

République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique
Université des frères Mentouri Constantine 1
Faculté des sciences de la terre, de géographie et de l'aménagement du territoire
Département des sciences géologiques

N°ordre :.....

N° de série :.....

Thèse présentée en vue de l'obtention du diplôme de doctorat sciences en géologie

Option : Géologie structurale

**Stratigraphie, sédimentologie et paléogéographie de
l'Albien de l'Aurès septentrional (Algérie
nord-orientale)**

préparée par : DJEFFAL Rami

Devant le jury :

Président	CHELLAT Smaïne	Professeur Université Constantine 1
Directeur de thèse	CHADI Mohamed	MCA Université Constantine 3
Examineur	CHABOUR Nabil	Professeur Université Constantine 1
Examineur	BENABBES Chaouki	Professeur CRAT Constantine
Examineur	BOUAÏCHA Foued	MCA Université Constantine 1
Examineur	YOUCEF BRAHIM El Hadj	MCA Université Batna 2

Soutenue publiquement le 29/02/2024



Remerciements

Au début de cette thèse, je tiens à exprimer ma gratitude envers le Tout-Puissant Allah de m'avoir enseigné ce que j'ignorais et de m'avoir apporté le soutien que j'avais besoin tout au long de ma vie. Merci Dieu.

Cette modeste thèse a impliqué la collaboration de plusieurs personnes et à partir de cet espace, je désire exprimer ma profonde gratitude envers eux pour leur soutien précieux dont je suis reconnaissant.

Je tiens à remercier mon directeur de thèse M. Chadi Mohamed pour ses précieux conseils et son support inconditionnel. Son expertise en géologie et son soutien indéfectible ont été la pierre angulaire de cette thèse et sans lui ce projet n'aurait jamais vu le jour.

Mes remerciements sincères vont à M. Chellat Smaïne, professeur à l'université de Constantine 1 pour avoir accepté de présider le jury examinant cette contribution et aussi pour les conseils en sédimentologie et surtout en pédagogie qu'il m'a toujours été généreux lorsque j'étais son collègue au Campus de Zouaghi Suleiman.

Je tiens à exprimer ma gratitude sincère à M. Chabour Nabil pour avoir accepté d'examiner ma thèse. Son engagement et expertise sont des atouts précieux, et je suis honoré de bénéficier de son implication dans ce processus académique.

Je tiens à remercier également M. Benabbes Chaouki d'avoir accepté examiner cette thèse et apporter ses connaissances pour l'améliorer, malgré ses occupations administratives.

Mon cher ami, M. El Hadj Youcef Brahim, je vous remercie pour votre acceptation à évaluer ce travail malgré vos occupations administratives, mais cher ami, vous savez bien que votre apport dans ma vie est largement supérieur et vous savez bien que je ne serais jamais arrivé à ce jour si vous n'étiez pas mon ami intime.

Mes Remerciements vont également à Mr. Bouaicha Foued, Maître de conférences à l'université de Constantine 1 d'avoir fait partie du jury et d'avoir partagé ses connaissances dans le domaine des SIG sans la moindre hésitation.

Mes collègues et amis, je vous suis également reconnaissant pour nos échanges fructueux parfois vifs, nos discussions stimulantes et votre amitié, qui ont enrichi mon parcours doctoral.

Dédicaces

À mes chers parents, Ayache et Sassia, je tiens à exprimer toute ma gratitude pour l'amour, l'encouragement et le soutien inconditionnel qu'ils m'ont apporté tout au long de ma vie. Je suis infiniment reconnaissant pour tout ce que vous avez fait pour moi.

À mes frères et sœurs : Hamza, Fathi, Allaeddine, Bassi, Mira et Nada, je vous remercie pour tous les bons moments que nous avons partagés ensemble, pour les rires, les larmes, les défis et les victoires. Vous avez été pour moi une source constante de réconfort et d'inspiration, et je suis reconnaissant pour votre amour et votre soutien indéfectibles.

À ma femme Soumia, je t'exprime ma plus profonde gratitude pour ton amour, ta compréhension et ton soutien inconditionnel. Tu as été mon alliée, mon confident et mon soutien tout au long de ce voyage de la préparation de ma thèse, et je ne pourrais pas l'avoir accomplie sans toi.

À ma fille Iline, je te dédie cette thèse avec tout mon amour. Tu as été la source la plus brillante de joie et d'espoir dans ma vie. Je suis impatient de voir les merveilles que tu accompliras dans ta propre vie.

Enfin, à mes amis les plus chers, je vous remercie pour votre amitié constante et votre soutien inébranlable. Vous avez été là pour moi à chaque étape de ma vie, m'encourageant, me soutenant et me faisant rire. Je suis reconnaissant pour votre présence dans ma vie. Je suis profondément reconnaissant à chacun d'entre vous pour votre rôle dans ce que j'ai accompli, et cette thèse est autant le fruit de vos efforts que des miens. Je vous remercie du fond du cœur.

Résumé

Le massif de l'Aurès se localise au Nord-Est de l'Algérie et appartient au domaine atlasique qui fait partie de l'avant pays de la chaîne Alpine de l'Afrique du Nord.

L'intégration des différentes analyses (lithostratigraphique, sédimentologique, structurale et paléogéographique) nous a permis de décrire la série albienne de l'Aurès et comprendre les facteurs qui ont contrôlé la sédimentation durant cet étage.

L'utilisation combinée des méthodes classiques et modernes a permis de mettre en évidence la structure de l'Aurès. Ce dernier montre une certaine simplicité où il s'organise en six vastes plis d'axes parallèles, de direction générale NE-SW. Ces plis de grande extension sont affectés par un réseau dense de fractures et dont les deux familles les plus importantes sont la NE-SW et la NW-SE. La structure actuelle de l'Aurès est héritée des phases tectoniques qui se sont succédées depuis le Trias, mais il s'est surtout structuré durant la phase atlasique d'âge fini-Lutétien.

La série stratigraphique de l'Albien de l'Aurès septentrional est étudiée en se basant sur l'analyse détaillée de quatre (04) coupes. Cette série laisse apparaître deux unités lithologiques superposées bien distinctes : une unité inférieure à dominante marneuse avec des intercalations des grès et une unité supérieure toujours plus épaisse formée par des marnes à intercalations des calcaires. La partie supérieure de l'Aptien est aussi couverte dans cette étude et elle est caractérisée par la présence des constructions récifales. L'épaisseur de l'Albien aurésien varie entre 150 m et 300 m. Ce changement d'épaisseur d'un endroit à l'autre est expliqué par la structure héritée des événements tectoniques antérieurs et la perturbation du niveau marin durant la sédimentation.

L'étude sédimentologique nous a permis de décrire trente-trois faciès regroupés en sept (07) paléoenvironnements. Ces derniers s'organisent dans deux types de plateforme : une plateforme mixte et une plateforme carbonatée. L'enchaînement de ces faciès s'est fait dans le cadre des mégaséquences qui sont limitées par des discontinuités d'extension régionale. Durant l'Albien, l'Aurès était le siège d'une sédimentation à caractère peu profond. Cette dernière a connu des changements importants durant l'étage en question et elle a été principalement contrôlée par le contexte régional du bassin et l'activité tectonique synchrone au dépôt.

Mots-Clés : Albien, Aurès, Plateforme mixte, Plateforme carbonatée, Pli, Fracture.

Abstract

The Aures Massif is located in northeastern Algeria and belongs to the Atlas domain, which is part of the foreland of the North African Alpine Belt. The integration of various analyses (lithostratigraphic, sedimentological, structural, and paleogeographical) has allowed us to describe the Aures Albian series and understand the factors that controlled sedimentation during this stage.

The combined use of classical and modern methods highlighted the structure of the Aures. It exhibits a certain simplicity where it is organized into six vast folds with parallel axes and a general NE-SW direction. These extensively folded structures are affected by a dense network of fractures, with the two most important families being NE-SW and NW-SE. The current structure of Aures is inherited from tectonic phases that have occurred since the Triassic, but it was mainly structured during the Late Lutetian-age Atlas phase.

The stratigraphic series of the northern Aures Albian is studied based on the detailed analysis of four (04) cross sections. This series reveals two distinct lithological units : a lower unit dominated by marl with intercalations of sandstone and an upper unit, even thicker, composed of marls with intercalations of limestone. The upper part of the Aptian is also covered in this study and is characterized by the presence of reef constructions. The thickness of the Aures Albian varies between 150 m and 300 m. This variation from one location to another is explained by the inherited structure from previous tectonic events and the fluctuation of sea level during sedimentation.

The sedimentological study allowed us to describe thirty-three (33) facies that are grouped into seven (07) paleoenvironments. These are organized within two types of platforms : a mixed platform and a carbonate platform. The succession of these facies occurred within the framework of megasequences bounded by regional-scale discontinuities. During the Albian, the Aures experienced shallow sedimentation. This sedimentation underwent significant changes during this stage and was mainly controlled by the regional basin context and synchronous tectonic activity during deposition.

Keywords : Albian, Aures, Mixed Shelf, Carbonate Shelf, Fold, Fracture

ملخص:

تقع جبال الأوراس في الشمال الشرقي للجزائر وتنتمي إلى سلسلة الأطلس الصحراوي والتي تنتمي بدورها إلى المنطقة الأمامية للسلسلة الجبلية الألبينية الشمال إفريقية. توظيف مختلف التحاليل (اليتوستراتيغرافية، الترسيبية، البنيوية، الباليوجرافية) سمح لنا بوصف السلسلة الألبية الخاصة بالأوراس و فهم العوامل التي أثرت على الترسيب خلال هذه الفترة.

الإستخدام المزدوج للأساليب التقليدية و الحديثة سمح لنا بإظهار البنية الحالية للأوراس. يُظهر الأوراس بنية تبدو بسيطة و ذلك من خلال تتابع ستة طيات كبيرة و متوازية ذات إتجاه شمال شرق-جنوب غرب. يتخلل هذه الطيات شبكة كثيفة من الإنكسارات ذات الإتجاهات المختلفة لكن أهم إتجاهين هما الشمال شرقي نحو الجنوب غربي و الإتجاه المعامد له. تُعزى البنية الحالية لجبال الأوراس إلى تتابع مختلف المراحل التكتونية التي تتابعت منذ العصر الترياسي لكن تمت هيكلته

تمت دراسة السلسلة الألبية الخاصة بالشمال الأوراسي بناءً على التحليل المفصل لأربع مقاطع جيولوجية. تُظهر هذه السلسلة بوضوح وجود وحدتين صخريتين متوضعتين : سلسلة سفلية تغلب عليها الصخور المارلية مع وجود تخللات من الحجر الرملي في حين أن الوحدة العلوية و التي تُظهر دائماً سماكة أكبر تتشكل من صخور مارلية يتخللها الحجر الكلسي. دراستنا هذه تُغطي أيضاً الجزء العلوي من الأبتيان و الذي يتميز بوجود تشكيلات شعابية. يتراوح السمك الألبى في الأوراس ما بين 150 م إلى 300. يُعزى هذا التغير بين مختلف المواقع إلى البنية الموروثة من الأحداث التكتونية السابقة و إضطراب مستوى البحر أثناء عملية الترسيب.

سمحت لنا الدراسة الترسيبية بوصف ثلاثة و ثلاثون سحنة مجتمعة في 7 أنواع من البيئات القديمة. تندرج هذه البيئات ضمن نوعين من السطائح: سطيحة مختلطة و سطيحة كاربوناتية. تتابعت هذه السحنات ضمن تسلسلات كبيرة تفصل بينها إنقطاعات ذات إمتداد إقليمي. خلال العصر الألبى شهدت الأوراس ترسيباً ضحل. شهد هذا الأخير تغييرات كبيرة خلال هذه المرحلة و كان متأثراً أساساً بالسياق العام للأوراس و النشاط التكتوني المصاحب للعملية. أساساً خلال المرحلة الأطلسية و التي حدثت خلال نهاية عصر اللوتيسان.

الكلمات المفتاحية: الألبى، الأوراس، سطيحة مختلطة، سطيحة كاربوناتية، طية، إنكسار.

1.2.1.1.2	Le domaine des flyschs	10
1.2.1.1.3	Les formations oligo-miocènes	12
1.2.1.2	La partie méridionale	12
1.2.1.2.1	Le domaine externe (tellien externe)	12
1.2.1.2.2	L'avant pays (avant-fosse sud-tellienne)	13
1.2.2	Le domaine atlasique	14
1.2.2.1	Les Monts de Tlemcen	14
1.2.2.2	Les Monts de Daïa	14
1.2.2.3	Les Hauts Plateaux	15
1.2.2.4	Les Monts du Hodna et les monts de Belezma Batna	15
1.2.2.5	L'Atlas Saharien <i>s.l</i>	15
1.2.2.5.1	L'Atlas Saharien <i>s.s</i>	15
1.2.2.5.2	Les Monts Aurès-Nemencha	15
1.2.2.5.3	Les Monts du Zab : Ouest de l'Aurès	16
1.3	Cadre stratigraphique	16
1.4	Historique des travaux	22

2 Cadre tectonique et structural 25

2.1	Introduction	25
2.2	Les évènements tectoniques	25
2.2.1	Les évènements mésozoïques	25
2.2.1.1	Trias-Jurassique moyen	25
2.2.1.2	Jurassique supérieur	25
2.2.1.3	Crétacé inférieur	26
2.2.1.3.1	Aptien-Albien	26
2.2.1.4	Crétacé supérieur	27
2.2.1.4.1	Turonien-Sénonien	27
2.2.1.4.2	Santonien supérieur	27
2.2.1.4.3	Maastrichtien moyen à supérieur	27
2.2.2	Les phases cénozoïques	27
2.2.2.1	Éocène	27

2.2.2.2	Miocène	28
2.2.2.2.1	Aquitaniien-Burdigalien	28
2.2.2.2.2	Tortonien	28
2.2.2.3	Quaternaire-tectonique récente-	28
2.3	Schéma structural de l'Aurès	29
2.3.1	Limites géologiques de l'Aurès	29
2.3.1.1	Synclinal El-Maadher-Batna-Aïn Touta-limite nord-	29
2.3.1.2	L'accident Sud-Atlasique -limite sud-	29
2.3.1.3	Alignement NW-SE Batna-Oued Mellagou -limite est-	30
2.3.1.4	Géosuture Hodna-Aurès -limite ouest-	30
2.3.1.5	Les Monts de Nememcha - limite sud est	30
2.3.2	Les grands axes des plis	30
2.3.2.1	Axe anticlinal de Djebel Metlili, Djebel Ich Ali et Djebel Bouarif	31
2.3.2.2	Axe anticlinal de Djebel Mérkizane, Djebel Haouidja, Djebel Igguedelène, Djebel Temagoult et Djebel Delaa	31
2.3.2.3	Axe synclinal de Bouzina	32
2.3.2.4	Axe anticlinal de Djebel Azereg, Djebel Ichmoul, Djebel Chélia	35
2.3.2.5	Axe synclinal de Rhassira	35
2.3.2.6	Axe anticlinal de Djebel Ahmar Khaddou, Djebel Aslef El Ahmane, Djebel Toubount et l'anticlinal de Khenchela	36
2.4	L'analyse linéaire	38
2.4.1	Méthodologie	39
2.4.1.1	Collecte de données	39
2.4.1.1.1	Les images multispectrales :	39
2.4.1.1.2	Les Modèles Numériques de Terrain (MNT) :	41
2.4.1.2	Prétraitement	41
2.4.1.3	Traitement	42
2.4.1.3.1	Les combinaisons de bandes :	42
2.4.1.3.2	Les rapports de bandes :	44
2.4.1.3.3	L'analyse en composante principale :	44

2.4.1.3.4	Les filtres directionnels :	44
	
2.4.1.3.5	Les reliefs ombrés :	44
	
2.4.1.3.6	L'extraction des linéaments :	47
	
2.4.2	Résultats et discussion	47
2.4.2.1	Longueur et orientation	47
2.4.2.2	Densité	49
2.4.2.3	Les facteurs contrôlant la distribution des linéaments	52
2.4.2.3.1	Facteurs topographiques	52
2.4.2.3.2	Facteurs géologiques	52
2.4.3	Les directions majeures des linéaments géologiques	53
2.4.3.1	La famille NE- SW	53
2.4.3.2	La famille NW-SE	53
2.4.3.3	La famille E-W	54
2.4.3.4	La famille N-S	54
3	Lithostratigraphie	56
3.1	Introduction	56
3.2	Description lithologique des coupes	57
3.2.1	Coupe de Koudiat Tenoun Kenine	57
3.2.1.1	Formation de Serdj-Aptien-	59
3.2.1.2	Formation de Fahdene -Albien-	63
3.2.2	Coupe d'El Hammam	66
3.2.2.1	Formation de Serdj (Aptien)	66
3.2.2.2	Formation de Fahdene (Albien)	69
3.2.3	Coupe de Taghit Bacha	73
3.2.3.1	Formation de Serdj -Aptien- (2 m)	73
3.2.3.2	Formation de Fahdene -Albien- (159 m)	73
3.2.4	Coupe d'Amentane	81
3.2.4.1	Description de la coupe	81
3.2.4.2	Formation de Serdj (Aptien)	81
3.2.4.3	Formation de Fahdene (Albien)	83
3.2.4.4	Formation de Zebbag inf (Cénomanién)	87
4	Sédimentologie	92
4.1	Introduction	92

4.2	La classification des roches	92
4.2.1	Les roches carbonatées	92
4.2.1.1	Classification de (FOLK, 1959)	92
4.2.1.1.1	Dénomination	93
4.2.1.2	Classification de DUNHAM (1962)	93
4.2.1.2.1	Dénomination	93
4.2.2	Les grès	94
4.2.3	Les roches mixtes silicoclastiques-carbonatées	96
4.3	Les composants des roches	96
4.3.1	les grains squelettiques	97
4.3.1.1	Les foraminifères benthiques	97
4.3.1.2	Les foraminifères planctoniques	97
4.3.1.3	Les ostracodes	97
4.3.1.4	Les algues	98
4.3.1.5	Les bryozoaires	98
4.3.1.6	Les bivalves (pélicypodes)	98
4.3.1.7	Les échinodermes	99
4.3.1.8	Les gastéropodes	99
4.3.1.9	Les serpulides et annélides	99
4.3.1.10	Les coraux	99
4.3.1.11	Les éponges	100
4.3.2	Les grains non squelettiques	100
4.3.2.1	Les ooïdes	100
4.3.2.2	Les oncoïdes	100
4.3.2.3	Les péloïdes	101
4.3.2.4	Les lithoclastes	101
4.3.2.5	Le Quartz	101
4.3.2.6	Le fer	102
4.3.2.7	La pyrite	102
4.3.2.8	La glauconie	103
4.3.2.9	Le phosphate	103
4.4	Analyse faciologique et microfaciologique	104
4.4.1	Faciès de mer ouverte	106
4.4.1.1	Faciès de mer ouverte à position distale (offshore)	106
4.4.1.1.1	Mudstone à rares microfossiles	106
4.4.1.1.2	Mudstone-Wackestone à rares débris de bivalves et spicules	106

4.4.1.1.3	Mudstone laminé azoïque	106
4.4.1.2	Faciès de mer ouverte à position intermédiaire (shoreface)	107
4.4.1.2.1	Mudstone à rares foraminifères benthiques	107
4.4.1.2.2	Mudstone à rares débris de bivalves	107
4.4.1.3	Faciès de mer ouverte à position proximale, -avant récif-	109
4.4.1.3.1	Wackestone à rares foraminifères benthiques et ostracodes	109
4.4.1.3.2	Wackestone à ostracodes et foraminifères benthiques	109
4.4.1.3.3	Wackestone à grains de quartz	110
4.4.2	Faciès de plateforme moyenne	110
4.4.2.1	Faciès de barrière récifale (Platform margin reef)	110
4.4.2.1.1	Rudstone à bioclastes	110
4.4.2.1.2	Floatstone-Rudstone à rudistes	112
4.4.2.2	Faciès du haut fond	112
4.4.2.2.1	Grainstone à ooïdes et grains de quartz	112
4.4.3	Faciès de plateforme interne	113
4.4.3.1	Faciès de milieu subtidal (open lagoon)	113
4.4.3.1.1	Wackestone à échinodermes et bivalves	113
4.4.3.1.2	Packstone à ooïdes et nérinées	113
4.4.3.1.3	Packstone à orbitolines	115
4.4.3.1.4	Packstone à oncoïdes	115
4.4.3.1.5	Packstone à peloïdes et bivalves	117
4.4.3.1.6	Packstone à foraminifères benthiques	118

4.4.3.1.7	Packstone-Grainstone à bivalves et gastéropodes	118
4.4.3.1.8	Grainstone à péloïdes	118
4.4.3.2	Faciès de milieu intertidal	120
4.4.3.2.1	Grainstone à bivalves	120
4.4.3.2.2	Packstone à oncoïdes	120
4.4.3.2.3	Grainstone à oncoïdes	122
4.4.3.2.4	Grainstone à oncoïdes et ooïdes	122
4.4.3.2.5	Grainstone à bivalves et annélides	122
4.4.3.2.6	Grainstone à bivalves de grande taille	124
4.4.3.2.7	Grainstone à éléments remaniés	126
4.4.3.2.8	Arénite quartziteux grossier à bivalves	126
4.4.3.2.9	Packstone à grains de quartz et bivalves	127
4.4.4	Faciès de milieu supratidal	127
4.4.4.0.1	Packstone à ooïdes et grains de quartz	127
4.4.4.0.2	Wacke quartzeux oxydé	129
4.4.4.0.3	Arénite quartzitique azoïque	129
4.4.5	Faciès continentaux	129
4.5	Paléogéographie	129
4.5.1	L'analyse séquentielle	129
4.5.1.1	L'évolution séquentielle durant l'Aptien moyen-supérieur :	131
4.5.1.2	1 ^{re} Mégaséquence -M1-	131
4.5.1.2.1	1 ^{re} Mésoséquence M1S1	132
4.5.1.2.2	2 ^e Mésoséquence M1S2	132

4.5.1.3	2 ^e Mégaséquence -M2-	132
4.5.1.3.1	1 ^{re} Mésoséquence M2S1	133
4.5.1.3.2	2 ^e Mésoséquence M2S2	133
4.5.1.4	L'évolution séquentielle durant l'Albien :	133
4.5.1.4.1	1 ^{re} Mégaséquence -M3-	133
4.5.1.4.2	1 ^{re} Mésoséquence M3S1	134
4.5.1.4.3	2 ^e Mésoséquence M3S2	134
4.5.1.4.4	2 ^e Mégaséquence -M4-	134
4.5.1.4.5	1 ^{re} Mésoséquence M4S1	134
4.5.1.4.6	2 ^e Mésoséquence	134
4.5.2	Les discontinuités	135
4.5.2.1	Discontinuité au toit de la première mégaséquence SD1	135
4.5.2.2	Discontinuité au toit de la deuxième mégaséquence SD2	135
4.5.2.3	Discontinuité au toit de la troisième mégaséquence SD3	135
4.5.3	Évolution paléogéographique	140
Conclusion générale		145

Liste des figures

1	Situation géographique de l'Aurès par rapport au monde et par rapport à l'Algérie	5
2	Modèle numérique de terrain montrant le relief du massif de l'Aurès . . .	7
3	Les grands domaines structuraux de l'Algérie	8
4	Carte de localisation des principales unités géologiques de la chaîne des Maghrébides en Algérie (DURAND-DELGA, 1969)	9
5	Répartition des affleurements de la Dorsale calcaire le long de la marge algérienne (modifiée d'après Bouillin (1992)	11
6	Paléogéographie des marges africaine et européenne à la fin du Crétacé (Bouillin (1986))	11
7	Coupe générale synthétique des Maghrébides situant l'unité des Sellaoua	13
8	Carte géologique simplifiée de l'Aurès (LAFFITE, 1939) modifiée par DJEFFAL et al. (2023)	21
9	Paléokarst dans l'Aptien supérieur (a : région d'El Hammam, b : région de Koudiat Tenoun Kenine)	26
10	Coupe géologique de Djebel Metlili (LAFFITE, 1939), légèrement modifiée .	31
11	Schéma structural du massif de l'Aurès	33
12	Modèle numérique en 3 dimensions du massif de l'Aurès	34
13	Coupe géologique de Djebel Chélia (LAFFITE, 1939), légèrement modifiée	35
14	Coupe géologique de l'Aurès modifiée d'après HERKAT et GUIRAUD (2006)	37
15	Méthodologie suivie pour l'analyse linéamentaire	40
16	Grayscale image of Landsat 9 Band 5 b RGB-532 band combination of Landsat 9	43
17	Relief ombré gris dérivé des données SRTM avec un azimut solaire de 135°	46
18	Carte linéamentaire synthétique du Massif de l'Aurès	48
19	a. Histogramme de fréquences des longueurs des linéaments (graphique semi-logarithmique) b. statistiques de base sur les longueurs des linéaments	49
20	a Statistiques de base des classes de direction des linéaments b Diagramme de rose des linéaments extraits	50
21	Carte de densité linéamentaire du massif de l'Aurès	51

22	Photo montrant le degré élevé de la compaction tectonique au niveau du synclinal de Rhassira	51
23	Superposition des linéaments sur la carte des pentes de l'Aurès	52
24	Formations du Crétacé inférieur définies par	56
25	Carte géologique de Koudiat Tenoun Kenine	58
26	Colonne lithostratigraphique représentant les faciès aptien- albiens de Koudiat Tenoun Kenine	61
27	Coupe géologique de l'Albien de Koudiat Tenoune Kenine (a : Tracé de la coupe sur photo satellitale Google Earth, b : La coupe)	64
28	Faciès de Koudiat Tenoun Kenine	65
29	Carte géologique de Koudiat Tenoun Kenine	67
30	Colonne stratigraphique de la coupe d'El Hammam	68
31	Coupe géologique de l'Albien de la région d'EL Hammam (a : Tracé de la coupe sur photo satellitale Google Earth, b : La coupe)	71
32	Faciès de la coupe de l'Albien de la région d'El Hammam	74
33	Coupe géologique de l'Albien de la région de Taghit Bacha (a : Tracé de la coupe sur photo satellitale Google Earth, b : La coupe)	76
34	Colonne stratigraphique de la coupe de Taghit Bacha	79
35	Faciès de la coupe de l'Albien de la région de Taghit Bacha	80
36	Extrait de la carte géologique de l'Aurès soulignant la localisation de la coupe d'Amentane (modifiée d'après LAFFITE (1939))	82
37	Coupe géologique de l'Albien de la région d'Amentane(a : Tracé de la coupe sur photo satellitale Google Earth, b : La coupe)	85
38	Colonne lithostratigraphique de la coupe d'Amentane	88
39	Faciès de la coupe de l'Albien de la région d'Amentane	89
40	Corrélation lithostratigraphique entre les coupes réalisées	90
41	Classification de FOLK (1959) modifié par (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010)	93
42	Classification des calcaires par DUNHAM (1962) et la classification étendue par EMBRY et KLOVAN (1971)	94
43	Classification des grès (PETTIJOHN et al., 1975)	95
44	Classificaion des roches mixtes silicoclastiques-carbonatées (modifiée par FLÜGEL et MUNNECKE (2010) d'après MOUNT (1985))	96
45	Foraminifères planctonique (Base de la coupe de Taghit Bacha)	97
46	Oncoïdes contenant des algues rouges du Jurassique	101
47	Quartz néoformé (Coupe de Koudiat Tenoun Kenine)	102
48	Pyrite extrait des marnes de la base de la coupe Taghit Bacha	103
49	Model de dépôt de la plateforme constantinoise durant l'intervalle Aptien/Albien et les faciès (LAZIZ, 2020) associés	105

50	Microfaciès de mer ouverte à position distale	108
51	Microfaciès de mer ouverte à position proximale	111
52	Microfaciès de plateforme moyenne ou barrière récifale	114
53	Microfaciès de plateforme interne subtidale (partie 1)	116
54	Microfaciès de plateforme interne subtidale (partie 2)	119
55	Microfaciès de plateforme interne subtidale (partie 3)	121
56	Microfaciès de plateforme interne intertidale (partie 1)	123
57	Microfaciès de plateforme interne intertidale (partie 2)	125
58	Microfaciès de plateforme interne intertidale (partie 3)	128
59	Microfaciès de milieu supratidal	130
60	Bois silicifié de l'Albien de la région de Taghit Bacha	131
61	Évolution faciologique et analyse séquentielle de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine	136
62	Évolution faciologique et analyse séquentielle de la coupe d'El Hammam	137
63	Évolution faciologique et analyse séquentielle de la coupe d'Amentane . .	138
64	Évolution faciologique et analyse séquentielle de la coupe de Taghit Bacha	139
65	Niveau eustatique durant l'Aptien et l'Albien	140
66	Répartition des principaux faciès l'Albien inférieur et moyen, d'après VILA (1980) modifiée par CHIHAOUI (2009)	142

Liste des tableaux

2.1	Les bandes des images multispectrales Landsat 9 et Sentinel-2A	41
2.2	Les scènes mosaïquées et leurs dates d'acquisition	41
2.3	Statistiques de bases sur les grandes orientations des linéaments (DJEFFAL et al., 2023)	50
3.1	Les épaisseurs des deux unités formant l'Albien au niveau des coupes réalisées	91

Introduction

Le massif de l'Aurès se situe dans le Nord-Est de l'Algérie, au cœur du domaine atlasique. Il est constitué de vastes plis qui renferment une série sédimentaire allant du Trias jusqu'au Mio-Plio-Quaternaire. Cependant, les principaux affleurements appartiennent au Crétacé, qui comprend une série concordante avec la présence de tous les étages.

Durant l'Albien, la marge sud-téthysienne était le siège d'une sédimentation de dépôts marins peu profonds interrompue souvent par des épisodes d'une sédimentation des milieux profonds.

L'Albien de l'Aurès affleure dans tous les anticlinaux du massif avec une série puissante et se compose généralement de deux parties distinctes :

- À la base : des alternances de grès et des marnes avec des minces bancs de calcaire, sur une épaisseur de 150 à 200 m ;
- Au sommet : un faciès calcaire contient, à la base, des ammonites et au sommet dans des couches glauconieuses et phosphatées avec une riche faune de céphalopodes.

Malgré son importante présence en affleurement, l'Albien de l'Aurès n'est pas étudié en détail sur le plan stratigraphique, sédimentologique et paléogéographique. En effet, depuis les travaux de LAFFITE (1939), l'Albien de l'Aurès n'est jamais repris en étude ce qui pose des problèmes à différents ordres, essentiellement :

- **Stratigraphique et paléontologique** : les limites supérieure et inférieure restent toujours floues, également, les différentes subdivisions de l'Albien restent non définies et aucune étude paléontologique n'est encore réalisée ;
- **Sédimentologique et paléogéographique** : absence des études sédimentologique et paléogéographique détaillées pour reconstituer les milieux dépôts et les changements eustatiques.

Notre recherche essaiera de fournir une nouvelle compréhension de l'évolution géologique de l'Aurès durant l'Albien. Elle tentera aussi de contribuer à la compréhension du comportement de la sédimentation sous les différents contextes tectoniques : extensif à l'Aptien et compressif à l'Albien.

L'objectif est d'étudier cette série des points de vue : structural, lithostratigraphique,

sédimentologique et paléogéographique.

Dans le but de mener ce travail à bien, un plan qui prend en compte les travaux de terrain et de laboratoire comportant quatre chapitres est établi :

- **Chapitre 1 : Généralités** : vise à rassembler et à synthétiser les connaissances actuelles sur la géographie et la géologie de la région d'étude et de son contexte régional. Il se concentre également sur les caractéristiques et les variations de cette période géologique dans différents contextes géologiques notamment dans la marge sud-téthysienne.
- **Chapitre 2 : Cadre tectonique et structural** : l'objectif de ce chapitre est de comprendre les déformations tectoniques à l'origine de la structuration l'Aurès en se basant sur l'utilisation des outils de télédétection et des SIG.
- **Chapitre 3 : Lithostratigraphie** : consiste à fournir une description complète et détaillée des différentes couches rocheuses et des fossiles présents dans les coupes étudiées et cela a pour objectif la présentation de la série étudiée dans son cadre chronostratigraphique.
- **Chapitre 43 : Sédimentologie et paléogéographie** : Ce chapitre consiste à décrire et caractériser les différents microfaciès ainsi que leurs associations. Son but est également d'étudier la série albiennaise de l'Aurès du point de vue séquentiel en la divisant en séquences délimitées par les différentes discontinuités.
- **La conclusion générale** : synthétisera les principaux résultats et mettra en évidence les événements géologiques majeurs qui ont eu un impact sur la région étudiée.

La méthodologie

Dans le but d'atteindre les objectifs de cette recherche, il serait utile de suivre une méthodologie qui nous permettra de répondre aux différentes questions et hypothèses de manière exhaustive et rigoureuse. La méthodologie suivie dans notre étude est simple, mais qui tient compte des techniques classiques et modernes. Cette combinaison nous permettra d'explorer en profondeur les différents aspects du sujet étudié.

La synthèse bibliographique

La première étape de notre étude consiste à effectuer une recherche bibliographique approfondie sur l'Albien de manière générale, ainsi que sur l'Albien de l'Aurès de manière plus spécifique. Cette démarche nous permettra d'acquérir une compréhension approfondie de la période albiennaise. En parallèle, il est essentiel de se pencher sur le cadre stratigraphique de l'Aurès, en analysant les différentes couches géologiques qui le forment et en comprenant leur chronologie relative. De plus, il est indispensable d'étudier la structure régionale

à laquelle l'Aurès s'intègre. Cette analyse nous aidera à contextualiser les découvertes potentielles que nous pourrions faire dans notre recherche, en mettant en lumière les interactions complexes entre les différents éléments géologiques et stratigraphiques de la région étudiée.

Le travail du terrain

Après avoir mené une recherche bibliographique approfondie, nous avons identifié quatre coupes géologiques en fonction de leur position structurale et leur état d'affleurement. Sur le terrain, notre approche s'est concentrée sur une description minutieuse des affleurements sélectionnés. Nous avons pris en considération le contenu en fossiles et en minéraux lors de nos observations, cherchant à comprendre la richesse biologique et minéralogique des strates étudiées. De plus, nous avons examiné et décrit attentivement les structures sédimentaires présentes dans ces coupes.

Dans notre analyse, nous avons porté une attention particulière à la géométrie des couches, étudiant en détail leur disposition spatiale. Nous avons également examiné les indices qui peuvent indiquer un ralentissement de la sédimentation. Ces observations fines nous ont permis de mieux comprendre les processus géologiques impliqués dans la sédimentation des séries étudiées. Pour compléter notre étude, nous avons élaboré des colonnes stratigraphiques détaillées, tout en prélevant des échantillons pour des analyses ultérieures.

Dans le cadre de notre étude structurale, nous avons effectué des mesures précises en utilisant une boussole, prenant en compte la direction et le pendage des différents paramètres géologiques. Cette approche méthodique nous a permis d'obtenir des données précises sur l'orientation des strates et d'enrichir notre compréhension des caractéristiques structurales des formations géologiques étudiées.

Le travail du laboratoire

Au laboratoire, le processus de préparation des lames minces a été minutieusement suivi pour garantir des résultats précis et fiables. Les échantillons consolidés ont été travaillés dans l'atelier des lames minces des universités de Batna 2 et d'Annaba. Au total, nous avons préparé 150 lames minces sur ces échantillons.

Une partie particulièrement intéressante de notre travail a été consacrée aux échantillons de marnes. Pour étudier de près les contenus fossilifères, nous avons entrepris un processus de lavage sur 50 échantillons sélectionnés. Ce lavage minutieux a été effectué dans le but d'éliminer la fraction argileuse, permettant ainsi une observation plus claire des fossiles présents dans les marnes.

La télédétection et les SIG

La méthode suivie dans l'application de ces techniques est expliquée et illustrée dans la figure (Fig. 15).

CHAPITRE 1

Généralités

1.1 Cadre géographique

La région d'étude appartient à l'avant pays atlasique et couvre la partie septentrionale du massif majestueux de l'Aurès.

Situé à environ 150 km du Sud de la méditerranée entre les latitudes 34°48' et 35°34' N et les longitudes 5°34' and 7°09' E, l'Aurès forme un vaste îlot montagneux qui est partagé administrativement entre le triangle des trois wilayas : Batna au Nord, Biskra au Sud-Ouest et Khenchela à l'Est. (Fig. 1) et (Fig. 2).

1.1.1 Limites géographiques

De tous les soulèvements montagneux qui constituent l'Atlas algérien, l'Aurès est assurément celui dont la situation présente le plus d'intérêt géographique (BUSSON, 1900). L'Aurès se répartie sur une superficie d'environ 9400 km² avec une longueur maximale d'Est en Ouest de 150 km et une largeur maximale du Nord au Sud d'environ 75 km. Étant nettement individualisé géographiquement à l'observation, l'Aurès reste très difficile à cerner et n'est bien limité qu'au Sud. Selon DELARTIGUE (1904), les limites du massif sont marquées :

- **À l'Ouest** : par l'Oued El Haï et la voie romaine de Lambiridis à Biskra qui la sépare des monts du Zab (actuellement route nationale n°3) ;
- **Au Sud** : par le lac salé endoréique du Chott Melghir ;
- **À l'Est** : par l'Oued El Arab qui sépare Chott Melghir du Djebel Cherchar et qui est suivi par l'ancienne voie romaine de Badès à Khenchela (actuellement route nationale n°83 suivie par la route nationale n°80) ;
- **Au Nord** : par Sebket Djendli et Sebket Garaâ El Tarf que suit la route carrossable de Batna à Khenchela (actuellement route nationale n°88).

Naturellement, d'après MITARD (1941), l'Aurès est limité par trois façades :

- **Les plateaux du Nord** : comprenant toute la façade nord et les parties nord des façades ouest (vallée Batna-Aïn Touta) et est (plateau de Tamagra : actuellement Tamza). Le massif domine ces plateaux.
- **Le Djebel Cherchar** : dans la partie sud du bord est, entre Bled Kalaat Et Trab et Khangat Sidi Nadji : là le raccord des altitudes et la ressemblance des formes de détail rendent un peu artificielle la distinction entre les limites de l'Aurès.
- **L'arc subaurésien semi-désertique** : au Sud-Ouest et au Sud, fait alterner trois dépressions profondes (Plaine d'El Hodna, Plaine de l'Outaya et les Zibans orientaux, de Biskra à Khangat Sidi Nadji) avec deux régions de limites moins nettes. (Fig. 1)

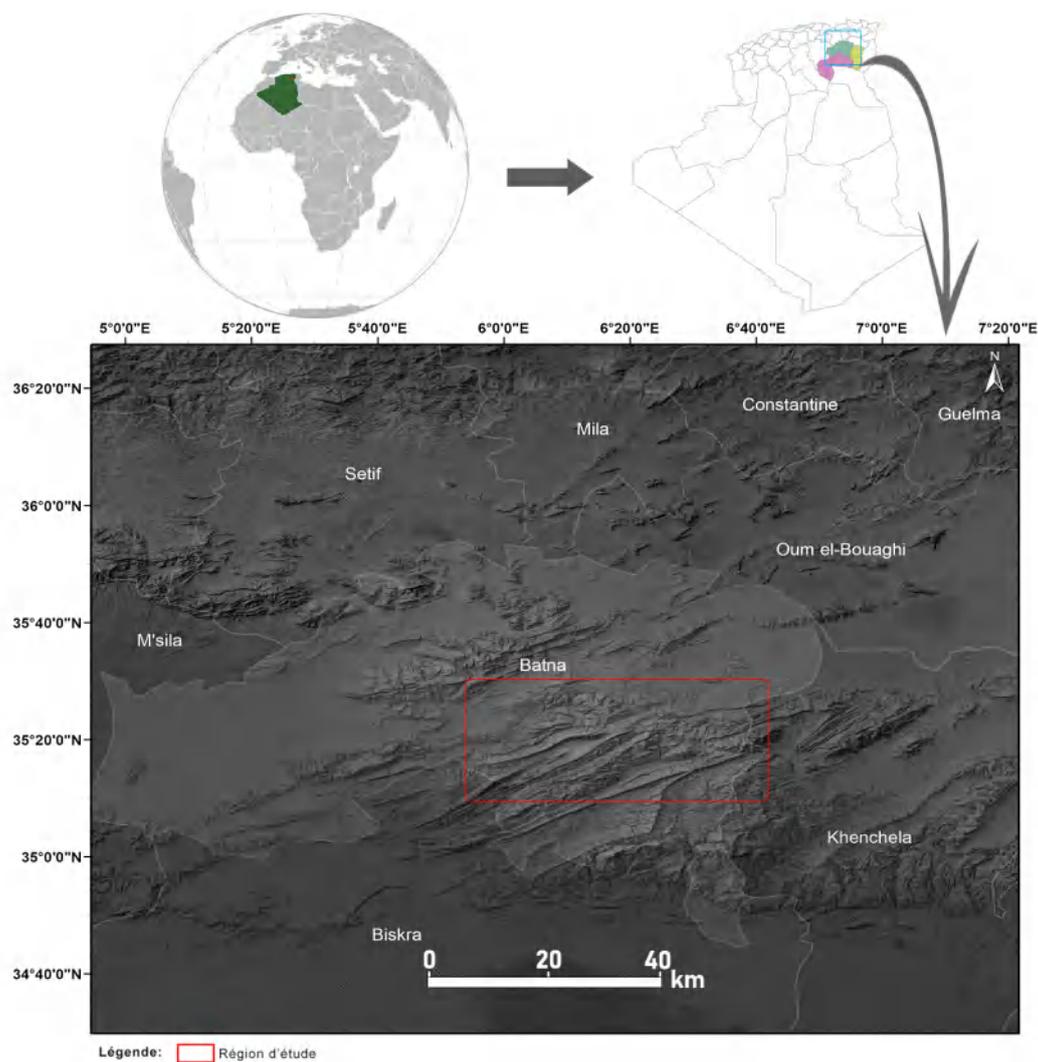


Fig. 1 – Situation géographique de l'Aurès par rapport au monde et par rapport à l'Algérie

1.1.2 Relief

Les traits géomorphologiques de la région d'étude sont tracés par BALLAIS (1981) dans sa thèse détaillée sur les Aurès. Selon ce dernier, les reliefs structuraux des Aurès s'organisent en trois types :

- **Les reliefs conformes à la structure (monts et vals)** : qui représentent l'écrasante majorité et se répartissent dans l'ensemble du massif (e.g., Djebel Aïdel, Djebel Chélia, Djebel Metlili, val de Ghassira, val d'El Kantra, val de Bouzina) ;
- **Les reliefs inverses par rapport à la structure (vals perchés)** : peu nombreux et concentrés surtout dans la partie septentrionale du massif (e.g., Djebel Aourès, Djebel Zelatou-Arhane, Djebel Djahfa, Djebel Mahmal, Djebel Groun) ;
- **Les barres appalachiennes** : qui occupent des surfaces très limitées, par définition,

surtout présentes dans la partie ouest du massif (e.g., crêts du Ras Gueddelane, crêt-barre du Zellatou, crêt du Djebel Haouidja et du Djebel Fedj, Djebel Islef Bou el Arouah).

1.1.3 Climat

Au niveau du massif de l'Aurès, le climat est de type méditerranéen, semi-continentale et dont l'hétérogénéité des reliefs implique une grande diversité et une irrégularité très importante entre les différentes zones. Le massif est caractérisé principalement par les étages bioclimatiques suivants :

- Sur les versants nord, on rencontre le semi-aride, le subhumide et l'humide avec une forte précipitation de 475 mm et une saison des pluies qui dure en moyenne six mois.
- Sur les versants sud, on rencontre le semi- aride et le subhumide avec une faible précipitation de 159 mm et des températures moyennes assez élevées et distingué par une période de sécheresse très longue. (BEGHAMI, 2013 ; BOUZEKRI, 2015)

1.1.4 Hydrographie

Le réseau hydrographique aurésien est plus au moins dense avec des écoulements endoréiques ou aériques. Les oueds permanents ont généralement deux directions d'écoulements : le Nord et le Sud car le massif forme un bourrelet entre les piémonts (MEHARZI, 2010).

Deux grandes catégories caractérisent le réseau hydrographique de l'Aurès :

- **Vallées des versants méridionaux** : Quatre vallées creusent l'Aurès : Oued El-Kantara et son affluent principal Oued Abdi, Oued El Abiod, Oued El Arab. Ils traversent le massif du Nord-Est vers le Sud-Ouest et constituent des compartiments dans la structure géographique.,
- **Vallées des versants septentrionaux** : Dont on cite : Oued El Madher, Oued Chemora, Oued Bou El Freiss, Oued Foum El Gueiss, Oued Menzel, Oued El Hamma, Oued Bou Roughel.

La ligne de partage des eaux, formant un axe, passe exactement par les sommets des Djebels de Ich Ali, Mahmel, Ichmoul et Chélia autrement dit des sommets dépassant les 2000 m d'altitude (MEHARZI, 2010).

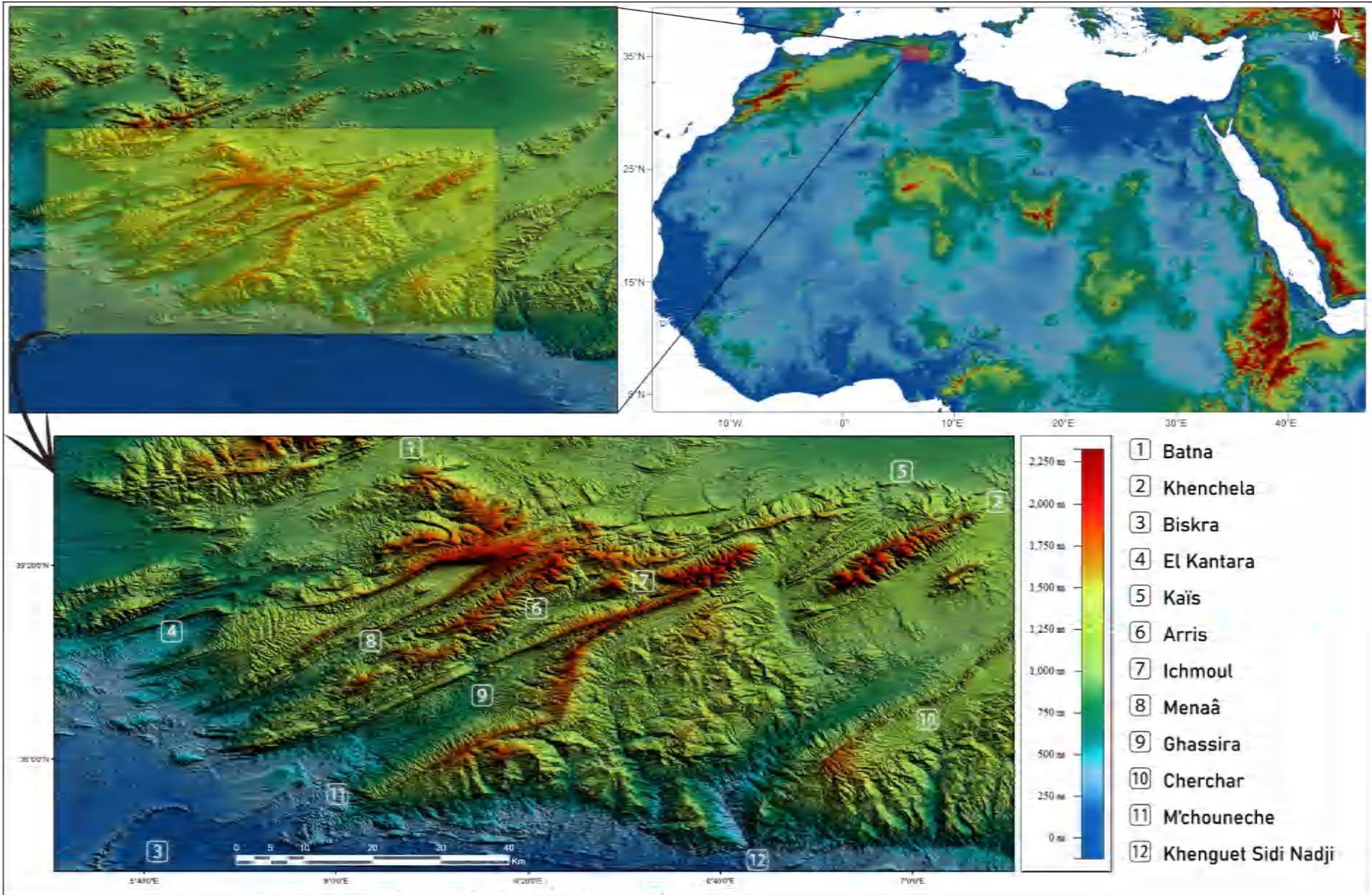


Fig. 2 – Modèle numérique de terrain montrant le relief du massif de l'Aurès

1.2 Cadre géologique

Le massif de l'Aurès est l'une des structures géologiques les plus remarquables de l'Afrique du Nord, son histoire remonte au Trias et toujours dépendante de son contexte régional. Donc, il est nécessaire de présenter un aperçu sur la géologie régionale dans laquelle s'inscrit notre région d'étude.

L'Algérie est située au Nord-Ouest de l'Afrique et largement ouverte sur la Méditerranée sur plus de mille deux cents kilomètres de côtes avec une direction orientée sensiblement E-W. Cette large ouverture a entraîné une histoire géologique diversifiée.

Dès les premières études géologiques, il a été clairement constaté que l'Algérie est subdivisée en deux domaines distincts, séparés par la grande flexure sud-atlasique (Fig. 3), chaque domaine présente une histoire géologique différente :

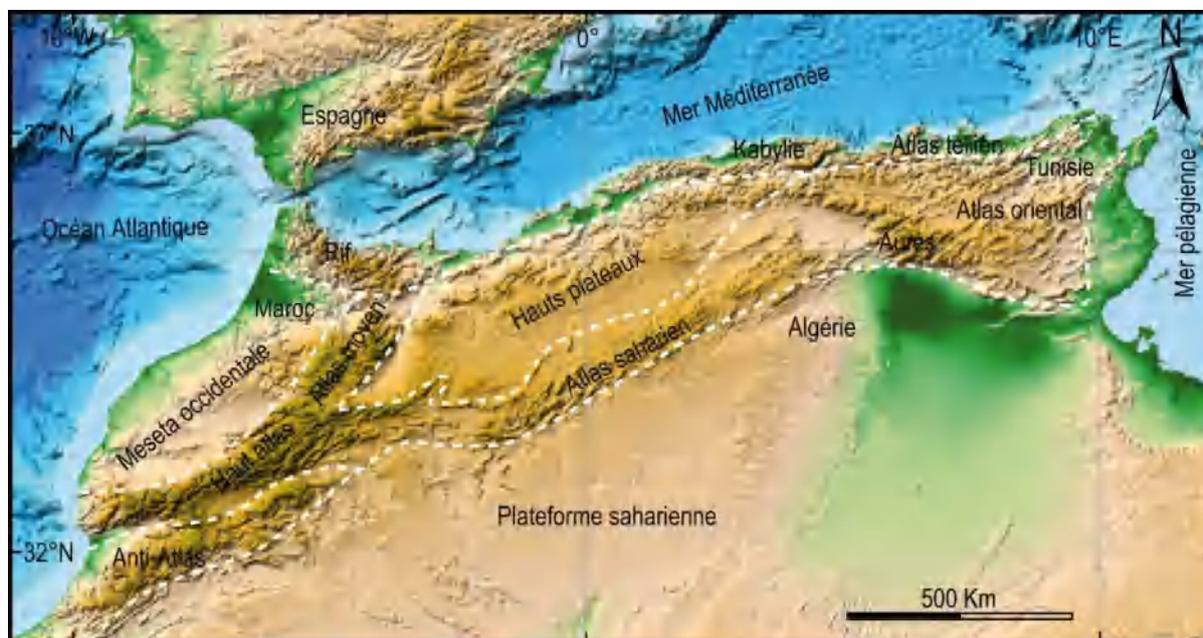


Fig. 3 – Les grands domaines structuraux de l'Algérie (HEZZI, 2014).

- **La plateforme saharienne au Sud** : stable et structurée essentiellement durant le Paléozoïque ;
- **L'Algérie du Nord** : ou Algérie alpine, d'une histoire complexe et constitue principalement le résultat d'une structuration tectonique fin crétacée et surtout tertiaire (DURAND-DELGA, 1969), cela est dû à la convergence entre l'Europe, l'Ibérie et l'Afrique ce qui a conduit au développement des systèmes orogéniques complexes le long du Sud de l'Ibérie et le Nord de l'Afrique (Fig. 4) ¹.

¹Du fait que la plateforme saharienne présente une histoire différente, on va seulement développer la partie de l'Algérie du Nord dont notre région d'étude est localisée.

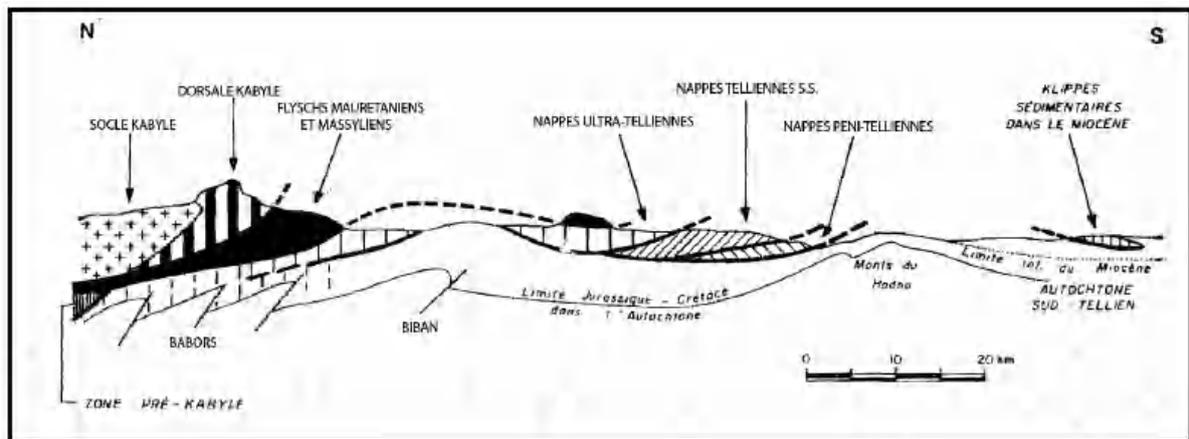


Fig. 4 – Carte de localisation des principales unités géologiques de la chaîne des Maghrébides en Algérie (DURAND-DELGA, 1969)

La chaîne des Maghrébides correspond à la chaîne alpine de l'Afrique du Nord (AUBOUIN & DURAND-DELGA, 1971) et 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 deux systèmes (BRACÈNE & FRIZON DE LAMOTTE, 2002) :

- Le système tellien au Nord ;
- Le système atlasique au Sud.

Chaque système est limité de son voisin par un front de déformation ou un contact tectonique majeur (BADJI, 2014).

1.2.1 Le système tellien

Par son rôle, il comprend deux parties structurales :

- **La partie septentrionale** : forme la bande sub-côtière de l'Algérie.
- **La partie méridionale** correspond aux domaines des nappes de charriage représentant les dépôts mésozoïques et cénozoïques de la marge africaine avant l'inversion. Ces nappes ont été mises en place au Miocène (BADJI, 2014 ; CAIRE, 1957 ; DURAND-DELGA, 1969 ; KIEKEN, 1974 ; KIEKEN, 1975 ; VILA, 1980).

1.2.1.1 La partie septentrionale

La partie septentrionale comprend du Nord au Sud :

- Le domaine interne (les Kabyliques) ;
- Le domaine des flyschs ;
- Les formations oligo-miocènes.

1.2.1.1.1 Le domaine interne (les Kabyliques)

La grande partie des affleurements de ce domaine se situe dans les deux régions Kabyles : La grande Kabylie et la Petite Kabylie (Fig. 5). Il est formé d'éléments issus de la dilacération de la plaque d'Alboran (blocs AlKaPeCa) que l'on trouve en Kabylie (BOUILLIN et al., 1986). On y distingue trois ensembles structuraux qui sont du Nord vers le Sud :

a Le socle cristallin

Les affleurements de ce sous-domaine à position structurale interne se retrouvent à l'Est dans la région d'Annaba (Edough) et se poursuivent à l'Ouest par des éléments discontinus jusqu'au Cap Ténès. Le socle kabyle laisse apparaître de bas en haut la succession suivante (BOUILLIN, 1977 ; DURAND-DELGA, 1969 ; RAOULT, 1974) :

- Un ensemble métamorphisé profond appartenant aux faciès de granulites de haute pression-haute température ;
- Des gneiss à intercalations parfois puissantes de quartzites et d'amphibolites ;
- Des schistes satinés ou phyllades peu métamorphiques, des grès et des porphyroïdes œillés ;
- La couverture sédimentaire paléozoïque, peu ou pas métamorphique, dont les séries débutent au Cambrien et peuvent atteindre le Carbonifère.

b La chaîne calcaire ou dorsale kabyle

Elle est localisée à la bordure méridionale du socle cristallin qu'elle transgresse et correspond à un ensemble de lames et d'écaillés empilées et chevauchées par le socle Kabyle. En Algérie, la chaîne calcaire affleure d'Ouest en Est : dans le Cap Ténès, au Chenoua, dans l'Algérois au Sud-Est d'Alger (dans le massif de Bouzegza), au Sud du socle de la Grande Kabylie (massif du Djurdjura et de Chellata), dans la Petite Kabylie, dans la chaîne numidique et dans le Constantinois (RAOULT, 1974). Elle est subdivisée en trois unités : interne, médiane et externe par les auteurs DURAND-DELGA (1969), RAOULT (1974) et VILA (1980). La série stratigraphique de ces trois unités est constituée par une série sédimentaire allant du Permo-Trias jusqu'au Lutétien.

1.2.1.1.2 Le domaine des flyschs

Le domaine des flyschs correspond à un secteur marin profond et mobile du Jurassique moyen au Burdigalien. Il se caractérise par des formations de plaines abyssales mises en place par des courants de turbidites (Fig. 6) (BOUILLIN, 1986). Le domaine des flyschs comporte quelques ambiguïtés majeures aussi bien dans sa nomenclature et l'âge de ses séries que dans sa paléogéographie (ABBASSENE, 2016) mais les différents auteurs distinguent trois groupes principaux :

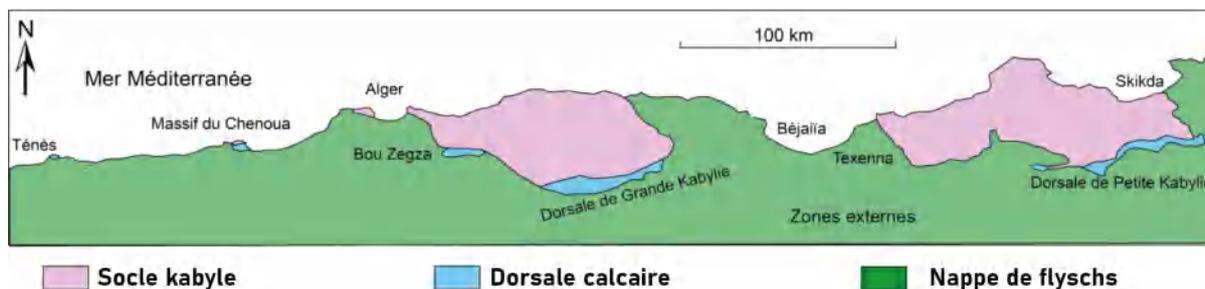


Fig. 5 – Répartition des affleurements de la dorsale calcaire le long de la marge algérienne (d'après BOUILLIN (1992) modifiée par ABBASSENE (2016))

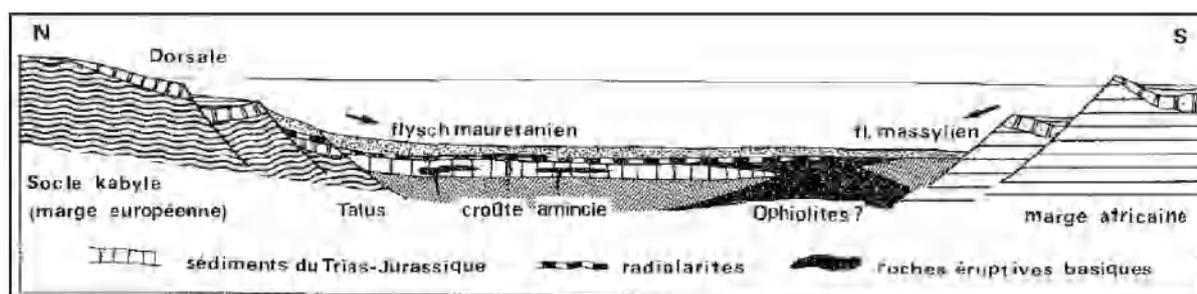


Fig. 6 – Paléogéographie des marges africaine et européenne à la fin du Crétacé (BOUILLIN, 1986).

a Le flysch maurétanien

Le terme "flysch maurétanien" est proposé par GÉLARD (1969) pour décrire la série qui réunit le flysch d'âge tithonique-crétacé inférieur nommé "Guerrouche" (DURAND-DELGA & LAMBERT, 1955) et le flysch d'âge crétacé supérieur-éocène-oligocène de Penthièvre (Aïn Berda au Sud-Ouest d'Annaba) (NEUMANN & VILA, 1967). Le flysch maurétanien comprend de bas en haut (VILA, 1980) :

- Des radiolarites rouges rapportées au Malm ;
- Un flysch calcaire d'âge néocomien ;
- Une puissante série argilo-gréseuse à la base qui peut atteindre l'Albien moyen et calcaire conglomératique au sommet d'âge Crétacé supérieur ;
- Des formations conglomératiques et micro-conglomératiques d'âge Yprésien.

b Le flysch massylien

Le flysch massylien est défini par RAOULT (1969) à Kef Sidi Driss, dans le Nord Constantinois. Il est exclusivement crétacé et comporte :

- Un flysch albo-aptien, périto-quartzique organisé en minces bancs ;
- Des phtanites d'âge céno-mano-turonien ;
- Un flysch à microbrèches d'âge sénonien (RAOULT, 1972).

Les flyschs massyliens se sont déposés dans la partie distale du sillon maghrébin et présentent une affinité africaine, tandis que les flyschs mauritaniens sont d'affinité européenne (Fig. 6) (BOUILLIN et al., 1986).

c Le Numidien

Dû son nom à L. E. FICHEUR (1890), la série stratigraphique comporte les trois termes suivants :

- Des argiles sous-numidiennes de couleur rouge, verte ou grise à *Tubotomaculum* ;
- Des bancs de grès épais de couleur jaunâtre ou blanchâtre à grains hétérogènes ;
- Des formations supra-numidiennes comportent des argiles, des marnes et des silexites.

La série numidienne est datée Oligocène supérieur-Miocène moyen. La convergence entre l'Europe et l'Afrique induit la fermeture de la Téthys et l'accrétion des flyschs à la marge africaine.

1.2.1.1.3 Les formations oligo-miocènes

Ces formations présentent généralement un caractère détritique qui correspond à des formations molassiques ou de type flyschs. La formation la plus connue de ce type est l'Oligo-Miocène-Kabyle (OMK) et dont le terme est employé pour la première fois par BOUILLIN et RAOULT (1971). Il s'agit d'une couverture détritique principalement conglomératique et gréseuse reposant en discordance sur le socle cristallin. L'OMK comporte (BOUILLIN, 1977 ; RAOULT, 1974) :

- À la base : des conglomérats d'âge Oligocène terminal-Aquitaniens basal ;
- Au milieu : des grès micacés, dont la partie supérieure contenant des silexites, est datée de l'Aquitaniens terminal-Burdigaliens moyen ;
- Au sommet : un olistostrome à débris divers de flyschs créacés.

Il est admis que le socle kabyle était probablement émergé durant le Secondaire du fait que la série oligo-miocène kabyle repose directement sur le socle kabyle (BOUILLIN & RAOULT, 1971 ; DURAND-DELGA, 1969).

1.2.1.2 La partie méridionale

1.2.1.2.1 Le domaine externe (tellien externe)

Les séries telliennes représentent des séries marneuses. Elles ont été structurées en trois grandes unités par les phases tectoniques tertiaires, selon VILA (1980), du Nord au Sud, on distingue :

- Les séries ultra-telliennes, composées de marno-calcaires clairs d'âge Valanginien à Vraconien, un Crétacé moyen à Rotalipores, un Sénonien plus détritique et un Éocène essentiellement marneux avec des calcaires à silex noirs (DURAND-DELGA, 1969). Ces séries sont connues dans l'Est algérien et en Tunisie ;
- Les séries telliennes sensu-stricto, se composent d'un Crétacé inférieur riche en dépôts terrigènes, avec des intercalations de faciès néritique modérées du Crétacé supérieur à l'Oligocène (VILA, 1980) ;
- Les séries péni-telliennes et les unités méridionales à Nummulites, elles se distinguent par une prédominance de faciès néritique carbonaté et marneux du Crétacé supérieur à l'Oligocène et présentent une forte similarité avec les séries de l'avant-pays méridionale (CHADI, 1991).

1.2.1.2.2 L'avant pays (avant-fosse sud-tellienne)

Les séries de l'avant pays allochtone sont regroupées en trois organisations par VILA (1980), d'Ouest en Est :

a L'organisation sétifienne

L'organisation sétifienne présente des séries mésozoïques de plate-forme subsidante et qui admettent des intercalations pélagiques. Seule leur frange méridionale décèle des variations significatives qui annoncent l'autochtone hodnéen plus méridional à l'Ouest (Djebel Tafourer) et les séries des Sellaoua à l'Est (Djebel Hamouda ou Anouda) (YOUCEF BRAHIM, 2018).

b L'organisation constantinoise :

L'organisation constantinoise comporte les zones néritiques constantinoises au Nord et les unités de Sellaoua (Fig. 7) au Sud. Les séries néritiques constantinoises forment des massifs isolés de tailles variables ; caractérisées principalement par des formations carbonatées du Mésozoïque.

Les unités de Sellaoua comprennent surtout des séries marno-calcaires crétaées

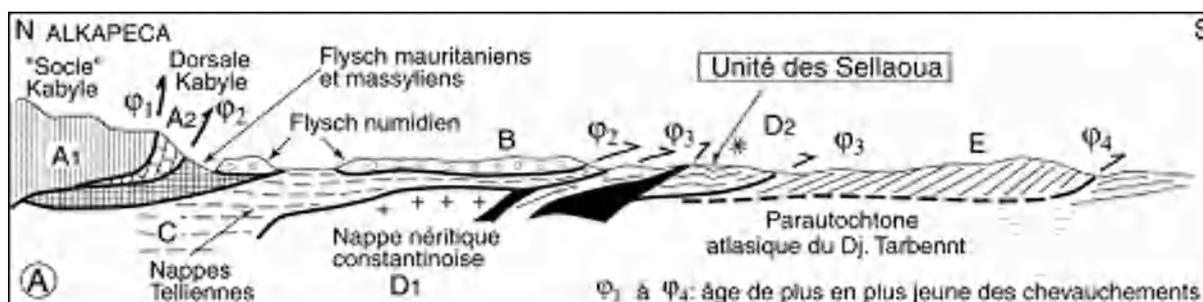


Fig. 7 – Coupe générale synthétique des Maghrébides situant l'unité des Sellaoua (PEYBERNÈS et al., 2002).

avec un léger apport détritique dans le Crétacé supérieur. Le Paléocène et le Lutétien supérieur sont marneux, par contre l'Yprésien est carbonaté et riche en Nummulites ; l'Oligocène est signalé par VILA (1980) et COIFFAIT (1992) in (BENABBAS, 2006). Le Djebel Djaffa constitue transition entre les séries néritiques constantinoises méridionales et les séries septentrionales des Sellaoua (CHADI, 1991 ; COIFFAIT, 1992 ; VILA, 1980).

c l'organisation algéro-tunisienne (zone des diapirs) :

L'organisation algéro-tunisienne a fait l'objet de l'étude entreprise par ROUVIER (1977). Elle montre une sédimentation analogue à celle des nappes telliennes ou celles des séries septentrionales de type Sellaoua.

1.2.2 Le domaine atlasique

C'est le domaine dont l'Aurès fait partie. Il s'agit d'un domaine avec une direction fondamentale NE-SW ($\approx N65^\circ$), il comprend en Algérie l'Atlas saharien prolongeant à l'Atlas Marocain et le domaine mésitien en Ouest et à l'Atlas tunisien en Est. Le domaine atlasique est limité au Sud par l'accident majeur Sud-Atlasique qui sépare toute l'Algérie du Nord de la plateforme saharienne. Plusieurs études ont fait l'objet du domaine atlasique au niveau de l'Est algérien (e.g., BRACÈNE, 2002 ; BUREAU, 1986 ; CHADI, 1991 ; CHEBBAH, 2007 ; COIFFAIT, 1992 ; HERKAT, 1999 ; KAZI-TANI, 1986 ; LAFFITE, 1939 ; LAZIZ, 2020 ; MARMI, 1995 ; VILA, 1980 ; YUCEF BRAHIM, 2018).

Le système atlasique comprend en Algérie : les Monts de Tlemcen, de Daïa, les Hauts Plateaux, l'Atlas Saharien (Monts des Ksour, Djebel Amour, Oulad Nails, les Monts des Aurès-Nememchas) et les Monts du Hodna (BRACÈNE, 2002).

1.2.2.1 Les Monts de Tlemcen

Les monts de Tlemcen sont situés dans la partie occidentale du domaine atlasique et constituent une barre montagneuse orientée WSW-ENE -comme les principales structures du domaine atlasique-, ils sont composés principalement de terrains carbonatés d'âge jurassique supérieur et de marnes gréseuses d'âge tertiaire où le Jurassique supérieur représente les affleurements les plus répandus dans ces Monts. Ils se développent entre les transversales de Tafna-Magoura (FTM) et d'Aïn Tellout (FAT) et apparaissent découpés en trois segments principaux articulés au niveau de zones de torsion maximale (BENEST, 1985).

1.2.2.2 Les Monts de Daïa

Les monts de Daïa ou Dahya, s'étendent au Sud Est de Sid Bel-Abbès entre le Telagh et Saïda et constituent les reliefs les plus élevés de la partie orientale des Hautes Plaines

Oranaises dominant les Hauts Plateaux. Ils se caractérisent par un épais Crétacé de plate-forme occupant l'axe d synclinaux tabulaires de direction NE-SW (PEYBERNÈS et al., 1984).

1.2.2.3 Les Hauts Plateaux

Les hauts plateaux sont aussi connus sous le nom des Hautes Plaines, ils bordent le Tell au Nord et l'Atlas Saharien *s.s* au Sud. Les "Hauts-Plateaux" oranais se marquent par de vastes étendues de Crétacé et de Jurassique faiblement plissées. Le Crétacé y montre des épaisseurs réduites en comparaison de celles de l'Atlas saharien, au Sud. Le contraste entre l'Atlas saharien et les plateaux oranais est très net et manifeste.(BOUALEM, 2018)

1.2.2.4 Les Monts du Hodna et les monts de Belezma Batna

Les Monts du Hodna correspondent à un domaine plissé, qui s'étendent sur une centaine de kilomètres et où se développent une série de petits plis étroits et de petites écaillés chevauchantes vers le Sud. D'Ouest en Est on distingue : Les massifs de Maadid, des Ouled Tebben, de Hadjar Labiod, du Bou Taleb, du Guetiane, du Fourhal et du Talkhemt (YOUCEF BRAHIM, 2018). Le prolongement oriental des Monts du Hodna correspond aux Monts de Belezma Batna. Il s'agit d'un anticlinal dissymétrique de direction moyenne N70°E et dont le flanc sud, vertical à inverse, est plus redressé que son flanc nord. Comme presque dans le domaine atlasique, les formations crétacées constituent l'essentiel de l'affleurement avec quelques endroits présentant des roches tertiaires (BUREAU, 1986; GUIRAUD, 1973)

1.2.2.5 L'Atlas Saharien *s.l*

L'Atlas Saharien *s.l* est séparé de la plateforme saharienne par la flexure sud-atlasique et comprend : l'Atlas Saharien *s.s*, les Monts du Zab, les Monts des Aurès-Nemencha.

1.2.2.5.1 L'Atlas Saharien *s.s* : Il est de direction générale SW-NE, bordé au Sud par la plateforme saharienne, au Nord par les hauts plateaux et à l'Est par le couloir des Zibane. Ce tronçon est d'aspect rectiligne d'une largeur moyenne d'environ 50 kilomètres. L'Atlas saharien *s.s*, s'élargit vers le SW, il comporte des plis dont les axes sont généralement confondus avec l'axe général de la chaîne (BENKERROU, 2010).

1.2.2.5.2 Les Monts Aurès-Nemencha : L'Aurès fait l'objet de notre étude, sa lithostratigraphie et structure seront développées dans les parties à suivre (Fig. 11) (*cf.* 1.3). À l'Est de l'Aurès les Monts de Nemencha, Nememcha ou encore Nemetcha présentent une certaine similarité avec l'Aurès en termes de formations et structure. Les plissements éocènes furent certainement très importants comme dans l'Aurès (LAFFITE, 1939).

1.2.2.5.3 Les Monts du Zab : Ouest de l'Aurès : Les monts du Zab sont appelés aussi les monts des Zibans, ils sont situés entre l'Aurès à l'Est et les monts d'Ouled Nail à l'Ouest. Le socle des Monts du Zab est formé du Mésozoïque et du Paléogène alors que la couverture est formée des roches d'âge néogène (CHEBBAH, 2007). Cette région correspond à un couloir de décrochement reliant l'atlas Saharien *s.s* aux Aurès. On y retrouve néanmoins les directions et les alignements structuraux atlasiques (AÏT OUALI, 1991) .

1.3 Cadre stratigraphique

La série lithologique de l'Aurès est caractérisée par des ensembles sédimentaires épais qui s'étendent sur le Mésozoïque et le Cénozoïque. Cependant, les affleurements du Tertiaire sont moins développés que ceux du Secondaire. L'étude de la série stratigraphique de l'Aurès est due principalement à LAFFITE (1939), d'autres auteurs ont contribué à la description des différents étages (e.g., BENMANSOUR (2016 b), BENSEKHRIA (2020), DJAIZ (2011), GHANDRICHE (1991), HERKAT (1999) et YAHIAOUI (1990)). Ici on présente un résumé sur la description réalisée par LAFFITE (1939). La série lithologique de l'Aurès comprend de la base au sommet (Fig. 8) :

- **Le Trias :** au niveau de l'Aurès le Trias affleure sous forme de pointements localisés à Dj. Melah, Maâfa, Arbaâ, Menaâ, Narah, Médina, Tarzout de Rioul et Khenchela. Il forme les roches les plus anciennes du massif et se trouve toujours en position stratigraphique anormale, soit sous forme de diapir ou injecté le long des accidents tectoniques. Il s'agit des roches de faible densité caractérisées par l'absence de fossiles et composées de marnes bariolées à quartz bipyramidés, de lentilles de gypse fibreux, d'anhydrite et d'argiles violacées, souvent accompagnées de masses dolomitiques.
- **Le Jurassique :** les affleurements du Jurassique au niveau de l'Aurès sont très localisés et se trouvent généralement en position normale contrairement aux régions voisines (GUIRAUD, 1973 ; MARMI, 1995 ; VILA, 1980 ; YUCEF BRAHIM, 2018), on peut distinguer (LAFFITE, 1939) :
 - Le Jurassique inférieur : représenté par le Toarcien affleurant au Sud-Ouest de la région de Menaâ à l'Est de Djebel Houdja sous forme de deux lambeaux de schistes tendres et fossilifères, emballés dans les marnes à gypses du Trias.
 - Le Jurassique supérieur : le cœur de l'anticlinal de Djebel El Azereg situé au Sud-Est des affleurements du Jurassique inférieur, correspond à une boutonnière²

² **une boutonnière** est une dépression creusée, par érosion, dans la partie haute de l'anticlinal provoquant une inversion de relief, découvrant des couches géologiques différentes de celle de la surface de l'anticlinal.

formée des terrains qui appartiennent au Kimméridgien et au Tithonien. Une dominance des roches carbonatées caractérise le Jurassique supérieur de l'Aurès et dont les terrains les plus anciens sont situés en position normale dans le cœur de l'anticlinal de Djebel El Azereg.

- **Le Crétacé** : est la période la plus développée en affleurement dans l'Aurès et dans ses régions voisines telles-que les Monts de Belezma-Batna au Nord et les Monts de Nementchas au Sud-Est. Le Crétacé de l'Aurès présente une série épaisse et concordante où tous les étages sont présents. La séparation entre les deux époques formant le Crétacé est relativement facile et visible de loin (LAFFITE, 1939) :

- **Le Crétacé inférieur** : affleure dans les reliefs les plus élevés de l'Aurès : Djebel El Azereg-Ichmoul, Chelia, Aïdel. Il forme une série de 2000 m avec une dominance des grès. Il débute par une série inférieure argileuse, accompagnée de quelque grès, parfois des quartzites, tandis que les calcaires ne représentent que 15 % de l'épaisseur de cette série qui est de 1000 m. la plus grande partie de ces terrains correspond au Valanginien, sa base est datée du Berriasien (BUREAU, 1975) :

- * **Le Valanginien** : affleure uniquement dans l'anticlinal de Djebel El Azereg où il forme une ellipse allongée autour de l'affleurement du Jurassique supérieur. Le Valanginien présente à la base des assises marneuses avec un niveau riche en fossiles pyriteux. Au milieu, s'intercalent des calcaires à Ostracées et des grès. Vers le sommet, on trouve parfois des grès et parfois des calcaires pisolithiques.
- * **L'Hauterivien** : dans l'Aurès, cet étage est caractérisé par deux faciès différents : au Sud-Ouest, sur une épaisseur qui varie entre 200 m et 500 m un faciès calcaro-gréseux, avec des calcaires pisolithiques à algues, au Nord-Est, un faciès gréseux et dolomitique peu fossilifère. L'Hauterivien est difficilement séparable du Valanginien et du Barrémien.
- * **Le Barrémien** : cet étage affleure dans le Djebel El Azereg, Djebel Chélia et l'anticlinal de Khenchela et présente une épaisseur qui varie entre 250 m au Sud et 400 m au Nord. Il correspond à un faciès de milieu très peu profond et présente au Sud-Ouest du massif des grès de dragées et des marnes rouges avec la présence des gypses correspondant à un milieu continental. Ce faciès passe vers le Nord-Est à des quartzites azoïques avec des intercalations de calcaires marins à foraminifères et/ou céphalopodes.
- * **L'Aptien** : est très répandu dans l'Aurès et affleure en grande épaisseur dans tous ses grands anticlinaux -Djebel El Azereg, Djebel Boughezal, Djebel Ichmoul et Djebel Chélia. L'Aptien de l'Aurès laisse apparaître

une partie inférieure à marnes et des calcaires marneux à ammonites datant l’Aptien inférieur et une partie supérieure formée par des marnes surmontées par des masses de calcaires à rares intercalations de marnes à orbitolines. La séparation des faciès aptiens de ceux du Barrémien est relativement facile comparativement à leur séparation des faciès albiens qui les surmontent.

- * **L’Albien**³ : comme l’Aptien, cet étage est connu dans tous les grands anticlinaux de l’Aurès. En général, il est formé par deux parties superposées :
 - À la base : sur une épaisseur de 150 m à 200 m des alternances de grès et de marnes avec des minces bancs de calcaires ;
 - Au sommet : un faciès calcaire d’environ 100 m d’épaisseur caractérisé à la base par la présence des *Knemiceras* et au sommet par des couches glauconieuses et phosphatées riches en céphalopodes.

Le Sud-Ouest de l’Aurès présente un Albien avec des faciès de très petite profondeur et même des faciès continentaux.

- Le Crétacé supérieur : constitue une série où les grès sont totalement absents. L’épaisseur du Crétacé supérieur au niveau du massif de l’Aurès est d’environ 3000 m. On y distingue les étages suivants (LAFFITE, 1939) :

- * **Le Cénomaniens** : est très développé dans l’Aurès et présente une puissance atteignant les 1000 m par endroit, il apparait comme une auréole autour du Crétacé inférieur dans les grands anticlinaux. Il constitue aussi le cœur des plis de moindre étendu comme le Djebel Ich Ali au Nord de l’Aurès. Le Cénomaniens présente dans sa moitié supérieure des marno-calcaires avec une abondance de fossiles, pendant que les marnes caractérisent la partie inférieure avec un contenu fossilifère moins riche. De l’Albien, le Cénomaniens est facilement séparable, tandis que la limite supérieure est difficile à préciser suite à la pénurie des fossiles caractéristiques à la base du Turonien. Elle correspond à la disparition des fossiles cénomaniens et l’apparition des rudistes du Turonien inférieur.
- * **Le Turonien** : c’est l’étage qui occupe les aires les plus considérables de l’Aurès surtout au Nord-Ouest du Massif où on peut l’observer dans les anticlinaux de Djebel Ich Ali, Djebel Iguedlène, Djebel El Azereg, Djebel Ich Moul et Djebel Chélia. Dans l’Aurès méridional, le Turonien forme l’essentiel des affleurements de l’axe anticlinal du Djebel Taktiout-Djebel Toubount- anticlinal de Khenchela. Au Sud-Ouest, il affleure dans le Col de Sfa avec une faible épaisseur. Le Turonien de l’Aurès présente des faciès récifaux à la périphérie du massif et une série marno-carbonatée pauvre en

³L’Albien forme l’objet de la présente étude et sera développé en détails dans les prochains chapitres.

fossiles au centre.

La limite supérieure du Turonien reste difficile à préciser dans tous le domaine téthysien et correspond à un changement de faciès qui correspond à l'apparition des faciès récifaux ou sub-récifaux du Coniacien (DJEFFAL, 2014).

- * **Le Sénonien** : est presque présent dans tous les anticlinaux et les synclinaux de l'Aurès. Il montre une grande épaisseur de 1500 à 2000 m voire plus. La limite inférieure est caractérisée par l'apparition des ammonites du Coniacien moyen, tandis que, la limite supérieure est floue suite à l'absence des fossiles du Danien. Les faciès du Sénonien au niveau de l'Aurès présentent généralement un faciès néritique riche en faune notamment en céphalopodes, ce faciès est déposé sous une faible tranche d'eau. Néanmoins, la puissance de la série invoque nécessairement une subsidence continue du fond marin durant ce regroupement stratigraphique qui comprend les étages : Coniacien, Santonien, Campanien et Maastrichtien. Le Sénonien inférieur est surtout marneux à céphalopodes et échinides, mais il devient progressivement calcaire vers le Sud-Ouest, le Campanien est aussi marneux avec la présence des niveaux de calcaires crayeux et un contenu fossilifère riche à l'Ouest et qui contient uniquement des foraminifères à l'Est. Le Maastrichtien, présente à l'affleurement des épaisses barres de calcaires à Lithothaminées et bryozoaires, vers l'Est ces calcaires massifs ne s'observent que dans les parties terminale et inférieure de l'étage.
- **Le Paléogène** : Le Paléogène est un terrain tertiaire qui est répandu dans l'Aurès, surtout dans les grands synclinaux du massif et dans la flexure sud-saharienne. En allant vers le Sud-Est, le Paléogène montre une diminution de l'épaisseur et une variation des faciès. Dans l'Aurès, le Paléogène comporte deux ensemble distincts (LAFFITE, 1939) :
 - À la base : un ensemble fossilifère marin d'âge Danien-Lutétien supérieur ;
 - Au sommet : un ensemble azoïque continental d'âge Éocène supérieur-Oligocène.

À l'époque du Danien, une émergence se dessine dans la région d'El Kantara, où il se forme des marnes rouges lagunaires. 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. Au Londinien, se déposaient des marnes blanches et des calcaires à huîtres, 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 (LAFFITE, 1939)

- **Le Néogène** : Le Néogène affleure surtout en bordures ou aux centres des bassins. Il repose le plus souvent en discordance sur des formations d'âge antérieur généralement depuis le Crétacé supérieur. La série du Néogène comprend plusieurs ensembles lithostratigraphiques dont l'appellation est différente entre les auteurs (DJAIZ, 2011). Mais, malgré les différentes subdivisions, ces derniers s'accordent sur la succession suivante de la base au sommet (CHEBBAH, 2007) :
 - Des argiles de couleur verte ou brune et des calcaires d'âge aquitain-burdigalien ;
 - Des argiles généralement brunes à intercalations des bancs de gypses -Langhien-Serravalien- ;
 - Des argiles rouges à gypse d'âge tortonien ;
 - Des grès ou sables bruns rouge d'âge messénien ;
 - Des poudingues rouges pliocènes.

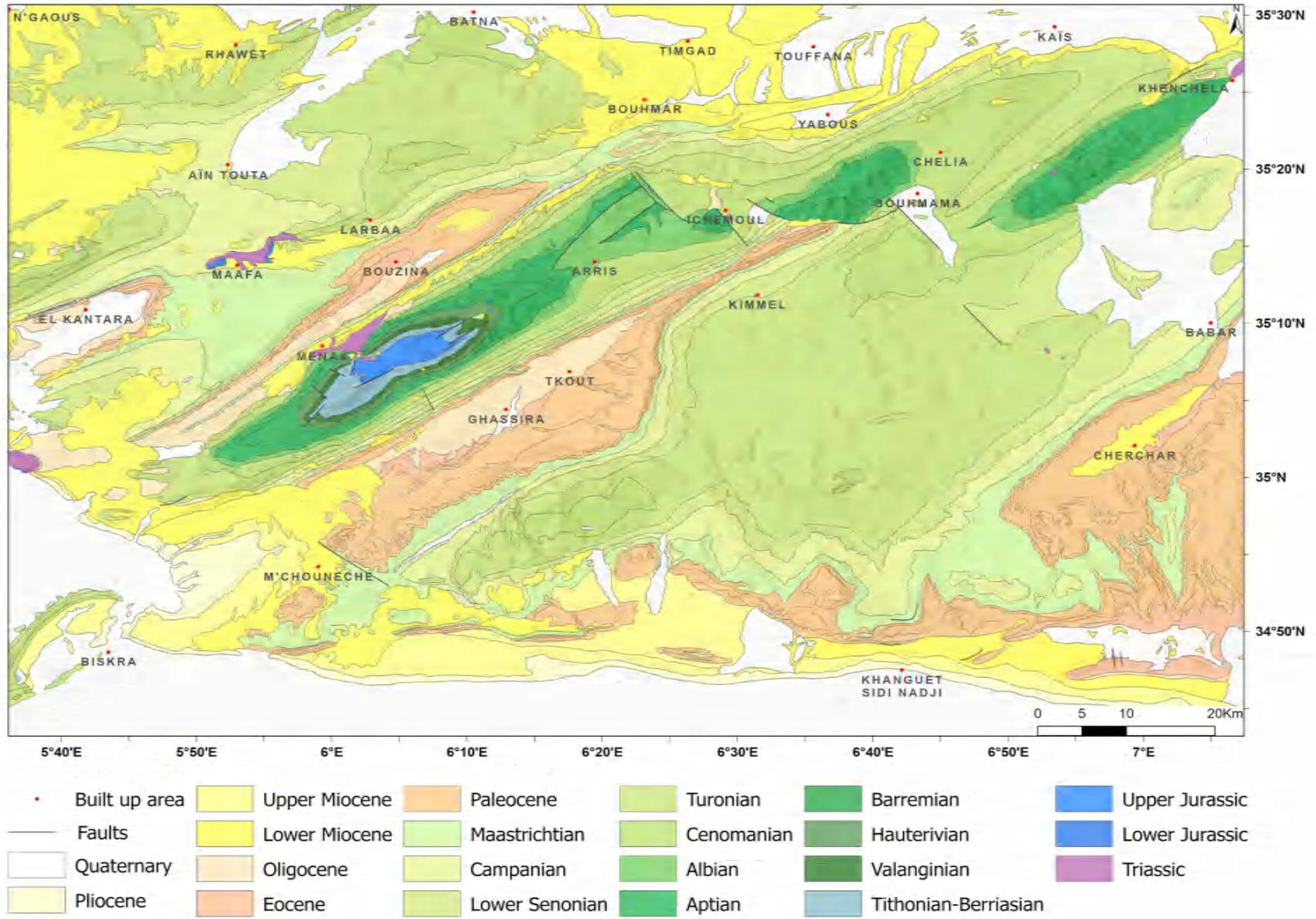


Fig. 8 – Carte géologique simplifiée de l'Aurès (LAFFITE, 1939) modifiée par DJEFFAL et al. (2023)

1.4 Historique des travaux

L'Algérie a attiré l'attention de chercheurs en géologie depuis le XVIII^e siècle. Néanmoins, Les études géologiques continues ont commencé dans les années 30s du XIX^e siècle par les géologues français avec la conquête coloniale. Les premières esquisses sur la géologie de l'Aurès ont été confiées à des militaires pour établir une carte géologique et aux ingénieurs des mines pour évaluer les ressources minérales de la région d'étude. Parmi les travaux menés sur l'Aurès (Fig. ??), on cite :

- ↪ **Fournel (1849)** : au tant qu'ingénieur des mines, chargé du recensement des ressources minérales, il fut le premier auteur à apporter des renseignements géologiques précis sur le massif de l'Aurès où il attribue un âge Crétacé inférieur à des fossiles collectés au niveau du massif, et qui correspondent en réalité au Crétacé supérieur.
- ↪ **Coquand (1862)** : grâce à son expertise en paléontologie des régions méditerranéennes, il a été capable en utilisant la notion d'étage d'identifier le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien, .
- ↪ **Tissot (1881)** : comme ingénieur en mines, il a pu effectuer des levés plus ou moins détaillés au niveau de l'Aurès et qui l'ont servis à réaliser la carte au 1/800.000^e.
- ↪ **Péron (1883)** : il décrit le Tithonique dont une partie concerne l'Aurès septentrional s'étendant de Batna à El Kantara sur la route nationale.
- ↪ Les travaux de **Ficheur (e.g., 1890, 1893, 1896, 1898)**, ont permis de réviser les contours de la carte réalisée par TISSOT (1881) et apporter plus de précisions sur les limites des étages formant la série stratigraphique de l'Aurès par la récolte d'une riche association faunistique.
- ↪ **Savornin (1920)** : il étudia la région du Hodna et du plateau sétifien. Dans sa thèse, il apporte des précisions d'ordre stratigraphique sur les étages du Crétacé et du Tertiaire de la partie septentrionale de l'Aurès.
- ↪ **Laffite (1939)** : malgré leur ancienneté, la thèse et l'esquisse géologique de l'Aurès à 1/200.000^e, réalisées par l'auteur, conservent une grande valeur et n'ont pas été dépassées par les études ultérieures. L'auteur a fourni des informations cruciales sur la stratigraphie, la structure et la paléogéographie des séries sédimentaires qui forment le massif. Une grande partie des limites stratigraphiques définies par l'auteur ont résisté à l'épreuve du temps et sont largement acceptées à ce jour. Le travail de LAFFITE (1939) est non seulement une contribution importante à l'étude géologique de l'Aurès mais aussi une référence indispensable pour des études ultérieures et reste à ce jour la première référence des géologues étudiant le massif.

- ↔ **Ballais (1981)** : son étude détaillée sur la géomorphologie de l'Aurès lui a permis de décrire et dater les caractéristiques structurales principales de cette région.
- ↔ **Kazi-Tani (1986)** : en réalisant une analyse séquentielle à l'échelle de l'Algérie nord-orientale, l'auteur apporte une contribution significative à notre compréhension concernant l'installation des bassins rhombiques le long de la transversale Bejaïa Négrine au Crétacé supérieur dans les bassins de Belezma, Metlili et l'Aurès. Cette étude a permis une meilleure compréhension de l'histoire géologique de la région d'étude et a contribué à la mise en évidence de la complexité de son évolution.
- ↔ **Yahiaoui (1990)** : dans sa thèse, l'auteur a effectué une étude litho-biostratigraphique et sédimentologique de la série sédimentaire du Cénomaniens supérieur jusqu'au Coniacien inférieur dans les monts de Belezma-Batna et l'Aurès. L'étude a permis de subdiviser la série en six nouvelles formations, qui apportent une meilleure compréhension de la stratigraphie de ces zones.
- ↔ **Ghandriche (1991)** : l'auteur a présenté une nouvelle interprétation de la structure du massif en se basant sur des nouvelles études de terrain, ainsi que sur l'analyse des profils sismiques et des coupes équilibrées. Il considère désormais ce massif comme l'avant-pays plissé et charrié de la chaîne alpine en Afrique du Nord.
- ↔ **Herkat (1999)** : ses études sur l'évolution séquentielle du Crétacé supérieur dans l'Aurès et les régions voisines ont permis de comprendre les processus qui ont contrôlé la sédimentation à cette époque. Il montre que les changements eustatiques, ainsi que la tectonique synsédimentaire, ont joué un rôle important dans la formation des roches et les processus de sédimentation.
- ↔ **Chebbah (2007)** : son étude concernait la partie méridionale de l'Aurès et portait sur les dépôts néogènes de la région de Biskra, en utilisant les données provenant d'affleurements et de sondages hydrauliques (logs et diagraphies).
- ↔ **Djaiz (2011)** : l'étude visait à explorer la sédimentation et la tectonique du Néogène qui portait sur le bassin de Tingad au Nord-Est de l'Aurès.
- ↔ Les travaux de **Benmansour (2016 a, 2016 b 2018, 2023)** sur l'Aurès ont permis d'avancer les connaissances paléontologiques et paléogéographiques du massif.
- ↔ **Bensekhria (2020)** : contribue à la compréhension de l'Aurès par une approche pluridisciplinaire intégrant les données de diverses disciplines (lithologie, paléontologie, sédimentologie, géochimie, et tectonique) des trois coupes géologiques (Koubaane, Taghrout Ameer, et Ktef Hammam), offrant une vue d'ensemble complète et détaillée des caractéristiques du Cénomaniens de l'Aurès.

↔ Les travaux de **Aouissi et al. (2020, 2022, 2023)** ont permis une meilleure compréhension sur la répartition des groupes de fossiles dans les Monts de Belezma Batna et de Djebel Bouarif au Nord de l'Aurès.

Les travaux menés sur les régions voisines ont contribué au développement des connaissances sur la le bassin de l'Aurès, sa genèse et son évolution (e.g., ARIS (1994), BELLION (1972), BENABBAS (2006), BUREAU (1986), CHADI (1991), COIFFAIT (1992), GUIRAUD (1973), LAZIZ (2020), MARMI (1995), VILA (1980) et WILDI (1983)).

CHAPITRE 2

Cadre tectonique et structural

2.1 Introduction

L'Aurès appartient au domaine atlasique qui constitue l'avant pays de la chaîne Alpine de l'Algérie du Nord, ce domaine se caractérise par ses vastes plis parcourus par un réseau important de fractures. L'objectif de ce chapitre est de comprendre la structure de l'Aurès et d'étudier ses éléments structuraux.

2.2 Les évènements tectoniques

La série sédimentaire de l'Aurès s'étend sur plus de 200 MA, témoignant de l'histoire géologique riche et variée de la région d'étude. Cette série stratigraphique qui va du Trias jusqu'au Quaternaire a été affectée par plusieurs évènements tectoniques. Mais c'est surtout la phase fini-lutétienne du Tertiaire qui a eu le plus d'impact sur la structuration du massif de l'Aurès, tandis que, les phases antérieurs ont eu un impact important sur le contrôle de la sédimentation.

2.2.1 Les évènements mésozoïques

Les phases anté-tertiaires ont surtout influencé la genèse des bassins sédimentaires et le type de sédimentation :

2.2.1.1 Trias-Jurassique moyen

La période Trias-Jurassique est marquée par une tectonique en blocs basculés (AÏT OUALI, 1991 ; BRACÈNE, 2002). La période du Trias correspond à une période de distension généralisée, une mer peu profonde provenant de l'Est où persistait la Téthys envahit à partir du Trias moyen la presque totalité des régions autochtones de l'Algérie du Nord et le Sahara septentrional (GUIRAUD, 1973). La distension ayant débuté au Trias persiste et provoque une subsidence différentielle qui se poursuit au Crétacé inférieur (ARIS, 1994). Cette période a connu également les premiers mouvements du matériel évaporitique du Trias (YELLES-CHAUCHE et al., 2001).

2.2.1.2 Jurassique supérieur

Au Jurassique supérieur un régime post rift s'installe et les blocs basculés hérités du rifting liasique sont scellés par ceux du Jurassique Moyen et perdurant jusqu'à la fin du Crétacé (YELLES-CHAUCHE et al., 2001). À la limite Jurassique-Crétacé la phase neocimmérienne a marqué ses traces dans les Babors (DURAND-DELGA, 1969) et dans l'Atlas saharien (KAZI-TANI, 1986). Elle s'exprime par des plis NNE-SSW et des discordances (YOUCEF BRAHIM, 2018). Au niveau de l'Aurès cet évènement n'est guère signalé.

2.2.1.3 Crétacé inférieur

2.2.1.3.1 Aptien-Albien

L'histoire tectono-stratigraphique de l'Algérie durant l'intervalle Aptien-Albien n'est pas bien connue. Mais de nombreux géologues (e.g., ARIS, 1994 ; CHADI, 1991 ; MARMI, 1995) sont mis d'accord qu'un événement significatif du point de vue structural et stratigraphique a eu lieu durant cette période. Il s'agit de "la phase autrichienne" ou aussi "la crise albienne".

Au Nord de l'Algérie cet événement est signalé au Nord de l'Aurès, dans le môle néritique constantinois par ARIS (1994), CHADI (1991) et LAZIZ (2020). Il se matérialise par des discordances et des surfaces d'émergence d'extension régionale (YOUCEF BRAHIM, 2018). Notre investigation du terrain montre clairement que les surfaces d'émergence avec des paléokarst remplis sont nettement visibles à la partie supérieure dans toutes les coupes qu'on a réalisées.



Fig. 9 – Paléokarst dans l'Aptien supérieur (a : région d'El Hammam, b : région de Koudiat Tenoun Kenine)

Contrairement au Nord, cet événement se manifeste par des déformations compressives Est-Ouest seraient enregistrées et qui auraient engendrées un important système de fossés (ROUGIER, 2012).

2.2.1.4 Crétacé supérieur

2.2.1.4.1 Turonien-Sénonien

GUIRAUD (1973) a signalé qu'au niveau de la région de Khenchela, des bombements accompagnés par des cassures d'orientation Nord-Ouest, Nord-Est ou Est-Nord-Est. Ces bombements sont le résultat d'un évènement tectonique qui a eu lieu vers le sommet du Turonien et qui persistait jusqu'au Sénonien inférieur. Cet évènement est attribué à la phase laramienne qui nest synonyme de la phase emshérienne. Au Nord-Est, dans le môle constantinois, elle se manifeste par des lacunes stratigraphiques et des surfaces d'émersion (CHADI, 1991).

2.2.1.4.2 Santonien supérieur

C'est le premier évènement compressif général du cycle alpin qui a affecté la plaque arabo-africaine (GUIRAUD et al., 1987 ; GUIRAUD & BELLION, 1995). Au Nord de l'Aurès, cet évènement se manifeste par des plis isoclinaux et le métamorphisme de quelques unités telliennes ainsi que le plissement des grands domaines de l'Atlas saharien et les hauts plateaux. Le domaine atlasique -dont le massif de l'Aurès fait partie- ne semble pas avoir être affecté beaucoup par cet évènement et n'en présente que des traces mineures (MARMI & GUIRAUD, 2006).

2.2.1.4.3 Maastrichtien moyen à supérieur Au Maastrichtien moyen à supérieur, un évènement compressif l'Afrique du Nord a pris place avec une direction générale de N130° à N135° (MARMI & GUIRAUD, 2006). Le seul témoignage dans l'Aurès sur cet évènement est signalé par GUIRAUD (1973) dans le synclinal d'El Kantara au Sud-Ouest du massif où une lacune au sommet du Maastrichtien.

2.2.2 Les phases cénozoïques

Le massif de l'Aurès s'est surtout structuré durant le Cénozoïque où l'influence de ses phases majeures reste bien visible au niveau du massif. Trois phases tectoniques se sont succédées sur l'Aurès durant le Tertiaire :

2.2.2.1 Éocène

La phase atlasique générale se place à la fin du Lutétien (GUIRAUD, 1973) d'où le terme phase fini-lutétienne (DURAND-DELGA, 1969 ; RAOULT, 1969). Elle est aussi synonyme de la phase du Lutétien-Burdigalien moyen de BOUILLIN et RAOULT (1971) ou encore la phase priabonienne (VILA, 1980).

Cette phase majeure est bien exprimée où elle a généré les vastes plis symétriques de direction N60°. Ces plis sont le résultat d'un raccourcissement de direction \approx N160°. Cet évènement a causé également l'émersion du Massif durant le Tertiaire(LAFFITE, 1939).

Selon GUIRAUD (1973), la phase atlasique a généré des décrochements conjugués dont les dextres sont de direction NW-SE tandis que les senestres sont de direction NE-SW.

Au Nord-Est du massif de l'Aurès GHANDRICHE (1991) a souligné l'existence d'une importante phase Anté-Miocène responsable de la genèse des structures plicatives régionales d'orientation N40°, il signale que l'effet de cette phase est bien visible à la bordure du bassin de Timgad-Khenchela et Dj.Chélia. Un peu plus vers le Nord, cette phase importante a aussi causé l'émergence des Monts de Belezma-Batna (BUREAU, 1986).

2.2.2.2 Miocène

Deux phases sont enregistrées, une phase au Miocène inférieur durant l'intervalle Aquitano-Burdigalien et une autre phase qui se place au Tortonien :

2.2.2.2.1 Aquitanien-Burdigalien

Entre le massif de Metlili à l'Ouest de l'Aurès et l'Ouest des monts de Belezma, GUIRAUD (1973) a décrit une discordance caractérisée par des séries rouges de l'Aquitaniens recouvertes par des formations marines ou lagunaires du Langhien.

Le raccourcissement de cet événement compressif, probablement orienté NE-SW (N40°-N50°) est différent de ceux qui le précèdent (MARMI & GUIRAUD, 2006).

2.2.2.2.2 Tortonien

Connue sous le nom de la phase alpine. Il s'agit d'un événement majeur qui se caractérise par un régime compressif, avec une direction subméridienne à méridienne (ARIS, 1994; CHADI, 1991; COIFFAIT, 1992; VILA, 1980).

Selon (VILA, 1980), c'est l'évènement majeur à vergence sud responsable sur les raccourcissements de la nappe numédienne et la genèse de la nappe néritique constantinoise.

Malgré la grande ampleur de cette phase au Nord, elle n'a généré que des plis de faible extension orientés E-W au Nord de l'Aurès, surtout dans sa partie orientale.

Au Nord de l'Aurès, au niveau des Monts de Belezma, cet événement se manifeste par le début de la surrection qui s'est produit suite au serrage des monts de l'anticlinal entre le front du môle néritique constantinois et l'Aurès (BELLION, 1972).

YOUCEF BRAHIM (2018), dans son étude récente place la phase aquitano-burdigalienne au Miocène supérieur et la phase alpine au Pléistocène.

2.2.2.3 Quaternaire-tectonique récente-

En Algérie du Nord, la tectonique récente exprime la poursuite de la compression des phases cénozoïques antérieures et se manifeste sous différentes structures, mais le plus souvent elle est marquée par la réactivation des anciennes failles au Quaternaire (FRIZON DE LAMOTTE et al., 2000; YOUCEF BRAHIM, 2018). La tectonique récente s'exprime

aussi par le type compressif des foyers des séismes actuels (STICH et al., 2003).

À l'Est de Biskra, le long de la flexure sud-atlasique GUIRAUD (1973) et plus tard AISSAOUI (1984) ont décrit des formations villfranchienne qui sont affectées par des failles inverses de direction E-W avec des dextres de direction E-W à NW-SE (MARMI & GUIRAUD, 2006).

2.3 Schéma structural de l'Aurès

L'Aurès est un massif majestueux qui constitue une grande partie de l'Atlas Saharien Oriental, il fait partie de ce qu'on appelle le domaine Sud-Est Constantinois (GHANDRICHE, 1991). Du point de vue structural, l'Aurès se caractérise par une structure qui est généralement simple sauf les zones qui présentent des complications tectoniques locales.

2.3.1 Limites géologiques de l'Aurès

L'Aurès est situé au Nord-Est de l'Algérie et il est limité au Nord par le synclinal de Batna-Aïn Touta et Au Sud par la flexure sud-atlasique, à l'Est par la transversale Batna-Oued Mellagou et à l'Est par la transversale Hodna-Aurès :

2.3.1.1 Synclinal El-Maadher-Batna-Aïn Touta-limite nord-

Le synclinal d'El Maadher-Batna-Aïn Touta est une vallée de direction NE-SW qui s'étend sur une largeur qui varie entre 5 et 7 km le long d'une longueur d'environ 60 km. Cette vallée sépare le domaine pré-atlasique au Nord représenté par l'anticlinal des Monts de Belezma-Batna et le domaine atlasique au Sud représenté par le massif de l'Aurès. Le synclinal El Maadher-Batna-Aïn Touta- présente des marnes d'âge sénonien recouvertes par des alluvions du Quaternaire par endroit. Le Miocène est discordant sur les marnes sénoniennes et représenté par des couches détritiques accompagnées par des calcaires marins du Miocène. Le Massif de l'Aurès est séparé du synclinal de d'El Maadher-Batna-Aïn Touta- par une faille orientée NE-SW qui met en contact anormal les couche du Miocène avec celles du Coniacien de Dj. Ich Ali, il s'agit probablement de l'accident nord-atlasique ou encore l'accident Batna-Souk Ahras (GLANGEAUD, 1951 ; GUIRAUD, 1971 ; YAHIAOUI, 1990).

2.3.1.2 L'accident Sud-Atlasique -limite sud-

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

Flexure Saharienne ou Accident Nord-saharien (CHEBBAH, 2007). L'accident sud-atlasique limite tous l'Aurès à sa partie sud et montre trois directions :

- **À l'Ouest de la ville de Biskra (sur 32 km) :** la direction générale de la flexure est NE-SW ;
- **Entre la ville de Biskra et la commune de Khenguet Sidi Nadji (sur 91 km) :** la direction générale de la flexure est E-W ;
- **À l'Est de la commune de Khenguet Sidi Nadji (sur 48 km) :** la flexure est orientée NW-SE.

2.3.1.3 Alignement NW-SE Batna-Oued Mellagou -limite est-

C'est une faille qui borde l'Aurès dans sa partie nord-est. Selon GUIRAUD (1973), cet alignement correspond à des cassures qui ont causé l'effondrement progressif de la partie est de l'Aurès et la torsion de type dextre du Dj. Ich Ali. BELLION (1972) décrit cet accident comme une série de fractures en **relais** à rejets verticaux qui ont causé l'effondrement du Bassin de Timgad et décalent le Dj. Chélia vers le Sud par un déplacement horizontal causé par un décrochement dextre anté-miocène à rejets verticaux ultérieurs.

2.3.1.4 Géosuture Hodna-Aurès -limite ouest-

C'est une transversale parallèle à la précédente, mais qui borde l'Aurès de sa partie occidentale. Elle est représentée par des accidents parallèles entre eux et qui ont joué en dextres. Les deux principales fractures de cette transversale sont : Metlili Ouest et Metlili Est (BELLION, 1972).

2.3.1.5 Les Monts de Nememcha - limite sud est

Cette limite n'est pas claire vu les similarités géologiques -stratigraphique et paléogéographiques- que présentent les Monts de Nememcha avec l'Aurès (LAFFITE, 1939), mais arbitrairement elle se place le long d'Oued El Arab qui correspond à une grande faille inverse de direction NE-SW.

2.3.2 Les grands axes des plis

L'Aurès est formé par ses plis de grande ampleur. Six vastes plis orientés NE-SW forment le massif, du Nord au Sud on distingue :

2.3.2.1 Axe anticlinal de Djebel Metlili, Djebel Ich Ali et Djebel Bouarif

Géographiquement, cet axe s'étend sur une longueur d'environ 114 km et constitue les premiers reliefs de l'Aurès du Nord. Ces derniers sont séparés des Monts d'El Hodna à l'Ouest par le Chott qui porte le même nom et de l'anticlinal Belezma-Batna par la vallée de Batna-Aïn Touta. Il se caractérise par une direction générale de N62° et du fait de sa position septentrionale et en contraste aux autres axes, celui-ci présente le mieux les effets de la phase Alpine par des plis de direction E-W qui se concentrent à la limite nord-est du massif. À l'Ouest au niveau de Djebel Metlili et Djebel Ich Ali, le Crétacé supérieur -principalement du Cénomaniens au Coniacien- constitue l'essentiel des affleurements de cet axe avec du Miocène discordant par endroit (Fig.8). Par contre, au niveau de Djebel Bouarif c'est le Crétacé inférieur qui affleure le plus.

À noter que le Kef Lekhal se rattache aussi à cet axe, il s'agit d'un anticlinal tordu de moindre importance et dont ses affleurements appartiennent au Miocène.

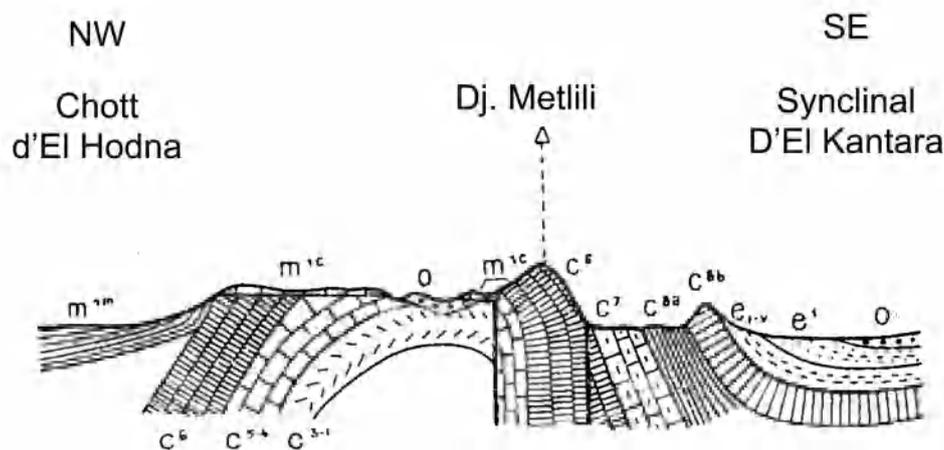


Fig. 10 – Coupe géologique de Djebel Metlili (LAFFITE, 1939), légèrement modifiée

L'axe en question est affecté par un réseau important de fractures dont la direction majeure est la NE-SW. Ces cassures sont représentées généralement par des décrochements (Fig.18).

2.3.2.2 Axe anticlinal de Djebel Mérikzane, Djebel Haouidja, Djebel Igguedlène, Djebel Temagout et Djebel Delaa

C'est un axe anticlinal qui s'étale sur une longueur de d'environ 110 km. Il est séparé de l'axe précédent par le synclinal d'El Kantara, le synclinal étroit de Beni Fedhala et le bassin néogène de Timgad. D'Ouest en Est, il présente des directions qui changent légèrement commençant par une direction WSW-ENE au niveau de Djebel Mérikzane et Djebel Haouidja, puis cette direction devient SW-NE au niveau de Djebel Igguedlène et enfin une direction E-W au niveau de Djebel Temagout et Djebel Delaa.

Le Djebel Mérikzane et le Djebel Haouidja présentent des séries campaniennes et mass-trichtiennes, alors que le Djebel Igguedlène présente un cœur cénomanien flanqué par des séries turoniennes et sénoniennes (LAFFITE, 1939).

Le Djebel Haouidja présente un serrage important à l'Ouest de la géosuture Hodna-Aurès tandis qu'à l'Est de cette dernière il se présente comme une vaste dôme asymétrique.

2.3.2.3 Axe synclinal de Bouzina

Le synclinal de Bouzina est considéré comme un synclinal important où il présente un allongement d'environ 87 km et une direction moyenne égale à N80°. Sa largeur moyenne est approximativement égale à 5 km avec un resserrage très important au NE.

Les séries géologiques qu'il renferme présentent essentiellement des remplissages d'âge tertiaire couronnés par des formations sénoniennes principalement des calcaires maastrichtiens.

L'important anticlinal de Dj.Bouss au SW sépare le synclinal de Bouzina du synclinal de Aïn Zaatout. Il s'agit d'un anticlinal à formations maastrichtiennes et éocènes. L'anticlinal de Kouriat er Raï plus au SW du synclinal de Bouzina est associé au djebel Bouss et séparé de ce dernier par la géosuture Hodna-Aurès.

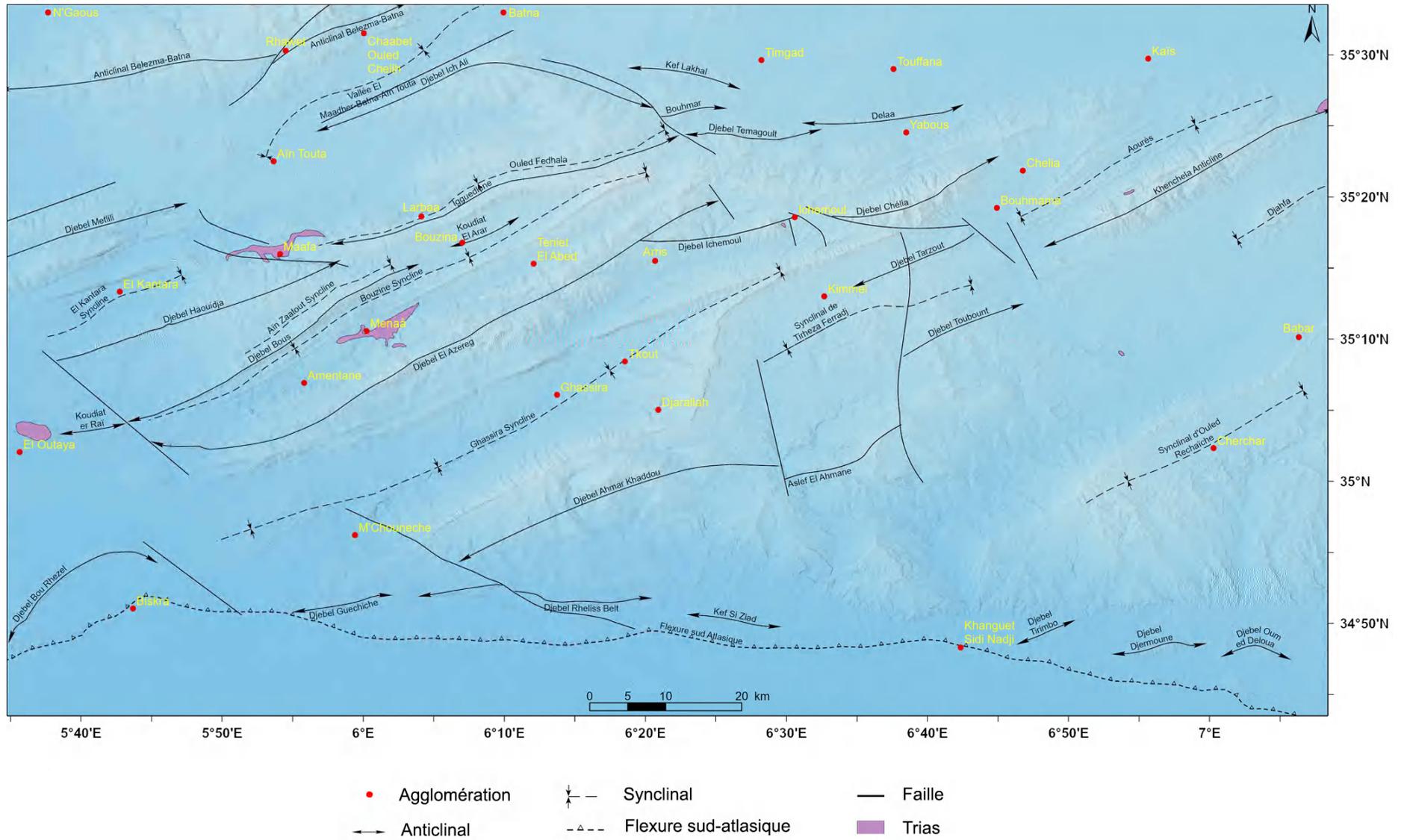


Fig. 11 – Schéma structural du massif de l'Aurès

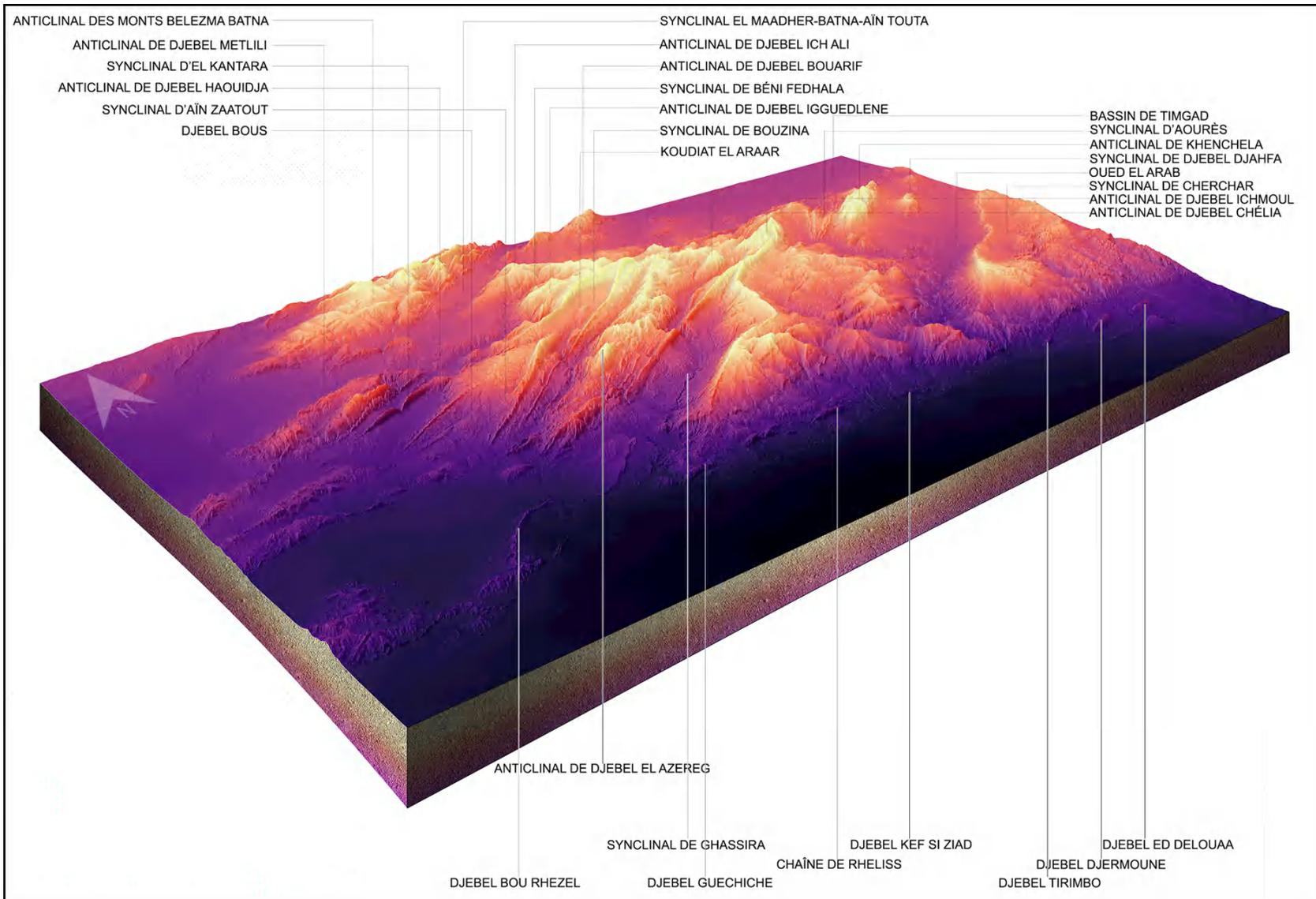


Fig. 12 – Modèle numérique en 3 dimensions du massif de l'Aurès

2.3.2.4 Axe anticlinal de Djebel Azereg, Djebel Ichmoul, Djebel Chélia

Cet axe forme la partie centrale de l'Aurès et dont le Dj.El Azereg constitue la grande partie. À part celle de Koudiat Tenoun Kenine, toutes les coupes géologiques qu'on a réalisées dans cette étude sont levées sur cet anticlinal. Il s'étend sur une longueur d'environ 96 km d'El Outaya jusqu'à la plaine de Timgad Khenchela.

Le Dj.Azereg, par lui-même lie la plaine de l'Outaya au SW et la plaine de Médina au NE, il est considéré par LAFFITE (1939) comme l'anticlinal le plus important de l'Aurès car c'est le seul qui montre des affleurements jurassiques en position normale. Au NW du cœur de Dj.El Azereg, on peut observer l'importante intrusion triassique de Menaâ.

L'anticlinal de Dj. El Azereg présente à son extrémité SW des replis où les anticlinaux présentent à l'affleurement un âge cénomanien tandis que les synclinaux sont à cœur oligocène. En allant vers le Nord-Est, l'altitude augmente passant par les affleurements cénomanien puis ceux du Crétacé inférieur. L'élevation atteint son maximum (1937 m) au cœur jurassique de l'anticlinal.

Au niveau de sa terminaison nord-est, le Dj. El Azereg est tronqué par une faille importante de direction NW-SE et qui se rattache à l'alignement Batna-Oued Mellagou.

Au Sud-Est, le Djebel Ichmoul et le Djebel Chélia montrent les mêmes affleurements et appartiennent au même anticlinal. Ce dernier est coupé transversalement par deux importantes failles qui bordent la plaine de Médina

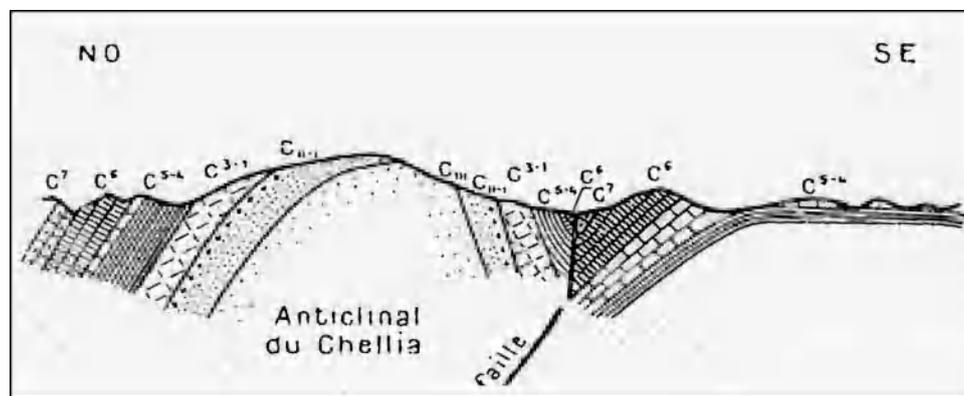


Fig. 13 – Coupe géologique de Djebel Chélia (LAFFITE, 1939), légèrement modifiée par l'auteur

2.3.2.5 Axe synclinal de Rhassira

C'est le synclinal le plus important de l'Aurès, avec une longueur de 82 km, une direction générale de N60° et une largeur qui atteint 10 km dans la partie centrale. Ce synclinal est plus important que celui de Bouzina mais il lui est similaire, en termes de resserrage vers le Nord-Est où la largeur n'excède pas 1 km. Ce resserrage s'effectue sur le flanc sud uniquement. Ce dernier change de direction entre la région de Djarallah et Djebel Bou Irhed (N13°).

Les affleurements du synclinal de Rhassira montrent essentiellement des terrains cénozoïques avec les deux tiers nord-est qui montrent des formations d'âge : Danien, Paléocène, Landien, Lutétien et Oligocène alors que le tiers sud-ouest est formé par des terrains miocènes et paléocènes (LAFFITE, 1939).

2.3.2.6 Axe anticlinal de Djebel Ahmar Khaddou, Djebel Aslef El Ahmane, Djebel Toubount et l'anticlinal de Khenchela

Cet axe constitue les reliefs méridionaux de l'Aurès qui sont en contact avec la flexure sud-atlasique. Il s'agit d'un axe anticlinal aussi important et vaste qui s'allonge du SW au NE sur une distance d'environ 130 km, il atteint aussi une largeur plus remarquable que celle des axes précédents où elle peut atteindre 30 km au niveau de sa partie centrale.

D'Ouest en Est, on distingue l'important anticlinal d'Ahmar Khaddou qui sépare le synclinal de Rhassira et la flexure sud-atlasique. Sa grande partie est formée par des formations du Cénomaniens, du Turonien et du Sénonien inférieurs. Le sommet de Djebel Taktiout qui forme la partie centrale de l'Ahmar Khaddou culmine à 1720 m, puis cette altitude tombe rapidement vers le Sud où affleure des terrains tertiaires (Fig. ??). Ensuite, vers le Nord-Est, les deux axes de Djebel Aslef el Ahmane et Djebel Toubount forment un large anticlinorium qui englobe le Cénomaniens, le Turonien et le Sénonien inférieur. La série évolue au Sud en terrains du Sénonien supérieur et du Cénozoïque (LAFFITE, 1939). La partie nord-est de l'axe est dominée par l'important anticlinal de Khenchela, qui est limité au Sud-Est par le synclinal perché de Djahfa, séparé du Djebel Chélia Au Nord-Ouest par le synclinal d'Aourès et de l'anticlinorium de Djebel Toubount par le sous-bassin d'Oued Mellagou. Le Barrémien, l'Aptien, l'Albien et le Cénomaniens forment l'essentiel des affleurements de l'anticlinal de Khenchela. Ces vastes plis sont parcourus par un réseau de fractures multidirectionnel très dense. Vu la vastitude de l'Aurès, il est utile d'utiliser une technique qui peut

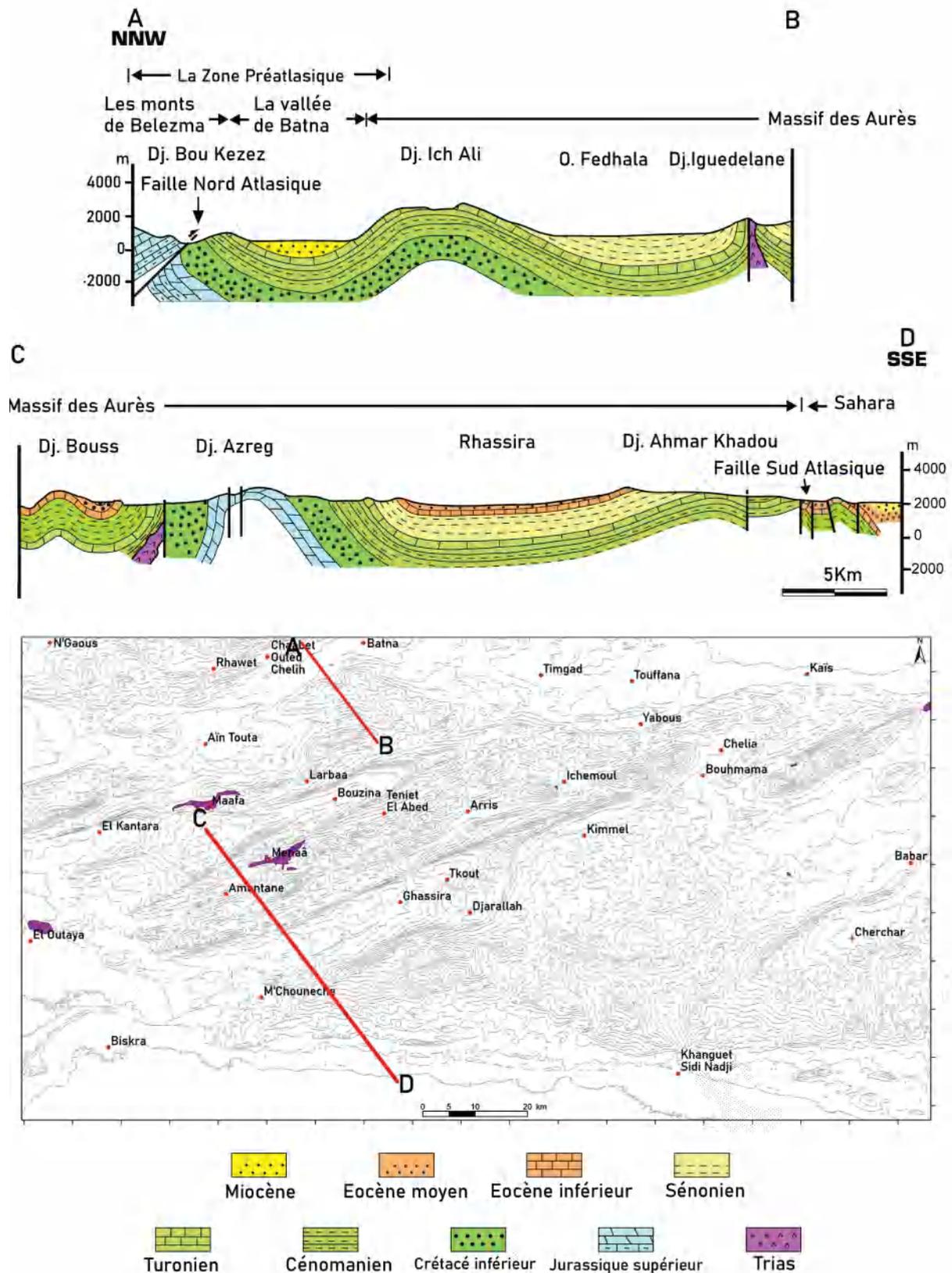


Fig. 14 – Coupe géologique de l'Aurès modifiée d'après HERKAT et GUIRAUD (2006)

2.4 L'analyse linéamentaire

¹ De nombreux auteurs ont souligné l'importance de la cartographie des linéaments dans le cadre de diverses investigations géologiques (e.g., MWANIKI et al. (2015) et RAMLI et al. (2010)). L'extraction des linéaments peut aider à interpréter la structure régionale d'une zone donnée et à distinguer ses différents éléments structuraux (ABDELOUHED et al., 2022; BENTAHAR et al., 2020; FOSSI et al., 2021). Les linéaments peuvent également contribuer à la compréhension de l'architecture des roches sous-jacentes (par exemple, les failles du socle), à l'exploration des gisements minéraux (ADEPOJU et al., 2021; HUBBARD et al., 2012; LIU et al., 2000) et à la découverte des réservoirs d'eau souterraine (AL SAEDI, 2013; BRUNING et al., 2011; COULIBALY et al., 2021). Selon HOBBS (1904), les linéaments correspondent à des structures morphologiques, généralement rectilignes, et peuvent être décrits comme "(1) les crêtes des montagnes ou les limites des zones surélevées, (2) les lignes de drainage, (3) les lignes de côte, et (4) les limites des formations géologiques de types de roches pétrographiques, ou des lignes d'affleurement". Plus tard, HOBBS (1912) a complété cette définition en ajoutant "les ravins ou les vallées et les lignes visibles de fracture ou les zones de brèche de faille". Plusieurs définitions ont ensuite été proposées pour inclure davantage de caractéristiques linéaires terrestres (O'LEARY et al., 1976). La description donnée par BENABBAS (2006) a été retenue, définissant les linéaments comme des structures rectilignes ou légèrement courbes qui apparaissent dans le paysage et qui peuvent correspondre soit à des caractéristiques physiographiques liées à la végétation, à l'hydrographie ou à la morphologie : crêtes, limites du relief, lignes d'affleurement ; soit à des éléments d'origine structurale : failles, renversements de couches, un réseau dense de joints. Génétiquement, les linéaments peuvent résulter de processus géologiques (par exemple, failles, fractures, joints), morphologiques (par exemple, chenaux de cours d'eau, lignes de partage des eaux, crêtes) ou anthropogéniques (par exemple, routes ou limites de parcelles) (ADHAB, 2014; SOLIMAN & HAN, 2019). Les linéaments peuvent également refléter des structures profondes (flexures, failles du socle, plis profonds).

En traitement d'images numériques, les linéaments se présentent généralement sous forme de contours avec des différences de tonalité. La plupart des techniques d'extraction sont basées sur l'amélioration des contours en améliorant la tonalité, la teinte et la structure de l'image (HUNG et al., s. d.; JAVHAR et al., 2019). À cet égard, deux méthodes sont proposées pour identifier et extraire les linéaments à partir de données de télédétection : manuelle et automatique. La méthode manuelle consiste à améliorer les différences de tonalité, puis à interpréter visuellement les segments de linéaments de l'image satellite. Cette technique est efficace, mais elle est relativement longue et surtout hautement subjective. La méthode automatique utilise des logiciels et des algorithmes informatiques

¹Cette partie est la traduction plus quelques modifications de l'article publié par DJEFFAL et al. (2023) dans le cadre des travaux de cette thèse.

pour détecter et extraire automatiquement les linéaments. Bien que cette technique soit rapide, elle génère de nombreux linéaments insignifiants et doit passer par une phase de post-traitement comprenant une validation et l'élimination des linéaments anthropiques. Par conséquent, un certain traitement manuel doit être intégré (ABDELOUHEH et al., 2022). Cependant, AHMADI et PEKKAN, 2021 ont proposé qu'une seule méthode ne puisse pas fournir une distribution précise des linéaments. Il est donc nécessaire que l'identification et l'extraction des linéaments intègrent des méthodes automatiques et manuelles.

Ce travail est la première étude structurale appliquant des données de télédétection sur le Massif des Aurès. Ce dernier constitue un excellent choix en raison de ses formations géologiques bien exposées, de sa couverture végétale globalement peu dense et du manque de littérature récente. De plus, les Aurès présentent un réseau de fracturation bien développé et s'étendent sur une grande superficie avec plusieurs endroits difficiles d'accès. Un autre objectif de cette étude est de décrire les événements structuraux importants qui ont affecté les Aurès tout au long de leur histoire géologique et de retracer leur chronologie en se basant sur les directions des différents ensembles de linéaments

2.4.1 Méthodologie

La méthodologie adoptée dans cette étude passe par les étapes suivantes (Fig. (15)) :

2.4.1.1 Collecte de données

Deux catégories de données ont été utilisées : les images multispectrales et les Modèles Numériques de Terrain (MNT).

2.4.1.1.1 Les images multispectrales :

Les images multispectrales sont produites à l'aide des capteurs qui capturent et mesurent l'énergie réfléchi dans une plage spécifique de longueurs d'onde sous différentes résolutions (Tableau 4.1). Deux images multispectrales provenant de trois satellites ont été utilisées :

Landsat 9 :

Le projet Landsat 9 constitue une collaboration entre l'Administration nationale de l'aéronautique et de l'espace (NASA) et le Service géologique des États-Unis (USGS). Dans le but de couvrir le massif de l'Aurès, quatre scènes ont été utilisées (Tableau 4.1), chaque scène comprend 11 bandes, mais dans le cadre de cette étude, nous avons utilisé les sept bandes (de 1 à 7) avec une résolution de 30 m chacune (Tableau 4.1).

Sentinel-2 :

Le projet Sentinel-2 est développé et exploité par l'Agence spatiale européenne (ESA). Les bandes 2 à 8 et 11 à 12 ont été utilisées (Tableau 4.1). Avec une résolution plus élevée comparativement au Landsat 9, six scènes étaient nécessaires pour couvrir le massif des Aurès (Tableau 4.2).

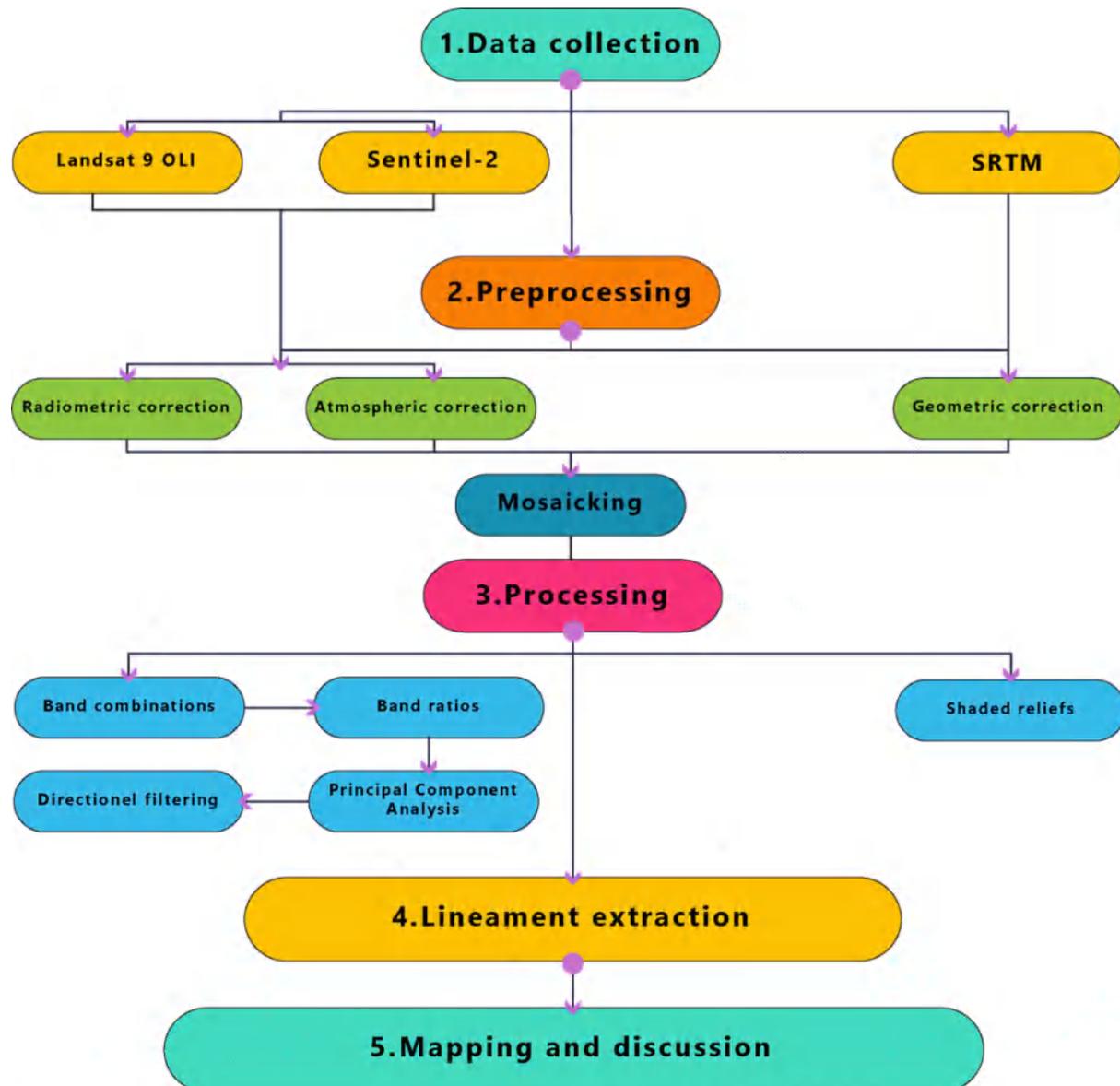


Fig. 15 – Méthodologie suivie pour l'analyse linéamentaire (DJEFFAL et al., 2023)

Les deux images multispectrales ont été téléchargées depuis le site web de l'USGS Earth Explorer, en tenant compte des périodes présentant moins de végétation, de neige et de nuages.

Landsat 9 OLI/TIRS				Sentinel 2			
	Bands	Central wavelength (μm)	Resolution (m)		Bands	Central wavelength (μm)	Resolution (m)
1	Coastal Aerosol	0.440	30	1	Coastal Aerosol	0.443	60
2	Blue	0.480	30	2	Blue	0.490	10
3	Green	0.560	30	3	Green	0.560	10
4	Red	0.655	30	4	Red	0.665	10
5	NIR	0.865	30	5	Vegetation Red Edge	0.705	20
6	SWIR 1	1.610	30	6	Vegetation Red Edge	0.740	20
7	SWIR 2	2.20	30	7	Vegetation Red Edge	0.783	20
8	Panchromatic	0.590	15	8	NIR	0.842	10
9	Cirrus	1.370	30	8A	Narrow NIR	0.865	20
10	TIRS 1	10.895	100	9	Water vapor	0.945	60
11	TIRS 2	12.005	100	10	SWIR-Cirrus	1.375	60
				11	SWIR 1	1.610	20
				12	SWIR 2	2.190	20

OLI: Operation Land Imager, **NIR:** Near-Infrared, **SWIR:** Short Wave Infrared, **TIRS:** Thermal Infrared

TABLE 2.1 – Les bandes des images multispectrales Landsat 9 et Sentinel-2A

2.4.1.1.2 Les Modèles Numériques de Terrain (MNT) :

les Modèles Numériques de Terrain sont des tableaux de valeurs d'altitude régulièrement réparties référencées aux différents systèmes de projection. Le Modèle Numérique de Terrain utilisé dans la présente étude est extrait des données de la mission topographique par radar embarqué sur la navette spatiale (SRTM) avec une résolution d'une seconde d'arc (30 m), disponible en téléchargement à l'échelle mondiale sur le site web de l'USGS Earth Explorer.

Landsat 9			Sentinel 2		
	Scene path/row	Date of acquisition		Scene	Date of acquisition
1	193/35	June 24, 2022	1	T31SGV	July 05, 2021
2	193/36	June 24, 2022	2	T32SKE	August 24, 2021
3	194/35	June 15, 2022	3	T32SLE	August 06, 2021
4	194/36	June 15, 2022	4	T31SGU	December 07, 2021
			5	T32SKD	November 10, 2021

TABLE 2.2 – Les scènes mosaïquées et leurs dates d'acquisition (DJEFFAL et al., 2023)

2.4.1.2 Prétraitement

La phase nécessaire du prétraitement consiste à appliquer des corrections radiométriques et atmosphériques aux images multispectrales, tandis que les données SRTM sont corrigées géométriquement pour assurer une superposition parfaite. La mosaïque des différentes scènes de (Tableau 4.1) est effectuée dans cette phase à l'aide du logiciel Envi Exelis.

2.4.1.3 Traitement

Les images multispectrales obtenues à partir de la phase du prétraitement ont été utilisées pour :

2.4.1.3.1 Les combinaisons de bandes :

Chaque bande des images multispectrales utilisées (Tableau 4.1) peut être affichée individuellement en tant qu'image en nuances de gris (Fig.16.a), ou elle peut être combinée avec deux autres bandes pour former une image composite en couleur (Fig.16.b). Les bandes SWIR 2, SWIR 1 et bleue correspondant respectivement à RVB (Rouge, Vert, Bleu) constitue une combinaison qui est particulièrement utile pour identifier les formations lithologiques et les linéaments (7 6 2 pour Landsat 9 et 12 11 2 pour Sentinel-2).

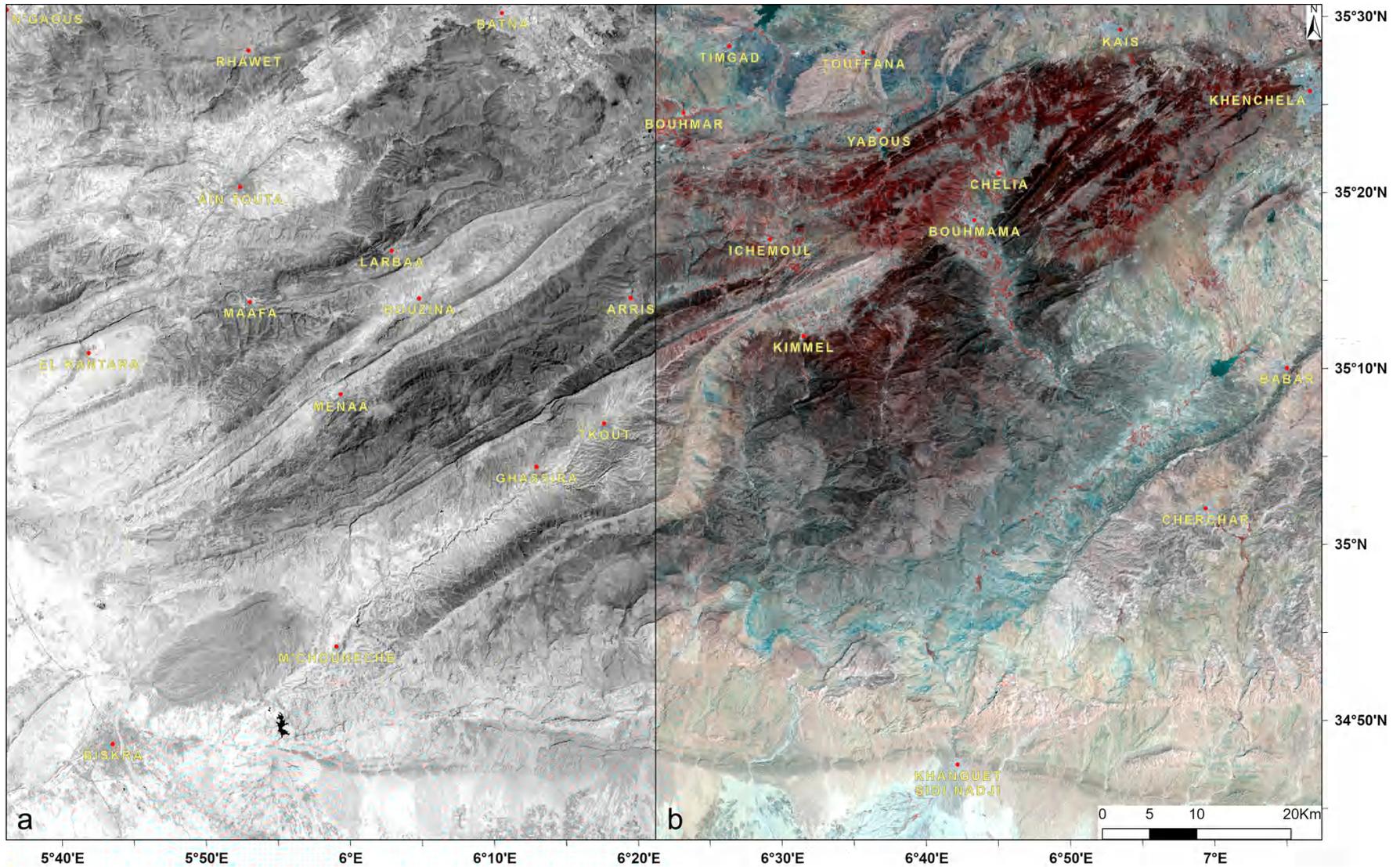


Fig. 16 – a Image satellitale en nuances de gris Bande 5 du massif de l'Aurès b Couleur en composition de bandes RGB-532 du massif de l'Aurès (DJEFFAL et al., 2023)

2.4.1.3.2 Les rapports de bandes :

La technique des rapports de bandes peut être utilisée pour accentuer les différences spectrales entre les différentes bandes. Tout comme les données dans une image peuvent être affichées sous forme d'images en nuances de gris de bandes individuelles ou sous forme d'images couleur à trois bandes combinées (RVB), diverses combinaisons arithmétiques peuvent également être utilisées. La plus utile d'entre elles est le rapport d'une bande à une autre. Cette technique s'applique simplement en divisant le nombre numérique (DN - Digital Number) de chaque pixel dans une bande par celui du pixel correspondant dans une autre bande. Théoriquement, cela devrait produire une gamme de nouvelles valeurs pour chaque pixel, de zéro à l'infini (DRURY, 2001). Ainsi, les combinaisons (4/3, 6/2, 7/5), (4/3, 6/2, 7/4) et (5/4, 7/3, 7/4) pour Landsat 9 et leurs équivalents pour Sentinel 2 se sont révélées avoir le meilleur contraste.

2.4.1.3.3 L'analyse en composante principale :

L'Analyse en composante principale (ACP) est couramment utilisée en géologie pour l'extraction de linéaments (e.g., ADIRI et al., 2017; KHALIFA et al., 2021; SALUI, 2018). Il s'agit d'une technique mathématique bien connue qui permet de caractériser un grand nombre de variables dans un nouvel ensemble plus restreint sans perdre une quantité significative d'informations originales. Les images multispectrales telles que Landsat 9 OLI et Sentinel 2 comprennent de nombreuses bandes spectrales (Tableau 1) et contiennent fréquemment des données redondantes. Le PCA nous permet d'éliminer ces redondances CANTY (2014) et CHUVIECO (2020). Le résultat de cette phase de traitement à partir du logiciel ENVI se présente sous forme d'images multiples (PC1, PC2, etc.). Le tableau de covariance obtenue à partir de l'ACP montre que la plupart des informations sont concentrées dans PC1 : 93,64 % pour Landsat 9 et 94,93 % pour Sentinel 2, qui seront utilisées pour des traitements ultérieurs.

2.4.1.3.4 Les filtres directionnels :

Les filtres directionnels forment une technique polyvalente couramment utilisée pour affiner l'image afin de détecter les bords et l'amélioration de la sélection linéaire. Cette technique est utile en géologie structurale pour accentuer les structures linéaires telles que les failles, ainsi que pour l'extraction manuelle générale des linéaments. Dans notre travail, nous avons utilisé une matrice 7x7 dans quatre directions (0°, N45°, N90°, N135°) sur PC1 obtenue à partir de l'analyse en composante principale. Chaque résultat accentue une direction de linéaments différente.

2.4.1.3.5 Les reliefs ombrés :

Les reliefs ombrés ou l'ombrage multidirectionnel de relief est la technique de base pour créer une impression 3D du terrain intuitive et facile à interpréter. Cette technique devrait

être utilisé pour ses consistances cartographiques (TZVETKOV, 2018). Pour notre étude, on a utilisé quatre images de relief ombré avec un azimuth solaire de 0°, 45°, 90° et 135° en maintenant une élévation solaire à 45°, et ce, sous trois modes de couleur : gris, rouge et hypsométrique.

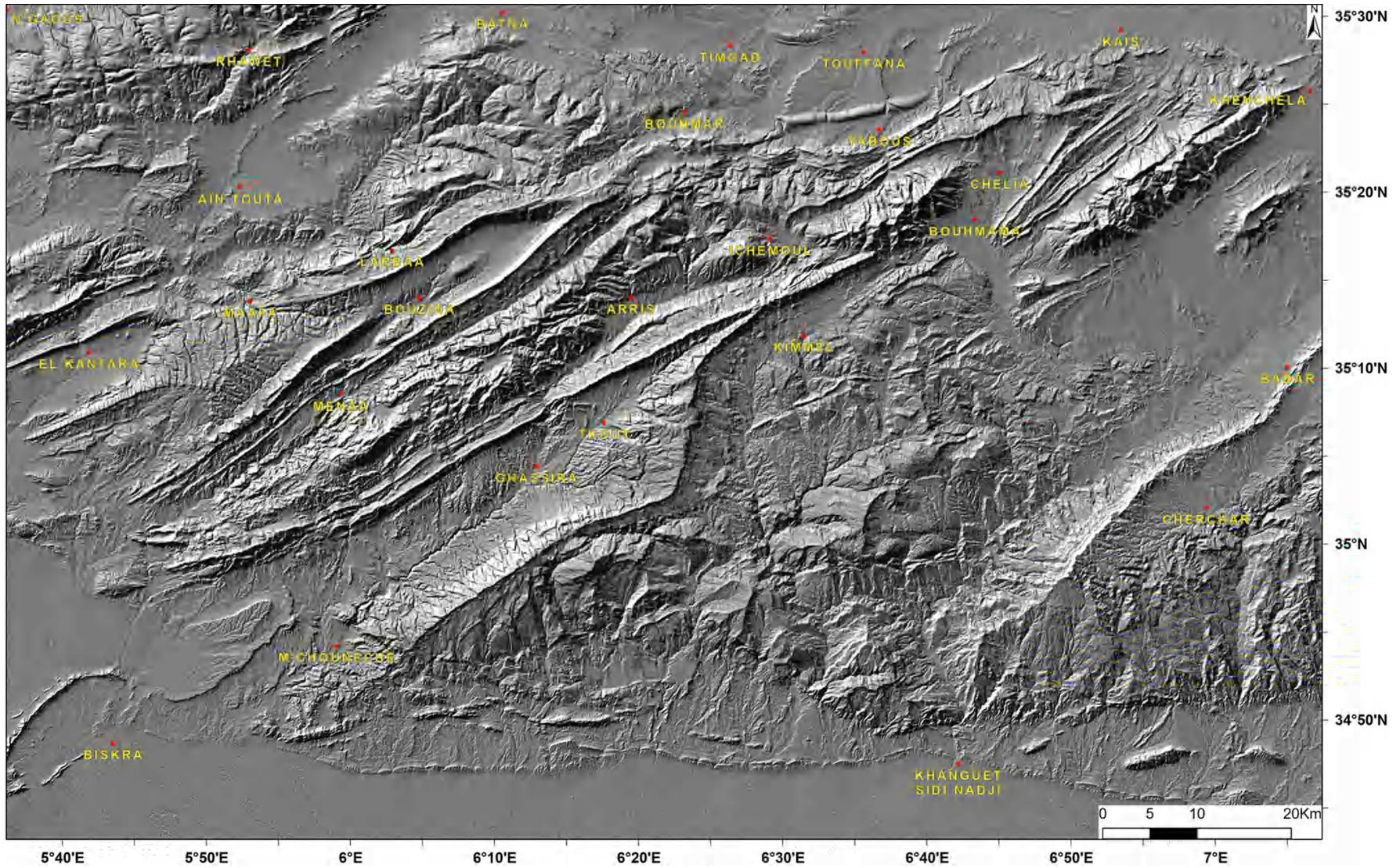


Fig. 17 – Relief ombré gris dérivé des données SRTM avec un azimut solaire de 135° (DJEFFAL et al., 2023)

2.4.1.3.6 L'extraction des linéaments :

L'extraction des linéaments est réalisée à l'aide des approches automatique et manuelle. La technique automatique est effectuée en utilisant l'algorithme LINE du logiciel PCI Geomatica sur les quatre filtres directionnels (N0°, N45°, N90° et N135°) ainsi que sur le relief ombré dérivé des données SRTM. Le module Line extrait les caractéristiques linéaires des images et génère des fichiers de formes polyline à l'aide de six paramètres d'ajustement.

Pour la technique manuelle, le logiciel ArcGIS est utilisé. Les couches obtenues à partir de la phase de traitement (combinaisons de bandes, rapports de bandes, ACP, filtres directionnels et reliefs ombrés), ainsi que la carte géologique géoréférencée, ont été superposées. Chaque couche a été rendue visible tour à tour, et les linéaments apparents ont été dessinés à l'aide de l'outil polyline. Cette technique de superposition nous a permis de tracer les linéaments et de les valider à travers plusieurs couches. Les linéaments extraits automatiquement et manuellement ont été regroupés dans une seule couche pour l'analyse et de la discussion (Fig. 18).

2.4.2 Résultats et discussion

L'application des différentes techniques citées dans la partie précédente sur plusieurs couches superposées a permis de tracer la carte linéamentaire synthétique du Massif de l'Aurès (Fig. 18). La carte montre une population de 12702 linéaments identifiés et validés de longueurs et de directions différentes (6591 extraits automatiquement et 6111 manuellement). Les images Sentinel-2 permettent d'extraire plus de linéaments relativement aux autres images, tandis que les linéaments obtenus à partir des données SRTM sont les plus significatifs pour notre étude.

2.4.2.1 Longueur et orientation

La longueur des linéaments varie entre 0,02 km et 13,5 km, avec une moyenne de 1,43 km et un écart type de 1,035 km. La longueur totale est de 18176 km, tandis que la plupart des linéaments (90 %) mesurent moins de 2,59 km (Fig. 19).

Le linéament le plus long -13,5 km- se localise dans la partie nord-est de Djebel El Azreg, correspondant à une importante faille directionnelle NE-SW qui sépare les terrains aptiens des terrains albiens.

Les linéaments cartographiés sont regroupés selon la direction en dix-huit classes avec un intervalle de 10°. Le nombre de linéaments, la longueur totale et le pourcentage de ces deux derniers ont été calculés pour chaque classe et sont présentés dans la Fig.20.a.

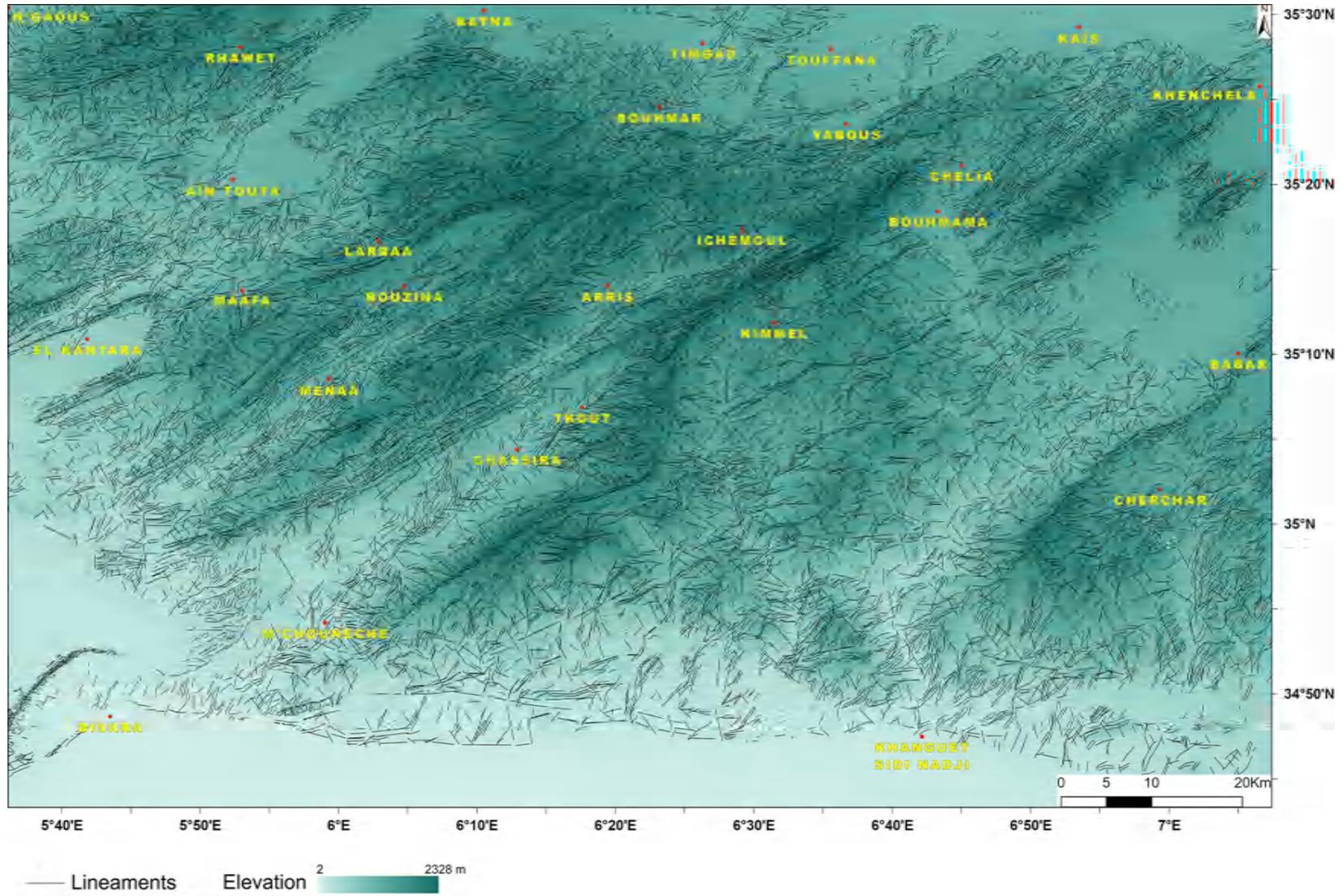


Fig. 18 – Carte linéamentaire synthétique du Massif de l'Aurès (DJEFFAL et al., 2023)

Lea rose diagramme des linéaments extraits est présenté dans la Fig.20.b. Cette dernière offre une vue d'ensemble représentative des orientations générales des linéaments. Quatre ensembles majeurs de direction sont reconnaissables, orientés NE-SW, NW-SE, E-W et N-S. Les linéaments NE-SW sont les plus dominants avec un pourcentage de 58,80 % et une longueur totale de 11826,1 km ; l'orientation NW-SE forme la deuxième famille la plus importante avec un pourcentage de 24,44 % et une longueur totale de 3628,37 km ; la famille E-W représente 9,93 % avec une longueur totale de 1651,38 km, la famille N-S est moins importante et est représentée par 867 linéaments avec un pourcentage de 6,83 %.

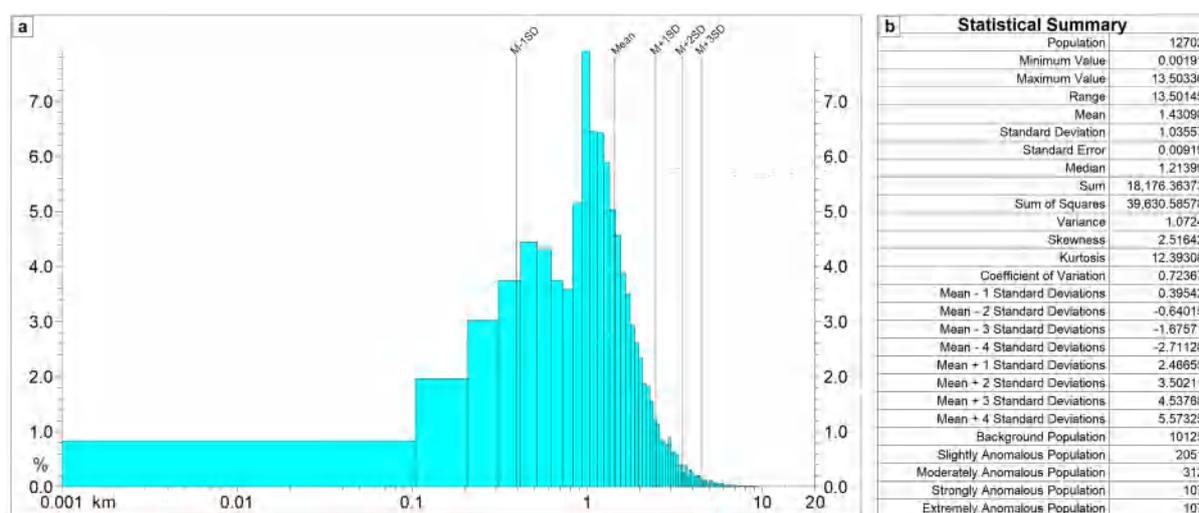


Fig. 19 – a. Histogramme de fréquences des longueurs des linéaments (graphique semi-logarithmique), **b.** statistiques de base sur les longueurs des linéament (DJEFFAL et al., 2023)

L'analyse combinée de la longueur et de la fréquence révèle que les linéaments de direction nw-se ont la moyenne de longueur la plus élevée, tandis que les linéaments de direction ne-sw ont la moyenne la plus basse (Tableau 4.3).

2.4.2.2 Densité

L'analyse de la densité est un paramètre couramment utilisé dans l'interprétation de la concentration et de la distribution des linéaments (ADIRI et al., 2017 ; BONETTO et al., 2015 ; JAVHAR et al., 2019 ; LACHAINE, 1999 ; PINTO et al., 2017). La présente étude utilise la densité pour comprendre la relation entre la distribution des linéaments et ses facteurs de contrôle.

La carte de densité des linéaments du Massif de l'Aurès (Fig. 21) a été obtenue en utilisant l'outil Line Density dans le logiciel ArcGIS.

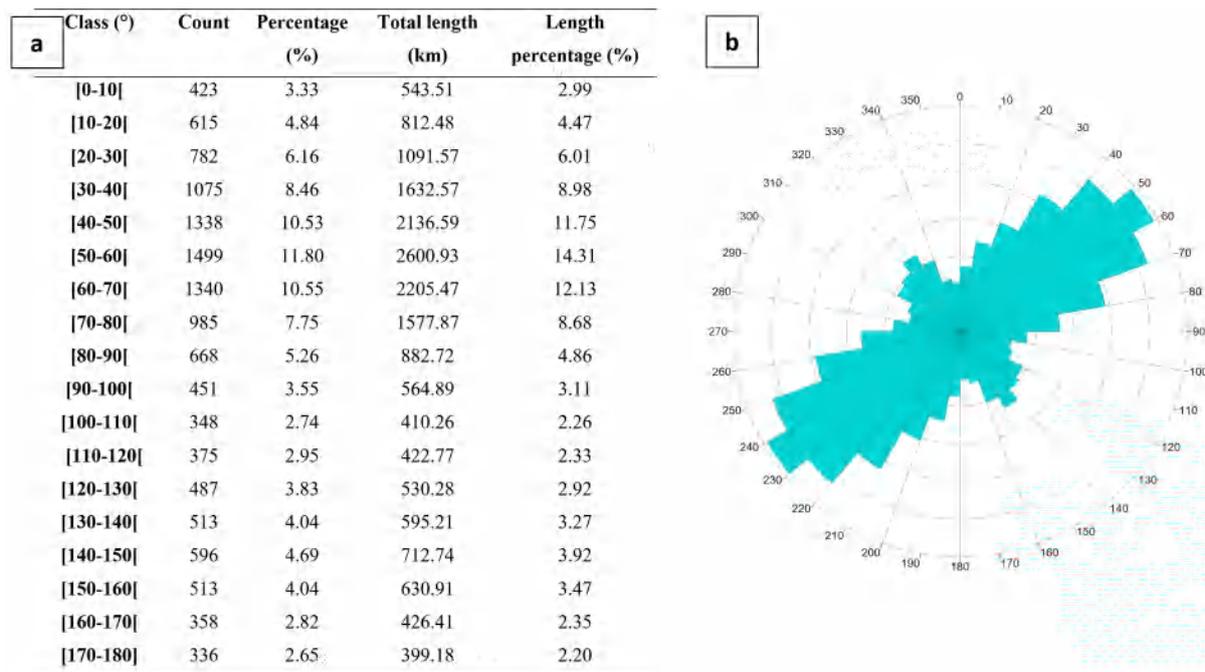


Fig. 20 – **a** Statistiques de base sur les classes de direction des linéaments **b** Diagramme de rose des linéaments extraits (DJEFFAL et al., 2023)

Orientation	Number	Frequency (%)	Total length (km)	Total length/Number (km)
NE-SW	7469	58.80	11826.1	1.58
NW-SE	3104	24.44	3628.37	1.17
E-W	1262	9.93	1651.38	1.31
N-S	867	6.83	1070.51	1.23

TABLE 2.3 – Statistiques de bases sur les grandes orientations des linéaments (DJEFFAL et al., 2023)

En observant la carte de densité du Massif de l'Aurès (Fig. 21), on peut remarquer que les différents linéaments ne sont pas répartis uniformément dans toute la zone d'étude. En général, les zones de densité élevée sont localisées dans la partie nord-ouest de la carte, avec la concentration la plus élevée le long de l'axe anticlinal de Dj. El Azereg-Djebel Ichmoul-Djebel Chélia et du synclinal de Ghassira. Ce dernier est considéré comme le centre du bassin de l'Aurès par de nombreux auteurs (GHANDRICHE, 1991 ; HERKAT, 1999 ; LAFFITE, 1939).

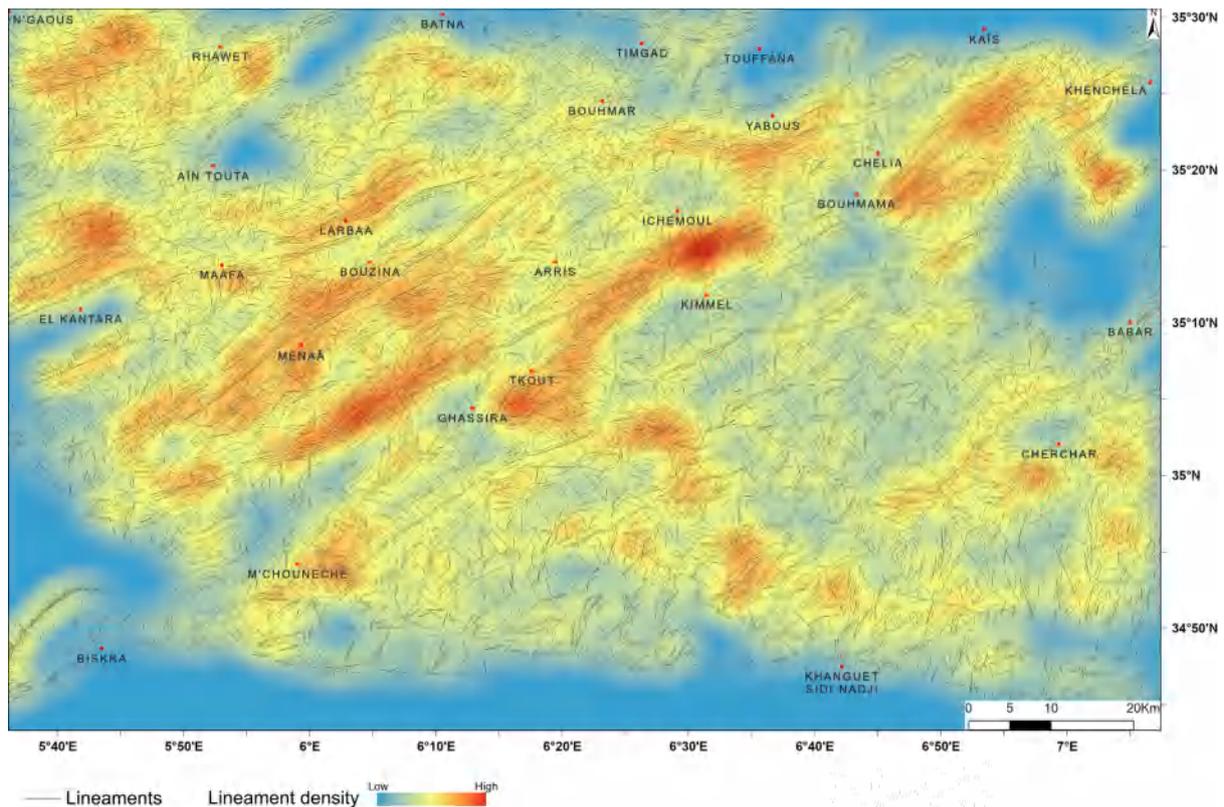


Fig. 21 – Carte de densité lineamentaire du massif de l'Aurès (DJEFFAL et al., 2023)

En se dirigeant vers le Sud-Est, la densité diminue, sauf dans certaines zones localisées de Djebel Ahmar Khaddou et Djebel Toubont montrant une densité modérée à élevée. Le Paléogène du synclinal de Rhassira a souvent la densité la plus élevée dans tout le Massif de l'Aurès, cela se manifeste à l'échelle de l'affleurement par des signes de compaction élevée (Fig. 22).



Fig. 22 – Photo montrant le degré élevé de la compaction tectonique au niveau du synclinal de Rhassira (a. chevrons de Bouhmama, B. oursins compactés)

2.4.2.3 Les facteurs contrôlant la distribution des linéaments

La distribution et la localisation des linéaments sont contrôlées par divers facteurs qui peuvent être regroupés en deux catégories : les facteurs topographiques et les facteurs géologiques.

2.4.2.3.1 Facteurs topographiques La carte de pente est dérivée des données SRTM en utilisant l'outil Slope dans l'ArcGIS. La superposition de la carte de densité (Fig. 21) sur la carte des pentes (Fig. 23) montre une concordance claire entre les deux, où les zones présentant des densités de linéaments élevées correspondent aux zones avec les variations d'altitude les plus importantes et vice versa.

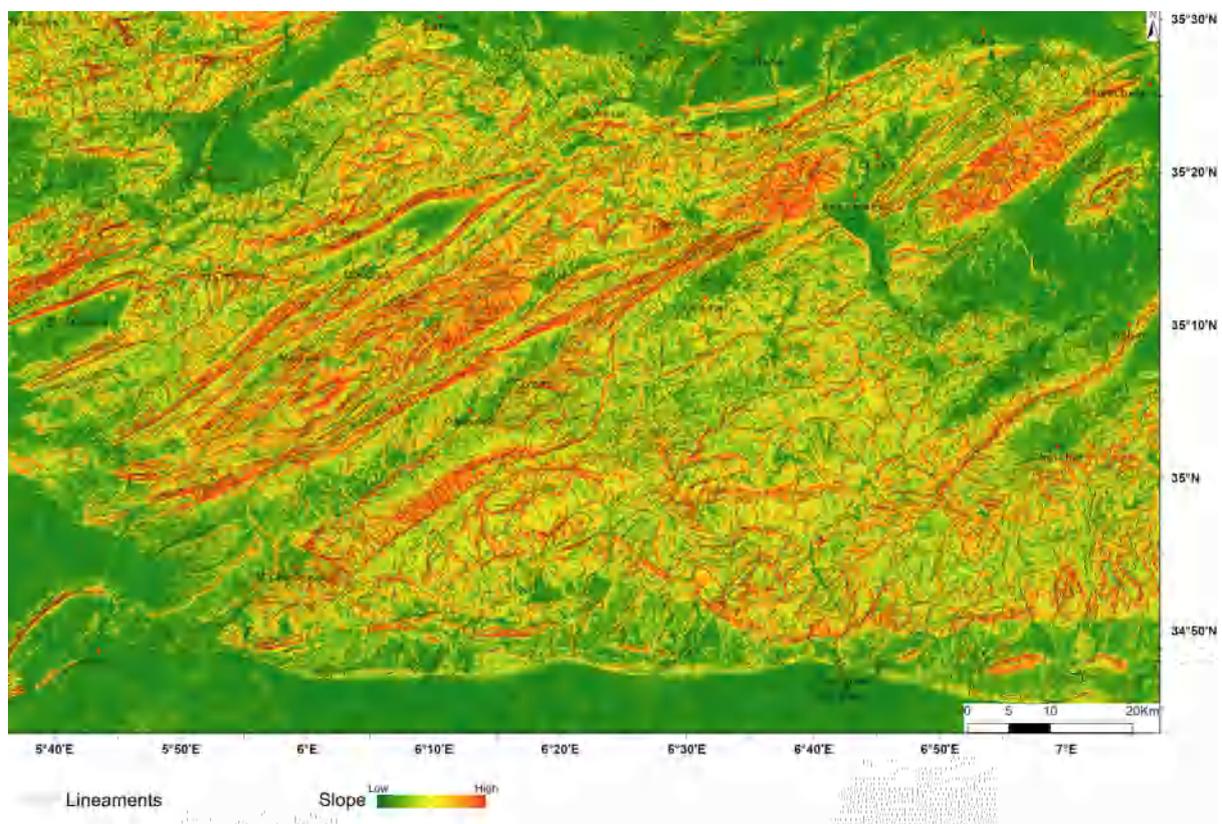


Fig. 23 – Superposition des linéaments sur la carte des pentes de l'Aurès (DJEFFAL et al., 2023)

2.4.2.3.2 Facteurs géologiques La superposition de la carte de densité obtenue sur la carte géologique montre que les formations du Crétacé inférieur, du Maastrichtien et du Paléogène ont les densités les plus élevées. Ces étages sont formés par des roches compétentes qui présentent un comportement cassant lors des compressions et qui reflètent les densités les plus élevées. En revanche, les formations du Néogène sont les zones les moins affectées, en raison de leur teneur élevée en argiles et de leur âge récent. Une autre observation est que les zones de haute densité sont souvent alignées sur les principaux couloirs de failles.

2.4.3 Les directions majeures des linéaments géologiques

L'utilisation combinée de la télédétection, des SIG, de la bibliographie et les données du terrain pour extraire les linéaments nous a permis de discerner les propriétés linéaires du massif de l'Aurès. Quatre familles se distinguent :

2.4.3.1 La famille NE- SW

C'est la famille la plus abondante dans la massif de l'Aurès avec un nombre de 7469 linéaments, un pourcentage de 58.8 % et une longueur totale égale à 11826.1 km.

Le rapport longueur/nombre de cette famille est relativement élevé témoignant que ces linéaments se caractérisent par des longueurs généralement importantes. Cela est dû au fait qu'une grande partie de ces linéaments représentent les plans de stratification des couches qui s'étendent le long des vastes plis de l'Aurès. Une autre raison est que les failles directionnelles qui se caractérisent par une grande ampleur sont parallèles aux axes des plis qui appartiennent à cette famille. Ce type de faille est généralement de type inverse et crée souvent des structures en pli-failles

. L'Aurès est séparé au Nord de la vallée El Maadher-Batna-Aïn Touta par une faille directionnelle importante dite faille nord-atlasique ou faille Batna-Souk Ahras (GLANGEAUD, 1951). Plus au Nord, cette famille est nettement visible au niveau de l'anticlinal de Belezma-Batna (DJEFFAL, 2014).

2.4.3.2 La famille NW-SE

Cette famille est présente dans le massif de l'Aurès avec un pourcentage de 24.44% et un nombre total de 3104 linéaments. Le rapport longueur/nombre est égale à 1.17 et il est considéré comme le plus faible de toutes les familles attestant que ces linéaments ont généralement des longueurs faibles à moyennes. Ces accidents se répartissent dans tous le massif de l'Aurès et sont représentés le plus souvent par des décrochements dextres qui ont joué surtout lors de la phase atlasique.

Cette direction est aussi celle des grandes transversales qui bordent l'Aurès de ses limites Ouest et Est (Cf. 2.3.1).

L'accident le plus important de cette famille est décrit par GUIRAUD (1973) et il est situé à l'Ouest de l'Aurès entre Djebel Metlili et Sidi Khelil d'où vient son nom l'accident Metlili Ouest. L'autre accident important a provoqué l'extrusion du Trias de important dit Metlili Est (BELLION, 1972; GUIRAUD, 1971), il s'étend de Boutaleb -Monts d'El Hodna- au Nord Ouest jusqu'à l'accident sud-atlasique ou même plus loin jusqu'à Négrine. Ces deux accidents Metlili Est et Metlili Ouest appartiennent à la géosture Hodna- Aurès. L'alignement Batna-Oued Mellagou qui borde l'Aurès dans sa partie est appartient aussi à cette famille (Cf. 2.3.1.3). HERKAT (1999) suggère qu'il y'a une correspondance entre ces accidents et les discontinuités du substrat actives durant l'Albien supérieur et le Turonien

inférieur comme failles normales. À l'échelle locale, la direction NW-SE constitue la famille la plus rencontrée sur terrain, elle se marque surtout par des décrochements de type dextre.

2.4.3.3 La famille E-W

Les linéaments géologiques appartenant à cette famille sont en moins grand nombre et ont moins d'importance, représentant environ 9.93% de la totalité et s'étendent sur une longueur totale de 1651.38 km.

Cette famille se concentre le plus dans la partie septentrionale du massif du fait que ces linéaments correspondent généralement aux structures issues de la phase Alpine.

Les principaux accidents de cette direction dans le massif de l'Aurès sont du Nord vers le Sud :

- Au Nord de l'Aurès et des Monts de Belezma-Batna, cette direction correspond aux fronts des nappes de charriage (VILA, 1980) ;
- Au niveau du flanc méridional de Djebel Ich Ali, un accident de direction E-w limite le Cénomaniens et le Turonien (BUREAU, 1972) ;
- Au Nord-Ouest de l'Aurès, un accident important de direction d'approximativement N80° relie entre les deux affleurements triasiques importants de Maâfa et de l'Arbaâ ;
- Au Nord-Est de l'Aurès, une importante faille de direction E-W borde toute la partie sud de l'anticlinal de Djebel Chélia et dont la faille porte le même nom -faille de Chélia- ;
- À l'extrémité ouest de Djebel El Azereg au niveau des replis entre les anticlinaux d'âge Cénomaniens et les synclinaux d'âge Oligocène, une série de failles inverses de direction E-W se manifeste ;
- La partie sud de l'Aurès montre une concentration relativement élevée en cassures de direction E-W, au niveau de la région de Aïn Slat, Djemmorah et Branis. Aussi à ce niveau, la direction des axes des plis devient généralement E-W et cela est visible au niveau de la chaîne de Rheliss, l'anticlinal de Kef Si Ziad, le Djebel Djermoune et le Djebel d'Oum Ed Delou (Fig. 11) ;
- À la limite sud de l'Aurès, cette direction est représentée par une grande partie de la flexure sud-atlasique.

2.4.3.4 La famille N-S

C'est une famille qui est encore moins fréquente et moins significative, avec un nombre total de 867 linéaments formant une fréquence de 6.83% et seulement une longueur totale

de 1070.51 km. La famille N-S se rencontre dans l'Aurès avec une extension généralement locale. De même direction que ceux du massif du Hoggar, générés par la phase pan-africaine, ces linéaments correspondraient à des accidents de socle scellés par les séries mésozoïques et cénozoïques.

Conclusion

L'analyse structurale du massif de l'Aurès par l'utilisation combinée des données de bibliographie, de terrain et de la télédétection ont montré que :

L'Aurès comprend une série stratigraphique qui va du Trias jusqu'au Quaternaire et qui s'organise en six vastes plis qui sont en allant du Nord vers le Sud : (i) L'axe anticlinal de Djebel Metlili, Djebel Ich Ali et Djebel Bouarif, (ii) l'axe anticlinal de Djebel Mérikzane, Djebel Haouidja, Djebel Igguedelène, Djebel Temagoult et Djebel Delaa, (iii) l'axe synclinal de Bouzina, (iv) l'axe anticlinal de Djebel Azereg, Djebel Ichmoul et Djebel Chélia, (v) l'axe synclinal de Rhassira et finalement l'axe anticlinal de Djebel Ahmar Khaddou, Djebel Aslef El Ahmane, Djebel Toubount et l'anticlinal de Khenchela. La sédimentation de cette série épaisse est contrôlée par la tectonique qui est commencée avec les premiers dépôts des roches évaporitiques, passant par le reste du Mésozoïque qui a connu plusieurs événements importants, puis par les phases majeures du Cénozoïque, responsables sur la structuration du massif jusqu'à la tectonique récente qui est toujours active.

La télédétection a démontré son efficacité dans la cartographie structurale du Massif de l'Aurès. Ce dernier couvre une vaste superficie avec des endroits éloignés, où l'utilisation des méthodes traditionnelles est difficile.

La carte linéamentaire produite, accompagnée de l'analyse statistique, montre que la zone d'étude est traversée par un réseau de cassures dense, où quatre familles ont été distinguées : NW-SE, NE-SW, E-W et N-S.

Les facteurs géologiques résidant essentiellement dans la compétence des roches et leur âge ont influencé la répartition des linéaments sur la région . Un autre facteur déterminant est la topographie, où les endroits présentant des changements de pente rapides forment les parties avec la densité des linéaments la plus élevée. La comparaison avec les données géologiques disponibles montre que ces linéaments structuraux correspondent principalement à des failles résultant de la succession de phases tectoniques multiples. Les phases les plus importantes responsables de la structuration des Aurès sont les plus récentes, survenues au cours du Tertiaire lors de l'orogénèse alpine.

CHAPITRE 3

Lithostratigraphie

3.1 Introduction

L'étage Albien tire son nom la région de l'Aube (Alba en latin) dans le Nord-Est de la France (D'ORBIGNY, 1842). La limite Albien-Cénonamanien se place à environ 99.6 ± 0.9 Ma et correspond à l'apparition la plus basse des foraminifères planctoniques *Rotalipora globotruncanoides*. La limite Aptien-Albien se caractérise par une histoire complexe et se place à environ 112 ± 1 Ma. En 2004, GRADSTEIN et OGG (2004) ont défini la base de l'Albien à la première occurrence du nanofossile carbonaté *Praediscosphaera columnata* mais cette définition suscite de nombreuses controverses comme toutes les définitions antérieures notamment celle de BREISTROFFER (1947). De même, la limite Aptien/Albien pose beaucoup de problèmes au niveau du domaine sud-téthysien où la sédimentation néritique prédomine et reste jusqu'à ce jour non décidée rigoureusement.

En Algérie, peu de recherches ont été effectuées sur l'Albien. Ce dernier est l'un des étages clés de l'histoire géologique de cette région. À ce jour, aucune subdivision de l'étage n'a été réalisée, à l'exception d'une étude récente menée par LAZIZ (2020), où l'auteur a subdivisé le passage Aptien/Albien du Constantinois en trois formations lithostratigraphiques. En revanche, l'Albien est bien étudié en Tunisie et il a fait l'objet de plusieurs études récentes (e.g., CHIHAOUI (2009), GHANMI et al. (2017), GHARBI et al. (2022), JAILLARD et al. (2021, 2022) et TOUIR et al. (2015)). L'Albien de la Tunisie présente des grandes similarités avec celui de l'Aurès et il est subdivisé en formations lithologiques avec des limites plus ou moins précises. Notre description est calibrée aux formations définies en Tunisie (Fig.24).

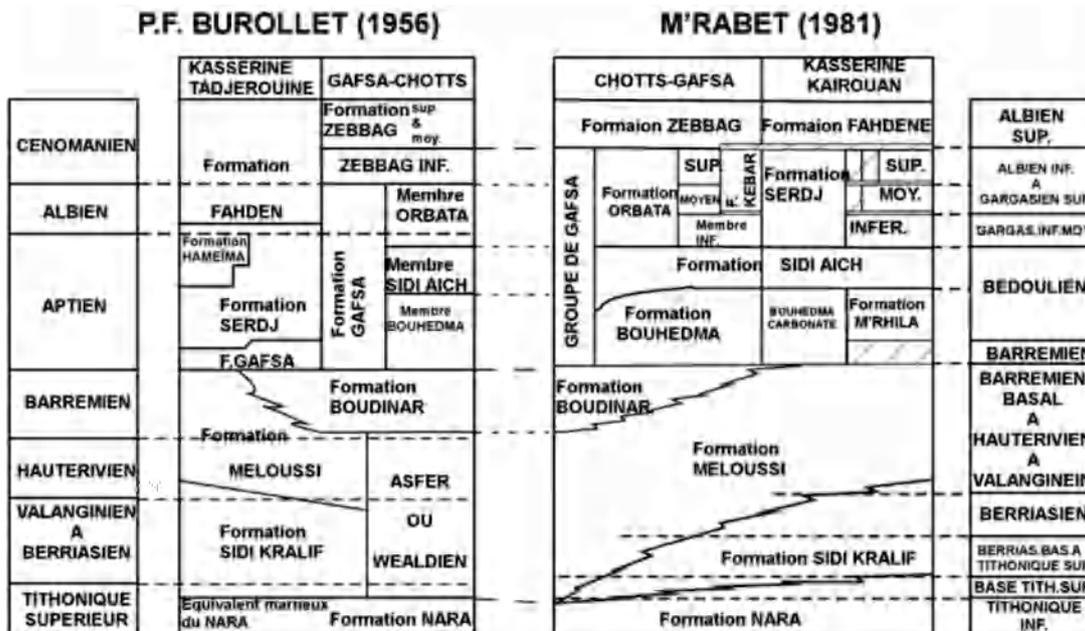


Fig. 24 – Les formations du Crétacé inférieur définies en Tunisie par (BUROLLET, 1956) et (M'RABET, 1987) in (CHIHAOUI, 2009).

3.2 Description lithologique des coupes

La série albienne de l'Aurès est étudiée du point de vue lithostratigraphique en réalisant des levés des coupes géologiques, sur la base des descriptions macroscopiques et microscopiques des différents faciès rencontrés.

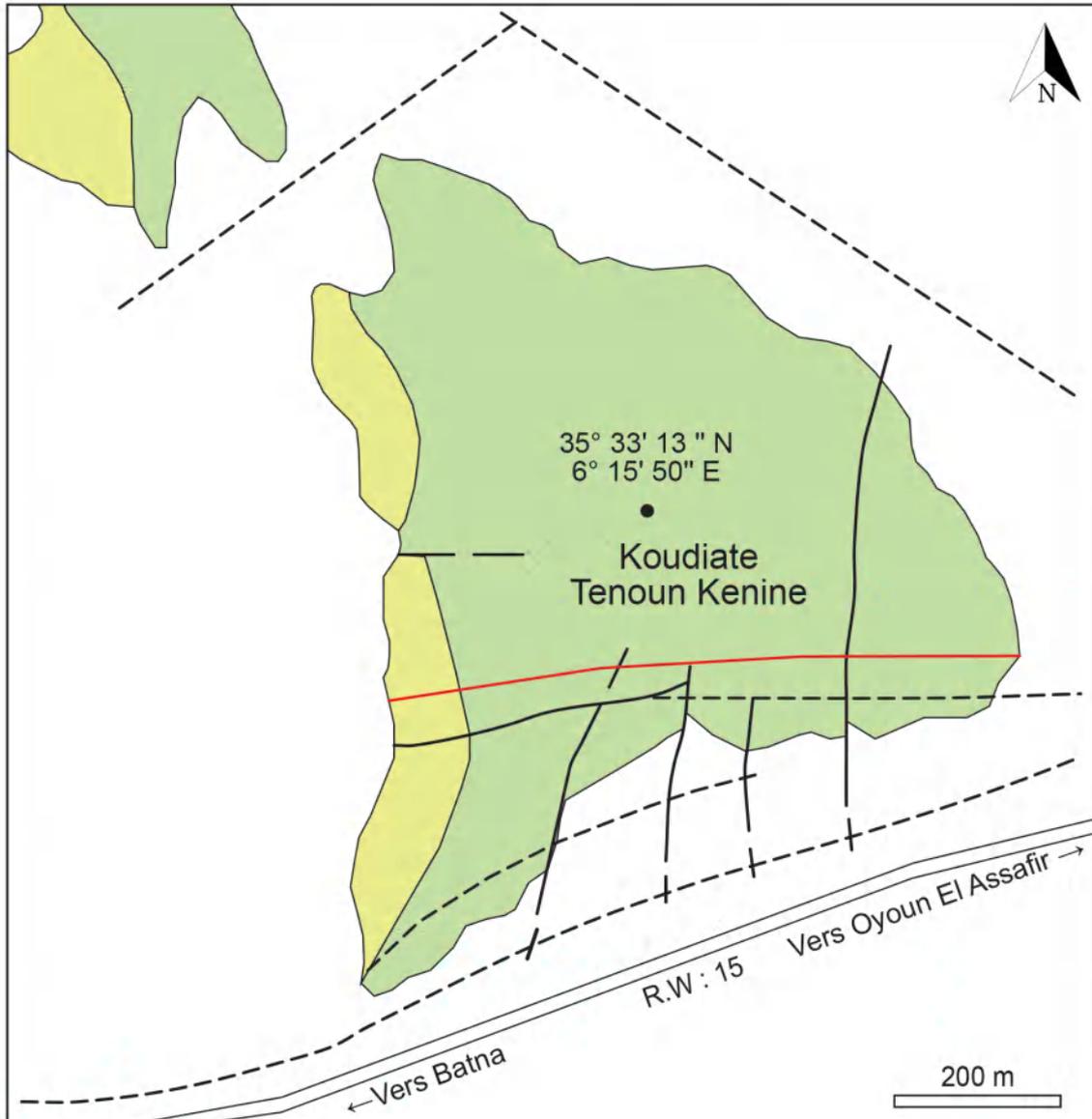
Quatre coupes ont été choisies en fonction de leur position structurale et l'état des affleurements : la première coupe est appelée "coupe de Koudiat Tenoun Kenine" où LAFFITE (1939) a pu identifier la limite Aptien/Albien levée à l'extrême nord de l'Aurès, au Sud-Ouest de Djebel Bouarif. La coupe d'El Hammam est la deuxième à être examinée, située plus au Sud, sur le versant méridional de l'anticlinal d'Ichmoul. La troisième coupe est située dans la région de Taghit Bacha à l'extrémité nord-est de l'anticlinal de Djebel El Azereg. La quatrième coupe est dite coupe d'Amentane, elle est levée dans la partie ouest du flanc septentrional de l'anticlinal de Djebel El Azereg. Ces quatre coupes sont corrélables entre elles et couvrent l'Albien de l'Aurès septentrional. Les faciès décrits sont regroupés en termes, unités et formations. On a utilisé le terme d'unité dans le sens de la définition suivante : le terme d'unité lithostratigraphique désigne un ensemble distinct dont les limites peuvent être reconnues.

3.2.1 Coupe de Koudiat Tenoun Kenine

La coupe de Koudiat Tenoun Kenine (Fig. 27).est située à 6 km de l'Est de la ville de Batna et à environ 3.5 km de l'Ouest du village d'Ouyoun El Assafir, juste au Nord de la route RW 15 qui relie ces deux agglomérations. Elle s'étale d'Est en Ouest sur une épaisseur de 321 m et limitée entre les deux points géographiques :

$$Localisation = \begin{cases} A & 35^{\circ}33'20.00"N, 6^{\circ}16'09.50"E; \\ B & 35^{\circ}33'19.60"N, 6^{\circ}15'33.30"E. \end{cases}$$

La coupe de Koudiat Tenoun Kenine met en évidence une succession de roches avec une prédominance de calcaires à la base, suivie de marnes au milieu et au sommet. Les marnes sont généralement de couleur grisâtre, verdâtre ou brunâtre, friables et contiennent peu de fossiles. Quant aux calcaires, ils sont de couleur grise et se présentent le plus souvent sous forme de barres, surtout à la base. La coupe étudiée s'organise en deux formations lithostratigraphiques distinctes :



Légende

	Quaternaire : Sables, limons, cailloux		Faille
	Albien inférieur : Marnes à intercalations de quartzites		Faille probable
	Aptien : Marnes à intercalations de calcaires		Tracé de la coupe

Fig. 25 – Carte géologique de Koudiat Tenoun Kenine

- À la base : on rencontre une formation inférieure associée à l'Aptien et qui correspond à la formation de Serdj (BUROLLET, 1956). Elle s'étend sur une épaisseur de 218 mètres et se forme d'une unité calcaire à sa base, suivie d'une unité marneuse avec des intercalations de calcaires à son sommet. La partie basale de cette formation n'est pas couverte dans cette étude.

- Au sommet : une formation supérieure avec une épaisseur d'environ 102 m, elle est attribuée à l'Albien et présente des marnes de couleur blanchâtre où s'intercalent des niveaux de grès azoïques avec une épaisseur de 0.5 m pour chaque niveau. Cette unité correspond à la partie inférieure de la formation de Fahdene définie par BUROLLET (1956) en Tunisie.

3.2.1.1 Formation de Serdj-Aptien-

Cette formation au niveau de cette localité est d'une épaisseur d'environ 218 m, elle se caractérise par une dominance carbonatée, elle est synonyme à la formation bioaccumulations et bioconstructions de Djebel Zouaoui définie par LAZIZ (2020), elle correspond aussi à la formation " *Requienid limestone*" définie en Sicile par BASILONE (2021). Elle peut être subdivisée en deux unités lithologiques :

Unité calcaires à rudistes et nérinées (80.5 m)

La première unité de la formation Serdj est consommée dans sa quasi-totalité par des calcaires qui s'organisent le plus souvent en barres. Elle se caractérise aussi par la présence des bioconstructions et elle débute par 1 m de calcaire dolomitique fin d'aspect massif de couleur grise sombre surmonté par un joint de diastème. Ce banc est suivi par 1.5 m de grès compact de type wacke quartzeux stratifié en bancs décimétriques de couleur rouge et fortement oxydé à grains très fins avec des petites concrétions de fer (Fig.28. a), il est traversé par des joints de calcite, sa surface supérieure est fortement ferruginisée. L'unité s'enchaîne avec la succession de cinq barres de calcaire d'ordre décamétrique :

1^{re} barre (12 m) : calcaire karstifié à rares foraminifères benthique et ostracodes

Il s'agit des calcaires oxydés de taille fine, stratifiés en bancs décimétriques à rares foraminifères benthiques, de couleur grise en patine et en cassure. À mesure que l'on se rapproche du sommet, la couleur devient de plus en plus claire, avec l'apparition des ostracodes du genre *Cytherella* sp, des foraminifères benthiques : *lenticulina* sp, *miliolidae* sp et très rares orbitolines, des serpulides avec des fragments d'algues et lamellibranches. La taille des grains augmente mais le calcaire reste toujours micritique. Ce calcaire fortement karstifié (Fig.28. b) est très bien connu dans l'Aptien du domaine téthysien et il est signalé à plusieurs endroits de sa marge sud : par exemple on cite, en Algérie par LAZIZ (2020), en Tunisie CHIHAOUI (2009) et en Sicile par BASILONE (2021).

2^e barre (15 m) : calcaire grossier à nérinées et rudistes

La deuxième barre est formée d'un calcaire construit de taille grossière, stratifié en bancs décimétriques (ep \simeq 0.5 m) de couleur brunâtre en patine et grise claire en cassure, fossilifère à nérinées, bivalves principalement des rudistes, bryozoaires et algues. Sa surface supérieure présente des sections de rudistes et des nérinées de grande taille (Fig.28. c).

3^e barre (15 m) : calcarénite oolithique à bivalves et quartz

Au sommet de la deuxième barre, vient une autre avec une épaisseur égale de calcarénite oolithique à bivalves et grains de quartz. À la base, cette barre présente un aspect laminé et présente des stratifications de type HCS (Hummocky Cross-Stratification) (Fig.28. d) et des structures synsédimentaires SDSS (Soft déformation sedimentary structure) (Fig.28. e) probablement des séismites ?. Le sommet montre des concrétions de fer avec une surface supérieure ferrugineuse correspondant à une surface d'émersion.

4^e barre (20m) : calcaire massif ferruginisé à nérinées et rudistes

Forme la barre la plus épaisse de la formation. Cette barre est formée par des calcaires massifs ferruginisés de couleur grise sombre, à sa base se manifestent des nérinées oxydés avec des rares ostracodes du genre *Cytherella sp*, des foraminifères benthiques : *Lenticulina sp*, *Miliolidae sp* (Fig.28. f), vers le milieu les rudistes et les orbitolines font leur apparition et vers le sommet les rudistes deviennent plus abondants. La taille des foraminifères benthiques est réduite et se présentent principalement sous forme des *Miliolidae sp*, *Textularidae sp* et des Orbitolines, algues des grains de quartz bipyramidé anguleux à relief fort la surface supérieure est bioturbée et oxydée avec placage des rudistes et des nérinées.

5^e barre (15 m) : calcaire stratifié à orbitolines

Le sommet de cette unité est représenté par une barre de calcaire d'épaisseur de 15 m séparée de la quatrième par un joint (ep=1 m) de marne carbonatée de couleur blanchâtre. La barre est représentée par un calcaire grisâtre stratifié en bancs décimétriques à la base, à rudistes, nérinées et orbitolines, ici l'examen microscopique montre qu'il contient les éléments suivants : des bivalves, des échinodermes, des gastéropodes, du phosphate, de la glauconie avec des rares ostracodes et annélides. Vers le sommet le faciès devient plus grossier très riche en orbitolines : *Mesorbitolina gr. subconca* avec des *Palorbitolinoides hedinii* (Fig.28. g) et leur taille augmente par rapport à la base, les rudistes et les nérinées (Fig.28. h) persistent avec une grande taille et la roche devient une orbitolinite (Fig.28. g) avec les mêmes espèces de la base. L'examen microscopique montre la présence des éléments : orbitolines, échinodermes, gastropodes, bivalves, phosphate, glauconie, rares ostracodes et annélides, la surface supérieure est bioturbée et ferruginisée.

Unité marno-calcaire à rudistes et nérinées (138 m)

L'unité supérieure de la formation de Serdj présente une épaisseur de 138 m. Elle se caractérise par une alternance de marnes et de calcaires, avec une prédominance des marnes représentant 92 m, soit environ 67% de l'unité lithostratigraphique. Les marnes sont généralement friables, de couleur beige à brunâtre, et contiennent très peu de fossiles. Quant aux calcaires, ils ont une épaisseur d'environ 46 m et se présentent sous forme de barres dont l'épaisseur est égale ou supérieure à 7 m. L'unité peut être subdivisée en six termes lithologiques :

Terme 1 (15 m) : marnes friables brunâtres

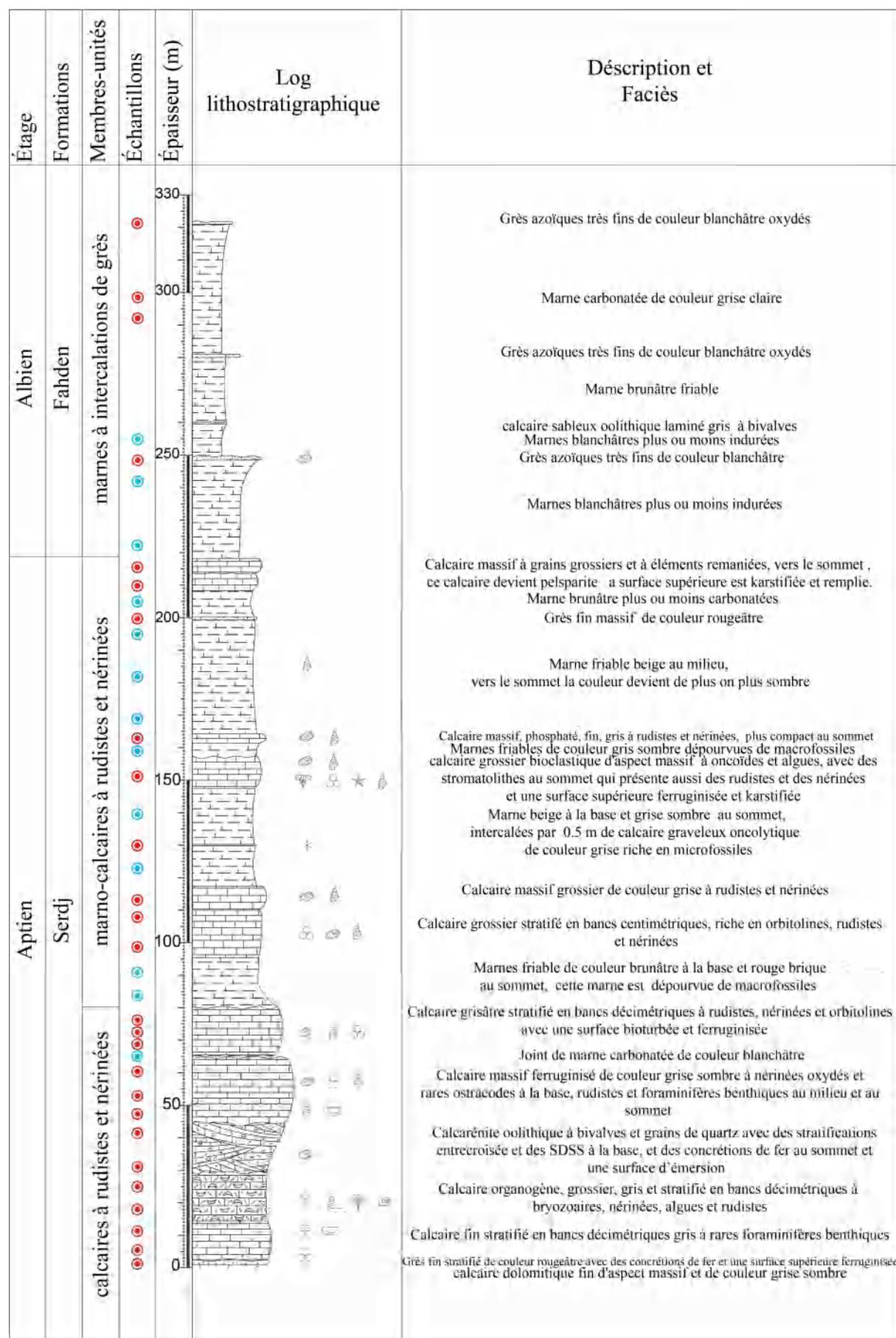


Fig. 26 – Colonne lithostratigraphique représentant les faciès aptiens et albiens de Koudiat Tenoum Kenine

Le premier terme est représenté par un intervalle de marnes friables de couleur brunâtre à la base et rouge brique au sommet, cette marne est dépourvue de macrofossiles.

Terme 2 (22 m) : calcaire grossier à foraminifères benthiques

Le deuxième terme de la deuxième unité est formé par deux barres de calcaire, la première barre est d'une épaisseur de 15 m et est composée d'un calcaire grossier stratifié en niveaux d'une épaisseur variant entre 0.05 m et 0.1 m. Sa couleur en patine est brunâtre, tandis qu'en cassure, elle est d'un gris sombre. Vers le sommet, sa couleur devient claire avec une abondance d'orbitolines, de rudistes et de nérinées. À l'échelle microscopique, on peut observer d'autres foraminifères benthiques tels que les Textularidés et les Lenticulinidés. De plus, on y trouve des coraux, des bivalves, des ostracodes et quelques échinodermes, bien que ces derniers soient rares. Au-dessus des calcaires stratifiés se trouvent d'autres d'aspect massif sur une épaisseur de 7 m, de couleur brunâtre en patine et gris clair en cassure, avec des rudistes et des nérinées identiques à ceux de la base, mais cette deuxième barre présente un contenu fossilifère moins important.

Terme 3 (30 m) : marnes friables grises

Il s'agit d'un intervalle marneux de couleur beige à la base et de couleur grise sombre au sommet, ces marnes admettent un niveau de calcaire graveleux oncolitique d'épaisseur de 0.5 m de couleur grise sombre, à l'échelle microscopique ce banc se révèle condensé très riche en fossiles diversifiés principalement des foraminifères benthiques : *Textularidae* sp, *Lenticulina* sp et rares orbitolines, bivalves, échinodermes, gastéropodes, coraux. Il contient aussi du quartz bipyramidés et des lithoclastes.

Terme 4 (10 m) : calcaire oncolitique à algues

Consommé par une barre de calcaire oncolitique grossier bioclastique d'aspect massif à algues bleues et vertes, foraminifères benthiques, échinodermes et gastéropodes. À la base on note la présence des stromatolithes et vers le sommet on note la présence des rudistes et des nérinées oxydées. La surface supérieure est ferruginisée et présente des karstifications avec la présence des minéraux du cuivre de carbonates (azurite et malachite).

Terme 5 (51 m) : marnes indurées beiges

Il s'agit d'un terme essentiellement marneux qui est représenté par la succession suivante : un intervalle de 4 mètres de marnes friables de couleur gris sombre, suivi par 3 mètres de calcaire fin de couleur brunâtre en patine et grise en cassure à rudistes et nérinées d'aspect massif phosphaté, vers le sommet ce calcaire devient plus compact. L'examen microscopique révèle principalement des fragments de coquilles de bivalves et occasionnellement d'ostracodes, ainsi que la présence de quartz bipyramidés.

Ensuite, vient un autre intervalle de marnes friables de couleur beige sur une épaisseur de 43 m, dont la couleur devient de plus en plus sombre avec l'augmentation des taux de carbonates vers le sommet, l'examen microscopique n'a livré que des rares gastéropodes. Ces marnes sont interrompues avant les huit derniers mètres par un banc de grès ferrugineux (1 m) fin massif de couleur rougeâtre, et dont les grains ont une taille d'environ 0.1 mm

seulement avec une forme anguleuse à ciment calcitique. Comme les grès de la base, il est compact et fortement oxydé.

Terme 6 (10 m) : calcaire karstifié à éléments remaniés

Il s'agit d'une barre (5 m) de calcaire massif à grains grossiers et à éléments remaniés représentés par des ooides, des péloïdes, des foraminifères bethiques (orbitolines et milioles), des gastéropodes, des algues, des bryozoaires, des débris de bivalves, des échinodermes et de la glauconie. La partie supérieure de cette barre est représentée par un faciès pelsparitique franc et sa surface supérieure est karstifiée et remplie. Selon LAFFITE (1939) cette barre appartient à l'Albien déjà supérieur mais les corrélations régionales avec ce faciès montre que cette barre termine l'Aptien BASILONE (2021), CHIHAOUI (2009) et LAZIZ (2020). Au sommet de cette barre on note la présence d'une autre qui présente les mêmes caractéristiques.

3.2.1.2 Formation de Fahdene -Albien-

Au niveau de Koudiat Tenoun Kenine, cette formation est d'une épaisseur d'environ 102.5 m, elle se caractérise par une dominance marneuse et est synonyme à la formation marno-calcaire de Felten définie par LAZIZ (2020), elle correspond aussi à la formation "Requienid limestone" définie en Sicile par BASILONE (2021). Elle peut être subdivisée en une seule unité lithologique dans cette coupe :

Unité marnes à intercalations de grès (102 m)

L'unité marneuse est d'une épaisseur de 102.5 m est caractérisée par une dominance marneuse avec de rares intercalations du grès très fin et azoïque, elle comprend trois termes :

Terme 1 (31 m) : marnes blanchâtres

Il s'agit d'un intervalle de 30 m de marnes blanchâtres plus ou moins indurées surmonté par un banc gréseux (1 m) aussi de couleur blanchâtre, azoïque très fin (0.1 mm à 0.2 mm).

Terme 2 (31.5 m) : marnes blanchâtres à intercalation de calcaire oolithique

C'est un terme similaire au précédente mais celui-ci admet une intercalation de 0.5 m de calcaire à la base de l'intervalle marneux. Il s'agit d'un calcaire sableux oolithique laminé à bivalves, il présente une couleur brunâtre en patine et grise en cassure. Les marnes du sommet sont brunâtres et friables par rapport à celles de la base. Le niveau gréseux au sommet du terme correspond à un banc de grès qui ressemble à celui du terme précédent mais celui ci présente des oxydations.

Terme 3 (40 m) : marnes carbonatées grises

Le dernier terme de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine correspond à un intervalle de marnes carbonatées de couleur grise claire.

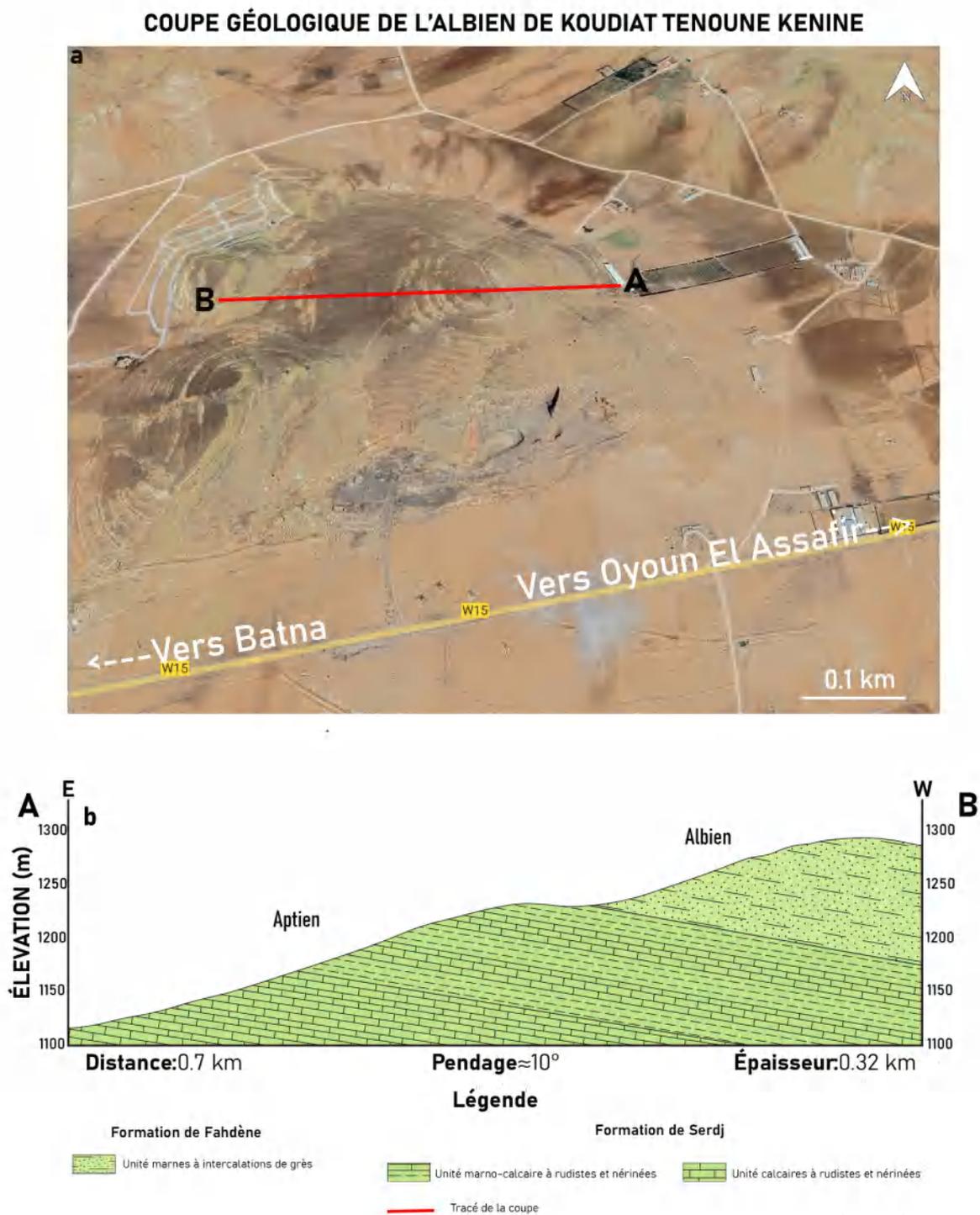


Fig. 27 – Coupe géologique de l'Albien de Koudiat Tenoune Kenine (a : Tracé de la coupe sur Google Earth, b : La coupe)



Fig. 28 – Faciès de Koudiat Tenoun Kenine. **a** : grès à concrétions de fer. **b** : calcaire karstifié avec des remplissages. **c** : flèches oranges : rudistes, flèches bleues : gastéropodes. **d** : Stratification entrecroisée. **e** : SDSS séismite. **f** : nérinées oxydés. **g** : orbitolinite. **h** : nérinées de grande taille.

3.2.2 Coupe d'El Hammam

La région d'El Hammam (Fig. 31).est géographiquement située au Nord de la route CW45 à environ 5 km à vol d'oiseau au SW de la ville de Médina. La coupe d'El Hammam est levée sur le versant méridional de l'anticlinal de Djebel Ichmoul. Ce dernier correspond à un anticlinal symétrique de direction NE-SW, séparé à l'Est de Dj.El Azereg et à l'Ouest de l'anticlinal de Djebel Chélia par deux grandes failles de direction NW-SE.

$$Localisation = \begin{cases} A & 35^{\circ}17'10.00"N, 6^{\circ}28'52.25"E; \\ B & 35^{\circ}16'44.80"N, 6^{\circ}28'52.50"E. \end{cases}$$

La coupe d'El Hammam présente une puissance de 296 m et montre une direction NNW-SSE, elle s'attache dans sa grande partie à la formation albienne de Fahdene (BUROLLET, 1956). En se basant sur l'analyse microfaciologique et sur les corrélations, on peut rattacher la partie inférieure de cette coupe à la deuxième unité de la formation aptienne de Serdj (BUROLLET, 1956). Quant à la partie supérieure, elle est associée au Cénomanién (GARAH et al., 2023).

3.2.2.1 Formation de Serdj (Aptien)

Au niveau de l'anticlinal d'Ichmoul, seulement la partie supérieure de cette formation est analysée. Elle est représentée par les trois termes supérieurs de l'unité marno-calcaire à rudistes et nérinées :

Unité marno-calcaire à rudistes et nérinées (36 m)

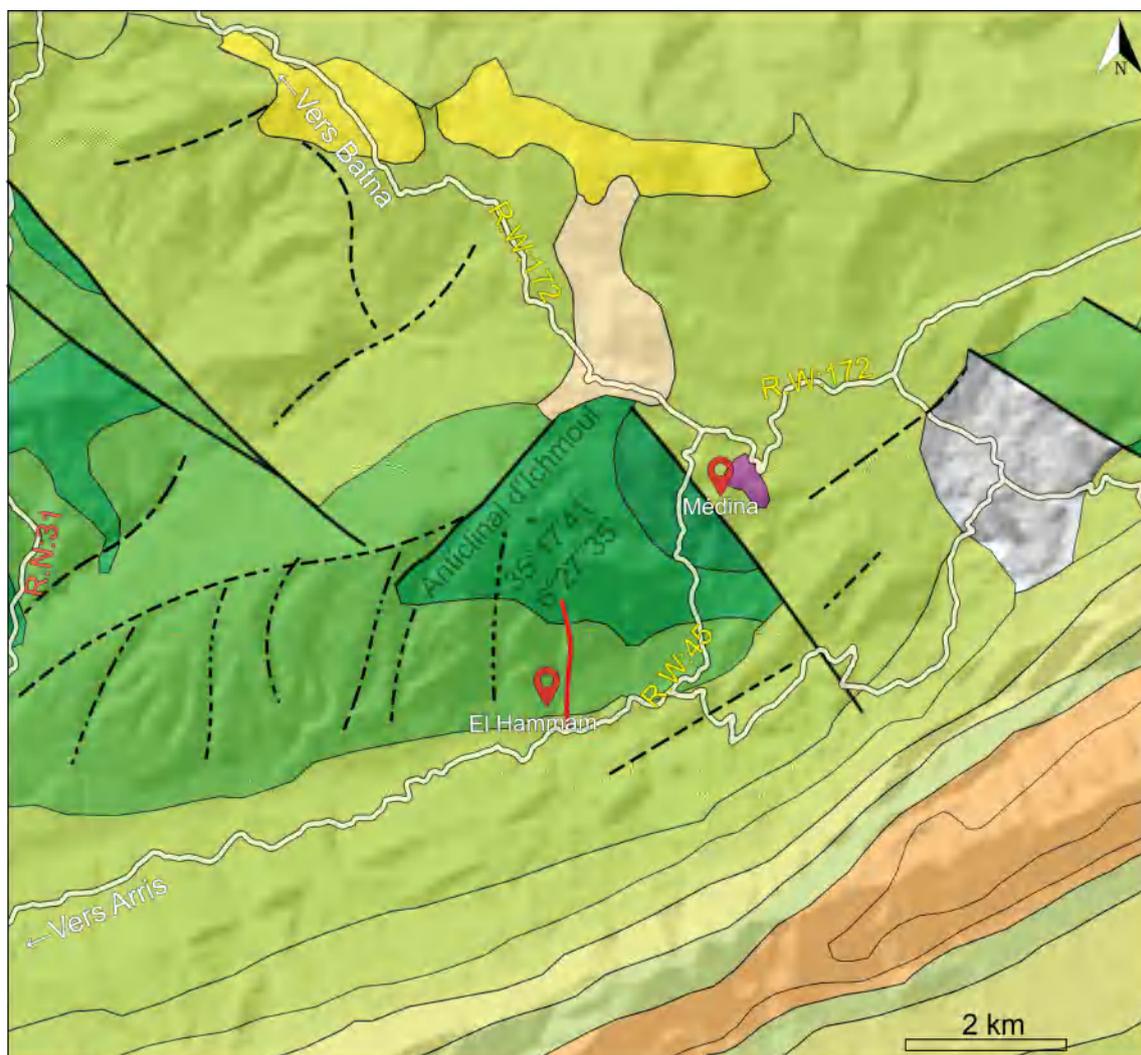
Cette unité présente des similarités avec celle de Koudiat Tenoun Kenine mais ici les marnes sont plus abondantes contrairement à l'épaisseur des calcaires.

Terme 4 calcaire massif à débris de bivalves et nérinées oxydées (2 m) :

Il s'agit d'un terme formé d'un seul banc de calcaire massif fin de couleur brunâtre en patine, grisâtre en cassure à débris de bivalves et nérinées oxydées, on note aussi la présence des ostracodes et des spicules d'éponges sur la lame mince. La position stratigraphique correspond au terme 4 de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine mais ici on note la présence des spicules, ce qui témoigne probablement d'un approfondissement du milieu.

Terme 5 marnes noirâtres à minces intercalations de calcaires (30 m) :

C'est un terme qui est consommé par des marnes friables de couleur noirâtre et dont s'intercalent deux bancs de 0.2 m de calcaire à nérinées qui sont atteintes par l'oxydation et qui sont identiques à celles du terme précédent. Vers le milieu ces marnes présentent toujours les mêmes caractéristiques que celles de la base avec un léger changement de couleur qui devient plus claire, vers le sommet le taux des carbonates augmente où les marnes acquièrent un aspect feuilleté. Le lavage des marnes n'a livré que des rares gastéropodes de couleur noire.



Légende

R.N.: Route nationale

R.W.: Route wilayale

📍 Agglomération

☐ Quaternaire

☐ Miocène inférieur

☐ Oligocène

☐ Éocène

☐ Paléocène

☐ Maastrichtien

☐ Campanien

☐ Sénonien inférieur

☐ Turonien

☐ Cénomanién

☐ Albien

☐ Aptien

☐ Barrémien

☐ Trias

— Faille

- - - Faille probable

— Tracé de la coupe

Fig. 29 – Extrait de la carte géologique de l'Aurès soulignant la localisation de la coupe d'El Hemmam (modifiée d'après LAFFITE (1939))

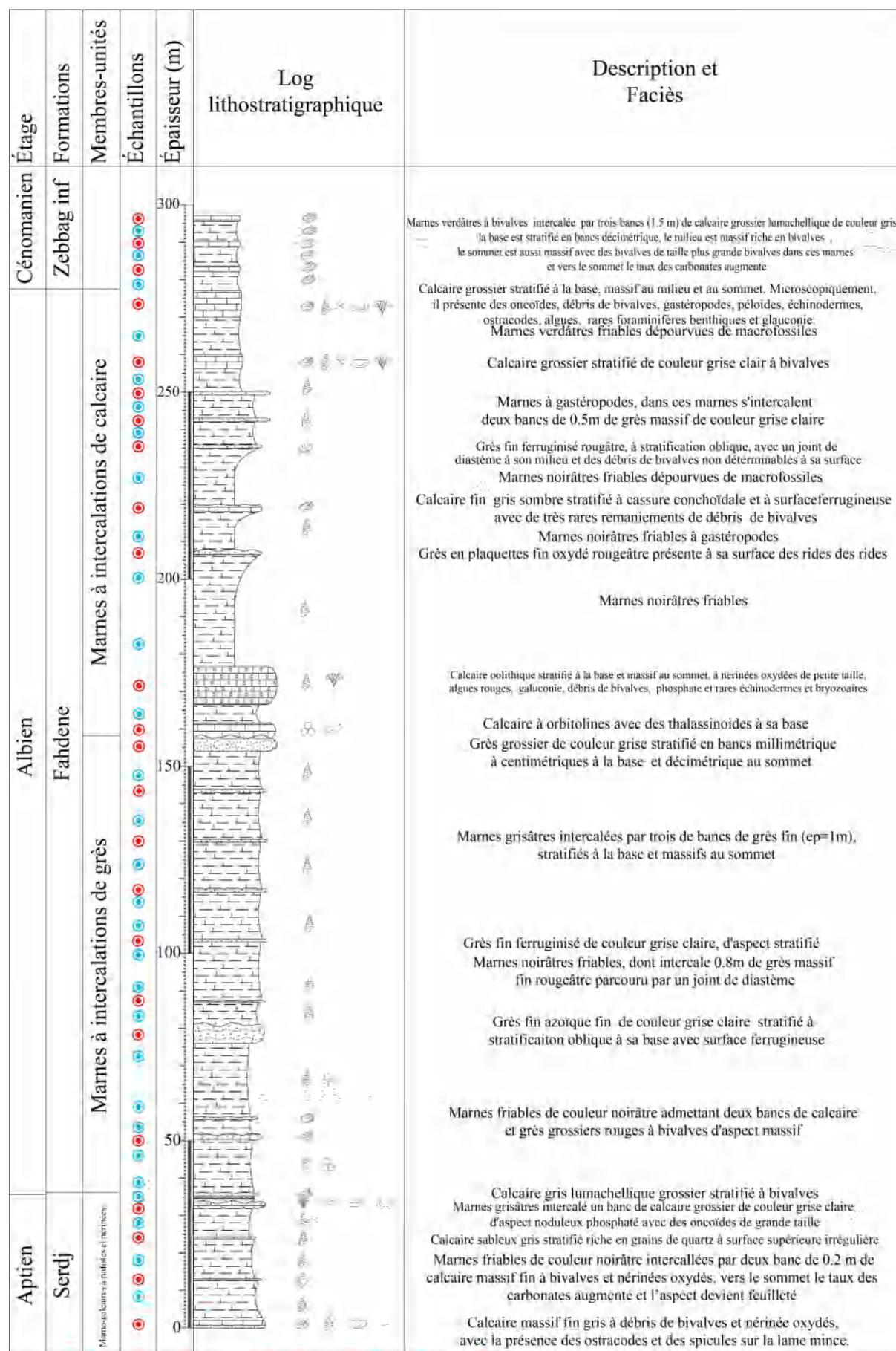


Fig. 30 – Colonne stratigraphique de la coupe d’El Hammam

Terme 6 marno-calcaire grossiers (4 m) :

Le sommet de la formation de Serdj au niveau de la coupe d'El Hamman est consommé par un banc (1.5 m) de calcaire sableux riche en grains de quartz, il présente en analyse microfaciologique des débris remaniés d'algues, d'échinodermes, d'annélides, d'ostracodes et rares foraminifères benthiques (orbitolines et *Textularidae* sp). La couleur est brunâtre en patine et grise sombre en cassure, il présente une stratification en bancs décimétriques qui s'amincissent vers le sommet en devenant d'ordre centimétrique. Vers le sommet on observe une surface durcie avec un placage des bivalves et des concrétions de fer. Ce banc de calcaire est suivi par un intervalle de marnes (1.5 m) grisâtres dépourvues de macrofossiles. Au milieu de ces marnes, s'intercale un banc (0.5 m) de calcaire grossier de couleur grise claire d'aspect noduleux phosphaté avec des oncoïdes de grande taille (≈ 1 cm) encroûtant des bryozoaires, des gastéropodes et des échinodermes. L'examen microscopique montre aussi la présence des bryozoaires, des débris de bivalves et des échinodermes. Le sommet présente un placage des oncoïdes. Ce terme s'achève par 1 m de calcaire à bivalves, vers le sommet, la taille des bivalves devient de moins au moins importante. Cette intercalation présente en lames minces un microfaciès grainstone à bivalves, gastéropodes, oncoïdes, algues, ostracodes, annélides, quartz bipyramidés, phosphate, glauconie et rares oïdes et foraminifères benthiques. La surface supérieure est ferrugineuse avec une grande extension correspond stratigraphiquement à la limite Aptien/Albien et à la surface qui couronne la formation de Serdj. Cette surface se trouve d'une manière constante dans toutes les coupes de l'Albien aurésien.

3.2.2.2 Formation de Fahdene (Albien)

Comme tous l'Aurès septentrional, deux unités caractérisent la formation Fahdene de cette coupe : une unité inférieure caractérisée par une série marneuse dont laquelle s'intercalent principalement des grès et rarement des calcaires avec une épaisseur de 122 m et une série supérieure aussi marneuse d'une puissance de 139 m, mais contrairement à celle de la base, les intercalations sont essentiellement des calcaires avec des rares grès.

Unité marnes à intercalations de grès (122 m)

Cette unité s'organise en quatre termes qui s'alternent entre des termes marneux puissants et des termes gréseux moins épais à surface le plus souvent particulière.

Terme 1 marnes friables noirâtres à intercalations de grès (40 m) :

Le terme est consommé par des marnes friables de couleur noirâtre généralement pauvres en fossiles où les lavages n'ont livré que des rares formes telles que les gastéropodes et les foraminifères benthiques avec un mauvais état de conservation. Vers le milieu, ces marnes admettent une intercalation d'un banc (1.5 m) de calcaire grossier sableux à bivalves de couleur rouge en patine et grise claire en cassure, d'aspect massif et de couleur qui témoigne d'une forte ferruginisation. Ce niveau correspond stratigraphiquement au premier

niveau de grès azoïque de la deuxième formation de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine. À l'échelle microscopique contrairement à celui de Koudiat Tenoun Kenine, ce calcaire contient des bivalves, des algues, des bryozoaires, des échinodermes et des gastéropodes atteints par la ferruginisation et ressemble beaucoup à celui de la coupe Taghit Bacha qui occupe aussi la même position stratigraphique.

À environ 0.5 m du banc précédent et au sein des mêmes marnes s'intercale un autre banc mais celui-ci est gréseux rouge massif à bivalves celui-ci est fin comparativement au précédent et les grains squelettiques sont représentés uniquement par les bivalves. Vers le sommet du terme, les marnes présentent des ferruginisations.

Terme 2 grès stratifié azoïque (5 m) :

Le terme précédent est couronné par 5 m de grès azoïque fin avec une couleur brunâtre en patine et gris clair en cassure. Son aspect est stratifié en bancs centimétriques avec des stratifications obliques à la base. La taille des grains diminue en allant vers le sommet et la surface supérieure est ferruginisée.

Terme 3 marnes friables à intercalations de grès (73 m) :

Il s'agit d'un terme à dominante marneuse où les marnes sont friables à rares gastéropodes. Le lavage montre la présence du quartz et parfois de la pyrite. La couleur noirâtre à la base et grisâtre au milieu et au sommet. À la base s'intercale 0.8 m de grès massif fin azoïque de couleur rougeâtre parcouru par un joint de diastème, Il présente les mêmes caractéristiques que les grès du terme précédent mais avec une couleur rouge et un aspect massif. Vers le milieu (à environ 22 m de la base du terme) s'intercale un banc de grès fin (taille des grains entre 0.1 et 0.2 mm) d'aspect stratifié en bancs centimétriques, ferruginisé de couleur brunâtre en patine et grise claire en cassure. Les intercalations du sommet présentent les mêmes caractéristiques et presque la même épaisseur.

Terme 4 grès grossier rougeâtre (3.5 m) :

Les marnes précédentes sont surmontées par une barre de grès grossier (0.2 mm à 0.4 mm) de couleur rougeâtre avec ciment ferruginisé, l'aspect est nettement stratifié en bancs millimétriques à centimétriques à la base et décimétriques au sommet.

Unité marnes à intercalations de calcaires (139 m)

C'est une unité à dominante marneuse mais à intercalations généralement de calcaire et rarement de grès. Cette unité s'organise en trois termes qui présentent des compositions lithologiques plus ou moins contrastées.

Terme 1 calcaires oolithiques à gastéropodes (19 m) :

Le terme débute par une barre de calcaire (4 m) à orbitolines, qui présente des thallassinoïdes à sa base, l'aspect est massif et la couleur est grise. Cette barre est suivie par 5 m d'intervalle de marne friable de couleur grisâtre. Le terme s'achève par 10 m de calcaires oolithiques stratifiés à la base qui deviennent massifs au sommet.

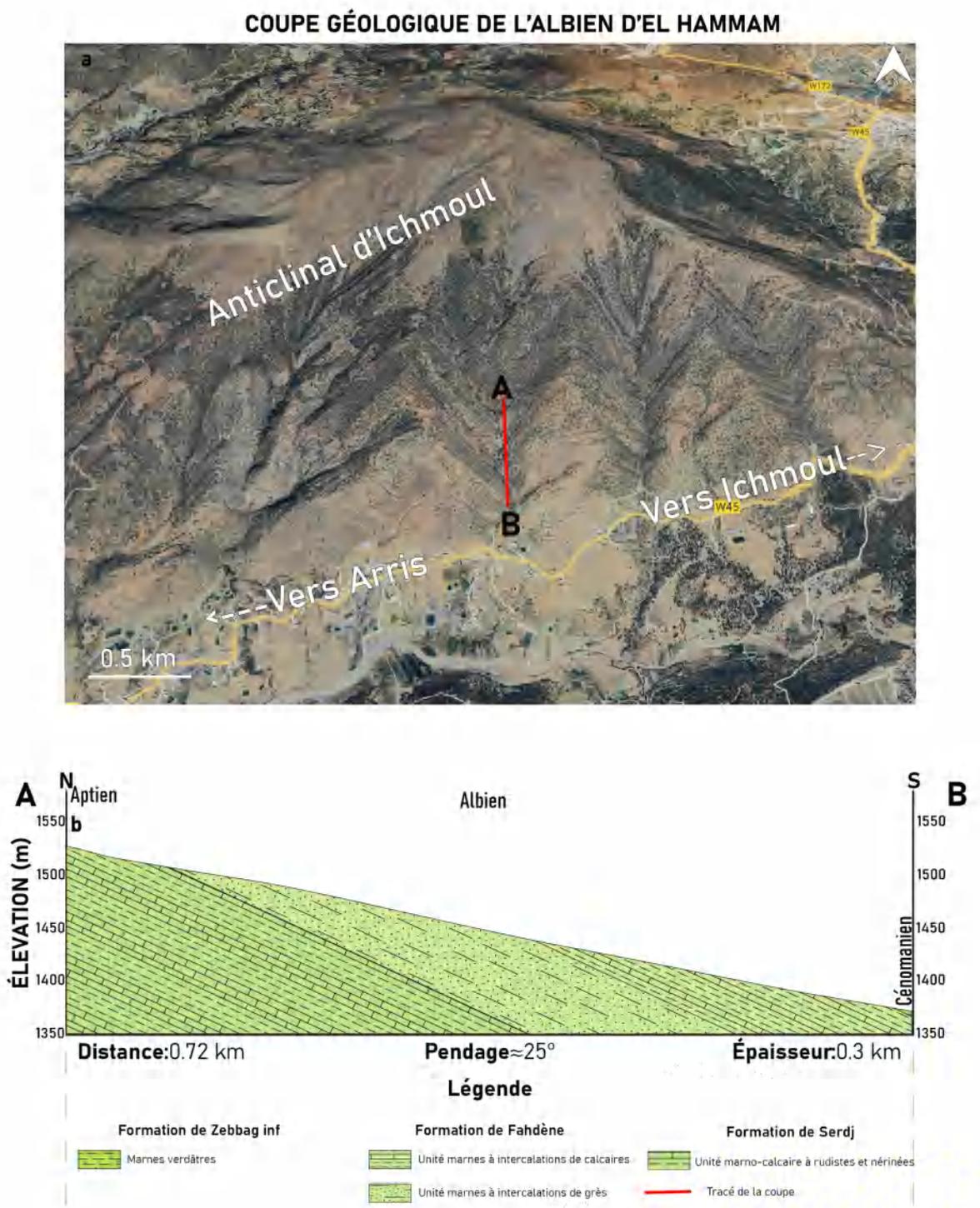


Fig. 31 – Coupe géologique de l'Albien de Koudiat Tenoune Kenine (a : Tracé de la coupe sur Google Earth, b : La coupe)

Ces calcaires présentent des gastéropodes oxydés de petite taille par rapport à ceux trouvés à la base de cette coupe et ceux de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine, ici les gastéropodes, on les trouvent aussi remaniés par les oncoïdes. Sur la lame mince, on remarque la présence des gastéropodes libres (ne forment pas le cortex des oncoïdes), algues rouges, glauconie, débris de bivalves, phosphate et des rares échinodermes et bryozoaires.

Terme 2 marnes friables noirâtres à intercalations de calcaires (83.5 m) :

Ce terme est le plus puissant de cette coupe, il s'agit d'un terme marneux qui est représenté par la succession suivante :

Au-dessus de la barre calcaire oolithique du terme précédent vient sur une épaisseur de 30 m un intervalle marneux similaire à ceux des termes inférieurs de cette coupe, formé par des marnes noirâtres friables et toujours très pauvres en fossiles. Cet intervalle est surmonté par un banc de 1.5 m d'épaisseur de grès fin, oxydé de couleur rougeâtre et qui présente un aspect en plaquettes qui s'amincissent au milieu. La surface de ce banc présente des rides asymétriques (pl2, fig.g). Ensuite, vient un intervalle de marnes noirâtres friables à gastéropodes sur une épaisseur de 10 m. Le terme continue avec 2 m de calcaire fin (mudstone) de couleur grise sombre stratifié en bancs décimétriques à cassure conchoïdale et à surface supérieure ferrugineusée avec de très rares remaniements de débris de bivalves, par corrélation ce niveau repère est identique à la barre calcaire trouvé au niveau de la même position stratigraphique de la coupe de Taghit Bacha. Au-dessus de ce niveau, viennent 15 m de marnes noirâtres friables dépourvues de macrofossiles, surmontées par un niveau de grès fin oxydé ferruginisé de couleur rougeâtre montrant une stratification oblique et un joint de diastème à son milieu. Sa surface présente des débris de bivalves non déterminables. Vers le sommet du terme, viennent des marnes aussi friables sur une épaisseur de 20 m mais qui présentent ici des gastéropodes et deux intercalations des bancs de 0.5 m de grès massif très fin de couleur gris clair à la cassure. Le terme s'achève par 4 m de calcaire grossier stratifié de couleur gris clair à bivalves.

Terme 3 marnes à intercalations de calcaire (37 m) :

Il s'agit aussi d'un terme marneux mais ici les marnes sont de couleur verdâtre. Le terme est représenté de la base au sommet par :

- 10 m : marnes verdâtres friables à rares gastéropodes ;
- 7 m : une barre de calcaire grisâtre grossier stratifié à la base, massif au milieu et au sommet. À l'échelle microscopique cette barre se révèle riche en éléments diversifiés : oncoïdes, débris de bivalves, gastéropodes, péloïdes, échinodermes, ostracodes, algues, rares foraminifères benthiques et glauconie ;
- 20 m : de marnes de couleur verdâtre intercalées par trois bancs de calcaire grossier lumachellique de couleur grise de 1.5 m d'épaisseur celui de la base est stratifié en bancs décimétriques, celui du milieu est massif riche en bivalves et celui du sommet

est aussi massif avec des bivalves une taille plus grande que celle de la base. Les marnes sont riches en bivalves et vers le sommet le taux des carbonates augment. Ces marnes se rattachent probablement au Cénomaniens et font partie à la formation Zebbag inférieur d'âge cénomaniens.

3.2.3 Coupe de Taghit Bacha

Le lieu historique de Taghit Bacha est situé à l'Est de la route nationale RN31 et à environ 7 km au Nord Est de la ville d'Arris. La coupe de Taghit Bacha (Fig. 33) est levée sur la terminaison périclinale orientale de l'important anticlinal de Djebel El Azereg. Il s'agit d'un anticlinal symétrique important avec un axe de pli orienté NE-SW et qui atteint 65 km de longueur.

$$Localisation = \begin{cases} A & 35^{\circ}17'25.76''N, 6^{\circ}25'13.87''E; \\ B & 35^{\circ}17'16.50''N, 6^{\circ}25'25.97''E. \end{cases}$$

La coupe de Taghit Bacha présente presque les mêmes faciès que celle d' El Hammam mais celle-ci est d'une épaisseur réduite (161 m), elle présente aussi deux formations lithologiques qui sont de la base au sommet : une unité basale correspondant à des marnes intercalées par les grès et une unité sommitale caractérisé par des marnes intercalées par les calcaires. Les faciès rencontrés sur terrain sont :

3.2.3.1 Formation de Serdj -Aptien- (2 m)

Seulement la partie sommitale de la formation de Serdj affleure au niveau de cette localité, où elle présente un banc d'épaisseur de 0.5 m de calcaire stratifié à orbitolines de couleur grise sombre, suivi par un autre banc (1.5 m) de calcaire sableux phosphaté à bivalves, de granulométrie grossière et d'aspect massif compact de couleur rousse en patine et gris clair en cassure. L'examen microscopique montre des grains de quartz, des bivalves, du phosphate et de la glauconie. Le sommet correspond à la discontinuité majeure trouvée dans les autres coupes.

3.2.3.2 Formation de Fahdene -Albien- (159 m)

Cette formation au niveau de cette localité est d'épaisseur réduite, mais elle présente des faciès similaires aux autres coupes. Ces faciès présentent parfois des caractères d'un milieu plus profond, et parfois des caractères d'un milieu moins profond. La formation de Fahdene comme les autres localités de l'Aurès, est formée de deux unités à dominante marneuse.



Fig. 32 – Faciès de la coupe de l’Albien de la région d’El Hammam. **a** : Calcaire à orbitolines. **b** : calcaire à bivalves. **c** : flèches oranges : bivalves. **d** : Stratification entrecroisée. **e** : nérinées oxydés. **f** : nérinées oxydés. **g** : rides asymétriques. **h** : calcaire lumachellique.

Unité marnes à intercalations de grès (62 m)**Terme 1 marnes carbonatées à gastéropodes (10 m) :**

C'est un terme marneux qui est formé d'un intervalle de marne d'aspect feuilleté de couleur noirâtre à gastéropodes et bivalves, vers le sommet le taux des carbonates augmente et les marnes deviennent de plus en plus compactes. Ces marnes ont livré après leur lavage de la pyrite, du quartz anguleux de petite taille et de très rares foraminifères planctoniques.

Terme 2 Grès massif fin (4 m) :

C'est un terme qui est consommé par des grès fins d'aspect massif de couleur beige clair en patine et grise en cassure. Ce grès présente des ferruginisations avec des grains de petites tailles et une forme anguleuse à sub-anguleuse.

Terme 3 marnes carbonatées pauvres en fossiles (48 m) :

Le dernier terme de la première unité est formé par une succession qui débute par un intervalle de 25 m de marne carbonatée d'aspect schisteux, la couleur est bigarrée à la base et noirâtre au sommet. Ces marnes comme celles trouvées dans les autres régions de l'Aurès sont dépourvues de macrofossiles. Le taux de carbonates augmente vers le milieu et le sommet. Le lavage montre que les marnes présentent des rares bivalves et foraminifères benthiques et le sommet contient essentiellement des grains de Quartz de différentes tailles avec une forme arrondie, aussi on note l'absence de la pyrite à ce niveau-là. Cet intervalle est suivi par 3 m de grès azoïque, compact, fortement ferruginisé avec un aspect stratifié en bancs décimétriques et une couleur rougeâtre en patine et en cassure. Un autre intervalle de marne se manifeste au-dessus des grès avec une épaisseur de 20 m, formé par des marnes noirâtres d'aspect schisteux, à bivalves et gastéropodes, ces marnes sont intercalées par une barre de grès stratifié en bancs décimétriques d'épaisseur de 2 m aussi ferruginisé mais la ferruginisation est moins importante.

Unité marnes à intercalations de calcaire (97 m)**Terme 1 calcaire oolithique à gastéropodes et bivalves (10 m) :**

C'est un terme qui est formé par 10 m de calcaire oolithique brunâtre stratifié en bancs décimétriques à gastéropodes et bivalves. Vers le sommet, l'épaisseur des bancs diminue et le calcaire devient de plus en plus fin dépourvu de macro-fossiles. À l'échelle microscopique ces calcaires montrent que le cortex des ooïdes est formé par des gastéropodes, des bivalves et des algues, on trouve aussi les gastéropodes libres (ne forment pas du cortex), des algues rouges, des débris de bivalves, galauconie, phosphate, avec des rares échinodermes et bryozoaires.

Terme 2 marnes friables noirâtres à intercalations de calcaires (37 m) :

C'est un terme marneux formé par des marnes friables de couleur noirâtre à gastéropodes et bivalves. Les premiers 30 m présentent des intercalations de minces bancs de calcaire (0.1 m). À cinq mètres du sommet du terme, se manifeste un banc de 2 m d'épaisseur de grès fin massif brunâtre en patine et gris clair en cassure parcouru par un joint marneux

COUPE GÉOLOGIQUE DE L'ALBIEN DE TAGHIT BACHA

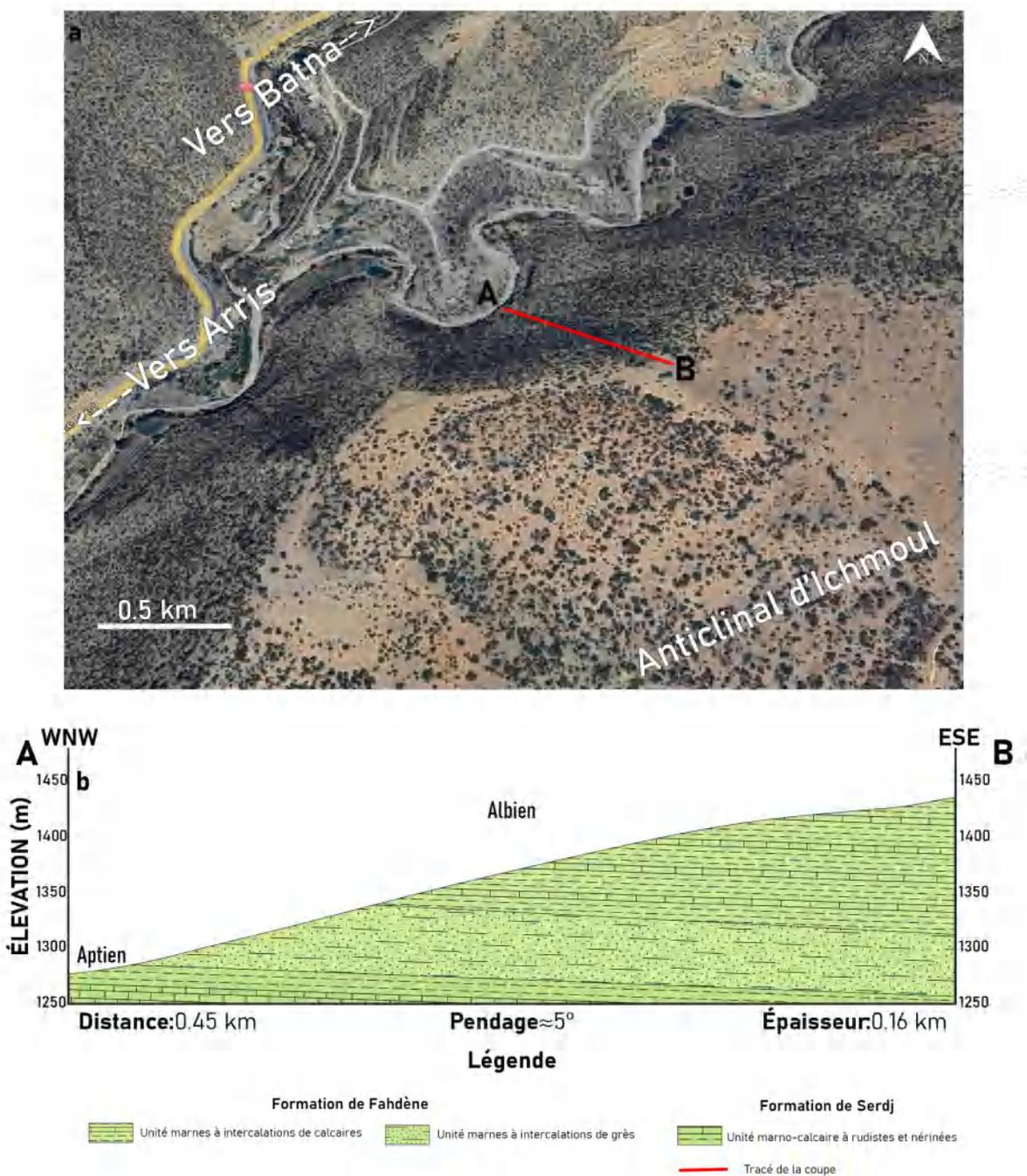


Fig. 33 – Coupe géologique de l'Albien de Koudiat Tenoune Kenine (a : Tracé de la coupe sur Google Earth, b : La coupe)

(0.2 m) d'aspect schisteux.

Terme 3 marno-calcaire à bivalves et gastéropodes (17 m) :

Ce terme présente une alternance marno-calcaire qui est consommée par :

- 2 m : banc de calcaire phosphaté lumachellique à bivalves de couleur grise et d'aspect massif ;
- 10 m : intervalle de marnes indurées de couleur noirâtre à bivalves et gastéropodes ;
- 5 m : calcaire grisâtre phosphaté et glauconieux, stratifié en bancs décimétriques, ferruginisé, à nérinées oxydées, bivalves et ammonites. De la base au sommet, on note que le pourcentage du phosphate et de la glauconie augmente. L'examen microscopique de ce calcaire montre la présence des péloïdes, des débris de bivalves, des extraclastes, des algues, des échinodermes, des gastéropodes, du phosphate, des foraminifères benthiques (*Textularia* sp) et rares foraminifères planctoniques (*Hétérohélix* sp) et ostracodes. Vers le sommet, les oncoïdes apparaissent et l'examen microscopique montre la présences : des débris de bivalves, des oncoïdes, des échinodermes, du phosphates, de la glauconie, des gastéropodes ferruginisés, des annélides et rares foraminifères benthiques (*Textularidae* sp et *Miliolidae* sp)
- 2 m : banc de calcaire phosphaté, lumachellique à bivalves, de couleur grise et d'aspect massif ;
- 10 m : intervalle de marne indurée de couleur noirâtre à bivalves et gastéropodes ;
- 5 m : calcaire ferruginisé à nérinées oxydées, bivalves et ammonites, stratifié en bancs décimétriques, de couleur grisâtre, peu phosphaté. De la base au sommet, on note que le pourcentage du phosphate et de la glauconie augmente. L'examen microscopique de ce calcaire montre la présence des péloïdes, des débris de bivalves, des extraclastes, des algues, des échinodermes, des gastéropodes, du phosphate, des foraminifères benthiques (*Textularidae* sp) et rares foraminifères planctoniques (*Hétérohélix* sp) et ostracodes. Vers le sommet les oncoïdes apparaissent et l'examen microscopique montre débris de bivalves, des échinodermes, du phosphate, de la glauconie, des gastéropodes ferruginisés, des annélides, des rares foraminifères benthiques (*Textularidae* sp et *Miliolidae* sp). La surface supérieure est ferruginisée.

Terme 4 marnes friables noirâtres à intercalations de grès (23 m) :

C'est un terme qui est représenté par la succession suivante :

- 20 m : intervalle de marnes friables à ammonites et gastéropodes de couleur grise ;
- 1 m : banc de grès rougeâtre massif ;
- 2 m : intervalle de marne verdâtre à ammonites et gastéropodes ;

Terme 5 grès rougeâtre à bois silicifié (10 m) :

La coupe s'achève par 10 m de grès rougeâtre stratifié en plaquettes. À son sommet apparaît de très important bois silicifié.

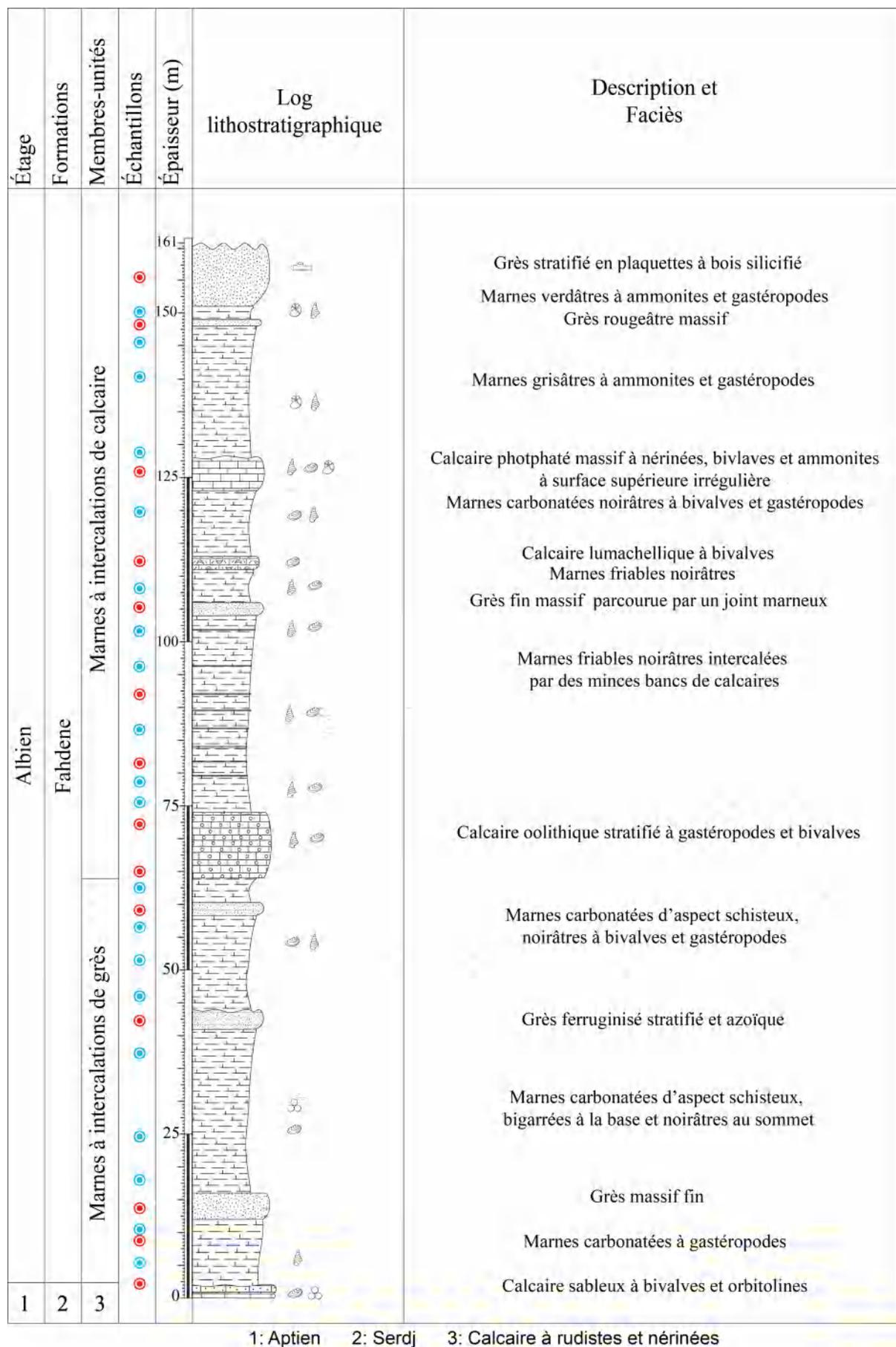


Fig. 34 – Colonne lithostratigraphique de la coupe de Taghit Bacha

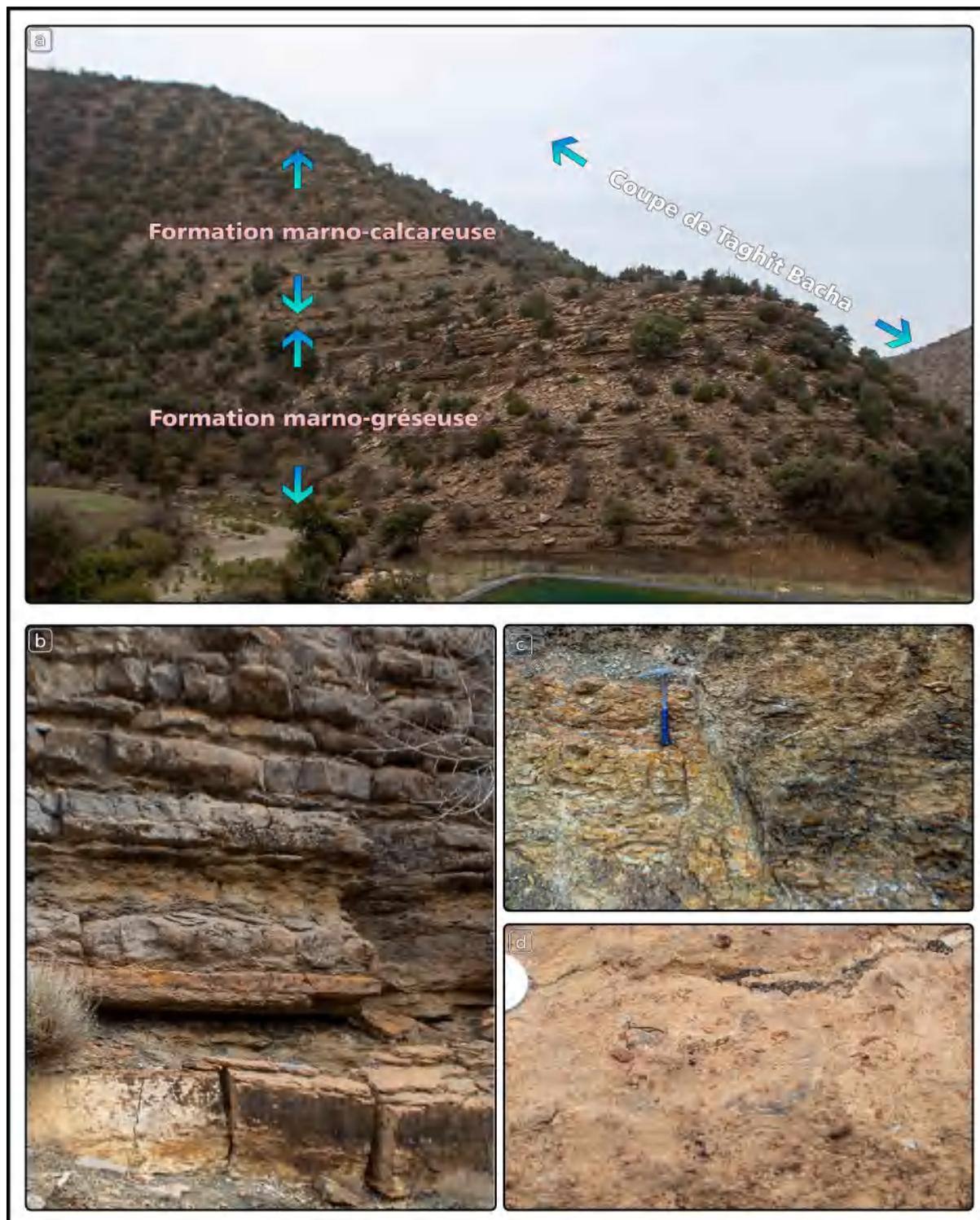


Fig. 35 – Faciès de la coupe de l’Albien de la région de Taghit Bacha. **a** : Photo panoramique de la coupe de Taghit Bacha. **b** : Barre de grès stratifié en bancs décimétriques. **c** : Marnes bigarrées. **d** : Calcaire à nérinées oxydées.

3.2.4 Coupe d'Amentane

La coupe albienne de la région d'Amentane (Fig. 37) est examinée au niveau de la partie ouest du flanc septentrional de Djebel El Azereg. Cette coupe est levée au Sud de la route nationale R.N 87 à environ 4 km au Sud-Ouest du village de Tigherghar et à 13 Km au Sud-Ouest de Menaâ. Avec une épaisseur de 358 m, elle est considérée comme la coupe la plus complète de notre étude où elle couvre toute la série albienne avec une partie de l'Aptien supérieur et une partie du Cénomaniens inférieur.

$$Localisation = \begin{cases} A & 35^{\circ}05'49.52''N, 5^{\circ}55'28.44''E; \\ B & 35^{\circ}06'20.29''N, 5^{\circ}54'55.60''E. \end{cases}$$

3.2.4.1 Description de la coupe

3.2.4.2 Formation de Serdj (Aptien)

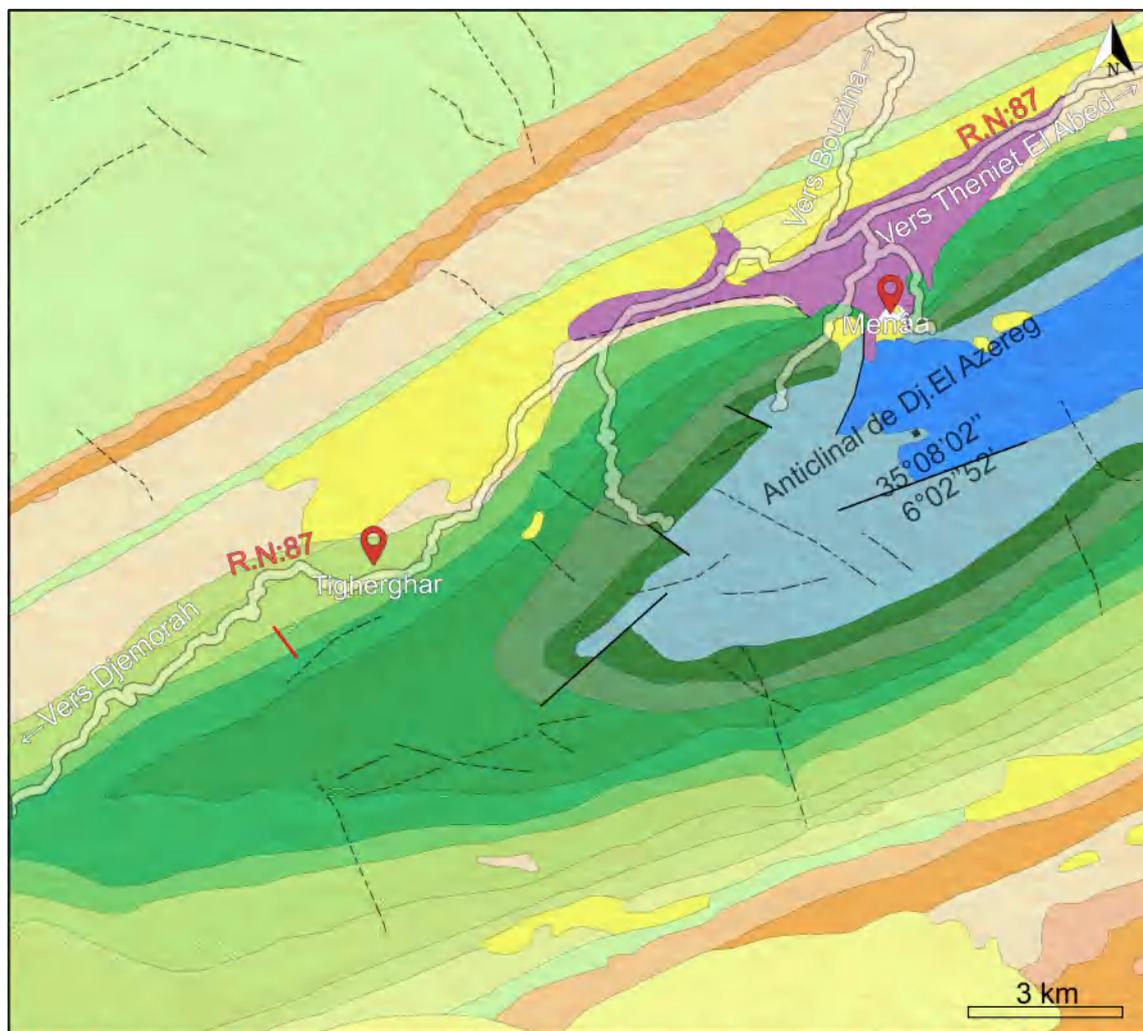
Unité marno-calcaire à rudistes et nérinées (31 m)

Les deux termes supérieurs de cette unité ont été analysés au niveau de la région d'Amentane.

Terme 4 marno-calcaire (13.5 m) :

Il s'agit d'un terme marno calcaire qui est caractérisé par la succession suivante :

- 3 m : alternance marno-calcaire des niveaux d'épaisseur de (≈ 0.5 m), les calcaires sont très fins compacts d'aspect massif, azoïques de couleur roussâtre en patine et grise claire en cassure, tandis que, les marnes sont carbonatées de couleur verdâtre et sont dépourvues de macrofossiles. La surface supérieure du deuxième banc correspond à une surface durcie.
- 1 m : calcaire massif phosphaté bioclastique, à sa base se manifestent des bivalves de taille remarquable, la couleur est brunâtre en patine et gris clair en cassure, l'examen microscopique montre que les bioclastes sont représentés essentiellement par des foraminifères benthiques et des serpulides. L'examen microscopique a montré aussi que ce calcaire contient des péloïdes.
- 1 m : un niveau de marnes friables de couleur grise claire, dépourvue de macrofossiles.
- 1 m : un calcaire similaire au précédent, il s'agit d'un calcaire massif phosphaté bioclastique à bivalves à sa base. Il présente aussi à l'examen microscopique des foraminifères benthiques et des serpulides.
- 1.5 m : intervalle de marne carbonatée de couleur verdâtre riche en huîtres.



Légende

R.N: Route nationale



Agglomération



Quaternaire



Miocène inférieur



Oligocène



Éocène



Paléocène



Maastrichtien



Campanien



Sénonien inférieur



Turonien



Cénomannien



Albien



Aptien



Barrémien



Hauteriviens



Valanginien



Portlandien et Bériassien



Kimmeridgien



Trias



Faïlle



Faïlle probable



Tracé de la coupe

Fig. 36 – Extrait de la carte géologique de l'Aurès soulignant la localisation de la coupe d'Amentane (modifiée d'après LAFFITE (1939))

- 2 m : calcaire granuleux, phosphaté, gris en cassure et en patine, lumachellique à bivalves, rudistes et annélides. L'examen microscopique montre un pourcentage important des éléments qui sont représentés par des bivalves, des annélides de grande taille, des phosphates et des ostracodes.
- 2.5 m : de calcaire massif phosphaté de couleur grisâtre, bioclastique avec des fossiles de petite taille relativement à ceux trouvés dans le terme précédent. Ces derniers sont représentés généralement par des bivalves et rares gastéropodes, l'examen microscopique montre la présence des péloïdes, des bivalves parfois à structure effacée, du phosphates, des gastéropodes et rares foraminifères benthiques. Ici on note aussi l'absence des annélides. Comme les précédents, ce niveau est limité à son sommet par une surface durcie.
- 1.5 m : de marnes verdâtres friables à bivalves.

Terme 5 calcaire stratifié à nérinées oxydées (10 m)

Ce terme est plus important dans cette coupe en présentant une dominance carbonatée plus prononcée et une granulométrie plus grossière. Il s'agit d'un calcaire stratifié en bancs décimétriques dont l'épaisseur diminue vers le sommet. Ce calcaire montre des nérinées oxydées qui ressemblent à celles trouvées dans toutes les coupes de l'Albien de l'Aurès et des bivalves de grande taille représentés essentiellement par des rudistes. Entre la base et le sommet, le pourcentage et la taille des éléments diminuent, la dominance des bivalves aussi diminue, le phosphate et les échinodermes seront totalement absents, on note aussi la présence des foraminifères benthiques et de la stylolitisation. Le ciment aussi devient micritique. La surface supérieure correspond à la surface fini-aptienne et montre une ferrugineuse et une bioturbation avec la présence des tapis algaires (stromatholites).

Terme 6 marnes indurées à intercalations de calcaires (7 m)

Ce terme est consommé par 7 m de marnes indurées de couleur verdâtre à la base et violacée au sommet. L'aspect est feuilleté à la base et friable au milieu et au sommet. Ces marnes admettent des niveaux de calcaire de couleur brunâtre d'ordre centimétrique à la base et millimétrique au sommet.

3.2.4.3 Formation de Fahdene (Albien)

Unité marnes à intercalations de grès (140 m)

Terme 1 marnes bigarrées friables à intercalations de grès (85.5 m) :

C'est le terme le plus important de cette coupe. Contrairement aux autres coupes, les marnes ici sont généralement bigarrées ou verdâtres avec un contenu fossilifère toujours faible, mais plus important relativement. C'est un terme qui débute par 1.5 m de grès rougeâtre fin oxydé stratifié en bancs centimétriques à la base et massif au sommet, il présente à la base des stratifications obliques avec des thallassinoïdes, la surface supérieure

est ferruginisée, ce terme occupe la position stratigraphique des calcaires qui terminent l'Aptien dans les autres coupes et la présence des thalassinoïdes confirme la limite de la séquence du 3^e ordre. Vient ensuite un intervalle marneux important sur une épaisseur de 58 m, formé des marnes varicolores qui admettent des passées de grès généralement fins avec une épaisseur qui varie entre 0.15 m et 0.4 m dépourvues de macrofossiles, vers le sommet de cet intervalle se manifeste un banc de grès laminé bioturbée de couleur rousse. Les dernières intercalations des grès présentent des rides de courants et des stratifications obliques. L'intercalation du sommet correspond à un banc de grès massif à grains de taille moyenne et à bivalves de grande taille. Les huit derniers mètres sont représentés par des marnes carbonatées et présentent une couleur verdâtre avec des bivalves, des oursins, des pectens, *Neithea* sp et d'autres fragments non déterminables. Ces marnes sont couronnées par 3 m de grès très fin, consolidé et surmonté par un mètre de calcaire grossier de couleur brunâtre à orbitolines. Ce calcaire est suivi par 1 m d'un intervalle de marnes verdâtres d'aspect feuilleté puis par 2 m de calcaire grossier stratifié de couleur grise. Le terme s'achève par 20 m de marnes verdâtres friables dépourvues de fossiles.

Terme 2 grès stratifiés azoïques terme 2 amentane (20m)

C'est un terme important des grès. Ces derniers sont légèrement ferruginisés et présentent une granulométrie fine avec un aspect stratifié et une couleur brunâtre, vers le milieu, ces grès présentent des stratifications obliques. Vers le sommet, le grès devient grossier et présente des stratifications en HCS. La surface supérieure est ferruginisée et présente des rides.

Terme 3 marnes bigarrées à intercalations de grès (34.5 m)

Ce terme ressemble au premier de cette unité. La différence réside dans les intercalations des grès qui sont ici moins nombreuses, mais généralement plus épaisses. La succession débute par 8 m de marnes bigarrées plus ou moins carbonatées suivies par 2.5 m de grès massif rougeâtre légèrement ferruginisé à grains moyens. Viennent ensuite, 7 m de marnes verdâtre recouvertes par des éboulis du Quaternaire et une autre fois 3m de grès massif légèrement ferruginisée aussi de taille moyenne de couleur rougeâtre qui présente à son milieu un joint de diastème. Au dessus de ces grès vient un intervalle de marnes friables de couleur brunâtre sur une épaisseur de 13 m. Ce terme et la première unité s'achèvent par 1 m de grès fin stratifié de couleur brunâtre en cassure légèrement ferruginisé.

Unité marnes à intercalations de calcaires (157.5 m)

Terme 1 Marnes bigarrées à bivalves (40 m) :

C'est un terme formé par un intervalle de marnes friables gris à la base, schisteux verdâtre au milieu et bigarrée au sommet. Vers les cinq derniers mètres, se manifeste une succession de trois bancs de calcaire bioclastique d'épaisseur décimétrique séparé par deux joints marneux à huîtres, les calcaires sont compacts et lumachelliques à bivalves, la surface supérieure correspond à une surface d'érosion. Les marnes sont indurées riches en bivalves.

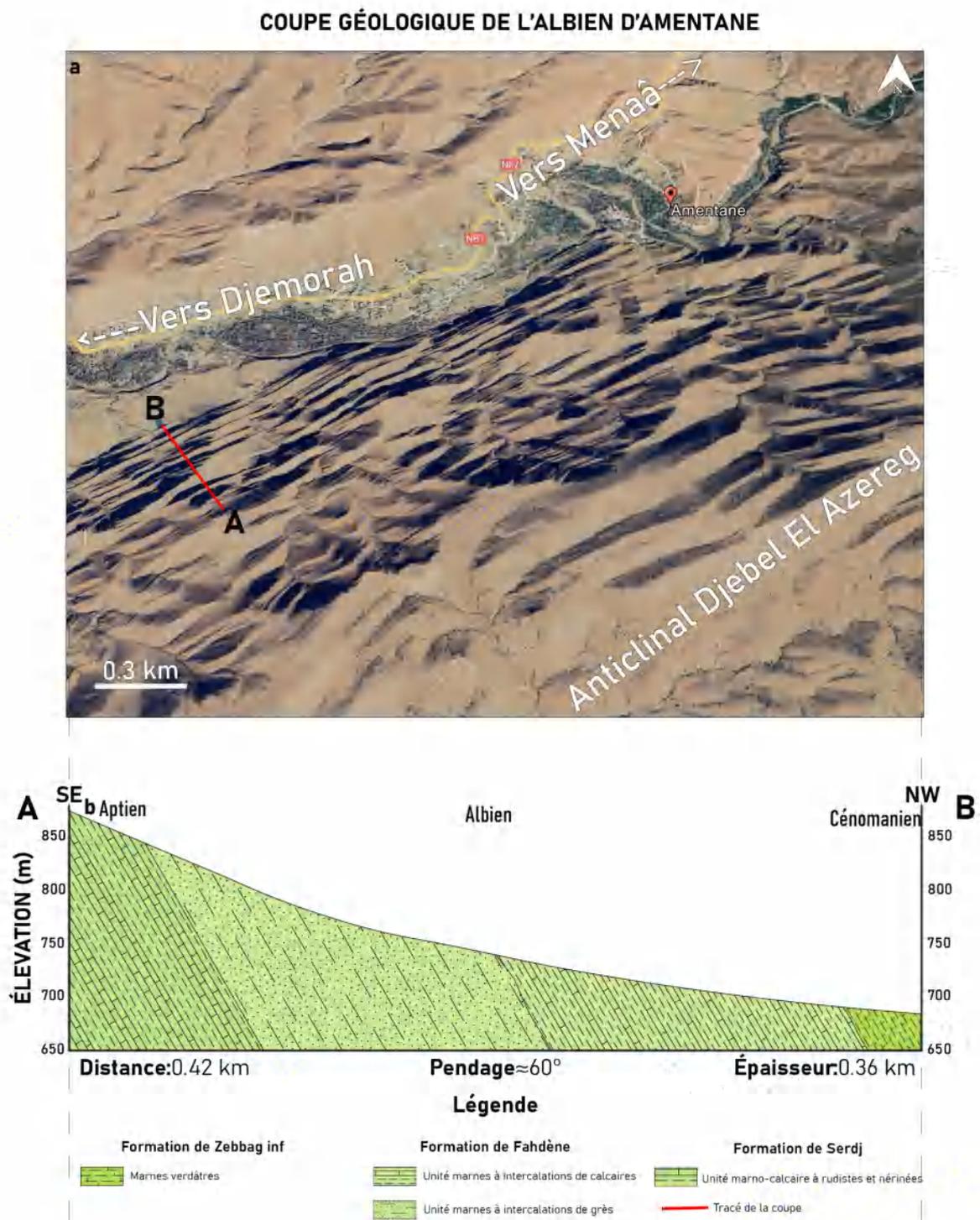


Fig. 37 – Coupe géologique de l'Albien de Koudiat Tenoune Kenine (a : Tracé de la coupe sur Google Earth, b : La coupe)

Terme 2 alternance marno-calcaire à bivalves (62 m) :

C'est un terme qui est formé essentiellement par des calcaires et des marnes avec une prédominance de ces dernières. Le terme est formé par la succession suivante :

- 12 m : intervalle de marnes verdâtres avec des passées centimétriques de calcaire grossier lumachellique à bivalves, légèrement phosphaté et de couleur gris clair. L'intercalation supérieure correspond à un banc de calcaire microsparitique pseudo noduleux bioclastique de teinte grisâtre, les grains bioclastiques sont représentés par des échinodermes, des bivalves, des algues, des gastéropodes, du phosphate, des grains de quartz avec des rares bryozoaires et annélides. Il présente une stratification en HCS avec des huîtres et des ichnofaciès de type Scolithos.
- 3 m : barre de calcaire oncolithique, compact et phosphaté à bivalves grossiers. À l'échelle microscopique, il présente des oncoïdes, des ooïdes, des bivalves et rares échinodermes et algues ;
- 1.5 m : intervalle de marnes brunâtre friable dépourvue de macrofossiles ;
- 1 m : calcaire oncolithique très compact, lumachellique à débris de bivalves principalement des rudistes. L'examen microscopique montre la présence des éléments suivants : ooïdes, bivalves (rudistes), phosphate, glauconie, rares échinodermes, gastéropodes et algues.
- 1.5 m : intervalle de marnes friables de couleur brunâtre ;
- 1 m : de calcaire oolithique lumachellique à débris de bivalves principalement des rudistes très compact identique au précédent.
- 20 m : de marnes verdâtres à huîtres, ces marnes sont intercalées par trois bancs (0.5 m) de calcaire grossier lumachellique riche en bivalves, il montre aussi des grains de quartz (faible pourcentage), du phosphate et rares brachiopodes. Vers le sommet, les marnes présentent un aspect schisteux ;
- 2 m : de calcaire lumachellique de couleur grise, similaire à ceux intercalés dans les marnes précédentes. À son milieu, on observe la présence d'un niveau gréseux aussi à bivalves. La surface supérieure est fortement bioturbée.
- 10 m : de marne carbonatée de couleur verdâtre, riche en bivalves, intercalée par deux niveaux décimétriques de calcaire à huîtres.
- 10 m : barre de calcaire fin à bioclastes (débris de bivalves à structure effacée, crochets d'ostracodes), la couleur est grise claire, l'aspect est noduleux à la base, stratifié en bancs décimétriques au milieu et massif au sommet où il montre des rudistes et polypiers avec une surface supérieure irrégulière.

Terme 3 marnes verdâtres à gastéropodes (55 m) :

Le sommet de l'Albien au niveau de la coupe d'Amentane est représenté par un terme marneux qui débute par 3 m de calcaire pseudo noduleux de couleur brunâtre, riche en gastéropodes et huîtres ; suivi par 40 m de marnes verdâtres très riches en fossiles à formes benthiques variées (bivalves, gastéropodes, échinodermes..etc). On y note aussi la présence des ammonites de petite taille. Ce terme s'achève par 12 m de calcaire fin laminé stratifié en bancs centimétriques.

3.2.4.4 Formation de Zebbag inf (Cénomanién)

La coupe d'Amentance s'achève par un intervalle marneux d'épaisseur de 30 m et qui est attribué au Cénomanién (GARAH et al., 2023).

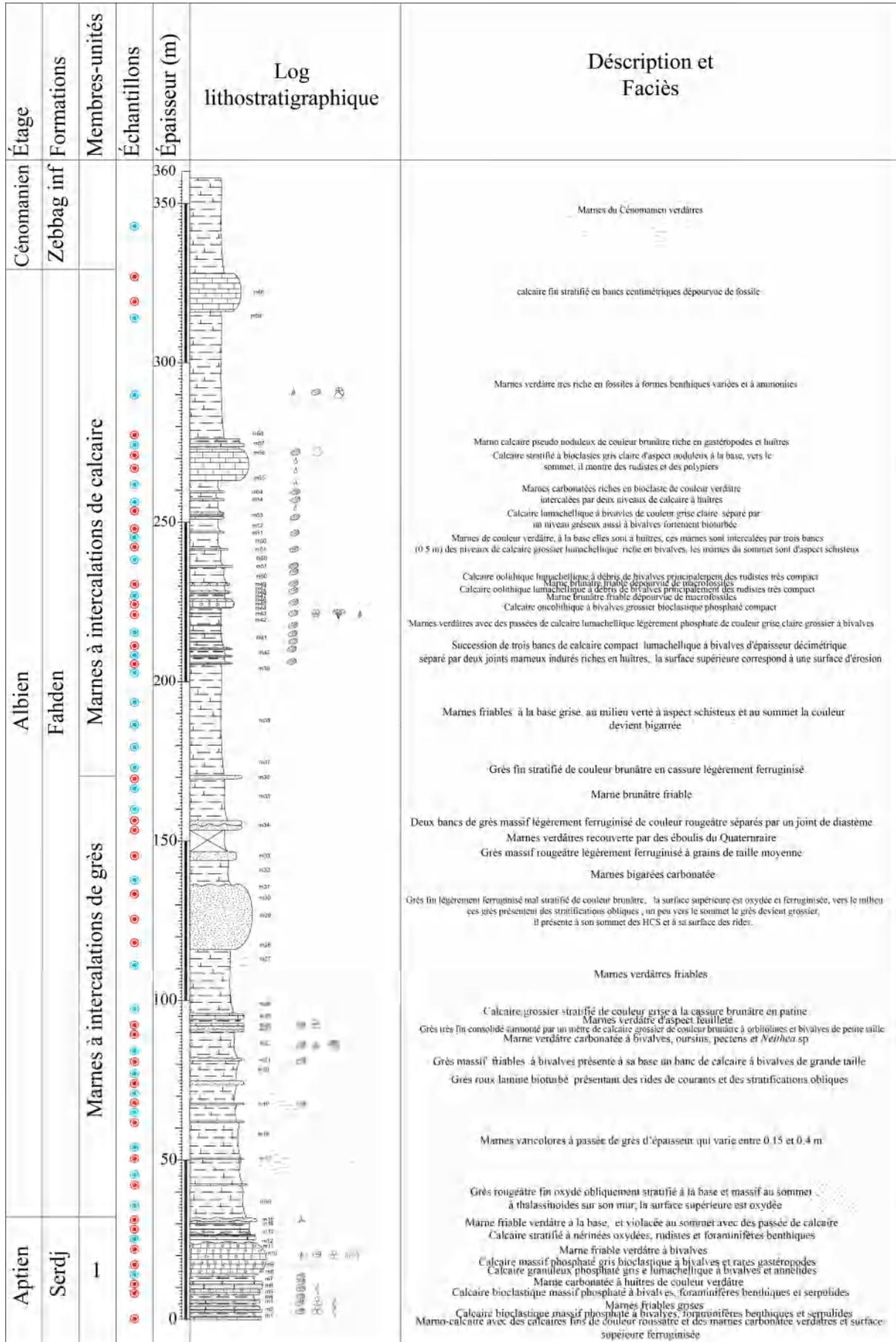


Fig. 38 – Colonne lithostratigraphique de la coupe d'Amentane (1 : Marno-calcaire à rudistes et nérinées)

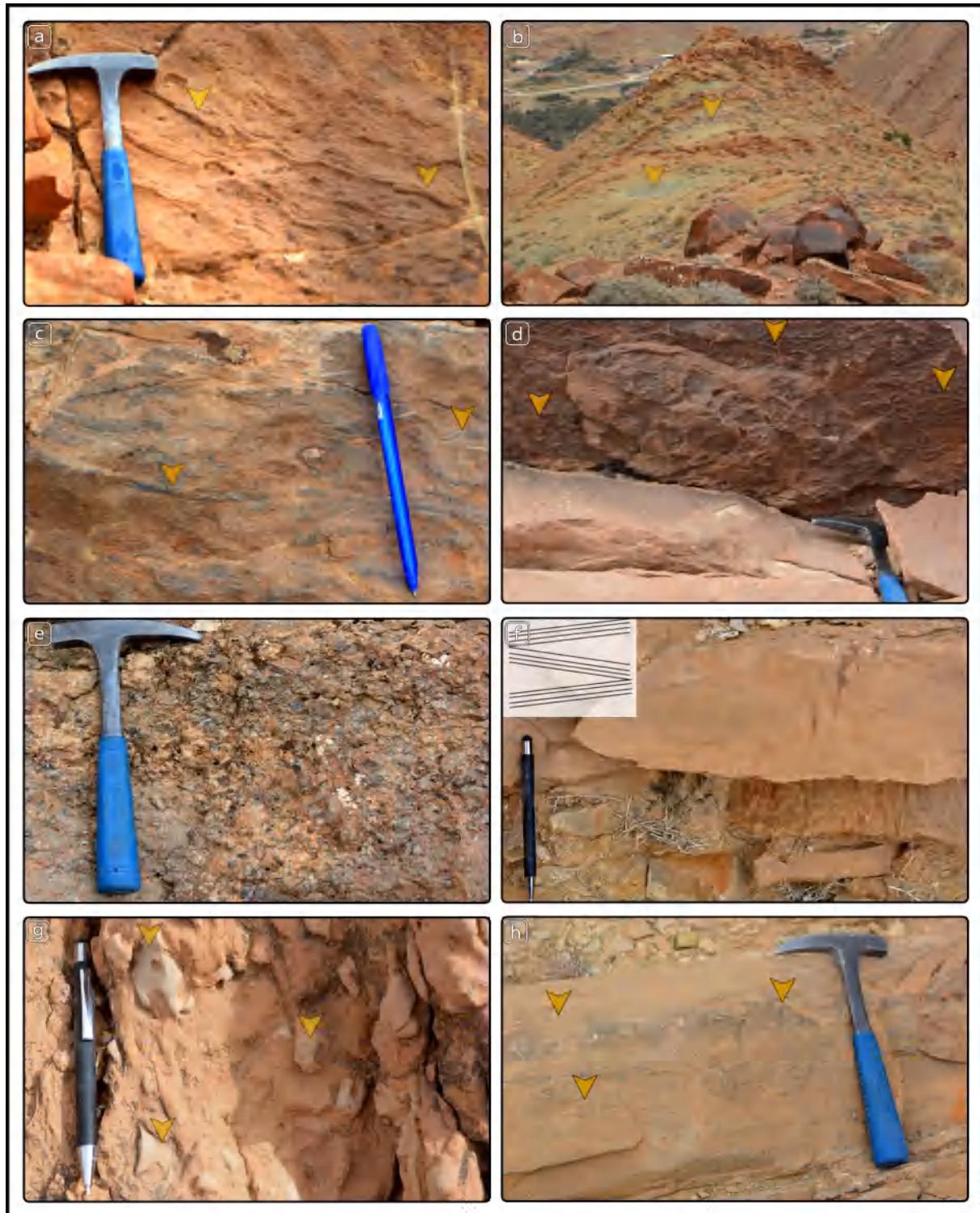


Fig. 39 – Faciès de la coupe de l’Albien de la région d’Amentane. **a** : Figures sédimentaires. **b** : Marnes bigarrées. **c** : calcaires à bivalves. **d** : Thalysionoides à la base des grès. **e** : Calcaire lumachellique, **f** : Stratification entrecroisée. **g** : Scolithos. **h** : Tempêtes

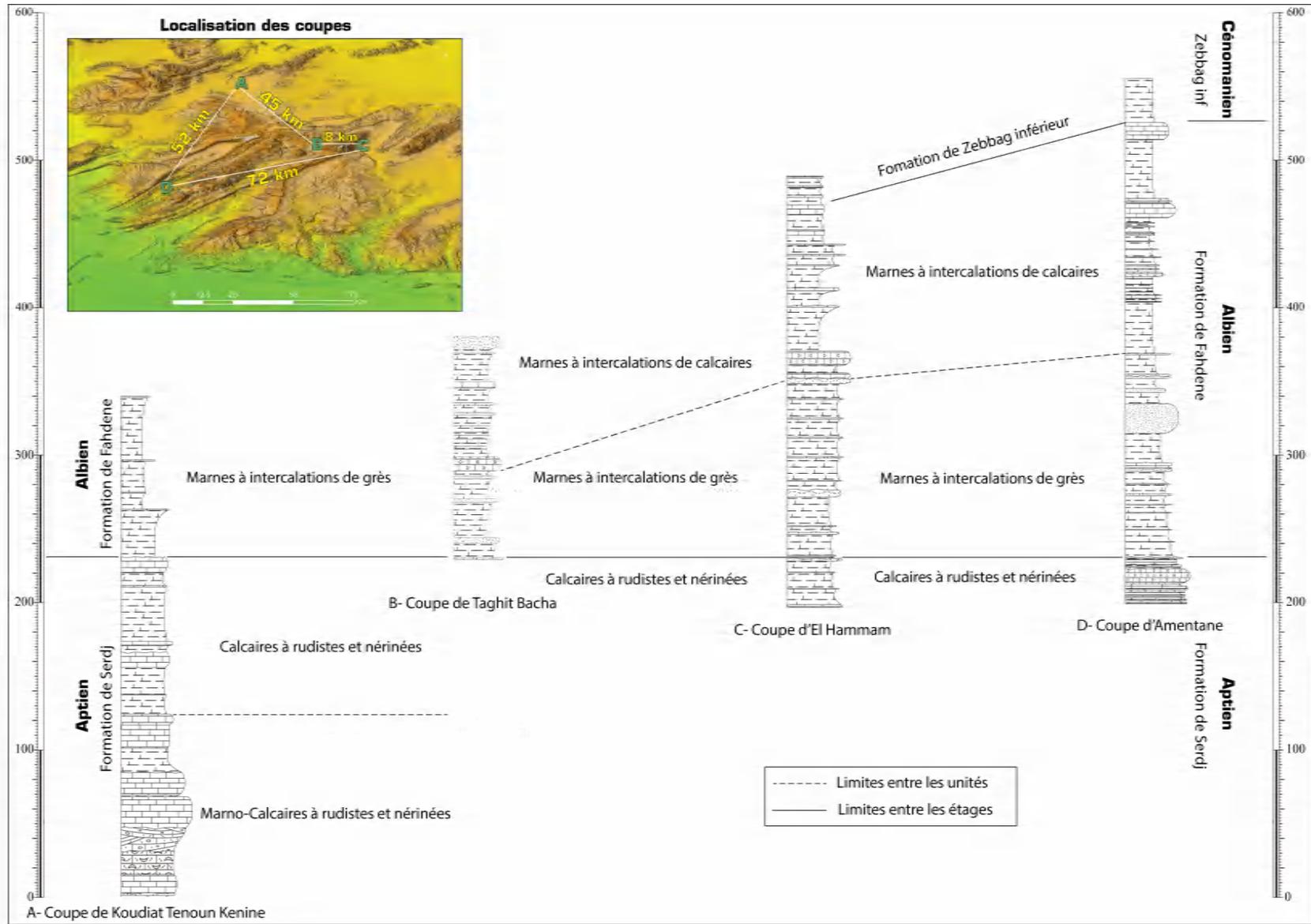


Fig. 40 – Corrélation lithostratigraphique entre les coupes réalisées

Conclusion

La série albienne de l'Aurès est étudiée du point de vue lithostratigraphique par le levé de quatre coupes :

- La coupe de Koudiat Tenon Kenine est examinée au Nord de l'Aurès, au Sud-Ouest de Djebel Bouarif. Elle présente une épaisseur de 321 m et couvre une grande partie de l'Aptien et la partie inférieure de l'Albien ;
- La coupe d'El Hammam est d'une épaisseur de 296 m et elle est levée au niveau du versant méridional de l'anticlinal de Djebel Ichmoul. Elle couvre une petite partie de l'Aptien supérieur et toute la série albienne ;
- La coupe de Taghit Bacha est analysée au niveau de l'extrémité nord-est de Dejebel El Azereg, elle se caractérise par une épaisseur réduite comparativement aux autres, elle est d'ordre de 161 m et elle couvre une partie de l'Albien ;
- La coupe d'Amentane est examinée sur la partie ouest du flanc septentrional de Djebel El Azereg. Avec une épaisseur de 358 m, elle est considérée comme la coupe la plus complète où elle couvre l'Aptien terminal, l'Albien, et le Cénomaniens basal.

L'examen de ces coupes montre que les affleurements de l'Albien au niveau de tout l'Aurès septentrional est à dominante marneuse. Nous avons pu subdiviser l'Albien de l'Aurès en deux unités informelles superposées :

- Unité basale : Marnes à intercalations de grès ;
- Unité sommitale : Marnes à intercalations de calcaire .

Ces deux unités présentent des différences d'épaisseur au niveau des coupes levées :

	Coupe de Koudiat Tenoun Kenine	Coupe d'El Hammam	Coupe de Taghit Bacha	Coupe d'Amentane
	Épaisseur (m)			
Marnes à intercalations de grès	102	122	62	137.5
Marnes à intercalations de calcaire	/	139	97	157.5

TABLE 3.1 – Les épaisseurs des deux unités formant l'Albien au niveau des coupes réalisées

Le caractère de la faible profondeur de sédimentation rend la série stratigraphique pauvre en arguments de datation. Ainsi que l'absence des travaux biostratigraphiques sur l'Albien de l'Aurès et de l'Est algérien rend l'attribution stratigraphique lacuneuse. D'où les datations sont faites à base de corrélation.

CHAPITRE 4

Sédimentologie

4.1 Introduction

Le chapitre sédimentologie est consacré à l'étude des faciès des microfaciès qui constituent la série albienne de l'Aurès septentrional, ainsi que l'analyse des phénomènes diagénétiques et l'évolution séquentielle. Cela est dans le but de reconstituer les milieux de dépôts et la paléogéographie qui a guidé le dépôt des roches sédimentaires dans cette période au niveau de la région d'étude.

4.2 La classification des roches

Selon la nature de la roche et son mode de formation, la classification appropriée lui sera attribuée :

4.2.1 Les roches carbonatées

4.2.1.1 Classification de (Folk, 1959)

La classification de Folk est détaillée et est souvent utilisée par les sédimentologues pour décrire et classer les roches carbonatées où elle offre un moyen systématique de comprendre et de communiquer les propriétés de ces roches.

La philosophie derrière la classification de Folk est que les roches carbonatées sont similaires aux roches silicoclastiques dans leur mode de dépôt, car leurs textures dépendent sur l'hydrodynamisme lors du dépôt.

Dans les eaux à hydrodynamisme faible avec des courants paresseux, la boue carbonatée (micrite) avec ou sans grains est principalement déposée. Par contrast, un hydrodynamisme fort entraîne le dépôt du matériel à grains grossiers, favorisant la sédimentation du sable avec une porosité élevée qui sera ensuite remplie par la sparite.

La discontinuité la plus importante se situe entre les calcaires avec une matrice micritique et ceux avec un ciment sparitique, car cela devrait refléter le point où l'énergie de l'eau devient suffisamment forte pour trier la boue carbonatée (micrite), la maintenir en suspension et la transporter vers les zones d'énergie plus faible (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010).

La classification de Folk distingue deux extrémités :

- ***Les allochèmes*** : les éléments qui forment les roches carbonatées et sont regroupés sous quatre catégories : les fossiles, les oïdes, les péloïdes et les intraclastes.
- ***Les orthochèmes*** : constitue généralement la phase liaison entre les allochems et se regroupent selon la taille en trois catégories : La micrite 1-4 μm , La sparite supérieure à 10 μm , La microsparite 5-20 μm (FOLK, 1959), 4-10 μm (TUCKER, 1981) ou 5-50 μm (BATHURST, 1972)).

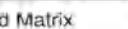
	Over 2/3 Lime Mud Matrix				Subequal	Over 2/3 Spar Cement		
Percent Allochems	0 - 1 %	1 - 10 %	10 - 50 %	over 50%	Spar and Lime Mud	Sorting poor	Sorting good	Rounded and abraded
Representative Rock Terms	Micrite	Fossiliferous Micrite	Sparse Biomicrite	Packed Biomicrite	Poorly washed Biosparite	Unsorted Biosparite	Sorted Biosparite	Rounded Biosparite
1959 Terminology	Micrite	Fossiliferous Micrite	Biomicrite		Biosparite			
Terrigenous Analogues	Claystone		Sandy Claystone	Clayey or Immature Sandstone		Submature Sandstone	Mature Sandstone	Supermature Sandstone
								
								

Fig. 41 – Classification de FOLK (1959) modifié par (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010)

4.2.1.1.1 Dénomination Le nom du microfaciès de la roche carbonatée est formé par un préfixe et un suffixe. Le préfixe associé au type d'allochème dominant (e.g., "intra" pour les intraclastes, "pel" pour les pellets, "oo" pour les oôides, "bio" pour les fossiles). Le suffixe est relatif à la phase de liaison ("-micrite" ou "-sparite"). Les calcaires construits forment une catégorie distincte, à l'exception des biolithites. Si une quantité significative d'un autre type d'allochème est présente, cela peut être spécifié (par exemple, "pelmicrite à miliolidés").

4.2.1.2 Classification de Dunham (1962)

Les classifications de DUNHAM (1962) et celle qui l'a étendue de EMBRY et KLOVAN (1971) (Fig. 42), se basent essentiellement sur la texture de la roche en question et le type de la phase liaison.

La classification de DUNHAM (1962) se fonde sur trois critères essentiels :

- La présence ou l'absence de la micrite (boue carbonatée de taille inférieure à 20 μ) ;
- L'organisation des grains, jointive ou non jointive (les grains sont en contact les uns avec les autres ou non) ;
- Le pourcentage des éléments (inférieur ou supérieur à 10 %).

Ces critères permettent de différencier quatre classes texturales (mudstone, wackestone, packstone ou grainstone).

4.2.1.2.1 Dénomination Les étapes de dénomination selon la classification de DUNHAM (1962) et EMBRY et KLOVAN (1971) sont détaillées dans la figure (Fig. 42).

CLASSIFICATION OF LIMESTONES (DUNHAM 1962)								
DEPOSITION TEXTURE RECOGNIZABLE					DEPOSITIONAL TEXTURE NOT RECOGNIZABLE CRYSTALLINE CARBONATE (Subdivide according classification designed to bear on physical texture or diagenesis)			
Original components not bound together during deposition Contains mud (particles of clay and fine silt size)		Lacks mud and is grain-supported		Original components were bound together during deposition as shown by intergrown or lamination contrary to gravity, sediment-floored cavities that are roofed over by organic or questionable organic matter and are too large to be interstices				
Mud-supported	Grain-supported							
less than 10% grains	more than 10% grains							
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE				
EXPANDED CLASSIFICATION (EMBRY and KLOVAN 1971)								
ALLOCHTHONOUS LIMESTONE ORIGINAL COMPONENTS NOT ORGANICALLY BOUND DURING DEPOSITION					AUTOCHTHONOUS LIMESTONE COMPONENTS ORGANICALLY BOUND DURING DEPOSITION			
Less than 10% > 2 mm components contains lime mud (< 0.03 mm)		no lime mud		Greater than 10% > 2 mm components	by organisms which			
Mud supported		Grain-supported		Matrix-supported		build a rigid framework		
less than 10% grains (> 0.03 mm and < 2 mm)	greater than 10% grains			> 2 mm component supported	encrust and bind			
					act as bafflers			
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	FLOATSTONE	RUDSTONE	BOUNDSTONE		
						FRAMESTONE	BINDSTONE	BAFFLESTONE

Fig. 42 – Classification des calcaires par DUNHAM (1962) et la classification étendue par EMBRY et KLOVAN (1971)

4.2.2 Les grès

La classification adoptée dans cette étude pour les grès est celle proposée par PETTIJOHN et al. (1975) (Fig. 43). Elle se base sur des critères texturaux comme le pourcentage de la matrice boueuse et sur des critères de composition comme le pourcentage des trois composants les plus courants du grès : le quartz, le feldspath et les fragments lithiques. Le diagramme triangulaire de cette classification utilise les trois composants comme sommets pour former un triangle "Q, F, L".

Afin d'utiliser ce schéma pour classer les grès, le pourcentage relatif du quartz, du feldspath et des fragments lithiques doit être déterminé en premier plan par estimation visuelle ou par comptage des grains sous le microscope : les autres éléments comme le mica ou les fragments biogéniques sont négligés.

La troisième dimension du diagramme de la classification est utilisée pour montre la texture de la roche, les proportions relatives des fragments et de la matrice. Dans un grès, la matrice est formée des limons et des argiles.

La deuxième étape, consiste donc à mesurer ou estimer le taux de la matrice boueuse : si le taux de cette dernière dans la roche est inférieur à 15% la roche est appelée arénite, entre 15% et 75% c'est un wacke et si la majorité du volume de la roche est formé de la matrice fine, elle sera classée comme Mudstone.

Le quartz est le type du grain le plus commun dans la formation des grès, donc, cette clacification se base sur la présence des autres grains. Seulement 25% du feldspath dans le

volume de la roche est suffisant pour nommer cette roche : arénite feldspathique, arénite arkosique ou arkose (ces trois termes sont interchangeables quand on se réfère à un grès riche en feldspaths). Par la même manière, uniquement 25% de fragments lithiques dans un grès peut le rendre une arénite lithique. Plus de 95% du quartz doit être présent dans la roche pour la qualifier comme arénite quartzique : un grès avec des proportions intermédiaires de feldspaths ou bien des grains lithiques est appelé arénite subarkosique ou arénite sublithique.

Les wackes sont divisés d'une façon similaire à des wackes quartzeux, wackes feldspathiques (arkosique), ou wackes lithiques mais sans subdivisions.

Si un type de grain différent des trois composants principaux est présent avec une quantité significative (au moins 5% ou 10%), un adjectif peut être utilisé comme arénite quartzeux micacé.

Le terme greywacke est utilisé dans le passé pour un grès qui peut être aussi appelé wacke feldspathique ou lithique. Il s'agit d'un mélange des fragments de roche et des grains du quartz et des feldspaths avec une matrice argileuse ou silteuse (NICHOLS, 2009).

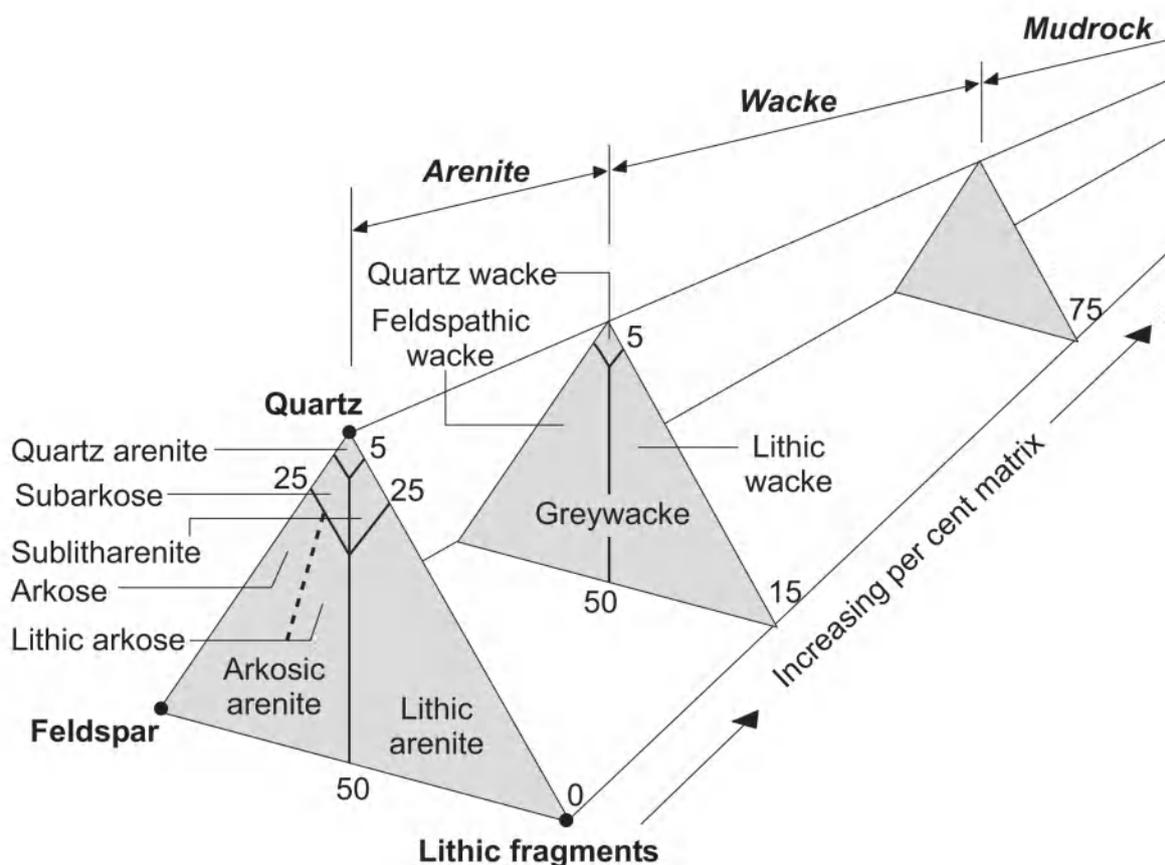


Fig. 43 – Classification des grès (PETTIJOHN et al., 1975)

4.2.3 Les roches mixtes silicoclastiques-carbonatées

Les sédiments composés de mélanges du matériel carbonaté et silicoclastique sont communs dans les environnements près des plages, dans les plateformes internes ainsi que les régions de hautes latitudes.

Pour une longue période, les calcaires impurs qui contiennent des mélanges du matériel silicoclastique ont été négligés, tant dans le cadre des classifications des roches sédimentaires que dans l'interprétation des faciès.

Une classification descriptive est proposée par MOUNT (1985), en utilisant quatre composants :

- Sable siliciclastique (quartz de taille sable, feldspath,..etc.) ;
- Boue non carbonatée (mélange de limons et argiles) ;
- Grains carbonatés allochtones (pellets, oolithes, bioclastes et intraclastes $\geq 20 \mu\text{m}$) ;
- Boue carbonatée.

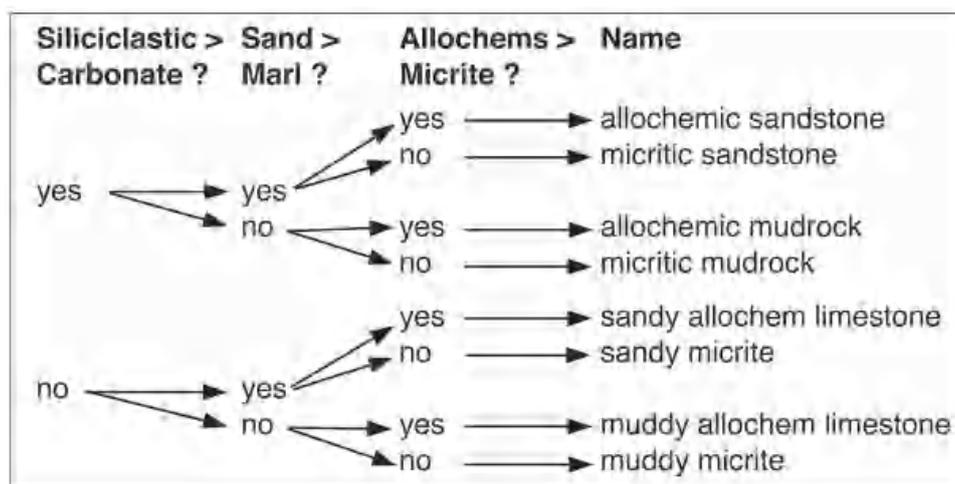


Fig. 44 – Classification des roches mixtes silicoclastiques-carbonatées (modifiée par FLÜGEL et MUNNECKE (2010) d'après MOUNT (1985)-

Le nom du faciès reflète à la fois le type de grain dominant et le composant antithétique le plus abondant (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010).

4.3 Les composants des roches

Les éléments formant les roches rencontrées dans la série sont très diversifiés et peuvent être regroupés en deux catégories :

4.3.1 les grains squelettiques

4.3.1.1 Les foraminifères benthiques

Le contenu des coupes de l'Albien au niveau du massif de l'Aurès est pauvre en foraminifères benthiques et sont représentés le plus souvent par des *Lenticulinida* sp et les *Textularidae* sp.

Les orbitolines font l'exception et peuvent être rencontrés en abondance dans la série étudiée, mais exclusivement dans les calcaires de l'Aptien. Deux espèces dominent le contenu de la série en orbitolines : *Mesorbitolina* gr.*subconcave* et *Palorbitolinoides hedini*.

4.3.1.2 Les foraminifères planctoniques

Vu le caractère peu profond de la sédimentation, les foraminifères planctoniques sont très rares dans la série et seulement quelques spécimens sont identifiés dans toute la série. Ces spécimens sont rencontrés dans les marnes à la base de la coupe de Taghit Bacha à la limite Aptien/Albien et dans les calcaires de l'unité supérieure de la coupe d'Amentane.



Fig. 45 – Foraminifères planctonique -Globigerinidés- (Base de la coupe de Taghit Bacha)

4.3.1.3 Les ostracodes

Les ostracodes sont des arthropodes crustacés de taille allant de quelques millimètres à plusieurs centimètres, présents depuis le Cambrien supérieur dans presque tous les types d'environnements aquatiques. Ils sont des indicateurs précieux des conditions paléo-environnementales, y compris la salinité, l'oxygénation, le substrat et la profondeur de l'eau. Ce groupe est utile dans l'analyse biostratigraphique des sédiments marins et non marins, en particulier dans les environnements d'eau douce où d'autres fossiles peuvent faire défaut. Les coquilles calcitiques sont fréquentes dans les calcaires lacustres du Mésozoïque et du

Cénozoïque, ainsi que dans les carbonates d'eau saumâtre, et dans les calcaires marins peu profonds et profonds tout au long du Phanérozoïque (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010).

4.3.1.4 Les algues

Les algues sont des plantes aquatiques photosynthétiques benthiques et planctoniques, allant de formes unicellulaires de taille micronique à des laminaires géantes de plusieurs mètres de long. Ces organismes eucaryotes présentent des cycles de vie extrêmement variés, caractérisés par différents complexes de pigments photosynthétiques, qui, associés à d'autres caractéristiques, sont utilisés pour distinguer les principaux groupes, à savoir les algues rouges, vertes et brunes (Rhodophyta, Chlorophyta, Phaeophyta). Contrairement à ces groupes, les soi-disant « algues bleu-vert » (Cyanophyta) sont des procaryotes, dépourvus d'un noyau distinct et d'organites membranaires à l'intérieur de la cellule. Ils sont physiologiquement plus étroitement liés aux bactéries et sont inclus dans une division distincte des Procaryotes (« Cyanobactéries ») (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010).

Ces deux types sont rencontrés au niveau de la formation de Serdj dans l'intervalle étudié.

4.3.1.5 Les bryozoaires

Dans la série étudiée, les bryozoaires sont généralement présents dans les faciès intertidaux et subtidaux. On les trouve souvent associés à la glauconie.

Les bryozoaires témoignent des conditions paléoclimatiques et des paramètres de dépôt spécifiques. Principalement des suspensivores actifs en milieu marin, ces organismes ont la capacité de former des colonies de dimensions variant de quelques millimètres à plusieurs centimètres, depuis les niveaux de marée jusqu'aux profondeurs bathyales. Leur présence est notable dans les zones entre la zone intertidale et environ 80 mètres de profondeur, tant dans les régions de basses que de hautes latitudes. Ces colonies, pour la plupart, s'attachent à des matériaux durs tels que les roches, les squelettes, ou les sédiments, mais elles peuvent également adhérer à des substrats mous et flexibles. Il est à noter que la plupart des habitats des bryozoaires se situent dans des régions caractérisées par une faible sédimentation (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010).

4.3.1.6 Les bivalves (pélécytopodes)

De même que les gastéropodes, les bivalves sont très abondants avec différentes tailles dans la série étudiée. On les trouve comme composants des calcaires ou dans les grès. On les rencontre aussi dans les marnes. Les rudistes qui font partie de la classe des bivalves sont les participants les plus importants dans les constructions récifales de l'Aptien.

Les bivalves sont essentiellement des organismes marins suspensivores (se nourrissent de particules en suspension). Ils vivent comme endobenthiques (enfouis dans les fonds marins) enfouis dans les fonds mous et comme epibenthiques (sur la surface des fonds marins)

sur le sédiment. Certains ont la capacité de forer. Les bivalves présents dans les calcaires peuvent provenir des divers environnements de la plage jusqu'au talus.

4.3.1.7 Les échinodermes

Les échinodermes sont des organismes marins invertébrés, caractérisés par un squelette calcaire interne composé de multiples plaques intégrées dans leur peau. Le phylum Echinodermata est connu depuis l'époque du Cambrien. On trouve des fragments d'échinodermes dans les calcaires formés à la fois dans des environnements peu profonds et profonds.

4.3.1.8 Les gastéropodes

La majorité des gastéropodes présentent une coquille externe enroulée uni-valvé et qui est généralement non cloisonnée (ne contient pas de chambres). L'enroulement peut se faire soit dans un seul plan, soit selon une spirale hélicoïdale autour d'un axe -imaginaire-. Les tours de la coquille (verticilles) sont étroitement enroulés autour du tour précédent pour former un pilier central ou les tours sont enroulés de manière rapprochée pour former une cavité centrale. L'extérieur des coquilles peut être lisse ou orné de côtes, nodules ou d'épines (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010). Les gastéropodes sont communs dans les roches carbonatées de la série albiennaise sous plusieurs formes le long de la série. Ils se trouvent surtout dans les marnes de l'unité inférieure de la formation de Fahdene. Ils participent aussi avec les rudistes dans les constructions récifales de l'Aptien. Les cortex ainsi que les nucléus des oncoïdes contiennent souvent des gastéropodes remaniés.

4.3.1.9 Les serpulides et annélides

Les serpulides se trouvent dans des environnements très variés, comprenant des plages peu profondes et rocheuses, des zones d'herbiers marins, des fonds marins durs et fermes, ainsi que des habitats marins profonds. Ils peuvent vivre dans des mers chaudes et tempérées et s'adaptent à différentes salinités. L'enregistrement fossile comprend des bioclastes dispersés, des accumulations de tubes de serpulides formant des structures rocheuses ou des structures récifales autochtones (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010).

4.3.1.10 Les coraux

Les coraux sont des constituants courants des calcaires. Les coraux rugueux et les coraux tabulés du Paléozoïque sont largement répandus dans les environnements de plate-forme et de pente, contribuant à la formation des récifs. Les coraux scléactiniens du Mésozoïque et du Cénozoïque sont des constructeurs de récifs importants dans les zones d'eaux chaudes tropicales et subtropicales, mais ils se trouvent également dans des environnements d'eaux tempérées et froides.

4.3.1.11 Les éponges

Les éponges ou spongiaires sont des organismes benthiques presque exclusivement marins. Ils se trouvent à toutes les latitudes, de la zone intertidale jusqu'aux profondeurs de la mer, à des profondeurs de plus de 5000 mètres. Un petit groupe d'éponges d'eau douce est apparu au Crétacé. La répartition des éponges modernes dans les environnements marins peu profonds et profonds est contrôlée par les nutriments, le substrat, l'apport de sédiments et l'énergie de l'eau (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010).

4.3.2 Les grains non squelettiques

Les grains non squelettiques participent d'une manière importante dans la formation des roches albiennes de l'Aurès :

4.3.2.1 Les oïdes

Les oïdes sont des grains qui ont une forme sphérique ou ovoïde, présentant un nucléus entouré par un cortex. Ce dernier présente des couches stratifiées d'une manière concentrique et régulière. La plupart des oïdes ont une taille inférieure à 2 mm et la majorité présente une taille qui varie entre 0.5 et 1 mm.

Les oïdes sont des bons indicateurs du paléoenvironnement où ils indiquent des milieux de faible profondeur et qui se caractérisent par un hydrodynamisme élevé.

Au niveau de l'Albien de l'Aurès, les oïdes observés sont exclusivement carbonatés et présents dans les milieux de haute énergie.

4.3.2.2 Les oncoïdes

Les oncoïdes (du grec onchos = nodule) sont des nodules généralement calcaires (les oncoïdes non-calcaires existent aussi), arrondies et non attachées, de taille millimétrique à centimétrique. Ils présentent généralement un cortex micritique constitué de lamines concentriques superposées autour d'un nucléus bio- ou lithoclastique. Le terme "oncoïde" n'est pas un terme génétique et doit être considéré comme purement descriptif. Les oncoïdes et les rhodoïdes sont fréquents dans les calcaires et les sédiments marneux (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010). Les oncoïdes se trouvent dans la région d'étude associés aux stromatolithes. Le nucléus est généralement calcitique et le cortex contient des fossiles ancestraux même des anciennes périodes comme le Jurassique.

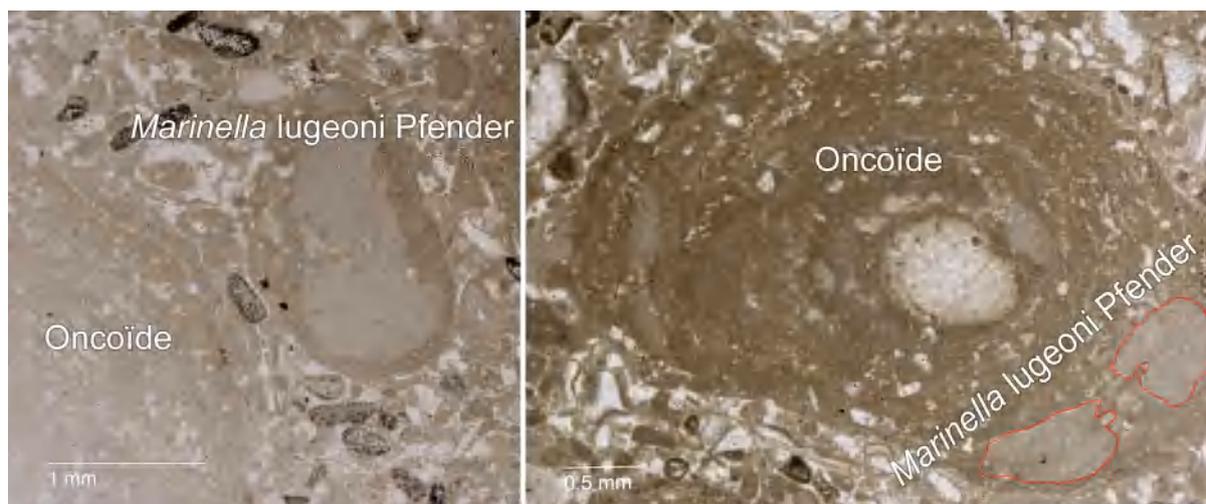


Fig. 46 – Oncoïdes contenant des algues rouges du Jurassique

4.3.2.3 Les péloïdes

Le terme "péloïdes" (MCKEE & GUTSCHICK, 1969) est un terme descriptif général qui désigne des grains polygénétiques composés de carbonates microcristallins et cryptocristallins. Les péloïdes sont généralement dépourvues de structures internes, mais elles peuvent contenir des débris squelettiques fins et d'autres types (e.g., minéraux). Ce terme a été proposé pour remplacer le terme largement utilisé "pellet", qui, pour de nombreux auteurs, était devenu synonyme de "pellet fécal" (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010). Le péloïde micritique est le plus dominant de la série étudiée. Il présente une structure effacée et témoigne de l'activité biologique importante.

4.3.2.4 Les lithoclastes

Les deux types des lithoclastes -intra et extraclastes- sont parfois observés dans la série étudiée surtout dans les faciès remaniés.

La resédimentation de matériau dérivé des sédiments carbonatés et de roches préexistantes est un processus courant dans les environnements marins et non marins. Le remaniement et la resédimentation peuvent avoir lieu tôt et de manière contemporaine avec la sédimentation, ou tardivement. Le remaniement et l'érosion syn- et postsédimentaires produisent des fragments carbonatés. Ces derniers reflètent les conditions environnementales au sein des bassins sédimentaires ainsi que l'apport de matériaux dans les bassins (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010).

4.3.2.5 Le Quartz

Le type authigène et déritique forme les deux types du quartz rencontré dans les roches rencontrées dans la série. Par contre les grès se forment uniquement du quartz d'origine

détritique.

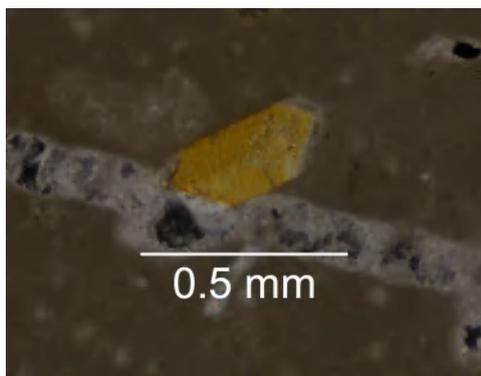


Fig. 47 – Quartz néoformé (Coupe de Koudiat Tenoun Kenine)

Le type authigène remplace la boue carbonatée dans les faciès lagunaires restreints (LAZIZ, 2020).

4.3.2.6 Le fer

Le fer est un élément commun dans de nombreux minéraux. Mais dans les coupes étudiées, le fer est généralement présent sous forme d'oxydes et peut exister dans différents états (Fe^{2+} et Fe^{3+}), et des changements dans ces états peuvent indiquer des conditions redox dans l'environnement géologique.

Dans la série étudiée, il se trouve le plus souvent sous forme des ferruginisations et il est très commun, surtout dans les grès.

4.3.2.7 La pyrite

La pyrite dans la série étudiée se trouve généralement dans les roches détritiques surtout dans les grès, les marnes du faite de leur contenu d'une fraction détritique, elles contiennent parfois de la pyrite surtout celles de la base de la coupe de Taghit Bacha.



Fig. 48 – Pyrite extrait des marnes de la base de la coupe Taghit Bacha

La plupart de la pyrite trouvée dans les roches sédimentaires est d'origine diagénétique. Bien que la pyrite d'origine détritico-sédimentaire peut aussi être présente. La pyrite authigène se forme le plus souvent sous des conditions réductrices où elle remplace la matière organique ou se trouve à proximité immédiate de celle-ci (FLÜGEL & MUNNECKE, 2010).

4.3.2.8 La glauconie

Dans la série étudiée la glauconie caractérise les dépôts subtidaux et surtout les dépôts de la plateforme moyenne. La glauconie se rencontre le plus souvent dans les roches calcaires de l'Aptien et de l'unité supérieure de l'Albien.

La glauconie est un groupe de minéraux argileux qui est intermédiaire entre le groupe des micas et le groupe des smectites. La sédimentation actuelle montre que la glauconie est présente à des profondeurs entre 50 et 500 mètres et elle est abondante dans les zones situées entre la plateforme moyenne et le talus.

4.3.2.9 Le phosphate

Les sédiments phosphatés se forment dans des différents milieux du dépôt- non seulement sous les systèmes d'upwelling, mais aussi au sommet des montagnes sous-marines, des guyots et des plateaux, sur les îles océaniques, et sur certaines étagères continentales, ainsi que dans les environnements épicontinentaux.

Dans la série étudiée le phosphate semble associé à la glauconie et se trouve presque dans les mêmes environnements sédimentaires. Dans la région d'étude, les particules phosphatées formées suite aux remplacements des grains carbonatés, sont associées aux faciès wackestones à algues corallinacées de mer ouverte. Par ailleurs des niveaux

millimétriques d'oncoïdes phosphatés ont été observés dans les facies associés aux hard grounds.

4.4 Analyse faciologique et microfaciologique

Les études réalisées par LAZIZ (2020) et LAZIZ et al. (2022) sur l'Albien du Constantinois montre que les microfaciès rencontrés dans les régions d'étude- le Constantinois et l'Aurès- montrent presque les même milieu de sédimentation. L'auteur a proposé un modèle sédimentologique expliquant la distribution des environnements sédimentaires du Constantinois durant l'Albien.

Pour notre étude et vu les similarités on a adopté le même modèle sédimentologique (Fig. 49).

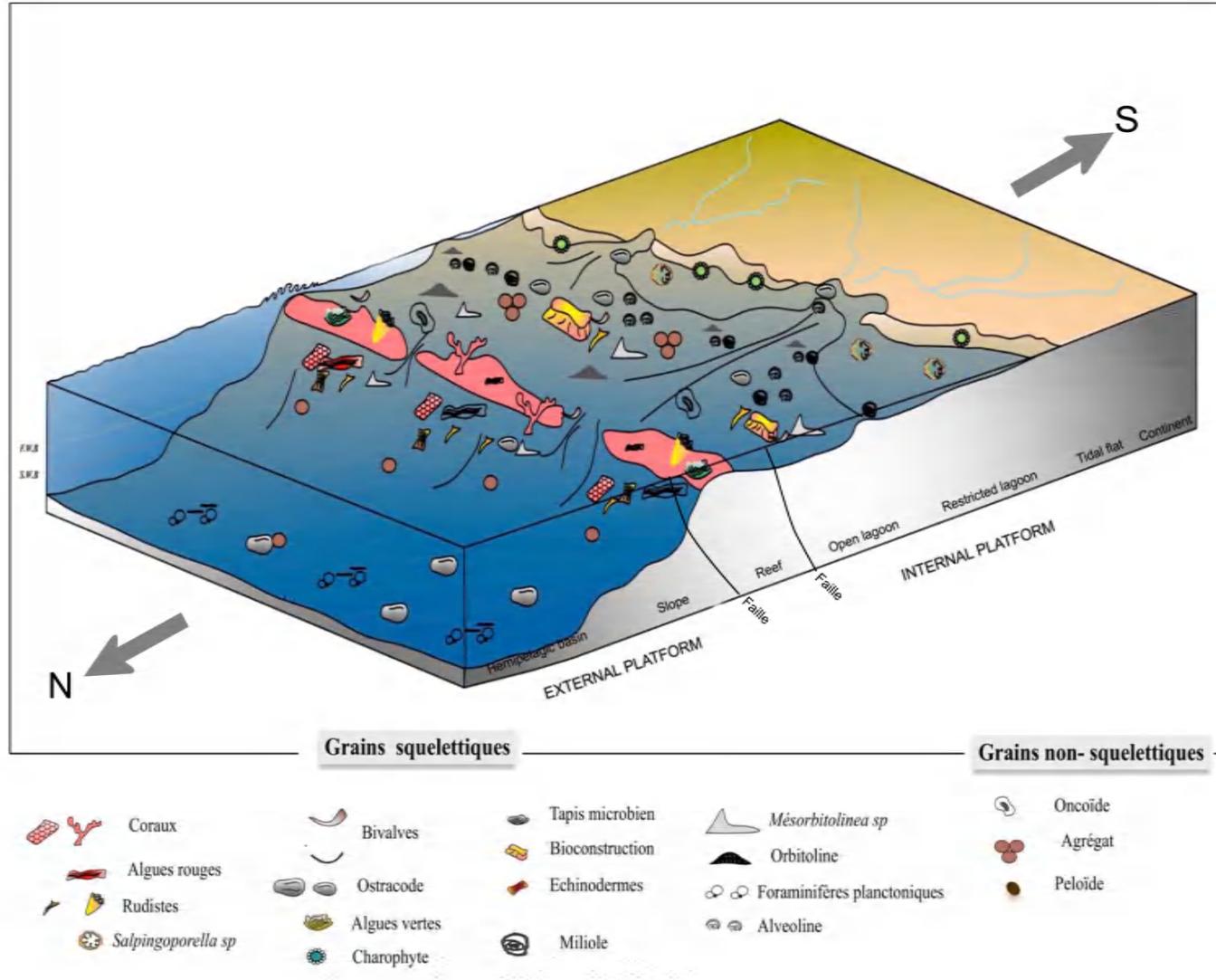


Fig. 49 – Model de dépôt de la plateforme constantinoise durant l'intervalle Aptien/Albien et les faciès associés (LAZIZ, 2020)

4.4.1 Faciès de mer ouverte

4.4.1.1 Faciès de mer ouverte à position distale (offshore)

4.4.1.1.1 Mudstone à rares microfossiles

On observe ce microfaciès dans l'unité des marnes à intercalations de calcaire de la formation de Fahdene au niveau de la coupe d'El Hammam et de la coupe de Taghit Bacha. On le trouve également à la base de la coupe d'Amentane au niveau de la partie supérieure de la formation de Serdj.

À l'affleurement, il se manifeste sous la forme des bancs de calcaire fin stratifié de couleur grisâtre avec une cassure conchoïdale et une surface supérieure irrégulière. Au niveau de la coupe d'Amentane, il est consommé par 3 m d'alternance marno-calcaire dont les calcaires sont azoïques d'aspect massif compact et de taille très fine de couleur roussâtre en patine. Les éléments figurés ne sont représentés que par la micrite et de très rares débris de bivalves qui sont présents uniquement au niveau de la coupe de Taghit Bacha et la coupe d'El Hammam. La taille de ces éléments est petite et le classement est bon.

Il s'agit d'un milieu de bassin profond comme en témoigne la cassure conchoïdale, indiquant un taux élevé de silice et confirmant la profondeur du milieu.

4.4.1.1.2 Mudstone-Wackestone à rares débris de bivalves et spicules

Ce microfaciès se trouve dans la partie supérieure de la formation de Serdj au niveau de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine et la coupe d'El Hammam. À l'échelle macroscopique il s'organise en bancs de calcaire fin massif de couleur sombre à rares rudistes au niveau de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine.

Les éléments figurés sont représentés par des fragments de coquilles principalement des bivalves et rarement d'ostracodes, des quartz bipyramidés et des échinodermes. Au niveau de la coupe d'El Hammam, on note la présence des spicules de type monaxon qu'on trouve pas dans la coupe de Koudiat Tenoun Kenine. Ces constituants modérément classés présentent moins de 10% de la totalité du microfaciès où les fragments des bivalves sont généralement de grande taille contrairement à celle des autres éléments. Le ciment est micritique et les phénomènes diagénétiques sont représentés par des micritisations et une ferruginisation légère.

Le classement modéré, la présence des spicules, l'importante fraction micritique le faible pourcentage par rapport aux autres microfaciès suggère celui ci s'est déposé dans la position la plus distale et correspond à la zone SMF 1 des faciès standards de WILSON (1975).

4.4.1.1.3 Mudstone laminé azoïque

Ce microfaciès de bassin profond se rencontre uniquement au niveau de l'avant dernière barre calcaire de la coupe d'Amentane correspondant au sommet de la formation Fahdene.

Il se manifeste sous la forme d'une barre de 12 m de calcaire fin stratifié en bancs centimétriques dépourvues de macrofossiles.

Seulement, la boue carbonatée forme l'intégralité de ce microfaciès avec un bon classement et une lamination remarquable.

4.4.1.2 Faciès de mer ouverte à position intermédiaire (shoreface)

4.4.1.2.1 Mudstone à rares foraminifères benthiques

Ce microfaciès se rencontre uniquement à la base de la formation de Serdj au niveau de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine où il forme la base de la première barre de calcaire d'épaisseur de 12 m, formée par des calcaires fortement oxydés de taille fine, stratifiés en bancs décimétriques de couleur grise en patine et en cassure.

Les éléments figurés sont représentés exclusivement par des foraminifères benthiques dont : *Textularidae* sp, *Lenticulina* sp, *Triloculina* sp, *Quinqueloculina* sp et les unisériés. Le pourcentage de ces éléments relatif à la phase liaison est faible d'environ 5% sur l'ensemble de la lame analysée. Tous les éléments présents dans ce microfaciès se caractérisent par une petite taille qui est comprise généralement entre 250 µm et 450 µm d'où le bon classement. La phase liaison est représentée par un ciment micritique, la texture selon DUNHAM (1962) est mudstone et la classification selon (FOLK, 1959) est biomicrite à rares foraminifères benthiques. Les phénomènes diagénétiques sont représentés par des ferruginisations légères sur l'ensemble de la lame et des signes de compaction.

Ces microfaciès de milieu calme ne sont guère signalés dans l'Albien de l'Aurès, ils caractérisent un environnement calme correspondant à un bassin de mer ouverte, la rare présence des foraminifères benthiques de petite taille suggère que le bassin est ouvert sur la plateforme. La ferruginisation suggère un ralentissement de la sédimentation et la compaction semble être tellogénique.

4.4.1.2.2 Mudstone à rares débris de bivalves

Ce microfaciès se localise au niveau de la partie supérieure de la formation Fahdene de la coupe d'Amentane, il appartient au sommet d'une barre de calcaire à bioclastes qui sont visibles à l'œil nu avec une couleur gris clair d'aspect noduleux à la base stratifié en bancs décimétriques, vers le sommet ce calcaire montre des rares fragments de rudistes. La texture est mudstone et la classifications selon FOLK (1959) est biomicrite à rares débris de bivalves. Les éléments figurés sont représentés par des débris de bivalves qui sont généralement des fragments de rudistes, on y note aussi la présence des crochets d'ostracodes. Les éléments ont une petite taille qui est comprise généralement entre 250µm et 450µm.

La matrice est micritique et les phénomènes diagénétiques présents sur cette lame sont la ferruginisation et la compaction.

le classement modéré, l'importante fraction micritique et le faible pourcentage suggèrent

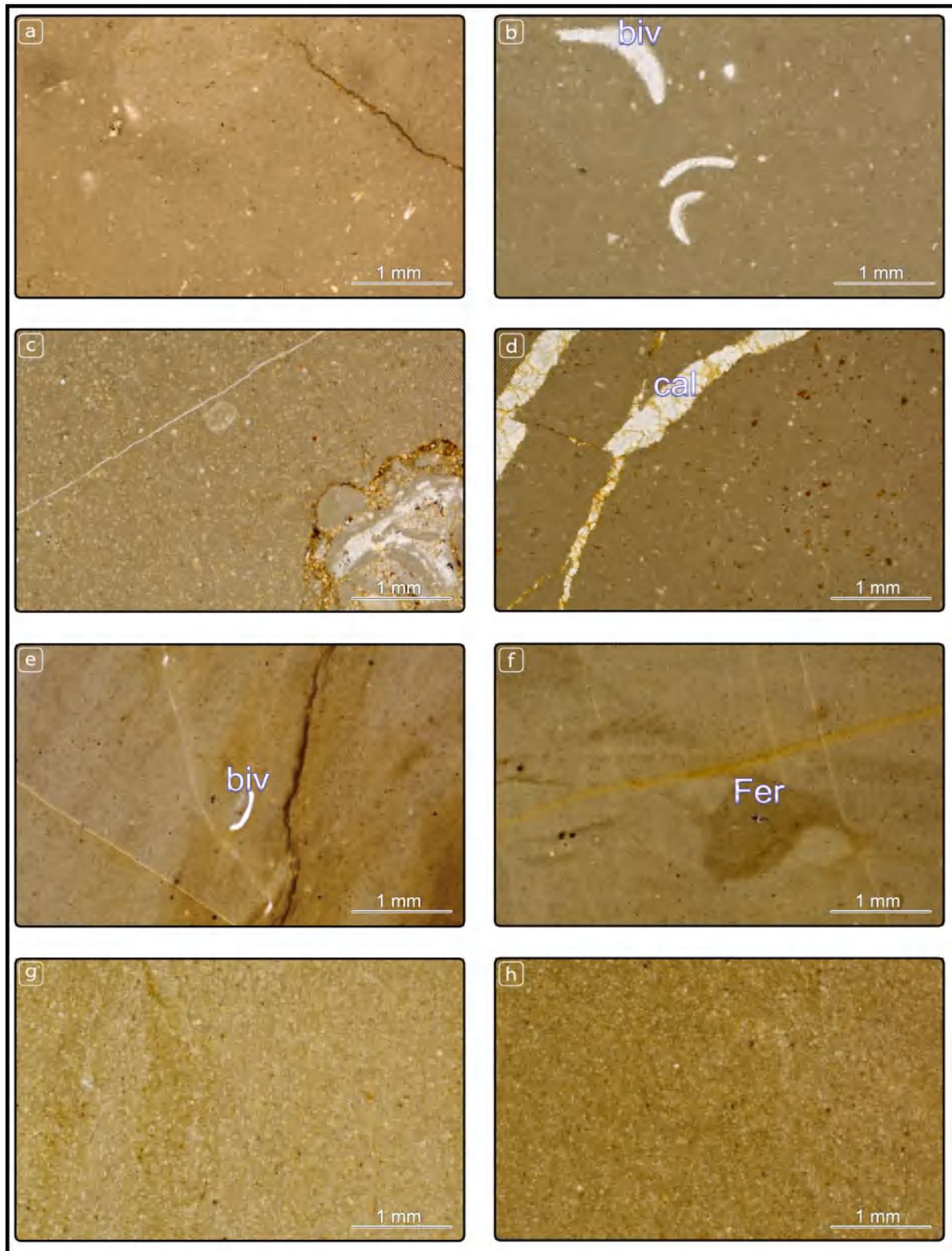


Fig. 50 – Microfaciès de mer ouverte à position distale **a-d** :Mudstone à rares microfossiles, biv : bivalves, **e-f** : Mudstone-Wackestone à rares débris de bivalves et spicules, cal : calcite, Fer : ferruginisation, **g-h** : Mudstone laminé azoïque

que ce microfaciès est un faciès de bassin. Il caractérise un environnement calme, mais la rare présence des rudistes montre que le bassin est d'une position proximale et témoigne d'une ouverture du bassin. La ferruginisation suggère un ralentissement de la sédimentation.

4.4.1.3 Faciès de mer ouverte à position proximale, -avant récif-

4.4.1.3.1 Wackestone à rares foraminifères benthiques et ostracodes Sur le terrain, il se trouve à la base de la formation de Serdj au niveau de Koudiat Tenoun Kenine où il forme le sommet de la première barre de l'unité inférieure. Cette barre d'épaisseur égale à 12 m, montre à l'échelle de l'affleurement un calcaire fortement oxydé, d'aspect massif et à grains fins.

Les éléments figurés sont représentés par des foraminifères benthiques (*Lenticulina* sp, *Miliolidae* sp) et très rares orbitolines, des ostracodes du genre *Cytherella* sp, des serpulides, des fragments d'algues et rares lamellibranches.

Le classement est bon et les corpuscles constituant la roche ont une taille supérieure à celle des microfaciès précédents mais elle reste toujours inférieure à 1 mm : les carapaces d'ostracodes ont une taille qui varie entre 0.4 mm et 0.8 mm, les serpulides ont une longueur qui varie entre 0.2 mm et 0.5 mm tandis que les foraminifères benthiques ont des tailles qui sont relativement petites et sont comprises entre 0.05 mm et 0.25 mm.

Le ciment reste toujours du type micritique, la texture selon DUNHAM (1962) est wackestone et la classification selon FOLK (1959) est biomicrite à rares foraminifères benthiques et ostracodes.

Les phénomènes diagénétiques observés sur cette lame sont : la ferruginisation, la dissolution, la recristallisation et la dolomitisation.

C'est un microfaciès qui présente des signes qui témoignent d'une réduction de profondeur comme l'augmentation du pourcentage, la taille et la présence des serpulides. Ce microfaciès appartient à l'avant récif où les éléments sont allochtones vu la présence des signes de remaniements.

Le pourcentage des éléments figurés suggère que ce microfaciès a subi une importante recristallisation durant la diagenèse, ce qui a altéré la morphologie et la structure des coquilles et des organismes présents.

4.4.1.3.2 Wackestone à ostracodes et foraminifères benthiques

Ce microfaciès se rencontre à la base de l'avant-dernière barre de l'unité inférieure de Serdj au niveau de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine. À l'échelle macroscopique, il est représenté par un calcaire massif fortement ferruginisé de couleur grise, à la base se manifestent des nérinées oxydées, vers le milieu se manifestent les rudistes et les orbitolines et vers le sommet les rudistes apparaissent en dominance avec une surface supérieure particulière.

Les éléments figurés sont représentés par des ostracodes du genre *Cytherella* sp, des

foraminifères benthiques (*Lenticulina* sp et *Miliolida* sp), des fragments d'algues et des lamellibranches, on note aussi la présence rare des échinodermes et des grains de Quartz. Les éléments constitutants de ce microfaciès sont bien classés avec un pourcentage qui égale à environ 20%. La taille des éléments est comparable à celle du microfaciès précédent.

Le ciment est micritique, la texture est wackestone et le type du microfaciès est Wackestone à ostracodes et foraminifères benthiques.

C'est un microfaciès qui est présente les mêmes arguments que le précédent ce qui suggère un milieu d'avant récif.

4.4.1.3.3 Wackestone à grains de quartz

Il se repère à la base de la formation de la coupe d'El Hammam -sommet de la formation de Serdj-. À l'échelle de l'affleurement il correspond à un calcaire sableux de couleur brunâtre en patine et grise sombre en cassure, d'aspect graveleux à débris de bivalves.

Les éléments figurés sont représentés par des grains de quartz, des algues, des échinodermes, des annélides, des ostracodes, des rares foraminifères benthiques remaniées (*orbitolines* et *Textularidae* sp) affectées par la ferruginisation. Tous les éléments figurés présentent des signes de remaniements.

Le pourcentage des éléments est environ 10% avec un classement qui varie entre moyen et bon. Les grains de quartz présentent une taille qui varie ente 0.1 et 0.3mm, le diamètre des annélides et d'environ 1 mm, les ostracodes ne dépassent pas 0.2 mm de longueur, les foraminifères benthiques se caractérisent aussi par des tailles réduites.

La phase liaison est représentée par une matrice micritique. La texture et wackestone et la classificaion selon FOLK (1959) est biomicrite à débris de bivaules.

Il s'agit d'un milieu de transition entre la plateforme externe et la plateforme moyenne, cet endroit se caractérise par une petite profondeur et une agitation élevée du milieu.

4.4.2 Faciès de plateforme moyenne

4.4.2.1 Faciès de barrière récifale (Platform margin reef)

4.4.2.1.1 Rudstone à bioclastes

Ce microfaciès se manifeste à l'échelle de l'affleurement par une barre (15 m) de calcaire grossier stratifié en bancs décimétriques ($\simeq 0.5m$) de couleur brunâtre en patine et de couleur grise claire en cassure. On le rencontre au niveau de la partie basale de la formation de Serdj de la coupe de Koudiat Tenoune Kenine.

Les éléments sont diversifiés et représentés par les bryozoaires, les nérinées, les algues, avec des rares ooïdes, des fragments de bivalves, des annélides, des oncoïdes, de la glauconie et des grains de quartz. Le pourcentage des éléments figurés relatif à la phase liaison est d'environ 60%. Le classement est mauvais, par endroit, il peut être modéré.

Le ciment est sparitique, la texture est rudstone, la classification selon FOLK (1959) est

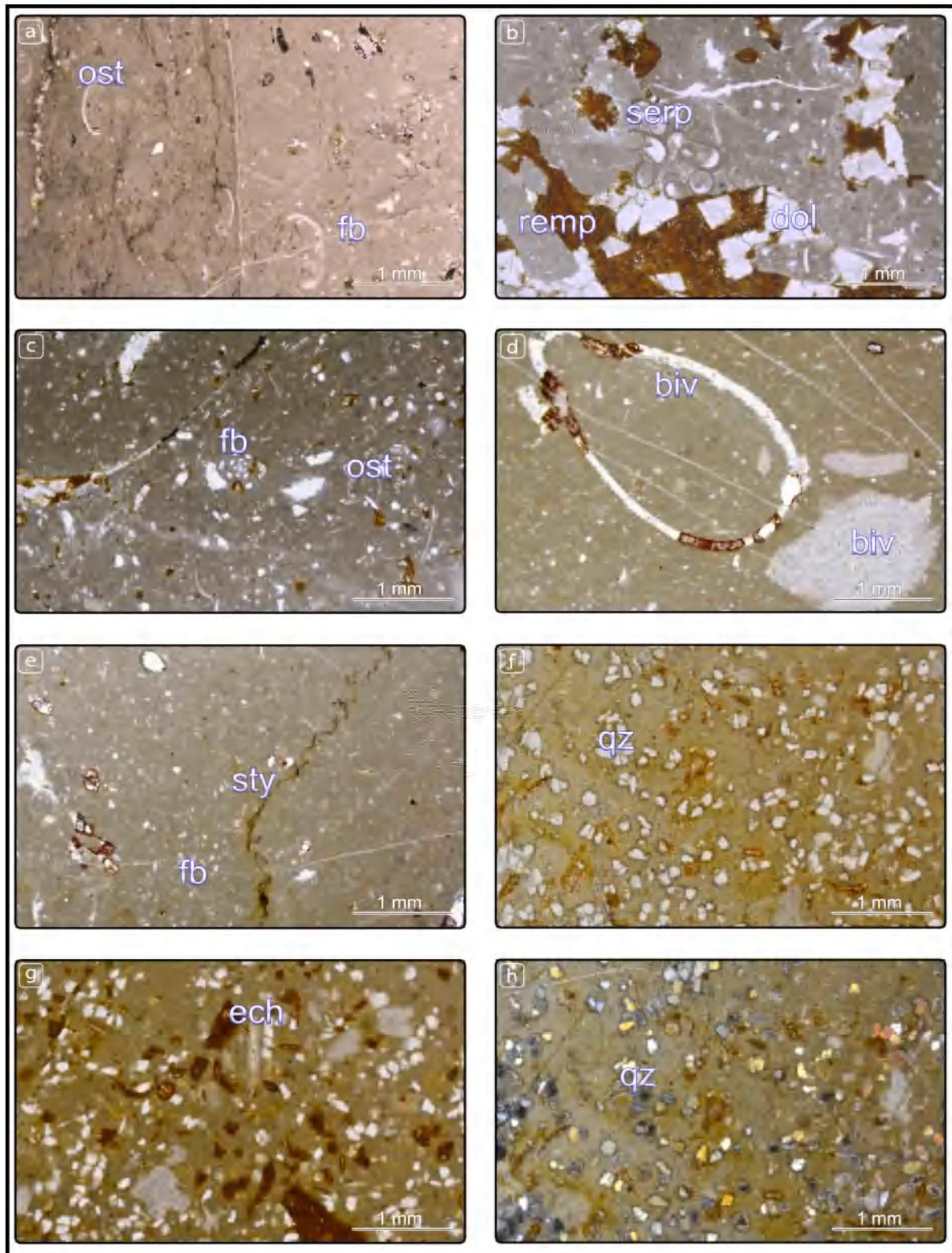


Fig. 51 – Microfaciès de mer ouverte à position proximale **a-c** :Wackestone à rares foraminifères benthiques et ostracodes, ost : ostracodes, fb : foraminifères benthiques, serp : serpulides, rempl : remplissage, dolo : dolomitisation **d-e** : Wackestone à ostracodes et foraminifères benthiques, biv : bivalves, fb : foraminifères benthiques, sty : stylolitisaiton **f-h** : Wackestone à grains de quartz, qz : quartz, ech : échinoderme

biolithite à bioclastes.

Le classement et la variation des tailles témoignent d'un hydrodynamisme fort, la dominance des bryozoaires et la variation des fossiles ainsi que la présence des oïdes de petite taille attestent un milieu peu profond et qui correspond au début de l'installation récifale, la présence des grains de quartz témoigne d'un certain flux terrigène. L'ensemble des faciès correspond à l'association chlorozoan qui témoigne d'une plateforme tempérée.

4.4.2.1.2 Floatstone-Rudstone à rudistes

Ce microfaciès est repéré au niveau du sommet de la même barre dont sa base est constituée du microfaciès wackestone à ostracodes et foraminifères benthiques. À l'échelle de l'affleurement, il correspond à des calcaires massifs ferruginisés de couleur grise.

Les éléments figurés sont représentés par des fragments de rudistes de grande taille, des foraminifères benthique à test porcelané de petite taille (*Miliolidae* sp, *Textularidae* sp) et à test agglutiné (*Orbitolina* sp), des algues et des grains de quartz bipyramidé à relief très fort.

Le pourcentage des éléments est d'environ 30% avec un mauvais classement. En ce qui concerne la taille, les rudistes sont de taille centimétrique tandis que les foraminifères benthiques ont des tailles qui sont relativement réduites comprises entre 0.10 mm et 0.25 mm, les grains de quartz se caractérisent aussi par des petites tailles qui rangent du 0.2 mm à 0.5 mm.

Le ciment est micritique, la texture est floatstone-rudstone et la classification selon FOLK (1959) est biolithite à rudistes.

Les éléments diagénétiques sont représentés par la ferruginisation.

La microfaciès représenté dans cette lame correspond à une bioconstruction qui montre une accumulation de rudistes. Ce microfaciès est similaire à celui trouvé par LAZIZ (2020) dans le Constantinois au Nord de l'Aurès.

4.4.2.2 Faciès du haut fond

4.4.2.2.1 Grainstone à oïdes et grains de quartz

Il se trouve au milieu de la formation de Serdj au niveau de Koudiat Tenoun Kenine et il forme la troisième barre de calcaire d'épaisseur de 15 m. À l'échelle de l'affleurement il se présente comme une calcarénite oolithique à bivalves et grains de quartz. À la base, ces calcarénites sont d'aspect massif laminée et présentent des stratifications de type HCS (Hummocky Cross-Stratification et des structures synsédimentaires SDSS (Soft déformation sedimentary structure). Le sommet montre des concrétions de Fer avec une surface supérieure ferrugineuse correspondant à une surface d'émersion.

Ce microfaciès contient des oïdes qui sont généralement de petites taille (taille entre 0.2 mm et 0.5 mm) et qui présentent des nucléus qui sont parfois quartzeux mais généralement ils sont calcitiques. On note aussi la présence des grains du quartz généralement anguleux

(généralement 0.05 mm à 0.2 mm), algues et fragments de bryozoaires et d'ostracodes. On note aussi la présence du phosphate et de la glauconie. Le pourcentage des éléments figurés relatif à la phase liaison est d'environ 50% avec un classement modéré.

Le ciment est sparitique, les phénomènes diagénétiques sont représentés par les encroûtements, la bioturbation et la micritisation.

Les ooïdes et l'apport détritique important du quartz attestent que ce microfaciès sableux s'est déposé dans un milieu très peu profond, il correspond à un milieu de haut fond de plateforme moyenne.

4.4.3 Faciès de plateforme interne

4.4.3.1 Faciès de milieu subtidal (open lagoon)

4.4.3.1.1 Wackestone à échinodermes et bivalves

Ce microfaciès se trouve intercalé dans les marnes verdâtres de la partie supérieure de la formation Fahdene au niveau de la coupe d'Amentane. Il correspond à un banc de calcaire microsparitique pseudo noduleux bioclastique de teinte grisâtre.

Les éléments figurés sont représentés par des échinodermes, des bivalves, des algues, des gastéropodes, du phosphate, des foraminifères benthiques et planctoniques, des grains de quartz et des rares bryozoaires et annélides. Ces éléments présentent un mauvais classement avec un pourcentage inférieur à 10%.

Le ciment est micritique et les phénomènes diagénétiques sont représentés par la lamination préférentielle, la cimentation syntaxique autour des échinodermes avec la présence des légères ferruginisation, micritisation et encroûtements.

Il s'agit d'un biomicrocrite à échinodermes et bivalves avec une texture wackestone.

Ce microfaciès est associé à un milieu subtidal peu profond vu la présence des algues et des bryozoaires.

4.4.3.1.2 Packstone à ooïdes et nérinées

Ce microfaciès est rencontré au niveau des deux coupes d'El Hammam et de Taghit Bacha où il forme le deuxième banc de la deuxième unité de la formation de Fahdene. À l'échelle de l'affleurement, il s'agit de calcaire stratifié à la base et qui devient massif au sommet, ils présentent des gastéropodes oxydées de petite taille.

Les éléments figurés sont formés par des ooïdes de forme généralement ronde du type α avec des nucleüs qui sont présentés par des gastéropodes, des bivalves, des oncoïdes et des algues. On trouve aussi les éléments libres (ne forment pas de nucleüs pour les ooïdes) qui sont les algues rouges, les débris de bivalves, la glauconie, le phosphate avec des rares échinodermes et bryozoaires. Au niveau de la coupe de Taghit Bacha les bivalves sont plus fréquents comparativement à la coupe d'El Hammam.

Le pourcentage des éléments est d'environ 40% avec un mauvais classement. La taille des

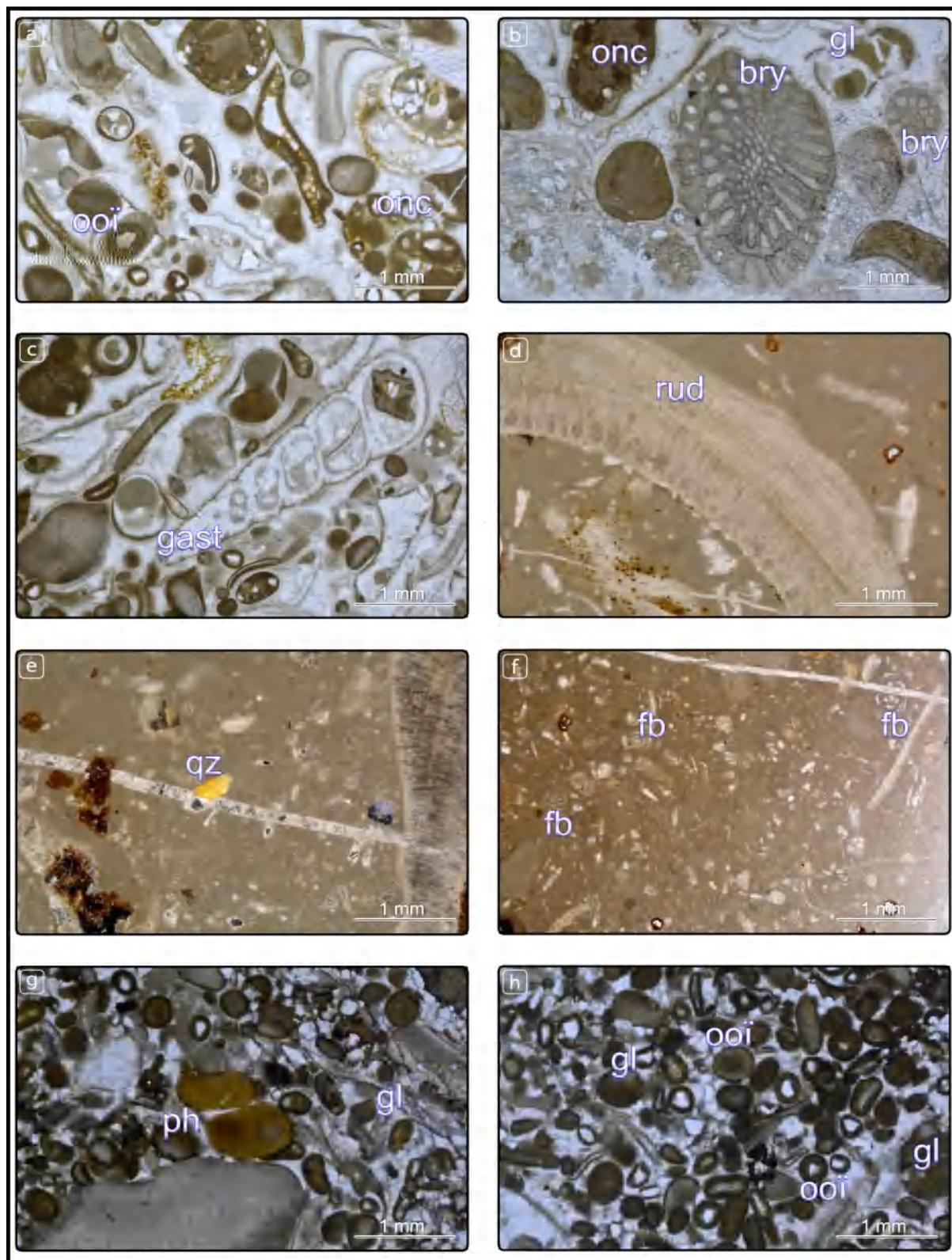


Fig. 52 – Microfaciès de plateforme moyenne ou barrière récifale **a-c** :Rudstone à bioclastes, ooï : oïdes, onc : oncoïdes, gl : glauconie, **d-f** : Floatstone-Rudstone à rudistes, gast : gastéropodes, rud : rudistes, fb : foraminifères benthiques **g-h** : Grainstone à oïdes et grains de quartz, ph : phosphate, gl : glauconie, ooï : oïdes

ooïdes est généralement inférieure à 0.5 mm, elle peut rarement la dépasser pour atteindre 0.7 mm.

Le ciment est micritique et les phénomènes présents sur ce microfaciès sont : les encroûtements, la ferruginisation, la glauconitisation, la calcitisation des gastéropodes, la dissolution et le remplissage. La texture est packstone et la classification est oomicrite à nérinées.

C'est un milieu qui témoigne d'un hydordynamisme élevé ce qui suggère une petite profondeur. Néanmoins, la présence de la glauconie et du phosphate atteste une position distale d'où l'attribution au milieu subtidal.

4.4.3.1.3 Packstone à orbitolines

Ce microfaciès est localisé à la base de la dernière barre de l'unité inférieure de formation de Serdj au niveau de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine. Il correspond à 15 m de calcaire grisâtre stratifié en bancs décimétriques à orbitolines, rudistes et nérinées. Vers le sommet, le faciès devient plus grossier très riche en orbitolines, leur taille augmente par rapport à la base, on observe aussi : les rudistes, les nérinées la surface est bioturbée et ferruginisée, Le microfaciès est formé par des orbitolines (*Mesorbitolina* gr. subconca et *Palorbitolinoïdes* hedini), des bivalves, des échinodermes, des gastéropodes. On note aussi la présence du phosphate et de la glauconie avec des rares ostracodes et annélides.

Les éléments sont mal classés avec un pourcentage qui tend à 40%. En termes de taille : les orbitolines se caractérisent par une grande taille relative aux autres éléments et qui peut atteindre dans quelques spécimens les 4 mm, les formes allongées ont une taille qui varie entre 1 et 1.5 mm, les gastéropodes, les algues et les échinodermes ont une taille qui range généralement du 0.25 mm à 0.5 mm.

La phase liaison correspond à un ciment micritique, selon DUNHAM, 1962, la texture est packstone et selon (FOLK, 1959) c'est un packstone à orbitolines.

Les phénomènes diagénétiques sont représentés par des ferruginisations, des encroûtements et des micritisations qui répartissent sur le microfaciès .

Les orbitolines forme un genre des foraminifères benthiques qui sont apparues du Crétacé au Paléogène. Cependant, leur plus grande diversité s'est observée pendant le Crétacé moyen. Dans la marge sud-téthysienne ils caractérisent les milieux de plateforme carbonatée tempérées, leur haute fréquence et diversité suggère que ce microfaciès est un milieu subtidal.

4.4.3.1.4 Packstone à oncoïdes

Ce microfaciès se trouve intercalé dans les marnes du terme 6 de la formation de Serdj à la base de la coupe d'El Hammam. Il apparaît à l'affleurement comme un banc 0.5 m de calcaire noduleux de couleur grise.

Les oncoïdes de grande taille constitue le principal d'éléments figurés de ce microfaciès.

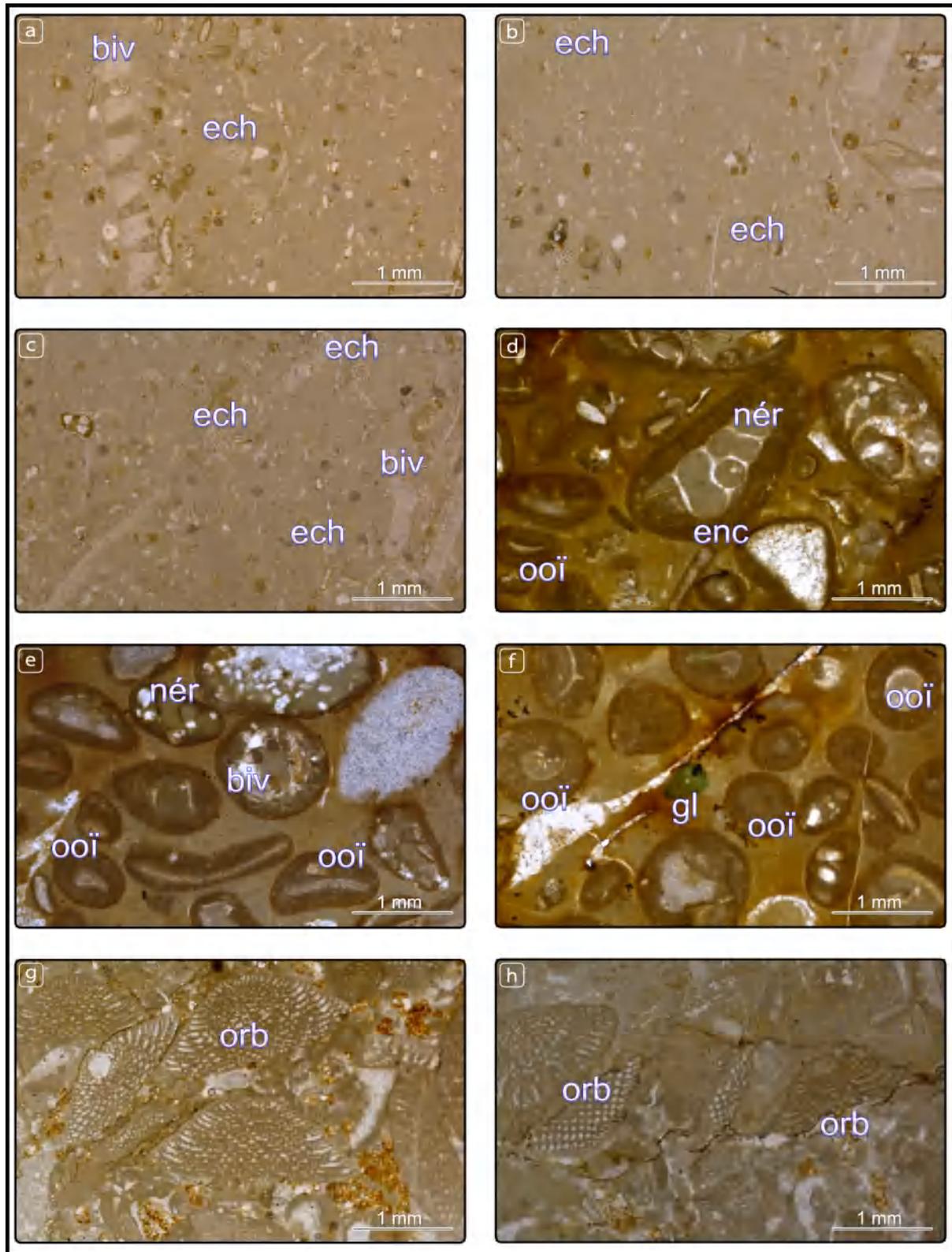


Fig. 53 – Microfaciès de plateforme interne subtidale (partie 1 **a-c** :Wackestone à échinodermes et bivalves, biv : bivalves, ech : échinodermes, **d-f** : Packstone à oïdes et nérinées, nér :nérinées, ooï :oïdes, gl : glauconie, enc : encroûtements, biv : bivalves. **g-h** : Packstone à orbitolines, orb : orbitolines.

Le nucléus de ces oncoïdes peut être formé des bryozoaires, des gastéropodes et parfois des échinodermes. Sur ce microfaciès on peut aussi observer des éléments libres qui n'ont pas pris en nucléus ou en cortex des oncoïdes comme les bryozoaires, les débris de bivalves et les échinodermes, il présente aussi des stromatholites.

Les éléments présentent un pourcentage d'environ 30% avec un classement modéré. Les oncoïdes présentent généralement une taille grande et ils sont visible même à l'oeil nu car ils peuvent atteindre une taille égale à 1 cm, les autres éléments ont des tailles qui ne dépassent pas 0.4 mm.

Le ciment est micritique rarement sparitique, la texture est packstone et la classification est oncomicrite à bryozoaires.

Les phénomènes diagénétiques sont représentés par les ferruginisations, les encroûtements algaires et les micritisation.

C'est un microfaciès qui ressemble au faciès grainstone à oncoïdes, mais celui ci présente des critères de profondeur plus importante avec une activité algaire importante. Il s'agit d'un milieu de zone photique correspondant à un milieu subtidal peu profond.

4.4.3.1.5 Packstone à peloïdes et bivalves

On trouve ce microfaciès à la base de la dernière barre de la coupe de Taghit Bacha, où il se manifeste à l'affleurement par une barre de calcaire ferruginisé à bivalves stratifiés en bancs décimétriques de couleur grisâtre peu phosphaté. Ce microfaciès se rencontre aussi à la base de la coupe d'Amentane au niveau de la partie supérieure de la formation de Serdj où il est représenté à l'échelle de l'affleurement par des calcaires brunâtres phosphatés, bioclastiques avec des fossiles de petite taille.

Les éléments figurés sont représentés par des peloïdes, des débris de bivalves avec des structures qui sont parfois effacées surtout au niveau de la coupe d'Amentane, des extraclastes, des algues, des échinodermes, des gastéropodes, de la glauconie, du phosphate, des foraminifères benthiques (*Textularia* sp) et rares foraminifères planctoniques (*Hétérohélix* sp) et ostracodes.

Le pourcentage est environ 50% avec un classement mauvais à modéré. Les débris de bivalves et les extraclastes ont une grande taille, les pellets se caractérisent par une taille qui est toujours inférieure à 1 mm.

Selon FOLK (1959) ce microfaciès correspond à un pelmicrite à bivalves. La texture est packstone. Les phénomènes diagénétiques sont représentés par la ferruginisation, la micritisation et des signes de bioturbations.

Les arguments présentés par ce microfaciès attestent un milieu d'accumulation et de diversification où l'activité biologique est importante, la présence des foraminifères planctoniques témoigne d'une position relativement distale témoignant d'une ouverture sur le bassin.

4.4.3.1.6 Packstone à foraminifères benthiques

Ce microfaciès de texture packstone est repéré au niveau de la formation Serdj de la coupe d'Amentane. À l'échelle de l'affleurement, il correspond à un calcaire massif bioclastique à bivalves de taille remarquable, avec une couleur brunâtre en patine et grise claire en cassure.

Les éléments figurés sont représentés par des foraminifères benthiques (*Miliolidae* sp, *Textularidae* sp, les uniseriés), des péloïdes, des serpulides, des débris de bivalves et de rares gastéropodes et algues. Ces éléments sont mal classés avec des tailles variables où les débris de bivalves sont les plus grands, tandis que les foraminifères benthiques forment des éléments de petite taille.

Les signes de diagénèse sont représentés par la calcitisation, la ferruginisation, la stylolitisation, les encroûtements calcaires, les micritisations et les bioturbations.

C'est un milieu typique de plateforme interne subtidale où les foraminifères y prolifèrent. L'activité biologique importante représentée par les phénomènes diagénétiques précoces variés atteste que les conditions étaient favorables à la diversification biologique et au ralentissement de la sédimentation.

4.4.3.1.7 Packstone-Grainstone à bivalves et gastéropodes

On rencontre ce microfaciès au niveau de la coupe d'Amentane, dans la partie inférieure de la première unité de la formation Fahdene. Il correspond à l'échelle de l'affleurement d'un calcaire stratifié en bancs décimétriques à nérinées oxydées qui ressemblent à ceux trouvés dans toutes les coupes. On y note aussi la présence des rudistes et des orbitolines. Les éléments figurés sont représentés par les bivalves, les gastéropodes, le phosphate, les ostracodes, les péloïdes avec des rares échinodermes, on note aussi la présence de la boue carbonatée par endroit. Le pourcentage est environ 30% avec un classement modéré. La taille des éléments est généralement moyenne à petite. Le ciment peut être micritique mais le plus souvent sparitique. La bioturbation et la stylolitisation sont aussi présentes sur ce microfaciès.

La texture est généralement packstone à grainstone et la classification selon FOLK (1959) est biosparite à bivalves et gastéropodes.

Les arguments présentés suggèrent un milieu de plateforme interne subtidal.

4.4.3.1.8 Grainstone à péloïdes

Il forme la partie supérieure de la barre qui termine la partie inférieure de la coupe de Koudiat Tenoun kenine. Il se manifeste par des calcaires massifs à grains grossiers.

Les éléments qui le forment sont représentés par : les péloïdes avec une taille qui est généralement comprise entre 0.25 mm et 0.5 mm, les débris de bivalves, les foraminifères benthiques (orbitolines, miliolines et les textularias), les bryozoaires, les échinodermes et les algues. Le pourcentage est 50% et le classement est modéré.

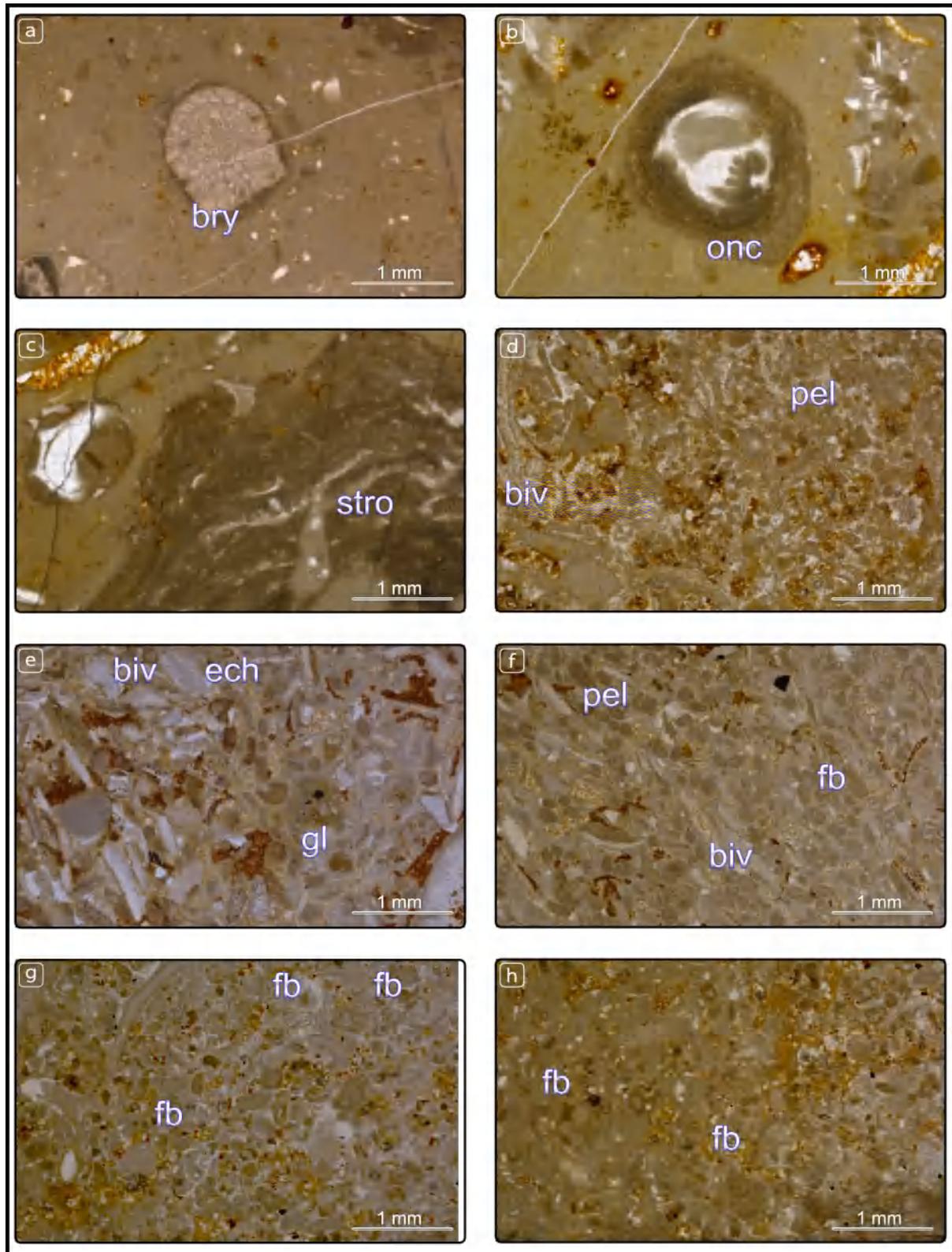


Fig. 54 – Microfaciès de plateforme interne subtidale (partie 2) **a-c** :Packstone à oncoïdes, bry : bryozoaires, onc : oncoïdes, stro : stromatolithe **d-f** : packstone à pellets et bivalves, biv : bivalves, pel : pellets, ech : échinodermes, gl : glauconie, fb : foraminifères benthiques **g-h** : Packstone à foraminifères benthiques, fb : foraminifères benthiques .

La phase liaison est formée par un ciment spartitique et les phénomènes diagénétiques sont représentés essentiellement par une forte micritisation, on note aussi les encroûtements et la compaction.

La classification selon FOLK (1959) est pelsparite et la texture est Grainstone.

La texture, le pourcentage et le classement attestent un milieu avec un hydrodynamisme élevé.

le taux des péloïdes et la micritisation intense indiquent un milieu qui est caractérisé par une activité biologique très importante

4.4.3.2 Faciès de milieu intertidal

4.4.3.2.1 Grainstone à bivalves

Ce microfaciès se rencontre au sommet de la dernière barre de la coupe de Taghit Bacha. Cette barre d'épaisseur de 5 m est formée par un calcaire gris ferruginisé, peu phosphaté à bivalves, l'aspect est stratifié et la couleur est grise.

Le microfaciès se caractérise par une diversité d'éléments figurés qui sont formés par : les débris de bivalves, les oncoïdes, les échinodermes, le phosphate, la glauconie, les gastéropodes ferruginisés, les annélides et les rares foraminifères benthiques (*Textularidae* sp et *Miliolidae* sp). Le pourcentage des éléments est 30% et le classement est généralement modéré.

Le ciment est sparitique avec une texture grainstone, la classification selon FOLK (1959) est biosparite à débris de bivalves. Les phénomènes diagénétiques présents sur le microfaciès sont : la ferruginisation, la micritisation, la bioturbation et la stylolitisation.

Il s'agit d'un milieu d'accumulation des vagues qui correspond à la plateforme interne et qui témoigne d'une ouverture sur le bassin. Ce microfaciès présente des signes de profondeur plus importante que les microfaciès du Tidal Flat car il présente des phosphates et de la glauconie.

4.4.3.2.2 Packstone à oncoïdes

On trouve ce microfaciès au niveau de la partie supérieure de la deuxième unité de la formation Fahdene au niveau de la coupe d'El Hammam. Il correspond à 7 m de calcaire grossier de couleur grise d'aspect stratifié à la base et massif au milieu et au sommet.

Les éléments figurés sont représentés par des oncoïdes, des débris de bivalves, des gastéropodes, des péloïdes, des échinodermes, des ostracodes, des algues, des rares foraminifères benthiques et de la glauconie. Ces éléments présentent un pourcentage de 40% et un mauvais classement.

Le ciment est micritique et les phénomènes diagénétiques présents sont : la ferruginisation, la bioturbation, la micritisation, l'encroûtement, la dissolution et le remplissage. La texture est packstone et la classification selon FOLK (1959) est oncomicrite à débris de bivalves. C'est un milieu de plateforme interne avec une activité bactérienne importante. On

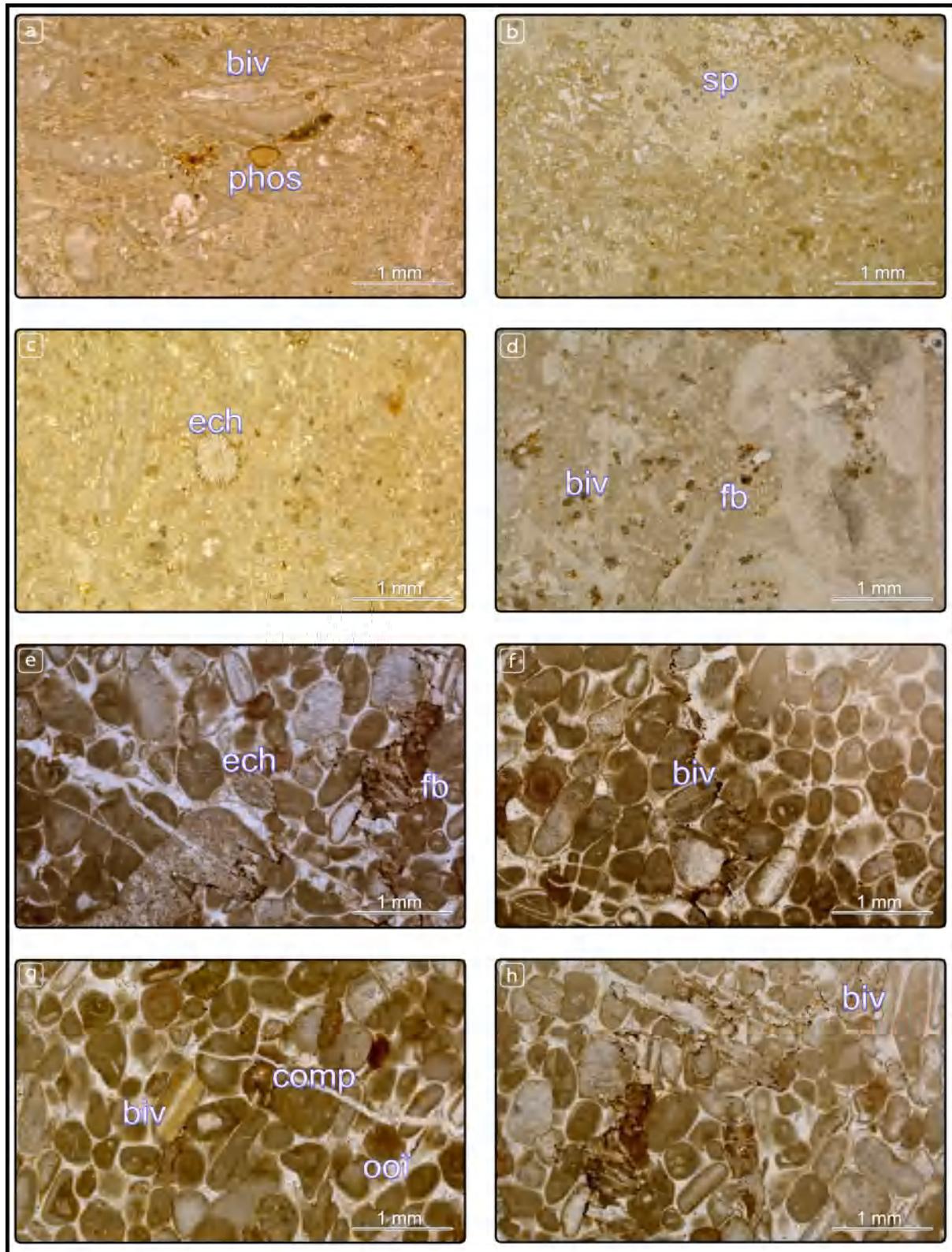


Fig. 55 – Microfaciès de plateforme interne subtidale (partie 3) **a-d** : Packstone-Grainstone à bivalves et gastéropodes biv : bivalves, phos : phosphate, sp : sparite, ech : échinodermes, fb : foraminifères benthiques **e-h** : Grainstone à péloïdes, biv : bivalves, ech : échinodermes, fb : foraminifères benthiques, comp : compaction, ooi : oïdes.

remarque que le cortex des oncoïdes contient généralement des gastéropodes.

4.4.3.2.3 Grainstone à oncoïdes

On rencontre ce microfaciès au niveau de la partie supérieure de la formation de Serdj dans la coupe de Koudiat Tenoun Kenine, il se manifeste à l'échelle de l'affleurement comme un calcaire grossier d'aspect graveleux de couleur grise sombre. Ce dernier est intercalé dans les marnes.

À l'échelle microscopique, il présente les éléments suivants : oncoïdes, péloïdes, foraminifères benthiques (*Textularidae* sp et rares orbitolines), bivalves, échinodermes, gastéropodes, coraux, quartz bipyramidés et lithoclastes. Ces éléments présentent un pourcentage élevé de 50% et un mauvais classement.

Le ciment sparitique caractérise la phase liaison de ce microfaciès ; les phénomènes diagénétiques sont représentés par des encroûtements et de la ferruginisation.

La texture est grainstone et la nomination selon FOLK (1959) est oncosparite à pellets. la présence du sparite, la rareté de la micrite, la diversification des éléments figurés, le mauvais classement, la présence des oncoïdes ainsi celle des péloïdes témoignent que ce microfaciès correspond à un milieu de transition entre l'intertidal et le subtidal.

4.4.3.2.4 Grainstone à oncoïdes et oïdes

Se rencontre dans la partie supérieure de la formation Fadhene de la coupe d'Amentane, il correspond à 3 m de calcaire oncolithique, grossier, bioclastique, compact avec une patine brune et une cassure grisâtre.

Les éléments figurés sont représentés par les oncoïdes, les oïdes, les bivalves avec des rares échinodermes et algues. Le pourcentage des éléments atteint 60% avec un mauvais classement.

Le ciment est sparitique et les phénomènes diagénétiques sont représentés par la ferruginisation et les encroûtements.

La texture est grainstone et le microfaciès est classé selon FOLK (1959) comme "oncosparite à oïdes et bivalves".

Ce microfaciès montre des signes d'une très faible profondeur qui correspond à un milieu de plage mais il présente aussi des signes d'un milieu relativement plus profond comme la présence des algues. Ce milieu est placé en transition entre le milieu supratidal et le milieu intertidal.

4.4.3.2.5 Grainstone à bivalves et annélides

Ce microfaciès se localise à la base de la coupe d'Amentane au sommet de la formation de Serdj. À l'échelle de l'affleurement il correspond à 2 m de calcaire gris en cassure et en patine, phosphaté d'aspect granuleux et lumachellique à bivalves.

Les éléments figurés sont représentés par des bivalves, des rudistes, des annélides, du

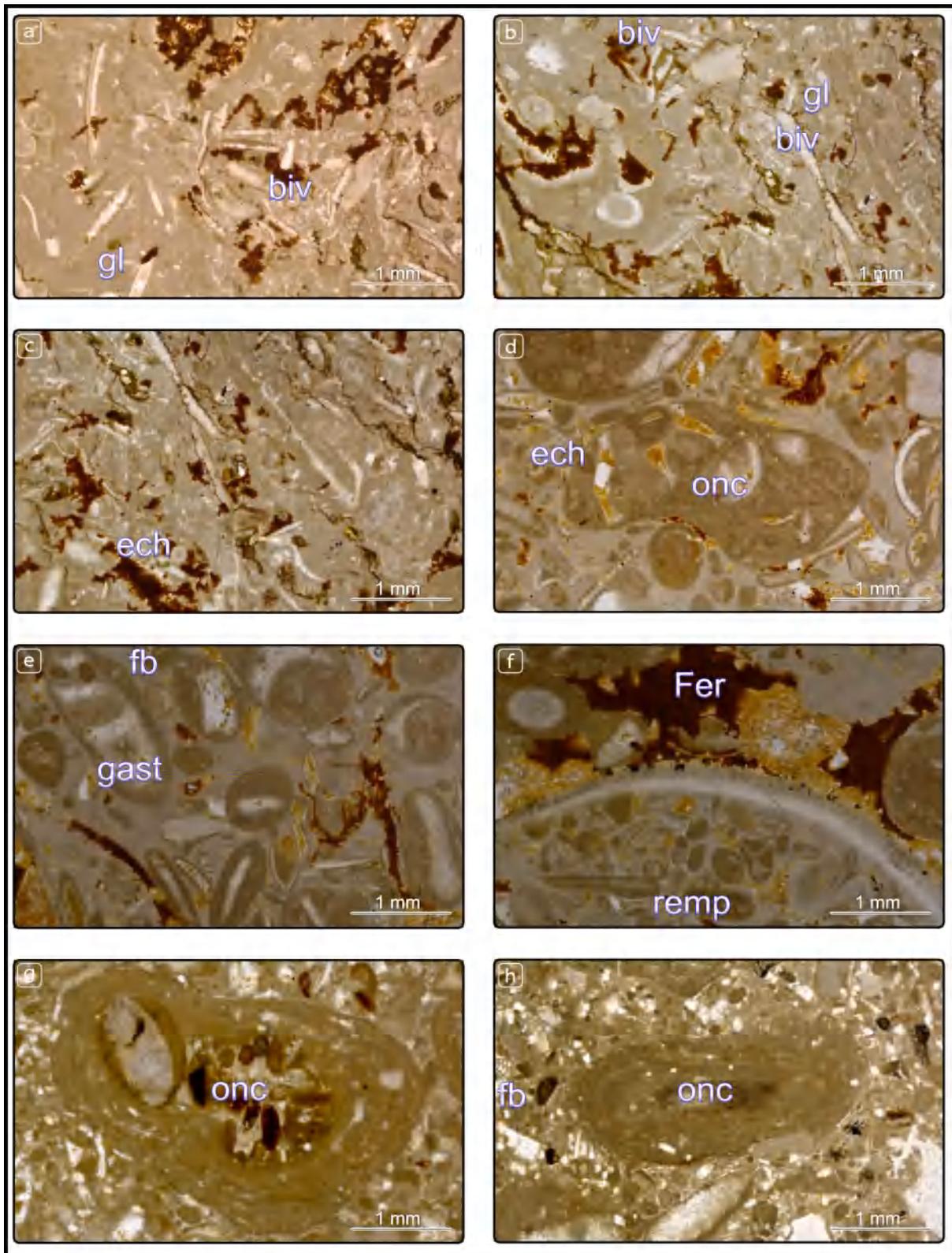


Fig. 56 – Microfaciès de plateforme interne intertidale (partie 1 **a-c** : Grainstone à bivalves, **d-f** : Packstone à oncoïdes, **g-h** : Grainstone à oncoïdes.

phosphate et des ostracodes. Le pourcentage de ces éléments qui sont mal classés est élevé et peut atteindre 70%. La taille est variable, les débris de bivalves sont les plus petits (rares spécimens ont une grande taille), tandis que les annélides présentent de grande taille.

Le ciment est sparitique. Les phénomènes diagénétiques sont représentés par la ferruginisation, la micritisation, l'encroûtement et la bioturbation.

La texture est grainstone et la classification selon FOLK (1959) est biosparite à bivalves et annélides.

Il s'agit d'un milieu de plateforme interne proche de la plage et qui témoigne d'une plateforme ouverte vu la présence importante du phosphate. Il semble être déposé par les vagues.

4.4.3.2.6 Grainstone à bivalves de grande taille

C'est un microfaciès qui se rencontre souvent dans la série étudiée :

- **Coupe de Taghit Bacha :** Comme les autres coupes il se trouve intercalé dans les marnes de l'unité supérieure de la formation de Fahdene. Il s'agit de calcaire lumachellique, phosphaté, de couleur grise et d'aspect massif avec une épaisseur de 1.5 m ;
- **Coupe d'El Hammam :** Au niveau de cet endroit, il constitue le sommet de la coupe, il forme à l'affleurement des bancs de calcaire lumachellique à bivalves de couleur grise avec une épaisseur de 1.5 m. Ces bancs se rencontrent intercalés dans les marnes verdâtres ;
- **Coupe d'Amentane :** Ici, il s'intercale dans les marnes de la deuxième unité de Fahdene. Il se manifeste à l'échelle de l'affleurement comme des passées de calcaire généralement d'épaisseur décimétrique lumachellique de couleur grise claire grossier à bivalves.

Les éléments figurés sont représentés essentiellement par des coquilles de bivalves, de rare phosphate, des gastéropodes, des foraminifères benthiques et parfois du Quartz. Les bivalves se caractérisent par une grande taille. Le pourcentage est d'environ 60% avec un mauvais classement. La diagénèse est représentée par la ferruginisation, la stylolisation et la calcitisation.

Le ciment est sparitique, la texture est grainstone et la classification selon FOLK (1959) est biosparite à bivalves.

Il s'agit d'un milieu d'accumulation des vagues qui correspond à la partie supérieure du milieu intertidal. La présence du phosphate atteste l'ouverture de la plateforme sur le bassin.

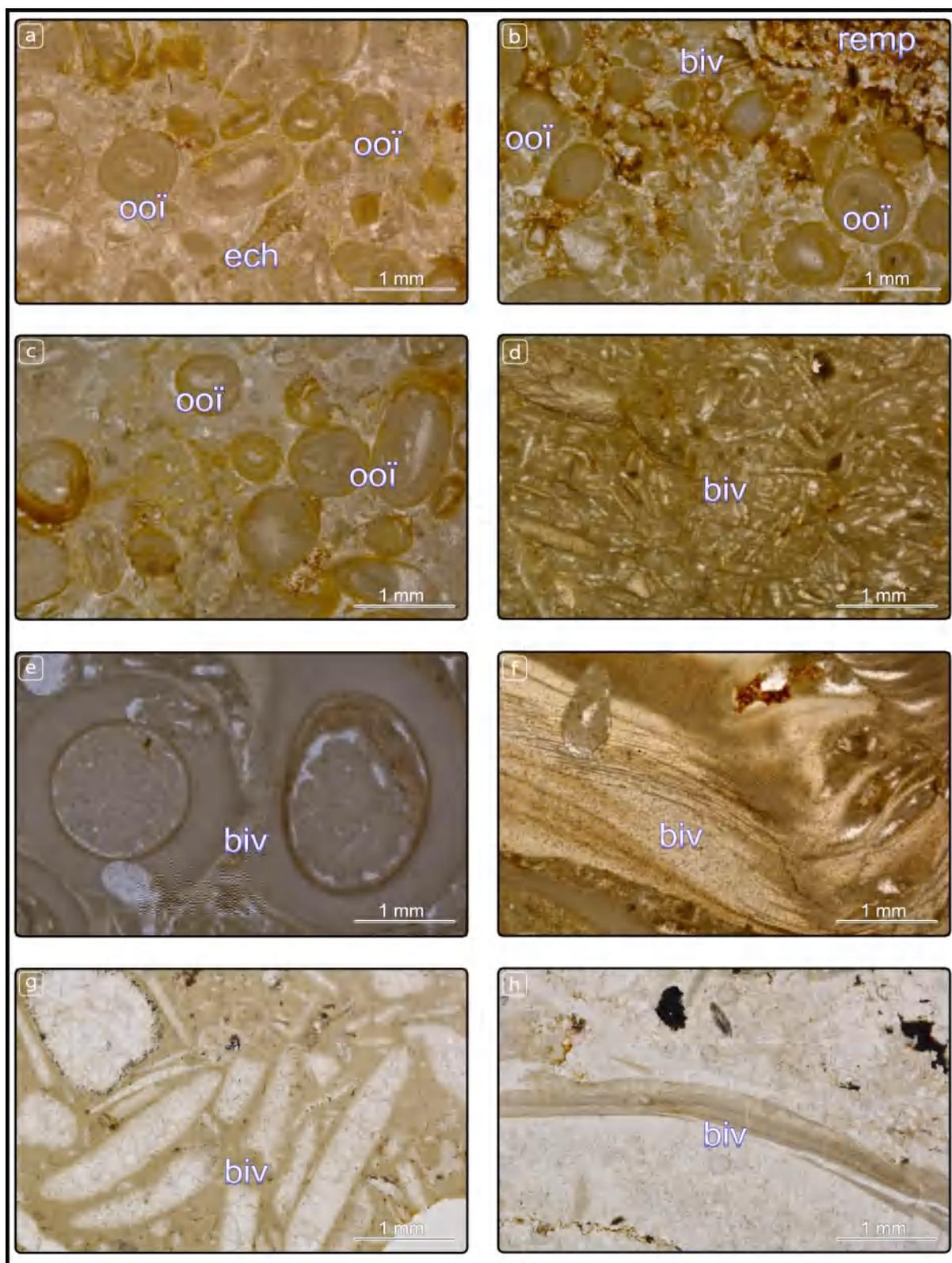


Fig. 57 – Microfaciès de plateforme interne intertidale (partie 2 **a-c** : Grainstone à oncoïdes et oïdes, **d-f** : Grainstone à bivalves et annélides, **g-h** : Grainstone à bivalves de grande taille).

4.4.3.2.7 Grainstone à éléments remaniés

Ce microfaciès se localise au niveau de la partie supérieure de la formation Serdj dans la coupe de Koudiat Tenoun Kenine et la coupe d'El Hammam. À l'échelle de l'affleurement, il correspond à la discontinuité majeure qui termine l'âge aptien.

Les éléments figurés sont très diversifiés et sont représentés par : les bivalves, les gastéropodes, les oncoïdes, les algues, les ostracodes, les annélides, les quartz bipyramidés, le phosphate, la glauconie, les ooïdes et les foraminifères benthiques. Avec un pourcentage de 60% et un mauvais classement. La taille des grains est très variable où les coquilles ont une grande taille tandis que les ooïdes ont une taille qui ne dépasse pas 0.5 mm, les orbitolines ont une taille qui atteint les 2 mm, les autres foraminifères benthiques ont une taille inférieure à 0.2 mm. Les autres formes ont des tailles qui ne dépassent pas 1 mm.

Le ciment est sparitique, les phénomènes diagénétiques sont représentés par la ferruginisation, les encroûtements algaires, la micritisation, la dissolution et le remplissage .

La texture est grainstone. Selon (FOLK, 1959), il s'agit d'un biosparite à éléments variés. Ce microfaciès correspond à une discontinuité d'extension régionale. Le milieu des dépôt correspond à un milieu de transition entre le supratidal et l'intertidal. Au niveau de la coupe d'El Hammam, le microfaciès présente des signes d'une légère augmentation de profondeur. C'est un microfaciès qui comprend des éléments figurés ancestraux de tous les faciès rencontrés à la base de la série et qui sont remaniés par les phénomènes d'érosion.

4.4.3.2.8 Arénite quatrziteux grossier à bivalves

Les grès rencontrés dans la série étudiée sont généralement azoïques, mais parfois ces derniers présentent des bivalves et parfois des foraminifères benthiques.

Les grès grossiers à bivalves se rencontrent dans toutes les coupes et ils se trouvent surtout à la base de la première unité de la formation de Fahdene. On rencontre un seul banc de grès à bivalves dans la deuxième unité de la formation de Fahdene et cela est au niveau de la région d'Amentane.

À l'échelle de l'affleurement ces grès comme la majorité des autres, se trouvent intercalés dans les marnes varicolores de la coupe d'Amentane et les marnes noirâtres des autres coupes. Ils sont représentés comme des bancs dont l'épaisseur varie entre 0.5 m à 1.5 m de grès à bivalves généralement rouges d'aspect massif.

Les minéraux forment de 30 à 50% des éléments, les grains squelettiques forment de 10 à 30 % et sont représentés essentiellement dans les bivalves et rarement des foraminifères benthiques. On y trouve parfois des ooïdes témoignant de la petite profondeur. La phase liaison est formée de la calcite et représente entre 20 et 40% de l'intégralité du faciès.

Le quartz forme la quasi-totalité des minéraux avec des grains de taille moyenne et anguleux, généralement de fort relief, les autres minéraux comme les micas et les feldspaths y sont rares. Le ciment est parfois fortement oxydé

La classification selon PETTIJOHN et al. (1975) est wacke quartzeux à bivalves. L'origine de ces grès est magmatique provenant du Sud.

4.4.3.2.9 Packstone à grains de quartz et bivalves

Il forme le premier niveau rencontré dans la coupe de Taghit Bacha et la première intercalation dans la formation Fadhene au niveau de la coupe d'El Hammam. Il s'agit d'un calcaire grossier sableux à bivalves de couleur rouge à rousse en patine et grise claire en cassure.

À l'échelle microscopique, il est formé par des grains de quartz, des bivalves, du phosphate, de la glauconie et rares foraminifères benthiques. Au niveau de la coupe d'El Hammam, on note aussi la présence des algues, des bryozoaires, des échinodermes et des gastéropodes. Le pourcentage est environ 30% et le classement est moyen. La taille varie relativement de petite à moyenne.

Le ciment est micritique et les phénomènes diagénétiques sont représentés par une ferruginisation qui affecte uniquement les grains squelettiques. On note aussi la présence de la micritisation.

La classification selon FOLK (1959) est biomicrite à grains de quartz. La texture est packstone.

Il s'agit d'un milieu très peu profond qui présente en même temps l'influence du continent par l'apport détritique important et de la mer par la présence des fossiles marins.

4.4.4 Faciès de milieu supratidal

4.4.4.0.1 Packstone à ooïdes et grains de quartz

Il correspond au seul banc calcaire trouvé dans la formation de Fadhene de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine. À l'échelle de l'affleurement, il apparaît comme un calcaire sableux à bivalves, laminé, de couleur brunâtre en patine et grise en cassure.

C'est un calcaire sableux qui présente à l'échelle microscopique des ooïdes de forme généralement ronde, des grains de quartz anguleux, des débris de bivalves et du phosphate. Le pourcentage atteint 40% avec un bon classement. La taille des ooïdes est généralement inférieure à 0.5 mm, elle peut rarement dépasser cette moyenne et peu atteindre 0.7 mm, tandis que les grains de quartz ont une taille qui est généralement comprise entre 0.15 mm et 0.2 mm.

Le ciment est micritique et les éléments présentent des laminations préférentielles. Les autres phénomènes diagénétiques sont représentés par la micritisation, les encroûtements, la ferruginisation avec la présence des signes de compaction comme la stylolisation.

La texture est packstone et le microfaciès se classe comme oomicrite à grains de quartz. C'est un microfaciès du milieu très peu profond et qui correspond à la zone de balancement des marées, les ooïdes de petite taille, la lamination entre ooïdes et grains de quartz

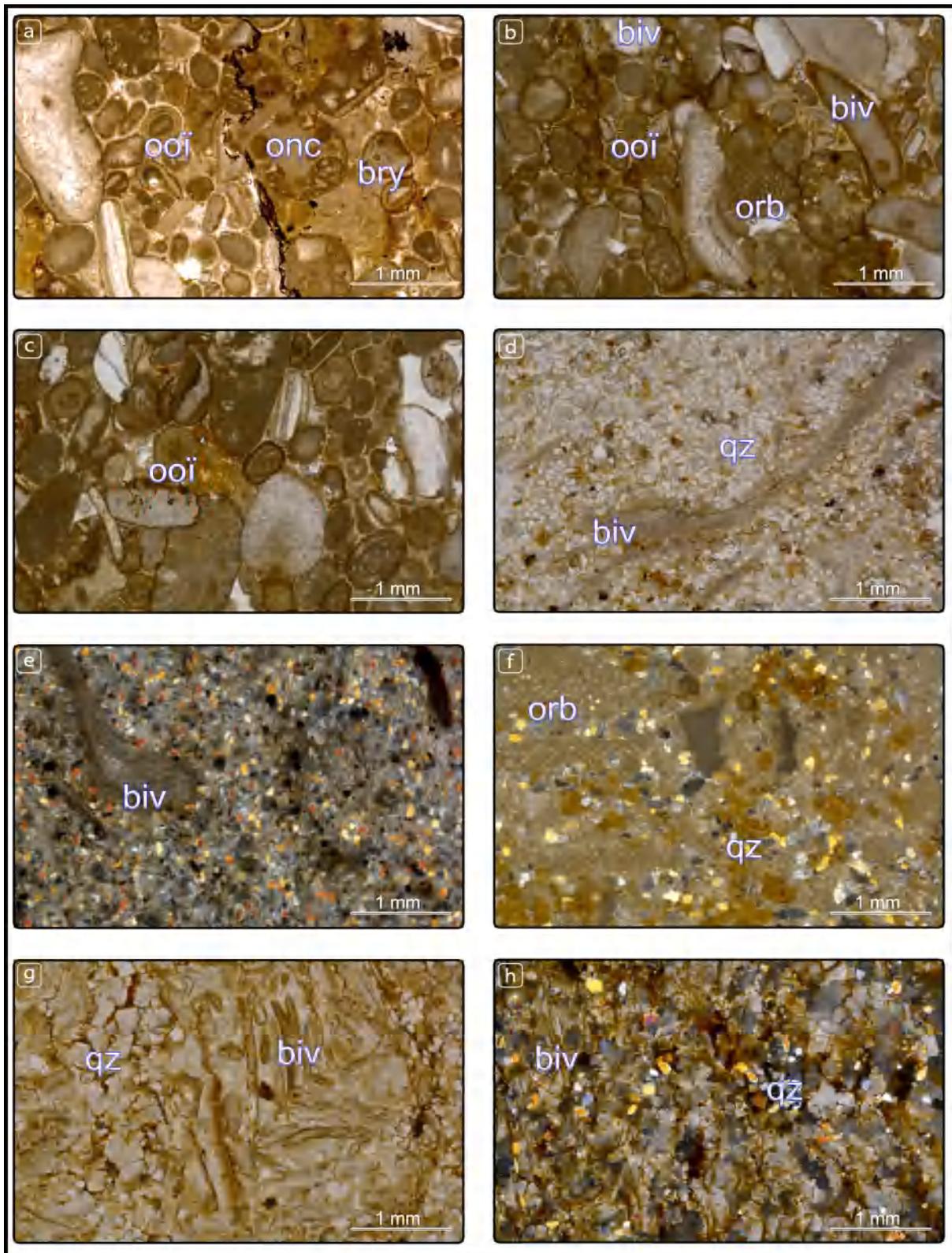


Fig. 58 – Microfaciès de plateforme interne intertidale (partie 3) **a-c** : Grainstone à éléments remaniés, **d-f** : Arénite quartziteux grossier à bivalves, **g-h** : Packstone à grains de quartz et bivalves.

suggère l'alternance de l'alimentation détritique et l'influence de la mer.

4.4.4.0.2 Wacke quartzeux oxydé

Ce grès se trouve à la base de la formation de Serdj où il forme le premier banc de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine. Il s'agit d'un banc de 1.5 m de grès rouge stratifié en bancs d'épaisseur décimétrique, compact et fortement oxydé à grains très fins avec des petites concrétions de fer.

Les minéraux forment 60% du faciès et 40% constitue le ciment. Le quartz est dominant avec des grains de petite taille et anguleux, généralement de relief fort, les autres minéraux comme les micas et les feldspaths sont rares.

Le ciment est formé par le fer et il est aussi atteint par l'oxydation intense.

4.4.4.0.3 Arénite quartzitique azoïque

Ce type est le plus fréquent des grès rencontrés dans l'Aurès et il constitue la quasi-totalité des grès albiens. Il se rencontre au niveau de l'unité inférieure de la formation de Fahdene dans toutes les coupes levées. À l'échelle de l'affleurement il est présenté par des bancs et des barres de différentes épaisseurs de grès massifs ou stratifiés à l'exception de la coupe d'Amentane où l'épaisseur est inférieure à 2 m.

Composition : Les minéraux forment 40-80% du faciès, les 20%-60% restants sont formés du ciment calcitique. Ce dernier présente parfois des oxydes. Le quartz forme l'essentiel des minéraux. Les grains sont de petite taille avec une forme anguleuse, généralement avec un relief fort, les autres minéraux comme les micas et les feldspaths y sont rares.

4.4.5 Faciès continentaux

Grès rouges à bois silicifié

Ce faciès se trouve au sommet de l'Albien au niveau de la coupe de Taghit Bacha. Il s'agit d'un grès grossier de couleur rougeâtre et qui contient du bois silicifié de grande taille. Ce faciès traduit l'émersion de la région de Taghit Bacha durant l'Albien terminal. Ce faciès n'est jamais signalé dans l'Albien de l'Aurès.

4.5 Paléogéographie

4.5.1 L'analyse séquentielle

L'analyse séquentielle consiste à rechercher les groupements ou les suites cohérentes et répétitives de faciès que sont les séquences, séparées par des discontinuités. La série

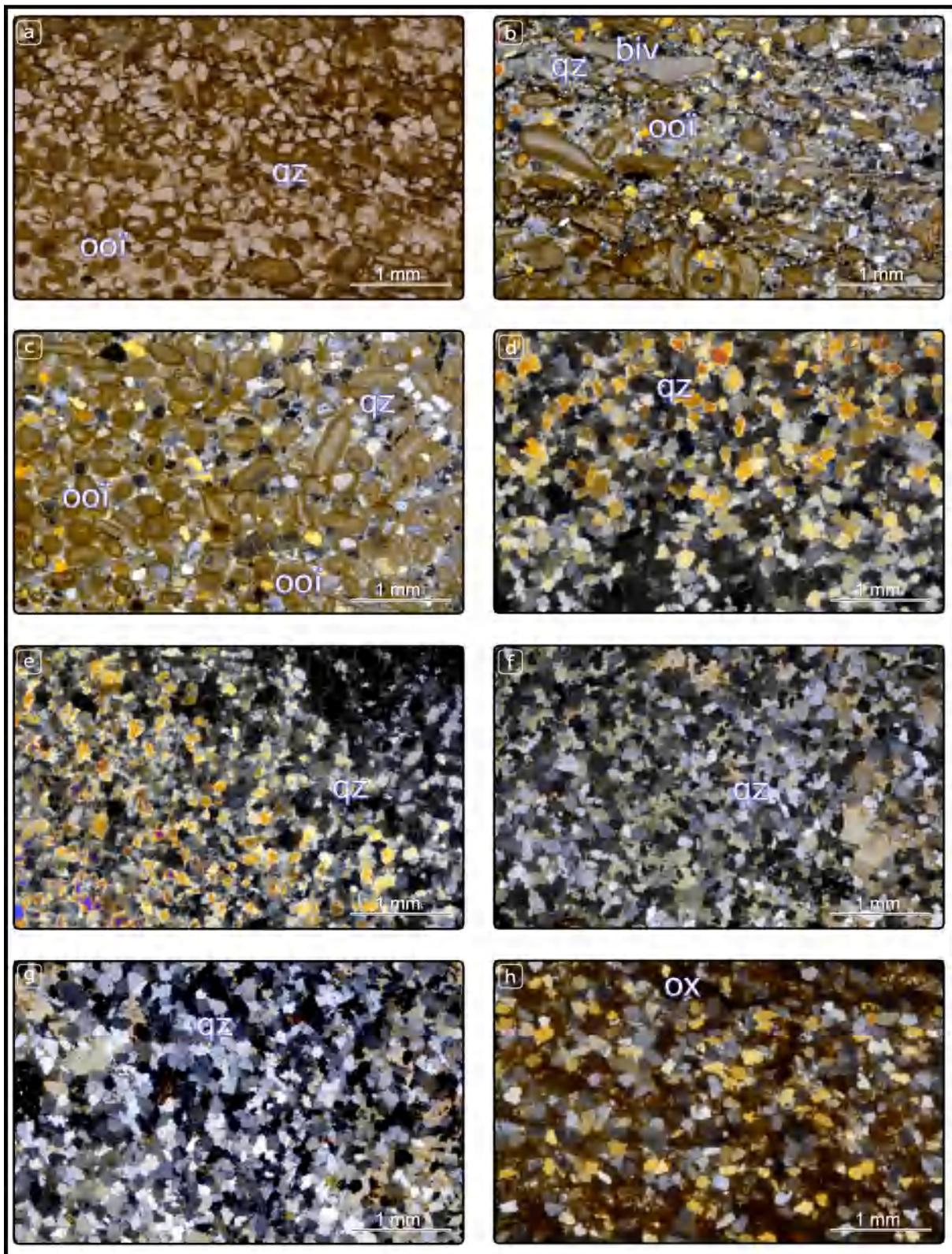


Fig. 59 – Microfaciès de milieu supratidal **a-c** : Packstone à oïdes et grains de quartz, **d-h** : Arénite quartzitique azoïque



Fig. 60 – Bois silicifié de l’Albien de la région de Taghit Bacha

naturelle représente la clé de décodage de l’information contenue dans les faciès et les séries sédimentaires (AÏT OUALI, 1991).

Une mégaséquence est une unité stratigraphique de grande envergure qui est composée de plusieurs mésoséquences. Elle est définie par des changements dans les conditions environnementales qui ont conduit à des variations dans les types de sédiments déposés. Les mégaséquences sont souvent utilisées pour étudier les changements à long terme dans les environnements de dépôt et pour comprendre l’évolution de la géologie d’une région donnée. En d’autres termes, une mégaséquence est une succession de couches de roches sédimentaires qui ont été déposées dans des conditions environnementales similaires. Les mégaséquences sont souvent divisées en mésoséquences plus petites, qui sont à leur tour divisées en séquences élémentaires. Les changements dans les conditions environnementales, tels que les fluctuations du niveau de la mer ou les changements climatiques, peuvent entraîner des variations dans les types de sédiments déposés, ce qui peut être observé dans les différentes couches formant une mégaséquence.

Trois mégaséquences caractérisent la série Aptien moyen-Albien de l’Aurès :

4.5.1.1 L’évolution séquentielle durant l’Aptien moyen-supérieur :

4.5.1.2 1^{re} Mégaséquence -M1-

Il s’agit d’une séquence à polarité régressive d’âge Aptien moyen ?. Cette mégaséquence est observable uniquement dans la coupe de Koudiat Tenoun Kenine, avec une épaisseur de 80 mètres où elle recouvre l’unité des calcaires à rudistes et nérinées.

La première mégaséquence de la série est principalement constituée de calcaires et est recouverte par les cinq barres calcaires, généralement d'une épaisseur décamétrique. Sur le plan paléogéographique, cette mégaséquence représente une régression, traduisant une évolution paléoenvironnementale qui débute par des environnements de barres récifales progressant vers des environnements de plateforme interne. Deux mésoséquences se distinguent :

4.5.1.2.1 1^{re} Mésoséquence M1S1

Tronquée de sa base et correspond lithostratigraphiquement aux trois premiers termes de l'unité des calcaires à rudistes et nérinées. Lithologiquement, elle est formée par trois barres de calcaires, dont la première est formée par des calcaires karstifiées à rares foraminifères benthiques et ostracodes et dont l'analyse microfaciologique montre un milieu de bassin à position proximale. Les karstifications sont liées à la diagénèse tardive.

La deuxième barre correspond à un milieu de barrière récifale, formée par des constructions récifales à nérinées et rudistes. La mésoséquence s'enchaîne avec la 3^e barre de calcarénite oolithique à bivalves et quartz, cette barre correspond à un milieu du haut fond où l'agitation est forte et la profondeur de la tranche d'eau est très réduite.

4.5.1.2.2 2^e Mésoséquence M1S2

Elle est formée par deux barres de calcaires qui sont séparées par un joint marneux. Cette mésoséquence est limitée à sa base par une surface d'émersion. Le premier terme qu'il la compose est consommé par une barre de 20 m d'épaisseur de calcaire massif ferruginisé à nérinées et rudistes. La base de cette barre s'est déposée dans un milieu d'avant récif, tandis que le sommet correspond à un milieu de récif.

Le deuxième terme est formé par une autre barre d'épaisseur de 15 m de calcaire stratifié à orbitolines du milieu subtidal. Cette chute rapide du niveau marin est liée au soulèvement de Koudiat Tenoun Kenine durant cette période.

La surface qui termine cette mésoséquence et la mégaséquence dont elle s'intègre correspond à une surface irrégulière importante qui présente des ferruginisations et des bioturbations.

4.5.1.3 2^e Mégaséquence -M2-

La deuxième mégaséquence de la série est de tendance régressive d'âge Aptien-Supérieur. Elle se rencontre dans toutes les coupes étudiées, néanmoins, elle n'est complète qu'au niveau de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine où elle représente une épaisseur de 133 m. Cette mégaséquence couvre presque l'intégralité de la deuxième unité de la formation de Serdj, seulement à l'exception du dernier banc de la formation qui est associée à la mégaséquence supérieure.

De même que la précédente, deux mésoséquences régressives sont différenciées :

4.5.1.3.1 1^{re} Méso-séquence M2S1

Sur le plan lithostratigraphique, cette méso-séquence comprend les quatre premiers termes de la deuxième unité de la formation de Serdj. Essentiellement, elle comprend des faciès marno-calcaires avec des paléoenvironnements qui commencent par un milieu subtidal et s'achèvent par des dépôts de transition entre le milieu subtidal et le milieu intertidal. La période que couvre cette méso-séquence n'a pas connu des grands changements du niveau marin relativement aux autres périodes de la série étudiée (HAQ, 2014).

Du point de vue biologique, cette méso-séquence a connu la période où la vie a connu le plus de diversification. La surface supérieure est ferruginisée et karstifiée.

4.5.1.3.2 2^e Méso-séquence M2S2

Cette méso-séquence appartient à la même unité lithostratigraphique de la précédente et couvre son cinquième terme et la partie inférieure du sixième. L'Aurès septentrional a connu la grande baisse du niveau marin à la fin de cette méso-séquence où il a été totalement émergé avec une surface supérieure remarquable dans toutes les coupes. Les premiers faciès de la méso-séquence sont intertidaux.

4.5.1.4 L'évolution séquentielle durant l'Albien :

À partir du début de l'Albien, une transgression majeure s'est lancée d'où un changement dans la polarité des séquences est remarquée. Deux mégaséquences importantes sont observées :

4.5.1.4.1 1^{re} Mégaséquence -M3-

La première mégaséquence de l'Albien est observée au niveau de toutes les coupes étudiées et elle présente les épaisseurs suivantes :

- **La coupe de Koudiat Tenou Kenine** : seulement la partie inférieure est présente à l'affleurement avec une épaisseur de 107 m où elle couvre les trois termes de l'unité marnes à intercalation des grès, en plus le dernier banc de calcaire de la formation précédente.
- **La coupe d'El Hammam** : elle correspond au niveau de cette coupe à l'unité marnes à intercalation des grès et avec une épaisseur de 123 m, elle est plus puissante au niveau de cette coupe que les autres.
- **La coupe d'Amentane** : au niveau de cette coupe, elle présente une épaisseur de 102 m et couvre une grande partie du 1^{er} terme de l'unité marnes à intercalations de grès de la formation de Fahdene.

- **La coupe de Taghit Bacha** : de même que la coupe d'El Hammam, au niveau de cette coupe elle est équivalente à l'unité marnes à intercalations de grès avec une épaisseur de 62 m

Lithologiquement, cette mégaséquence est formée par des intervalles marneux avec des intercalations des bancs ou barres des grès. Sur le plan paléontologique, elle est généralement pauvre en fossiles.

On distingue deux mésoséquences :

4.5.1.4.2 1^{re} Mésoséquence M3S1

De tendance régressive, limitée à la base par la discontinuité majeure fini-aptienne et au sommet par une surface ferrugineuse, généralement au sommet des grès. L'épaisseur de cette mésoséquence varie d'une coupe à l'autre : Tenoun Kenine (107 m), El Hammam (47 m), Amentane (50 m), Taghit Bacha (42 m).

4.5.1.4.3 2^e Mésoséquence M3S2

Elle présente les mêmes caractéristiques que la précédente. La limite du sommet correspond aussi à une surface ferruginisée. Cette mésoséquence n'affleure pas dans la Koudiat Tenoun Kenine, l'épaisseur au niveau des autres coupes : El Hammam (76 m), Amentane (89 m), Taghit Bacha (20 m).

4.5.1.4.4 2^e Mégaséquence -M4-

C'est une mégaséquence qui est plus importante que celles qui la précèdent. Elle est observable au niveau des trois coupes : El Hammam, Amentane, Taghit Bacha et absente au niveau de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine. Avec des épaisseurs de 138 m au niveau d'El Hammam, 161 m au niveau d'Amentane et 103 m au niveau de Taghit Bacha.

La lithologie est aussi à dominante marneuse mais avec des intercalation le plus souvent calcareuse. La polarité est transgressive au niveau de la coupe d'El Hammam et celle d'Amentane et régressive au niveau de Taghit Bacha. Deux mésoséquences sont différenciées :

4.5.1.4.5 1^{re} Mésoséquence M4S1

Elle est transgressive dans toutes les coupes avec des épaisseurs de : El Hammam (62 m), Amentane (102 m), Taghit Bacha (64 m). Cette mésoséquence est limitée au mur et au toit par des discontinuités ferrugineuses et bioturbées.

4.5.1.4.6 2^e Mésoséquence

Forme la dernière mésoéquence de la série étudiée. Elle est de polarité régressive au niveau de la coupe d'El Hammam et Taghit Bacha et de polarité transgressive au niveau de la coupe d'Amentane. Cette différence de polarité est dû à l'activité tectonique importante

durant cette période. L'épaisseur de la mésoséquence est : El Hammam (76 m), Amentane (59 m), Taghit Bacha (39 m).

4.5.2 Les discontinuités

Plusieurs types de discontinuités sont rencontrés au niveau de la série étudiée. Néanmoins, les surfaces d'émersion, les surfaces ferruginisées, les surfaces bioturbées et les surfaces d'érosion sont les plus notables.

4.5.2.1 Discontinuité au toit de la première mégaséquence SD1

Elle achève la première mégaséquence. Elle est observée au niveau de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine au sommet des calcaires grisâtre stratifié en bancs décimétriques à rudistes, nérinées et orbitolines. Elle correspond à une surface ferrugineuse et bioturbée. L'examen microscopique montre une activité biologique importante avec la présence des micritisations, des enveloppes micritiques et des encroûtements.

4.5.2.2 Discontinuité au toit de la deuxième mégaséquence SD2

C'est une discontinuité d'âge fini-aptien et elle est considérée comme la surface la plus importante de la série étudiée. Elle est observée au sommet de la formation de Serdj dans toutes les coupes et peut être corrélée à grande échelle. Cette discontinuité annonce l'émersion de l'Aurès et le début de la transgression albienne. À l'échelle macroscopique, elle correspond à une surface d'émersion karstifiée qui présente des ferruginisations et à l'échelle microscopique, elle correspond à un faciès qui montre des signes de remaniements importants des éléments ancestraux. Au niveau de la coupe d'El Hammam, cette discontinuité se marque par une surface importante d'ichnofaciès de type thalassinoides au mur du dernier banc de la mésoséquence.

4.5.2.3 Discontinuité au toit de la troisième mégaséquence SD3

À l'exception de la coupe de Koudiat Tenoun Kenine, on observe cette discontinuité dans toutes les autres coupes. Il s'agit d'une surface ferruginisée au sommet des grès dans les coupes d'Amentane et d'El Hammam. Au niveau de la coupe de Taghit Bacha, elle s'observe au sommet des marnes qui présentent à leur sommet des concrétions de fer ¹.

¹La limite supérieure de la quatrième mégaséquence se trouve dans les terrains cénomaniens et de ce fait, elle n'est pas mentionnée ici

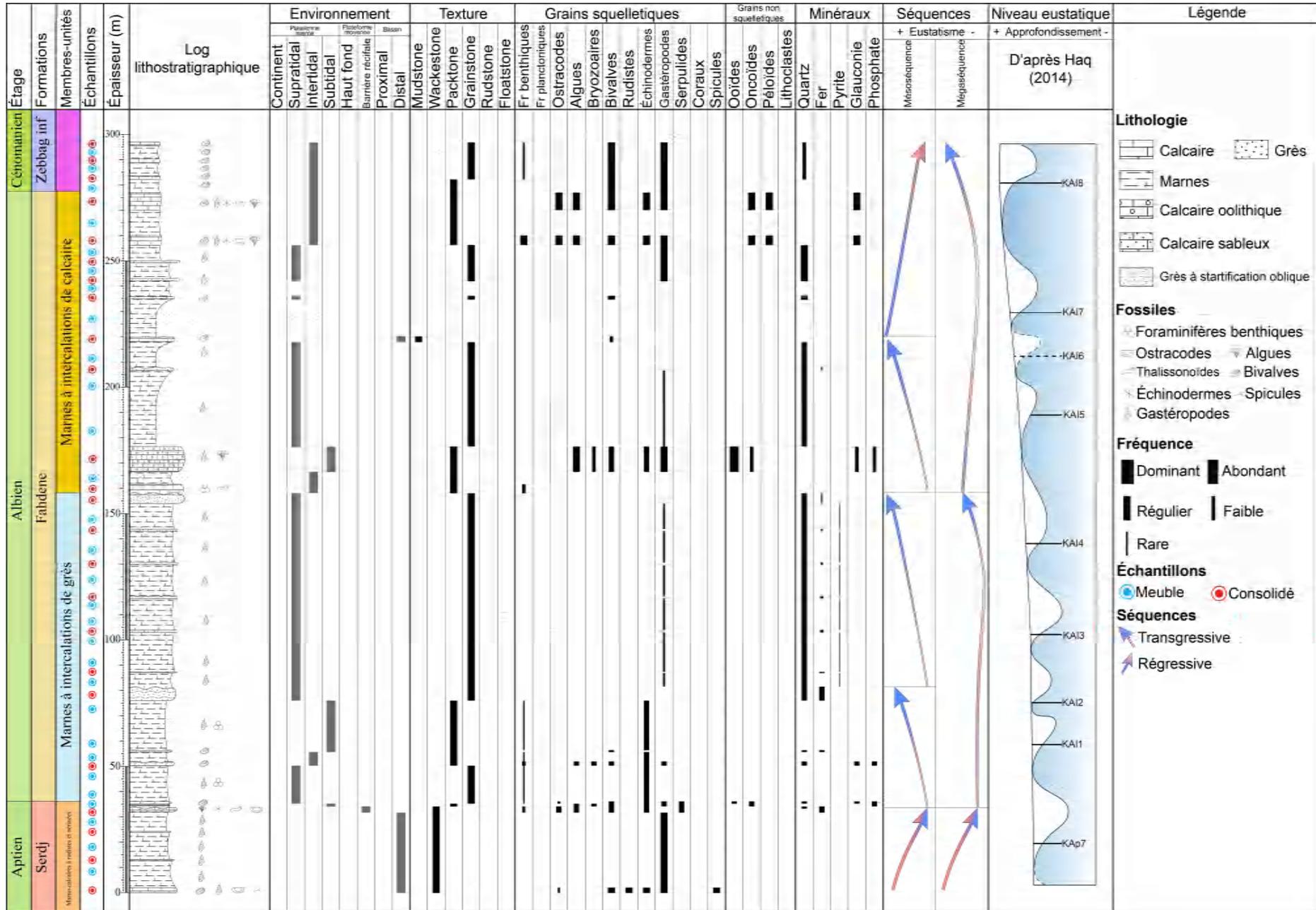


Fig. 62 – Évolution faciologique et analyse séquentielle de la coupe d’El Hammam

4.5.3 Évolution paléogéographique

L’Aptien moyen et supérieur de l’Aurès se caractérisent par la présence de séquences séparées par des discontinuités, sous la forme de surfaces durcies ou même de surfaces d’émersion. Ces séquences comprennent fréquemment des faciès de bassin à la base, qui évoluent vers des faciès récifaux ou de plateforme interne au sommet. Malgré leur développement dans un contexte régional extensif, ces séquences sont de type régressif et elles sont causées par la baisse du niveau marin à l’échelle mondiale (Fig. 65).

En termes de paléoenvironnement l’événement tectonique distensif « fini-aptien » est un trait classique de la géologie du bassin atlasique algéro-tunisien, et on lui attribue nombre de déformations synsédimentaires, plus ou moins importantes (BOUAZIZ et al., 2002; CHIHAOUI, 2009; CHIKHAOUI et al., 1991; OUALI et al., 1986; PERTHUISOT et al., 1988). Au niveau de l’Aurès ces déformations sont observables dans la coupe de Koudiat Tenoun Kenine et sont représentées par des séismites (Fig. 28.e).

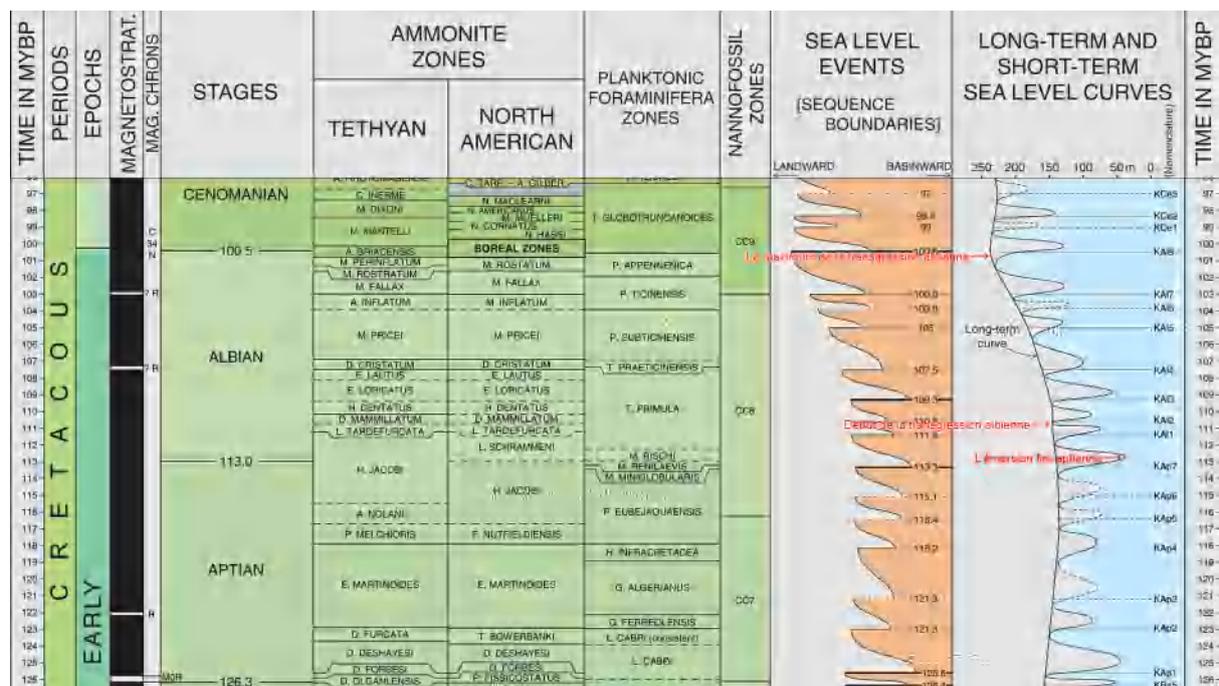


Fig. 65 – Courbe eustatique durant l’Aptien et l’Albien (modifiée d’après (HAQ, 2014))

Vers le Nord-Est de l’Aurès et pendant l’Aptien supérieur, la région des Monts du Mellègue a vu l’émergence de nombreuses plates-formes isolées, influencées par des remontées diapiriques (DUBOURDIEU, 1957). De plus, des évidences d’émersions successives par pulsation, principalement liées à la halocinèse sur divers hauts fonds en Tunisie centrale (comme à Kasserine et Serdj-Bargou) ainsi que dans la région de Tébessa, montrent le développement de paléohauts-fonds autour des extrusions diapiriques (Ouenza, Boukhadra et Mesloula) (TLILI, 2004). La séquence allant de l’Aptien terminal à l’Albien basal est bien

exposée dans la région de Tadjerouine en Tunisie, avec des preuves diapiriques étayées par la présence d'une discordance entre les formations Serdj et Hameïma au djebel Slata. Il est à noter que les déformations halocinétiques sont également soutenues par le remaniement fréquent des niveaux d'âge Albien basal dans les strates relativement élevées de l'Albien inférieur (CHIHAOUI, 2009). Une étude sédimentologique menée dans la région du NE de Batna a permis d'identifier divers microfaciès indiquant des variations bathymétriques, allant des milieux marins ouverts aux environnements lagunaires restreints. La subsidence dans cette région varie de modérée à progressivement croissante (NEZZEL, 1989). Les facteurs structuraux ont joué un rôle important dans la répartition des faciès et des épaisseurs, en particulier au début des mouvements halocinétiques. Pendant l'Aptien supérieur, la plate-forme instable de Djebel Bouarif était le lieu de conflit entre les apports clastiques sahariens au Sud et Sud-Ouest et les faciès marins ouverts au Nord-Ouest. Comme décrit dans l'analyse faciologique et microfaciologique, la région de Koudiat Tenoun Kenine a joué comme une plateforme isolée durant l'Aptien moyen et supérieur avec parfois l'installation des constructions récifales.

La montée inégale du Trias a créé des zones hautes, et sa fuite due à la charge lithostratigraphique a conduit à la formation de petits bassins en subsidence, parfois limités par des paléohauts-fonds, comme observé dans les régions de l'Ouenza, Boukhadra et Mesloula à Tébessa (TLILI, 2004), ainsi que dans les régions de Chambi et Mrhila à Kasserine en Tunisie (BUROLLET & ELLOUZ, 1986). La migration du Trias s'est parfois poursuivie pendant le Crétacé supérieur, entraînant la formation de nouvelles extrusions à l'Éocène (PERTHUISOT et al., 1988). Ces dépôts salifères successifs ont ensuite servi de niveaux de glissement lors des serrages alpins, provoquant des variations latérales rapides d'épaisseur et de faciès dans les strates du Crétacé supérieur et du Tertiaire, avec des lacunes et des discordances locales (MARTINEZ et al., 1991). En Tunisie septentrionale et dans l'Est algérien, les extrusions du Trias qui se mettent en place au cours de l'Aptien supérieur et l'Albien (PERTHUISOT, 1978 ; ROUVIER, 1977), s'alignent généralement suivant la direction NE-SW, orientation des failles majeures longitudinales à la chaîne. L'hypothèse d'une relation entre les alignements salifères et une fracturation du socle de même orientation paraît plausible (MARTINEZ et al., 1991). Un dernier pulse régional extensif Aptien sur la marge sud-téthysienne est envisagé par BASILONE (2021). Ce pulse n'est pas visible au niveau des séries de l'Aurès où une surface d'extension régionale est observée au niveau des coupes étudiées, cette surface est signalée aussi dans les régions voisines par (CHADI, 1991 ; LAZIZ, 2020). La surface correspond à une chute du niveau marin connue dans la marge sud-téthysienne (HAQ, 2014) et dont les subsidences qui ont eu lieu durant l'Aptien n'ont pas pu rattraper cette chute.

À partir de l'Albien une transgression majeure s'est lancée (Fig. 65). Les formations lithologiques étudiées dans l'Aurès enregistrent cette transgression par l'installation d'un régime de plateforme mixte oligotrophe durant l'Albien inférieur au niveau de tout l'Aurès.

La sédimentation s'est homogénéisée et les coupes réalisées montrent des faciès similaires représentés par des marnes avec des intercalations de grès le plus souvent azoïques. L'apport détritique important durant cette période provient du craton saharien qui a été émergé durant l'Albien inférieur. La présence des fossiles ancestraux dans les cortex des oncoïdes témoignent que ce craton était même émergé durant l'Aptien. Cette interprétation est déjà mentionnée dans la littérature par plusieurs auteurs notamment (CHIHAOUI, 2009; DUBOURDIEU, 1957; VILA, 1980). DUBOURDIEU (1957) a proposé que l'apport détritique est arrivé du Sud pour constituer du matériel pour les dépôts de l'Albien inférieur. D'après le même auteur, la taille et le nombre des grains de sables détritiques diminuent du Sud-Ouest vers le Nord-Est, et diminuent également dans le temps. MASSE et THIEULOY (1979) et VILA (1980) ont constaté la même chose dans leurs reconstitutions paléogéographiques régionales (Fig. 66) (CHIHAOUI, 2009).

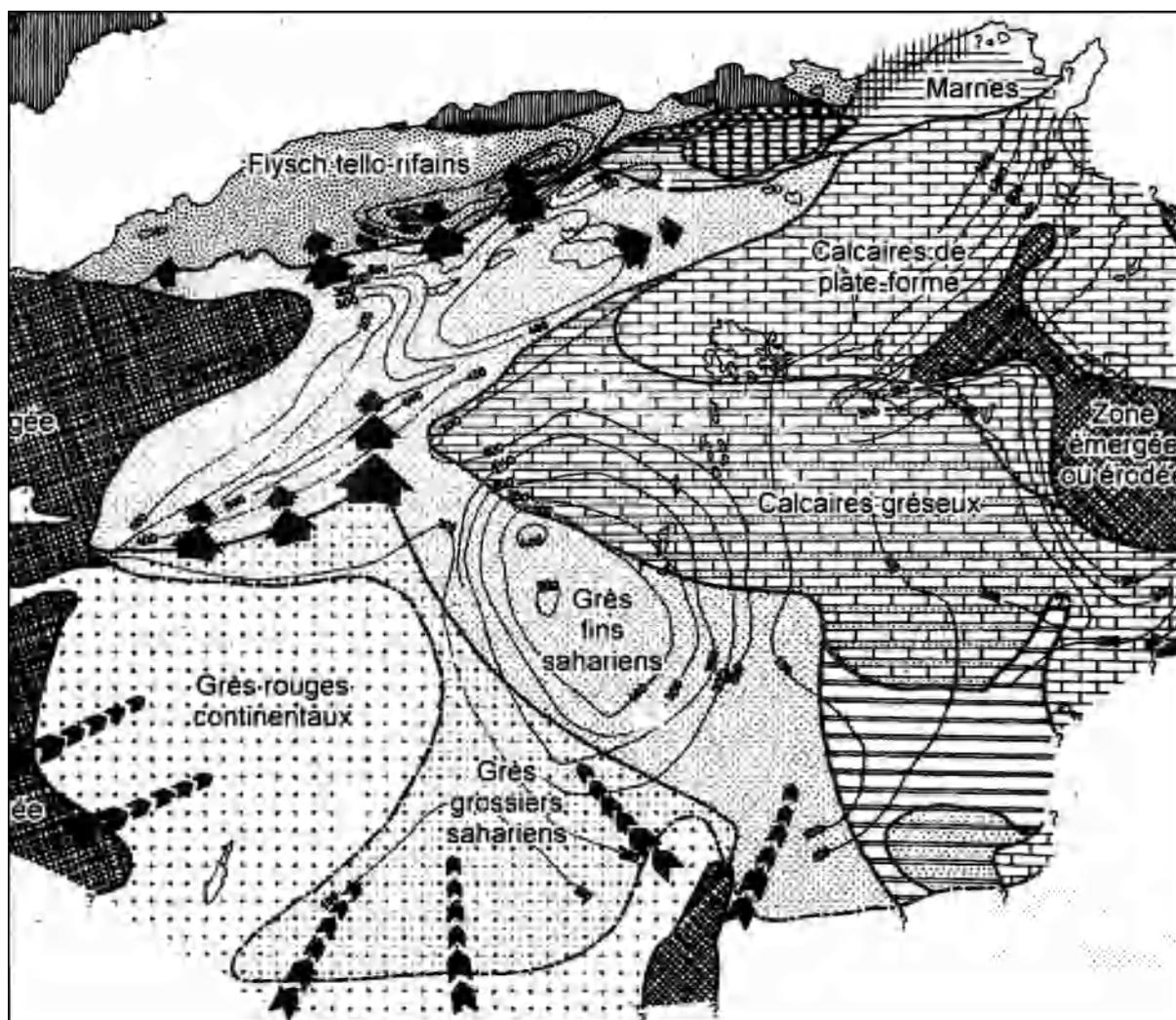


Fig. 66 – Répartition des principaux faciès l'Albien inférieur et moyen, d'après VILA (1980) modifiée par CHIHAOUI (2009)

La transgression qui a eu lieu durant l'Albien inférieur continue sans aucun indice

de ralentissement et l'Albien supérieur se caractérise au niveau de l'Aurès par une sédimentation carbonatée traduisant l'augmentation du niveau marin. L'approfondissement du milieu continue vers le Sud où le craton devient submergé et l'apport détritique s'est réduit. La plateforme mixte devenait carbonatée mesotrophique et la diversification biologique se développe.

À l'Albien terminal, l'augmentation de la profondeur continue et la plateforme carbonatée de l'Albien supérieur s'est ennoyée. Cela se manifeste par des faciès mudstone et des marnes verdâtres parfois à ammonites au niveau de toutes les coupes sauf celle de Taghit Bacha. Cette dernière malgré sa position centrale montre des signes d'une émergence prononcée où le bois silicifié est bien remarquable à son sommet (Fig. 60). Cela est expliqué par l'inversion tectonique qui est activée à partir de l'Albien moyen (CHADI, 1991 ; LAZIZ, 2020) ce qui a provoqué une extrusion triassique importante à l'Est de l'actuel anticlinal d'Ichmoul au niveau de la région de médina (Fig. 29), suivant l'alignement de la faille importante NW-SE ce qui a causé un basculement des couches vers l'Est et une diminution de profondeur jusqu'à l'émergence à l'Ouest.

Conclusion

Les études faciologique, microfaciologique et paléogéographique de l'Albien de l'Aurès, nous ont permis de déduire plusieurs observations sur plusieurs plans :

Sur la plan faciologique

On a pu distinguer six zones de dépôt :

- **Faciès de mer ouverte à position distale** : C'est le milieu communément connu sous le nom du bassin. Il s'agit d'un milieu avec une grande profondeur et un hydrodynamisme faible. Les faciès qui le caractérisent au niveau de l'Aurès : Mudstone à rares microfossiles, Mudstone-Wackestone à rares débris de bivalves et spicules et Mudstone laminé azoïque.
- **Faciès de mer ouverte à position proximale** : C'est la zone proximale de la plateforme externe, elle est représentée au niveau des coupes étudiées par les faciès : Wackestone à rares foraminifères benthiques et ostracodes, Wackestone à ostracodes et foraminifères benthiques et Wackestone à grains de quartz.
- **Faciès de barrière récifale (plateforme moyenne)** : Il s'agit des faciès de calcaire construit. Ces constructions biologiques s'installent sur la plateforme moyenne quand les conditions biologiques soient favorables. Deux faciès ont été distingués : Rudstone à bioclastes et Floatstone-Rudstone à rudistes.

- **Faciès du haut-fond de plateforme moyenne** : Un haut-fond est un relief où la profondeur de l'eau est faible comparativement aux zones avoisinantes. Seulement, le faciès Grainstone à oïdes et grains de quartz représente cette zone de faciès
- **Faciès subtidaux** : Le milieu subtidal est le milieu qui se situe au-dessous du niveau de la basse mer et il est toujours immergé. Les faciès subtidaux de l'Albien de l'Aurès septentrional sont : Wackestone à échinodermes et bivalves, Packstone à oïdes et nérinées, Packstone à orbitolines, Packstone à oncoïdes, Packstone à pellets et bivalves, Packstone à foraminifères benthiques, Packstone-Grainstone à bivalves et gastéropodes et Grainstone à péloïdes.
- **Faciès intertidaux** : La zone intertidale correspond à l'espace entre de la marée haute et la marée basse, c'est une zone qui est habituellement recouverte par l'eau de mer. Elle se caractérise dans la zone d'étude par les faciès suivants : Grainstone à bivalves, Packstone à oncoïdes, Grainstone à oncoïdes, Grainstone à oïdes, Grainstone à bivalves et annélides, Grainstone à bivalves de grande taille, Grainstone à éléments remaniés, Arénite quartziteux grossier à bivalves.
- **Faciès supratidaux** : La zone supratidale est une zone de battement de marées, elle est marquée dans l'Albien de l'Aurès par des faciès à caractère détritique prononcé. Ces faciès sont azoïques sauf la présence de quelques coquilles de bivalves remaniées. Les faciès associés à cette zone sont : Packstone à oïdes et grains de Quartz, Wack quartzeux oxydé et arénite quartzitique azoïque et Packstone à grains de quartz et bivalves.
- **Faciès continentaux** : Un seul faciès représente cette association, il s'agit des grès à bois silicifié traduisant une émergence franche de la région de Taghit Bacha durant l'Albien terminal ;

Sur le plan séquentiel :

Quatre mégaséquences se distinguent : mégaséquence M1 de tendance régressive et couvre l'Aptien moyen ?, mégaséquence M2 aussi régressive et couvre l'Aptien supérieur, mégaséquence M3 d'âge albien et couvre l'Albien inférieur de polarité transgressive et mégaséquence M4 de tendance transgressive sur toutes les coupes sauf celle de Taghit Bacha où elle est régressive.

Sur le plan paléogéographique : l'analyse faciologique et microfaciologique nous a permis de mettre en évidence un milieu de type de plateforme mixte durant l'Albien inférieur et un régime de plateforme carbonatée durant l'Albien supérieur. Notre étude a couvert l'Aptien supérieur, celui-ci a connu un régime récifal.

Conclusion générale

Conclusion générale

L'étude interdisciplinaire de la série albienne de l'Aurès septentrional révèle une série marneuse importante, fournissant ainsi un grand nombre d'informations géologiques sur divers plans :

Sur le plan structural : L'analyse du massif de l'Aurès par l'utilisation combinée des données de bibliographie, de terrain et de la télédétection ont montré que :

L'Aurès comprend une série stratigraphique qui va du Trias jusqu'au Quaternaire et qui s'organise en six vastes plis qui sont en allant du Nord vers le Sud : (i) L'axe anticlinal de Djebel Metlili, Djebel Ich Ali et Djebel Bouarif, (ii) l'axe anticlinal de Djebel Mérikzane, Djebel Haouidja, Djebel Igguedelène, Djebel Temagoult et Djebel Delaa, (iii) l'axe synclinal de Bouzina, (iv) l'axe anticlinal de Djebel Azereg, Djebel Ichmoul et Djebel Chélia, (v) l'axe synclinal de Rhassira et finalement l'axe anticlinal de Djebel Ahmar Khaddou, Djebel Aslef El Ahmane, Djebel Toubount et l'anticlinal de Khenchela.

La carte linéamentaire produite, accompagnée de l'analyse statistique, montre que la zone d'étude est traversée par un réseau de cassures dense, où quatre familles ont été distinguées : NW-SE, NE-SW, E-W et N-S.

Les facteurs géologiques résidant essentiellement dans la compétence des roches et leur âge ont influencé la répartition des linéaments sur la région . Un autre facteur déterminant est la topographie. La comparaison avec les données géologiques disponibles montre que ces linéaments structuraux correspondent principalement à des failles résultant de la succession de phases tectoniques multiples. Les phases les plus importantes responsables de la structuration des Aurès sont les plus récentes, survenues au cours du Tertiaire lors de l'orogénèse alpine. **Sur le plan lithostratigraphique :** quatre coupes de l'Albien aurésien ont été examinées :

- La coupe de Koudiat Tenon Kenine est examinée au Nord de l'Aurès, au Sud-Ouest de Djebel Bouarif. Elle présente une épaisseur de 321 m et couvre une grande partie de l'Aptien et la partie inférieure de l'Albien ;
- La coupe d'El Hammam est d'une épaisseur de 296 m et elle est levée au niveau du versant méridional de l'anticlinal de Djebel Ichmoul. Elle couvre une petite partie de l'Aptien supérieur et toute la série albienne ;
- La coupe de Taghit Bacha est analysée au niveau de l'extrémité nord-est de Djebel El Azereg, elle se caractérise par une épaisseur réduite comparativement aux autres, elle est d'ordre de 161 m et elle couvre une partie de l'Albien ;
- La coupe d'Amentane est levée sur la partie ouest du flanc septentrional de Djebel El Azereg. Avec une épaisseur de 358 m, elle est considérée comme la coupe la plus complète où elle couvre l'Aptien supérieur, l'Albien, et le Cénomanién basal.

L'Albien au niveau de l'Aurès septentrional est à dominante marneuse et il est subdivisé en deux unités informelles superposées :

- Unité basale : Marnes à intercalations de grès ;
- Unité sommitale : Marnes à intercalations de calcaire.

Sur la plan sédimentologique : Six zones de faciès marquent la série albienne de l'Aurès :

- **Faciès de mer ouverte à position distale** : C'est le milieu communément connu sous le nom du bassin. Il s'agit d'un milieu avec une grande profondeur et un hydrodynamisme faible.
- **Faciès de mer ouverte à position proximale** : correspondent à la zone proximale de la plateforme externe.
- **Faciès de barrière récifale (plateforme moyenne)** : Il s'agit des faciès de calcaire construit.
- **Faciès du haut-fond de plateforme moyenne**
- **Faciès subtidaux** : Le milieu subtidal est le milieu qui se situe au-dessous du niveau de la basse mer et il est toujours immergé.
- **Faciès intertidaux** : La zone intertidale correspond à l'espace entre de la marée haute et la marée basse, c'est une zone qui est habituellement recouverte par l'eau de mer.
- **Faciès supratidaux** : La zone supratidale est une zone de battement de marées.
- Faciès continentaux : Correspond à la zone qui est toujours émergée.

Sur le plan paléogéographique : les études faciologique, microfaciologique et paléogéographique de l'Albien de l'Aurès, nous ont permis de mettre en évidence un milieu de type de plateforme mixte durant l'Albien inférieur et un régime de plateforme carbonatée durant l'Albien supérieur. Notre étude a couvert l'Aptien supérieur, celui-ci a connu un régime récifal.

Bibliographie

- ABBASSENE, F. (2016). *Contraintes chronologiques et pétro-géochimiques du magmatisme sur l'évolution pré-et post-collisionnelle de la marge algérienne : secteur de la Petite Kabylie* [thèse de doct., Thèse de doctorat, Université de Bretagne occidentale].
- ABDELOUHED, F., AHMED, A., ABDELLAH, A., MOHAMMED, I., & ZOUHAIR, O. (2022). Extraction and analysis of geological lineaments by combining ASTER-GDEM and Landsat 8 image data in the central high atlas of Morocco. *Natural Hazards*, *111*(2), 1907-1929. <https://doi.org/10.1007/s11069-021-05122-9>
- ADEPOJU, M., ODEYEMI, I., & AKINLUYI, F. (2021). Landsat-8 Lineament Analysis for Detection of Epigenetic Mineralization Zones in Parts of Igarra Schist Belt, Southwestern Nigeria. *Remote Sensing in Earth Systems Sciences*, *4*(1), 76-86. <https://doi.org/10.1007/s41976-021-00046-1>
- ADHAB, S. S. (2014). Lineament automatic extraction analysis for Galal Badra river basin using Landsat 8 satellite image. *Iraqi Journal of Physics*, *12*(25), 44-55. <https://doi.org/10.30723/ijp.v12i25.303>
- ADIRI, Z., EL HARTI, A., JELLOULI, A., LHISSOU, R., MAACHA, L., AZMI, M., ZOUHAIR, M., & BACHAOU, E. M. (2017). Comparison of Landsat-8, ASTER and Sentinel 1 satellite remote sensing data in automatic lineaments extraction : A case study of Sidi Flah-Bouskour inlier, Moroccan Anti Atlas. *Advances in Space Research*, *60*(11), 2355-2367. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2017.09.006>
- AHMADI, H., & PEKKAN, E. (2021). Fault-Based Geological Lineaments Extraction Using Remote Sensing and GIS—A Review. *Geosciences*, *11*(5), 183. <https://doi.org/10.3390/geosciences11050183>
- AISSAOUI, D. (1984). *Les structures liées à l'accident sud-atlasique entre Biskra et le Djebel Mannda (Algérie). Evolution géométrique et cinématique* [thèse de doct., Université de Strasbourg].
- AÏT OUALI, R. (1991). *Le rifting des Monts des Ksours au Lias : Organisation du bassin, diagénèse des assises carbonatées, place dans les ouvertures mésozoïques au Maghreb* [thèse de doct., Thèse de doctorat sciences de l'Université d'Alger], 306p].
- AL SAEDI, Z. J. (2013). Lineament Extraction for Assessment of Groundwater Potential West of Iraq. *Euphrates Journal of Agriculture Science*, *5*(1), 54-63. <https://doi.org/10.13140/RG.2.2.24225.53607>

- AOUISSI, R., ABDELHADY, A. A., MARTINEZ, S., AHMED, M. S., AYOUB-HANNA, W., JAIN, S., & SALMI-LAOUAR, S. (2023). Oyster-dominated macrobenthic associations in the Cenomanian of Djebel Bouarif (Aures Mountains, Northeastern Algeria). *Cretaceous Research*, 150, 105581.
- AOUISSI, R., SALMI-LAOUAR, S., EL QOT, G. M., & FERRÉ, B. (2020). Cenomanian Cephalopods of Bellezma-Aures mountains, NE Algeria : Taxonomy and biostratigraphy. *Annales de Paléontologie*, 106(3), 102409. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.annpal.2020.102409>
- AOUISSI, R., SALMI-LAOUAR, S., & HOŞGÖR, I. (2022). *Crassatella baudeti* (Coquand, 1862) du Cénomaniens de Batna (NE algérien) : paléobiogéographie, paléocéologie et biostratigraphie. *Annales de Paléontologie*, 108(3), 102569. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.annpal.2022.102569>
- ARIS, Y. (1994). *Études tectonique et microtectonique des séries jurassiques à plio-quadernaires du constantinois central (Algérie Nord-Orientale) : caractérisation des différentes phases de déformation* [thèse de doct., Université Henri Poincaré-Nancy 1].
- AUBOUIN, J., & DURAND-DELGA, M. (1971). Aire méditerranéenne. *Encyclopaedia universalis*, 10, 743-745.
- BADJI, R. (2014). *Structure profonde de la croûte et potentiel pétrolier des bassins sédimentaires à l'ouest de l'Algérie (publicationN° 2014NICE4036)* [Theses]. Université Nice Sophia Antipolis. <https://theses.hal.science/tel-01249394>
- BALLAIS, J. L. (1981). *Recherches géomorphologiques dans les Aurès (Algérie)*. Université de Paris I, thèse de doctorat 572p.
- BASILONE, L. (2021). Synsedimentary tectonics vs paleoclimatic changes across the Aptian-Albian boundary along the Southern Tethyan margin : The panormide carbonate platform case history (NW Sicily). *Marine and Petroleum Geology*, 124, 104801. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104801>
- BATHURST, R. G. (1972). *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier.
- BEGHAMI, Y. (2013). *Écologie et dynamique de la végétation de l'Aurès : analyse spatio-temporelle et étude de la flore forestière et montagnarde*. Université Mohamed Khider Biskra, thèse ès sciences 193p, bibliographie, annexes.

- BELLION, Y. (1972). *Étude géologique et hydrogéologique de la terminaison occidentale des Monts de Belezma (Algérie)* [thèse de doct., Thèse de Doctorat de 3^{ème} Cycle, Paris VI].
- BENABBAS, C. (2006). *Evolution mio-Plio-Quaternaire des bassins continentaux de l'Algérie nord orientale [Mio-Plio-Quaternary evolution of continental basins of NE Algeria]* [Thesis]. <https://bu.umc.edu.dz/theses/sc-terre/BEN4532.pdf>
- BENEST, M. (1985). Évolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire (fascicule 1). *Travaux et Documents des Laboratoires de Géologie de Lyon*, 95(1), 3-367.
- BENKERROU, N. (2010). *Analyse de la déformation dans la région des Zibane à la jonction Atlas-Aurès, Algérie* [thèse de doct., Thèse de doctorat ès sciences de l'Université des sciences et de la technologie Houari Boumediene (USTHB), 173p].
- BENMANSOUR, S., ANDREU, B., & YAHIAOUI, A. (2016 a). The Campanian–Maastrichtian of the Aures Basin, Algeria : Paleobiogeographical distribution of ostracods. *Cretaceous Research*, 58, 86-107. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.cretres.2015.09.015>
- BENMANSOUR, S. (2023). Upper Cretaceous bivalves from Northeastern Algeria : Description and paleobiogeography. *Journal of African Earth Sciences*, 198, 104787.
- BENMANSOUR, S. (2016 b). *La série compano-maastrichtienne de l'éanticlinal de Djebel El Azreg : Lithostratigraphie, Paléodiversité et Sédimentologie (Aurès, Algérie orientale)* [thèse de doct.]. Thèse de doctorat ès sciences, université de Batna 2.
- BENMANSOUR, S., YAHIAOUI, A., & KECHID-BENKHEROUF, F. (2018). Le Campanien-Maastrichtien du bassin des Aurès, Algérie : biostratigraphie, paléoenvironnements et leurs implications. *104*(1), 1-26.
- BENSEKHRIA, A. (2020). *Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et potentiel pétrolier de la série cénomaniennne du bassin des Aurès (Atlas Saharien Oriental, NE algérien)* [thèse de doct.]. Thèse de doctorat ès sciences, université Frères Mentouri-Constantine 1, 175p.
- BENTAHAR, I., RAJI, M., & SI MHAMDI, H. (2020). Fracture network mapping using Landsat-8 OLI, Sentinel-2A, ASTER, and ASTER-GDEM data, in the Rich area

- (Central High Atlas, Morocco). *Arabian Journal of Geosciences*, 13(16), 1-19.
<https://doi.org/10.1007/s12517-020-05736-6>
- BONETTO, S., FACELLO, A., FERRERO, A. M., & UMILI, G. (2015). A tool for semi-automatic linear feature detection based on DTM. *Computers & Geosciences*, 75, 1-12.
- BOUALEM, N. (2018). *Géométrie de la sédimentation crétacée (Albien-Turonien) des Monts de Tiaret (Frenda, Chellala, Nador...), corrélations et implications paléogéographiques*. [thèse de doct., Thèse de doctorat ès sciences de l'Université d'Oran 2, 253p].
- BOUAZIZ, S., BARRIER, E., SOUSSI, M., TURKI, M. M., & ZOUARI, H. (2002). Tectonic evolution of the northern African margin in Tunisia from paleostress data and sedimentary record. *Tectonophysics*, 357(1-4), 227-253.
- BOUILLIN, J.-P. (1986). Le "bassin maghrebin" ; une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'ouest des Alpes. *Bulletin de la Société géologique de France*, 2(4), 547-558.
- BOUILLIN, J.-P. (1977). *Géologie alpine de la Petite Kabylie dans les régions de Collo et d'El Milia (Algérie)* [thèse de doct., Univ. Paris VI, France, 511p].
- BOUILLIN, J.-P. (1992). La répartition des affleurements de la Dorsale kabyle : héritage d'une segmentation mésozoïque de la marge nord-téthysienne? *Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, 315(9), 1127-1132.
- BOUILLIN, J.-P., DURAND-DELGA, M., & OLIVIER, P. (1986). Betic-Rifian and Tyrrhenian arcs : distinctive features, genesis and development stages. In *Developments in Geotectonics* (p. 281-304, T. 21). Elsevier.
- BOUILLIN, J.-P., & RAOULT, J.-F. (1971). Présence sur le socle kabyle du Constantinois d'un olistostrome lié au charriage des flyschs ; le Numidien peut-il être un néo-autochtone? *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(3-4), 338-362.
- BOUZEKRI, A. (2015). *Évaluation multicritère des situations critiques au risque de la désertification dans les Aurès (Algérie)*. Université El Hadj Lakhdar Batna, thèse 3^{ème} cycle 204p, annexes.
- BRACÈNE, R. (2002). *Géodynamique du Nord de l'Algérie : Impact sur l'exploration pétrolière* [thèse de doct.]. Univ Cergy-Pontoise.

- BRACÈNE, R., & FRIZON DE LAMOTTE, D. (2002). The origin of intraplate deformation in the Atlas system of western and central Algeria : from Jurassic rifting to Cenozoic–Quaternary inversion [Paleostresses and Tectonics in the Peri-Tethyan Margins]. *Tectonophysics*, 357(1), 207-226. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/S0040-1951\(02\)00369-4](https://doi.org/10.1016/S0040-1951(02)00369-4)
- BREISTROFFER, M. (1947). *Sur les zones d'ammonites dans l'Albien de France et d'Angleterre*. Impr. Allier.
- BRUNING, J. N., GIERKE, J. S., & MACLEAN, A. L. (2011). An approach to lineament analysis for groundwater exploration in Nicaragua. *Photogrammetric Engineering & Remote Sensing*, 77(5), 509-519.
- BUREAU, D. (1972). OBLIQUITE ENTRE LA SUBSIDENCE ET LA TECTONIQUE DANS LES MONTS DE BATNA (ALGERIE).
- BUREAU, D. (1975). ESQUISSE GEOLOGIQUE DES MONTS DU BELEZMA (AURES, ALGERIE).
- BUREAU, D. (1986). *Approche sédimentaire de la dynamique structurale : Evolution mésozoïque et devenir orogénique de la partie septentrionale du fossé saharien (Sud-Ouest constantinois et Aurès, Algérie)* [thèse de doct., Thèse de doctorat, université de Pierre et Marie Curie, Paris VI, 441p].
- BUROLLET, P., & ELLOUZ, N. (1986). L'évolution des bassins sédimentaires de la Tunisie centrale et orientale. *Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine*, 10(1), 49-68.
- BUROLLET, P. F. (1956). Contribution à l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Annales des mines et de la géologie*, 18, 350.
- BUSSON, H. (1900). Les vallées de l'Aurès. *Annales de Géographie*, t9(43), 43-55.
- CAIRE, A. (1957). *Étude géologique de la région des Biban (Algérie)* [thèse de doct., Thèse de doctorat, Service de la carte géologique de l'Algérie].
- CANTY, M. J. (2014). *Image analysis, classification and change detection in remote sensing : with algorithms for ENVI/IDL and Python* (3rd). Crc Press.
- CHADI, M. (1991). *Géologie structurale des monts d'Aïn M'Lila (Algérie orientale)* [thèse de doct., Thèse de doctorat- Université Nancy I, 191 pp].

- CHEBBAH, M. (2007). *Caractérisation sédimentologique et géochimique du Néogène, de part et d'autre de l'accident sud-atlasique, région de Biskra* [thèse de doct., Thèse de doctorat d'état de l'Université des Frères Mentouri Constantine 1, 410p].
- CHIHOU, A. (2009). *La transgression albiennaise dans la région de Tadjerouine en Tunisie Centrale : Stratigraphie, sédimentologie et tectonique synsédimentaire* [Theses]. Université Joseph-Fourier - Grenoble I. <https://theses.hal.science/tel-00470863>
- CHIKHAOUI, M., MONCEF TURKI, M., & DELTEIL, J. (1991). Témoignages de la structurogenèse de la marge téthysienne en Tunisie, au Jurassique terminal-Crétacé (Région du Kef, Tunisie septentrionale). *Géologie méditerranéenne*, 18(3), 125-133.
- CHUVIECO, E. (2020). *Fundamentals of Satellite Remote Sensing : An Environmental Approach* (3rd). CRC Press. <https://doi.org/10.1201/9780429506482>
- COIFFAIT, P.-E. (1992). *Un bassin post-nappes dans son cadre structural : l'exemple du bassin de Constantine (Algérie nord-orientale)* [thèse de doct., Thèse de Doctorat Université Henri Poincaré, Nancy I 501p].
- COQUAND, H. (1862). *Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine* (T. 1). Arnaud.
- COULIBALY, H. S. J. P., HONORÉ, C. T. J., NAGA, C., KOUADIO, K. C. A., DIDI, S. R. M., DIEDHIOU, A., & SAVANE, I. (2021). Groundwater exploration using extraction of lineaments from SRTM DEM and water flows in Béré region. *The Egyptian Journal of Remote Sensing and Space Science*, 24(3), 391-400.
- DELARTIGUE, L. C. (1904). Monographie de l'Aurès. *Constantine*, 285.
- DJAIZ, F. (2011). *Le bassin néogène de Timgad : études sédimentaire et tectonique (Algérie nord-orientale)* [thèse de doct.]. Thèse de doctorat ès sciences, université Frères Mentouri-Constantine 1, 260p.
- DJEFFAL, R. (2014). *Étude lithostratigraphique et sédimentologique de la série turonconiacienne du Djebel Ich-Ali-Aurès-et Djebel Tuggurt-Monts de Belezma-Batna-Magistere-Université El Hadj Lakhdar-Batna*.
- DJEFFAL, R., CHADI, M., & YUCEFBRAHIM, E. (2023). Structural lineament mapping using remote sensing in the Aures Massif (NE Algeria). *Global Journal of Geological Sciences*, 21, 129-142. <https://doi.org/https://dx.doi.org/10.4314/gjgs.v21i1.9>

- D'ORBIGNY, A. (1842). *Paléontologie française. Description zoologique et géologique de tous les animaux mollusques et rayonnés fossiles de France, comprenant leur application à la reconnaissance des couches* (T. 3). G. Masson.
- DRURY, S. (2001). *Image interpretation in geology* (3rd). Blackwell Science.
- DUBOURDIEU, G. G. (1957). *Étude géologique de la région de l'Ouenza :(confins algéro-tunisiens)* (T. 10). Université de Paris.
- DUNHAM, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures.
- DURAND-DELGA, M. (1969). Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berberie. *Bulletin Service de la carte géologique Algérie*, 39, 89-131.
- DURAND-DELGA, M., & LAMBERT, A. (1955). Étude géologique de l'Ouest de la chaîne numidique. *Compte Rendu Sommaire de la Société géologique de France*.
- EMBRY, A. F., & KLOVAN, J. E. (1971). A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, NWT. *Bulletin of Canadian petroleum geology*, 19(4), 730-781.
- FICHEUR, E. (1893). Sur les terrains crétacés du massif du Bou-Taleb (Constantine). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 3, 393-427.
- FICHEUR, E. (1896). Réunion extraordinaire de la Société géologique en Algérie. *Bull. Soc. géol. France*, 3(24), 944-1181.
- FICHEUR, E. (1898). *Les Plissements de l'Aurès et les formations oligocènes dans le sud de Constantine*. Gauthier-Villars.
- FICHEUR, L. E. (1890). *Description géologique de la Kabylie du Djurjura : étude spéciale des terrains tertiaires*. imprimerie de Fontana et Cie, édit. Alger.
- FLÜGEL, E., & MUNNECKE, A. (2010). *Microfacies of carbonate rocks : analysis, interpretation and application* (T. 976). Springer.
- FOLK, R. L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *AAPG bulletin*, 43(1), 1-38.
- FOSSI, D. H., DADJO DJOMO, H., TAKODJOU WAMBO, J. D., GANNO, S., POUR, A. B., KANKEU, B., & NZENTI, J. P. (2021). Structural lineament mapping in a sub-tropical region using Landsat-8/SRTM data : a case study of Deng-Deng area in Eastern Cameroon. *Arabian Journal of Geosciences*, 14(23), 1-22. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-08848-9>
- FOURNEL, H. (1849). *Richesses minérale de l'Algérie* (T. 1). Imprimerie nationale.

- FRIZON DE LAMOTTE, D., SAINT BEZAR, B., BRACÈNE, R., & MERCIER, E. (2000). The two main steps of the Atlas building and geodynamics of the western Mediterranean. *Tectonics*, 19(4), 740-761.
- GARAH, A., KRAJEWSKI, M., SALAMON, M., SEBBANE, A., FERRÉ, B., & BENYOUCEF, M. (2023). Litho-, biostratigraphy and sedimentological framework of the 'mid'-Cretaceous crinoid-rich facies of the southern Aures Range (eastern Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 202, 104930. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2023.104930>
- GÉLARD, J. P. (1969). Le flysch a base schisto-greaseuse de la bordure meridionale et orientale du massif de Chellata; le flysch mauretarien (Grande-Kabylie, Algerie). *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(5), 676-686.
- GHANDRICHE, H. (1991). *Modalités de la superposition de structures de plissement-chevauchement d'âge alpin dans les Aurès (Algérie)* [thèse de doct.].
- GHANMI, M. A., BARHOUMI, A., GHANMI, M., & ZARGOUNI, F. (2017). Aptian-albian boundary in central southern Atlas of Tunisia : New tectono-sedimentary facts. *Journal of African Earth Sciences*, 132, 27-36.
- GHARBI, M., BOOTE, D., AICH, N. S., MOUSTAFA, M. S., & GABTNI, H. (2022). Aptian-Albian extension in Tethyan rifted continental passive margin of Tunisia inferred from sequential restorations of balanced cross-sections and expansion index. *Marine and Petroleum Geology*, 143, 105818.
- GLANGEAUD, L. (1951). Interprétation tectono-physique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale. *Bulletin de la Société géologique de France*, 6(8), 735-762.
- GRADSTEIN, F., & OGG, J. (2004). Geologic time scale 2004—why, how, and where next! *Lethaia*, 37(2), 175-181.
- GUIRAUD, R. (1971). Aperçu sur les principaux traits structuraux du Hodna et des régions voisines [Overview of the main features of Hodna and neighboring regions]. *Bulletin de service de l'Algérie*, (41).
- GUIRAUD, R., BELLION, Y., BENKHELIL, J., & MOREAU, C. (1987). Post-Hercynian tectonics in northern and western Africa. *Geological Journal*, 22(S2), 433-466.

- GUIRAUD, R. (1973). *Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaîne alpine en Algérie d'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines* [thèse de doct., Thèse de Doctorat-ès-sciences, Université Pierre et Marie curie Paris VI].
- GUIRAUD, R., & BELLION, Y. (1995). Late Carboniferous to recent, geodynamic evolution of the West Gondwanian, cratonic, Tethyan margins. In *The Tethys Ocean* (p. 101-124). Springer.
- HAQ, B. U. (2014). Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Change*, 113, 44-58. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.12.007>
- HERKAT, M. (1999). *La sédimentologie du haut niveau marin du Crétacé supérieur de l'Atlas saharien oriental et de l'Aurès : Stratigraphie séquentielle, analyse quantitative des biocénoses, évolution paléogéographique et contexte géodynamique* [thèse de doct., Thèse. Doct., FSTGAT (USTHB), Alger. Algérie].
- HERKAT, M., & GUIRAUD, R. (2006). The relationships between tectonics and sedimentation in the Late Cretaceous series of the eastern Atlasic Domain (Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 46(4), 346-370. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2006.06.008>
- HEZZI, I. (2014). *Caractérisation géophysique de la plateforme de Sahel, Tunisie nord-orientale et ses conséquences géodynamiques* [Theses]. Université Rennes 1. <https://theses.hal.science/tel-00995595>
- HOBBS, W. H. (1904). Lineaments of the Atlantic border region. *Bulletin of the Geological Society of America*, 15(1), 483-506.
- HOBBS, W. H. (1912). *Earth features and their meaning; an introduction to geology for the student and the general reader*. Macmillan, New York, p.506. <https://doi.org/10.5962/bhl.title.18732>
- HUBBARD, B. E., MACK, T. J., & THOMPSON, A. L. (2012). Lineament Analysis of Mineral Areas of Interest in Afghanistan : Automatically delineated lineaments using 30-m TM imagery. *U.S. Geological Survey Open-File Report*, 1084, 28. <http://pubs.usgs.gov/of/2012/1048>
- HUNG, L., BATELAAN, O., & DE SMEDT, F. (s. d.). Lineament extraction and analysis, comparison of LANDSAT ETM and ASTER imagery. Case study : Suoimuoi tropical karst catchment, Vietnam. *Remote sensing for environmental monitoring, GIS applications, and geology V*, 5983, 182-193. <https://doi.org/10.1117/12.627699>

- JAILLARD, E., CHIHAOUI, A., LATIL, J.-L., & ZGHAL, I. (2021). Sequences, discontinuities and water stratification in a low-energy ramp : the Early Albian sedimentation in central Tunisia. *International Journal of Earth Sciences*, 110, 263-285.
- JAILLARD, E., LATIL, J.-L., MASSE, J.-P., & HFAIEDH, R. (2022). The late Aptian–early Albian transgressions in the Chott area, southern Central Tunisia. *Cretaceous Research*, 137, 105221. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.cretres.2022.105221>
- JAVHAR, A., CHEN, X., BAO, A., JAMSHED, A., YUNUS, M., JOVID, A., & LATIPA, T. (2019). Comparison of Multi-Resolution Optical Landsat-8, Sentinel-2 and Radar Sentinel-1 Data for Automatic Lineament Extraction : A Case Study of Alichur Area, SE Pamir. *Remote Sensing*, 11(7), 778. <https://doi.org/10.3390/rs11070778>
- KAZI-TANI, N. (1986). *Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien : approche mégaséquentielle* [thèse de doct., Thèse de doctorat-université de Pau, 886pp, 2t].
- KHALIFA, A., BASHIR, B., ÇAKIR, Z., KAYA, Ş., ALSALMAN, A., & HENAISH, A. (2021). Paradigm of Geological Mapping of the Adiyaman Fault Zone of Eastern Turkey Using Landsat 8 Remotely Sensed Data Coupled with PCA, ICA, and MNFA Techniques. *ISPRS International Journal of Geo-Information*, 10(6), 368. <https://doi.org/10.3390/ijgi10060368>
- KIEKEN, M. (1974). Étude géologique du Hodna du Titteri et de la partie centrale des Biban (Dépt. d'Alger, Algérie). *Publ. Serv. Carte Géol., Algérie, NS*, (46), 2.
- KIEKEN, M. (1975). *Étude géologique du Hodna, du Titteri et de la partie occidentale des Biban* [thèse de doct., Thèse ès sciences Paris, Publ. Serv. Carte Géol. Algérie, nouv. Série, 2(46), 281 pp].
- LACHAINE, G. (1999). *Structures géologiques et linéaments, Beauce (Québec) : apport de la télédétection*. Université de Sherbrooke.
- LAFFITE, R. (1939). *Étude géologique de l'Aurès*. Bulletin de service géologique de l'Algérie, Doctorat ès sciences, 1ère série 1939, n°15, 484p.
- LAZIZ, O. (2020). *La plateforme carbonatée constantinoise pendant l'intervalle aptien-albien : successions stratigraphiques, discontinuités tectono-sédimentaires et reconstitution paléogéographique (les monts de constantine)* [thèse de doct., Thèse de doctorat ès sciences de l'Université des Frères Mentouri Constantine 1, 263p].

- LAZIZ, O., BOULVAIN, F., BENABBAS, C., MARMY, R., BENKHEROUF, F., & AIT ABDELOUAHAB, D. (2022). Unattached carbonate platform evolution across the Aptian–Albian boundary : facies, magnetic susceptibility and sequence stratigraphy in the Constantine area of northeast Algeria. *Facies*, 68(4), 17.
- LIU, C. C., SOUSA JR, M. d. A., & GOPINATH, T. R. (2000). Regional structural analysis by remote sensing for mineral exploration, Paraiba state, Northeast Brazil. *Geocarto International*, 15(1), 70-77. <https://doi.org/10.1080/10106040008542142>
- MARMY, R. (1995). *Les bassins continentaux de l'avant-pays de la chaîne alpine d'Algérie nord orientale. Etudes stratigraphiques, sédimentaires, structurales et géochimiques* [thèse de doct., Thèse de Doctorat Université Henri Poincaré, Nancy I 283p].
- MARMY, R., & GUIRAUD, R. (2006). End Cretaceous to recent polyphased compressive tectonics along the “Mole Constantinois” and foreland (NE Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, 45(1), 123-136.
- MARTINEZ, C., CHIKHAOUI, M., TRUILLET, R., OUALI, J., & CREUZOT, G. (1991). Le contexte géodynamique de la distension albo-aptienne en Tunisie septentrionale et centrale : structuration éocétacée de l'Atlas tunisien. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 84(1), 61-82.
- MASSE, J., & THIEULOY, J. (1979). Précisions sur l'âge des calcaires et des formations associées de l'Aptien sud-constantinois (Algérie) ; Conséquences paléogéographiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 7(1), 65-71.
- MCKEE, E. D., & GUTSCHICK, R. C. (1969). History of the Redwall Limestone of northern Arizona.
- MEHARZI, M. K. E. (2010). *Forêts, géosystèmes et dynamique du milieu : le cas de l'Aurès*. Université des frères Mentouri Constantine 1, thèse de doctorat 258p.
- MITARD, A.-E. (1941). Aperçu des grands traits géographiques de l'Aurès, Algérie. *Revue de géographie alpine*, tome 29(4), 557-578.
- MOUNT, J. (1985). Mixed siliciclastic and carbonate sediments : a proposed first-order textural and compositional classification. *Sedimentology*, 32(3), 435-442.
- M'RABET, A. (1987). *Stratigraphie, sédimentation et diagenèse carbonatée des séries du Crétacé inférieur de Tunisie centrale* [thèse de doct.]. Édition du Service géologique de Tunisie.

- MWANIKI, M. W., MATTHIAS, M. S., & SCHELLMANN, G. (2015). Application of Remote Sensing Technologies to Map the Structural Geology of Central Region of Kenya. *IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing*, 8(4), 1855-1867. <https://doi.org/10.1109/JSTARS.2015.2395094>
- NEUMANN, M., & VILA, J. M. (1967). Analyse stratigraphique et structurale du flysch de Penthièvre (Nord du Constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(3), 401-409.
- NEZZEL, F. (1989). *Etude sédimentologique et paléogéographique de l'Albo-Aptien des Hautes-plaines constantinoises (E-Algérien) : contrôle paléogéographique de la dolomitisation tardive et de minéralisation Pb-Zn Stratabound*. Magister Université de Constantine.
- NICHOLS, G. (2009). *Sedimentology and stratigraphy*. John Wiley & Sons.
- O'LEARY, D., FRIEDMAN, J., & POHN, H. (1976). Lineament, linear, lineation : some proposed new standards for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, 87(10), 1463-1469. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1976\)87%3C1463:LLLSPN%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1976)87%3C1463:LLLSPN%3E2.0.CO;2)
- OUALI, J., MARTINEZ, C., & KHESSIBI, M. (1986). Caractères de la tectonique crétacée en distension au jebel Kebar (Tunisie centrale). *Géodynamique*, 1(1), 3-12.
- PÉRON, A. (1883). *Essai d'une description géologique de l'Algérie : pour servir de guide aux géologues dans l'Afrique française*. G. Masson, éditeur.
- PERTHUISOT, V. (1978). Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. *These doctorat es Sciences. Travaux du Laboratoire de Geologie*.
- PERTHUISOT, V., ROUVIER, H., & SMATI, A. (1988). Style et importance des déformations antevraconiennes dans le Maghreb oriental ; exemple du diapir du Jebel Sлата (Tunisie centrale). *Bulletin de la Société géologique de France*, 4(3), 391-398.
- PETTIJOHN, F. J., et al. (1975). *Sedimentary rocks* (T. 3). Harper & Row New York.
- PEYBERNÈS, B., CHOUABBI, A., & VILA, J.-M. (2002). Reconstitution du substratum jurassique-crétacé basal du domaine des Sellaoua (marge sud-téthysienne, Algérie nord-orientale) à partir des galets du bassin mio-pliocène d'Hamman N'Bails. *Comptes Rendus Palevol*, 1(8), 681-688.
- PEYBERNÈS, B., CISZAK, R., CUGNY, P., & DAMOTTE, R. R. (1984). Le Crétacé inférieur et moyen des Monts de Daïa (Oranie, Algérie occidentale) : Analyse

- micropaléontologique et paléoécologique de l'intervalle Barrémien-Cénomanién.
Geologie mediterraneenne, 11(1), 147-158.
- PINTO, D., SHRESTHA, S., BABEL, M. S., & NINSAWAT, S. (2017). Delineation of groundwater potential zones in the Comoro watershed, Timor Leste using GIS, remote sensing and analytic hierarchy process (AHP) technique. *Applied Water Science*, 7, 503-519.
- RAMLI, M. F., YUSOF, N., YUSOFF, M. K., JUAHIR, H., & SHAFRI, H. Z. M. (2010). Lineament mapping and its application in landslide hazard assessment : a review. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 69(2), 215-233. <https://doi.org/10.1007/s10064-009-0255-5>
- RAOULT, J.-F. (1969). Nouvelles données sur les flyschs au Nord du Kef Sidi Dris et dans la zone du col des Oliviers (Nord du Constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 7(4), 516-522.
- RAOULT, J.-F. (1972). Précisions sur les flyschs massyliens : série stratigraphique, variations de faciès, nature du matériel remanié (Nord Constantinois, Algérie). *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle de l'Afrique du Nord*, 63.
- RAOULT, J.-F. (1974). *Géologie du centre de la chaîne numidique (NordConstantinois, Algérie)* [thèse de doct., Mém. Soc. Géol. Fr., N.S., t. III n° 121, 164p., 11pl.h.t.].
- ROUGIER, S. (2012). *Interactions lithosphère–asthénosphère et mouvements verticaux : le cas du massif du Hoggar* [thèse de doct., Université Paris Sud-Paris XI].
- ROUVIER, H. (1977). *Géologie de l'extrême-Nord tunisien : tectoniques et paléogéographies superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine* [thèse de doct., Thèse de doctorat, université de Pierre et Marie Curie. Publié en 1985 : Annales Minéralogie et géologie., 29, Edit. du Service géologique de Tunisie, Tunis].
- SALUI, C. L. (2018). Methodological validation for automated lineament extraction by LINE method in PCI Geomatica and MATLAB based Hough transformation. *Journal of the Geological Society of India*, 92(3), 321-328. <https://doi.org/10.1007/s12594-018-1015-6>
- SAVORNIN, J. (1920). *Étude géologique de la région du Hodna et du plateau sétifien*. Ancienne maison bastide-Jourdan, Jules carbonel.

- SOLIMAN, A., & HAN, L. (2019). Effects of vertical accuracy of digital elevation model (DEM) data on automatic lineaments extraction from shaded DEM. *Advances in space research*, 64(3), 603-622. <https://doi.org/10.1016/j.asr.2019.05.009>
- STICH, D., AMMON, C. J., & MORALES, J. (2003). Moment tensor solutions for small and moderate earthquakes in the Ibero-Maghreb region. *Journal of Geophysical Research : Solid Earth*, 108(B3).
- TISSOT, C. (1881). *Texte explicatif de la carte géologique provisoire au 1/800.000' du département de Constantine (T. 1)*. Alger.
- TLILI, M. (2004). *Le système biosédimentaire urgonien du Mellegue (NE Algerien)*. Doctorat Université d'Oran.
- TOUR, J., ALI, H. H., MAHJOUBI, F., & OUALI, J. (2015). Microstratigraphy and interpretation of the karst sedimentary fillings associated to the Aptian–Albian unconformity in Jebel Semmama (Central Tunisia). *Journal of African Earth Sciences*, 112, 186-198.
- TUCKER, M. E. (1981). *Sedimentary petrology : an introduction*. Geoscience Texts. England, 252.
- TZVETKOV, J. (2018). Relief visualization techniques using free and open source GIS tools. *Polish Cartographical Review*, 50. <https://doi.org/10.2478/pcr-2018-0004>
- VILA, J.-M. (1980). *La chaîne alpine de l'Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens* [thèse de doct.]. Thèse de Doctorat-ès-sciences, Université de Nice, 270p.
- WILDI, W. (1983). La chaîne tello-rifaine (Algérie, Maroc, Tunisie) : structure, stratigraphie et évolution du Trias au Miocène. *Revue de géographie physique et de géologie dynamique*, 24(3), 201-297.
- WILSON, J. L. (1975). *Carbonate facies in geologic history*. Springer Science & Business Media.
- YAHIAOUI, A. (1990). *La partie inférieure de la série marno-calcaire du Crétacé supérieur (Cénomanién supérieur au Coniacien inférieur) entre Batna et El Kantara (Algérie orientale) : Stratigraphie, Sédimentologie et Paléogéographie* [thèse de doct., Université Henri Poincaré-Nancy 1].
- YELLES-CHAUCHE, A., AIT OUALI, R., BRACENE, R., DERDER, M. M., & DJELLIT, H. (2001). Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas Saharien, Algérie) au début du Mésozoïque. *Bulletin de la Société géologique de France*, 172(3), 285-293.

- YOUCEF BRAHIM, E. H. (2018). *Sédimentation sous contrôle tectonique de la plateforme sud-sétifienne : cas des séries méridionales (Région de Merouana, Algérie orientale)* [thèse de doct., Thèse de doctorat d'état de l'Université des Frères Mentouri Constantine 1, 162p].