & Guiraud, 2006). Ainsi, trois associations de faciès "C", "D" et "E" peuvent être distinguées au sein de ce deuxième système sédimentaire.

- **Association de faciès "C" : plate-forme carbonatée restreinte (Fig. III. 13)**

Les dépôts de cette association de faciès occupent la partie médiane de la série cénomaniennne attribuée au Cénomanienn moyen. Ils sont représentés par de calcaires mudstone à wackestones massifs à abondante inocérames et gastéropodes, généralement contenus dans une matrice micritique à microsparirique, de gros bancs calcaires bioturbés à *Thalassinoides*, de grainstones ou packstones à bivalves, oursins et gastéropodes ; (F6) généralement contenus dans une matrice de dolomie secondaire. Ces faciès sédimentaires se terminent le plus souvent par des intercalations calcaires centimétriques remaniant des débris bioclastiques tels que des gastéropodes et des exogyres enroulés par des lamines algaires.

Frey & Pemberton, 1984 ; Mathey et al, 1991 ; Pascal et al, 1994, ont montré que la présence des *Thalassinoides* et des exogyres dans cette association de faciès, indique un dépôt dans un milieu marin médiolittoral à marginolittoral riche en nutriments et à salinité proche de la normale. Les strates qui se caractérisent par de fréquentes laminites cryptoalgaires et par l'absence de bioturbations indiquent également un environnement intertidal à supratidal à conditions de température et de salinité élevées. La dominance de couches lumachéliques à tendances variées, nous a permis d'attribuer l'association de faciès "C" à un milieu de plate-forme proximale (restreinte) influencée épisodiquement par des tempêtes, qu'attestent les minces intercalations de calcaires lumachéliques (F6). L'émersion de cette plate-forme

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

proximale est témoignée par la présence de certains niveaux d'émersion momentanée formée de polygones de dessiccation.

- **Association de faciès "D" : plate-forme carbonatée infralittorale (Fig. III. 13)**

Cette association de faciès est principalement représentée par des niveaux infralittoraux ouverts : marnes carbonatées à bivalves (F4), bancs calcaires marneux à échinodermes et bivalves avec bioturbations par les Thalassinoides, à ammonites et nautilus (F8) ; bancs calcaires à débit noduleux (F10) avec, principalement des ostréidés, à gastéropodes et à échinides, et calcaires à abondantes *Nerinea* désorientés et baignés dans une matrice micritique dolomitisée (F7).

- **Association de faciès "E" : plate-forme carbonatée circalittoral profond (Fig. III. 13)**

Les dépôts de cette association de faciès occupent la partie sommitale, attribuée au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur, de la Formation de Bahloul, correspondant en membre d'Annaba, surtout s'apparentant à celle de Khenchela. Elle regroupe des dalles calcaires monotones de texture mudstones riches en calcisphères, à ammonites, oursins et à lamines mécaniques planaires (F9), des calcaires blanchâtres de texture packstone à calcisphères, poussière de pyrite et beaucoup de filaments, ainsi que des calcaires laminés noirs, de texture Mudstone à calcisphères et wackestone à filaments et radiolaires témoignant de dépôts carbonatés boueux dans un environnement de faible énergie hydrodynamique assimilé à une plate-forme subtidale profonde.

Figure III.13 Bloc diagramme, représentant sur un profile synthétique simplifié, les principaux faciès rencontrés dans le bassin des Aurès durant la période s'étendant entre le l'Albien supérieur jusqu'au Turonien.

III. Pétrographie

L'étude pétrographique des dépôts du Cénomaniens et Turonien des trois coupes prélevées dans la région des Aurès, a permis de faire ressortir des éléments microfaciologiques (**Tableau III. 3**) ayant une contribution dans la reconstitution des paléoenvironnements.

III.1. Eléments figurés non biologiques

III.1.1. La pyrite (**Fig. III.14. photo 3 et 4**)

Elle est bien présente dans les niveaux du Turonien inférieur. Elle prend la forme automorphe à subautomorphe. Elle est localisée, le plus souvent, dans les loges des foraminifères planctoniques. Elle est associée à la glauconie et quelques tâches d'oxydation. La naissance de ce type de pyrite a besoin de conditions réductrices (Baudin et al, 2008) *In* Ruault-Djerrab et al, 2012.

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

III.1.2.La glauconie (Fig. III.14. 2,5)

Observée dans les trois coupes, elle se présente le plus souvent sous formes de petits grains de formes arrondies parfois irrégulière en quantité assez remarquable dans les termes du passage Cénomaniensupérieur-Turonien inférieur et les termes basaux de Turonien inférieur

III.1.3.Matière organique (Fig. III.14. photo 1, 4 et 7)

Observée dans les trois coupes. Elle se présente sous formes des petits grains noirs opaques de forme arrondies à ovoïdes. Elle se rencontre dans les microfaciès du passage Cénomaniens-Turonien de Theniet El Abed et les niveaux inférieurs du Cénomaniens inférieur de la coupe de TaghroutAmeur et Khenchela, significative de l'installation de conditions anoxiques et indice de la productivité primaire principal facteur de la formation de matière organique marine.

III.1.4.Phosphates (Fig. III.14. photo 1)

En quantité assez notable dans les microfaciès de la transition Cénomano-Turonien, et les termes inférieurs du Cénomaniens, les grains de phosphates ont été observé à Thniet el Abed et Arris. Ils sont sous forme de grains, de petite taille, arrondis à contour irrégulier. Ils sont formés dans les mêmes conditions que la glauconie et témoignant d'un milieu ouvert et profond.

III.1.5. Phase de liaison (Fig. III.14. Photo 5 et 6)

Sa signification paléoenvironnementale réside dans la connaissance de conditions de sédimentation, le degré d'hydrodynamisme et l'énergie du milieu.

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

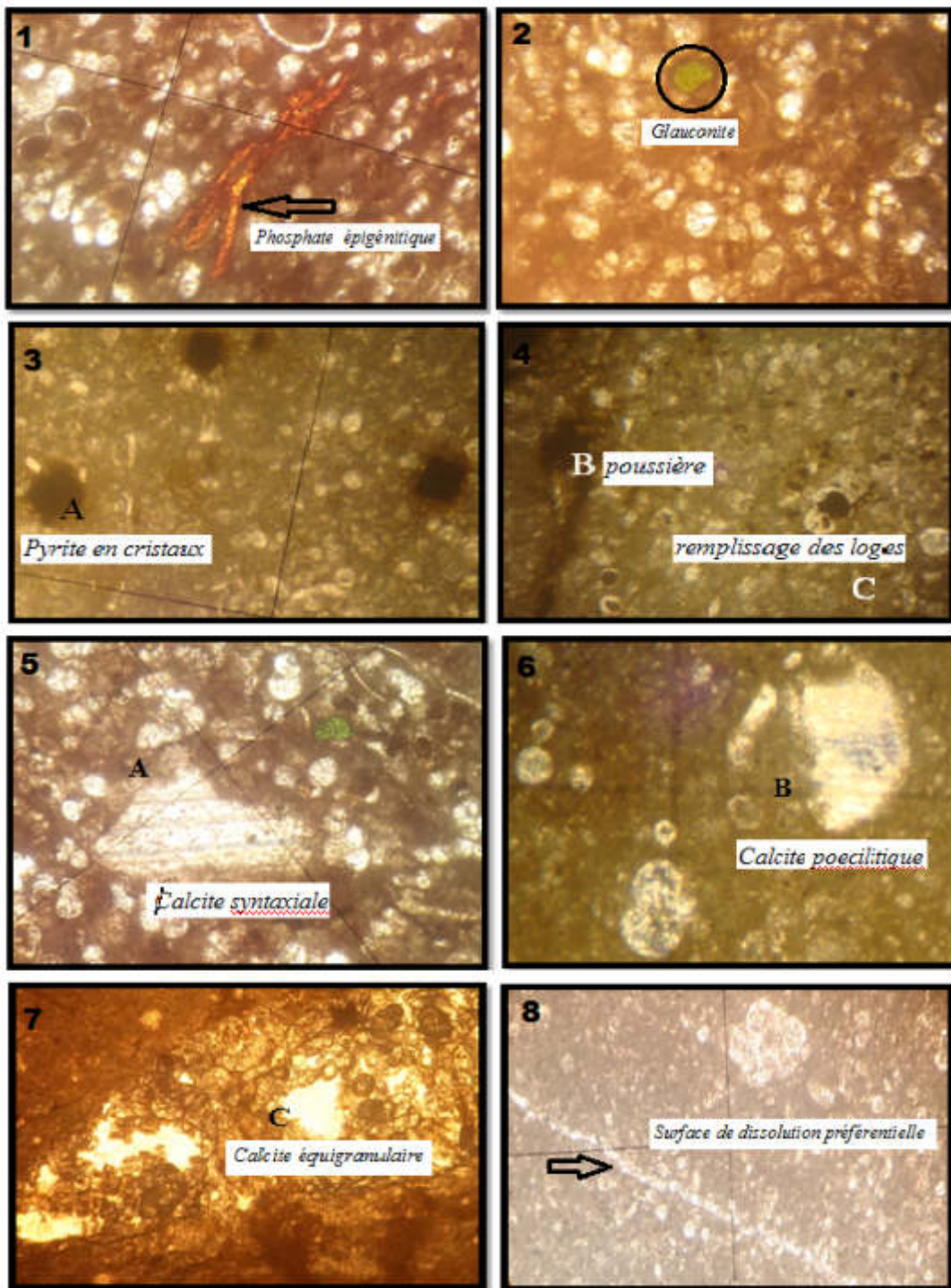


Figure III.14. Eléments figurés non biologiques

III.2. Eléments figurés biologiques

Sont groupés dans le tableau (Tableau III.3) ci-dessous.

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

Tableau III.3 Tableau récapitulatif des éléments figurés biologiques

Eléments figurés biologiques							
F. planctoniques	F. bentiques	Bivalves	Echinodermes	Ichnofossiles	Ostracodes	Rudistes	Ammonites
- <i>Hedbergella planispira</i>	- <i>Dorothia oxycona</i>	- <i>Arctica</i> sp.	- <i>Heterodiaderma</i>	- <i>Altichnus</i>	- <i>Reticulocostasp.</i>	-	- <i>Mantelliceras mantelli</i>
- <i>H. delrioensis</i>	- <i>Trochamminoides</i> sp.	- <i>Costagrya</i>	lybicom	- <i>Skolithos</i>	-	<i>Caprinula</i>	- <i>Hypoturritites</i> sp.
- <i>H. simplex</i>	- <i>Haplophragmoides</i> sp.	- <i>Neithea</i> sp.	- <i>Heterodiaderma</i>	- <i>Thalassinoides</i>	<i>Cythereis</i> ziregens	<i>boissy</i>	- <i>Mantelliceras saxbi</i>
- <i>Heterohelix</i> sp.	- <i>Textularia chapmani</i>		- <i>Heterodiaderma</i>				- <i>Mantelliceras dixoni</i>
- <i>Heterohelix mormani</i> ,	- <i>Flabellamina alexanderi</i> ,		Ouremense				- <i>Sharpeiceras laticlavium</i>
- <i>Guembelitra</i> sp.	- <i>Ammobaculites</i> sp.,		- <i>Micaster batnensis</i>				- <i>Sharpeiceras shluteri</i>
- <i>Globigerinelloides</i> sp.	- <i>Thomasinella punica</i>						- <i>Turrilites costatus</i>
- <i>P. delrioensis</i>	- <i>Gavelinella</i> sp.						- <i>Turrilites acutis</i>
- <i>R. montsalvensis</i>	- <i>Doroti</i> cf. <i>trochus</i>						- <i>Cunningtoniceras inerme</i>
- <i>R. reicheli</i>	- <i>Dorotia</i> sp.						- <i>Acanthoceras rhotomagense</i>
- <i>Th. appenninica</i>	- <i>Pseudolituridella reicheli</i>						- <i>Acanthoceras amphibolum</i>
- <i>Th. balernaensis</i>	- <i>Textularides</i>						- <i>Calycoceras (proeucalycoceras)</i>
- <i>Th. brotzeni</i>	- <i>Lituridids</i>						- <i>Eucalycoceras pentagonum</i>
- <i>P. stephani</i>	- <i>Miliolids</i>						- <i>Pseudaspidoceras flexuosum</i>
- <i>Whiteinella baltica</i>	- <i>Pseudorhipydionina</i>						- <i>Calycoceras naviculaire</i>
- <i>W. brittonensis</i>	<i>casertana</i>						- <i>Calycoceras (Newboldiceras)</i>
- <i>W. paradubia</i>	- <i>Nezzazata simplex</i>						<i>asiaticum</i>
- <i>P. gibba</i>	- <i>Nodosarides</i>						- <i>Neolobites vibrayeanus</i>
- <i>W. archaeocretacea</i>	- <i>Cuneolina pavonia</i>						- <i>Chlambachia varians</i>
							- <i>Forbesiceras beaumontianum</i>

IV. Stratigraphie séquentielle

La reconnaissance, l'interprétation des faciès et la compréhension de leurs relations spatio-temporelles constituent les bases de l'étude de ces séries sédimentaires en vue des reconstitutions des paléoenvironnements et de la paléogéographie. En revanche, la détermination des discontinuités est une phase indispensable pour identifier les séquences sédimentaires. Ces discontinuités sont des indicateurs de variations brusques des milieux de dépôts.

Le Cénomaniens du bassin des Aurès se développe sur une épaisseur de 650 à 1260 m dans certain points comme il est le cas à Arris. Il rassemble trois grands ensembles lithologiques bien distinctes : (1) un ensemble basal marneux d'âge Cénomaniens inférieur, (2) un second marno-carbonaté d'âge Cénomaniens moyen à supérieur et (3) un troisième ensemble généralement carbonaté d'âge Cénomaniens supérieur et qui porte l'empreinte de l'OAE2 mondiale.

Les variations lithologiques ainsi que les épaisseurs parfois considérables au sein de cet ensemble (1, 2 et 3), l'extension des aires de sédimentation et la régularité des milieux de dépôts dépendaient principalement des oscillations eustatiques de la mer et des mouvements verticaux rapides du soubassement ainsi que des variations climatiques.

L'objectif de cette partie est de déterminer et de comprendre les variations du niveau marin par la combinaison de différentes données lithologiques, sédimentologiques, et micropaléontologiques.

IV.1. Rappel sur les concepts de la stratigraphie séquentielle

- La stratigraphie séquentielle est une branche de la stratigraphie qui subdivise les formations géologiques en une succession des séquences de dépôt, dont les limites sont utilisées pour les corrélations à l'échelle régionale, voir globale. Chaque séquence, déposée durant un cycle complet de changements du niveau marin, est composée de strates génétiquement reliées (Vail et al, 1977 ; Hardenbol et al, 1998 ; Haq et al, 1987 ; Van Wagoner et al, 1988).

- La géométrie des corps sédimentaires, et leur localisation dans un bassin marin, sont une réponse à la diminution ou à l'augmentation de l'espace disponible, entre le fond du bassin et le niveau de la mer, pour le dépôt des sédiments. Les variations de l'espace disponible résultent des effets de deux facteurs principaux : les variations eustatiques et la tectonique (Vail et al, 1991).

- Une séquence de dépôt (**Fig. III.15**) est définie comme une succession des cortèges de dépôt. Ces cortèges sont constitués par des strates génétiquement reliées, et limitées par des

surfaces de discontinuité stratigraphique qui passent latéralement à des surfaces de concordance. Une séquence de dépôt est mise en place durant un cycle complet de variations du niveau marin relatif. Elle constitue l'unité de base en stratigraphie séquentielle (Vail et al, 1977, 1987, 1991 ; Van Wagoner et al, 1988).

-Suivant la position du niveau de la mer par rapport à la morphologie plate-forme/talus, quatre types de cortèges de dépôt sont définis :

- **Le Cortège de Bas Niveau marin (CBN)** : Il est édifié lors d'une chute du niveau marin en bordure de plate-forme.
- **Le Cortège Transgressif (CT)** : Il se forme lors de l'élévation du niveau marin. Ce cortège se distingue aisément par son allure rétrogradante.
- **Le Cortège de Haut Niveau marin (CHN)** : Il est édifié lorsque la remontée du niveau marin continue puis culmine avant de baisser par la suite. Ce cortège est caractérisé par son allure générale progradante.
- **Le Cortège de Bordure de Plate- forme (CBP)** : Quand le niveau marin ne chute pas au-delà de la bordure de plate-forme, il se forme le cortège de bordure de plateforme, en remplacement du cortège de bas niveau.

IV.2. Discontinuités et découpage séquentiel

IV.2.1. Définition d'une discontinuité sédimentaire

La sédimentation est un processus discontinu (Sadler, 1981) et les systèmes de dépôts sédimentaires sont contrôlés par l'interaction de plusieurs phénomènes (niveau marin relatif, subsidence, climat et taux de sédimentation) qui varient (amplitude et fréquence) dans le temps (Barrell, 1917 ; Matthews & Perlmutter, 1994). Un changement graduel dans les conditions environnementales peut s'accompagner d'une réaction continue du système sédimentaire, mais une modification abrupte (changement environnemental drastique) peut conduire à une discontinuité de sédimentation.

Donc, toute surface indiquant une rupture dans la sédimentation est appelée discontinuité. Un terme introduit pour la première fois par Heim, 1924 qui désigne, toutes surfaces qui séparent des dépôts anciens des dépôts plus récents, et qui présentent des critères géométriques, sédimentologiques, diagénétiques ou biostratigraphiques (manque de biozones) qui caractérisent un arrêt de sédimentation, quel que soit sa longueur (Bates & Jackson, 1987; Clariet al,1995). L'élaboration de cette surface de discontinuité est due à un changement environnemental rapide ou substantiel (Hillgärtner, 1998).

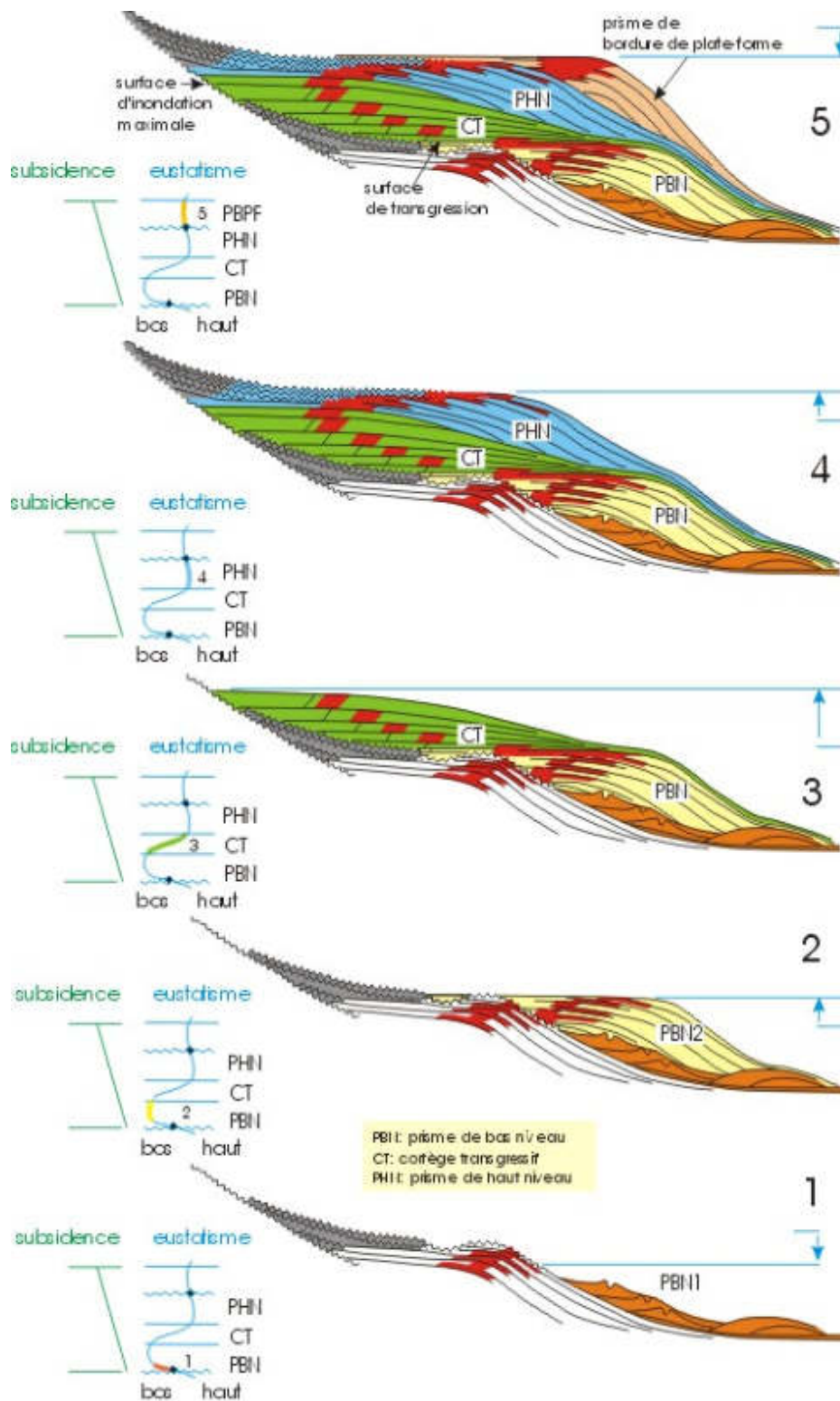


Figure III. 15 Modèle schématique d'une séquence de dépôt avec ses cortèges sédimentaires d'après Vail et al, 1987 ; 1991.

IV.2.2. Description et interprétation des discontinuités sédimentaires

L'étude systématique des affleurements permet d'identifier plusieurs discontinuités sédimentaires, de nature, d'extension et de morphologie très variables. Ces surfaces de discontinuité ont été décrites d'une manière détaillée et interprétées sur la base de plusieurs notes descriptives (Fürsich, 1979 ; Bain & Foos, 1993 ; Clari et al, 1995 ; Ghibaud et al, 1996) et de nombreux schémas de classification (Doglioni et al, 1990 ; Ricken, 1991 et Clari et al, 1995). Leur reconnaissance permet de découper la série étudiée en plusieurs séquences élémentaires, eux-mêmes intégrés à des séquences moyennes ou à une séquence majeure.

IV.2.2.1. Surfaces d'émersion

L'émersion est accompagnée de divers phénomènes diagénétiques qui contribuent à l'évolution de plusieurs structures sédimentaires. Elle favorise la bréchification, la dessiccation, le développement des structures fenestraes, et l'installation de minces croûtes ferrugineuses au sommet de certains bancs. Ces structures sédimentaires expriment des accommodations négatives et sont de véritables ruptures opposées à la dynamique générale d'ouverture des milieux de dépôts. L'absence d'apport détritique atteste que les aires émergées subissent des phénomènes de dissolution ou de dessiccation, et non d'érosion mécanique. Il n'y a donc pas d'apport détritique résultant de ces émergences (Benyoucef et al, 2012) (**Fig. III. 16. photo 1-5**).

IV.2.2.1.1. Polygones de dessiccation ou "*mud-cracks*"

Il s'agit de fentes de dessiccation, quelques fois ouvertes d'une largeur millimétrique et ayant une forme en coin pointant et formant des plans diversement orientés qui se recoupent en dessinant, à la surface des strates, un ensemble de polygones aux dimensions variables souvent millimétriques. Ces structures de dessiccation, polygonales et de surface supérieure, résultent de l'assèchement d'un matériel vaseux encore meuble, à la suite d'une exposition à l'air libre, le plus souvent sous un climat aride. Elles correspondent à une discontinuité sédimentaire témoignant d'une émergence (un milieu supratidal) qui caractérise la surface sommitale de certains bancs calcaires ou dolomitico-argileux qui se trouvent intercaler dans les marnes verdâtres et marnes noires. Elles affectent également le sommet de la barre calcaire où elle reflète normalement une période d'émersion prolongée et d'extension régionale (**Fig. III.17. photo 12**).

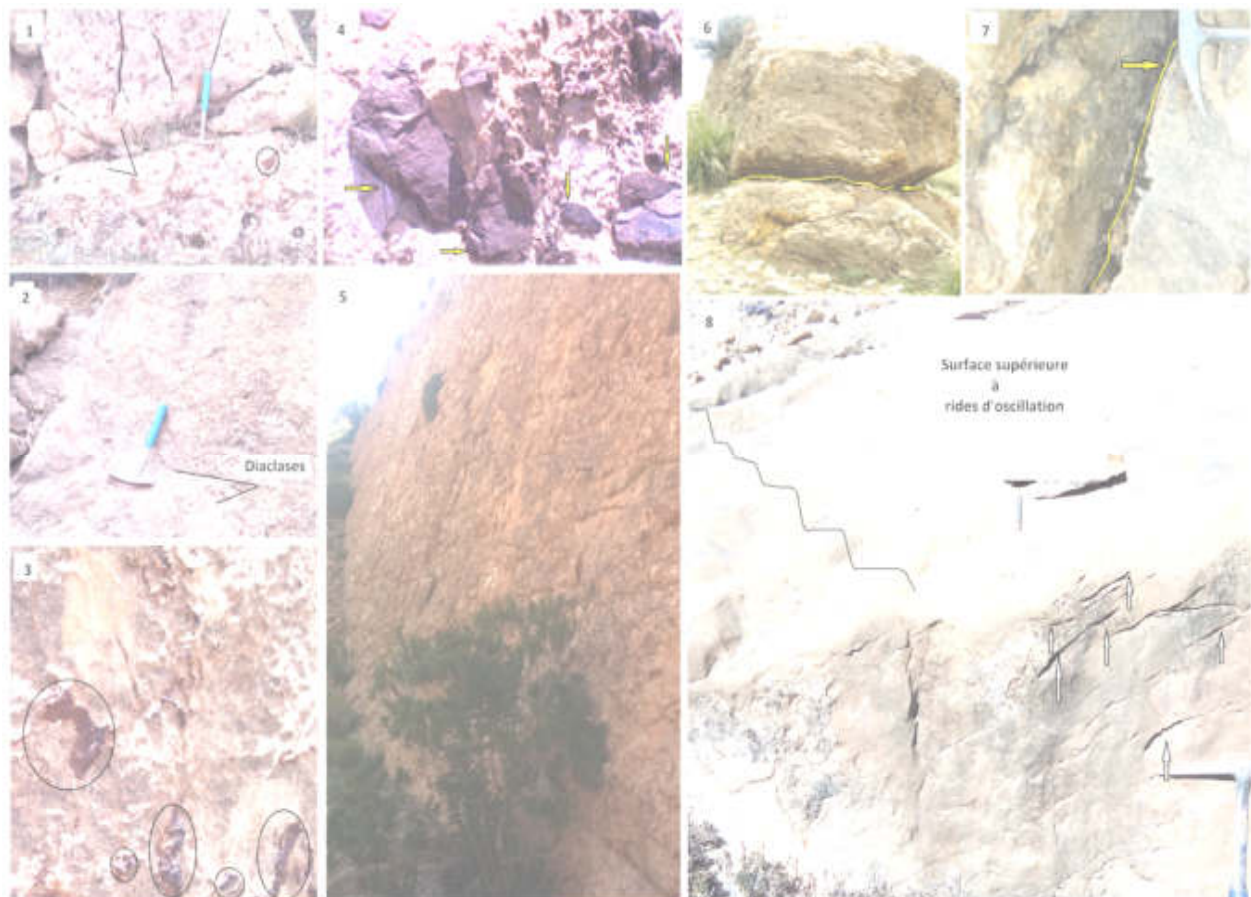


Figure III.16 Quelques surfaces d'émersion. 1-5 surfaces d'émersion dans le secteur de Khenchela. 6 et 7 présentant un diastème entre les couches dans le secteur de Koubaane. 8 Rides d'oscillation dans le secteur de Koubaane.

IV.2.2.2. Surfaces bioturbées

Ce sont des surfaces planes ou ondulées pétries de traces d'activité organique, de nombreux terriers monotypiques attribués à l'ichnogène *Thalassinoides*. Ces terriers sont bien individualisés, aux contours nets, remplis par des sédiments similaires au faciès encaissant ; certains bancs calcaires de la coupe de Thniet el Abed présentent des surfaces à *Planolites*. Généralement, la colonisation d'un substrat par ce type de traces fossiles est souvent associée à une période d'omission (non-sédimentation) et témoignerait d'une certaine cohésion du substrat que l'on peut alors qualifier de "*firmground*"³. Leur mise en place traduirait aussi une profondeur de la zone médio à marginolittorale (Frey et al, 1990 ; Taylor et Goldring, 1996) (**Fig. III.16 photo 8 ; Fig. III.17. photo 10,11 et 12**).

IV.2.2.3. Surfaces ferrugineuses ou "*hardground*"

Le terme "*hardground*" a été utilisé depuis 1891 (Murray et Renard, 1891) pour désigner des surfaces de lithification syngénétique et représentant un arrêt de sédimentation (Shinn et al,

³Le *firmground* est formé par un carbonate rigide mais non cimentée et / ou les sédiments clastiques qui, à un moment donné, était proche de l'interface eau-sédiment (Droser et al, 2002).

1969 ; Bromley, 1975 ; Tucker & Wright, 1990). Ces surfaces de rupture d'enregistrement sédimentaire se développent au sommet de certains bancs calcaréodolomitiques. Elles montrent une absence de bioturbation et de bioérosion, une morphologie plane et des minéralisations en fer développées. La caractéristique majeure est une dolomitisation intense du faciès sous-jacent où ne subsistent que des fantômes de lithoclastes ou bioclastes. Ce phénomène de dolomitisation tendrait à indiquer une diagenèse précoce en domaine vadose. Il s'agit d'un "*hardground*" intertidal à supratidal au sens de Hamon, 2004, dont les processus à l'origine de la dolomitisation pourraient être multiples et sont encore aujourd'hui très discutés (**Fig. III.16. photo 1-5**) (in Benyoucef et al, 2012).

IV.2.2.4. Diastèmes

Cette discontinuité mineure est fréquemment observée au sein des barres calcaires. Elle correspond à un simple joint séparant deux bancs successifs. Barrell, 1917 définit les diastèmes comme des discontinuités au sein de sédiments marins indiquant une interruption mineure de dépôts (arrêt de courte durée), sans modification des conditions sédimentaires (**Fig. III. 16, photo 6 et 7**).

IV.2.2.5. Surfaces d'érosion sous-marine

Cette discontinuité peut être mise en évidence sur le terrain à l'aide de plusieurs structures de troncature affectant la base de certains bancs carbonatés. Il s'agit de surfaces à morphologie ondulée qui marquent la base de certains niveaux calcaires rencontrés au sein de la deuxième formation. Ces surfaces assurent et soulignent également la limite et le passage entre deux faciès différents, comme par exemple, entre des niveaux calcaires bioclastiques et des calcaires stromatolithiques dans la coupe de Theniet el Abed (**Fig. III. 17. photo 9 et 13**)

Ces discontinuités sédimentaires attestent d'un changement faciologique, hydrodynamique et environnemental bien prononcé. Elles témoignent généralement d'une diminution de la bathymétrie, associée à une période de chute du niveau marin relatif.

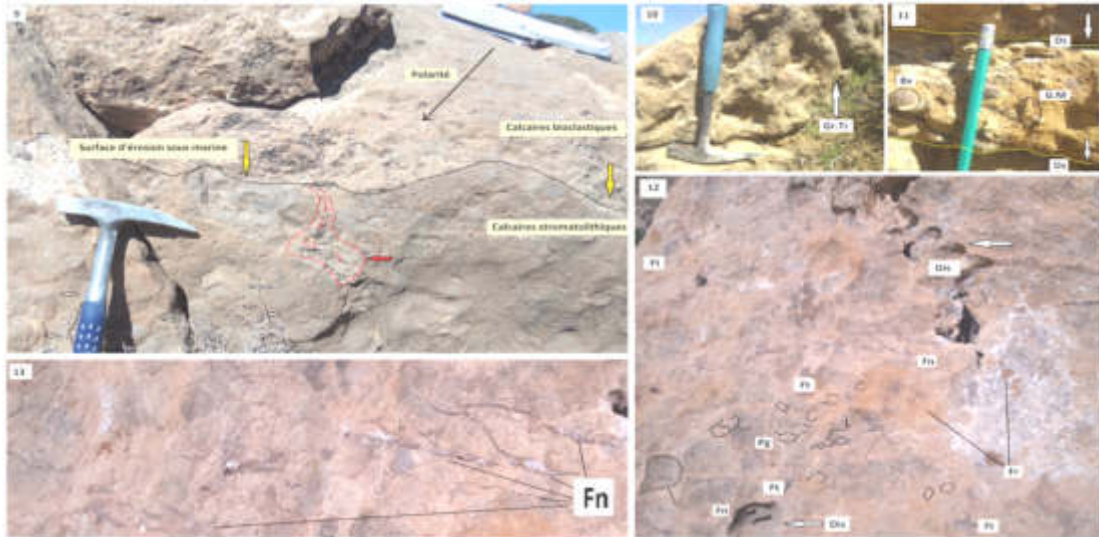


Figure III.17 Quelques surfaces d'érosion sous-marine

IV.2.3. Découpage séquentiel

D'un point de vue strictement sédimentologique, la stratigraphie séquentielle est un essai d'étude et d'interprétation très importante dans la caractérisation des paléoenvironnements et leurs évolutions au cours du Cénomaniens. Elle permet, en outre de préciser l'influence qu'exercent les variations du niveau marin sur la répartition et l'organisation des dépôts à travers les trois coupes effectuées. L'intervalle d'étude est découpé en cortèges de dépôts. Les travaux de Herkat (1999, 2004, 2005) ainsi que Herkat & Delfaud (1999), effectués sur le Crétacé supérieur de l'atlas saharien oriental, constituent une référence de base pour cette partie, où ils distinguent 4 mégaséquences allant du Vraconien au Maastrichtien (**Fig. III. 18**).

Une corrélation du découpage en cycles liés à l'eustatisme et des âges accordés aux différentes limites stratigraphiques dans la charte de Haq et al, 1987 avec l'enchaînement séquentiel et le canevas biostratigraphique mis en évidence dans la série du Crétacé atlasique a abouti à la mise en évidence de **mégaséquences** qui correspondent à des cycles de 2ème ordre. Les mégaséquences I et II du Vracono-Cénomaniens et du Turonien sont ainsi équivalentes au cycle UZA2. Leur délimitation correspond à un événement transgressif majeur au passage Cénomaniens-Turonien. Le cycle UZA2 est délimité par des discontinuités liées à la chute du niveau marin accompagnées par le développement de cortèges de bas niveau marin vers le sommet de l'Albien (sens strict) et du Turonien.

Dans le but de mettre en adéquation le découpage séquentiel fondé sur les discontinuités transgressives avec celui fondé sur les discontinuités régressives (Vail et al, 1991 ; Herkat, 1999) ont établi un tableau de correspondances pour effectuer les comparaisons des divers ordres séquentiels tels que proposés par les auteurs qui les ont définis (Delfaud, 1986 ; Haq et

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

al, 1988 ; Vail et al, 1991). Une classification par rangs des différents ordres de séquences ou cycles a pour but d'éviter la confusion qu'introduisent les sens qui leur sont affectés dans les 2 types de conception séquentielle, à base régressive ou transgressive. Ainsi parfois, entre auteurs partageant la même conception mais donnant un sens différent à un même ordre séquentiel peut exister.

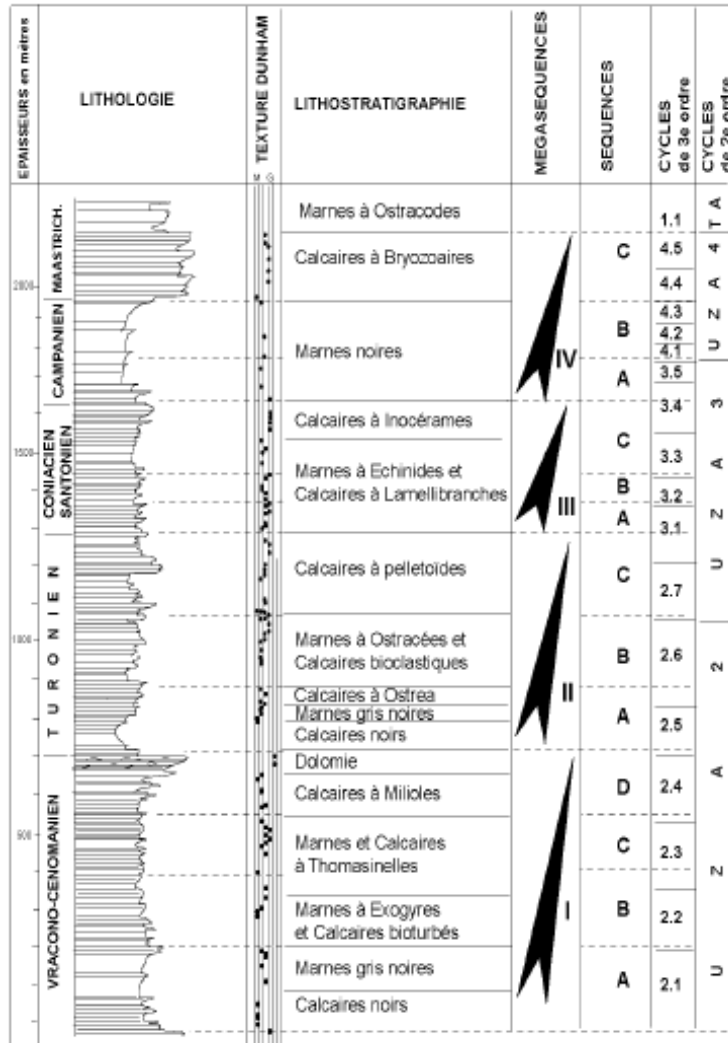


Figure III.18 Faciès, découpage séquentiel et cycles eustatiques d'une série synthétique du Crétacé supérieur des Aurès (Herkat, 2004)

IV.2.3.1. Caractéristiques des prismes sédimentaires

Les divers prismes de PBPF, IT, PHN se distinguent par certains signaux de lithofaciès et de biofaciès et sont limités par des surfaces dont les caractères dépendent directement de la position relative basse ou haute du niveau marin.

- **Les signaux de biofaciès** sont marqués par les fossiles comme les ammonites, les filaments, les rédustes ainsi que leur rapport d'apparition, disparition et migration.

- **Les signaux de lithofacies** se résument dans la présence, l'épaisseur et la nature des bancs, leur granularité plus ou moins grossière, leur induration ainsi que toute figure sédimentaire les affectant et liée à un mouvement positif ou négatif de la mer.
- **Les signaux de microfaciès** sont principalement les textures, la nature et la taille relative, la nature et l'abondance des microfaciès.
- **Les signaux lithochimiques** correspondent aux teneurs en minéraux comme: Ca, Mg, Fe, Py, Ph, Gypse, Glauconie...etc

IV.2.3.2. Séquences de dépôts

La succession sédimentaire de la région d'étude définit six (5) séquences de dépôt complètes marquant le Cénomaniens et une demi-séquence non complète caractérisant le Turonien basal. Notons l'absence de la cinquième séquence au niveau de la coupe de Ktef el Hammam. Cet enchaînement est enregistré par des prismes sédimentaires (PBPF, PIT, PHN) qui reflètent des variations relatives de niveau marin (**Fig. III. 22**).

IV.2.3.1.1. La séquence S1

C'est une séquence essentiellement marneuse à épaisseur d'environ 310 m à Theniet el Abed, de 575 m à Arris et de 475 m à Khenchela. Elle est caractérisée par une alternance de niveaux décimétriques à métriques de marnes vert-noir ou bleu, azoïques à trace de gypse ou passées de gypses millimétriques, avec rares intercalations de calcaire bioclastique à bivalves et gastéropodes. Elle s'achève par un banc de calcaire bioturbé, de gros bioclastes (90% CaCO₃), de texture wackestone. Au début, cette séquence souligne le confinement progressif du milieu marin avec une augmentation de la salinité des eaux, marqué par les évolutions cycliques des faciès marneux, évaporitiques qui traduisent des variations eustatiques de courte durée et sont interprétées, en termes de stratigraphie séquentielle, comme des paraséquences déposées par des cycles eustatiques inondation, émergence de 5ème ou 4ème ordre en milieu intertidal à supratidal (Benyoucef et al, 2012). Ces paraséquences sont interrompues de temps en temps par de minces lits millimétriques de calcaires bioclastiques, ce qui signifie l'instauration d'une évolution sédimentaire bathycroissante qui annonce une ouverture vers un milieu marin peu profond. Il s'agit des incursions marines de type tempêtes qui ne peuvent être que la conséquence de manifestations d'origine eustatique.

IV.2.3.1.2. Les séquences 2, 3, 4 et 5 (Figs. III. 19, 20, 21)

Ces quatre séquences sont fort importantes dans la succession cénomaniens tant par leur épaisseur près de la moitié de l'épaisseur totale du cénomaniens que par les changements lithologiques et paléontologiques qui s'y produisent. L'ensemble est à dominante marneuse avec quelques bancs plus carbonatés dont l'épaisseur est faible entre 10 cm et 30 cm au niveau

des deux premières séquences (S2) et (S3), devenant épais d'ordre décimétrique à nodules de calcaires dans les dernières séquences (S4) et (S5). Les constituants appartiennent principalement aux groupes de lamellibranches, échinodermes irréguliers, rudistes et ammonites surtout le genre *Mantelliceras*, *hypoturrilites*. Toutes les fossiles étant fragmentés, cela implique qu'il faut chercher leur origine plus haut sur la plateforme. L'ensemble de ces caractères s'accorde avec une sédimentation de bas niveau marin. Les céphalopodes sont variés, plusieurs genres et espèces ont été récoltés *Cunningtonicears*, *Acanthoceras*, et enfin les *Turrilites*

IV.2.3.1.3 La séquence 6 (Figs. III. 19, 20, 21)

Elle est composée de calcaires marneux à filaments de couleur gris foncé finement lités, calcaires à lamellibranches ce qui indique un arrêt de sédimentation et calcaires plus ou moins noduleux. Latéralement l'épaisseur des bancs diminue un peu et on peut penser à de vastes chenaux. Les calcaires marneux et calcaires ont une texture packestone à grainstone très riche en calcisphères. Plusieurs ammonites ont été recueillies comme les *Calycoceras* qui datent le cénomaniens supérieur de la zone à *Eucalycoceras pentagonum*. Les foraminifères planctoniques sont abondantes et présentes surtout dans les marnes en particulier *Rotalipora cushmani* et *R. globotruncanoides*. La présence des bancs chenalisés, la présence des lamellibranches à la surface des bancs, la proportion élevée des calcisphères dans tous les bancs sont un indicateur positif pour un milieu affecté par des courants marins de certaine énergie, c'est à dire un bas niveau marin. La séquence s'achève par des marnes de couleur gris, pauvre en macrofossiles sauf une espèce d'ammonites (*Pseudaspidoceras flexuosum*) que nous avons pu récolter. Aucune trace d'ostracodes n'a été remarquée. La microfaune est présentée essentiellement par : *Whiteinella aprica*, *W. arachaeocretacea*, *W. baltica*, *W. brittonensis*, *W. paradubia*, *D. hagni*, *Praeglobotruncana gibba*, *Praeglobotruncana stephani*, *Hedbergella delrioensis*, *H. simplex*, *Heterohelix globulosa*, alternant avec des lamines et des lentilles de matière organique. Les calcisphères deviennent rares. La présence de la matière organique indique une longue période d'environnement anoxique. La présence de phosphate dans les loges de foraminifères et de glauconie fait penser que ce niveau peut être considéré comme un intervalle transgressif.

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

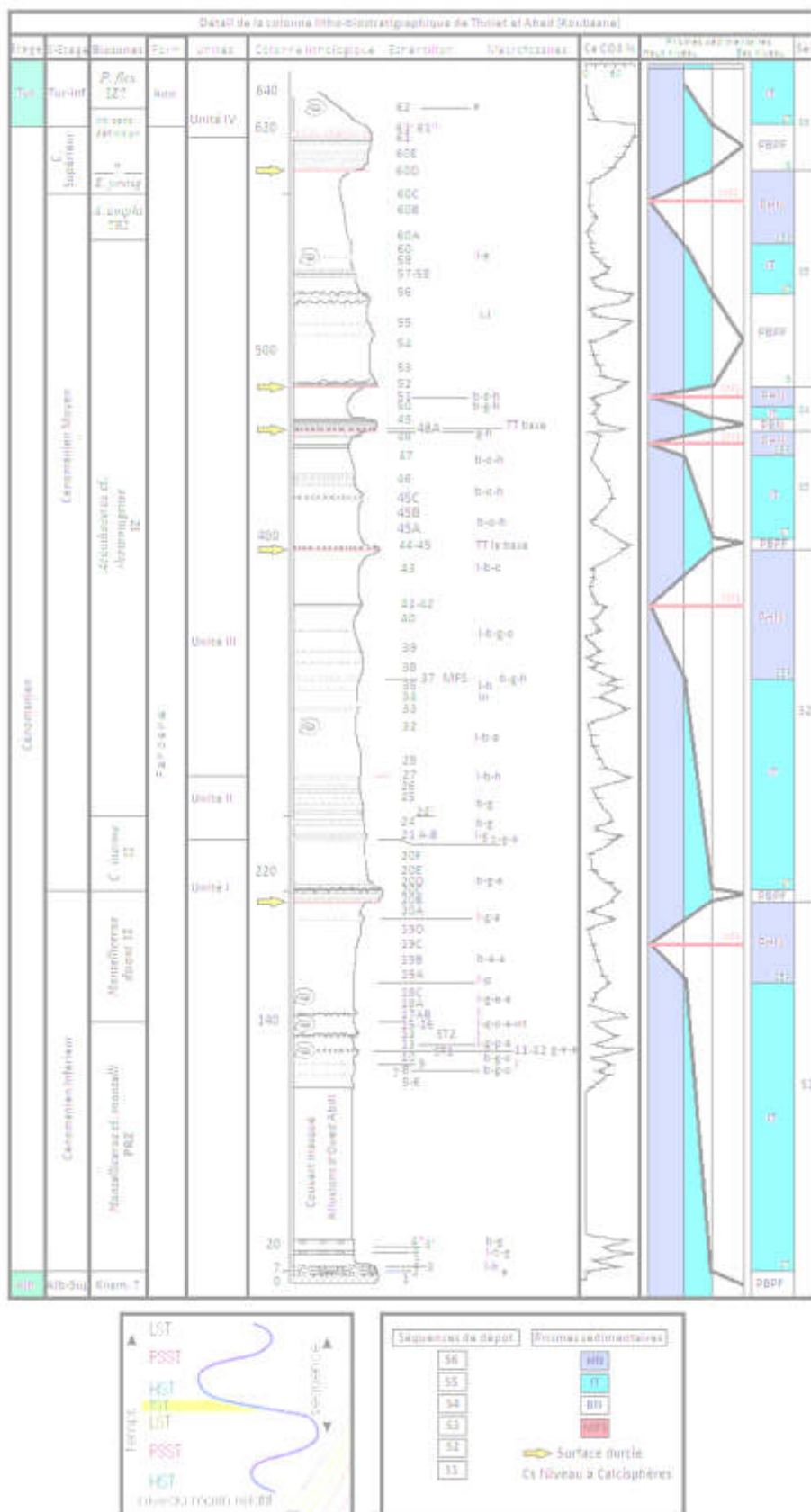


Figure III.19 Stratigraphie séquentielle et présentation des différents prismes de dépôt (Koubaane)

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

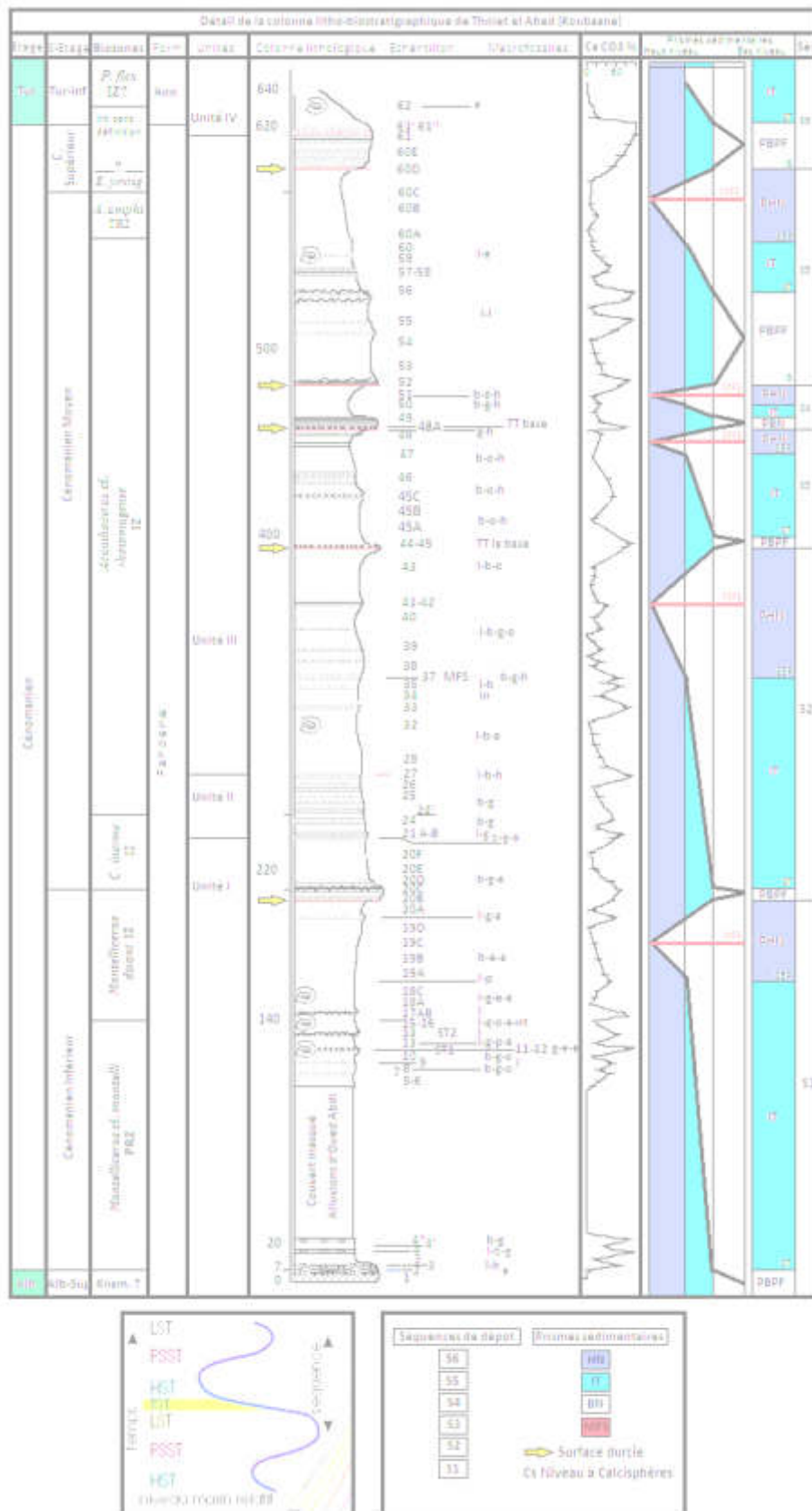


Figure III.20 Stratigraphie séquentielle et présentation des différents prismes de dépôt (TaghrouitAmeur)

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

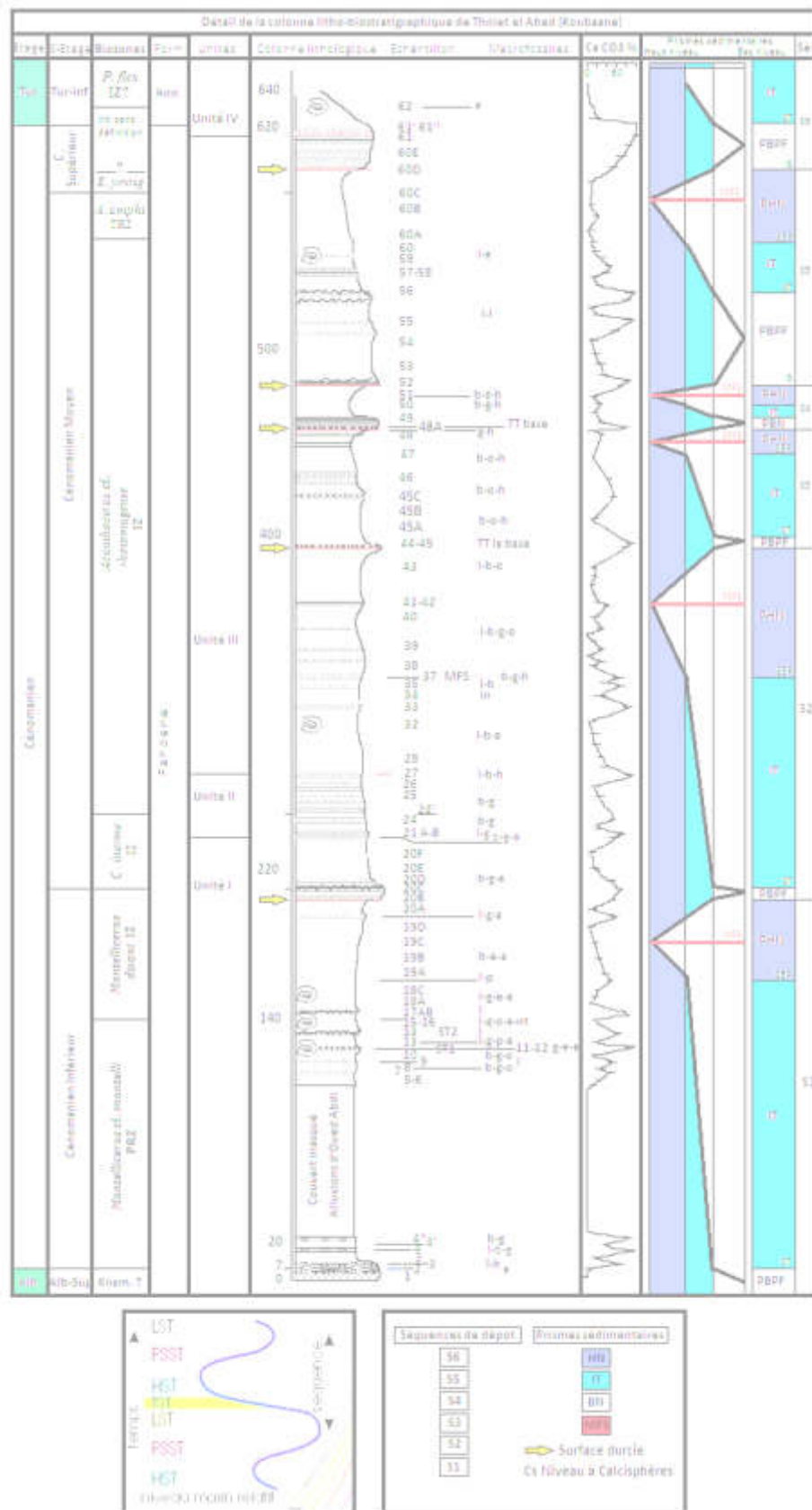


Figure III.21 Stratigraphie séquentielle et présentation des différents prismes de dépôt (Ktef el Hammam)

Figure III.22 Essaie de corrélation séquentielle entre les trois coupes étudiées d'Ouest en Est respectivement :
Koubaane, Taghrout Aneur et Ktef el Hammam

V. Paléogéographie et évolution paléoenvironnementale

Pour le domaine de l'Atlas oriental, il n'y a qu'un seul modèle de reconstruction paléogéographique du Crétacé supérieur proposé dans la littérature (Herkat, 1999 ; Herkat & Guiraud, 2006), qui montre une paléogéographie structurée en blocs basculés à partir de l'Albien supérieur. Ces auteurs proposent l'existence d'une rampe à faible pente, dont les profondeurs croissent d'Ouest en Est, et distinguent successivement une rampe proximale, médiane et distale de transition, et enfin le bassin. Un affaissement rapide est intervenu durant l'Albien supérieur en raison de l'interaction de blocs basculés actifs traduisant l'ensemble des failles profondes, et une phase tectonique de distorsion a affecté l'ensemble du bassin Aurésien (**Fig. III.23 a**). Le taux de subsidence a progressivement diminué au Cénomanién et a repris au début du Turonien, et les conditions néritiques ont été maintenues. L'intégration de

la section étudiée dans ce schéma paléogéographique, modifié en fonction des nouvelles données, montre que la région d'étude est située sur la zone de rampe.

V.1. Le Cénomanién inférieur

Le Cénomanién inférieur à un faible pourcentage de foraminifères planctoniques avec une diversité spécifique nettement faible. Les radiolaires sont rares, souvent même complètement absents. Il existe des éléments minéraux communs, tels que le gypse et la pyrite. Les macrofossiles, y compris les ammonites, sont rares mais souvent pyriteux, sans parler de la couleur foncée principale des marnes et du faciès des marnes argileuses. Une mauvaise oxygénation des eaux du fond et des substrats a empêché le développement normal des organismes benthiques. Le nombre limité d'espèces présentes a été considéré par de nombreux auteurs, comme ceux cités par Koutsoukos et al, (1990), sous forme de formes tolérantes à une carence en oxygène.

Enfin, la pyritisation fréquente des tests et des coquilles ainsi que la présence de pyrite est une indication supplémentaire d'une mauvaise oxygénation (Baudin et al, 2008), car ce minéral nécessite un environnement anoxique pour sa formation. Il est également nécessaire de considérer la présence de gypse dans toute la section étudiée, où il ne se produit jamais sous forme de couches continues, au lieu d'être mélangé dans les niveaux. Cette substance minérale pourrait probablement être considérée comme un élément secondaire, résultant de la transformation de la pyrite. Ainsi, le cadre de dépôt semble correspondre à un environnement de faible énergie, relativement profond, qui peut être situé autour du milieu de la rampe externe (**Fig. III .23b**).

V.2. Le Cénomanién inférieur au Cénomanién moyen

Par rapport à l'intervalle précédent, le Cénomanién moyen à supérieur est donc marqué par une prédominance de foraminifères planctoniques, principalement des formes globuleuses et par une microfaune benthique plus développée, mais la diversité spécifique est encore relativement faible. Les espèces les plus communes comprennent notamment certains taxons agglutinés, souvent dominants (*Textularia* sp., *Thomassinella punica*), et de petites formes calcaires (*Gavelinella* sp.). Dans l'ensemble, les niveaux concernés se caractérisent par un renouvellement et une plus grande diversification de la microfaune benthique. Les niveaux d'huîtres sont parfois nombreux et densément emballés. Les associations micro-faunistiques présentées indiquent toujours un environnement profond et calme, de type plateforme externe, bien qu'un changement dans l'environnement soit perceptible. En effet, une présence et une diversité plus élevées d'organismes benthiques suggèrent soit une diminution de la lumière dans la profondeur de dépôt, soit une amélioration des conditions d'oxygénation du fond. Les

deux hypothèses sont également probables ; de plus, une absence totale de pyrite est constatée.

Aussi, près de la partie supérieure de la succession du Cénomaniens inférieur de la Formation de Fahdene et dans une position stratigraphique corrélative à la partie supérieure de la Zone *Mantelliceras dixonii*, il existe un niveau où aucune ammonite n'a été trouvée. Cette partie de la formation de Fahdene est également marquée par une rupture distincte (la cuvette) dans la sédimentation, qui peut être liée à une baisse significative du niveau de la mer enregistrée localement par un mince lit de calcaire de couleur beige surmonté d'une surface bioturbée par des lumachelles (**Fig. III.23c**). Il est suivi par une paraséquence transgressive de marnes argileuses brunes avec l'ammonite *Cunningtoniceras inerme*. Cela permet une corrélation possible avec la faune *Conlinoceras tarrantense* du calcaire Thatcher du Texas, qui est caractérisée par des argiles brun orangé avec des concrétions carbonatées contenant cette espèce indicatrice (Hancock, 2003). Dans le bassin anglo-parisien, Robaszynski et al, (1994) ont également reconnu `` la présence d'une baisse importante du niveau de la mer représentée sur les marges du bassin par une rupture marquée à la limite inférieure du Cénomaniens moyen " et ils ont corrélié cet événement à travers la Zone *Mantelliceras dixonii*, qui correspond assez bien à notre zone d'étude.

V.3. Le Cénomaniens supérieur

La partie supérieure de la succession cénomaniens du site d'étude porte l'empreinte de la crise cénomaniens-turonien. L'intérêt de cette limite tient au fait, qu'elle se caractérise par la survenue d'une crise biologique majeure, provoquée par une anoxie des eaux du fond, qui est à l'origine du dépôt d'une quantité importante de carbone organique, et apparaît sous la forme de couches de " blackshale " (Schlanger & Jenkyns, 1976), caractérisé par un faciès de calcaire marneux connu sous le nom de schistes noirs, les fameux niveaux de Bahloul décrits en de nombreux endroits (par exemple en Tunisie: Burollet et al, 1952-1954; Burollet, 1956; Robaszynski et al, 1993, 1994, 2010; Caron et al, 2006; Kennedy & Gale, 2015; NE Algeria: Naili et al, 1995; Chikhi-Aouimeur, 2010; Ruault-Djerrab et al, 2012, 2014; Chaabane, 2015; Slami et al, 2018; Bensekhria et al, 2019; Ouest algérien: Benyoucef et al, 2012, 2016). Ces niveaux stratifiés de couleur noire sont riches en carbone organique (valeur COT d'environ 4,5%). Une autre caractéristique de ce niveau est la dominance des foraminifères planctoniques globulaires (*Hedbergella* sp., *Heterohelix* sp., *Heterohelix globulosa*, *Globigerinelloides* sp., *Whiteinella* sp., *W. baltica*, *W. brotonensis*, *W. praehelvetica* et *W. archaeocretacea*). La diversité des espèces benthiques est globalement faible, notamment celles de Nodosaridae, *Textularia* sp. et *Lenticulina rotulata*, tandis que les niveaux riches en

huîtres sont absents. Une certaine dispersion des filaments avec la présence de glauconite était évidente. En outre, le phénomène de ferruginisation est très important. Les formes tolérantes d'oxygène minimum (par exemple *Heterohelix*) indiquent une anoxie relative correspondant à une zone d'oxygène minimum (le début de l'intervalle transgressif d'ici) développée au cours du Cénomanién supérieur au Turonien basal, selon les travaux de Keller & Pardo (2004). Toutes ces caractéristiques renseignent sur un environnement circalittoral de type plateforme externe (**Fig. III.23d**).

V.4. Le Turonien inférieur

Cet intervalle est marqué par l'abondance des genres *Whiteinella* et *Heterohelix*, en particulier les espèces *W. baltica* et *H. globulosa*. De plus, les associations microfaunistiques avec *Whiteinella archaeocretacea*, *W. baltica*, *W. brittonensis*, *Heterohelix moremani*, *H. globulosa*, *Hedbergella simplex*, *H. delrioensis* et *H. planispira*, permettent d'attribuer un âge Turonien à ce milieu. L'apparition de formes d'essai allongées (endofaune) représentées par *Nodosaria* reflète une diminution du niveau d'oxygène qui expliquerait une diminution observée sur la population planctonique. De plus, l'apparition de formes carénées (*Dicarinella*) indique un environnement relativement profond (Hart & Bailey, 1980). Toutes ces données évoquent un environnement de référentiel externe de type plateforme (**Fig. III.23e**).

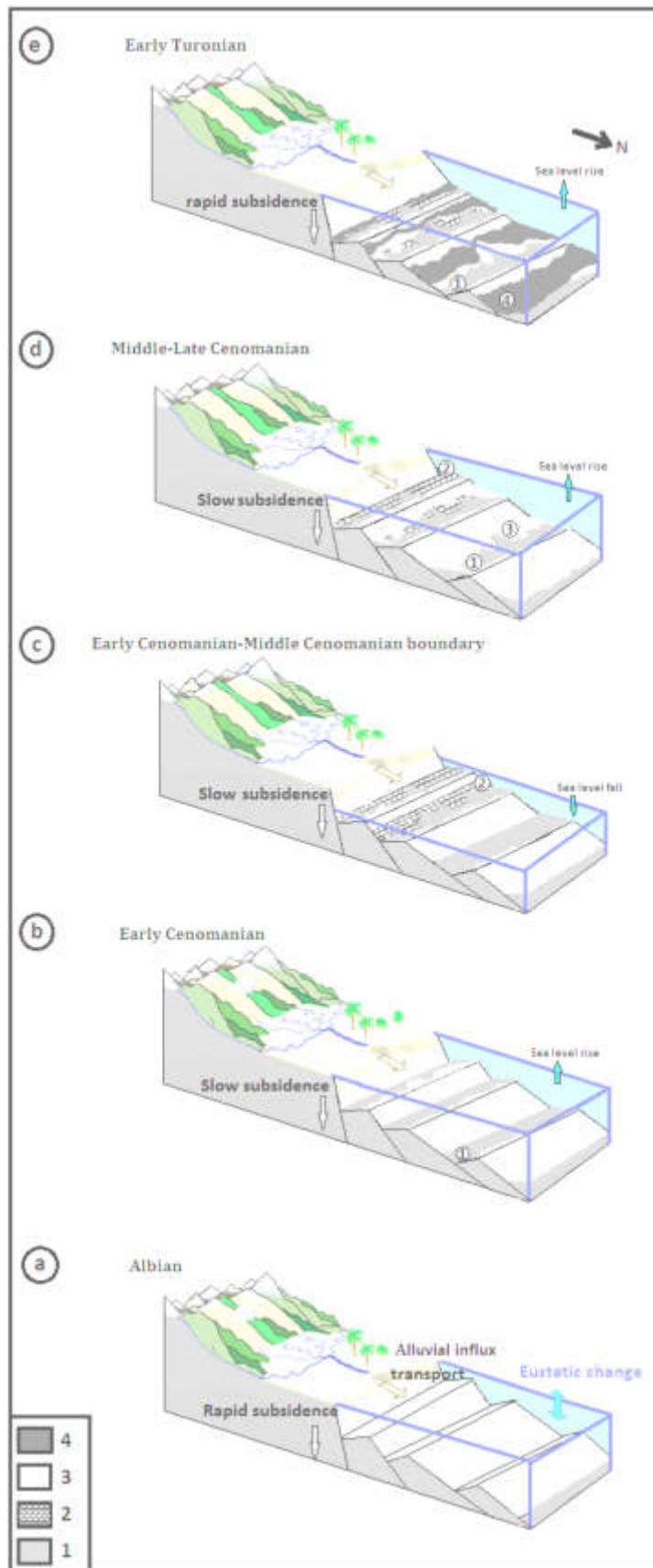


Figure III.23 Modèle de reconstruction paléogéographique et paléoenvironnementale proposé pour l'intervalle de l'Albien supérieur au Turonien inférieur dans la région d'étude (Bensekhria et al. 2019). a) cadre de dépôt albiens; b) prisme marin de haut niveau du Cénomaniens inférieur avec sédimentation marneuse et rares intercalations calcaires de la partie inférieure de la formation de Fahdene (1); (c) transition du Cénomaniens inférieur au Cénomaniens moyen montrant une interruption de la sédimentation (le creux) liée à un intervalle régressif enregistré par des faciès calcaires surmontés d'une surface d'huîtres (2); (d) Intervalle de transgression du Cénomaniens moyen à supérieur avec faciès calcaire et marno-calcaire de la partie supérieure de la Formation de Fahdene (3); (e) Prisme marin de haute altitude du Turonien basal avec faciès de schiste noir de basse énergie de Bahloul Formation (4)

VI. Potentiel pétrolier

VI.I. Les Evénements Anoxiques Océaniques et leur relation à la conservation de la matière organique

Les sédiments riches en carbone organique sont développés à l'échelle mondiale dans des séquences sédimentaires pélagiques d'Aptien-Albien et Cénomaniens-Turonien. Ils sont formés dans divers paramètres paléo-bathymétriques y compris plateaux océaniques et les bassins, les marges continentales et mers épicontinentales. Le caractère généralisé de ces dépôts suggère qu'ils ne sont pas strictement contrôlés par la géométrie du bassin local, mais étaient un produit de "Oceanic Anoxic Events. Nous interprétons ces événements comme le résultat de l'interaction entre les deux principaux facteurs géologiques et climatiques: d'une part la transgression du Crétacé supérieur qui augmente la superficie et le volume des mers épicontinentales peu profondes et les mers marginales et a été accompagnée par une augmentation de la production de carbone organique, et d'autre part l'existence d'un climat mondial égal qui a réduit l'approvisionnement en eau profonde oxygénée froide de l'océan mondial (Fig. III. 24). Cette combinaison des conditions climatiques et hypsographiques ont favorisé la formation d'une couche de minimal d'oxygène, les dépôts riches en carbone organiques pourraient être formés, ceux-ci étant, des enregistrements de "Oceanic anoxic Events". (Schlanger & Jenkyns, 1976).

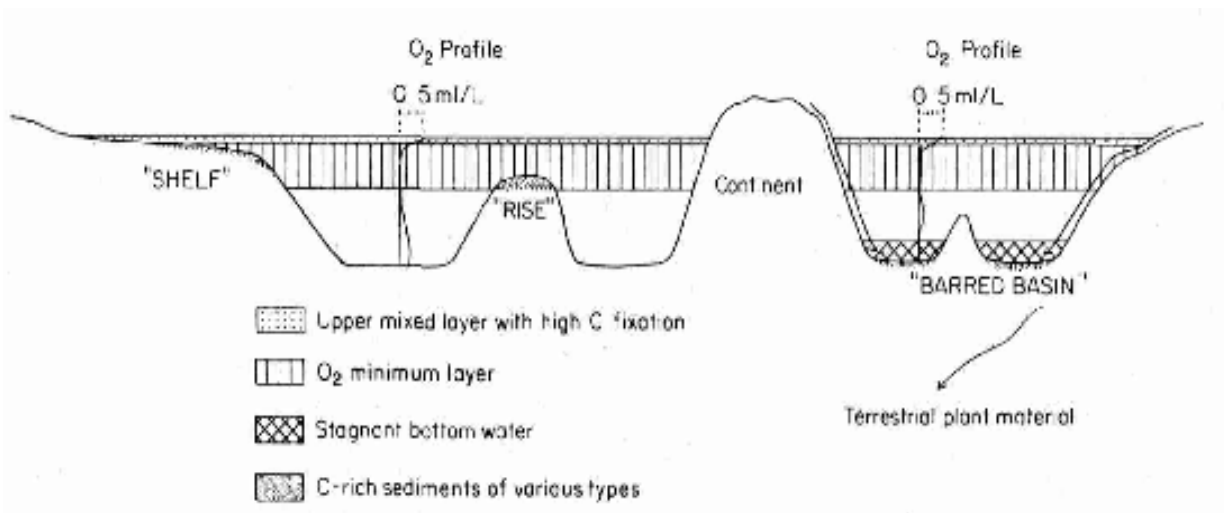


Figure III. 24 Stratification pendant OAE (Schlanger & Jenkyns, 1976)

Les faciès riches en carbone organique, au cours du Crétacé, se distinguent des uns des autres par leurs valeurs en COT, à l'échelle globale, ceux d'Age Albien-Cénomaniens (Fig. III.25) sont à faibles valeurs en COT et une matière organique essentiellement d'origine terrestre, les faciès attribués au Cénomaniens sont caractérisés par des taux plus élevés en COT et une matière organique présentant un caractère mixte. Ce qui de passage Cénomaniens-Turonien, ils

sont marqués par de fortes valeurs en COT et une matière organique essentiellement marine. Les faciès de passages Coniacien-Santonien sont relativement à faible taux COT comme ceux de l'Albo-Cénomaniens.

Indépendamment, du facteur temps, la distribution des faciès organiques du Cénomaniens-Turonien semble être dépendant de la latitude (Kuhnt et al, 1990), les zones équatoriales qui se situent entre 5°N et 15°N, où s'est accumulé le maximum de matière organique au Cénomaniens-Turonien, sont caractérisées par des valeurs moyennes en COT à forte pour des taux de sédimentation relativement importants. Ce phénomène s'observe autant en domaine de plateforme qu'en domaine profond de bassin, éliminant en quelque sorte l'effet de la paléobathymétrie. Ce gradient latitudinal de la distribution des faciès organiques au Cénomaniens Turonien est spécifique à cette période (ouverture des aires profondes entre l'atlantique Sud et Nord) car il est relativement inverse aux autres événements anoxiques. Ceci suggère un changement caractéristique de climat au Cénomaniens-Turonien à travers le climat global et la circulation océanique.

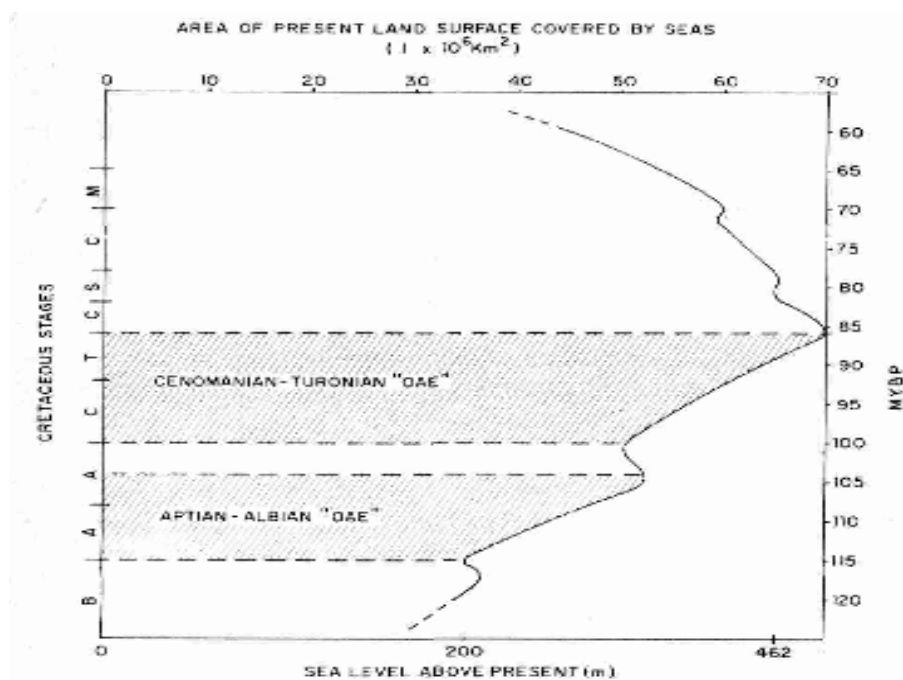


Figure III.25L Aptien-Albien et Cénomano-Turonien "Oceanic anoxic Events" et la transgression du Crétacé (Schlanger et Jenkyns, 1976)

VI.2. La pyrolyse "Rock Eval"

La pyrolyse "Rock Eval" est une méthode physico-chimique permettant d'obtenir des informations sur le potentiel pétrolier résiduel (PPR), taux de carbone organique (TOC), la qualité, le type et l'état d'évolution de la matière organique. Elle consiste à analyser quantitativement les composés hydrocarbonés et oxygénés libérés lors de la pyrolyse de la

matière organique contenue dans 100 mg de roche finement broyée, sous une atmosphère inerte (Azote) et une température de 300°C jusqu'à 850°C (voir annexe).

VI.3. Caractérisation géochimique de la matière organique

VI.3.1. Géochimie de la matière organique de Taghrout Ameer

Quatorze échantillons sont prélevés dans la région de Taghrout Ameer représentant la formation Fahdene dans la région d'Arris. Plusieurs paramètres géochimiques (COT, PP, Tmax, IH et IP) ont été mesurés par la méthode pyrolyse Rock Eval. Les résultats obtenus sont représentés graphiquement sur les différents diagrammes (**Fig. III.26**).

L'analyse des résultats de la pyrolyse "Rock Eval" des échantillons montre une faible teneur en carbone organique total (COT) qui varie de 0.18 à 0.68% de roche. Les résultats indiquent que les potentiels pétroliers enregistrés sont généralement faibles et varient entre 0.12 et 1.76 mg HC/g de roche. Globalement, la teneur en carbone organique totale et le potentiel pétrolier montrent une évolution similaire pour l'ensemble de la série. Le diagramme PP/TOC confirme le faible PP de la formation.

Le diagramme IH/IO caractérise une matière organique fossilisée de type II/III. En effet, cette formation est faiblement oxygénée et moyennement hydrogénée, les valeurs de IH varient entre 73 et 243 mg d'HC /g de COT (**Fig. III.26.1**). La projection des résultats sur le diagramme IH/Tmax confirme que la matière organique est de type II et les valeurs de Tmax variant entre 440 et 450°C suggèrent que la matière organique analysée est mature et peut être génératrice d'huile et de gaz (**Fig. III.26.2, 3**). La génération des hydrocarbures au sein de la formation de TaghroutAmeer est confirmée par le diagramme IP/Tmax (**Fig. III.26.3**).

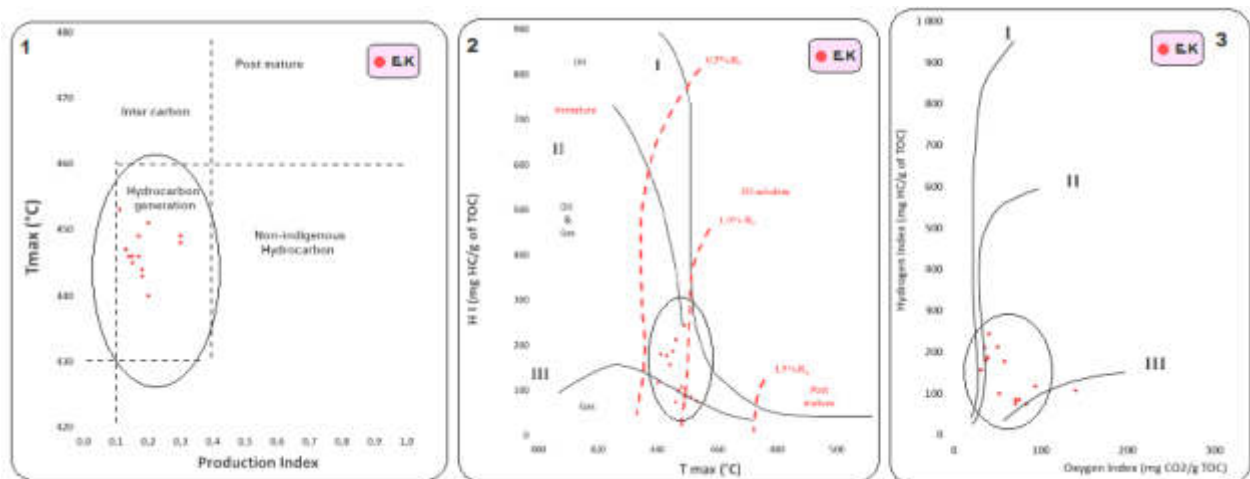


Figure III. 26. Géochimie de la matière organique de Taghrout Ameer 1. Diagramme IP/Tmax. 2. Diagramme IH/Tmax. 3. Diagramme IO/IH

VI.3.2. Géochimie de la matière organique de Ktef el Hammam

Six échantillons sont prélevés dans la région de Ktef el Hammam représentant la formation Fahdene et quatre échantillons dans la formation de Bahloul. Plusieurs paramètres géochimiques (COT, PP, Tmax, IH et IP) ont été mesurés par la méthode pyrolyse "Rock Eval". Les résultats obtenus sont représentés graphiquement sur les différents diagrammes (Fig. III.27). La formation Fahdene inférieure admet des teneurs en matière organique (COT) moyennes, variant entre 0.15 et 1.07 % de la roche.

Le diagramme IH/IO montre que la matière organique fossilisée est de type II. En effet, cette formation est faiblement oxygénée et moyennement hydrogénée, les valeurs de IH varient entre 70 et 240 mg d'HC /g de COT alors que celle de IO sont inférieurs à 100 mg d'HC/ g de COT (Fig. III.27.1). La projection des résultats sur le diagramme IH/Tmax confirme que la matière organique est de type II et les valeurs de Tmax variant entre 440° et 430°C suggèrent que la matière organique analysée est mature et peut générer l'huile et le gaz (Fig. III.27.2, 3). La génération des hydrocarbures au sein de la formation de Ktef el Hammam est confirmée par le diagramme IP/Tmax (Fig. III.27.3).

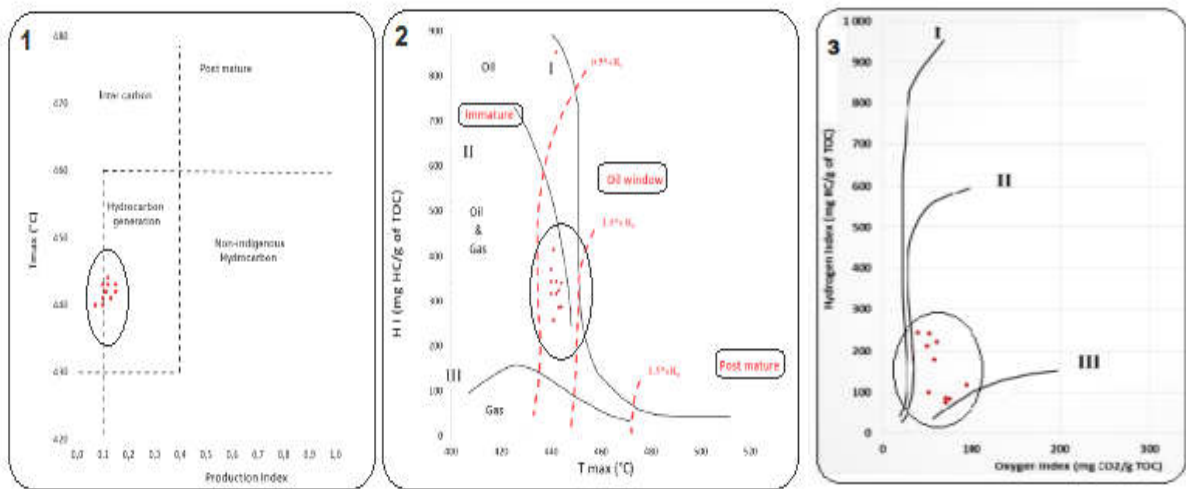


Figure III. 27. Géochimie de la matière organique de Ktef el Hammam 1. Diagramme IP/Tmax. 2. Diagramme IH/Tmax. 3. Diagramme IO/IH

VI.3.3. Géochimie de la matière organique de Koubaane

Dix échantillons sont prélevés dans la région de Koubaane représentant la formation Fahdene dans la région de Theniet el Abed. Plusieurs paramètres géochimiques (COT, PP, Tmax, IH et IP) ont été mesurés par la méthode pyrolyse "Rock Eval".

Les résultats obtenus sont représentés graphiquement sur les différents diagrammes (**Fig. III.28**). La formation Fahdene inférieure admet des teneurs en matière organique (COT) faible variant entre 0.15 et 0.90 % de la roche.

- (COT) faible variant entre 0.15 et 0.90 %.
- Le diagramme IH/IO montre que MO fossilisée est de type III (continental).
- Les valeurs de IH varient entre 53 et 183 mg d'HC /g de COT (formation fortement oxygénée et faiblement hydrogénée)
- IH/Tmax varie entre 455° C et 460°C.
- Rendement est très faible.

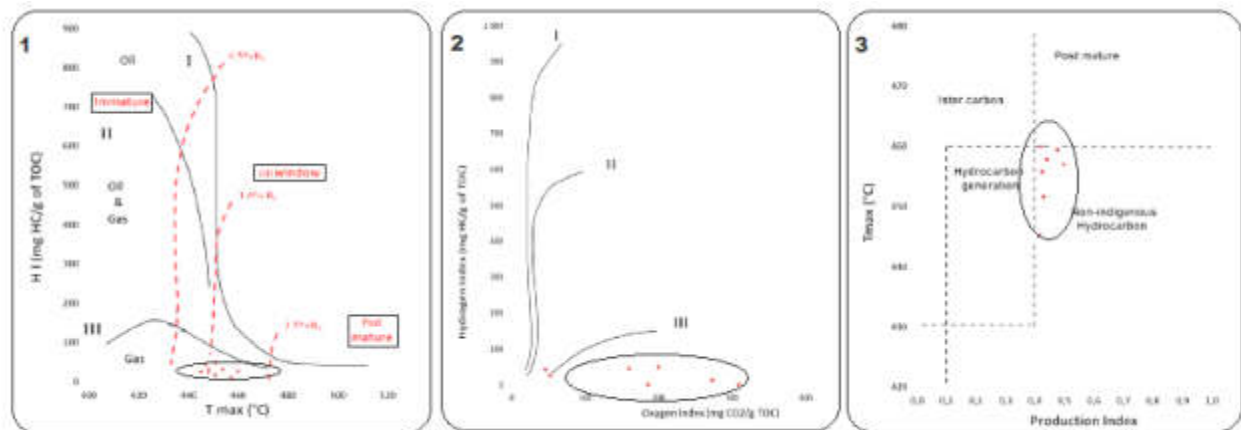


Figure III. 28. Géochimie de la matière organique de Koubaane **1.** Diagramme IP/Tmax. **2.** Diagramme IH/Tmax. **3.** Diagramme IO/IH

Conclusion

Les résultats de l'analyse de la matière organique par la pyrolyse "Rock Eval" dans les différentes coupes ont montré des taux en (COT) variables d'un secteur à un autre ; 0.90% à Koubaane ; 0.18% à 0.68% à Taghrout Ameer et 0.15% et 1.07 % à Khenchela).

Ces taux ont été révélés globalement aux intervalles transgressifs caractérisant le Cénomaniens inférieur dans les trois coupes et le passage Cénomaniens-Turonien de la région de Khenchela.

Les diagrammes IH/IO montrent que la matière organique fossilisée est de type III (continental) à Koubaane, tandis que de type II (marin confiné) à Taghrout Ameer et Ktef el Hammam.

CHAPITRE III : SEDIMENTOLOGIE ET POTENTIEL PETROLIER

Les valeurs de Tmax variant entre 400° et 450°C suggèrent que la matière organique analysée est mature, et peut être génératrice d'huile et de gaz, dans les secteurs de Khenchela et d'Arris. Par contre, celles trouvées à Theniet el Abed sont très élevées (plus de 460° C), caractérisant une matière organique immature, donc le rendement est très faible.

CHAPITRE IV

INTERPRÉTATION STRUCTURALE

Introduction

I. Contexte tectonique général

I.1. Etat de connaissance

I.2. Les événements de déformations

I.3. Les grandes structures du domaine atlasique

II. Etude structurale

II.1. Analyse linéamentaire

II.2. Analyse microtectonique

II.2.1. Rappels sur les éléments microtectoniques

II.2.2. Les stations de mesures

II.2.3. Résultats et discussion

III. Contexte géodynamique

Conclusion

Introduction

Toute manifestation tectonique régionale ou locale, engendrant des structures à différentes échelles (méga. méso. et microstructures), est enregistrée à l'échelle macroscopique et microscopique. Limité au Nord par le bassin néogène de Timgad, le massif des Aurès est affecté par une tectonique polyphasée dont les plus importantes phases sont attribuées au Tertiaire. Ces dernières ont engendré des plissements directionnels, suivant une orientation NW-SE dominante, et une deuxième direction moins exprimée N-S et des accidents importants, ces déformations tectoniques sont à l'origine de cette structuration actuelle.

L'objectif principal de cette étude est de caractériser les déformations tectoniques ayant affecté notre région d'étude et de comprendre son évolution géodynamique dans un cadre régional.

La méthodologie suivie est fondée sur les travaux de nos prédécesseurs, complétée par la photo-interprétation, le travail de terrain consiste en : l'investigation de terrain, mesures microtectoniques comme : (diaclasses, fentes de tension, fentes en échelons, joints stylolithiques) et observation des macrostructures. Ensuite traitement de ces données définira les différents événements tectoniques ayant affecté la région. Le traitement statistique des données sera illustré par des représentations graphiques (stéréogrammes) montrant les directions de raccourcissement ou d'extension des contraintes tectoniques et permettant de reconnaître les différents épisodes tectoniques et leur chronologie relative.

I. Contexte tectonique général

I.1. Etat de connaissance

Plusieurs auteurs ont abordés des études tectoniques sur l'avant pays atlasique dont Laffitte, 1939; Dubordieu, 1956; Delteil et al, 1971; Guiraud, 1973, 1975; Vila, 1980; Bureau, 1986; Kazi-Tani, 1986; Gandriche, 1991; Marmi, 1995 et dans le constantinois (Bles, 1969 ; Mahdjoub, 1990); Chadi, 1991 et Aris, 1994). Ils ont mis en évidence certaines phases de déformations tectoniques ayant généré différentes structures dans la chaîne alpine Nord orientale et dans son avant pays Atlasique (**Fig. IV.1**). Dans les monts du Hodana et dans le sud sétifien Guiraud (1973) a décrit des accidents en relation avec les phases tectoniques compressives de l'Eocène et du Miocène. Vila (1980), dans sa conception allochtoniste attribue aux Monts d'Aïn Yagout une disposition en nappe à vergence sud aidée par une présence accrue du Trias. Quant à Bureau (1986) a décrit la virgation du Dj. Bou Arif comme la conséquence d'une tectonique compressive ayant engendré une large zone en décrochement

CHAPITRE IV : INTERPRÉTATION STRUCTURALE

suivant une direction globale NNW-SSE et qui se prolongerait à travers le bassin de Timgad (Djaiz, 2011).

Les levés de cartes géologiques réalisés par Guellal et Vila en collaboration avec la SONATRACH (1973-1975) se rapportant aux feuilles de Tazoult, Touffana et Khenchela mettent en évidence le développement d'un réseau de failles NW-SE et NE-SW au sein de couloirs bordés par de grands accidents interprétés comme des décrochements dextres. Ces anciens accidents de socle sont le plus souvent orientés NW-SE dont certains sont réactivés lors des phases tectoniques méso-cénozoïques (Djaiz, 2011).

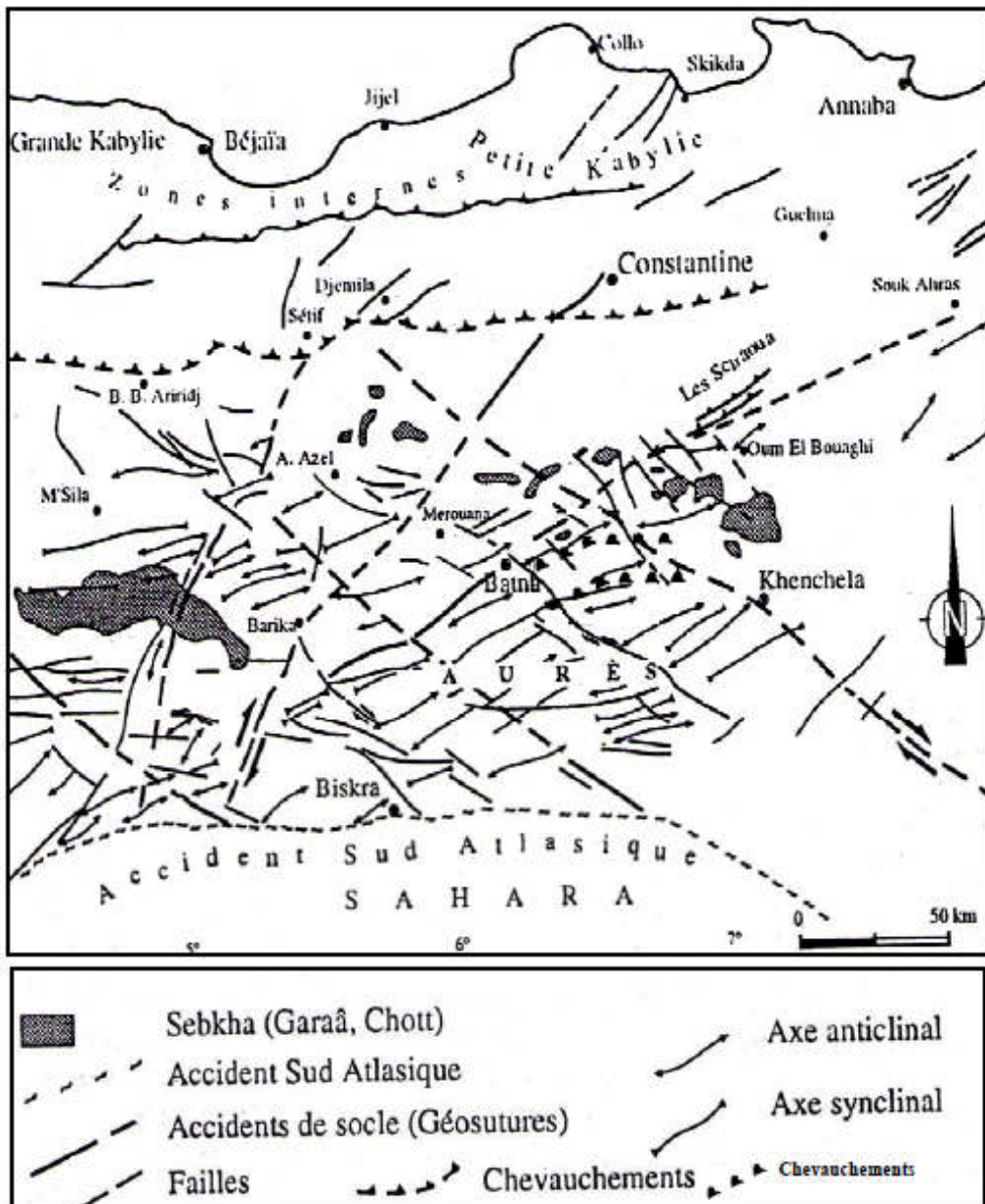


Figure IV.1 Les grands traits structuraux d'Algérie Nord oriental (in Marmi, 1995)

I.2. Les événements de déformations

I.2.1. Les événements Mésozoïques

I.2.1.1. Le Trias

La plupart des travaux géologique réalisés jusqu'à ce jour s'accordent pour admettre que le Trias correspond à une période de distension généralisée, une mer peu profonde provenant de l'Est où persistait la Téthys et envahissant à partir du Trias moyen presque la totalité des régions autochtones de l'Algérie du Nord et le Sahara septentrional. Cette dernière est accompagnée d'un volcanisme basique contemporain à une sédimentation argilo-gypseuse (Bureau, 1970 ; Guiraud, 1973).

I.2.1.2. Le Jurassique

Au Jurassique inférieur : la distension ayant débuté au Trias persiste et provoque une subsidence différentielle qui se poursuit jusqu'à la fin du Crétacé inférieur avec la structuration générale E-W caractéristique des bassins Maghrébins (Aris, 1994).

Au Jurassique moyen et supérieur : la tectonique mésozoïque est mise en évidence par des variations latérales de faciès, des lacunes de dépôts et des discordances angulaires (Aris, 1994). 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 Alcoran à partir de 165 Ma, engendrant probablement les premiers plissements dans les Bâbors vers la fin du Malme, avec des axes de plis d'orientation N-S (Wildi, 1983). Dans l'Aurès, la phase Jurassique supérieur est accompagnée par une sédimentation continentale au cours du Néocomien sans discordance angulaire notable (Laffitte, 1939). L'importance de cette phase tectonique est surtout attestée par des discordances angulaires qui marquent la base du Crétacé inférieur (Savornin, 1905; Durand-Dalga, 1969; 1955).

I.2.1.3. Le Crétacé

I.2.1.3.1. L'évènement laramien

Il se débute à la fin du Turonien et se poursuit au Sénonien. Cette phase compressive intéresse principalement le domaine pré-atlasique (entre le chott chergui et les monts du Honda) et l'atlas saharien occidental. Elle se manifeste en général, par des plis E-W accompagnés de cassures NNW-SSE à N-S (Guiraud, 1990 ; Bertraneu, 1952). La région de Khenchela située au NE de l'Aurès, semble avoir été affectée.

I.2.1.3.2. L'évènement santonien supérieur

A l'échelle de la marge de la plaque arabo-africaine (Guiraud & Bosworth, 1997 et Guiraud et al, 2005) ont mis en évidence un événement tectonique rapporté au Santonien supérieur. Les indices de cette déformation se manifestent par l'occurrence des plissements isoclinaux, par un métamorphisme de certaines unités telliennes et par de larges plis à travers les Hauts Plateaux et l'Atlas saharien. Cette phase induit l'inversion ou le plissement des bassins de direction E-W vers ENE-WSW suite à la compression N160° (Guiraud et al, 2005). Marmi & Guiraud (2006), mentionnent que cet évènement présente des échos mineurs dans le môle constantinois et ses régions voisines (domaine pré-atlasique et atlasique). En Algérie nord-orientale, de fréquents hiatus dans les séries sédimentaires d'âge Sénonien inférieur ainsi que des discordances angulaires sont signalés par Vila (1980). Aussi Chadi (2004) a décrit, dans les Monts d'Aïn M'lila, des lacunes sédimentaires appartenant au Sénonien inférieur qui pourraient être rattachées à cet événement tectonique.

I.2.1.3.3. L'évènement compressif maastrichtien

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

I.2.2. Les événements cénozoïques

La période du Tertiaire a connu une activité tectonique marquée par des phases majeures qui sont les responsables de la structuration du Nord de l'Algérie.

I.2.2.1. L'Eocène supérieur

Une phase assez générale se place vers la fin du Lutétien, c'est la phase atlasique (Guiraud, 1973), Fini-lutétienne (Durand-Delga, 1969, Raoult, 1974), phase Lutétien-Burdigalien moyen (Bouillin & Raoult, 1971), Priabonienne (Vila, 1980). A l'échelle de la plaque africaine, la direction majeure du raccourcissement est ~ 160°E (Guiraud et al, 2005).

Cette phase est reconnue à l'échelle de la marge de la plaque africaine (Guiraud et Bellion, 1995 ; Frizon de Lamotte et al. 2000). Elle est considérée comme une phase majeure (Guiraud, 1990) et elle est bien exprimée dans l'Atlas saharien. Elle a induit des plis très étendus, orientés suivant la direction N60°E et des décrochements conjugués, dextres suivant la direction NW-SE et senestres avec une orientation NE-SW. Coiffait et al, (1983) l'ont datée

fini- Lutétien dans le sud des Monts Nementcha, dans la région de Bir el Ater en notant une discordance entre les dépôts plissés du Lutétien et les formations du Priabonien (Djaiz, 2011).

L'émersion du massif de l'Aurès est considérée comme la conséquence principale de l'orogénèse tertiaire et elle résulte d'une phase régionale d'âge fini-lutétien (Laffitte, 1939). Plus au nord, Vila (1980) la considérait comme priabonienne. Marmi et Guiraud (2006) décrivent cette phase compressive dans le Sud Constantinois et lui attribue une direction de raccourcissement N 155°-160°E.

I.2.2.2. Les phases du Miocène

En Algérie du Nord sont reconnues deux phases tectoniques : (1) une phase se situant au Miocène inférieur (Aquitano-Burdigalien) et (2) une phase attribuée au Miocène supérieur (Tortonien) (Djaiz, 2011).

Une déformation compressive générale s'est manifestée au Burdigalien à travers tout le nord-ouest de la marge de la plaque africaine (Guiraud et al. 2005). Le domaine externe de la chaîne tello-rifaine a enregistré des chevauchements vers le Sud (Vila et al. 1995). Marmi et Guiraud (2006) signalent deux phases compressives, la première dont le serrage suit globalement la direction N 40° E rapportée au Miocène inférieur, la seconde est d'orientation N-S datée au Post-Tortonien.

Dans l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie nord-orientale, Vila (1980) décrit une phase tectonique compressive post-tortonienne à l'origine de la mise en place des nappes. Dans le Constantinois Coiffait (1992) évoque une phase tectonique datée Astaracien inférieur, correspondant à une compression N-S, quant à Aris (1994) signale une compression de direction N 170°E toujours dans le Constantinois central.

Plus au sud, sur la bordure nord du massif de l'Aurès, Ghandriche (1991) met en évidence une compression majeure N-S ayant entraîné certains chevauchements locaux.

I.2.2.3. Le Plio-Quaternaire

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

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

CHAPITRE IV : INTERPRÉTATION STRUCTURALE

normales et des failles décrochantes N-S (Djaiz, 2011). Ces dernières recoupent et décalent horizontalement les axes des plis anticlinaux (axes N 100°-110°E) de façon senestres (Marmi, 1995). Ce même auteur décrit des basculements (67-75°) des bancs conglomératiques dans les formations du Mio-Pliocène des Djebels Chebka- Ahmar khadou-Guellif, témoignant en faveur d'une déformation post-pliocène.

Dans le bassin de Timgad, les plis dans les formations miocènes sont souvent recoupés par des décrochements senestres N-S et dextres E-W, qui ne peuvent être attribués à la phase post-Miocène (ou villafranchienne) (Djaiz, 2011).

Tableau IV. 1 : synoptique des phases compressives reconnues dans le môle constantinois et les régions voisines (Marmi & Guiraud, 2006)

Phase tectonique	Direction de raccourcissement (NE algérien)	Chronologie des évènements compressifs
$\phi 1$	N130°-135°E	Maastrichtien (68- 65Ma)
$\phi 2$	N155°-160°E	Partie inférieure de l'Eocène supérieur (~ 37 Ma)
$\phi 3$	N40°-50°E	Aquitaniens-Burdigaliens (21-18 Ma)
$\phi 4$	N140°	Tortonien (~8.5 Ma)
$\phi 5$	NNW-SSE à N-S	Quaternaire inférieur (~1.5 à 1.8 Ma)

I.3. Les grandes structures du domaine atlasique

Ces structures ont fait l'objet de plusieurs études réalisées par Laffitte, 1939 ; Blès, 1969 ; Devaux, 1969 ; Guiraud, 1971-1975 ; Biju-Buval, 1975 ; Bureau, 1986 ; Delteil, 1986 ; Ghandriche, 1991 ; Marmi, (1995) ; Djaiz, 2011 entre autres.

Le massif de l'Aurès constitue le cœur du domaine atlasique, il est essentiellement constitué de plis vastes (plus de 50 km de long pour l'anticlinal du Dj. Azreg, plus de 70 km pour le synclinal de Rhassira), assez réguliers et souples, dont l'orientation est voisine de N60°E, bien que les anticlinaux soient généralement déjetés vers le Sud, les plis n'en demeurent pas moins isopaques dans l'ensemble (Guiraud, 1973). A travers ce massif Laffitte (1939) met en évidence l'existence de phases tectoniques compressives superposées (phases atlasique et post-miocène).

Ces phases compressives ont engendrées à la fois un système d'accidents NW-SE nettement dominant par rapport au système d'accidents NE-SW. Ces accidents sont nommés "failles transversales" (Glangeaud, 1932 ; 1951 ; 1952 ; Mattauer, 1958) ou "géosutures" (Devaux, 1969). Ce sont de grands accidents affectant le substratum, ayant fonctionnés depuis le Mésozoïque (Voute, 1967), Marmi (1995).

- Le système d'accident NW-SE correspond à des décrochements dextres. Ils constituent cartographiquement des géosutures comme celles Negrine-Bejaia et de Khenchela-Meduine-Gafsa (**Fig. IV.1**).
- Le système d'accident NE-SW, de moindre importance, par rapport au précédent, représentant des décrochements senestre. Parmi ces failles Glangeaud (1951) distingue la géosuture Souk Ahras-Batna-Outaya qui se prolonge vers Béja en Tunisie (Delteil et Turki, 1986).
- Les accidents de direction E-W sont moins nombreux, cependant Guiraud (1973) décrit la géosuture Hodna-Aurès et soupçonnée par Glangeaud (1951) comme une faille inverse profonde à fort pendage vers le Sud limitant les Aurès.

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

L'analyse du schéma structural (**Fig. IV.2**) réalisé par Ghandriche (1991) et la carte géologique de Laffitte (1939), permettent de distinguer six axes de plis constituant l'ensemble de l'Aurès.

1.3.1. Axe anticlinal de Dj. Ahmer, Dj. Metlili, Dj. Ich Ali, Dj. Bouarif

D'une direction NE-SW formant les premiers reliefs septentrionaux de l'Aurès, d'Est en Ouest il est séparé des monts d'El Hodna par Chott el Hodna, et des monts de Belezma-Batna par le synclinal de Batna-AïnTouta et la plaine d'El Maâdher. Cette dernière est séparée du bassin de Timgad par Dj. Bouarif. L'axe est affecté par des décrochements dextres de direction NW-SE.

1.3.2. Axe anticlinal Mékrizane-Dj. Haouidja-Igguedelène

De moindre importance, il est séparé de l'axe précédent par le synclinal d'El Kantara et le synclinal étroit de l'Oued Fedhala. Il présente une direction générale WSW-ENE, puis SW-NE et enfin presque E-W vers la terminaison orientale de l'anticlinal d'Igguedelène. Ce dernier est le plus important de cet axe, il présente une structure semblable à celle de Dj. Ich Ali, il est formé d'un cœur cénomanien flanqué par le Turonien et le Sénonien (Laffitte, 1939).

1.3.3. Le synclinal de Bouzina

C'est un vaste synclinal très allongé s'étend depuis le bassin miocène de l'Outaya au bassin néogène du Timgad. La largeur moyenne est de 5 km. La direction est NE-SW. Il comprend des formations sénoniennes et dans sa grande partie des formations tertiaires. Il se resserre vers le Nord-Est. Au Sud-Ouest, on note la présence de Dj. Bouss formant un

CHAPITRE IV : INTERPRÉTATION STRUCTURALE

anticlinal à formations calcaires maastrichtiennes et éocènes subdivisant le synclinal de Bouzina en deux. Le Dj. Bouss est considéré comme un simple repli par Laffitte (1939).

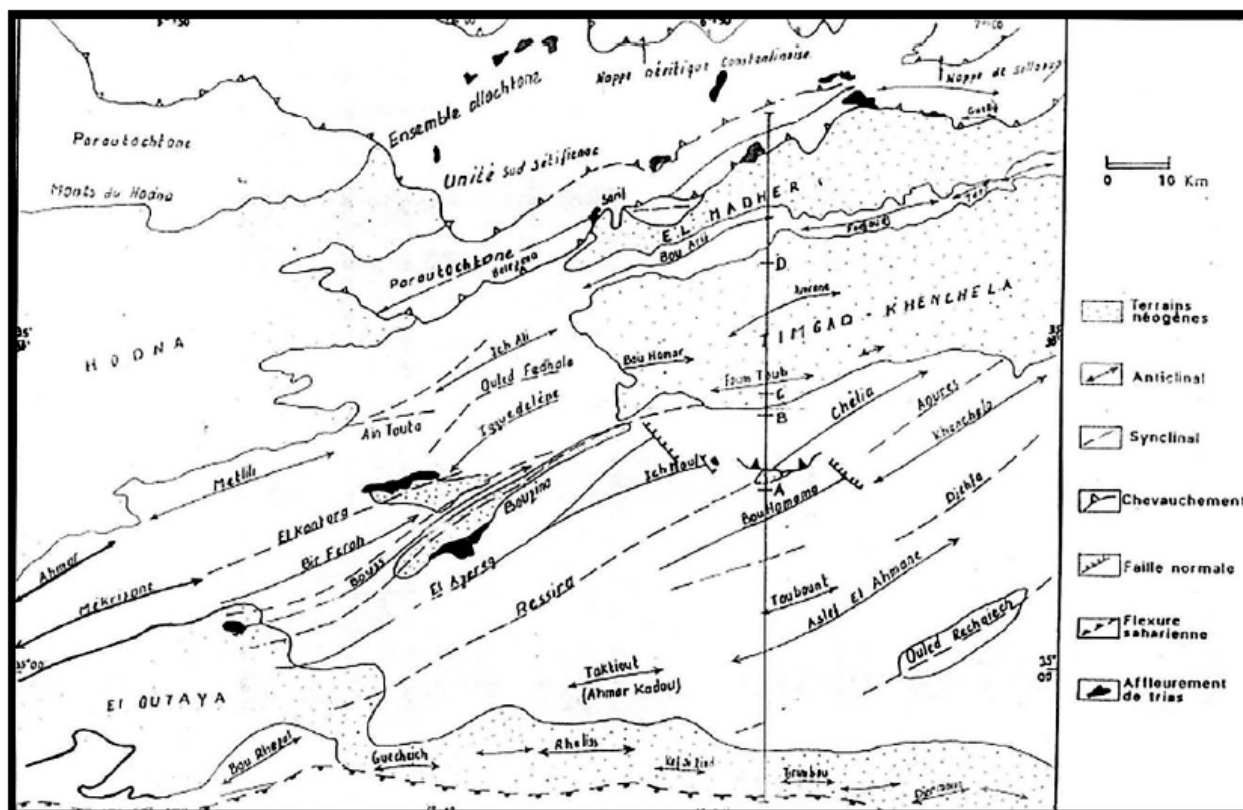


Figure IV.2 Schéma structural de l'Aurès (Ghandriche, 1991)

1.3.4. Axe du Dj. Azreg-Ichmoul-Chéla

Il s'étend de la dépression d'El Outaya jusqu'à celle de Timgad-Khenchela. Le Dj. Azreg s'étend de l'Outaya au Sud-Ouest jusqu'à la plaine de Médina au Nord-est. Dans sa partie sud-ouest, il est formé par plusieurs culminations formées du Turonien séparées par des synclinaux à cœur oligocène. L'altitude augmente vers le Nord-est en passant par le Cénomaniens et le Crétacé inférieur, pour atteindre son maximum au centre du massif formé par des séries jurassiques (Kimméridgien supérieur et Portlandien). A ce niveau, on observe l'importante intrusion triasique au Nord du cœur du massif. Vers la terminaison nord-est, le massif est tronqué par une importante faille NW-SE mettant en contact l'Aptien et l'Albien avec le Cénomaniens. Le Dj. Ichmoul-Chéla situé un peu vers le Sud-est, est coupé par l'importante faille de Médina et séparé par la plaine portant le même nom, il est formé essentiellement par le Barrémien, l'Aptien, l'Albien, le Cénomaniens et le Turonien. (Laffitte, 1939).

1.3.5. Le synclinal de Rhassira

Plus important que celui de Bouzina, formé par des terrains tertiaires. Le Danien, le Paléocène, le Landinien, le Lutétien et l'Oligocène occupent les deux tiers nord-est tandis que le Miocène et le pliocène occupent surtout la partie sud-ouest. (Laffitte, 1939). Il présente la même direction NE-SW, et de même il resserre vers sa partie nord-est (largeur jusqu'à 1 km), le resserrage s'effectue seulement de son flanc méridional où la direction devient NNE-SSW au niveau de la région de Djarallah et Dj. Boulrhed puis elle revient NW-SE au niveau de Kef Ben el Aloun et Kef Yedmamene. Le flanc septentrional demeure rectiligne avec une direction N65°E.

1.3.6. Axe Taktiout-Toubount-Khenchela

Constitue l'axe le plus important de l'Aurès, il occupe une grande superficie avec une largeur qui peut atteindre 25 km (Dj. Toubount). Limité au Sud par la flexure sud-atlasique et au Sud-est par les monts de Nemamcha.

Du Sud-ouest au Nord-est, on peut différencier le Dj. Taktiout coincé entre le synclinal de Rhassira et l'accident sud-atlasique formé par des terrains du Crétacé supérieur et des formations tertiaires vers le Sud. Vers la partie centrale de l'axe, le Dj. Toubount forme un large anticlinorium, formé par le Cénomaniens, le Turonien dans sa grande partie et le Sénonien inférieur, la série continue vers le Sud et le Nord avec le Sénonien et le Tertiaire (Laffitte, 1939). Cet ensemble est affecté par une faille normale NW-SE (Ghandriche, 1991). La partie nord-est de l'axe est dominé par l'anticlinal de Khenchela, séparé du Dj. Chélia par le Dj. Aourès et du Dj. Toubount par le sous-bassin versant d'Oued Mellagou. C'est un anticlinal de direction N60°E, formé par le Barrémien, l'Aptien, l'Albien et le Cénomaniens. Le Dj. Djahfa situé au Sud-est est formé par des terrains du Crétacé supérieur. Le Dj. Aourès est formé du Cénomaniens, du Turonien et du Sénonien inférieur (Laffitte, 1939).

II. Etude structurale

II.1. Analyse linéamentaire

Les linéaments sont des structures rectilignes ou légèrement incurvées qui apparaissent dans le paysage et qui peuvent correspondre soit à des traits physiographiques liés à la végétation, l'hydrographie ou à la morphologie : crêtes, limites de reliefs ; soit à des lignes d'affleurements ou encore à des éléments d'origine structurale : failles, rebroussements de couches, réseau dense de diaclases. Les linéaments peuvent être aussi le reflet de structures profondes (flexures, failles de socle, des plis profonds).

Les cartes linéamentaires sont considérées comme un pas intermédiaire important pour les interprétations géologiques à partir de la télédétection. C'est un système qui utilise les

techniques standards de détection des arrêtes et des lignes. Les traits sont reconnus en utilisant un paradigme de raffinement progressif de la description d'image dans des chaînes d'informations et des fréquences spatiales. Pour une meilleure détection d'autres documents ont été utilisés :

- Cartes géologiques et schémas structuraux des travaux antérieurs (Laffitte, 1939 ; Guiraud, 1973 ; Vila, 1980 ; Bureau, 1986 ; Ghandriche, 1991).
- MNT (Aster GDEM, V2) de la région à cartographier.
- Image satellitaire Landsat 8 du Nord-est algérien
- Logiciels de traitement de données : Global mapper ; Arc GIS ; Rockworks ; Tectons pour les tenseurs de contrainte.

II.1.1. Contribution de la télédétection et SIG

II.1.1.1. La télédétection

Les techniques de la télédétection ont ouvert une nouvelle ère dans la cartographie géologique. La télédétection est considérée comme un outil efficace et largement utilisée en géologie, en prouvant son extrême bénéfice par la production des informations sur des sites qui sont dangereux ou difficiles à accéder. Les images satellitaires corrélées à des données de terrain peuvent être un outil performant pour la cartographie géologique.

Le mot télédétection désigne toute technique qui permet d'étudier à distance des objets ou des phénomènes. Le terme « remote sensing » fait son apparition aux Etats-Unis dans les années soixante, lorsque des nouveaux capteurs viennent compléter la traditionnelle photographie aérienne.

II.1.1.2. Les systèmes d'informations géographiques (SIG)

Un système d'information géographique (SIG), est un système informatisé de gestion des données, utilisé pour capturer, stocker, gérer, récupérer, analyser et afficher des informations spatiales. Les données capturées et utilisées dans un SIG sont couramment représentées sur le papier ou d'autres types de cartes.

Un SIG diffère des autres systèmes graphiques sur plusieurs niveaux. Tout d'abord, les données sont géoréférencées dans des coordonnées d'un système de projection particulier. Ceci permet un positionnement précis des éléments de surface et maintient les relations entre les éléments cartographiés. En conséquence, les données communément référencées peuvent être superposées pour déterminer les relations entre les éléments de données. Cette fonction de superposition est la base des études de détection du changement à travers des paysages.

Un logiciel de SIG utilise la gestion des bases de données relationnelles pour assigner une série d'attributs à chaque élément spatial (point, ligne, polygone). Les SIG fournissent la capacité de combiner diverses données dans une couche composite. (Scurry, 2014).

II.1.2. Résultats et discussion

Le traitement par différentes techniques nous a permis d'obtenir une carte linéamentaire (**Fig. IV.3A, B**), où on a pu déterminer une population de 3532 linéaments qui se répartissent sur une superficie de 2440 km², avec une densité relativement élevée au centre et plus à l'Est. Il s'ajoute des failles importantes de direction NW-SE jouant en décrochement dextre. La longueur des linéaments est variable et comprise entre 0.06 km et 40 km. Ces accidents probables couvrent généralement la partie septentrionale, la partie ouest et une partie plus au sud-ouest et passent au centre du massif, sauf celui bordant Khenchela et Kais au Nord et un autre plus au Sud-ouest entre El-Kantara et Biskra. Ces résultats ressemblent beaucoup aux résultats de nos prédécesseurs (Guiraud, 1973 ; Wild, 1983 ; Marmi, 1995).

La distribution des linéaments sur la rosace permet de regrouper les linéaments en trois familles avec une direction moyenne de N140.2° (**Fig. IV.4**).

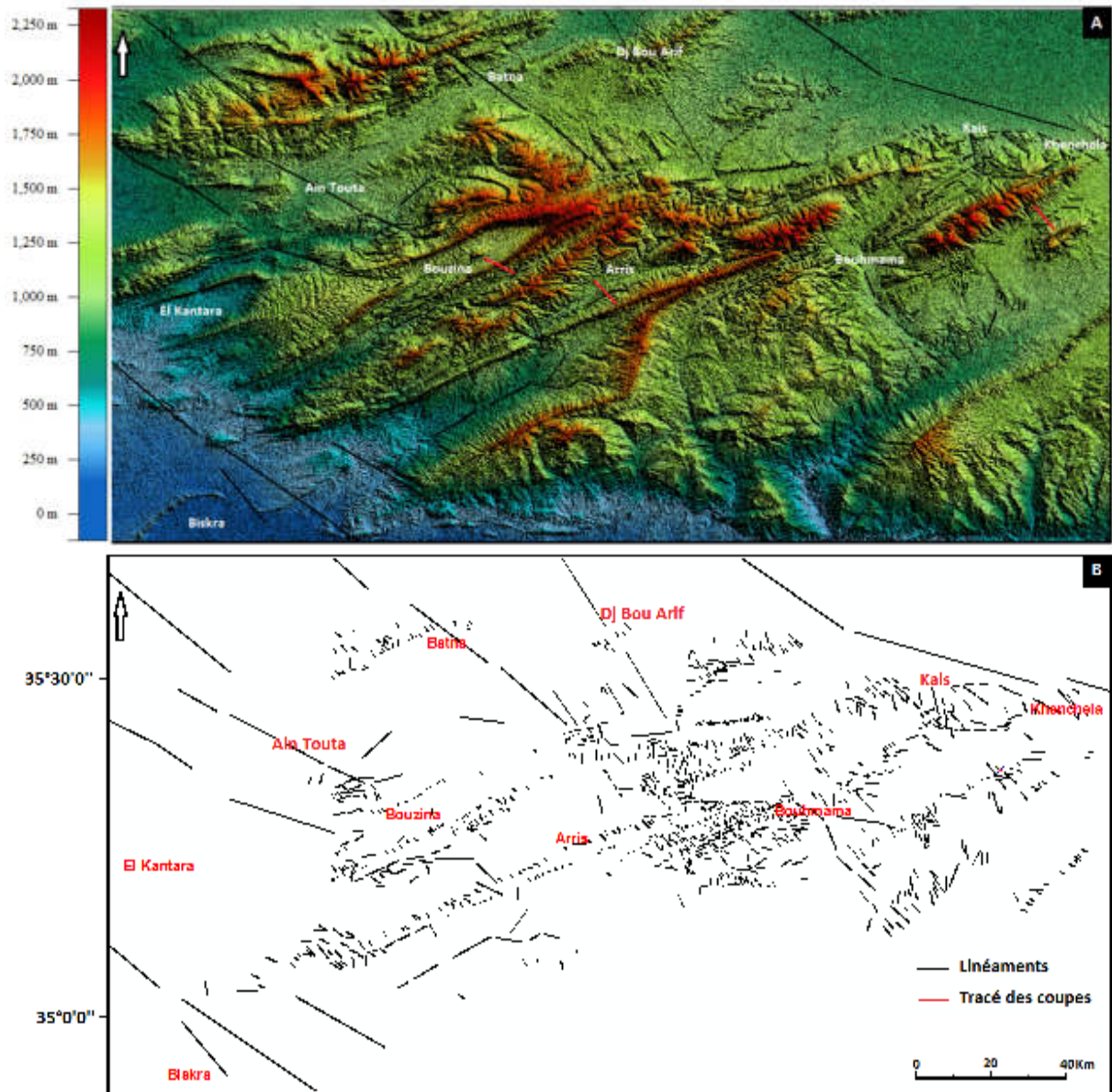


Figure IV.3 (A) La carte du modèle numérique de terrain MNT (SRTM) de l'Aurès. (B) La carte linéaire de l'Aurès.

II.1.2.1. La famille NW-SE

Elle constitue la famille la plus fréquente, elle se répartit sur toute la région avec des longueurs généralement petites à grandes. La cinématique est généralement décrochante de type dextre. Une grande distribution est remarquée au centre et à l'est du massif de l'Aurès (Fig. IV.3 carte B).

La figure IV.4 montre que cette direction se rencontre dans tout le massif de l'Aurès. D'autres grands accidents avec cette direction ont été décrits dans la partie occidentale du massif, comme l'accident NW-SE Metlili Est décrit par Guiraud (1971) et Bellion (1972), il provoque la virgation dextre du péri-anticlinal ouest de Belezma-Batna et il est à l'origine des extrusions de Trias de la région de Menaâ et Maâfa, il s'étend d'Anoual (Boutaleb) au Nord-

Ouest jusqu'à la flexure saharienne au Sud-est ou même plus loin jusqu'à Négrine. Ces deux accidents ont joué en décrochements dextres et correspondent probablement à la géosuture Hodna-Aurès.

D'autres failles NW-SE à NNW-SSE ont provoqué la disparition des séries céno-manoturonien du Dj. Metlili. Les anticlinaux de Mékrizane et de Bir Ferah sont séparés par un accident NW-SE (Guiraud, 1973). Plus à l'Est, l'alignement NW-SE Batna-Oued Mellagou décrit par Guiraud (1973) au Sud de Batna dans la partie nord-orientale du massif de l'Aurès correspond à une série de cassure qui a provoqué l'effondrement progressif de la partie septentrionale du massif de l'Aurès et la torsion dextre du périclinal de l'anticlinal de Dj. Ich Ali. Cette faille correspond probablement à la transversale de Béjaïa-Négrine. Durant l'Albien supérieur et le Turonien inférieur, (Herkat, 1999) les a ressemblés avec des discontinuités du substrat actives comme failles normales. Cette famille est dominante sur notre région d'étude avec une densité importante en se manifestant surtout par des accidents de type décrochements dextres et parfois en failles normales.

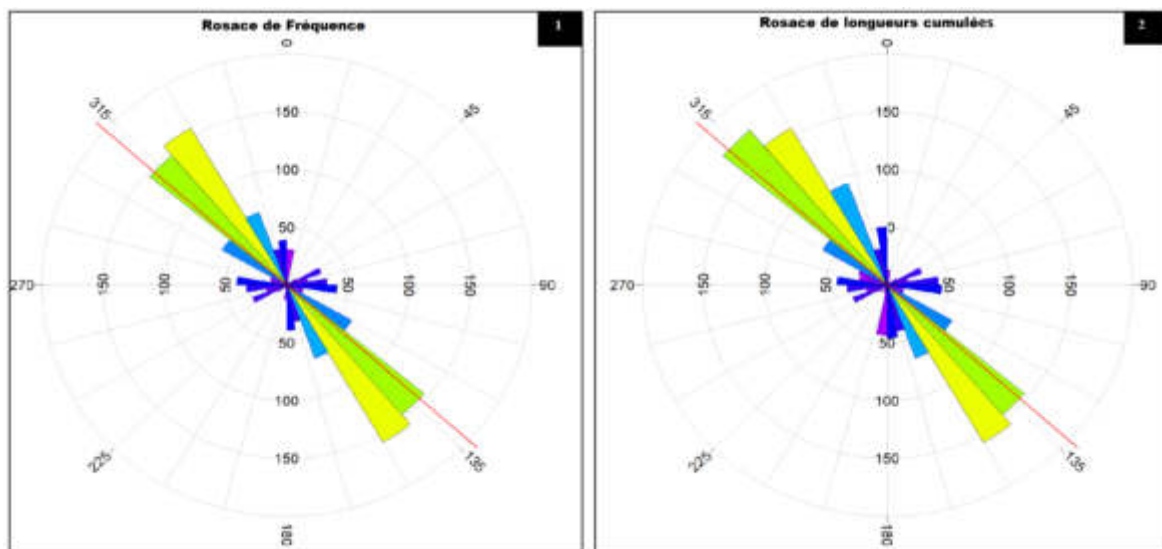


Figure IV.4 Rosaces directionnelles des linéaments. 1. Rosace des fréquences, 2. Rosace des longueurs cumulées

II.1.2.2. La famille E-W

En deuxième position avec une moindre importance, c'est la famille E-W. Ces accidents sont moins nombreux et de moindre importance. Ils se localisent généralement dans la partie septentrionale du massif et plus à l'est aux environs de Ras Fourtas, Baghla, Kais, Bouhmama et Ktef el Hammam (Khenchela) (**Fig. IV.3 carte B**).

Ces linéaments correspondent le plus souvent aux structures d'âge miocène (bassin de Timgad) ainsi que les grandes flexures (flexure sud atlasique). D'après (Guiraud, 1973), les principales cassures sont les suivantes, du Nord vers le Sud :

- L'accident limitant le Cénomaniens-Turonien du flanc Sud de Dj. Ich Ali (Bureau, 1972).
- Région de Maâfa-Arbaâ.
- Au Sud du Dj. Chélia entre Médina et Bouhmama.
- Dans le Cœur du Dj. Azreg et plus à l'Est au niveau de Tighanimine, Tiroura et Aïn Tadjera.
- Dans la région d'Aïn Slat-Djemmorah-Branis.

II.1.2.3. La famille N-S

Cette famille est très peu décrite dans la littérature (Bureau, 1986 ; Guiraud, 1973 ; Laffitte, 1939 et Bellion, 1972). Ces linéaments se répartissent dans la bordure septentrionale du massif de l'Aurès, surtout au niveau de Kais, Ras Fourtas et Barhla (**Fig. IV.3B**). Ils correspondent le plus souvent aux accidents générés par la phase alpine. Il s'agit de failles inverses, de failles normales et de diaclases.

II.2. Analyse microtectonique

L'étude microtectonique effectuée sur différents sites, dans les terrains crétacés du massif de l'Aurès, s'appuie sur des travaux de terrains en complémentarité avec les données obtenues par nos prédécesseurs. Pour cela, nous essayerons de : (1) préciser et d'argumenter la géométrie ainsi que la chronologie des différentes structures cartographiques ; (2) estimer les événements tectoniques principaux.

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

II.2.1. Rappels sur les éléments microtectoniques

Toutes les mégastructures, mésostructures et microstructures enregistrées à l'échelle cartographique, affleurement et microscopique, résultent généralement des événements tectoniques à travers les temps géologiques. Cette déformation peut correspondre à des mouvements minimes difficilement décelables, comme elle peut être spectaculaire provoquant des déplacements kilométriques. Les marqueurs de déformation rencontrés dans la région d'étude se manifestent soit par des failles, des diaclases et des fentes de tension.

II.2.1.1. Les éléments planaires

II.2.1.1.1. Les failles

Une faille est une cassure accompagnée d'un mouvement relatif des deux compartiments qu'elle détermine dans les terrains qu'elle affecte (Fig IV.5.1). Les différents types de failles correspondant à différents types de mouvements relatifs des compartiments ; ceux-ci sont schématisés sur la figure (Fig IV.5.2). Ce sont toutes les failles caractérisées par un plan de glissement, portant sur leurs miroirs des indicateurs de mouvements. Ce plan est caractérisé par une direction dont la valeur est comprise entre (0 – 180°) et un pendage qui va de 0 – 90°.

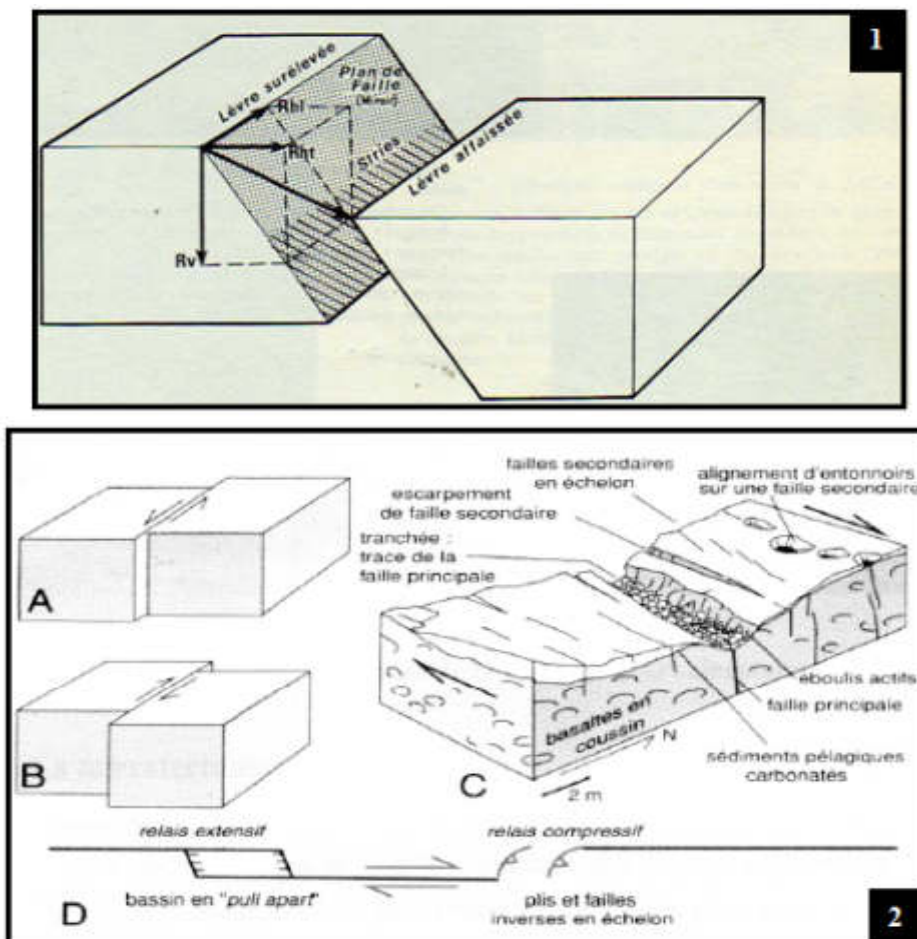


Figure IV.5 (1).Schéma des principales caractéristiques d'une faille. R : rejet, Rv : rejet vertical, Rhl : rejet horizontale latérale, Rht : rejet horizontale transversal (Mattauer, 1980). (2) A- Décrochement sénestre (bloc opposé vers la gauche). B- Décrochement dextre. C- Exemple de structures associées à un décrochement océanique majeur, observées au fond de la vallée transformante de la zone de fracture vema (Vila, 1980). D. Structures associées aux décrochements dans le cas de relais compressifs et extensifs.

II.2.1.1.2. Les fentes en échelons

(Fractures sigmoïdes ouvertes et discontinus) : Ces fentes sont des fractures ouvertes dans des roches compétentes à répétition et à remplissage secondaire sans mouvement,

traduisant généralement une intense déformation (**Fig. IV.6**). Elles correspondent à des fissures de quelques centimètres à décimètres de longueur et de quelques millimètres à centimètres de largeurs.

Le modèle de Riedel soulignant les fractures de type (R, R', P et T) est illustré par un schéma classique (**Fig. IV.7.1a**) (Riedel, 1929). Les cisaillements de Riedel matérialisent deux systèmes conjugués de cassures provoqués par des contraintes tangentielles et disposées en échelons dans la zone de cisaillement « Schear zone ». Ces cassures peuvent être des diaclases ou des failles, selon l'intensité du déplacement.

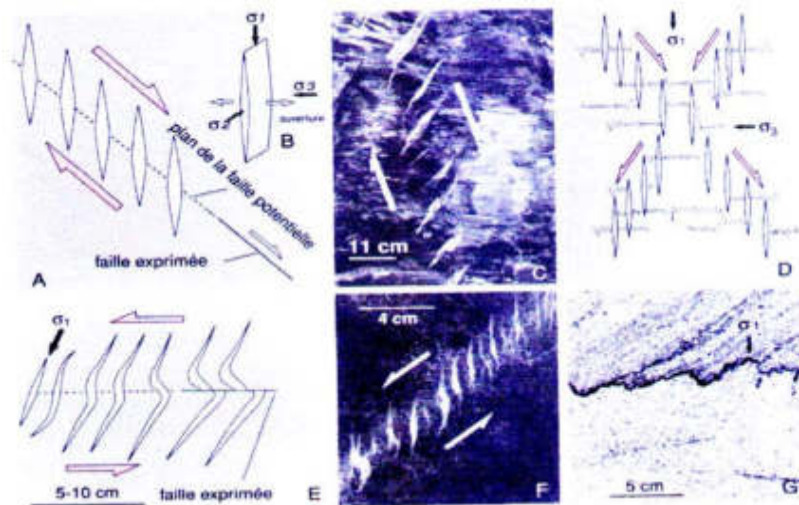


Figure IV.6 Les fentes de tension et les stylolithes. **A**-Réparation en échelon le long d'une faille potentielle. **B**- Détail montrant la géométrie de l'ouverture par rapport aux contraintes. **C**- Exemple dans le complexe de base du flysch à hélinthoïdes, Alpes. **D**- Réparation le long de deux cisaillements conjugués et association avec des joints stylolithiques. **E**- Origine des fentes sigmoïdes par déformation et rotation progressives. **F**- Exemple réel. **G**-un exemple de stylolithes dans un gré carbonneux. La matière organique concentre sur le joint stylolithique en raison de la dissolution des grains de quartz avoisinants

II.2.1.1.3. Les diaclases

Les diaclases sont des joints qui ne paraissent pas accompagner de déplacements relatifs ; en ceci elles diffèrent des failles ; mais jusqu'à maintenant on n'a pas trouvé de relation satisfaisante entre la disposition des diaclases et les contraintes : étant ouvertes et sans mouvements relatif apparent. Les diaclases se développent dans les roches rigides, qu'elles soient exogènes ou endogènes. Dans les roches exogènes. On compte en général deux familles de diaclases selon des surfaces perpendiculaires entre elles et perpendiculaires aux plans de stratification ; de sorte que la roche se débite en parallélépipèdes (Raoult, 1979).

II.2.1.2. Les éléments linéaires

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

CHAPITRE IV : INTERPRÉTATION STRUCTURALE

sur une surface réduite et les observations sont répertoriés de façon statistique ; on emploie pour ceux des diagrammes de tous genres, le canevas de Schmidt, qui utilise la projection stéréographique. Comme nous utilisons des méthodes statistiques, il devient nécessaire de faire des mesures nombreuses et systématiques, nous avons donc effectué un travail analytique à travers plusieurs stations et de différents étages.

- **Les stries**

Les stries sont des indicateurs de mouvement laissées sur le miroir de faille, suite à un déplacement des deux blocs rocheux, provoqué par une tectonique. L'orientation des stries est indiquée par sa direction et son plongement. La présence de ces derniers est engendrée par un déplacement des deux blocs l'un par rapport à l'autre.

- **Les stylolithes**

Le nom de stylolithe a été introduit pour la première fois en. Il s'agit d'une colonne individuelle dont la taille varie de l'échelle micrométrique à pluri décimétrique. L'ensemble des colonnes s'interpénétrant forment une surface stylolithique. Ces joints stylolithiques d'origine tectonique sont généralement perpendiculaires ou obliques sur la stratification (S_0) (Arthaud et Mattauer, 1969). Par contre, les joints stylolithiques de compaction sont parallèles aux plans de stratification (S_0). Ces derniers sont généralement d'origine diagénétique. Les joints stylolithiques d'origine tectonique soulignent la direction de raccourcissement (**Fig. IV.6G**).

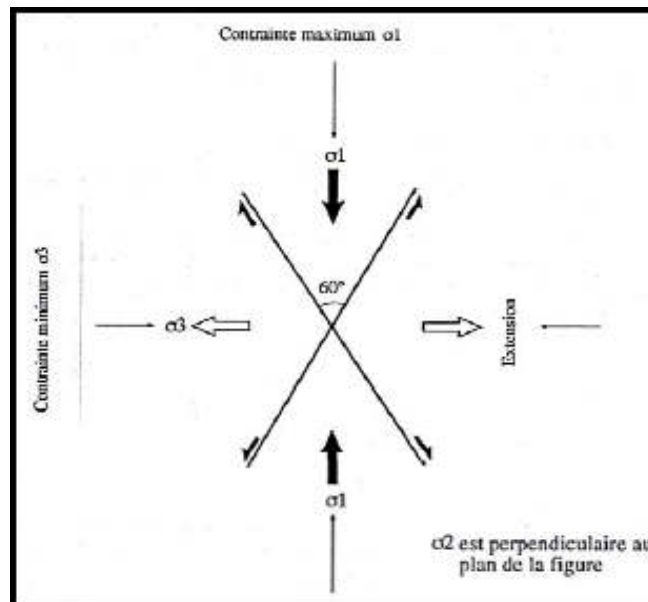


Figure IV.7 Schéma montrant l'orientation des directions principales de déformation.

II.2.1.3. Les directions d'une déformation

Le traitement d'une population de failles permet de donner une direction moyenne caractérisée par trois directions orthogonales (voir détail en Anderson, 1951 ; Arthaud et Choukroun, 1972) (**Fig. IV.8**).

z : direction principale de raccourcissement,

x : direction principale d'allongement,

y : direction principale intermédiaire,

Dans certains cas les axes z, y et x peuvent correspondre respectivement aux directions principales σ_1 , σ_2 et σ_3 des contraintes

II.2.1.4. Critères de mouvements

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

Ces microstructures sont généralement de bons indicateurs des directions tectoniques, localisées au niveau des zones de cisaillements. Ces fractures de forme lenticulaires, dont l'agencement en échelon souligne le plan la zone de cisaillement (**Fig. IV.8.1**). Ils sont généralement parallèle à la direction de contrainte maximum ρ_1 .

Le sens de mouvement sur un miroir de faille dans une roche compétente (calcaire, grès) est généralement déterminer à l'aide de certains critères d'échelles variées, caractérisés par des fentes de tensions, cristallisation en zones abritées et figures striateurs (**Fig. IV.8.2**).

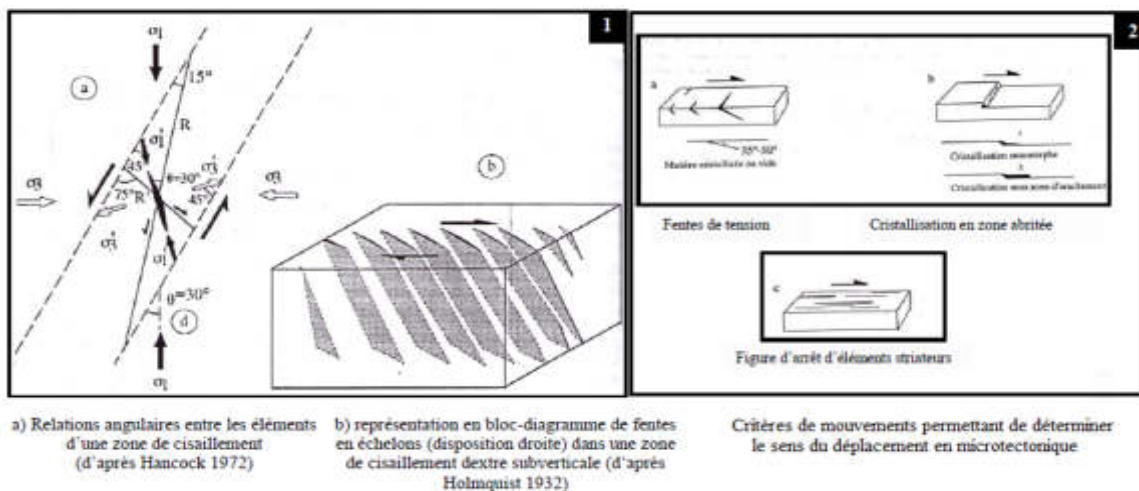


Figure IV.8 (1) Rappel : Cisaillements conjugués de Riedel et fentes de tensions en échelons. (2) Critères de mouvements permettant de déterminer le sens du déplacement en microtectonique

II.2.2. Les stations de mesures

Nous signalons que les phases tectoniques tertiaires sont responsables de la genèse des structures plissées affectant à la fois les terrains secondaires qui enregistrent les effets de cette tectonique polyphasée et les terrains mio-plio-quaternaire marins et continentaux. Plusieurs directions d'accidents NW-SE, NE-SW, N-S et E-W sont mis en évidence (**Fig. IV.9**).

Les régions qui englobent le terrain d'étude et faisant l'objet d'analyse microtectonique sont localisées essentiellement aux marges suivantes :

II.2.2.1. La marge Est : est constituée par deux stations : la station de Ktef el Hammam (S4) et la station de Bou Lerhmane (S5).

II.2.2.2. La marge centre : est formée de trois stations : Bouhmama S (S6), Ras Fourtas (S7), et Baghla (S8).

II.2.2.3. La marge Ouest : est aussi constituée de trois stations respectivement : Koubaane (S1), Tizougatine (S2) et Taghrout Ameer (S3).

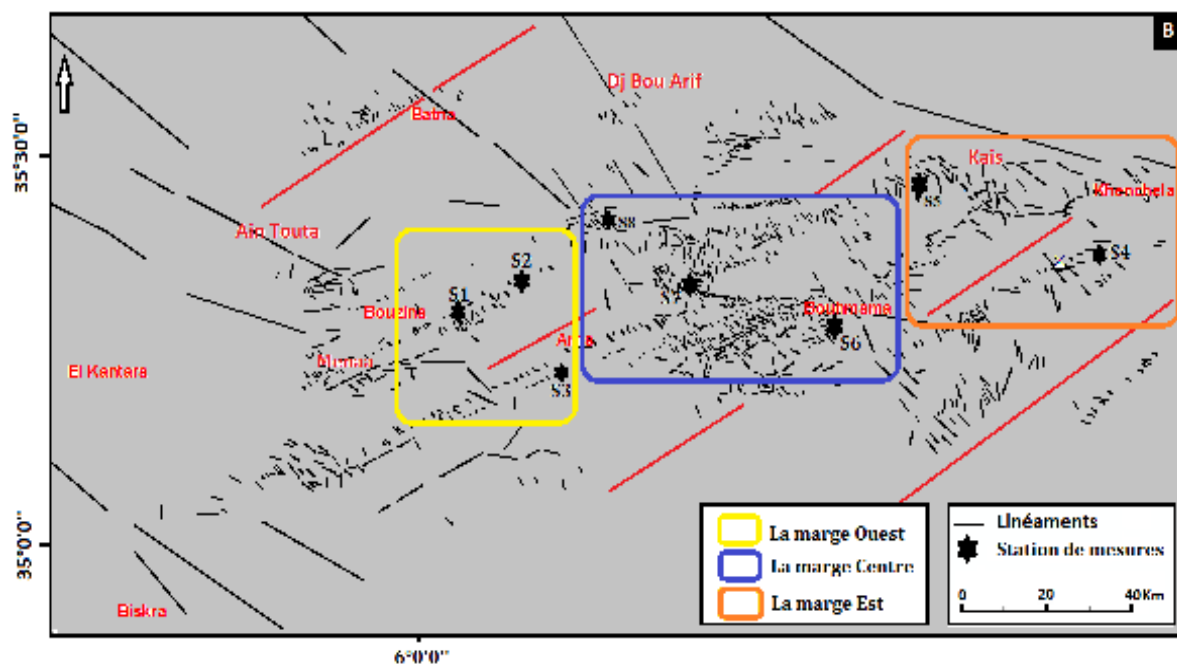


Figure IV.9 Carte linéamentaire et positionnement des stations de mesures microtectoniques et présentation des marges d'analyse.

II.2.3. Résultats et discussion

II.2.3.1. Les déformations d'échelles cartographiques

D'après les travaux de nos prédécesseurs (Guiraud, 1973 ; Wildi, 1983 ; Ghandriche, 1991 ; Marmi, 1995) et le modèle numérique de terrain, le massif des Aurès se manifeste par, des grandes structures plissées et des accidents tectoniques. Les microstructures d'échelles cartographiques observées dans la région se limitent aux anticlinaux d'axe Mékrizane –Dj.

Haouidja –Igguedelène ; le synclinal de Bouzina ; anticlinaux d'axe du Dj. Azreg –Ichmoul – Chélia ; le synclinal de Rhassira ; et les anticlinaux d'axe Taktiout–Toubount-Khenchela. Ces plis ont une direction générale de N40°/50° E, essentiellement engendrés par le raccourcissement N140°E de la phase atlasique. Ils sont affectés par des accidents décrochants (dextre) de direction NW-SE rejoués par la phase alpine.

Il faut noter le développement d'un réseau de failles NW-SE et NE-SW au sein de couloirs bordés par de grands accidents interprétés comme des décrochements dextres. Ces anciens accidents de socle sont le plus souvent orientés NW-SE dont certains sont réactivés lors des phases tectoniques méso-cénozoïques. Enfin les chevauchements de Dj Ichmoul et Dj Chelia qui se localisent au centre septentrional du bassin.

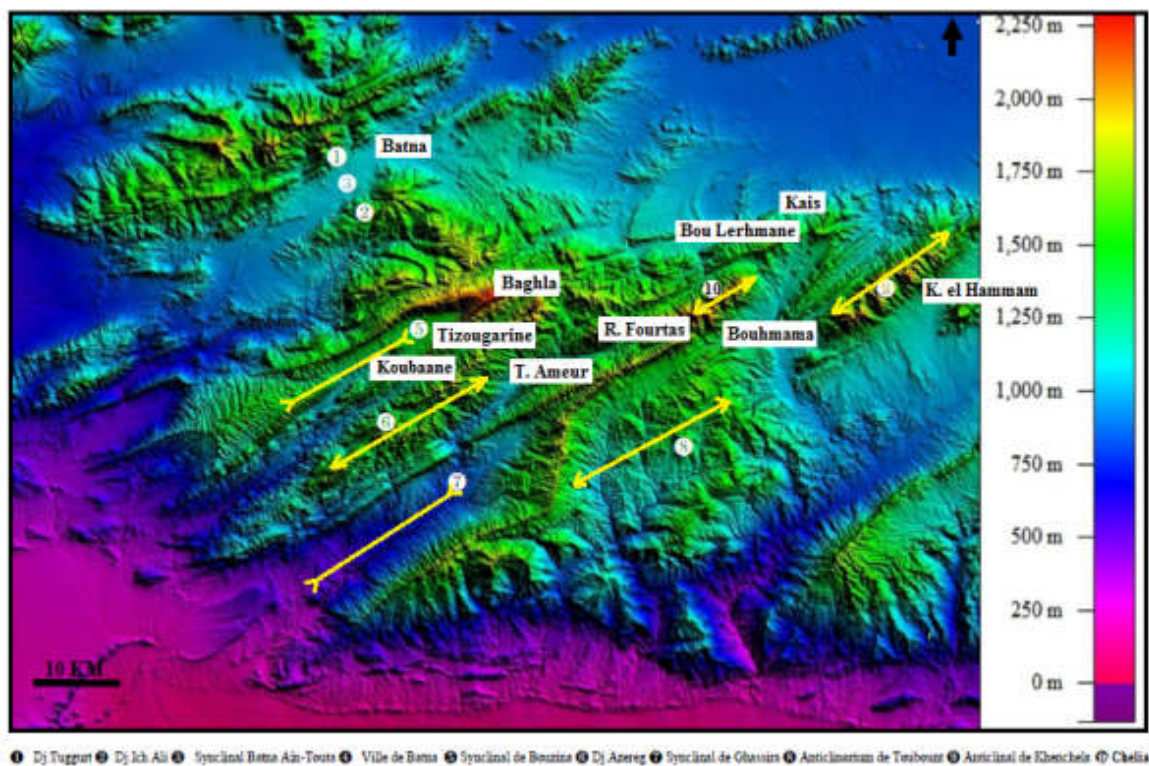


Figure IV.10 Modèle numérique de terrain présentant les différentes déformations d'échelles cartographiques du bassin des Aurès (Djeffal, 2014 modifié).

II.2.3.2. Les déformations locales

Ces déformations sont en général se présentées par des accidents, des diaclases et des fentes. Leur analyse microtectonique est synthétisée sous forme de diagramme de rosaces signifiant les directions globales des principales familles de microstructures (**Fig. IV.11**), tandis que les diagrammes stéréo et de densité ne figurent pas ici pour une raison de présentation. Ensuite ces déformation son interprétées à l'aide des tenseurs de contraintes qui schématisent les directions principales ainsi que la nature des phases tectoniques responsables à leur formation (**Fig. IV.12**).

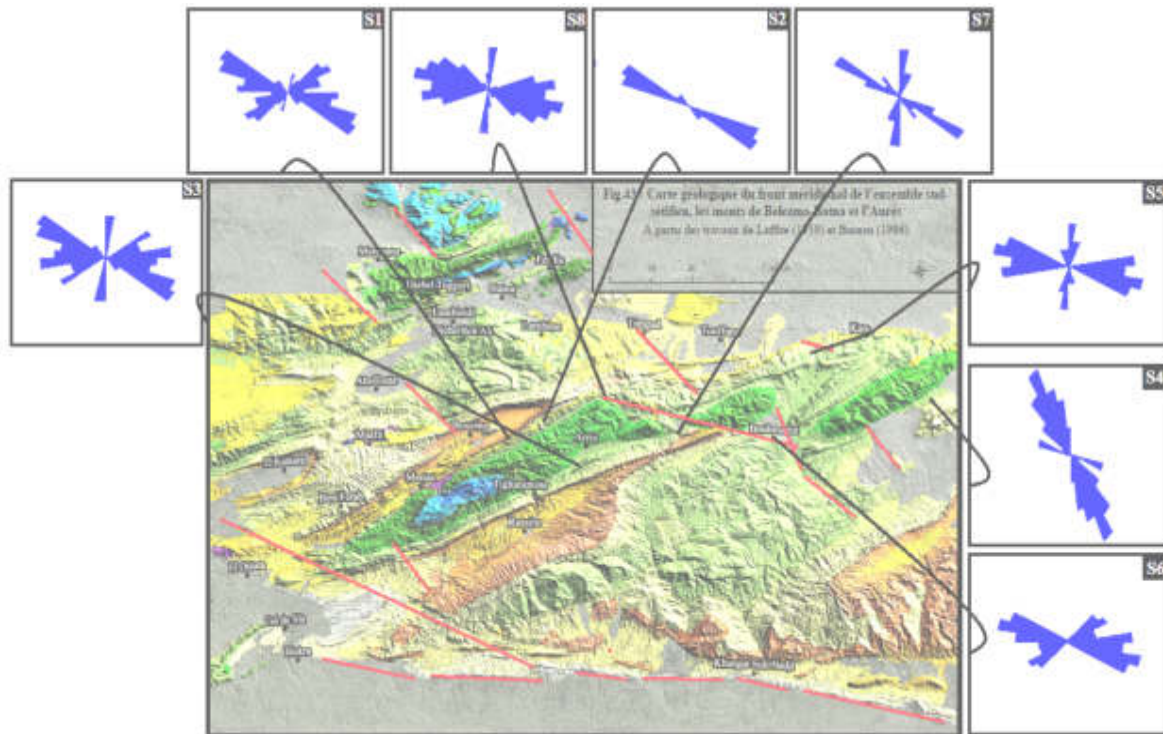


Figure IV.11Interprétation microtectonique par rosaces significatives des directions globales de microstructures tectoniques trouvées sur terrain.

II.2.3.2.1. La déformation dans la bordure Est du massif

Les stations de mesures microtectoniques S4 (Ktef el Hammam) et S5 (Bou Lerhmane), présentent des indices microtectoniques bien visible à l'échelle de l'affleurement. L'analyse est basée sur des observations de terrains complétées par les résultats quantitatifs du traitement des microfailles mesurées essentiellement dans les formations du Crétacé. Ce traitement nous permet de mettre en évidence les déformations suivantes :

- **La station de Ktef El Hammam (S4)** a présenté des microstructures variées dans les formations cénomano-turonniennes de genre: failles décrochantes dextres de direction N120°E, Faille inverse N90°E, décrochements senestres N-S et fentes de tension N130°E; engendrés par la phase N150°E. Le pendage générale des couches est de 65°E vers le SE. [PLI - Ph. 3, 4, 6,8]

- **La station de Bou Lerhmane (S5)** a été effectuée au niveau de la série cénomanienne et engendré: faille inverse N80°E; failles normale N170°, fentes en échelon N140°E, décrochement dextre N140°E; faille décrochante senestre NS à N50°E; faille inverse N110°E à 90°E, fentes de tension N20°E et en échelon N50°E. [PLI - Ph. 1, 2, 5,7]

Les directions de contraintes de type compressif définies par l'analyse des différentes populations de failles et de microfailles définissent trois phases compressives, leurs tenseurs sont comme suit :

CHAPITRE IV : INTERPRÉTATION STRUCTURALE

Une phase de compression ayant ($\sigma_1=N20^\circ E$) attachée au Plio-quaternaire, engendrant des failles inverses $N110^\circ E$, fentes en échelon $N50^\circ$ ainsi que décrochement dextre $N50^\circ$, au niveau de la station de Bou Lerhmane (S5),

Une compression est définie par le tenseur ($\sigma_3=NNW-SSE$) dite Laramienne d'âge crétacé (Guiraud, 1973), a généré : faille inverse $N80^\circ$, failles normale $N170^\circ$ et fentes en échelon $N140^\circ$ au niveau de la station (S5).

Une compression avec ($\sigma_2 =N150^\circ E$) dite atlasique ou Priabonienne (Guiraud, 1973 ; Vila, 1980) d'âge fini Lutétien, soulignée à la fois par des décrochements senestres $N0-S$, failles décrochantes dextres de direction $N120^\circ E$, fentes de tension $N130^\circ E$. Cette phase a été mise en évidence dans les trois stations (S4), (S5) et (S6).

Une compression définie par une direction pratiquement ($\sigma_4 = N-S$) d'âge post Miocène a engendré les microstructures suivantes: faille inverse $N90^\circ E$ à $N100^\circ E$, faille normale $N-S$ et plans stylolithiques $N170^\circ E$, Cette phase est mise en évidence dans la station (S4) et (S5)..

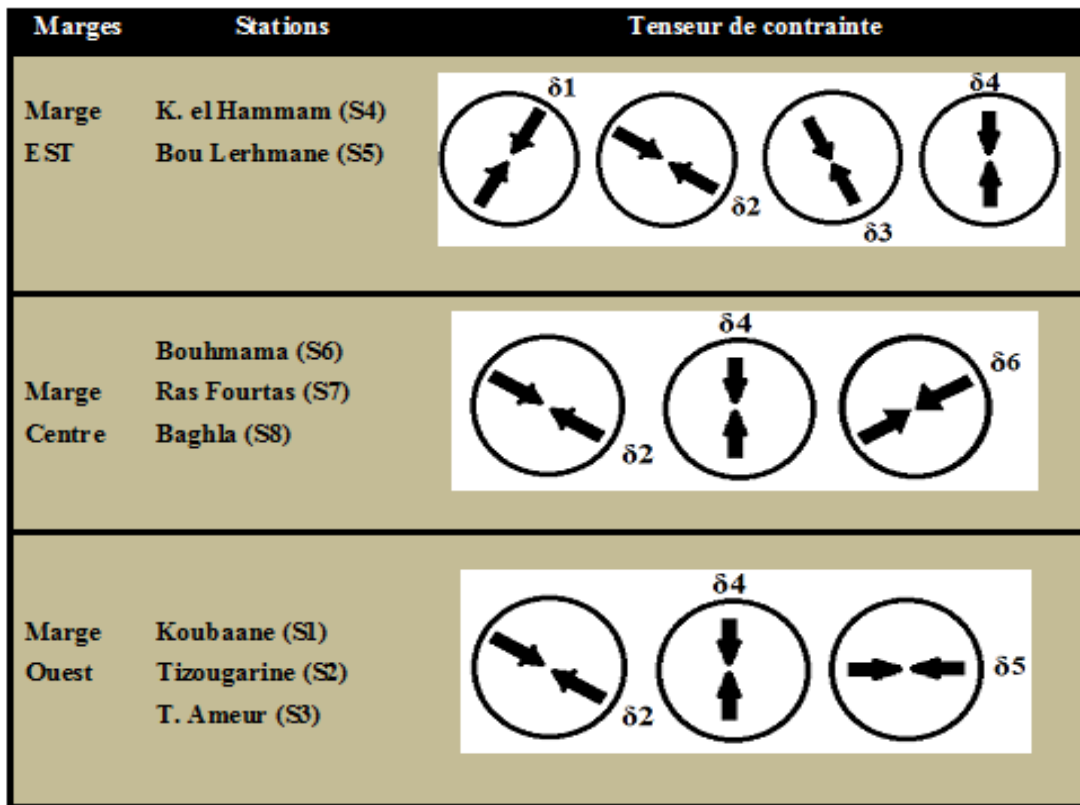


Figure IV.12 Principaux tenseurs de contraintes tectoniques affectant le bassin des Aurès, selon les différentes stations de mesure.

PLANCHE I

Ph. 1- Un accident en faille senestre de direction N50°E, illustré par un miroir présentant des stries. Ce dernier affecte les calcaires dans le secteur de Bou Lerhmane.

Ph 2- Accident en faille senestre de direction N-S affectant les corniches du Cénomaniens, dans le secteur de Bou Lerhmane.

Ph. 3- Plan de miroir indiquant un mouvement inverse de direction N90°E et affectant les calcaires du secteur de Ktef el Hammam. Présentant des stylolithes de direction N90°E.

Ph. 4- Un couloir de failles décrochantes dextres de direction N150°E, présentant des fentes en échelon dans le secteur de Ktef el Hammam.

Ph. 5- Un miroir de faille décrochante dextre de direction N150°E affectant les corniches du Cénomaniens dans le secteur de Bou Lerhmane.

Ph. 6- Un plan de faille normale de direction N 140°E présentant des niches d'arrachement dans le secteur de Ktef el Hammam.

Ph. 7- Plan de miroir indiquant deux mouvements différents (inverse N110°E– décrochement) liés probablement à deux phases tectoniques différentes affectant les calcaires du secteur de Bou Lerhmane.

Ph. 8- Décrochements senestres de direction N-S affectant les marnes-calcaires cénomaniens dans le secteur de Ktef el Hammam.

PLANCHE I



II.2.3.2.2. La déformation dans le centre du massif

Les stations de mesures microtectoniques de Bouhmama SE (S6), de Ras Fourtas (S7), et de Barhla (S8) ont donné les mesures suivantes :

- **La station de Bouhmama S (S6)** : se localise au Sud de Bouhmama au niveau de Dj Tarzout, dans ses formations cénomaniennes se présentent les structures suivantes : faille normale N160°E, faille inverse N70°E à N90°E, et décrochement dextre N130°E avec des fentes en échelon de direction N130°E. Une structure plissée a été mise en évidence au niveau de Dj Tarzout c'est un pli de direction NW-SE reposant sur une faille inverse ; d'origine dextre mais réactivée en inverse, de même direction de sort d'un chevauchement local, probablement créé par une compression de direction N40°E ; qui correspond probablement à la phase plio-quaternaire (Marmi, 1995). Ces structures sont probablement le résultat de la phase atlasique et la phase alpine.

- **La station de Ras Fourtas (S7)** : située au SE de Medina, est caractérisée par des formations cénomano-turonniennes l'analyse microtectonique a permis de mettre en évidence peu de microstructures tels que : faille inverse N90°E, faille normale N-S et plans stylolithiques N170°. D'autre structure comme faille normale de direction N40°E et diaclases N50°E.

- **La station de Barhla (S8)** : située à l'Est de Dj Bou Tlarmine, est affectée principalement par des structures de direction E-W (faille inverse N90°E à N100°E) avec d'autres structures tel que : faille décrochante senestre N-S ; dextre N150°E ; fentes de tension N30°E. Ces déformations ont été remarquées dans des terrains Cénomano-turonniens.

Les tenseurs de contraintes définis par l'analyse des populations de microfailles cassantes caractérisent trois états de contraintes: une phase de compression de direction ($\sigma_2 = N150^\circ E$) d'âge fini Lutétien responsable de la formation des décrochements senestres NS, décrochement dextre N130°E, faille normale N160°E, et fentes en échelon N130°E.

Une deuxième compression définie par une direction pratiquement ($\sigma_4 = N-S$) d'âge post Miocène a engendré les microstructures suivantes: faille inverse N90°E à N100°E, faille normale N-S et stylolithes N170°E, décrochement senestre N50°E, et fentes en échelon N30°. Cette phase est mise en évidence dans la station (S8).

La troisième compression ($\sigma_6 = N40^\circ E$) de moindre importance, modestement enregistrée est mise en évidence dans la station (S6) (S7) et (S8), affectent les terrains du Cénomanien supérieur et Turonien inférieur, est marquée par des failles normales N40°E et dextre N150°E. Elle correspond probablement à la phase Pliocène (Marmi, 1995).

PLANCHE II

Ph. 1- Fentes en échelon de direction N150°E affectant les calcaires du secteur de Bouhmama.

Ph 2- Accident en faille normale de direction N-S illustré par un miroir en calcite présentant des stries et des niches d'arrachements, affectant les calcaires du Cénomaniens, dans le secteur de Ras Fourtas.

Ph. 3- Fentes de tension de direction N30°E dans le secteur de Baghla.

Ph. 4- Un miroir de faille en jeu normale de direction N160°E avec des niches d'arrachement. Il est observé dans le secteur de Bouhmama.

PLANCHE II



II.2.3.2.3. La déformation dans la bordure Ouest du massif

Cette bordure est composée essentiellement de terrains céno-mano-turonien. Les déformations caractérisant la marge Ouest du massif de l'Aurès sont marqués le plus souvent par des décrochements dextre N130°E, fentes de tension N130°E et des failles normales N165°E et des diaclases N165°E-N70°E; failles inverse N50°E ainsi que des décrochements dextres N155°E et fentes en échelon de direction N155°E, dans les deux stations de Koubaane (S1) et Tizougarine (S2).

Tandis que la station de Taghrout Aneur (S3), se caractérise par peu de fractures, caractérisée essentiellement par des failles normales de direction N160°E et des

CHAPITRE IV : INTERPRÉTATION STRUCTURALE

décrochements dextres N135°E; une faille normale N90°E, une fente de tension N100°E et décrochement senestre N180°E.

Les tenseurs de contraintes définis par l'analyse de ces dernières mesures caractérisent les contraintes suivantes : une compression ($\sigma_2 = N150^\circ E$) d'âge fini lutétien, une deuxième compression ($\sigma_4 = N - S$) d'âge post-miocène et une troisième compression ($\sigma_5 = N90^\circ E$).

PLANCHE III

Ph. 1- Un accident en faille inverse de direction $N50^{\circ}E$, illustré par un miroir présentant des bancs de calcaires décalés. Ce dernier affecte les calcaires du secteur de Koubaane (Theniet el Abed).

Ph. 2- Accident en faille dextre de direction $N130^{\circ}E$ affectant les calcaires du Cénomanién. Dans le secteur de Tizougarine.

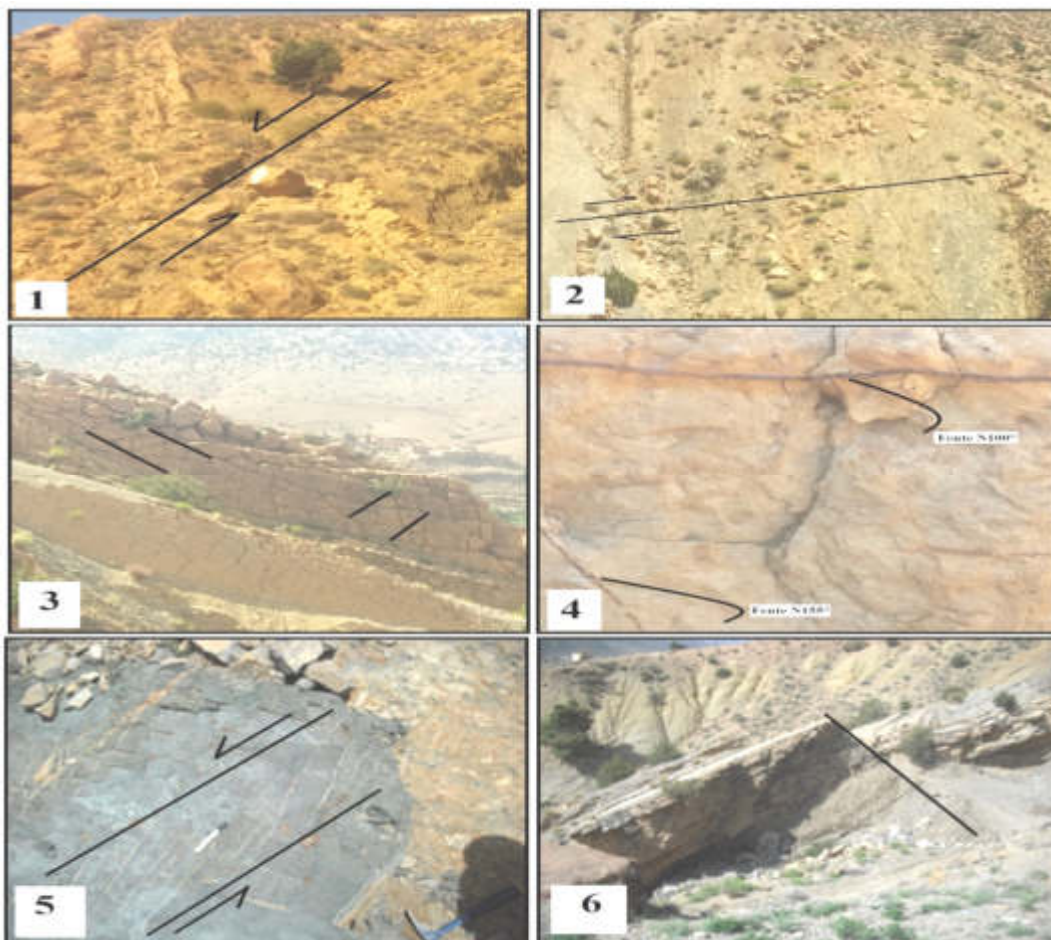
Ph. 3- Plans de diaclases de directions variés ($N165^{\circ}E$ et $N70^{\circ}E$) affectant les calcaires du secteur de Koubaane (Theniet el Abed).

Ph. 4- Deux fentes de tension présentant deux directions différentes ($N100^{\circ}E$ et $N130^{\circ}E$), ces fentes sont replis par du fer. Elles sont observées dans le secteur de Tizougarine.

Ph. 5- Un miroir de faille décrochante senestre de direction $N180^{\circ}E$ affectant les calcaires du Cénomanién dans le secteur de Taghrout Ameur (Arris).

Ph. 6- Un plan de faille normale de direction $N 160^{\circ}E$ affectant les marnes-calcaires du Cénomanién basal dans le secteur de Taghrout Ameur (Arris).

PLANCHE III



III. Contexte géodynamique

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

La cartographie effectuée dans le bassin des Aurès et ces environnements montre clairement que l'architecture et la géométrie en surface de ces structures plissées étaient élaborées sur des formes géométriquement résultant de la phase atlasique, réactivées et dérangées par la phase post-miocène.

Nous avons remarqué que ces anticlinaux sont affectés par des accidents cartographiques de direction NW-SE, engendrant une forme de blocs basculés. Ainsi dans le centre du massif au niveau de Theniet el Abed les pendages sont accentués à l'Ouest, ensuite vers Arris la direction du pendage change et devient pratiquement verticale. En allant toujours vers l'Est mais cette fois ci dans la partie nord orientale du massif, le pendage tend vers l'Est. Les accidents décrits par Ghandriche (1991) et par Marmi (1995) affectent exclusivement les structures citées ci-dessus, d'où leurs synchronismes ou postériorité par rapport aux plis affectés.

L'analyse des populations de microfailles réalisées dans la série céno-mano-turonienne du bassin des Aurès confirme l'implication des épisodes compressifs de déformations qui se sont manifestés au Crétacé (NNW-SSE), à l'Eocène terminale- fini-lutétien (N150°E), à l'Eo-Oligocène (E-W), à l'Aquitano-Burdigalien (direction de raccourcissement N40°E), au Post-Miocène (N-S) et au Plio-Quaternaire (N20°E).

Une dynamique chevauchante ayant induit une poussée vers le sud des différentes structures est rattachable à la dernière phase compressive. Ils ont généré des failles généralement décrochantes NW-SE dextres et N-S senestres, des failles normales et inverses de directions E-W et des failles normales et inverses NW-SE. Les deux accidents chevauchants au centre du bassin de Dj Ichmoul et Chelia constituent des accidents avec un décollement probable au niveau du Trias.

Conclusion

L'étude structurale de l'Aurès à partir des données de terrain et de télédétection a permis de constater que la région a été affectée par plusieurs évènements tectoniques qui se sont succédé depuis le Trias, et surtout durant le Tertiaire. Ceux-ci se manifestent, par de

CHAPITRE IV : INTERPRÉTATION STRUCTURALE

grands plis de direction NE-SW générés par la phase atlasique, tandis que la phase alpine a généré les plis E-W d'extension modérée et le jeu dextre des accidents NW- SE.

L'analyse linéamentaire montre que ces grands axes sont accompagnées par un système de fracturation important, avec des familles regroupées selon leurs directions et l'ordre de dominance, en trois famille principales : -La famille NW-SE ; -La famille E-W et -La famille N-S.

L'analyse microtectonique à partir des mesures de terrain relevées en différentes stations de mesures a permis de déduire les tenseurs de contrainte suivants:

- 1- La Phase compressive $\sigma_1 = N20^\circ E$ à composantes : ($\sigma_1 = 20^\circ$, $\sigma_2 = 75^\circ$, $\sigma_3 = 110^\circ$)
- 2- La phase compressive $\sigma_2 = N150^\circ E$ dont : ($\sigma_1 = 150^\circ$, $\sigma_2 = 195^\circ$, $\sigma_3 = 240^\circ$)
- 3- La phase de compression $\sigma_3 = NNW-SSE$ dont : ($\sigma_1 = 170^\circ$, $\sigma_2 = 215^\circ$, $\sigma_3 = 260^\circ$)
- 4- La phase de compression $\sigma_4 = N - S$ où les composantes : ($\sigma_1 = 0^\circ$, $\sigma_2 = 45^\circ$, $\sigma_3 = 90^\circ$)
- 5- La phase compressive $\sigma_5 = N90^\circ E$ dont : ($\sigma_1 = 90^\circ$, $\sigma_2 = 135^\circ$, $\sigma_3 = 180^\circ$)
- 6- La phase compressive $\sigma_6 = N40^\circ E$ dont : ($\sigma_1 = 40^\circ$, $\sigma_2 = 85^\circ$, $\sigma_3 = 130^\circ$)

CONCLUSION GÉNÉRALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le présent travail représente une étude pluridisciplinaire de la série Cénomaniennne de la région située entre Batna et Khenchela, appartenant à un domaine paléogéographique bien distinct ; le domaine atlasique Nord oriental, basé sur un couplage de données: sédimentaires, lithostratigraphiques, structurales et géochimiques et ce, pour une meilleure compréhension de l'évolution des paléoenvironnements marins au cours du Cénomaniennne ainsi que sa transition importante vers le Turonien (le passage Cénomaniennne-Turonien).

Cette tentative a permis aussi d'établir des corrélations stratigraphiques avec d'autres régions du domaine Boréale et Téthysien. Trois coupes géologiques ont été sélectionnées où les affleurements sont abondants et la coupure, entre le Cénomaniennne supérieur et le Turonien inférieur, est aisée à suivre. Du Sud-Ouest au Nord-Est ; la coupe de Koubaane (Thniet el Abed) ; la coupe de Taghrout Aneur (Arris) et la coupe de Ktef el Hammam (Khenchela).

Du point de vue lithostratigraphique, les affleurements attribués au Cénomaniennne sont organisés en deux formations lithostratigraphiques bien distinctes, selon leur caractères lithologiques et sédimentologiques, séparées par une discontinuité d'ampleur régionale marquée sur le terrain par une surface à faune pyriteuse et à polygones de dessiccation au toit d'un niveau calcaire et par un contraste lithologique entre deux entités hétérogènes :

- Formation Fahdene (équivalente à Marnes de Smail en Algérie) ;
- Formation Bahloul (équivalente à dolomies de l'Oued Skhoun en Algérie).
- Membre Annaba

Des variations latérales de faciès ont été observées au sein de chaque formation.

(1) La Formation « Fahdene » est formée de trois unités :

- L'unité I « Marnes à rare intercalations de calcaires argileux »
- L'unité II «Marnes-calcaires lumachéliques»
- L'unité III «Alternance marno-calcaire»

(2) La Formation « Bahloul » est formée d'une seule unité :

- L'unité IV «carbonatée»

L'application des concepts de la biostratigraphie sur l'ensemble des foraminifères planctoniques et les ammonites collectées a permis d'une part de caractériser six biozones d'ammonites :

- *Mantelliceras cf. mantelli* biozone (Cénomaniennne inférieur)
- *Mantelliceras dixoni* biozone (Cénomaniennne inférieur)

- *Cunningtoniceras inerme* biozone (Cénomaniens moyen)
- *Acanthoceras cf. rhotomagense* biozone (Cénomaniens moyen)
- *Acanthoceras amphibolum* biozone (Cénomaniens moyen)
- *Eucalycoceras pentagonum* biozone (Cénomaniens supérieur)

Et de déterminer aussi cinq biozones de foraminifères :

- biozone à *Thalmaninella brotzeni* (*Globotruncanoides*)
- biozone à *Thalmaninella reicheli* (Cénomaniens moyen)
- biozone à *Rotalipora cushmani* (Cénomaniens moyen à supérieur)
- biozone à *Whiteinella archaeocretacea* (Cénomaniens sup. à Turonien inf.)
- biozone à *Helvetoglobotruncana helvetica* (Turonien inférieur)

Ces différents biozones sont calibrés par la suite avec d'autres régions voisines du domaine Téthysien et du domaine Boréal.

D'autre part elle a permis dans certaines coupes, de préciser les passages Albo-Cénomaniens, Cénomano-Turonien, ainsi les passages Cénomaniens inférieur- Cénomaniens moyen et Cénomaniens moyen-Cénomaniens supérieur.

Les milieux de dépôt appartiennent à une plate-forme carbonatée à faible pente sur laquelle, de l'extérieur vers l'intérieur, se succèdent trois environnements majeurs : (1) une plate-forme ouverte aux eaux calmes de milieu infratidal, (2) une plate-forme moyenne de milieu infratidal moyen à supérieur peu ouvert et (3) une plate-forme restreinte, avec quelques évaporites, s'étendant de l'infratidal à l'intertidal élevé.

L'enchaînement des différents sédiments cénomaniens s'agencent en 6 séquences de dépôt et à développement inégal, limitées par des discontinuités à caractère régional, à tendance régressive dans l'allure générale est transgressive. La dernière séquence s'achève avec le retour aux conditions profondes concomitantes d'une hausse eustatique et dépôt de sédiments pélagiques caractérisant un intervalle transgressif (IT) et s'inscrit dans le cycle eustatique majeur téthysien de troisième ordre.

Les résultats de l'analyse de la matière organique dans les différentes coupes ont montré des taux de (COT) variables d'un secteur à un autre ; 0.90% à Koubaane ; 0.68% à Taghrout Amour et 1% à Khenchela). Ces taux caractérisent les intervalles transgressifs se rapportaient le Cénomaniens inférieur et au passage Cénomaniens-Turonien.

L'analyse des résultats de la matière organique des échantillons de Taghrout Amour ont montré une faible teneur en carbone organique total (COT) qui varie de 0.18 à 0.68% de roche. La projection des résultats sur le diagramme IH/Tmax confirme que la matière organique est de type II/III et les valeurs de Tmax variant entre 440 et 450°C suggèrent que la

matière organique analysée est mature et peut générer d'huile et du gaz. Tandis que les résultats de la pyrolyse Rock Eval des échantillons de Ktef el Hammam admettent des teneurs en matière organique (COT) moyennes variant entre 0.15 et 1.07 % de la roche. La projection des résultats sur le diagramme IH/Tmax confirme que la matière organique est de type II et les valeurs de Tmax variant entre 440° et 430°C suggèrent que la matière organique analysée est mature et peut générer d'huile et de gaz.

Les valeurs de COT au niveau de la région de Koubaane sont faibles de l'ordre 0.90%. Le taux d'oxydation dans ces échantillons est important, donc le rendement est très faible. D'autres techniques géochimiques sont nécessaires pour confirmation.

L'analyse linéamentaire montre que ces grands axes sont affectés par un système de fracturation important avec des familles regroupées selon leurs directions et l'ordre de dominance, en trois familles principales : la famille NW-SE ; la famille E-W et la famille N-S.

L'analyse microtectonique à partir des mesures de terrain relevées de différentes stations de mesures permettent de déduire les tenseurs de contrainte suivants :

- 1- La Phase compressive $\sigma_1 = N20^\circ E$ dont les composantes : ($\sigma_1 = 20^\circ$, $\sigma_2 = 75^\circ$, $\sigma_3 = 110^\circ$) au Plio-Quaternaire.
- 2- La phase compressive $\sigma_2 = N150^\circ E$ dont : ($\sigma_1 = 150^\circ$, $\sigma_2 = 195^\circ$, $\sigma_3 = 240^\circ$) d'âge l'Eocène terminale- fini-lutétien.
- 3- La phase de compression $\sigma_3 = NNW-SSE$ dont : ($\sigma_1 = 170^\circ$, $\sigma_2 = 215^\circ$, $\sigma_3 = 260^\circ$) d'âge Crétacé.
- 4- La phase de compression $\sigma_4 = N - S$ où les composantes : ($\sigma_1 = 0^\circ$, $\sigma_2 = 45^\circ$, $\sigma_3 = 90^\circ$) au Post-Miocène.
- 5- La phase compressive $\sigma_5 = N90^\circ E$ dont : ($\sigma_1 = 90^\circ$, $\sigma_2 = 135^\circ$, $\sigma_3 = 180^\circ$) à l'Eo-Oligocène.
- 6- La phase compressive $\sigma_6 = N40^\circ E$ dont : ($\sigma_1 = 40^\circ$, $\sigma_2 = 85^\circ$, $\sigma_3 = 130^\circ$) à l'Aquitano-Burdigalien.

Annexes

ANNEXE I



Calycoceras (Calycoceras) naviculare (MANTELL 1822)



Eucalycoceras pentagonum



Pseudaspidoceras flexuosum



Neocardioceras



Neolobites vibrayanus



Watinoceras sp.

ANNEXE II



Mantelliceras dixonii (Cén-inf)



Calyoceras (Newboldiceras) asiaticum (Cén-moy)



Acanthoceras ambibolum



Calyoceras (newboldiceras) asiaticum



Kamerunoceras (Turonien inf)?



Pseudocalyoceras harpax (Stoliczka 1864)



Sharpeiceras laticlavium

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques

A

1. ACCARIE, H., ROBASZYNSKI, F., AMEDRO, F., CARON, M. & ZAGRARNI, MF. (2000). Stratigraphie événementielle au passage Cénomaniens–Turonien dans le secteur occidental de la plate-forme de Tunisie centrale (formation Bahloul, région de Kalaat Senan). *Ann Mines Géol*, Tunisie 40: 63–80.
2. ABED, A.M. & SCNEIDER, W. 1980. A general aspect in the genesis of nodular limestones documented by the upper cretaceous limestones of Jordan. *Sedimentary Geology* 26, 329–335.
3. ADDOUM, B. 1995. L'Atlas Saharien Sud-Oriental. Cinématique des plis chevauchements et reconstitution du bassin du Sud-est constantinois (confins Algéro-tunisiens) (Thèse). Université de Paris Sud, Orsay, France. Published thesis.
4. AIGNER, T., 1982. Calcareous tempestites: storm-dominated stratification in Upper Muschelkalk limestones (Middle Trias, SW-Germany). In: G. Einsele, A. Seilacher, (eds), Cyclic and event stratification, *Springer-Verlag*, Berlin, 180-198.
5. AMÉDRO, F. 1986. Biostratigraphie des craies cénomaniennes du Boulonnais par les Ammonites. *Annales de la Société Géologique du Nord*105, 159–167.
6. AMÉDRO, F. 1992. L'Albien du Bassin anglo parisien : Ammonites, zonation phylétique, séquence. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production elf-aquitaine*16(1), 187–233.
7. AMÉDRO, F. 1993. La lithostratigraphie et les biofaciès : des outils de corrélations dans les craies cénomaniennes du détroit du Pas de Calais. *Annales de Société Géologique du Nord*2(2), 73–80.
8. AMÉDRO, F. & ROBASZYNSKI, F. 1999. Les craies cénomaniennes du Boulonnais. Comparaison avec l'Aube (France) et le Kent (Royaume-Uni). *Géologie de France* (2), 33–53.
9. AMÉDRO, F. & ROBASZYNSKI, F. 2001a. Les craies cénomaniennes du Cap Blanc-Nez (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Extension de niveaux-repères du bassin anglo-parisien (Boulonnais, Kent, Normandie) à l'Allemagne du Nord. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*87, 9–29.

10. AMÉDRO, F. & ROBASZYNSKI, F. 2001B. Les craies turoniennes du Boulonnais (France) au regard de la stratigraphie événementielle. Comparaison avec le Kent (UK) et la Normandie. *Bulletin de la Société Géologique de Normandie et des Amis du Muséum du Havre*87, 31–49.
11. AMÉDRO, F. 2002. Plaidoyer pour un étage Vraconnien entre l'Albien sensu stricto et le Cénomaniens (Système Crétacé). *Académie Royale de Belgique, Mémoire, Bruxelles, (Classes des Sciences) IV*, 128, 9 pls.
12. AMÉDRO, F., ACCARIE, H. & ROBASZYNSKI, F. 2005. Position de la limite Cénomaniens-Turonien dans la formation Bahloul de Tunisie central : apports intégrés des ammonites et isotopes du carbone ($\delta^{13}C$). *Eclogae Geologicae Helvetiae*98, 151–167.
13. AMÉDRO, F. 2008. Support for a Vraconnian Stage between the Albian *sensu stricto* and the Cenomanian (Cretaceous System). *Carnets de Géologie* 8(M02), 83 pp.
14. AMÉDRO, F. & ROBASZYNSKI, F. 2008. Zonation by ammonites and foraminifers of the Vraconnian-Turonian interval: A comparison of the Boreal and Tethyan domains (NW Europe / Central Tunisia). *Carnets de Géologie*02, 1–5.
15. ANDERSON, E.M. (1951). - The Dynamics of faulting and dike formation with applications to Britain. Londres, Edinburg, Olivier and Boyd, 2nd éd, 206 p, 39 fig, 1951.
16. AOUISSI, R., SALMI-LAOUAR, S., FERRE, B. 2018. Macro-invertébrés du Cénomaniens du Djebel Metrassi (Batna, NE Algérie): Systématique et biostratigraphie. *Estudios Geológicos*, 2018, 74(2), 1-40.
17. ARIS, Y. 1994. Etude tectonique et microtectonique des séries jurassiques à plio-quaternaire-du Constantinois (Algérie nord-orientale) : Caractérisation des différentes phases de déformation. Thesis, University Nancy I, France, 215 pp.
18. ARTHAUD, F. & MATTAUER, F. 1969. Méthode de détermination graphique des directions de raccourcissement, d'allongement et intermédiaire d'une population de failles. *Bull. Soc. Géol. France*, (7), XI, 729-737.
19. ARTHAUD, F. & CHOUKROUNE, P. 1972. Méthode d'analyse de la tectonique cassante à l'aide des microstructures dans les zones peu déformées. Exemple de la plate-forme Nord- Aquitaine. *Rev. Inst. Fr. Pét.*, V. 27, 715-732.
20. ATABEKIAN, A. A. 1985. Turrilitids of the late Albian and Cenomanian of the southern part of the USSR. *Trudy Medved. Stratigrafii SSSR* 14, 112 pp.

B

21. BAIN, R.J., & FOOS, A.M. 1993. Carbonate microfabrics related to subaerial exposure and paleosol formation. In Rezak, R., and Lavoie, D., eds., carbonate microfabrics: New York, *Springer-Verlag, Frontiers in Sédimentology*. 19-27.
22. BARRELL, J., 1917. Rhythms and the measurements of geologic time, *American Geological Society, Bulletin*, 28, 745-904.
23. BATES, R.L., JACKSON, J.A., 1987. Glossary of Geology. *American Geological Institut*, Alexandria, 788p.
24. BAUDIN, F. 1995. Depositional controls on Mesozoic source rocks in the Tethys. In: A.Y. Huc (ed.) Paleogeography, Paleoclimates and Source Rocks. *AAPG Studies in Geology*, 40, 191-211.
25. BAUDIN, F., MOULLADE, M. & TRONCHETTI, G. 2008. Characterization of the organic matter of upper Bedoulian and lower Gargasian strata in the historical stratotypes (Apt and Cassis-la-Bédoule areas, SE France). *Carnets de Géologie*, Brest, Letter 2008/01 (CG2008_L01), 1–9.
26. BASSOULET, J.P. 1973. Contribution à l'étude stratigraphique du Mézosoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). Thèse Doct. Etat. Université Paris VI, 2t, 497 pp.
27. BELLION, Y. J. 1972. Etude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des Monts de Bélezma (Algérie). Thèse de Doctorat de 3ème cycle, Paris 6, 186 pp.
28. BENABBES, C. 2006. Evolution mio-plio-quadernaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale : apport de la photogéologie et analyse morphostructurale. Thèse de doctorat, université de Constantine, 255 pp.
29. BENGTON, P. 1996. Cretaceous ammonites of Brazil. In W. Kuhnt (ed.): Jost Wiedmann Symposium, 207–213. Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Kiel, Berichte– Reports 76.
30. BENKHEROUF, F. 1987. Microbiostratigraphie et paléoenvironnement des marnes cénomaniennes du Djebel Dyr (Tébessa, Algérie). *Revue de Micropaléontologie*, 30: 69-78.
31. BENMANSOUR, S. 2016. La série Campano-Maastrichtienne de l'anticlinal de Dj. El Azreg : lithostratigraphie, paléobiodiversité et sédimentologie (Aurès, Algérie orientale). *Thèse de Doctorat, Université Batna 2* : 304 pp.

32. BENMESSAOUD, H. 2010. Etude de la vulnérabilité à ladésertification par des méthodes quantitatives dans le massif des Aurès (Algérie). Thèse de Docteur en Aménagement de Territoire, Université de Batna, 227 pp.
33. BENSEKHRIA, A., MARMI, R., & YAHIAOUI, A. 2019. Cenomanian and lower Turonian relative chronology and palaeoenvironmental framework of the Nouader site (Aures Basin, Northeastern Algeria). *Geological Magazine*, 1-15.
34. BENYOUCEF, M., MEISTER, C., BENSALAH, M. & MALTI, F. 2012. La plateforme pré-africaine (Cénomanién supérieur-Turonien inférieur) dans la région de Bechar (Algérie): Stratigraphie, paléoenvironnement et signification paléobiogéographique. *Revue de Paléobiologie* 31(1), 205–218.
35. BENYOUCEF, M., MEISTER, C., MEBARKI, K., LÄNG, È., ADACI, M., CAVIN, L., MALTI, FZ., ZAOUI, D., CHERIF, A. & BENSALAH, M. 2016. Evolution lithostratigraphique paléoenvironnementale et séquentielle du Cénomanién-Turonien inférieur dans la région de Guir (Ouest algérien). *Carnets de Géologie* 16(9), 217–296.
36. BERTRANEU, J. 1952. Le massif de Bou Taleb. Publ. XIX. C.G.I Alger, Monogr. Reg., 1ère série, n° 5, 84 pp, 22 fig., 1 carte h.t, Alger.
37. BERTRANEU, J. 1955. Contribution à l'étude géologique des Monts du Hodna. (1) Le massif du Bou Taleb. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie* 4, 189.
38. BICE, K.L. & Norris, R.D. 2002. Possible atmospheric CO₂ extremes of warm mid- Cretaceous (Late Albian –Turonian) Paleooceanography 17, 1–17.
39. BIJU-DUVAL .B, 1974. Carte géologique et structural des bassins tertiaires du domaine méditerranéen : Pêtr, vol XXIX, n^o5, 607-639.
40. BIREKLUND, T., HANCOCK, J. M., HART, M. B., RAWSON, P. F., REMANE, J., ROBASYNSKI, F., SCHMID, F. & SURLYK, F. 1984. Cretaceous stage boundary proposals. *Bulletin of Geological Society* 33, 3–20.
41. BLES, J.L. 1969. Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille Morsott (Sud- Est constantinois, Algérie). Les microfractures et leurs relations avec les failles et les plis. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, nouv. Série*, Bull. n° 39, 7-17, 8 fig.
42. BOUILLIN, J.P. 1986. Nouvelles hypothèses sur la structure des Maghrébides. C.R. Acad. Sc. Paris, t.296, Série II, p.1329-1332.

43. BOUILLIN.J.P & RAOULT J.F. 1971.Présence sur le socle du Constantinois d'un olistostromélié au charriage des flyschs ; le Numidien peut-il être néo-autochtone ? I bid. XIII, pp. 338-362, 8fig.
44. BOURCART, J., RICOURE, J., 1952. Essais sur les conditions de sédimentation des niveaux salifères du Trias. *Comptes Rendues du 19ème Congrès Géologique International*, Alger, Section 13, fascicule 13, 35-37.
45. BOUMAAZA, L. 2000. Les Ostreoidea du Crétacé supérieur de l'Algérie. Etude systématique, contexte biostratigraphique et paléobiogéographique. *Magistère en Sciences de la terre, Usthb, Alger* : 169 pp.
46. BROMLEY, R.G., 1975. Trace fossils at omission surfaces. In: The Study of Trace Fossils (Ed. R.W. Frey), *Springer-Verlag*, New York, 399-428
47. BROMLEY, R.G., HANKEN, N.M., 1991. The growth vector in trace fossils: examples from the Lower Cambrian of Norway. *Ichnos*, 1, 261-276.
48. BRONGNIART, A. 1822. Sur quelques terrains de Craie hors du Bassin de Paris, pp. 80–101. In CUVIER, G. & BRONGNIART, A. Description géologique des environs de Paris. 3rd ed. pp. 428. Dufour et D'Ocagne ; Paris.
49. BUATOIS, L.A., GINGRAS, M.K., MACEACHERN, J., MANGANO, M.G., ZONNEVELD, J.P., PEMBERTON, S.G., NETTO, R.G., MARTIN, A., 2005. Colonization of brackish-water systems through time: Evidence from the trace-fossil record. *Palaios*, 20, 321-347
50. BUREAU, D. 1967. Description d'un chevauchement sur le flanc méridional du Dj. Touggourt (Monts du Bélezma).C.R.Soc.Géol.Fr.19 Juin 1967,237-239,1 coupe.
51. BUREAU, D.1970. Principaux traits de la structure des Monts du Belezma (Algérie).B.S.G.F. 2, 210-213.
52. 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
53. BUREAU, D. 1974. Rôle du magmatisme dans l'interprétation paléogéographique des régions aurésiennes. 2e R. A. S.T., 86
54. BUREAU, D. 1975. Esquisse géologique des Monts de Bélezma-Aurès, Algérie. Publ. Serv. Carte. Algérie, Bull. N°45,75-92
55. BUREAU, D. 1986. Approche sédimentaire de la dynamique structurale : Evolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale de la fosse saharien (Sud-Ouest constantinois et Aurès, Algérie). Thèse Doct.ès sci.,Univ. Pierre et Marie Curie, Paris, 2 vol., 1re partie 441 p., 1 pl. h.t. Annexe 338 pp.

56. BUROLLET, P.F., DUMESTRE, A., KEPPEL, D. & SALVADOR, A. 1952-1954. Unités stratigraphiques en Tunisie centrale. *CM. XIXe Congrès Géologie Internationale, Alger*, fasc. 21, 243–254.
57. BUROLLET, P.F. 1956. Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. Thèse Sc. *Annales des mines et de la géologie* 18, 350 pp.

C

58. CAVIN, L., TONG, H., BOUDAD, L., MEISTER, M., PIUZ, A., TABOUELLE, J., AARAB, M., AMIOT, R., BUFFETAUT, E., DYKE, G., HUA, S., LE LOEUFF, J., 2010. Vertebrate assemblages from the Early Late Cretaceous of Southeastern Morocco: *An overview. Journal of African Earth Sciences*, 57, 391-412.
59. CALLAPEZ, P.M., 2008. Palaeogeographic evolution and marine faunas of the Mid-Cretaceous western Portuguese carbonate platform. *Thalassas, An International Journal of Marine Sciences*. 24 (1), 29-52.
60. CARON, M. 1985. Cretaceous planktonic foraminifera, in BOLLI, H. M., SAUNDERS, J. B. & PERCH-NIELSEN, K., eds., *Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press*, 11–86.
61. CARON, M., DALL'AGNOLO, S., ACCARIE, H., BARRERA, E., KAUFFMAN, E.G., AMEDRO, F. & ROBASZYNSKI, F. 2006. High-resolution stratigraphy of the Cenomanian-Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and Wadi Bahloul (Tunisia): stable isotopes and bioevents correlation. *Géobios* 39, 171–200.
62. CARANNANTE, G., RUBERTI, D., SIRNA, M., 2000. Upper Cretaceous ramp limestone from Sorrento Peninsula (Southern Apennines, Italy): micro-and macrofossil associations and their significance in depositional sequence. *Sedimentary Geology*, 132, 89-123.
63. CANÉROT, J., CUGNY, P., PARDO, G., SALAS, R., VILLENA, J., 1982. Ibérica Central-Maestrazgo. In: *El Cretacico de Espana. Universidad Complutense, Madrid*, 273-344.
64. CHAABANE, K. & SALMI-LAOUAR, S. 2014. Les bioévénements dans la région d'El Guelb (El-Aouinet, Tébessa, NE algérien) : Preuves pour l'événement anoxique océanique EAO-2. *Rev. Sci. Technol., Synthèse* 28, 46-57.
65. CHAABANE, K. 2015. Le Cénomanién-Turonien du Nord de Tébessa (Nord-Est Algérie). PhD thesis, Université Badji Mokhtar, Annaba, Algeria, 153 pp.

66. CHADI, M. 1991. Etude des monts d'Ain M'Lila (Algérie Orientale). Thèse de Doctorat d'état, Université Henri Poincaré, Nancy I, 191 pp.
67. CHEBAH, M. 2007. Caractérisation sédimentologique et géochimique du Néogène, de part et d'autre de l'accident sud-atlasique, région de Biskra. Thèse de Doctorat d'état, 410p. Annexe, 10 Planche, 9 tableaux.
68. CHIKHI-AOUIEUR, F., 1998. Les Rudistes du Crétacé supérieur de l'Algérie. Etude paléontologique. Données paléoécologiques, biostratigraphiques et paléogéographiques. *Thèse Es Sci. USTHB Alger*. 198 p.
69. CHIKHI-AOUIEUR, F. 2010. L'Algérie à travers son patrimoine paléontologique : les rudistes. *BAOSEM*, Alger, 270 pp.
70. CHRISTENSEN, W.K. 1990. *Actinocamax primus* Arkhangelsky (Belemnitellidae; Upper Cretaceous). Biometry, comparison and biostratigraphy. *Paläontologische Zeitschrift* 64, 75–90.
71. CHOUBERT, G. 1952. Géologie du Maroc : Histoire géologique du domaine de l'Anti Atlas, *Monographie Régionale. XIXe Congrès Géologique International, Rabat*. Maroc.
72. CHOUBERT, G. 1956. Lexique stratigraphique du Maroc (avec la collaboration d'A. Faure-Muret). *Notes et Mémoires du Service Géologique du Maroc*, 134. 40p.
73. CLARI, P.A. DELA PIERRE, F., & MARTIRE, L., 1995. Discontinuities in carbonate successions: identification, interpretation and classification of some Italian examples. *Sedimentary Geology*, 100, 97-121.
74. CLAVEL, B. 1986. Précisions stratigraphiques sur le Crétacé inférieur basal du Jura méridional. *Eclogae Geologicae Helvetiae* 79, 319–341.
75. COIFFAIT, P.E, DURAND-DELGA, M., FEINBERG, H., LAHONDRE, J.C & MAGNE J. 1983. Age Post-Oligocène de la mise en place d'élément allochtone ultra-tellien au sud-ouest de Constantine (Algérie). *C.R.Acad. Sc. Paris*, t. 297, 735-742.
76. COIFFAIT, P.H. E. 1992. Un bassin post-nappe dans son cadre structural : L'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale). Thèse de Doctorat d'état, Université de Nancy I, 501 pp.
77. COQUAND, H. 1862. Géologie et paléontologie de la région Sud de la province de Constantine. *Mém.Soc. Emul. Province*, II, 341 pp.

78. CRUMIERE, J.P. 1990. Crise anoxique à la limite Cénomaniens – Turonien dans le bassin subalpin oriental (Sud-Est de la France) : Relation avec l'eustatisme. *Géobios Mémoire Spécial 11*, 189–203.

D

79. DELFAUD J. 1970. Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. *Bull. Soc. géol. France* ; 7ème S., t. XVI, n° 6, p. 643-650.
80. DELFAUD, J., 1986. Organisation scalaire des événements sédimentaires majeurs autour de la Méditerranée durant le Jurassique et le Crétacé. Conséquences pour les associations biologiques. *B.C.R.D.Pau*. 10, 2, 509- 535.
81. DELTEIL J. et al. 1971. Géodynamique de l'Algérie Nord-Occidentale. *C. R. somm.S.G.F. fasc.8*, 414 pp.
82. DELTEIL, J. & TURKI, M. M. 1986. Les structures méridionales des chaînes alpines de l'Atlas oriental, déformation transformante en compression (Tunisie et Algérie orientale). *Sci. Nat. Elf Aquitaine (Production)*. Pau, 249-258.
83. DEVAUX, J. 1969. Recherche de l'organisation des contraintes dans le tréfonds de l'Algérie du Nord. Le rôle des failles de décrochement obliques sur l'Ouest ; *Publ.Serv. Carte géol. Algérie, N.S., Bull.39*, 41-69, Alger.
84. DE RAAF, J.F.M., & BOERSMA, J.R., 1971. Tidal deposits and their sedimentary structures. *Geologie en Mijnbouw*, 50, 479-504.
85. DJAIZ, F. 2011. Le Bassin néogène de Timgad : Etudes Sédimentaire et Tectonique (Algérie nord-orientale). Thèse de Doctorat. Université Mentouri-Constantine. 260 pp.
86. DJEFFAL, R. 2014. Etude lithostratigraphique et sédimentologique de la série turono-coniacienne du Djebel Ich-Ali –Aurès- et Djebel Tuggurt –Monts de Belezma-Batna. Mémoire de magister, Université de Batna 2, 177 pp.
87. DOGLIONI, C., BOSELLINI, A., VAIL, P.R., 1990. Stratal patterns: a proposal of classification and examples from the Dolomites: *Basin Research*, 2, 83-95.
88. DONZE, P. 1973-1974. L'introduction des Ostracodes dans la stratigraphie du Sud-ouest Constantinois.
89. DRINIA, H. 2009. Palaeoenvironmental reconstruction of the Oligocene Afales Basin, Ithaki Island, western Greece. *Central European Journal of Geosciences* 1, 1–18.

90. DUBOURDIEU, G. & SIGAL, J. 1949. Notes stratigraphiques et paléontologiques sur la région de Dj. Ouenza (Algérie), (Aptien, Albien, cénonanien). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5(XIX), 205–221.
91. DUBOURDIEU, G. 1956. Etude géologique de la région de l'Ouenza (confins Algéro Tunisiens). *Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie* 10, 659 pp.
92. DUNHAM R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures. In: Classification of carbonate rocks. A symp. Ammer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, n° 1, pp. 108-121, 7 pl., 1.
93. DURAND-DELGA. M. & LAMBERT. A. 1955. Existence d'un flysch schisto-gréseux Tithonique et Néocomien aux abords des massifs anciens kabyles. C.R. Somm. Soc. Geol. Fr., P.200, Paris.
94. DURAND-DELGA, M. 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berberie. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, nouv. Série*, 39, 89-131, 9 fig.
95. DURAND-DELGA, M., & FONTBOTE, J.M., 1980. Le cadre structural de la Méditerranée occidentale. *Mémoire du Bureau de Recherche Géologique et Minière (BRGM)*, 115p.
96. DURINGER, P., 1984. Tempêtes et tsunamis : dépôts de vague de haute énergie intermittente dans le Muschelkalk supérieur (Trias germanique) de l'Est de la France. *Bulletin de la Société géologique de la France*, (7), tome XXVI, 6, 1177-1185.
97. DUROZOY, G. & BOUILLON, M. 1956. Carte géologique de l'Algérie au 1/50000. Feuille 206. Tébessa. *Service de la carte géologique de l'Algérie*, Alger.

E

98. EDWARD, T. 2012. Geology of North Africa. ISBN: 978-0-415-87420-5. *CRC Press Belkema*, 446–449.
99. ELLIS, N. V., (ED), BOWEN, D. Q., CAMPBELL, S., KNILL, J. L., MCKIRDY, A. P., PROSSER, C. D., VINCENT, M. A. & WILSON, R. C. L. 2007. British Upper Cretaceous Stratigraphy Chapter 5: Northern Province, England. Site: Hunstanton Cliffs (Gcr Id: 220). *Contents of an Introduction to the Geological Conservation Review* 23, 10.
100. ELMI, S. 1981A. Classification typologique et génétique des Ammonitico-Rosso et des faciès noduleux ou grumeleux : essai de synthèse. In Farinacci, A & Elmi, S.

(eds.): *Rosso Ammonitico Symposium Production. Tecnoscienza (Edition)*, Roma, 233-249.

101. ELMI, S. 1981B. Sédimentation rythmique et organisation séquentielle dans les Ammonitico- Rosso et les faciès associés du Jurassique de la Méditerranée occidentale. Interprétation des grumeaux et des nodules. In Farinacci, A & Elmi, S. (eds.): *Rosso Ammonitico Symposium Production., Tecnoscienza (Edition)*, Roma, 251-299.
102. ELMI, S., & AMEUR, M. 1984. Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens. *Estratto da Geologica Romana*, XXIII, 13-22.
103. EMBERGER, J. 1960. Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Oulad Nail, Atlas Saharien. *Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie* 27, 400 pp.
104. EMBRY, A.F & KLOVAN, J.E. 1971. A late Devonian reef tract on northeastern Banks land Northwest Territories. - *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, 19, 730-781, Calgary.
105. ETTACHFINI, E.L.M., ANDREU, B., 2004. Le Cénomaniens et le Turonien de la Plate-forme Préafricaine du Maroc. *Cretaceous Research*, 25(2), 277-302.

F

106. FISCHEUR, E. 1890. Description géologique de la Kabyle du Djurdjura. Etude spéciale des terrains tertiaires. Thèse, Paris. Fontana et Cie, édit. Alger.
107. FERNÁNDEZ-LÓPEZ, S., 1991. Taphonomic concepts for a theoretical biochronology. *Revista Espanola de paleontologia*, 6 (1), 37-49.
108. FISCHEUR, E. 1896. Réunion extraordinaire de la Société géologique en Algérie. *Bull. Soc.géol, France*, (3), 24, pp. 944-1181.
109. FORSET, N., LOREAU, J.-P., DOMMARGUES, J.L., 1999. Distribution des faciès et préservation des dépôts en relation avec la variation d'espace disponible dans un cadre temps à haute résolution. Exemple des séries condensées de l'éperon bourguignon au Sinémurien supérieur (France). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 170, 853-871.
110. FOURNEL (1849) : Etude stratigraphique des Aurès.
111. FOURNIE, D. 1978. Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf Aquitaine* 2, 97-148.

112. 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., fig
113. FLÜGEL. E., 1982. Microfacies analysis of Limestones. *Springer-Verlag*, Berlin, 633p.
114. FOURNIE. D., 1975. L'analyse séquentielle et la sédimentologie de l'Yprésien de Tunisie. *Bulletin du Centre de Recherche. Pau-SNPA*, 9 (1), 27-169.
115. FREY, R.W., PEMBERTON, S.G., 1984. Trace-fossils models. In Walker. R.G (Eds). Facies Models, Geological Association of Canada, Second Edition. *Geoscience Canada Reprint, Series 1*, 189-207.
116. FREY, R.W., PEMBERTON, S.G., SAUNDERS, T.D.A., 1990. Ichnofacies and bathymetry; a passive relationship. *Journal of Paleontology*, 64, 155-158.
117. FRIZON DE LAMOTTE, D., SAINT BEZAR, B. & BRACENE, R. 2000. The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics* 19 (4), 740-761.
118. FÜRSICH, F.T., 1979. Genesis, environment and ecology of Jurassic hardgrounds. *Neues Jahrbuch fuer Geologie und Palaeontologie. Abhandlungen*, 158, 1-63.

G

119. GALE, A. S. 1995. Cyclostratigraphy and correlation of the Cenomanian Stage in Western Europe. *Geological Society Special Publication* 85, 177–197.
120. GALE, A. S. KENNEDY, W. C., VOIGT, S. & WALASZCZYK, I. 2005. Stratigraphy of the upper Cenomanian- lower Turonian Chalk succession at Eastbourne, Sussex, UK: Ammonites, inoceramid bivalves and stable carbon isotopes. *Cretaceous Research* 26, 460–487.
121. GALE, A. S., BOWN, P., CARON, M., CRAMPTON, J., CROWHURST, S. J., KENNEDY, W. J., PETRIZZO, M. R. & WRAY, D. S. 2011. The uppermost Middle and Upper Albian succession at the Col de Palluel, Hautes-Alpes, France: an integrated study (ammonites, inoceramid bivalves, planktonic foraminifera, nannofossils, geochemistry, stable oxygen and carbon isotopes, cyclostratigraphy). *Cretaceous Research* 37, 59–130.
122. GEORGESCU, M. 2000. Late Albian-Turonian planktonic foraminifera in the Romanian western lack sea offshore, *Revista Española de Micropaleontologia*, 32(2), 157- 173.

123. GHANDRICHE, H. 1991. Modalités de la superposition de structures de plissement chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie). Thèse de l'Univ. De Paris-Sud, centre d'Orsay, 189 p., 68 fig., 6 pl. h. –t.
124. GLANGEAUD, L. 1932. Etude géologique de la région littorale de la province d'Alger. Thèse Sciences Paris. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie 2e série*, n°8, 608 p., 11 fig., 28 pl. photo, 5 pl. h. t
125. GLANGEAUD, L. 1951. Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *B.S.G.F.*, 6, t. 1, 735-762.
126. GLANGEAUD, L. 1952. Observations sur la stratigraphie et la tectonique du Nummulitique nord-algérien. *C.R. somm. géol. France*, 320-232, Paris
127. GUELLAL, S., KAZI-TANI, N., LAHONDAIRE, J. C., SIGAL, J., & VILA, J. M., 1977. Les formations de type péni-tellien dans l'Est de l'Algérie : stratigraphie, faciès position structurale et paléogéographique. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique du Nord*, t. 68, fasc. 1-2, 101-112.
128. GHIBAUDO, G., GRANDESSO, P., MASSARI, F., UCHMAN, A., 1996. Use of trace fossils in delineating sequence stratigraphic surfaces (Tertiary Venetian Basin, Northeastern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 261-279.
129. GUILLOCHEAU, F. 1991. Mise en évidence de grands cycles transgression / régression d'origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. *Comptes-rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 312, 1587-1593.
130. GUIRAUD, R. 1971. Notice explicative de la carte géologique 1/50000 Souk Ouled Ndja. Publ. Serv. Géol. Algérie, 35 p.
131. GUIRAUD, R. 1973. Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Doctorat es Sciences, Nice, 270 pp.
132. GUIRAUD, R. 1974. A la recherche du rheimatisme de l'Algérie du Nord et des régions voisines. *Annales scientifiques de l'Université de Besançon* 3(22), 135–153.
133. 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
134. GUIRAUD, R. 1975. L'évolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Geological Survey of Algeria* 3, 259.

- 135.** GUIRAUD, R. 1990. Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie, d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. Mémoire 3, Service Géologique de l'Algérie, Alger 271 pp.
- 136.** GUIRAUD, R. & BOSWORTH, H. 1997. Senonian basin inversion and rejuvenation offripping in Africa and Arabia: synthesis and implications to plate-scale tectonics. *Tectonophysics* 282, 39-82.
- 137.** GUIRAUD, R., BOSWORTH, W., THIERRY, J., & DELPLANQUE, A. 2005. Phanerozoic geological evolution of Northern and Central Africa: An overview, *Journal of African Earth Sciences*, 43(1-3), October 2005, 83-143.
- 138.** GUIRAUD R, & BELLION, Y. 1995. Late Carboniferous to recent geodynamic évolution of the West. Gondwanian cratonic Tethyan margins. In: Nairn, A Dercourt, J., Vrielynck, B, (Eds), the Ocean Basins and Margins, The Tethys Ocean, vol. 8. Plenum, New York, 101-124.
- 139.** GRADSTEIN, F. M., OGG, J. G., SMITH, A. G., BLEEKER, W. & L RENS, L. J. 2004. A new geologic time scale, with special reference to the Precambrian and Neogene, *Episodes* 27 (2), 83-100.
- 140.** GROSHENY, D., CHIKHI-AOUIEUR, F., FERRY, S., BENKHEROUF-KECHID, F., JATI, M., ATROPS, F., & REDJIMI-BOUROUIBA, W. 2008. The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179, 593-603.

H

- 141.** HANCOCK, J. M. 1991. Ammonite scales for the Cretaceous System. *Cretaceous Research* 12, 259-291.
- 142.** HANCOCK, J. M. 2003. Lower sea levels in the Middle Cenomanian. *Carnets de Géologie* L02, 1-6.
- 143.** HANDOH I.C., BIGG G.R., JONES E.J.W. & INOUE, M. 1999. An ocean modelling study of the Cenomanian Atlantic: equatorial paleoupwelling, organic-rich sediments and the consequences for a connection between the proto-North and South Atlantic, *Geophysical Research Letters*, 26, 223-226.
- 144.** HAQ, B.U., HARDENBOL, J., & VAIL, P.R. 1988. Chronology of fluctuating sea levels since the triassic (250 million years ago) to present. *Science*, 235, 1156-1167.
- 145.** HAQ, B.U., HARDENBOL, J., VAIL, P.R., 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. *In: Sea-level changes: an*

- integrated approach (eds Wilgus, C. K., Ross, C. A., Posamentier, H. & Kendall, G. St. C.), *SEPM (Society of Economic Paleontologists and Mineralogists), Special Publication*, 42, 71–108.
- 146.** HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, TH., DE GARCIAANSKY, P.C., VAIL, P.R., 1998. Cretaceous biochronostratigraphy Framework of European Basins. *SEPM Society for Sedimentary Geology, Special Publication*, 60, 763-781.
- 147.** HART, M. B. & BAILEY, H. W. 1980. The recognition of Mid Cretaceous sea-level changes by means of Foraminifera. *Cretaceous Research* 1, 289–297.
- 148.** HEIM, A., 1924. Über submarine Denudation und chemische Sedimente. *Geologische Rundschau*, 15, 1–47.
- 149.** HILLGÄRTNER, H., 1998, Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valanginian, France and Switzerland). *Journal of Sedimentary Research*, 68, 1093-1108.
- 150.** HERKAT, M. 1999. La sédimentation de haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et des Aurès. Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique (Thèse). Université d'Alger USTHB, Algérie, 802 pp. Published thesis.
- 151.** HERKAT, M. 2002. Analyse séquentielle et révision stratigraphique de coupes du Crétacé supérieur de l'Aurès occidentale. *Mém. Serv. Géol. Alg. N°10*, p 4.
- 152.** HERKAT, M. 2004. Contrôle eustatique et paléogéographique de la sédimentation du Crétacé supérieur du bassin des Aurès (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, t.175, n°3, pp. 273-288.
- 153.** HERKAT, M. 2005. Analyse quantitative des bio-associations et caractérisation des cortèges sédimentaires et des ensembles paléogéographiques des séries du Cénomaniens-Turonien des Aurès et du Tell oriental (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France*, t.176, n°2, pp. 183-190.
- 154.** HERKAT, M., & DELFAUD, J. 1999. Evolution des séquences et géométrie des dépôts du Crétacé supérieur du domaine atlasique oriental. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, vol.10, n°1, pp.83-94, 5fig.
- 155.** HERKAT, M. & DELFAUD, J. 2000. Genèse des séquences sédimentaires du Crétacé supérieur des Aurès (Algérie). Rôle de l'eustatisme, de la tectonique, de la subsidence : une mise au point. C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes / Earth and Planetary Sciences 330 (2000) 785–792.

156. HERKAT, M. & GUIRAUD, R. 2006. The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlas Domain (Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 46, 346–370.

K

157. KAPLAN, U., KENNEDY, W.J., LEHMANN, J. & MARCINOWSKI, R. 1998. Stratigraphie und Ammonitenfaunen des westfälischen Cenoman. *Geologie und Paläontologie in Westfalen* 51, 236.
158. KAZI TANI, N. 1986. Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord- algérien. Approche mégaséquentielle (These) University of Pau, France, 1–871 pp. Published thesis.
159. KAOUKAYA, A., LAADILA, M., FEDAN, B., SAADI, Z., 2001. La plate-forme carbonatée liasique au NE d'Errachidia (Haut Atlas oriental, Maroc) : modèle d'organisation des dépôts marginolittoraux. *Bulletin de l'Institut Scientifique, Rabat, Section Sciences de la Terre*, 23, 27-38.
160. KELLER, G., ADATTE, T., BERNER, Z., CHELLAI E. H., & STUEBEN, D, 2008. Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian-Turonian, anoxic event, Tarfaya Basin, Morocco, *Journal Cretaceous Research*, homepage: [www. Elsevier. Com/locate/ Cret Res](http://www.Elsevier.Com/locate/Cret Res), p 980.
161. KELLER, G. & PARDO, A. 2004. Age and palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian global stratotype section and point at Pueblo Colorado. *Marine Micropaleontology* 51, 95–128.
162. KENNEDY, W.J. 1984. Ammonite faunas and the standard zones of the Cenomanian to Maastrichtian stages in their type areas, with some proposals for the definition of the stage of boundaries by ammonites. *Bulletin Society of Denmark* 33, 147–161.
163. KENNEDY, W. J. & COBBAN, W. A. 1990. Cenomanian Ammonite faunas from the Woodbine Formation and lower part of the Eagle Ford Group, Texas. *Palaeontology* 33, 75-154.
164. KENNEDY, W. J. & JUIGNET, P. 1993. A revision of the ammonite faunas of the Type Cenomanian, 4. Acanthoceratinae (Acompsoceras, Acanthoceras, Protacanthoceras, Cunningtoniceras and Thomelites). *Cretaceous Research* 14, 145–190.

165. KENNEDY, W. J. 1994. Cenomanian ammonites from Cassis, Bouches-du-Rhône, France. *Paleopelagos*1, 209–254.
166. KENNEDY, W.J. & JUIGNET, P. 1994. A revision of the ammonite faunas of the type Cenomanian, Acanthoceratinae Calycoceras (Calycoceras), *C. gentoniceras* and *C. newboldiceras*. *Cretaceous Research*15, 17–57.
167. KENNEDY, W. J., COBBAN, W. A., HANCOCK, J. M. & GALE, A.S. 2005. Upper Albian and Cenomanian ammonites from the Main Street Limestone, Grayson Marl and Del Rio Clay in northeast Texas. *Cretaceous Research*26, 349–428.
168. KENNEDY, W. J. & KLINGER, H. C. 2010. Cretaceous faunas from Zululand and Natal, South Africa. The ammonite subfamily Acanthoceratinae de Grossouvre, 1894. *African Natural History*6, 1–76.
169. KENNEDY, W. J., AMÉDRO, F., ROBASZYNSKI, F. & JAGT, J. W. M. 2011. Ammonite faunas from condensed Cenomanian- Turonian sections (‘Tourtiás’) in southern Belgium and northern France. *Netherlands Journal of Geoscience*90, 209–223.
170. KENNEDY, W.J., WALASZCZY, I., GALE, A., DEMBICZ, K. & PRASZKIER, T. 2013. Lower and middle Cenomanian ammonites from the Morondava Basin, Madagascar. *Acta Geologica Polonica*63, 625–655.
171. KENNEDY, W.J. & BILOTTE, M. 2014. Cenomanian ammonites from Santander (Cantabria) and Sopeira (Aragón, south–central Pyrénées), northern Spain. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona* 20, 21–32.
172. KENNEDY, W.J. & GALE, A.S. 2015. Upper Albian and Cenomanian ammonites from Djebel Mrhila, Central Tunisia. *Révue de Paléobiologie*34, 236–361.
173. KENNEDY, W.J. & GALE, A.S. 2017. Trans-Tethyan correlation of the Lower–Middle Cenomanian boundary interval; southern England (Southerham, near Lewes, Sussex) and Douar el Khiana, northeastern Algeria. *Acta Geologica Polonica*67(1), 75–108.
174. KIDWELL, S.M., FURSICH, F.T., & AIGNER, T. 1986. Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, I, 228–238.
175. KOUTSOUKOS, E. A. M., LEARY, P. N. & HART, M. B. 1990. Latest Cenomanian–earliest Turonian low-oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case study from the Sergipe Basin (N.E. Brazil) and the western Anglo–Paris Basin (southern England). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*77, 145–177.

176. KUHNT, W. HERBIN, J.P. THUROW, J. & WIEDMANN, N. 1990. Distribution of Cenomanian-Turonian Organic faciès in the Western Mediterranean and Along the Adjacent Atlantic Margin. *Geology*.Vol.30.133- 160.

L

177. LAFFITE, R. 1939. Les plissements post-nummulitiques dans l'Atlas saharien. *Bull. Soc. géol.Fr. 5e série*, t. 9, p. 135-159, 1pl.
178. LAFFITE, R. 1939. Etude de géologie de l'Aurès. Doctorat ès Sciences Paris, *Bull. Serv. Carte Géol. Algérie*, 1re série, n° 15, 484 p., 26 fig., 35 cartes, 1 carte au 1/200 000e h.t.
179. LASSEUR, E., NERAUDEAU, D., GUILLOCHEAU, F., ROBIN, C., HANOT, F., VIDET, B. & MAVRIEUX, M. 2008. Stratigraphie et sédimentologie comparées du Crétacé supérieur du Bassin de Paris et du Bassin Nord-Aquitain (4-7 octobre 2008), Excursion du Groupe Français du Crétacé, GFC 2008, Série "Excursion", 100 pp.
180. LAVOIE, D. 1995. A Late Ordovician high-energy temperate-water carbonate ramp, southern Quebec, Canada: Implication for late Ordovician oceanography. *Sedimentology*, 42, 95-116.
181. LUCAS, G. 1942. Description géologique et pétrographique des Monts de Ghar Roubane et de Sidi el Abed (frontière algéro-marocaine). *Bulletin du Service de la Cartes Géologique de l'Algérie*, Série 2, n° 16, 539p. 131 fig., 34 Pl.

M

182. MAAMOURI, A.L., ZAGHBIB-TURKI, D., MATMATI, M.F., CHIKHAOUI, M. & SALAJ, J. 1994. La Formation Bahloul en Tunisie centro-septentrionale : variations latérales, nouvelle datation et nouvelle interprétation en terme de stratigraphie séquentielle, *Journal of African Earth Sciences*, 18 (1), 37-50.
183. MACEACHERN, J.A., & PEMBERTON, S.G., 1992. Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior seaway of North America. In: Pemberton, S.G. (Ed.), *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration*, volume 17, *SEPM Core Workshop*, 57-84.
184. MACEACHERN, J.A., & PEMBERTON, S.G. 1994. Ichnological aspects of incised-valley fill systems from the Viking Formation of the western Canada sedimentary basin, Alberta, Canada, in Dalrymple, R.W., Boyd, R. and Zitlin, B.A.,

- eds., Incised-valley Systems: Origin and Sedimentary Sequences: *SEPM (Society for Sedimentary Geology). Special Publication*, 51, 129-157.
- 185.** MAHDJOUR, 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 des sciences, Alger, 196 p.
- 186.** MATTHEWS, M.D., & PERLMUTTER, M.A. 1994. Global cyclostratigraphy: an application to the Eocene Green River Basin. *International Association of Sedimentologists, Special Publication*, 19, 459-481.
- 187.** MATHEY, B., LANG, J., & ALZOUMA, K. 1991. Effets combinés de l'eustatisme et des variations climatiques : l'exemple des premières transgressions du Crétacé supérieur dans le bassin des Iullemmeden (Niger). *Comptes Rendues de l'Académie des Sciences*. Paris, 312, 523-528.
- 188.** MARMI, R. 1995. Les Bassins continentaux de l'Avant pays de la Chaîne alpine nord- orientale. Etude stratigraphique, sédimentaire, structurale et géochimique.
- 189.** MARMI, R. & GUIRAUD, R. 2006. End cretaceous to recent polyphased compressive tectonics along the "Mole Constantinois" and foreland (NE Algeria).
- 190.** MARCINOWSKI, R., WALASZCZYK, I. & OLSZEWSKANEJBERT, D. 1996. Stratigraphy and regional development of the mid-Cretaceous (upper Albian through Coniacian) of the Mangyshalk Mountains, western Kazakhstan. *Acta Geologica Polonica* 46, 1-60.
- 191.** MATTAUER, M. 1958. Etude géologique de L'Ouarsenis oriental (Algérie). Thèse Sciences. Paris, *pub, Série, carte géol*, Algérie, NS, Bull. n°14, 534p, 214 fig, 8 Pl, h.t, Alger.
- 192.** MENANI, M .R. 1991. Etude hydrogéologique de la plaine de Madher. Thèse de Doctorat, université de Nancy I. 404 p.
- 193.** MOREL, L. 1998. Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomancien Turonien. *Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI*, 224 pp.
- 194.** MORT H., JACQUAT O, ADATTE T., STEINMANN P., FÖLLMI K., MATERA V., BERNER Z. & STÜBEN D. 2007. The Cenomanian/Turonian anoxic event at the Bonarelli Level in Italy and Spain: enhanced productivity and/or better preservation? *Cretaceous Research* 28, 597-612.
- 195.** MOSAVINA, A. & WILMSEN, M. 2011. Cenomanian Acanthoceratoidea (Cretaceous Ammonoidea) from the Koppehdagh, NE Iran: taxonomy and stratigraphic implications. *Acta Geologica Polonica* 61, 175-192.

196. Murray, J. Renard, A.F. 1891. Deep Sea deposits. *In: Report of the scientific results of the Exploring voyage of H.M.S. Challenger, H.M.S.O.*, London, 1873-1876.

197.

N

198. NAILI, H., BELHADJ, Z., ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. 1995. Présence de roches mère à faciès Bahloul vers la limite Cénomanién-Turonien dans la région de Tébéssa (Algérie orientale). *Notes du service géologique de Tunisie*, 61, 19-32.

199. NEUMANN, M. & VILA, J.M. 1967. Analyse stratigraphique et structurale du flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois Algérie). *Bull. Soc.Géol. Fr.*, (7), IX, P.401-409.Paris.

200. NIELD, E.W., TUCKER, V.C.T., 1985. Paleontology. An introduction. *Pergamon Press*, 178p.

201. NIO, S.D., YANG, C.S., 1991. Diagnostic attributes of clastic tidal deposits: A review, in D. G. Smith, G. E. Reinson, B. A. Zaitlin and R. A. Rahmani, Eds, *Clastic tidal sedimentology: Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir 16*, 3-28.

202. NOEMI, A. F. & ALLISON, P. 2005. Events of Cenomanian- Turonian succession, Southern Mexico. *Journal of Iberian Geology*31 (1), 35–50.

203. NORRIS, R.D., BICE, K.L., MAGNO, E.A. & Wilson, P.A. 2002: Jiggling the tropical thermostat in the Cretaceous hothouse. - *Geology*, 30, 299–302.

O

204. OBOH-IKUENOBE, F.E., OBI, CG. & JARAMILLO, C.A. 2005. Lithofacies, palynofacies, and sequence stratigraphy of Palaeogene strata in Southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 41, 79-101.

P

205. PASCAL, A., RHALMI, M. & LANG, J. 1994. Les deux systèmes sédimentaires carbonatés de la séquence de dépôt céno-mano-turonienne de la région manganésifère d'Imini (Haut Atlas Central, Maroc), *12e Colloque de Stratigraphie et Paléontologie de l'Atlantique Sud*, Angers, 117-118.

206. PATTISON, S.A.J., 1992. Recognition and interpretation of estuarine mudstones (central basin mudstones) in the tripartite valley fill deposits of the Viking Formation,

- central Alberta; in, Applications of Ichnology to Petroleum Exploration-A Core Workshop, S. G. Pemberton, Edition: *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Core Workshop*, 17, 223- 249.
- 207.** PAUL, C. R. C., MITCHELL, S. F., MARSHALL, J. D., LEARY, P. N., GALE, A. S., DUANE, A. M. & FITCHFIELD, P. W. 1994. Palaeoceanographic events in the Middle Cenomanian of Northwest Europe. *Cretaceous Research* 15, 707-738.
- 208.** PERON, A. (1883) : Essai d'une description géologique de l'Algérie. Ann. Sc. Géol., t. 14, 202 p.
- 209.** PERON, A. COTTEAU, G. & GAUTHIER, V. (1879) : Echinides, fossiles de l'Algérie, fasc. : 6 (Turonien). Masson édi. : 110.
- 210.** PERON, A. COTTEAU, .G. & GAUTHIER, V. (1881) : Echinides, fossiles de l'Algérie, fasc. 7 et 8 (Sénonien). Masson édi. : 182.
- 211.** PERVINQUIERE, L. 1907. Études de paléontologie tunisienne. 1. Céphalopodes des terrains secondaires. *Carte Géologique de la Tunisie*, v + 438 p.
- 212.** PHILIP, J., BABINOT, J.F., TRONCHETTI, G., FOURCADE, E., RICOU, L.E., GUIRAUD, R., BELLION, Y. HERBIN, J.P., COMBES, P.J., CORNET, J.J. & DERCOURT, J. 1993. Late Cenomanian (94 to 92 Ma). In: J. Dercourt., Ricou L.E & B. Vrielynck (Eds.) Atlas Tethys Palaeoenvironmental Maps. *Explanatory Notes, Gauthiers-Villars, Paris*, 153-178.
- 213.** PRATT, B.R., JAMES, N.P., & COWAN, C.A. 1992. Peritidal carbonates. In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models, Response to Sea Level Change. *Geological Association of Canada, St. John's*. 303-322.
- 214.** PUCEAT, E., LECUYER, C., DONNADIEU, Y., NAVEAU, P., CAPPETTA, H., RAMSTEIN, G., HUBER, B.T., & KRIWET, J. 2007. Fish tooth δ 18O revising Late Cretaceous meridional upper ocean water temperature gradients. *Geology* 35 (2), 107-110.
- 215.** PURSER, B.H. 1980A. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (Tome 1). *Publications de l'institut Français du Pétrole, 1. Société des EDITIONS Technip*, 366p.
- 216.** PURSER, B.H. 1980A. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (Tome 2). *Publications de l'institut Français du Pétrole, 2. Société des EDITIONS Technip*, 366p.
- 217.** PURSER, B.H. 1983. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents. *Edition Technip, Paris, tome I et II*, 389p.

R

- 218.** RANGER, M.J., &PEMBERTON, S.G., 1988. Marine influence in the McMurray Formation in the Primrose area, Alberta; in, Sequences, Stratigraphy, and Sedimentology: Surface and Subsurface, D. P. James, and D. A. Leckie, eds.: *Canadian Society of Petroleum Geologists, Memoir*, 15, 439-450.
- 219.** RAOULT, J.F. 1969-1970. Les flyschs de la petite kabylie (col. D'El Kantour).
- 220.** RAOULT, J.F. 1972. Précisions sur les flyschs massyliens : série stratigraphique, variations de faciès, nature du matériel remanié (Nord Constantinois, Algérie). *Bull. Hist. Nat. Afr. Nord*, pp. 73-92, 3fig. Alger.
- 221.** RAOULT, J.F. 1974. Géologie du centre de la chaîne numidique (Nord-Constantinois, Algérie). *Mém. Soc. Géol. Fr.*, N.S., t.III 121,164, 11pl.h.t.
- 222.** RAWSON, P. F., CURRY D., DILLEY, F. C., HANCOCK, J. M., KENNEDY, W. J., NEALE, J. W., WOOD, C. J. & WORSSAM, B. C. 1978. Cretaceous. *Geological Society of London Special Report*9, 70.
- 223.** RAWSON, P. F., DHONDT, A. V., HANCOCK, J. M. & KENNEDY, W. J. (EDS.). 1996. Proceedings of the second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries, Brussels 8e16 sept. 1995. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*66,1-177.
- 224.** REBOULET, S., GUIRAUD, F., COLOMBIÉ, C. & CARPENTIER, A. 2013. Integrated stratigraphy of the lower and middle Cenomanian in a Tethyan section (Blieux, southeast France) and correlations with Boreal basins. *Cretaceous Research*40, 170-189.
- 225.** REDJIMI-BOUROUIBA, W.S. 2002. Etude paléontologique des ammonites du Crétacé supérieur de l'Algérie : Systématique, biostratigraphie et paléobiogéographie. *Magister en Sciences de la terre* : 178pp.
- 226.** REINSON, G. E., WARTERS, P.L.W., OSADETZ, G., BELL, L., PRICE, P.R., TROLLOPE, F., CAMPBELL, R.I., BARCLAY, J.E., 1992. Devonian gas resources of the Western Canada sedimentary basin: Part I-Geological play analysis and resource assessment: *Geological Survey of Canada Bulletin*, 452, 1-128.
- 227.** RICOU; L.E. 1995. The plate tectonic history of the past Tethys Ocean. In: A.E.M. Nairn, L.E. Ricou, B. Vrielynck, J. Dercourt (Eds.). *The Ocean Basins and Margins. The Tethys Ocean Plenum, New York*, 3-70.

- 228.** RICKEN, W., 1991. Time span assessment - An overview, *In*: Einsele, G., Ricken, W., & Seilacher, A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*, Springer, New York, 773-794.
- 229.** RIEDEL, W. 1929. ZurmechanikgeologischerBrucherscheinungen. Zentralb. F. Mineral geol. U. Pul. 1929 B, 354-369.
- 230.** ROBASZYNSKI, F., CARON, M., DUPUIS, C., AMEDRO, F., GONZALEZ DONOSO, J.-M., LINARES, D., HARDENBOL, J., GARTNER, S., CALANDRA, F. & DELOFFRE, R. 1990. A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of central Tunisia: formations, zones and sequential stratigraphy in the KalaatSenan area. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*14, 213–384.
- 231.** ROBASZYNSKI, F., CARON, M., AMÉDRO, F., DUPUIS, C., HARDENBOL, J., GONZALES-DONOSO, J. M., LLNARES. D. & GARTNER, S. 1993. Le Cénomanién de la région de KalaatSenan (Tunisie Centrale). *Bulletin Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*17, 395–433.
- 232.** ROBASZYNSKI, F., CARON, M., AMEDRO, F., DUPUIS, C., HARDENBOL, J., GONZALES DONOSO, J. M., LLNARES, D. & GARTNER, S. 1994. Le Cénomanién de la région de KalaatSenan (Tunisie Centrale). *Revue de Paléobiologie*12, 351–505.
- 233.** ROBASZYNSKI, F. & CARON, M. 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe-Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*166(6), 681–692.
- 234.** ROBASZYNSKI, F., DUPUIS, C., GONZALEZ-DONOSO, J. M. & LINARES, D. 2008. The Albian (Vraconien).Cenomanian boundary at the western Tethyan margins (Central Tunisia and southeastern France). *Bulletin de la Société Géologique de France*179, 245–256.
- 235.** ROBASZYNSKI, F., FAOUZI ZAGRARNI, M., CARON, M. & AMEDRO, F. 2010. The global bio-events at the Cenomanian-Turonian transition in the reduced Bahloul Formation of BouGhanem (Central Tunisia). *Cretaceous Research* 31, 1–15.
- 236.** RUAULT-DJERRAB, M., FERRÉ, B. & KECHID-BENKHEROUF, F. 2012. Etude micropaléontologique du Cénomano-Turonien dans la région de Tébessa (NE Algérie) : implications paléoenvironnementales et recherche de l’empreinte de l’OAE2. *Revue de Paléobiologie, Genève*31(1), 127–144.

- 237.** RUAULT-DJERRAB, M., KECHID-BENKHEROUF, F. & DJERRAB, A. 2014. Données paléoenvironnementales sur le Vraconien/Cénomaniens de la région de Tébessa (Atlas Saharien, nord-est Algérie). Caractérisation de l'OAE2. *Annales de Paléontologie* 100, 343–359.
- 238.** RUBERTI, D. 1997. Facies analysis of an Upper Cretaceous high-energy rudist dominated carbonate ramp (Matese Mountains, central-southern Italy): subtidal and peritidal cycles. *Sedimentary Geology*, 113, 81-110.

S

- 239.** SADLER, P.M. 1981. Sediment accumulation rates and the completeness of the stratigraphic record. *Journal of Geology*, 89, 569-584.
- 240.** SALMI-LAOUAR, S.; FERRÉ, B.; CHAABANE, K.; LAOUAR, R.; BOYCE, A.J. & FALLICK, A.E. (2018). The oceanic anoxic event 2 at Es Souabaa (Tebessa, NE Algeria): bio-events and stable isotope study. *Arabian Journal of Geosciences*, 11: 182. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3509-3>.
- 241.** SAVORNIN, J. 1905. Sur la tectonique du SW du Chott El Hodna. C. R. Acad. Sci. Paris, t.141, 784-786.
- 242.** SAVORNIN, J., 1920. Etude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien. *Doctorat ès Sciences. Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, 2e série n°7, 502 p., 94 Fig., carte1/ 800 000.
- 243.** SCHLANGER, S.O. & JENKYNS, H.C. 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geologie en Mijnbouw* 55, 179–184.
- 244.** SCOTese, C.R. 2002. <http://www.scotese.com>, (PALEOMAP website).
- 245.** SCURY, J. 2014. What is GIS? Page internet, [http://www.nerrs.noaa.gov/doc/siteprofile/acebasin/html/gis_data/gisint2.htm].
- 246.** SEGURA, M., BARROSO-BARCENILLA, F., CALLAPEZ, P., GARCÍA-HIDALGO, J.F. & GILGIL, J. 2014. Depositional sequences and ammonoid assemblages in the upper Cenomanian-lower Santonian of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Geologica Acta* 12(1), 19–27.
- 247.** SHINN, E.A., LLOYD, R.M., & GINSBURG, R.N. 1969. Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas: *Journal of Sedimentary Petrology*, 39, 1202-1228.

248. SHINN, E.A., 1983A. Tidal flat environment. In Scholle. A., Bebout. D.G., Moore. C.H (Eds) Carbonate depositional Environments. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir 33*, 171-210.
249. SIRNA, G., & MASTROIANNI, F. 1993. Jurassic-Cretaceous nerineids of Campoli Appennino (Latium). *Estratto da Geologica Romana*, 29, 139-153.
250. SLAMI, R., SALMI-LAOUAR, S., FERRE, B., AOUISSI, R., BENKHEROUF-KECHID, F. 2018. Biostratigraphie, Géochimie et réponse des composantes microfauniques aux variations environnementales au passage Cénomaniens-Turonien à Theniet El Manchar (Monts de Bellezma, Batna, NE Algérie). *Estudios Geologicos*, 74(1), 1-20.
251. SLITER, W.V. 1972. Cretaceous foraminifers—Depth habitats and their origin. *Nature* 239, 514–515.
252. SLITER, W.V. & BAKER, R. A. 1972. Cretaceous bathymetric distribution of benthic foraminifers. *Journal of Foraminiferal Research* 2(4), 167–183.
253. SONATRACH., 1970. Rapport final de la sismique réflexion conventionnelle. Parcelle E-15. *Sonatrach, Rapport inédit*.
254. SONATRACH., 1971. Rapport final de la sismique réflexion. Parcelle E-15. Mission Sh-706, équipe X-53. *Sonatrach, Rapport inédit*.
255. SOWERBY, J. 1812–1822. The Mineral Conchology of Great Britain. 1, pls. 1–9 (1812), pls. 10–44 (1813), pls. 45–78 (1814), pls. 79–102 (1815); 2, pls. 103–14 (1815), pls. 115–50 (1816), pls. 151–86 (1817), pls. 187–203 (1818); 3, pls. 204–21 (1818), pls. 222–53 (1819), pls. 254–71 (1820), pls. 272–306 (1821); 4, pls. 307–18 (1821), pls. 319–83 (1822). London.
256. SOUA, M. 2011. Le passage Cénomaniens – Turonien en Tunisie : Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires, chimiostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie séquentielle. Thèse de Doctorat, Université El-manar Tunis : 354 pp.
257. SPATH, L. F. 1926a. On the zones of the Cenomanian and the uppermost Albian. *Proceedings of the Geologists' Association* 37, 420–432.
258. SPATH, L. F. 1926b. On new ammonites from the English Chalk. *Geological Magazine* 63, 77–83.
259. SPECHT, R.W., BRENNER. R.L., 1979. Storm-wave genesis of bioclastic carbonates in: Upper Jurassic epicontinental mudstones, east-central Wyoming. *Journal of Sedimentary and Petrology*, 49(4): 1307-1322.

T

- 260.** TAKASHIMA, R. ; NISHI, H. ; HAYASHI, H. ; OKADA, H. ; KAWAHATA, H. ; YAMANAKA, T. ; FERNANDO, A.G. & MAMPUKU, M. 2009. Litho- bio- and chemostratigraphy across the Cenomanian/Turonian boundary (OAE 2) in the Vocontian Basin of southeastern France, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273 : 61-74.
- 261.** TAYLOR, A. & GOLDRING, R. 1996. Short course in trace fossil analysis: interpretation and application. Ichron limited for Elf Aquitaine, Pau, 221pp.
- 262.** THOMAS, E. 1990. Late Cretaceous through Neogene deep-sea benthic foraminifers (Maud Rise, Weddell Sea, Antarctica). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Science Results* 113, 571–594.
- 263.** THOMEL, G. 1972. Les Acanthoceratideas cénomaniens des chaînes subalpines méridionales. *Mémoire de la société géologique de France* 116 (51), 204.
- 264.** THUROW, J., BRUMSACK, H.J., RULLKOTTER, J., LITTKE, R., & MEYERS, P. 1992. The Cenomanian/Turonian boundary event in the Indian Ocean—a key to understand the global picture. In: Duncan, R.A., Rea, D.K., Kidd, R.B., Rad, U.V., Weissel, J.K. (Eds.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean. Americ. Geophysical Union, Geophysical Monograph*, 70, 253–273.
- 265.** TISSOT, A. 1881. Carte régionale aux 1/400000 de l'Algérie avec notice explicative.
- 266.** TRÖGER, K. A., KENNEDY, W. J., BUMETT, J. A., CARON, M., GALE, A. S. & ROBASZYNSKI F. 1996. The Cenomanian Stage. *Bulletin de l'institut royal des sciences naturelles de Belgique* 66, 57–68.
- 267.** TUCKER, M.E., WRIGHT, V.P. 1990. Carbonate sedimentology, *Blackwell Scientific Publications*, Oxford. 482 pp.

V

- 268.** VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. (1977). Global cycles of relative changes of sea level. In: C.E. Payton (Ed), *Seismic stratigraphy. Applications to hydrocarbon Exploration. Amer. Assoc. Petroleum geologists*, 3, 418 pp.
- 269.** VAIL, P.R., COLIN, J.P., DU CHENE, R.J., KUCHLY, J., MEDIA VILLA, F., & TRIFILIEFF, V. 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations

chrono-stratigraphiques du bassin de Paris, *Bulletin de la Société Géologique de France*, 8 II (7) : 1301-1321.

- 270.** VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N., & PEREZ-CRUZ, G. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy, and sedimentology an overview. *In: Einsele, G., Ricken, W., & Seilacher, A., eds., Cycles and Events in Stratigraphy. Springer, Berlin, 617-659.*
- 271.** VAN DER ZWAAN, G.J., JORISSEN, F. J. & DE STIGTER, H. C. 1990. The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraints and applications. *Marine Geology* 95, 1–16.
- 272.** VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., JR., VAIL, P.R., SARG, F.J., LOUITIT, T.T., & HARDENBOL, J. 1988, An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. *In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.StC., Posamentier, H.W., Ross, C.A., et Van Wagoner, J.C., eds., Sea Level Changes: an Integrated Approach: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication, 42, 39-45.*
- 273.** VILA, J.M. 1980. La chaîne alpine d'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens. Thèse Doctorat ès Sciences Nat., Université Pièrre et Marie Curie, Paris VI, 2 tomes, 7 pl. h. t. 40 pl ; ph. H.t., 665 p., (roniotypée).
- 274.** VILA, J. M., FREIBERG, H., LAHONDERE, J.C., GOURINARD, Y., CHOUABI, A., MAGNE J. & DURAND-DELGA, M. 1995. Le chenal gréseux de l'Oligocène terminal et le Miocène de Sidi Affif dans leur cadre structural Est algérien : Origine saharienne du Numidien et calendrier des charriages miocènes. *C. R. Acad. Sci. Paris* 320, 1001-1009.
- 275.** VOUTE, C. 1967. Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Ain Fakroun-Ain Babouche et des régions limitrophes. *B.S.G.A, nouv. Série* 36, t.1.

W

- 276.** WILDI, W. 1983. La chaîne tello rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Rev. Géol. Dyn. Géog. Phys.*, (24), 3.
- 277.** WILMSEN, M. 2007. Integrated stratigraphy of the upper lower - lower middle Cenomanian of northern Germany and southern England. *Acta Geologica Polonica* 57 (3), 263–279.
- 278.** WILSON. J.L. 1975. Carbonate facies in geologic history. *Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York*, 470 pp.

279. WIESE. F., SCHULZE. F., 2005. The upper Cenomanian (Cretaceous) ammonite *Neolobites vibrayeanus* (d'Orbigny, 1841) in the Middle East: taxonomie and palaeoecology remarks. *Elsevier, Cretaceous Research*, 26, 930-946.
280. WRIGHT, V.P., & BURCHETTE, T.P. 1996. Shallow-water Carbonate environments. In Reading. H.G (ed.): *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*, Oxford (*Blackwell*). 325-394.
281. WRIGHT, C. W. & KENNEDY, W. J. 1981. The Ammonoidea of the Plenus Marls and the Middle Chalk. *Monograph of the Palaeontographical Society*, 148 pp.
282. WRIGHT, C.W. & KENNEDY, W. J. 1984. The Ammonoidea of the Lower Chalk, Part 1. *Monograph of the Palaeontographical Society*, 126 pp.
283. WRIGHT, C.W. & KENNEDY, W. J. 1987. The Ammonoidea of the Lower Chalk. Part 2. *Monograph of the Palaeontographical Society*, 127–218.
284. WRIGHT, C.W. & KENNEDY, W.J. 1990. The Ammonoidea of the Lower Chalk. Part 3. *Monograph of the Palaeontographical Society*, 219–194.

Y

285. YAHIAOUI, A. 1990. La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomanien supérieur à Coniacien inférieur) entre Batna et El Kantara (Algérie orientale): Stratigraphie, Sédimentologie et Paléogéographie, *Thèse de Doctorat*, Université de Nancy I, 207 pp.

Z

286. ZAGRARNI, M. F., NEGRA, M. H. & HANINI, A. 2008. Cenomanian - Turonian facies and sequence stratigraphy, Bahloul Formation, Tunisia. *Sedimentary Geology* 204, 18–35.
287. ŽITT. J., KOPACOVA. M., NEKOVARIK. C., 2003. Epibionts of mollusc shells from the Korycany limestones (Late Cenomanian, Czech Republic). *Bulletin of the Czech Geological Survey*, 78 (1), 41-52.
288. <https://fr.slideshare.net/MennouKhalilouAffouri/geochimie-des-hydrocarbures-mpgp1-14-15>.