



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

THESE

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat « L.M.D »
En Sciences de la Terre
Option : Sédimentologie

**Les indices de fluides et diagenèse dans
les terrains du Jurassique de la région
d'Aïn-Ouarka et d'El-Bayadh (Atlas saharien, Algérie)**

Présentée et soutenue publiquement par :
M.MAHBOUBI Chikh Younes

Devant le jury composé de :

MANSOUR Bouhameur	Professeur	Université d'Oran2	Président
OUALI MEHADJI Aek	Professeur	Université d'Oran 2	Rapporteur
MUNNECKE Axel	Professeur	FAU, Allemagne	Co-rapporteur
BENHAMOU Miloud	Professeur	Université d'Oran 2	Examineur
TLILI Mohamed	Professeur	Université d'Annaba	Examineur
CHERIF Amine	MCA	Université d'Ouargla	Examineur

Année 2020/2021

Résumé :

Dans la présente étude, deux secteurs ont été étudiés, appartenant aux affleurements du Jurassique inférieur (Aïn-Ouarka) et supérieur (El-Bayadh) de l'Atlas saharien occidental et central. L'étude des microfaciès a permis de distinguer trois associations de faciès pour le secteur d'Aïn-Ouarka, de rampe interne, médiane et enfin distale, et trois associations de faciès pour de secteur d'El-Bayadh, de plateforme interne. L'analyse minéralogique des roches carbonatées révèle qu'elles contiennent principalement de la calcite à faible teneur en Mg, associée à l'ankérite, à la pyrite et à d'autres minéraux détritiques tels que le quartz, la chlorite, l'illite, le feldspath (albite) et quelques minéraux argileux. Ces minéraux pourraient être liés aux circulations profondes de fluides et (dont des hydrocarbures) pendant le dépôt. Les données isotopiques indiquent une variation des valeurs isotopiques $\delta^{13}\text{C}$ (valeurs négatives et positives) et négatives pour les valeurs $\delta^{18}\text{O}$ (VPDB). Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont assimilées à la signature du carbone inorganique dissous en eau marine. Tout d'abord, les valeurs positives de $\delta^{13}\text{C}$ montrent que l'origine du carbone ne provient pas de la zone riche en matières organiques (zone microbienne) mais probablement dérivée de l'eau interstitielle et / ou de précurseurs de carbonate biogénique. En revanche, les valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$ indiquent que le carbone peut résulter de sources organiques liées à l'activité des bactéries sulfato-réductrices, ou par une activité volcanique et / ou hydrothermale accrue libérant du carbone léger (^{12}C). Les valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$ ne sont pas cohérentes avec la température ambiante de l'eau de mer, mais avec une influence possible de la diagenèse ou de l'augmentation de la température par l'eau hydrothermale. Cette activité hydrothermale est corrélée à l'impulsion tardive du volcanisme de la Province magmatique de l'Atlantique central (CAMP) à travers les réseaux de failles synsédimentaires (et éventuellement de l'héritage hercynien) au Jurassique inférieur, et serait liée au volcanisme régional du Jurassique moyen à supérieur dans le Haut-Atlas.

Mots clés : Jurassique, Aïn-Ouarka, El-Bayadh, faciès, isotopes C et O, carbonate, hydrothermalisme, CAMP.

Abstract:

In the present study, two sectors were studied, belonging to the outcrops of Early Jurassic (Aïn-Ouarka) and Late Jurassic (El-Bayadh). The detailed microfacies study made it possible to distinguish three facies associations for the Aïn Ouarka area, from an inner ramp, middle ramp, distal ramp (Hettangian to Late Bajocian) and from median to proximal ramp (Late Bajocian to Early Bathonian). For the El-Bayadh area, we distinguished three facies associations of an internal platform. The mineralogical analysis of the carbonate rocks reveals mostly low-Mg calcite associated with ankerite, pyrite, and other detrital minerals such as quartz, chlorite, illite, feldspar (albite), and a clay minerals. These minerals could be related to the deep fluid and hydrocarbon circulations during deposition. The isotopic data display a variation in $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values (negative and positive values) and negative for $\delta^{18}\text{O}$ values (VPDB). The set of $\delta^{13}\text{C}$ values is similar to the signature of marine dissolved inorganic carbon. The positive values of $\delta^{13}\text{C}$ show are not from the organic-rich zone (microbial zone), but probably derived from pore-water and/or biogenic carbonate precursors. On the other hand, the negative values of $\delta^{13}\text{C}$ indicate that the carbon may result from organic sources linked to the sulphate reduction bacteria activity, or by a heightened volcanic and/or hydrothermal activities releasing light carbon (^{12}C). The negative $\delta^{18}\text{O}$ values are not consistent with marine water ambient temperature, but with a possible influence of diagenetic increase of temperature by hydrothermal waters from late pulse of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanism and controlled by synsedimentary faults during the Early Jurassic and related to regional volcanism of the Middle Jurassic (Bajocian–Bathonian) known in the High Atlas.

Key words: Jurassic, Aïn-Ouarka, El-Bayadh, facies, C and O isotopes, carbonate, hydrothermalisme, CAMP.

الملخص:

في هذه الدراسة، تم دراسة مقطعين جيولوجيين ينتميان إلى طبقات العصر الجوراسي السفلي والأعلى. أتاحت الدراسة المجهرية المفصلة للشرائح الكلسية اعطاء ثلاث مجموعات سحنية بالنسبة لمنطقة عين ورقة موزعة على منحدر داخلي ومنحدر متوسط وآخر خارجي ذو طبيعة كلسية وثلاث مجموعات لمنطقة البيض موزعة على بحيرة قليلة العمق. كشفت التحاليل المعدنية للصخور الكلسية على أنها تحتوي في الغالب على كالكسيت منخفض المغنيزيم ومعدن الانكريت والبيرييت وغيرها من المعادن مثل الكوارتز والكلوريت والاليت والفلدسبار (ألبيت) وبعض المعادن الطينية. يمكن أن ترتبط هذه المعادن بالحركة العميقة للموائع والهيدروكربون خلال الترسيب. تعرض بيانات النظائر تباينا في قيم نظائر الكربون (قيمة سالبة وموجبة) وقيم جد سالبة لنظائر الاكسجين. مجموعة قيم نظائر الكربون تدل على انه كربون غير عضوي ذائب في البحار. أولا تظهر القيم الإيجابية لنظائر الكربون أن أصله ليس عضوي (لاينتمي ال المنطقة الميكروبية)، بل ربما مشتقا من سلائف الماء المسامية و/أو الكربونات الحيوية المورثة. من ناحية أخرى، تشير القيم السلبية لنظائر الكربون على انه نتج عن مصادر عضوية مرتبطة بنشاط بكتيريا عن طريق اعادة تدوير معدن السيلفات، أو عن أنشطة بركانية و/أو حرارية مائية مرتفعة تطلق الكربون الخفيف (C12). قيم نظائر الاكسجين السالبة لا تتوافق مع درجة حرارة المحيط المائي، ولكن مع تأثير محتمل لعملية الدياجيناز أو زيادة درجة الحرارة عن طريق الماء ذو الحرارة المرتفعة. هذا النشاط الحراري المرتفع نتج عن طريق نشاط بركاني المركزي الأطلسي، وبالنشاط بركاني إقليمي خلال العصر الجوراسي الأوسط و الأعلى.

كلمات مفتاحية: نظائر الكربون و الاكسجين، الصخور الكلسية، النشاط بركاني الأطلسي الاوسط، ماء مرتفع الحرارة، العصر الجوراسي

Avant-propos

Je remercie Dieu le tout puissant de m'avoir donné le courage pour achever cette thèse malgré tous les obstacles humains ou logistiques qui m'ont été créés afin d'abandonner ce chemin de recherche. Ce manuscrit n'aurait jamais donc vu le jour sans les sacrifices et les défis auxquels j'ai fait face.

Au terme de ce travail qui ne se réalise jamais seul, je voudrais adresser mes sincères remerciements à tous ceux qui m'ont aidé, de près ou de loin, à tous ceux qui ont permis par leur soutien et leurs conseils, de le mener à bien.

Ce travail est mené dans le cadre de Programme national exceptionnel (PNE 2019-2020) et financé par le Ministère de l'enseignement supérieur algérien. En outre, plusieurs analyses ont été effectuées en Allemagne (lames minces, géochimie).

Ma reconnaissance va à monsieur **Ouali Mehadji Abdelkader**, Professeur à l'Université d'Oran 2. Merci de m'avoir guidé tout au long de ces années, d'avoir partagé avec moi votre expérience, et de m'avoir accordé votre soutien.

Je souhaite remercier chaleureusement mon Co-rapporteur **Axel Munnecke**, de m'avoir accueilli en Allemagne dans le cadre d'un stage de longue durée (13 mois), dans l'institut de GeoZentrum Nordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg. Je serai toujours reconnaissant pour son soutien et ses multiples conseils, et pour l'opportunité qu'il m'a donnée afin d'enrichir mes connaissances tant personnelles que professionnelles.

Hormis tout le support que j'ai trouvé dans cet institut et toutes les facilitations mises à ma disposition au niveau du laboratoire, malgré la situation exceptionnelle en cette période de crise sanitaire liée au Covid-19.

Je souhaite exprimer toute ma gratitude envers les membres du jury pour avoir bien voulu consacrer à ma thèse une partie de leur temps extrêmement précieux. Je remercie en particulier monsieur **Mansour Bouhameur**, Professeur à l'Université d'Oran 2 d'avoir accepté de présider ce jury.

Mes vifs remerciements vont également aux messieurs **Miloud Benhamou** (Professeur à l'université Oran 2), **Cherif Amine** (MCA à l'université Kasdi Merbah, Ouargla), **Tlili Mohamed** (Professeur à l'université Badji Mokhtar, Annaba) de m'avoir fait l'honneur en acceptant d'examiner cette thèse.

En Allemagne, un grand remerciement aux professeurs et enseignants-chercheurs (**Wagih-Ayoub Hanaa, Franz Fursich**) pour les moments de discussions sur certains aspects de mes résultats. Un salut chaleureux au directeur de laboratoire GeoZentrumNordbayern, Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg **Wolfgang Kiesseling**. Merci à **Birgit Matta** (Erlangen, Allemagne) pour leur promptitude à réaliser des lames de haute qualité.

En France, à l'Université de Sorbonne Paris 6, un grand remerciement aux professeurs et enseignants-chercheurs (**Nicolas Chavalier, Cathernie Pierre, Marie Madeleine, Sandrine Caquino, Jérôme Demange**) de m'avoir facilité la tâche et l'accès au laboratoire (IRD-Bondy) et pour l'accueil durant mon séjour scientifique à Paris.

En Serbie à **Barbara Rudolovic** et à son papa **Valdan Rudovich** de m'avoir aidé à faire les sections internes et la détermination des Brachiopodes et d'avoir collaboré avec moi dans un article scientifique. Merci pour la compétence et la patience.

En Algérie, mes remerciements les plus sincères sont adressés à mes collègues **Nadir Naimi et Limam Hicham** pour leur collaboration scientifique et accompagnement durant mes missions de terrain.

Je tiens vivement à remercier mes collègues **Khaldi Ahmed Yacine, Zache Walid, Zeghari Ilyes, Metahri Kacem** et **Menai Imad** pour leur soutien moral et leurs encouragements qui m'ont été utiles durant les moments difficiles, qu'ils trouvent ici l'expression de ma sincère gratitude.

Je remercie vivement **Hamza Hamdi** et **Djilali Benmoumene** pour l'accueil chaleureux pendant mes séjours en France (Paris).

Enfin, je remercie **Yousra Hamitou** qui a su me soutenir, me supporter, m'encourager...pendant toute la durée de ma thèse et plus particulièrement durant les derniers mois de rédaction qui n'ont pas toujours été des plus agréables. Cette thèse et moi te devons beaucoup. Merci

A tous les géologues qui ont croisé mon chemin et que je n'ai pas cités ici, ne croyez pas que je vous ai oubliés, je vous transmets toute ma gratitude et mes remerciements.

A toutes les personnes (amis, collègues, ...) que j'aurais pu par mégarde oublier, pardon...et merci !

À la mémoire de ma mère...

TABLE DES MATIERES

I- Problématique et objectifs du travail	1
II- Introduction	3

CHAPITRE I

GENERALITES ET APERCU SUR LES FLUIDES

1- Aperçu général sur les fluides et les phénomènes diagénétiques	5
1.1 La diagenèse phénomène et phases :	5
1.1.1 Les phases diagénétiques :	5
a) Diagenèse précoce (Eogénèse) :	5
b) Diagenèse d'enfouissement (Mesodiagenèse) :	5
c) Diagenèse d'émersion (Télogénèse):	6
1.2 Les sources et les types des fluides	6
a) Fluide normal :	6
b) Fluides riche en hydrocarbure :	6
- La diagenèse d'enfouissement :	9
- La catagenèse :	10
- La métagenèse :	10
c) Les fluides à haute température	11
d) Fluides télogénétiques	12
1.3 Les marqueurs de la circulation/expulsion de fluides :	13
a) Pockmark :	14
b) Le Mud Volcan : un volcanisme froid :	16
c) Les lacs de saumure :	17
d) Hydrates de méthane des fonds océaniques :	17
e) Minéralisation authigène :	18
1.4 Processus biogéochimiques associés à la circulation de fluides riches en hydrocarbure.....	18
1.4.1 L'oxydation anaérobie du méthane (AOM)	18
1.4.2 Les carbonates :	19

CHAPITRE II

CONTEXTE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

1- Contexte géographique général	23
2- Cadre géographique du secteur d'étude.....	24

2.1	Les Monts des Ksours	24
2.2	Les Monts du Dj. Amour :	24
3-	Contexte géologique et stratigraphique	25
4-	Cadre structural de l'Atlas saharien.....	27
4.1	Les Accidents de l'Atlas Saharien :	27
4.1.1	L'Accident Sud atlasique:	27
4.1.2	L'Accident Nord atlasique :	27
4.1.3	Les failles transversales :	27
4.2	Les plis de l'Atlas saharien.....	28
5-	Evolution paléogéographique	29
6-	Historique des travaux antérieurs	30
	-Période avant 1900.....	30
	-Période 1900-1970	31
	-Période 1970 jusqu'à nos jours	31

CHAPITRE III

METHODOLOGIE DU TRAVAIL

1-	Les travaux de terrain	35
2-	La préparation des roches	35
3-	Les travaux du laboratoire	36
3.1	La microscopie	36
3.2	La détermination de la minéralogie des carbonates.....	36
3.3	La détermination du pourcentage de carbonate.....	37
3.4	Mesure des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates. 38	
3.5	L'utilisation du Microscope électronique à balayage (MEB) ou Scanning Electron Microscope (SEM)	39
4-	Activités conduites pendant la thèse.....	40
5-	Les compétences acquises pendant le cursus :	40

CHAPITRE IV

ASSOCIATION DE FACIES ET

RECONSTITUTION PALEOENVIRONNEMENTALE

1-	Introduction	43
2-	Rappel sur les plates-formes carbonatées	44
2.1	Une plate-forme carbonatée de type rampe (non barrée)	44
2.1.1	Rampe interne (proximale) :	45
2.1.2	Rampe médiane (intermédiaire):	45

2.1.3	Rampe externe (distale):.....	45
2.2	Une plate-forme carbonatée barrée.....	46
2.2.1	La plate-forme interne :.....	46
□	La zone subtidale :.....	47
2.2.2	La barrière :.....	47
2.2.3	La plate-forme externe :.....	48
3-	Le secteur d'Aïn Ouarka.....	49
3.1	Le Découpage lithostratigraphique.....	49
3.1.1	Dolomies du Chemarikh (150 à 200 m):.....	50
3.1.2	L'alternance d'Aïn Ouarka (126 m) :.....	50
3.1.3	Les Marno-calcaires d'Aïn Rhézala (76m) :.....	51
3.1.4	Les Brèches de Raknet el Kahla (87 m) :.....	52
3.1.5	La Formation du "Theniet el Klakh" (700 m) :.....	53
3.1.6	Formation du Tifkirt (250 m) :.....	54
3.2	Attributions bio-stratigraphiques.....	55
3.3	Inventaire et description des faciès.....	55
3.4	Association de faciès et environnements de dépôts.....	63
3.4.1	Association I.....	63
3.4.2	Association II.....	63
3.4.3	Association III.....	64
4-	Le secteur d'El-Bayadh.....	67
4.1	Le découpage lithostratigraphie:.....	67
4.1.1	La « Formation du Kheneg » (20 m) :.....	69
4.1.2	La « Formation de l'Oued El-Bayadh » (300 m):.....	69
4.1.3	La« Formation de Teniet Et-Temar » (70 m) :.....	71
4.1.4	La « Formation de Ksel » (300 m) :.....	71
4.1.5	La « Formation de Laguermi » (170 m):.....	72
4.1.6	La « Formation de Boualem » (120 m):.....	72
4.1.7	La Formation de Sfissifa (40 m) :.....	72
4.2	Attributions biostratigraphiques.....	77
	- Dans la Formation de Kheneg :.....	77
4.3	Inventaire et description des Faciès.....	79
4.4	Associations de faciès et environnements de dépôts :.....	85
5-	Conclusion.....	90

CHAPITRE V

MINERALOGIE, GEOCHIMIE ISOTOPIQUE DES CARBONATES

1- Introduction	92
2- Aperçu sur l'origine du carbone et les signatures géochimiques	93
3- Résultats et lectures des valeurs	94
3.1 Le secteur d'Aïn Ouarka	94
3.1.1 La teneur des Carbonates :	94
3.1.2 La minéralogie :	95
3.1.3 Isotopes stables du carbone et de l'oxygène des carbonates secteur d'Aïn Ouarka :	96
3.2 Le secteur d'El-Bayadh	98
4- Interprétation et discussion des résultats	100
4.1 Le Secteur de l'Atlas saharien occidental.....	100
4.2 Le Secteur Atlas saharien central	103
5- Histoire de la circulation des fluides dans l'Atlas saharien.....	105
-Au Trias.....	105
-Pendant l'Hettangien.....	108
-Pendant le Toarcien.....	110
-Pendant l'Aalénien	110
-Pendant le Bajocien supérieur :	111
-Pendant le Bajocien supérieur-Bathonien inférieur:	112
-Pendant le Jurassique supérieur	114
6- Le phénomène de diagenèse	117
Conclusion générale.....	119
Références bibliographiques.....	122
Liste des figures	153
Liste des tableaux.....	156
ANNEXES.....	157

INTRODUCTION

I- Problématique et objectifs du travail

La Téthys occidentale (marges nord du Gondwana et du sud-ouest de la Laurasia) au Mésozoïque a connu de nombreux exemples de plates-formes carbonatées, liées à la fracturation de la Pangée et à l'ouverture de l'océan Atlantique Nord au Trias-Jurassique inférieur et l'ouverture de la Téthys maghrébine (Nomade *et al.*, 2007; Leprêtre *et al.*, 2018). Sur la marge nord du Gondwana, on rencontre ces exemples de plates-formes carbonatées jurassiques, connus en Algérie, au Maroc et en Tunisie (Rachidi, 2012; Bodin *et al.*, 2016; Price, 2016; Andrieu *et al.*, 2018). Ces plateformes carbonatées sont appelés « Groupe Carbonaté Inférieur » (*Lower Carbonate Group = LCG*) développé pendant la phase du rifting du Trias-Jurassique (Augier, 1967; Guardia, 1975; Ciszak, 1993).

Le développement du LCG coïncide avec un ensemble de facteurs dont : 1: La grande province magmatique de l'Atlantique central (*Central Atlantic Magmatic Province, CAMP*) ; 2: Changement climatique drastique avec un réchauffement global ; 3: Subsidence tectonique active ; 4 : Tectono-eustatisme ; 5: Perturbation de la source de carbone inorganique dissous (DIC) et / ou du carbone organique lié au méthane thermogénique (hydratation de la croûte, matière organique) ou du méthane biogénique (dégradation de la matière organique par l'activité microbienne).

En Algérie, de nombreuses études ont ciblé les affleurements du LCG, sur le plan stratigraphique, paléontologique et paléogéographique (Bassoullet, 1973; Elmi *et al.*, 1998; Mekahli, 1998; Ameer, 1999 ; Sebane, 2007; Marok & Reolid, 2012). Des travaux sédimentologiques détaillés concernant les microfaciès et les caractères des isotopes stables des carbonates sont encore nécessaires.

L'objectif principal de cette étude concerne l'étude des carbonates du LCG dans la région d'Aïn-Ouarka et El-Bayadh, basée sur une étude microscopique des faciès, des analyses minéralogiques et isotopiques $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ pour tenter de saisir quelques aspects génétiques de ces carbonates, la part des fluides ayant participé à leurs dépôts, les mécanismes d'expulsion, et leurs expressions dans ce système carbonaté.

Notre approche est basée d'une part sur une étude géologique de terrain (faciès, structures sédimentaires, les épaisseurs...), la recherche des particularités structurales (failles syn-sédimentaires, slumps...), localisation des niveaux à concentration de

INTRODUCTION

faune benthique, et enfin les particularités et expressions morphologies des carbonates (nodules ; strates). Nous avons opté pour une étude des microfaciès et des analyses géochimiques et minéralogiques des carbonates. Les isotopes de l'oxygène fournissent des informations sur la salinité, l'origine des fluides et la température pendant les précipitations (Nelson & Smith, 1996; Naehr *et al.*, 2007) alors que les isotopes du carbone reflètent les sources du carbone lors de la précipitation et aux premiers stades de la diagenèse précoce (Nelson et Smith, 1996; Campbell, 2006; Roberts *et al.*, 2010).

Pour ces raisons nous devons :

1. Réaliser une prospection dans les séries jurassiques de l'atlas saharien occidental et central.
2. Présenter les structures par catégories, dans des coupes géologiques précises (lithologies, formations, âges).
3. Réaliser l'inventaire des structures liées aux circulations des fluides.
4. Proposer une classification en fonction de la nature (interaction) de ces structures.
5. Proposer des modèles liés aux environnements (Deep-water vs shallow-water) et des perspectives pour l'exploration des hydrocarbures.

INTRODUCTION

II- Introduction

Depuis les années 70, les fluides attirent l'attention des chercheurs par leur importance dans les processus de la formation des carbonates dans les marges passives et les marges actives. Avec l'évolution technologique, plusieurs études interdisciplinaires (géologie, géophysique, géotechnique, géochimie, biologie et microbiologie) ont permis de souligner l'importance de la circulation des fluides au sein de la couverture sédimentaire à travers plusieurs mécanismes comme les failles, et des fractures et la perméabilité des roches qui facilitent la circulation et l'expulsion des fluides pendant la sédimentation ou post sédimentaire. Ces fluides migrent soit depuis la surface vers la profondeur ou depuis la profondeur vers la surface.

Dans les environnements marins, les fluides ont plusieurs sources : L'enfouissement de l'eau de mer pendant la sédimentation (Dugan, 2000; Flemings *et al.*, 2002) ; la déshydratation des minéraux (Osborne & Swarbrick, 1997) ; les activités hydrothermales en relation avec le volcanisme (Kulm & Suess, 1990; Svensen *et al.*, 2004) ; la compression tectonique (Saffer & Tobin, 2011) ; la dissociation des hydrates de gaz (Kvenvolden; 1993; Dickens *et al.*, 1997; Suess *et al.*, 1999) ; le compactage des sédiments (Berndt *et al.*, 2003; Cartwright *et al.*, 2003).

L'échange de ces fluides entre la géosphère, la biosphère, l'hydrosphère et l'atmosphère a un impact important sur les cycles du carbone. En provoquant un réchauffement climatique (Judd & Hovland, 2007).

La circulation des fluides est un phénomène observé et identifié dans de nombreux contextes géologique : au niveau des marges convergentes, sur les prismes d'accrétion tel que le Prisme de la Barbade (Biju-Duval *et al.*, 1982 ; Westbrook & Smith, 1983), Ride Méditerranéenne (Cita *et al.*, 1989 ; Camerlenghi *et al.*, 1995 ; Woodside *et al.*, 1997), dans les mers intérieures comme la Mer Caspienne (Yakubov *et al.*, 1971 ; Ginsburg & Soloviev, 1997), Mer Noire (Konyukhov *et al.*, 1990 ; Limonov *et al.*, 1994 ; Ivanov *et al.*, 1996 ; Woodside *et al.*, 1997), mais également sur des marges passives, en Mer du Nord (Hovland *et al.*, 1981) et dans des bassins sédimentaires : Bassin Levantin (Coleman & Ballard, 2001), dans des deltas : delta du Mississippi (Sager *et al.*, 2003), delta du Nil (Loncke *et al.*, 2004 ; Bellaiche *et al.*, 2001 ; Dupré *et al.*, 2007) ou encore dans des lacs : lac Rotoiti (Pickrill, 1993) ; lac Baïkal (Kuzmin *et al.*, 2000).



**GENERALITES ET APERÇU
SUR LES FLUIDES**

1- Aperçu général sur les fluides et les phénomènes diagénétiques

1.1 La diagenèse phénomène et phases :

La diagenèse est l'ensemble des processus physico-chimiques et biologiques qui transforment un sédiment meuble en une roche sédimentaire consolidée. Il s'agit de toutes les modifications syn et post-sédimentaire qui affectent la roche qui va alors correspondre à un environnement diagénétique (Ginsburg, 1957) caractérisé par des conditions de températures, de pression, de profondeur d'enfouissement et la présence de matériaux ou matière première (Choquette & Pray, 1970). Les phénomènes diagénétiques se réalisent par : la compaction, la cimentation, la dissolution, la recristallisation, le remplacement.

1.1.1 Les phases diagénétiques :

Les phases diagénétiques coïncident parfaitement avec l'histoire tectonique et l'enfouissement. D'après Choquette & Pray (1970), on distingue 3 phases de diagenèse :

a) Diagenèse précoce (Eogénèse) :

Cette diagenèse n'affecte que quelques dizaines de mètres de sédiments et se manifeste après le dépôt du sédiment à l'état meuble. Elle se caractérise par la quantité importante d'eau interstitielle qui sera expulsée très lentement et par les grandes variations de « Ph » et de « Eh ». C'est là où les sédiments se transforment en roches cohérentes et résistantes. Elle correspond donc à l'intervalle entre le dépôt final et le début de l'enfouissement effectif.

La zone éodiagénétique correspond à l'intervalle de profondeur où la chimie des eaux est exclusivement contrôlée par l'environnement de surface.

b) Diagenèse d'enfouissement (Mesodiagenèse) :

Elle correspond à la phase post-sédimentaire entre le début de l'enfouissement et le début du processus diagénétique liés à l'érosion. Elle correspond à la phase de compaction et la maturation qui est caractérisée par l'expulsion et la migration *per ascensum* des fluides dans des conditions réductrices. La zone mésodiagénétique correspond à l'intervalle de profondeur où agissent les processus diagénétiques liés à l'enfouissement.

c) Diagenèse d'émersion (Télo-diagenèse):

Cette phase se caractérise par la modification des eaux interstitielles à la suite de la pénétration et de la migration *per descencum* des eaux météoriques et par la réintroduction des conditions oxydantes. Cette phase se caractérise par le phénomène de dissolution et de formation des « hards-grounds ». La zone télo-diagénétique explique l'intervalle de profondeur correspondant.

1.2 Les sources et les types des fluides

Durant les différentes phases diagénétiques, plusieurs types de fluides circulent selon de nombreux facteurs de contrôles (lithologie, fracturation, présence de failles, topographie). Ces fluides ont des origines variées, tant au niveau de leur source que de sa profondeur dans la colonne sédimentaire.

a) Fluide normal :

Fluides qui circulent pendant l'éodiagenèse et on peut les subdiviser en :

- **Les fluides météoriques** sont des fluides qui proviennent des précipitations pluviales par la condensation de la vapeur d'eau suite à l'évaporation des eaux de surfaces (océaniques et/ou continentales) ce phénomène est appelé le cycle hydrologique.
- **Les fluides marins** sont généralement uniformes. Ce type de fluide provient de la fusion des glaciers dans les zones à hautes latitudes ou par le ruissèlement des fleuves.
- **Les fluides saumâtres** proviennent essentiellement de l'évaporation de l'eau dans un milieu lagunaire sous des conditions arides.

b) Fluides riche en hydrocarbure :

Ce sont des fluides associés au stade de la méso-diagenèse qui circulent depuis le début de la formation des stylolites stratiformes jusqu'au début du stade de soulèvement tectonique.

- L'origine des fluides riches en hydrocarbure :

La matière organique enfouie dans les sédiments est composée de polymères complexes dégradés dans un premier temps en produits monomères assimilables par les bactéries. La dépolymérisation de la matière organique commence par la formation de sucres, d'acides aminés et d'acides gras issus de l'hydrolyse enzymatique (Fig.I-1).

Ces composants sont à leur tour transformés en alcools, acides volatils (acide acétique par exemple), hydrogène (H₂) et dioxyde de carbone (CO₂) (Jorgensen & Fenchel, 1974; Floodgate & Judd, 1992). Il existe une distribution verticale de l'oxydation de ces monomères par l'activité bactérienne. Ces bactéries utilisent d'abord l'oxydant apportant le plus d'énergie (Froelich *et al.*, 1979). La première étape est la respiration oxydante (en présence d'oxygène) ; ce dernier consommé par les processus microbiens de respiration aérobie, le sédiment devient anoxique, et les populations microbiennes utilisent d'autres accepteurs d'électrons pour la minéralisation de la matière organique. Dans un ordre d'acquisition énergétique décroissante, on trouve notamment : le nitrate (NO₃⁻), les oxydes de manganèse (Mn(IV)), les oxydes de fer (Fe(III)), et le sulfate (SO₄²⁻). Et en dernier lieu la méthanogénèse. La couche sédimentaire où prédomine les réductions de NO₃⁻, Mn(IV), et Fe(III) est appelée zone suboxique. (Fig.I-2).

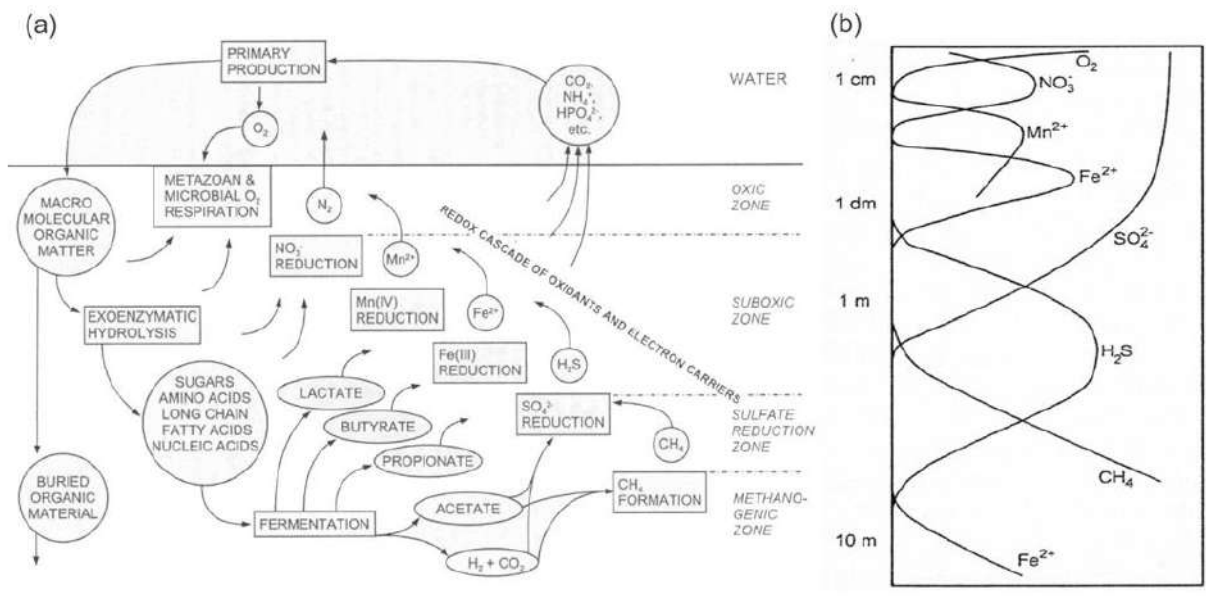


Fig.I-1:(a) Voies de dégradation de la matière organique dans les sédiments marins (Jorgensen & Fenchel, 1974) ; (b) Profils chimiques des eaux interstitielles reflétant la distribution verticale des processus dominants de minéralisation (Froelich, *et al.*, 1979).

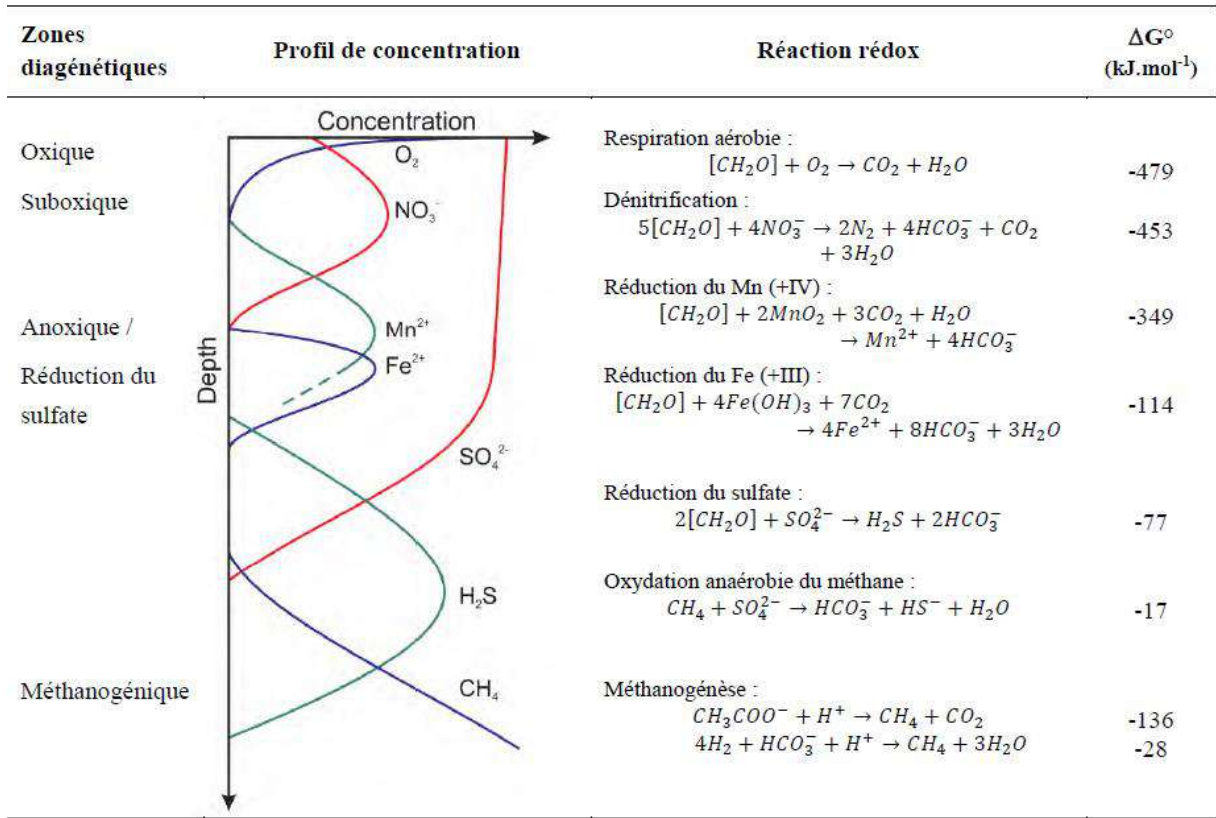
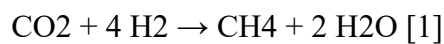


Fig. I-2 : Séquence de diagenèse précoce dans les sédiments marins (Froelich *et al.*, 1979).

- Formation du méthane bactérien : la méthanogénèse :

Les sulfates dissous dans l'eau de mer sont abondants (~ 28 mmol.l-1) et leur réduction par les bactéries sulfato-réductrices est un des processus dominant dans la diagenèse précoce (Berner, 1984). La méthanogénèse intervient lorsque les sulfates sont épuisés. Ce processus est gouverné par des Archea méthanogènes utilisant principalement deux voies de formation du méthane : la réduction du CO2 (équation 1), et la fermentation de l'acide acétique (équation 2), fabriquée par des bactéries acétogènes à partir de la fermentation anaérobie des acides présents dans les sédiments.



La réduction du CO2 (équation 2) est le processus dominant dans les sédiments marins, tandis que la fermentation de l'acide acétique se caractérise par des eaux douces (Whiticar & Faber 1986). Dans les sédiments marins, la prédominance de la réduction du CO2 s'explique en partie par son important rendement énergétique, mais

également par la grande disponibilité en CO₂, qui provient de la réduction des sulfates.

Rice, 1992 (in Chaduteau, 2008) résume les conditions optimales à la méthanogenèse bactérienne dans les sédiments marins :

- Un environnement anoxique.
- Une faible concentration en sulfates.
- Une faible température, avec la gamme optimale entre 35 et 45 °C.
- Une matière organique importante, supérieure à 0,5 % du carbone organique total.
- Un taux de sédimentation entre 20 et 100 cm/ka.
 - Formation thermogénique du méthane (Fig.I-3) :

Plus profond dans le sédiment, le gaz thermogénique se produit à partir de la dégradation de la matière organique sous les actions combinées de la pression, de la température. Contrairement à la production du méthane microbien qui est caractérisé par la formation quasi-exclusive du méthane (>99,9%), la production du méthane thermogénique s'accompagne d'une proportion plus importante en hydrocarbures de masse moléculaire supérieure (Bernard, 1978; Schoell, 1980). Lors de l'enfouissement de la matière organique, il est à distinguer, en plus de la diagénèse, deux étapes ; la catagenèse et métagenèse.

Lors de leur enfouissement, les kérogènes initiaux sont exposés à une température et à une pression croissante. Le mécanisme de transformation, appelé « craquage », donne naissance aux huiles, au gaz et à un kérogène résiduel. Lors de la diagénèse initiale, le méthane biogénique est généré superficiellement, alors que l'enfouissement continu en trois étapes dans la formation des hydrocarbures en fonction de l'enfouissement croissant (Tissot et Welte, 1984)

- La diagénèse d'enfouissement :

Dans la zone de diagénèse qui correspond approximativement au premier kilomètre de la couverture sédimentaire dont la température est le plus souvent inférieure à 60 °C. Les trois kérogènes initiaux perdent leurs composants oxygénés (C=O, O=C-OH) sous la forme d'eau et de dioxyde de carbone. La décroissance du rapport O/C est plus rapide que celle du rapport H/C. Le kérogène se forme par la combinaison de polymères complexes réfractaires à une dégradation microbienne et sont constitués essentiellement de carbone et d'hydrogène. Il est à noter que l'on distingue 3 types de kérogène caractérisés par une origine différente de la matière

organique dont ils sont issus, et définis par leurs rapports H/C et O/C (Van Krevelen, 1950).

- Le type I : rapport H/C élevé, de nombreuses chaînes paraffiniques et peu d'aromatiques. Ce type de kérogène est caractéristique des milieux d'eaux douces, lacustres, et dérive de produits lipidiques alguaire et bactériens.
- Le type II : les rapports H/C et O/C sont intermédiaires, les produits aromatiques et naphthéniques sont les plus présents. Ce type de kérogène est généralement associé à des milieux marins anoxiques qui ont principalement une origine planctonique, parfois mêlée à des produits des plantes supérieures.
- Le type III : rapport O/C élevé et nous observons des produits poly-aromatiques plus ou moins oxygénés. Ce type de kérogène résulte des produits végétaux d'origine continentale.

- La catagenèse :

La zone de catagenèse qui couvre des profondeurs allant de 1 à ~ 3 km pour des températures comprises entre 60 et 120°C correspondant à l'étape de formation de l'huile (fenêtre à huile) et des hydrocarbures légers volatils (fenêtre à gaz humide) puisque la dégradation du kérogène produit essentiellement du pétrole accompagné d'un peu de gaz. Le rapport O/C du kérogène résiduel ne décroît guère mais le rapport H/C diminue rapidement avec la profondeur qui s'accompagne d'un craquage plus intense.

- La métagenèse :

Zone de métagenèse qui se situe à plus de 3 km de profondeur avec des températures de plus de 120°C correspondant à la phase ultime d'évolution du kérogène. Le craquage du kérogène résiduel et des hydrocarbures précédemment formés entraîne la libération de gaz secs de poids moléculaire réduit, essentiellement du méthane, dit thermogénique. Nous parlons alors de fenêtre à gaz sec.

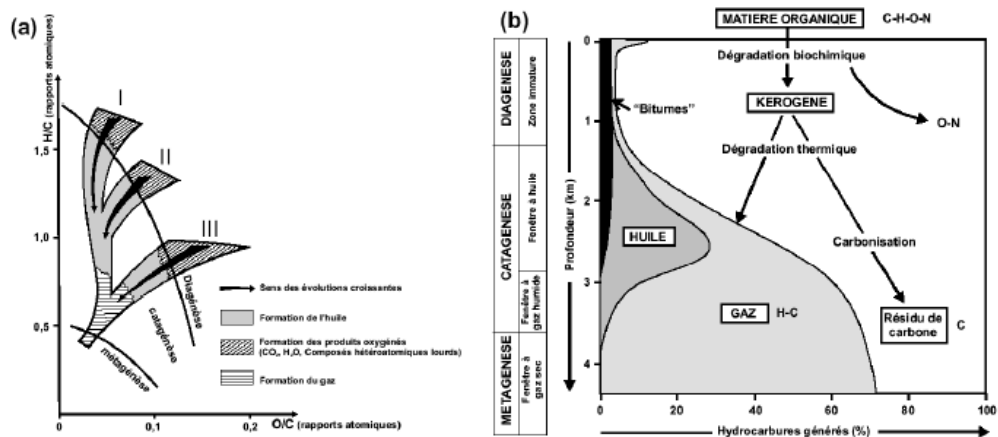


Fig.I-3: (a) Diagramme de Van Krevelen montrant les trois types de kérogènes initiaux et leur évolution pendant l'enfouissement en fonction des rapports atomiques H/C et O/C (Van Krevelen, 1984), (b) Schéma de la dégradation de la matière organique et de la formation de produits pétroliers (Tissot et Welte, 1984).

c) Les fluides à haute température

- Les fluides hydrothermaux :

Ce type de fluide d'origine marine ou météorique circule pendant la phase mésodiagénétique ou télogénétique. On parle de fluide hydrothermal uniquement si le fluide est plus chaud de 5 à 10°C que la roche encaissante (Machel et Lonnee, 2002; Machel, 2004).

L'activité hydrothermale résulte du chauffage ou de la surchauffe de l'eau lorsqu'elle entre en contact avec le magma et les roches volcaniques chaudes où elle est chauffée à proximité des chambres magmatiques peu profondes. Ce fluide hydrothermal remonte vers la surface à travers des fractures et il est expulsé sous formes de fumeurs noirs et blancs. Ces fluides sont généralement associés à la formation de la dolomie hydrothermale et d'une minéralisation de type 'Mississippi Valley' (MVT). Ils peuvent aussi contribuer au développement de la porosité des roches suite à la formation des karsts hydrothermaux (Davies et Smith, 2006).

- Les fluides métamorphiques :

Ce sont les produits de la déshydratation des minéraux hydroxylés et/ou hydratés durant la phase métamorphique (Chenevoy et Piboule, 2007). Ce processus de déshydratation libère des quantités importantes de fluides à partir de certaines

réactions (kaolinite + quartz = pyrophyllite + H₂O; clinocllore + muscovite + quartz = phlogopite + cordiérite + H₂O) (Chenevoy et Piboule, 2007).

- Les fluides magmatiques :

L'activité volcanique dans les océans est un phénomène très fréquent. Ces fluides qui proviennent du manteau sont plus susceptibles de s'échapper. Ces fluides magmatiques peuvent être expulsés ou non à la surface. Les fluides, étant beaucoup plus mobiles, l'échappement du gaz peut se poursuivre après que les indicateurs d'activité volcanique cessent. Autrement dit, les volcanismes actifs peuvent encore produire du gaz. La présence de gaz dans le magma est clairement démontrée par l'explosion des bulles de gaz sur la surface du magma. Bien que la composition et la concentration du gaz varient en fonction de la nature du magma (c'est-à-dire si le magma est de composition «acide» ou «basique»), tous les magmas contiennent du gaz.

En effet, l'expansion des gaz à mesure qu'ils montent vers la surface fournit une grande partie de l'énergie nécessaire pour soulever le magma vers la surface. Les suivants, par ordre d'abondance, sont les plus courants: CO₂, H₂O, CO, SO₂, S₂ et H₂S (Apps et Van der Kamp, 1993). Il y en a quelques autres, comme l'azote, le méthane, le chlore et l'hydrogène.

d) Fluides télodiagénétiques

Les fluides télodiagénétiques sont contrôlés par le stade de soulèvement tectonique qui est responsable de la circulation des fluides de surface (météorique ou marine) et de la mise en place des conditions de sub-surface (Siever, 1979; Hurst, 1984; Harville & Fritz, 1986).

Ces différents fluides et phases diagénétiques sont résumés sur la Fig. I-4.

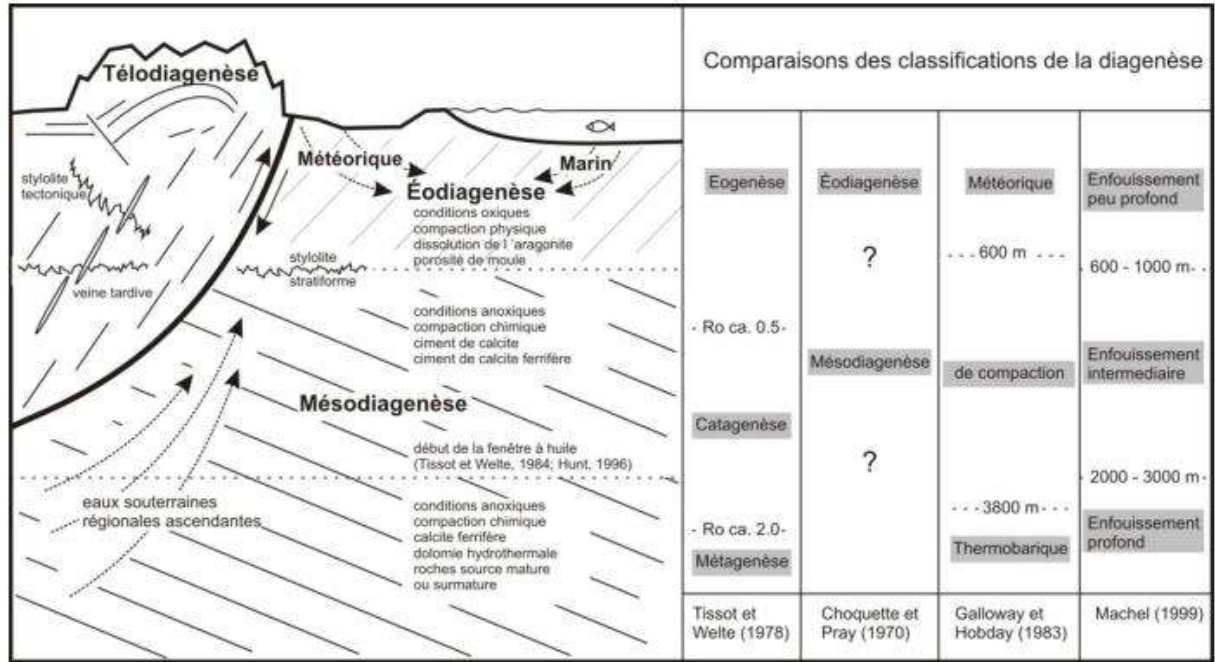


Fig.I-4 : Comparaison des différentes classifications de la diagenèse

(Compilée de Tissot et Welte, 1978; Choquette et Pray, 1970; Galloway et Hobday, 1983; Machel, 1999)

1.3 Les marqueurs de la circulation/expulsion de fluides :

La migration et la circulation des fluides à travers la colonne sédimentaire (Fig.I-5) se manifestent dans des zones où l'eau interstitielle est riche en composés réduits qui migrent dans les couches sédimentaires sous l'effet de la pression par la compaction des roches sédimentaires, les mouvements et l'activité tectoniques (Levin, 2005).

La déshydratation des minéraux argileux engendre l'expulsion des fluides (Berndt, 2005). Ces fluides migrent ou circulent le long des zones poreuses et perméables telles que les fractures, les failles ou les couches de boue. La migration des fluides produit des structures sédimentaires et/ou les réservoirs superficiels comme les hydrates de gaz (fluides riches en méthane), ou profonds comme les réservoirs pétroliers (s'il y a des fluides riches en hydrocarbures) (Levin, 2005).

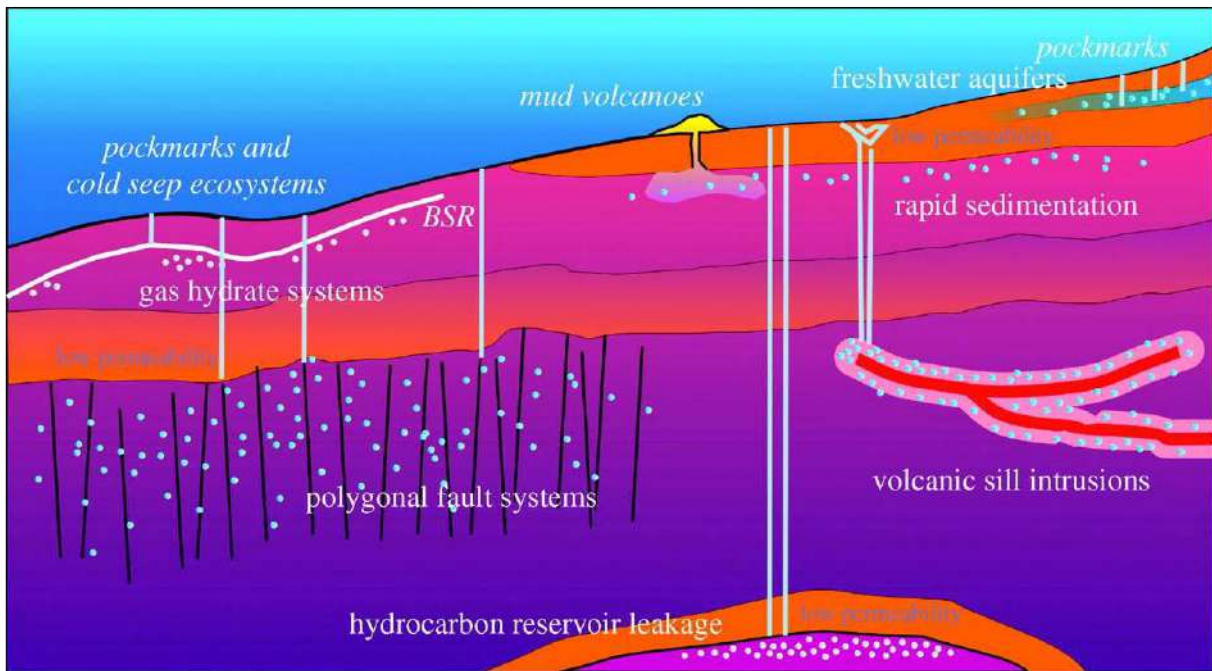


Fig.I-5:Schéma illustrant les différents systèmes causant la migration des fluides sur les marges passives et leur résultantes géologiques sur le plancher sous-marin (Berndt, 2005).

a) Pockmark :

Ce type de structures a été découvert par [King & MacLean\(1970\)](#) au Scotian Shelf, Canada. Ce sont des dépressions superficielles des sédiments des fonds marins de diamètre métrique à pluri-métrique et de quelques mètres de profondeur. Le facteur responsable de leur formation remonte au gaz ou à l'eau selon [King & MacLean \(1970\)](#). Récemment, d'autres théories et modèles sont proposés pour la formation de ces Pockmarks ([Hovland,& Judd, 1988](#)).

- Le modèle de Josenhans et al. (1978) :

[Josenhans et al. \(1978\)](#) considèrent que la remontée du gaz mène à la fluidisation du sédiment en suspension et dispersé dans la colonne d'eau. Ils ajoutent que la forme allongée de quelques pockmarks serait causée par des courants de fond qui dévient le flot des bulles ce qui induit l'érosion différentielle sur les bordures des pockmarks (Fig.I-6b)

- Le modèle de Hovland et Judd (1988) :

Ils ajoutent le caractère explosif au modèle proposé, car ils estiment que le gaz s'accumule dans un réservoir superficiel d'abord. Une augmentation de la pression interstitielle produit un bombement de la couverture sédimentaire. Lorsque la pression

atteint le seuil de rupture, un panache de sédiment et de gaz explose et expulse des sédiments. Des particules fines seraient emportées par le courant, et les particules grossières retomberaient à l'intérieur ou à proximité des pockmarks (Fig.I-6a).

- Modèle de Gay (2002) :

Gay (2002) voit que le dépôt des sédiments est empêché par l'expulsion des fluides ou elle la repousse vers l'extérieur de la colonne des fluides ascendants. Une dépression donc est formée sur le fond de l'eau par un différentiel de sédimentation (Fig.I-6c).

- Modèle de Whiticar (2002) :

Il considère que la formation des pockmarks n'est pas associée à l'ébullition de gaz, mais, elle est issue d'une migration et d'une expulsion des eaux souterraines fraîches.

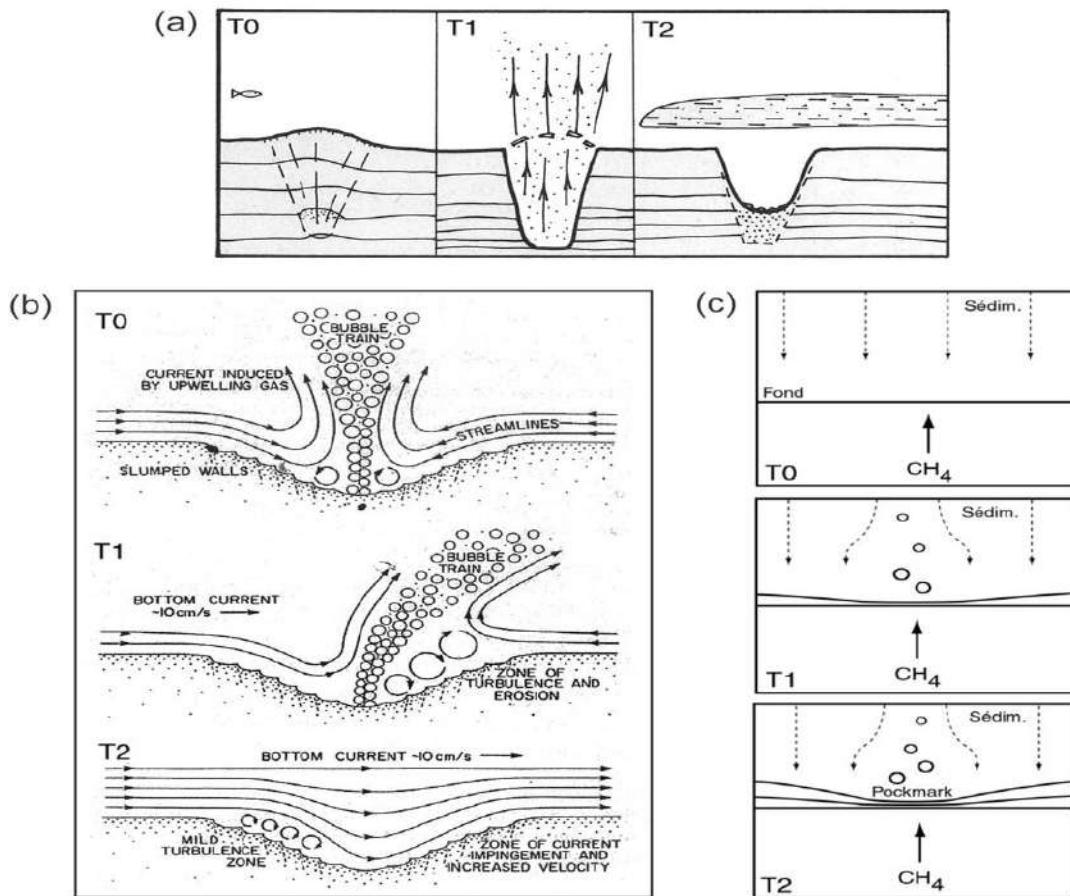


Fig. I-6: Modèles de formation des pockmarks : (a) Hovland & Judd (1988) ; (b) Josenhans et al. (1978) ; (c) Gay (2002).

b) Le Mud Volcan : un volcanisme froid :

Ils sont difficilement identifiés et nécessitent une combinaison de méthodes géophysiques et géologiques. Le « **volcan de boue** » est un édifice géologique qui pourrait atteindre 10 km de diamètre et 700 mètres d’hauteur. Il a une forme conique caractérisée par une accumulation boueuse riche en clastes (fragments rocheux) issus d’une ascension violente et arrachés à l’encaissant, causée par l’éruption de gaz (principalement le méthane, mais aussi le CO₂ et l’Azote) (Fig.I-7)). Contrairement au Pockmarks, les volcans de boue sont observés sur le continent et dans les fonds marins, principalement au niveau des zones actives tectoniquement (qui permettent une remontée vers la surface au long des failles ou des fissures (extrusion) ou par diapirisme) (Fig.I-8).

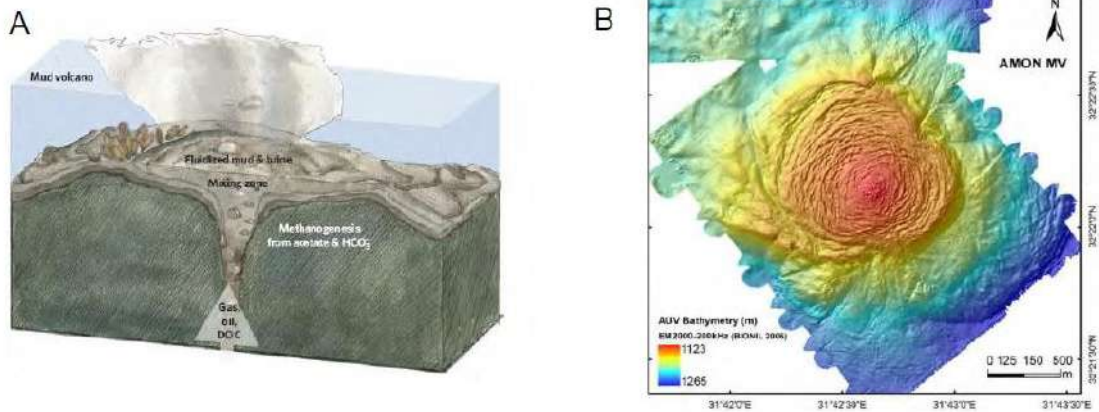


Fig.I-7: (A) Représentation schématique d’un volcan de boue (Joye *et al.*, 2005). (B) Carte bathymétrique du volcan de boue Amon, Méditerranée orientale (Dupré *et al.*, 2007).



Fig.I-8 : Répartition mondiale des principaux volcans de boue. Modifiée d’après Kopf (2002)

c) **Les lacs de saumure :**

La formation de bassins hypersalins (Fig.I-9) provient atypiquement de la dissolution d'évaporites, en affleurant au fond de mer à la suite d'événements tectoniques ou de dépôts salifères lessivés par la circulation des fluides. Leur concentration en sels atteindrait jusqu'à 7 fois celle de l'eau de mer (Charlou *et al.*, 2003; Joye *et al.*, 2005; Schmidt *et al.*, 2003).

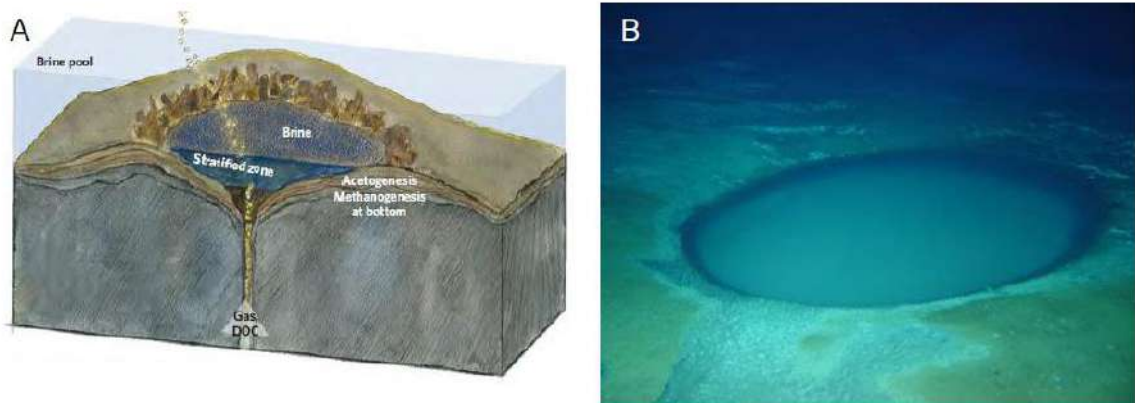


Fig.I-9: (A) Représentation d'un lac de saumure (Joye *et al.*, 2005) ; (B) Photo d'un lac de saumure sur le volcan de boue « Napoli » (Méditerranée Orientale, crédit Ifremer, campagne MEDECO)

d) **Hydrates de méthane des fonds océaniques :**

L'hydrate de méthane est le résultat de la capture de molécules d'eau par les molécules de méthane. Ce méthane migre au sein de la couverture sédimentaire sous forme d'hydrates de gaz sous contraintes de forte pression ou de basse température. Ces composés cristallins (hydrates de méthane) constituent un réservoir important de carbone sensible aux conditions de l'environnement. Ces hydrates de méthane retrouvées au fond océanique généralement à 1200 mètres en dessous du niveau de la mer et jusqu'à une profondeur de 1500 mètres, soit 300 mètres sous le fond océanique (Fig.I-10).

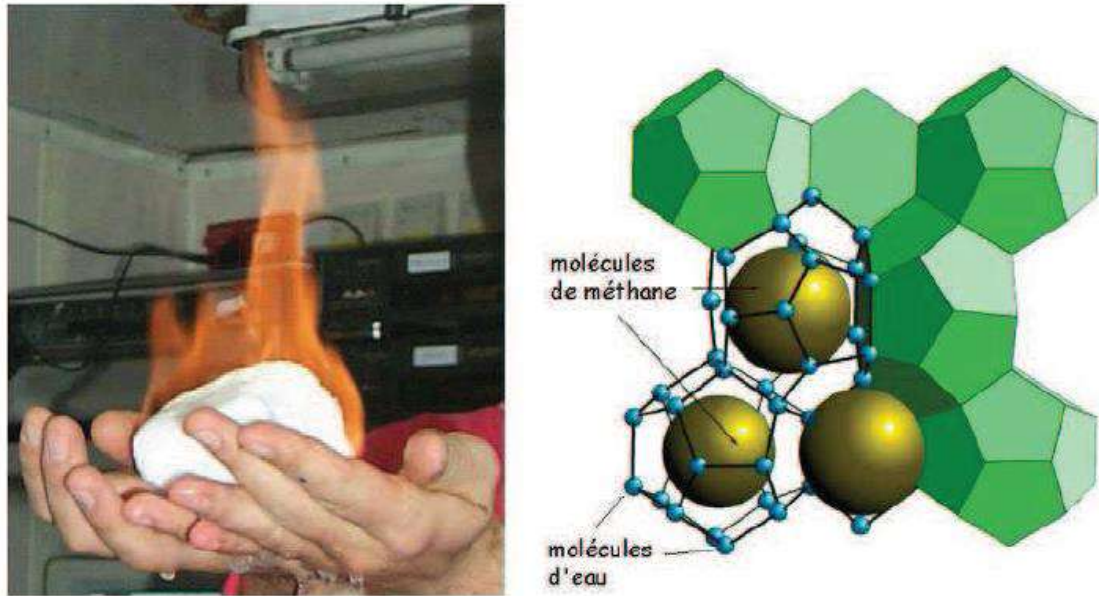


Fig.I-10 : Photographie d'un hydrate de méthane en combustion et schéma de sa structure

e) Minéralisation authigène :

L'activité microbienne a un fort impact sur les cycles des différents éléments chimiques dans les zones des suintements froids. Les carbonates authigènes ont un rôle central parmi les minéraux authigènes précipitant au cours de la diagenèse précoce dans les sédiments riches en méthane. Ils constituent le produit principal dérivé de l'oxydation anaérobie du méthane. Cependant, d'autres minéraux liés au cycle du soufre sont communément observés tels que la pyrite, la barytine et le gypse.

1.4 Processus biogéochimiques associés à la circulation de fluides riches en hydrocarbure

Lors de son atteinte des sédiments de sub-surface, le méthane, est consommé pendant l'oxydation anaérobie du méthane (AOM) couplée à la réduction de sulfate. L'alcalinité qui résulte du processus microbien peut conduire à une précipitation de carbonates authigènes qui sont dérivés du méthane.

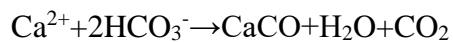
1.4.1 L'oxydation anaérobie du méthane (AOM)

L'AOM est un processus biogéochimique qui se produit aux milieux anoxiques contenant du méthane. Il représente un grand biofiltre qui élimine le gaz à effet de serre (méthane) dans les sédiments marins (Knittel *et al.*, 2005). L'AOM consomme plus de 90% du méthane produit, représentant 7 à 25% de la production totale de méthane. Il contrôle efficacement les flux de méthane vers l'hydrosphère et

l'atmosphère (<2% des flux globaux). Peu d'études sur les microorganismes responsables de l'AOM ont été faites. Les travaux sur l'oxydation anaérobique du méthane sont réalisés dans l'eau où les sédiments marins anoxiques, dans des couches sédimentaires où les concentrations en méthane et en sulfate sont proches de zéro, dans ces sédiments, l'AOM est souvent associé au processus de réduction des sulfates.

1.4.2 Les carbonates :

Des ions bicarbonate (HCO_3^-) et du mono-sulfure d'hydrogène (HS^-) sont produits par l'oxydation anaérobique du méthane qui sature localement les eaux interstitielles devant les carbonates en conduisant à la précipitation des carbonates authigènes :



Les carbonates authigènes se précipitent au sein des sédiments de sub-surface durant l'AOM. Ils forment des dépôts caractéristiques et variés comme les encroûtements, les dalles, les cheminées ou les concrétions (Aloisi *et al.*, 2000; Diaz-Del-Rio *et al.*, 2003; Greinert *et al.*, 2002a; Mazzini *et al.*, 2004; Gontharet *et al.*, 2007; Naehr *et al.*, 2007; Pierre & Fouquet, 2007; Ritger *et al.*, 1987; Roberts & Aharon, 1994) (Fig.I-11.). Ils s'accroissent sous différentes formes minérales comme l'aragonite, la calcite faiblement ou fortement magnésienne, la dolomite et plus inhabituellement l'ankérite, la sidérite et la rhodochrosite. De manière plus atypique, les carbonates authigènes peuvent précipiter dans la colonne d'eau anoxique sous la forme d'édifices appelés *chemoherm* (Aharon, 1994). C'est le cas en mer Noire où les eaux de fond sont anoxiques à partir de 150 m de fonds (Peckmann *et al.*, 2001 ; Michaelis *et al.*, 2002).

Les carbonates authigènes sont considérés comme une archive paléo-environnementale de la circulation des fluides (Fig.I-12) et de l'activité microbienne dans les sédiments car ils sont stables au sein de l'enregistrement géologique (Peckmann & Thiel, 2004). L'utilisation des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates permet la reconstitution des conditions environnementales où ils se sont formés. La composition isotopique du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) sert à identifier sa source dont les valeurs sont généralement négatives puisque

héritées du méthane. La composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) apporte des informations sur la température et sur la composition isotopique de l'oxygène du fluide en équilibre quand les carbonates précipitaient.

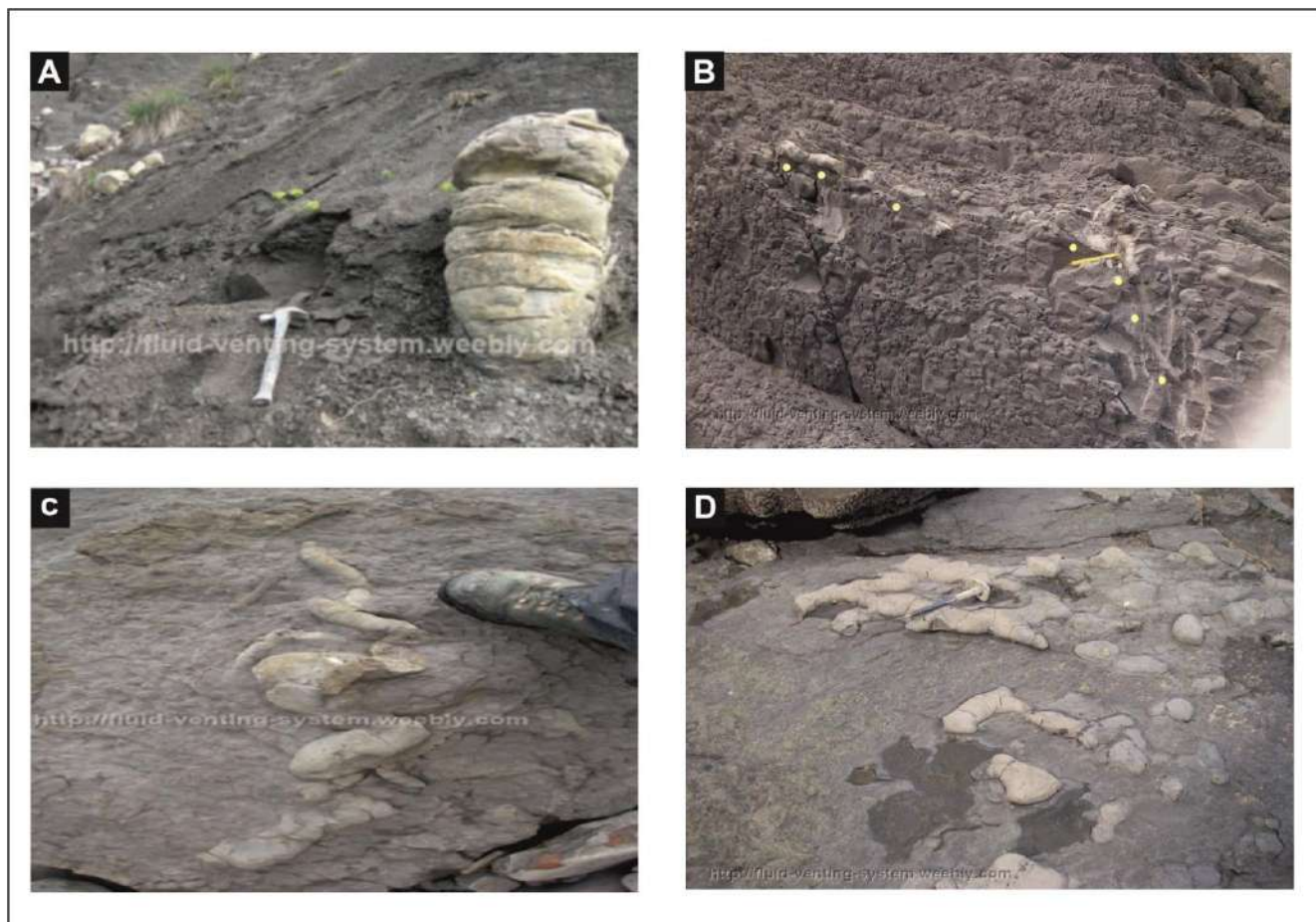


Fig I-11 : Les différents types de *Methane-derived authigenic carbonate* (MDAC). A) Tube ; B) Un tube MDAC dont la partie inférieure est coupée à travers les couches de marnes horizontales s'étend alors horizontalement le long de la couche stratigraphique. Le tube est mis en évidence par des points jaunes en dessous ; C) Un tube MDAC en forme de méandre ; D) Le réseau coalescent de tubes MDAC peut s'étendre latéralement dans une grande zone.

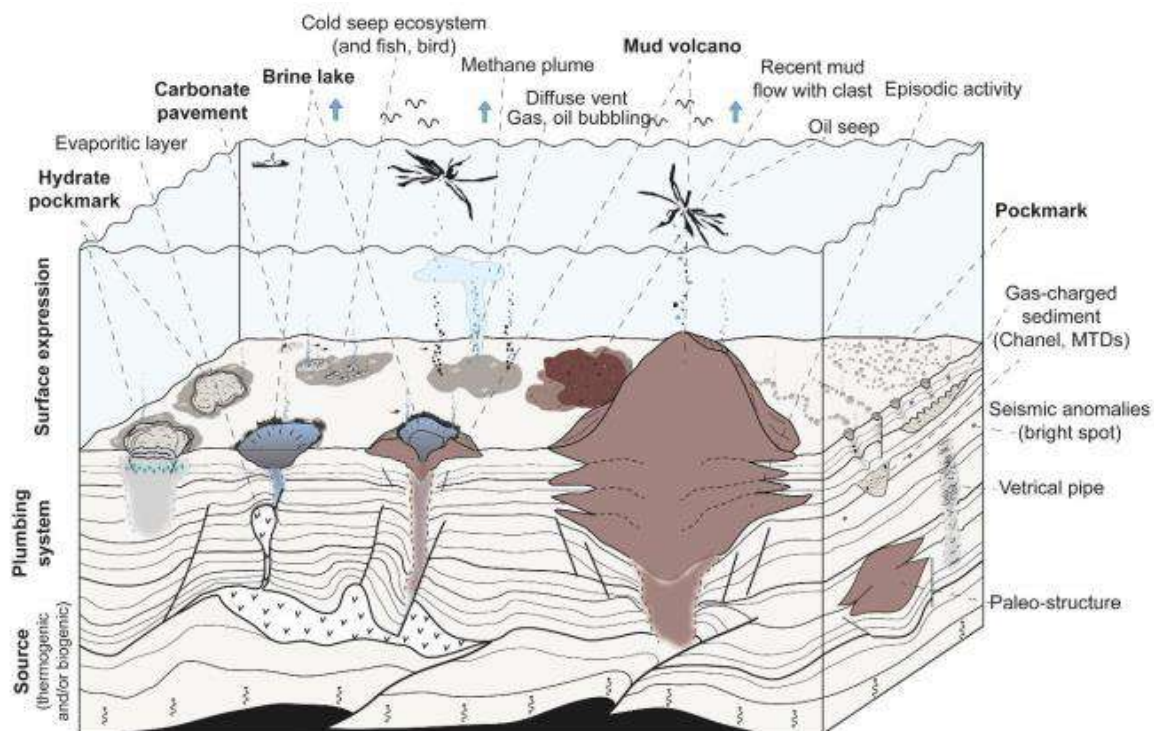
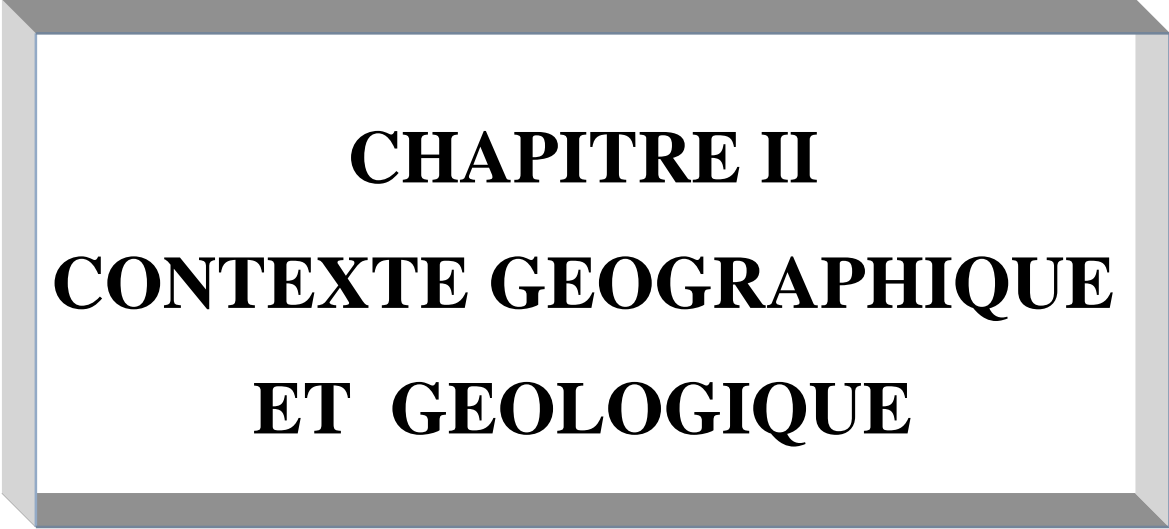


Fig.I-12: Bloc 3D schématique illustrant les différents marqueurs de la migration et de l'expulsion de fluides dans la colonne sédimentaire, à la surface du fond marin, dans la colonne d'eau et à la surface de l'eau.



CHAPITRE II
CONTEXTE GEOGRAPHIQUE
ET GEOLOGIQUE

1- Contexte géographique général

L'Afrique du Nord, entre la Méditerranée et la plate-forme saharienne, deux domaines principaux se juxtaposent ; le premier, situé au nord = la chaîne tello-rifaine, tandis qu'au sud le domaine atlasique prend le relais. Ces derniers sont séparés par un domaine relativement stable des Hautes Plaines Oraises (Meseta oranaise).

L'Atlas saharien qui fait partie du domaine atlasique (qui regroupe le Haut Atlas marocain, l'Atlas saharien, les Aurès, les Monts de Nemencha et l'Atlas tunisien) est une chaîne intracontinentale de direction Nord-Est/Sud-Ouest, formé de terrains méso-cénozoïque plissés lors de l'orogénèse alpine. Elle s'étend sur plus de 1000 km du Haut Atlas marocain à l'Ouest jusqu'au Tunisie à l'Est. Il est situé au sud de la chaîne de collision alpine Bético-Rifo-Tellienne et au Nord du Craton Ouest-Africain. Il constitue un édifice plissé représenté par un grand alignement structural qui a permis à Ritter en 1901 de le subdiviser en trois faisceaux de plis ; les Monts des Ouled Nails (l'Atlas saharien oriental), le Djebel Amour (Atlas saharien central) et les Monts des Ksour (Atlas saharien occidental) (Fig. II-1).

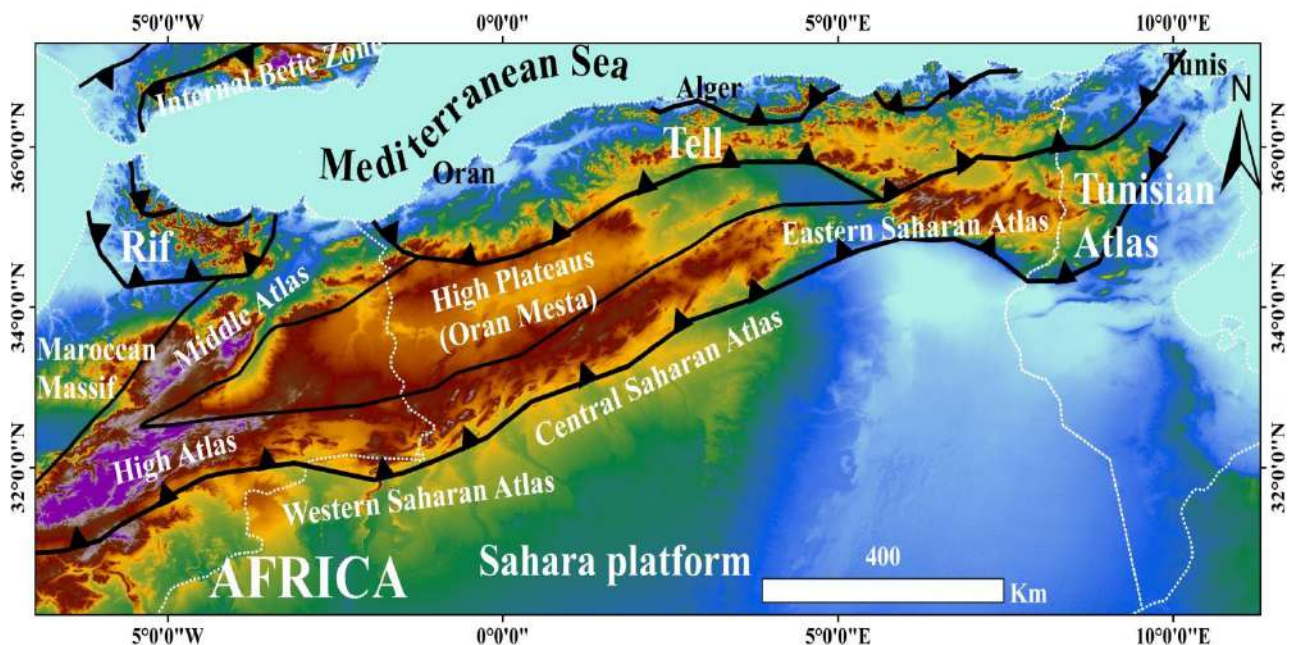


Fig. II-1: Cadre géographique régional (Mahboubi et al.2021a)

2- Cadre géographique du secteur d'étude

2.1 Les Monts des Ksour

La région des Monts des Ksour (l'Atlas saharien occidental) est une région assez élevée dépassant souvent 2000 m d'altitude, constitués de chaînons allongés du Sud-Ouest vers le Nord-Est (Fig. II-2). L'Atlas saharien occidental forme une barrière topographique et climatique entre le Nord et le Sahara. Ces reliefs passent progressivement, sans limite nette, aux reliefs plus doux des Hautes-Plaines oranaises, tandis que vers le Sud, la rupture tranchée entre l'Atlas saharien et le Sahara a été sensiblement remarquée par plusieurs géologues et géographe (Flamand, 1911). Au

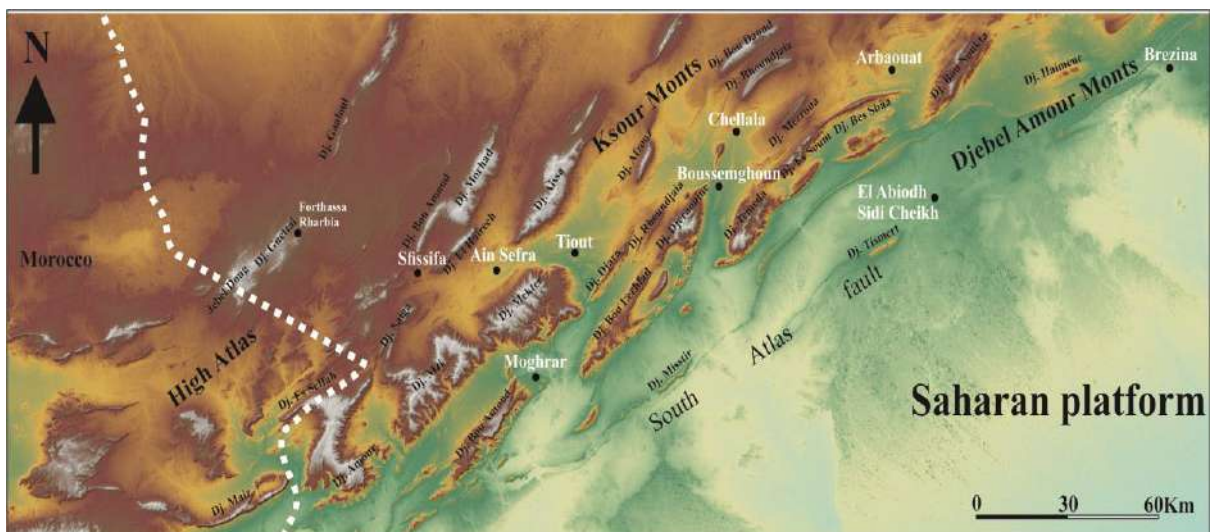


Fig. II-2 : Carte de situation des principaux affleurements de l'Atlas Saharien occidental.

2.2 Les Monts du Dj. Amour :

Le Djebel Amour est une région montagneuse constituée par plusieurs reliefs formant la partie médiane de l'Atlas saharien = (Atlas Saharien Central), et se situant à 350 km de la côte méditerranéenne. L'altitude moyenne, par rapport à celle dans les Monts des Ksour, peut atteindre les deux milles mètres (Djebel Ksel, 2008 m). Cet immense édifice s'organise suivant une transversale N-S, et présente une succession de lignes de reliefs du Nord au Sud (Fig. II-3) : Djebels Boudaoud et Megress ; Djebel El Beïod, Mekter, Zouireg et Taref au Nord ; Djebels Bouderga, Elouastani, Ksel EL Ktef et Taref au center; Bounokta, Slim, Cherak, Mimouna au sud.

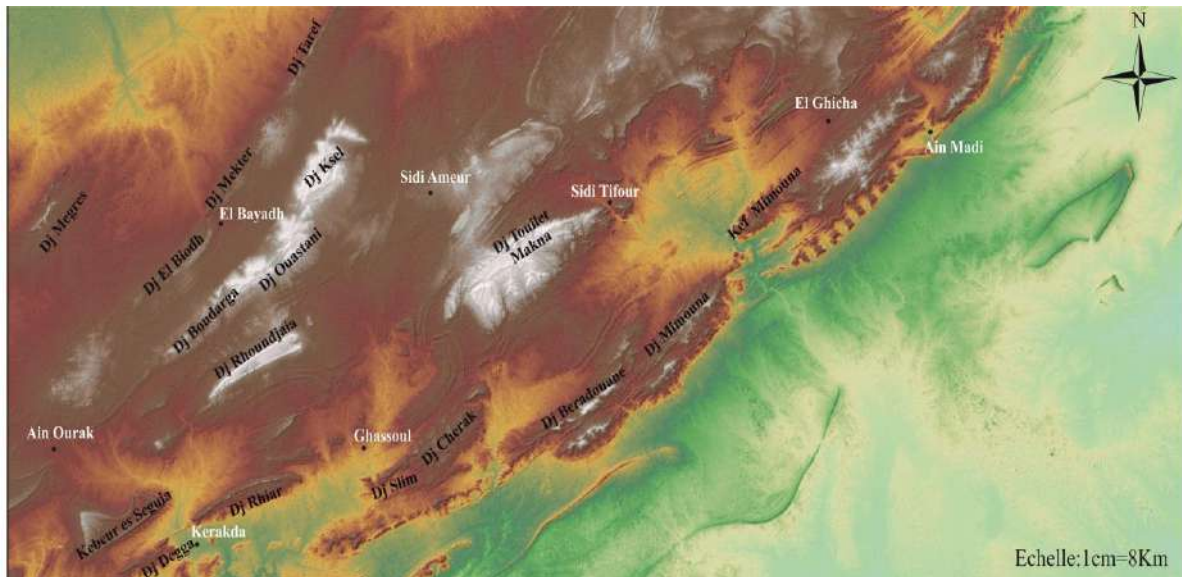


Fig. II-3 : Carte de situation des principaux affleurements de l'Atlas Saharien central.

3- Contexte géologique et stratigraphique

Sur le plan paléogéographique, [Elmi \(1978\)](#) considère l'Atlas saharien comme un long sillon subsidant, mésozoïque, intercalé entre deux domaines stables: les Hautes Plaines oranaises au Nord et la plate-forme saharienne au Sud. Ce sillon a fonctionné du Trias jusqu'à l'Éocène moyen. Le rôle de la subsidence fut modéré au Lias et s'est accéléré au Jurassique moyen en relation avec l'ouverture de l'Atlantique central ([Kazi Tani, 1986](#)) et lié au Téthys au nord.

L'âge des séries de l'Atlas saharien occidental et central s'étend depuis le Trias jusqu'au Crétacé, en plus d'une partie du Cénozoïque et du Quaternaire (Fig. II-4). La lithostratigraphie des formations géologiques de l'Atlas saharien occidental et central est connue depuis les travaux de [Flamand \(1911\)](#), [Cornet \(1952\)](#), [Bassoullet \(1973\)](#), [Mekahli \(1998\)](#), [Mahboubi \(2021a ; 2021b\)](#).

Dans l'Atlas saharien occidental et central, on distingue plusieurs groupes :

- **Un groupe triasique** : Composé d'argiles gypsifères et salifères versicolores recoupés par des roches vertes à texture ophitique ([Meddah et al., 2007](#)). Il affleure en position stratigraphique anormal à la suite de phénomènes liés au diapirisme (halocinèse). Le Trias affleure à la faveur de l'intersection des failles NW-SE et NE-SW.

- **Un groupe carbonaté inférieur, d'âge Jurassique inférieur-moyen** : comprend des calcaires dolomitique et dolomie à la base suivis par des calcaires et marno-

calcaires riche faunes représenté par des ammonites, bélemnites, et brachiopodes. Enfin, des bio-constructions apparaissent vert le haut.

-Un groupe essentiellement détritique d'âge Jurassique supérieur : formé par des séries argilo-gréseuses avec quelques passées carbonates dans l'Atlas saharien central.

-D'un groupe totalement détritique d'âge Crétacé inférieur: aussi appelée «Continental intercalaire », c'est une série gréseuse de transition, d'environ 300 m d'épaisseur représentées par des synclinaux relativement plats.

-Un groupe carbonaté supérieur, d'âge Crétacé supérieur: composé d'une formation mixte siliciclastique-carbonatée, affleure sous forme d'un synclinal perché.

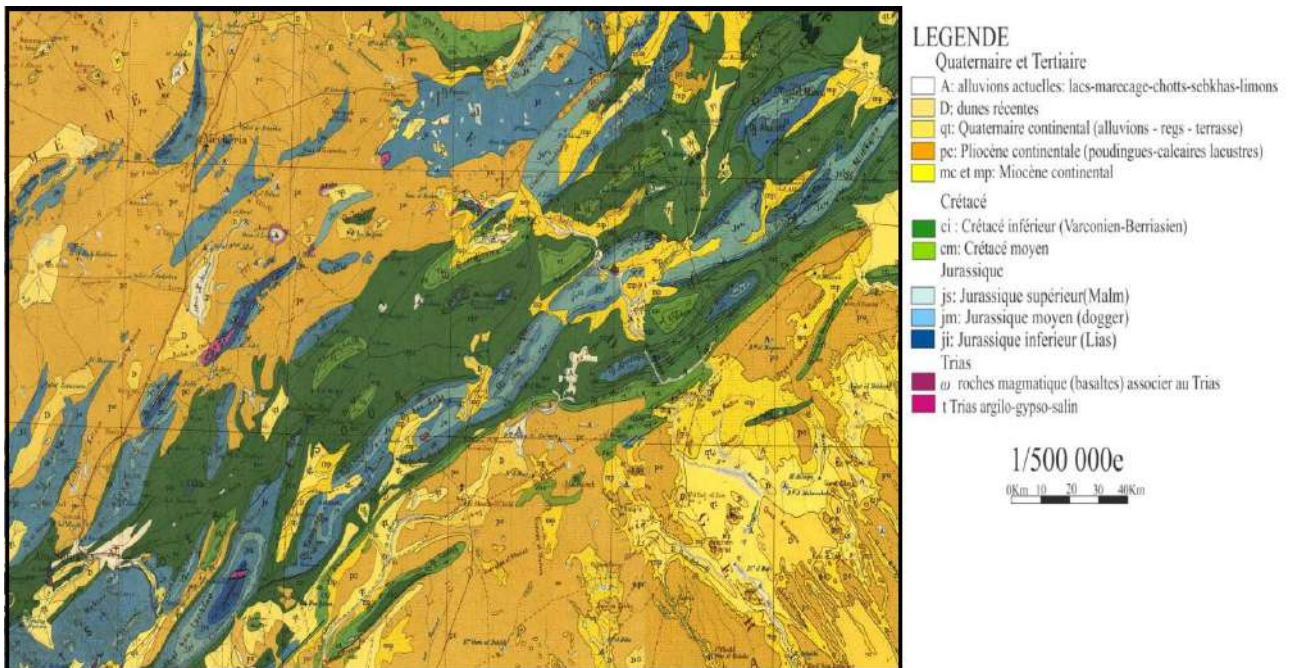


Fig.II-4 : Carte géologique de l'Atlas saharien occidental et central (Extrait de la carte géologique de l'Algérie au 1/500.000)

4- Cadre structural de l'Atlas saharien

Sur le plan structural, l'Atlas saharien est limité au Nord par l'accident Nord atlasique (ANA) et au Sud par l'accident sud atlasique (ASA).

4.1 Les Accidents de l'Atlas Saharien :

4.1.1 L'Accident Sud Atlasique:

Défini comme une série nette d'accidents en forme de flexures et correspond à une succession d'accidents d'orientation générale ENE-WSW qui se relaient et s'étendent sur environ 2000 km depuis Agadir au Maroc jusqu'au golfe de Gabès en Tunisie. Il sépare le domaine saharien relativement stable du domaine atlasique plissé.

4.1.2 L'Accident Nord atlasique :

Sépare un domaine atlasique plissé au Sud d'un autre préatlasique peu déformé au Nord. Il s'agit d'un tracé tectonique discontinu et un changement rapide de direction. Cet accident, de direction Nord-Est/Sud-Ouest devenant Est-Ouest au niveau de Bou Saada, se suit de Bou Arfa au Maroc jusqu'à Zahrez Chergui en Algérie. Dans l'Atlas Saharien Central, il se prolonge du NE d'El-Bayadh jusqu'au Nord de la ville d'Aflou.

4.1.3 Les failles transversales :

Six grandes failles transversales affectent l'Atlas saharien d'Ouest en Est (Elmi, 1978) : 1. La transversale de Moulouya ; 2. La transversale de la Tafna-Magoura ; 3. La transversale d'Ain Séfra – Saida ; 4. La transversale d'El-Bayadh- Tيارت ; 5. La transversale de Teniet El Had ; 6. La transversale des Aurès – Hodna (Fig. II-5).

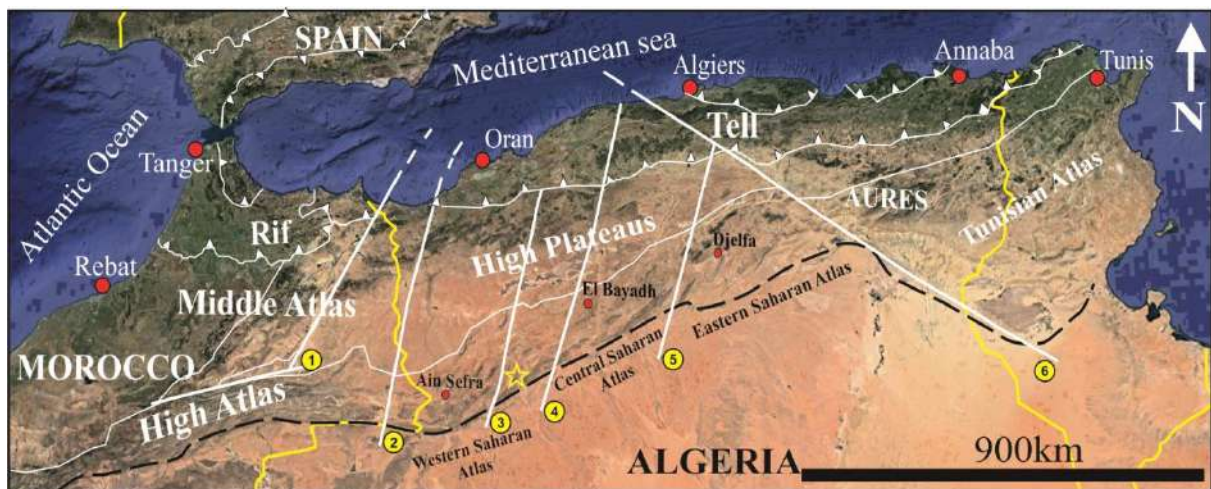


Fig. II-5 : Les grands traits structuraux de la mosaïque de l'Afrique du Nord-Ouest.

(D'après Elmi, 1978 modifiée par Mahboubi, 2021b)

4.2 Les plis de l'Atlas saharien

L'Atlas Saharien est caractérisé par des plis de grande taille (style jurassien) à terminaisons périclinales brutales, orientés N40 à N50 par rapport à la direction N60 de la chaîne atlasique (Nouar, 1992). Les anticlinaux, à cœur Jurassique moyen à supérieur, sont longs et étroits, et caractérisés par des flancs redressés à voûtes plates (Kazi Tani, 1986). Ils sont disposés parfois en échelons et sont souvent affectés par des failles ayant des directions orthogonales et des rejets variables dont certains ont permis aux séries plastiques du Trias d'arriver en surface au cœur de certains anticlinaux. Les anticlinaux sont séparés par de larges synclinaux en cuvettes qui se relaient, leur conférant un style de type éjectif (Kazi-Tani, 1986). Les cuvettes synclinales, d'orientation NE-SW, sont à cœur Crétacé supérieur.

Du Trias jusqu'à l'Eocène, le sillon atlasique comblé par une puissante série sédimentaire (7000 à 9000 m), a subi une inversion tectonique pendant l'Eocène supérieur donnant naissance à des structures plissées anticlinales et synclinales. Les phases tectoniques responsables de la structuration actuelle de l'Atlas saharien et d'après Kazi Tani (1986) et Laghouag (2011) sont :

- **La Phase Eo-Cimmérienne** :(limite Trias-Jurassique) : phase de distension liée à l'ouverture de la Néo-Téthys et l'Atlantique Central avec mise en place de roches magmatiques et formation de bassins mésozoïques subsidents.
- **La phase Néo-Cimmérienne** : (Berriasien moyen) qui donne naissance à des plis concentrique droits, orientés N10°-N20° et des accidents N60° à N80°.
- **La phase Emschérienne ou Laramienne** : (Turonien-Sénonien) qui a donné des plis NW-SE bien représentés dans l'Atlas saharien.
- **La phase atlasique** : (Eocène moyen-Lutétien) constituant la phase majeure qui commence progressivement à structurer l'édifice atlasique dès la seconde moitié de l'Eocène. Elle est caractérisée par des plis NE-SW et par des accidents NE-SW, NW-SE et E-W.
- **La Phase Mio-Pliocène** : phase compressive majeure connue dans tout l'Atlas, responsable des plis E-W dans l'Atlas saharien central et de part et d'autre de l'accident sud-atlasique. Elle est responsable de la structuration actuelle de l'accident sud-atlasique.

- **La Phase quaternaire** : c'est une phase compressive connue dans l'Atlas saharien oriental.

5- Evolution paléogéographique

L'évolution paléogéographique au cours du Mésozoïque complétée par les synthèses biostratigraphiques (Bassoullet, 1973 ; Douihasni, 1973 ; Tlili, 1995 ; Mekahli, 1998) retrace une chronologie des événements au cours du Mésozoïque. Depuis la première phase d'effondrement, le bassin n'a pas cessé d'activer. Il est le siège de subsidence active et continue grâce à des phénomènes tectoniques. Ces derniers résultent de contraintes en extension du Trias correspondant au rifting (Ait Ouali, 1991 ; Meddah, 2007). De nombreux changements ont été marqués et enregistrés pendant le Jurassique :

- **Vers la fin du Trias**, où un dépôt lagunaire occupait cette région du bassin (Meddah, 2007), une plate-forme carbonatée s'installe avec une faible profondeur dans des conditions assez chaudes. Le début de l'Hettangien génère un apport sédimentaire important et une très forte subsidence dans le sous-bassin d'Aïn Ouarka, illustrant les premiers indices d'ouverture sur la mer ouverte matérialisée par les " Dolomies du Chémarikh".
- **Au Sinémurien**, des prémices d'approfondissement commencent dès le Sinémurien inférieur dans ce secteur et se généralise en atteignant les différents ombilics.
- **Au cours du Carixien**, le sillon d'Aïn-Ouarka est bien marqué par les sédiments de la plate-forme externe. En contrepartie, le milieu de plate-forme interne perdure dans les autres secteurs. Ces derniers sont marqués par le début d'une dislocation de la plate-forme au moment où le secteur de l'Aïn Ouarka montre un grand dénivellement de la pente sédimentaire à la fin de cet étage.
- **Au Domérien**, un faciès d'ammonitico-rosso et marneux à silex occupe successivement les secteurs d'Aïn Ouarka, Mékalis et Ben Khelil indiquant l'installation d'une pente.
- **Au Toarcien**, c'est l'ouverture maximale du sillon atlasique et l'individualisation des domaines qui s'enrichissent en faunes neotoniques et benthiques.

- **A l'Aalénien et au Bajocien inférieur**, le caractère de milieu ouvert, profond à fort subsidence, persiste au secteur d'Aïn Ouarka et de Mékalis, tandis que les bordures (secteur d'Ain Ben Khelil) sont occupées par une sédimentation de plate-forme interne qui montre une progradation de faciès. Au Djebel Melah, le retour d'un faciès d'ammonitico-rosso marneux indique une pente distale vers un dépôt marneux riche en ammonites.
- **Le Bajocien supérieur** : débute par l'installation des barrières récifales qui marquent une diminution de la profondeur au secteur d'Aïn Ouarka surtout avec l'arrivée des premières décharges détritiques.
- **Bathonien –jurassique supérieur** : c'est le début de l'installation du complexe deltaïque avec parfois des épisodes marines dans la région d'El-Bayadh et vers l'Est dans le secteur d'Aflou et Laghout.

6- Historique des travaux antérieurs

L'Atlas Saharien a été sujet à de nombreuses études depuis le 19^{ème} siècle. Cette partie relève les plus grands et importants travaux qui retracent l'évolution des connaissances géologiques sur l'Atlas saharien particulièrement de l'ère Mésozoïque. Ces travaux peuvent être subdivisés en trois périodes :

➤ Période avant 1900

Cette période est reconnue par l'apparition de premières cartes géologiques. En 1852, l'ingénieur des mines villes continuant en quelque sorte l'œuvre commencé par Fournel (pour la province de Constantine) publie six années plus tard ses « recherches sur les roches, les eaux et les gites minéraux des provinces d'Alger et d'Oran ». L'auteur y cite la sebkha de Nâama.

En 1857, le colonel de Colomb et Dr. Mares longent le revers Sud de l'Atlas saharien depuis la région d'El Abiodh Sidi Cheikh jusqu'à la Zaouïa de Kenadsa en passant par Figui. De Colomb livre des observations météorologiques et topographiques, et Mares attribua aux grès près d'El-Bayadh l'âge Crétacé inférieur.

Des argiles et des sels dans le Djebel Melah ont été signalés par Laville (1858) alors que Pouyanne & Perron (1874-1883) ont reconnu les formations du Crétacé dans la région d'El-Bayadh, suivi par le travail de Pouyanne (1886) où il attribua les dolomies du Djebel Antar au Dogger. Dans les mêmes objectifs stratigraphiques, s'inscrit celui de Welsch (1889) qui confirme l'existence du Jurassique moyen à Djebel Melah en se basant sur la Faune d'El Harchaïa (Nâama).

➤ **Période 1900-1970**

[Flamand \(1911\)](#) a établi la base de la stratigraphie et la structure du Lias et du Dogger dans la région du Djebel Mélah, Djebel Souiga, Djebel Chémariikh et dans le chaînon de l'Antar-Guettai, dans sa thèse sur l'Oranie Sud Occidental.

Les travaux stratigraphiques de [Savornin \(1931\)](#), ceux de [Russo \(1934-1939\)](#) et enfin ceux de [Laffitte \(1939\)](#) ont concerné le contenu de l'Atlas saharien et ses prolongements à l'Ouest et à l'Est (Maroc et Tunisie).

Des modifications sont apportées par [Cornet \(1950-1952\)](#) à l'échelle stratigraphique publiée auparavant par Flamand ainsi qu'une analyse structurale globale. Il interpréta la carte géologique de l'Algérie au 1/500.000ème où il montra la diminution des épaisseurs des terrains du Jurassique vers le NE, qui sont marins au Jurassique inférieur, devenant gréseux au Jurassique moyen et persistent jusqu'au Crétacé inférieur.

[Lasnier \(1965\)](#) effectua une étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique (Djebel Mélah, Djebel Chémariikh) et [Bassoullet \(1966\)](#), à partir de la découverte d'un *Asteroceras*, identifia le Sinémurien supérieur.

En 1967, [Lucas](#) et [Galmier](#) décrivent la tectonique du Djebel Kardacha où ils soulignent la complication structurale de la bordure méridionale de l'Atlas saharien qui est jalonnée par plusieurs accidents, et dans la même année, [Bassoullet](#) et [Iliou \(1967\)](#) découvrent les restes de dinosauriens, de crocodiliens et de poissons dans l'Oued Boujihane.

➤ **Période 1970 jusqu'à nos jours**

La synthèse géologique est établie par [Galmier \(1970\)](#) qui réalisa neuf cartes photo-géologiques au 1/100 000ème de la région d'Aïn Sefra. Cette étude comporta des unités lithostratigraphique (notées de 1 à 31) et permet d'avoir une idée sur la tectonique de l'ensemble des Monts des Ksour.

[Bassoullet \(1973\)](#) présente sa thèse sur la stratigraphie des Monts des Ksour avec une subdivision lithostratigraphique en liaison avec l'évolution sédimentaire du bassin des Ksour où il a retracé l'histoire de cette région durant le Mésozoïque, complétée par [Douihasni \(1976\)](#) dans sa thèse portant sur «l'étude géologique de la région Aïn Ouarka -Boussemghoun », avec une analyse structurale.

En 1982, [Abed](#) réalise une étude détaillée sur les séries du Jurassique du Djebel Amour, alors que [Kazi Tani\(1986\)](#), usant d'une approche méga-séquentielle, présente une synthèse de l'évolution géodynamique de la bordure Nord –Africaine, mettant en évidence deux grands groupes à caractères opposés : transgressif du Trias au Lias moyen et régressif du Toarcien à l'Oxfordien.

En 1991, [Ait Ouali](#), présente un travail sur le rifting et la diagenèse des assises carbonatées du Lias des Monts des Ksour. Il réalisa une étude sédimentologique et géodynamique basées sur une approche séquentielle couplée à une analyse stadiale des phénomènes diagénétiques.

Dans le cadre des précisions stratigraphiques dans les Monts des Ksour, [Almeras et al. \(1994\)](#) présentent une échelle biostratigraphiques du Jurassique moyen grâce aux levés de plusieurs coupes de références avec leurs faunes de brachiopodes et d'ammonites. Dans cette même optique s'inscrit le travail de [Ouali Mehadji \(1994\)](#) qui soutient un mémoire de magister sur la Stratigraphie des terrains du Bajocien supérieur - Bathonien dans les Monts des Ksour (Atlas saharien occidental) sur la base des brachiopodes, ainsi que celui de [Tlili \(1995\)](#) qui s'intéressa aux édifices récifaux de la formation de « Tifkirt » pour élaborer une étude paléo-écologique et paléogéographique.

En 1998, [Meddah](#), procéda à une étude géologique des appareils diapiriques de l'Atlas Saharien Occidental (Monts des Ksour) et le volcanisme triasique.

Avec le travail de [Mekahli \(1995\)](#) sur l'évolution des Monts des Ksour de l'Hettangien au Bajocien supérieur « biostratigraphie, sédimentologie, stratigraphie-séquentielle et paléogéographie », la région est subdivisée en quatre secteurs (Aïn Ben khellil, Aïn Ouarka, Mékalis, Kerdacha), puis il définit d'autres formations dans l'Infra Lias–Bajocien au niveau de ces secteurs.

En 2005, [Kacemi](#) étudia la dynamique sédimentaire de la série fin Dogger-début Crétacé : lithostratigraphie, sédimentologie, analyse séquentielle et stratigraphie séquentielle des différentes Formations du Jurassique moyen au Crétacé, et réalisa une carte géologique du secteur Ouest de l'Atlas saharien Occidental.

Tous ces travaux sont ensuite regroupés dans la synthèse d'[Elmi et al. \(1998\)](#).

Regagba (2006) s'étend vers l'Est par une étude sédimentologique et stratigraphique de la série du Jurassique moyen et supérieur de la région d'El-Bayadh.

En 2013, Kacemi présenta une thèse de Doctorat sur l'évolution litho-structurale des Monts des ksour (Atlas Saharien, Algérie) au cours du Trias et du Jurassique, où il aborda l'aspect géodynamique du bassin.



CHAPITRE III
METHODOLOGIE DU
TRAVAIL

1- Les travaux de terrain

Des travaux de terrain d'une durée totale de quatre années (plusieurs missions) ont permis de vérifier les observations et les interprétations des auteurs antérieurs. Deux secteurs ont été étudiés ; (i) Aïn Ouarka dans l'Atlas saharien occidental et (ii) secteur d'El-Bayadh dans l'Atlas saharien central. Quatre coupes géologiques ont été levées en détail, banc par banc. La première concerne le "Groupe carbonaté inférieur" d'âge jurassique inférieur à moyen, trois coupes dans la « Formation de Teniet Et-Temar » d'âge Oxfordien et une coupe dans la « Formation de Sfisifa » du Kimméridgien.

Ce travail est basé sur :

- Les levés des coupes lithostratigraphiques pour chacune des localités avec localisation des échantillons.
- La documentation sur les différentes particularités sédimentaires et structurales (figures, failles, faune) à l'échelle macroscopique.
- Un échantillonnage adapté aux analyses de géochimie, de minéralogie et une étude pétrographique microscopique.

2- La préparation des roches

Tous les échantillons cohérents ont été découpés en plaques à l'aide d'une scie à lame diamantée. Ensuite, les plaques ont été coupées à une épaisseur de 1 à 2 cm pour la préparation de sections minces, tandis que des blocs de sections minces ont été ajustés sur une lame de microscope standard (2,5 x 4 cm). Les chutes de dalles ont été réduites en poudre dans un broyeur à anneaux pendant 45 secondes, produisant des poudres pour l'analyse des isotopes stables, la diffraction des rayons X (DRX) et caractérisation des carbonates.

3- Les travaux du laboratoire

3.1 La microscopie

Au Total, 120 lames minces ont été réalisées à partir des sucres calcaires préparés au département de Géologie (Université d'Oran2, Algérie). Ces lames minces ont fait l'objet d'une analyse pétrographique sous microscope optique (lumière polarisée et polarisée-analysée) au laboratoire GeoZentrum Nordbayern der Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nürnberg. La classification des carbonates (texture) est basée sur le modèle de [Dunham \(1962\)](#) et [Flügel \(2010\)](#).

3.2 La détermination de la minéralogie des carbonates

Les analyses minéralogiques par diffraction des rayons X (Fig. III-1) ont été effectuées sur un diffractomètre Siemens D-500 (anode de cuivre, filtre de nickel) au Centre de Recherche et de développement (IRD Bondy, Paris, France). L'estimation de l'aire des pics principaux de chaque carbonate présent, par rapport à la ligne de base des diffractogrammes, permet d'estimer le pourcentage relatif des différentes phases carbonatées. Après détermination par calcimétrie de la teneur totale en carbonates, on peut ainsi calculer le pourcentage absolu des différents carbonates. L'erreur estimée sur le pourcentage pondéral des différentes phases carbonatées est de $\pm 5 \%$. L'estimation du déplacement du pic principal de la calcite (d104), afin d'estimer le pourcentage moléculaire de Mg dans la maille, a été faite après recalage des diffractogrammes par rapport au pic principal du quartz ou des deux pics principaux de l'aragonite, en l'absence de quartz.



Fig. III-1 Diffractomètre Siemens D-500 (anode de cuivre, filtre de nickel) au Centre de Recherche et de développement (IRD Bondy, Paris, France)

3.3 La détermination du pourcentage de carbonate

Le pourcentage de carbonate a été déterminé à l'aide de la machine de titrage LECO dans le Muséum National d'Histoire Naturelle à Paris (Fig. III-2). Les poudres en vrac étaient mesurées à 25 mg et brûlées à 900 ° C. Les poids ont ensuite été comparés aux normes de quartz et de carbonate pur.



Fig. III-2 Calcimètre dans le Muséum National d'Histoire Naturelle à Paris

3.4 Mesure des compositions isotopiques du carbone et de l'oxygène des carbonates

Les mesures des compositions isotopiques des carbonates ont été effectuées sur les sédiments bruts et sur les carbonates indurés. Pour les sédiments, les échantillons ont été préalablement dessalés à l'eau distillée, séchés dans une étuve (à 60°C) puis broyés à l'aide d'un pilon dans un mortier en agate. L'extraction du CO₂ provenant de leur réaction avec l'acide ortho-phosphorique anhydre à 25°C a été réalisée manuellement selon la procédure de [McCrea \(1950\)](#) ; le CO₂ a ensuite été analysé sur un spectromètre de masse VG-SIRA 9 (DIIRMS). Les carbonates authigènes ont suivi un autre traitement ; environ 150 µg de poudre ont été mis à réagir dans un automate

GV-Gilson couplé à un GV-Isoprime (DI-IRMS) permettant l'analyse du CO₂ issu de la réaction du carbonate avec de l'acide ortho-phosphorique 105 % pendant 12 minutes à 90°C. Les mesures de δ sont rapportées en ‰ par rapport à la référence internationale Vienne Pee Dee Belemite (Craig, 1957).

La précision analytique 2σ est de $\sim 0,01$ ‰ et la reproductibilité est de $\pm 0,07$ ‰ pour les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ et de $\pm 0,12$ ‰ pour les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$. Ces mesures ont été effectuées au Laboratoire d'océanographie et du climat : expérimentations et approches numériques (LOCEAN) – UMR 7159 et GeoZentrum Nordbayern der Friedrich-Alexander Universität Erlangen-Nürnberg.

3.5 L'utilisation du Microscope électronique à balayage (MEB) ou Scanning Electron Microscope (SEM)

Cet appareillage permet de caractériser la surface et de déterminer la composition chimique d'un matériau à l'étude. Le microscope électronique à balayage (MEB) est une technique d'imagerie employée pour connaître la morphologie (forme, dimension, arrangement de particules... etc.), la topologie de surface (relief, texture, etc.), la composition chimique (ratios relatifs d'éléments chimiques) et fournir de précieuses informations cristallographiques (structure atomique). Cette technique permet d'analyser d'une multitude d'échantillons de toutes formes, compositions et tailles.

4- Activités conduites pendant la thèse

Tab.1 Activités conduites durant la thèse

Activités	Descriptions
Recherche	Recherches bibliographiques - Contact des spécialistes dans le domaine des circulations des fluides.
Missions de terrains	-Missions dans la région de Beni Abbes, Béchar (terrain d'âge Paléozoïque) -Missions dans la région d'Aïn-Ouarka, Nâama (terrain d'âge Jurassique inférieur à moyen) -Missions dans la région d'El-Bayadh (terrain d'âge jurassique moyen à supérieur)
Enseignements	Enseignement en qualité de vacataire au sein du centre universitaire Nour Bachir, El-Bayadh. Modules :TP Géologie, Cours /TD de Géomorphologie.
Formations	Flügel-Course: International Course on Carbonate Microfacies, Erlangen (2018 et 2020).
Séminaires, colloques et Conférences	Plusieurs communications dans des séminaires internationaux et nationaux sur la géologie de l'Atlas Saharien. https://www.researchgate.net/profile/Mahboubi_Chikh_Younes

5- Les compétences acquises pendant le cursus :

Après avoir obtenu une Licence en Géologie de l'exploration, puis un Master académique en géodynamique des bassins sédimentaires et être admis en doctorat, j'ai acquis les principales compétences liées à la recherche et un savoir-faire dans le

domaine de la sédimentologie et la Stratigraphie. Aujourd'hui, je me vois apte à gérer, piloter et mener à bien un projet de recherche dans les délais impartis.

Grâce à cette première expérience dans le domaine de la recherche scientifique, les compétences acquises sont de nature différente :

- J'ai acquis des connaissances solides et une expérience internationale dans la Recherche scientifique en étudiant :

- La géologie générale de l'Atlas saharien.

- Etude des microfaciès des roches carbonatées.

- Les isotopes stables (C et O isotope)

- **D'un point de vue technique**, mon outil de travail est l'analyse microscopique, minéralogique, géochimique en laboratoire. Ces analyses se font en plusieurs étapes :

- La stratégie d'échantillonnage.

- La préparation des roches pour une étude microscopique (cathodoluminescence, MEB....etc.).

- Les mesures des isotopes stables du carbone et l'oxygène.

- **D'un point de vue professionnel**, j'ai travaillé en collaboration avec des laboratoires étrangers : plusieurs fois au laboratoire LOCEAN, UPMC, Paris, et pendant plus de 13 mois au laboratoire Geozentrum, FAU, Allemagne. Il a fallu gérer le planning, le temps, le stress pendant ce temps. Ces expériences m'ont permis de mettre en place des réunions de travail avec l'équipe pour examiner l'évolution du projet.

J'ai participé à des conférences internationales pour partager mes recherches avec la communauté scientifique afin d'enrichir la Recherche scientifique et développer des relations scientifiques internationales.

CHAPITRE IV
ASSOCIATIONS DES FACIES ET
RECONSTITUTIONS
PALEO-ENVIRONNEMENTALE

1- Introduction

Cette partie du travail est fondée essentiellement sur des observations de terrain et sur la description des faciès, afin de reconstituer la géométrie, relative aux différents objets et corps sédimentaires rencontrés.

L'analyse des faciès sédimentaires employée dans ce travail consiste à les décrire sur la base d'observations macroscopiques et microscopiques. Pour ceci, plusieurs coupes détaillées ont été levées dans des différents secteurs. Les affleurements ont été choisis en prenant en compte la plus grande épaisseur possible de la série dans chaque secteur en évitant les accidents structuraux.

Les terrains mésozoïques de l'Atlas saharien occidental et central sont caractérisés par une couverture sédimentaire s'étendant du Lias jusqu'au Crétacé supérieur, à caractères d'abord marin ensuite continental, et qui affleurent dans plusieurs anticlinaux et synclinaux. Ces coupes ont fait l'objet de nombreuses études stratigraphiques, sédimentologiques et/ou paléontologiques (Bassoullet, 1973 ; Douihasni, 1976 ; Delfaud *et al.*, 1974 ; Kazi Tani, 1986 ; Ait Ouali, 1991, Mekahli, 1995, Kacemi, 2005, Sebane, 2007). Néanmoins la série Dogger-Malm de l'Atlas Saharien Central, n'a pas été soumise à une étude détaillée sauf quelques travaux de (Cornet, 1952 ; Abed, 1982, Regagba, 2006 ; Mammeri, 2017). À cet effet, dans ce présent chapitre, notre but est d'établir une description des faciès en se basant sur une synthèse des observations des travaux précédents, afin de compléter et de combler les lacunes laissées dans la lithostratigraphie et la sédimentologie. Pour cela, les meilleurs affleurements ont été choisis dans la région d'Aïn Ouarka (Atlas Saharien occidental) et la région d'El-Bayadh (Atlas Saharien central).

Le premier objectif de ce chapitre est de:

- Etablir une étude lithostratigraphique et sédimentologique détaillée. Pour cela, nous essayons ici de décrire tous les faciès trouvés dans ces deux régions, en se basant sur le levé des coupes géologiques sur terrain.

- Proposer une nouvelle subdivision lithostratigraphique dans l'Atlas saharien central selon la charte internationale de la stratigraphie, et réviser leurs âges à partir d'une étude taxonomique détaillée des brachiopodes récoltés. (Voir annexe 1)
- Réaliser une étude sédimentologique à partir des levés de plusieurs coupes dans la région d'Aïn-Ouarka et dans le secteur d'El-Bayadh. Cette étude est basée sur les caractéristiques lithologiques, sédimentologiques, et paléontologiques sous une approche microscopique. La démarche utilisée pour la description des microfaciès et microfaciès est basée sur les classifications de Folk (1959), de Dunham (1962) et Flügel (2010).

2- Rappel sur les plates-formes carbonatées

Le terme de « plate-forme carbonatée » a d'abord été utilisé de manière très générale pour décrire une épaisse séquence de carbonates d'eau peu profonde dans une grande diversité de contextes tectoniques (Tucker & Wright, 1990).

De nombreuses classifications ont été proposées (Ahr, 1973 ; Read, 1982 ; 1985 ; Tucker & Wright, 1990 ; Handford & Loucks, 1993 ; Wright & Burchette, 1998 ; Pomar, 2001). Cinq principaux types de plates-formes carbonatées peuvent être distingués selon leurs profils et extensions spatiales : (1) les rampes (« *ramps* »), (2) les plates-formes barrées (« *rimmed shelf platforms* »), (3) les plates-formes épicontinentales (« *epeiric platforms* »), (4) les plates-formes isolées et les atolls océaniques (« *isolated platforms and oceanic atolls* ») et (5) les plates-formes ennoyées (« *drowned platforms* »). En fonction des caractères sédimentologiques et des corrélations à l'échelle régionale, on distingue deux types de plate-forme carbonatée :

2.1 Une plate-forme carbonatée de type rampe (non barrée)

La rampe (Ahr, 1973; Wilson, 1975) est une plate-forme carbonatée à pente plus ou moins régulière et à faible pendage (Fig. IV-1), caractérisée par des eaux tempérées dans la zone tropicale, froides vers les latitudes polaires. Ce type de plate-forme est caractérisé par une production carbonatée assurée par les organismes hétérotrophes, l'absence de la construction récifale, et la présence de monticules de boue. Généralement, la subdivision d'une rampe distingue trois zones :

2.1.1 Rampe interne (proximale) :

C'est une zone de faible bathymétrie et un hydrodynamisme élevé au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps (LAVBT). Celui-ci argumente la rareté de la matrice de boue, et la présence de bioclastes à textures packstones et/ou grainstones.

2.1.2 Rampe médiane (intermédiaire):

Elle se situe entre la limite d'action des vagues de beau temps (LAVBT) et celle des vagues de tempêtes (LAVT) avec une profondeur de quelques dizaines de mètres. Elle est représentée par des sédiments souvent remaniés par les tempêtes (brèches, structures de HCS, surface de ravinement...). L'hydrodynamisme est peu élevé et favorable à une sédimentation fine, constituée de boues calcaires ou terrigènes à l'origine de calcaires micritiques ou de marnes. Les bio-constructions montrent une communauté bien diversifiée: brachiopodes, bryozoaires, coraux, échinodermes, algues rouges.

2.1.3 Rampe externe (distale):

Cette zone est située sous la limite d'action des vagues de tempêtes (LAVT). La profondeur peut varier de quelques dizaines de mètres à plusieurs centaines de mètres. Cette zone se caractérise par un faible hydrodynamisme dans laquelle se déposent des sédiments pélagiques à texture mudstone ou wackestone et alternent avec des niveaux marneux ou argileux. La faune comprend majoritairement des organismes benthiques (foraminifères, éponges, bryozoaires, brachiopodes, mollusques et échinodermes) associés avec des formes nectoniques ou planctoniques.

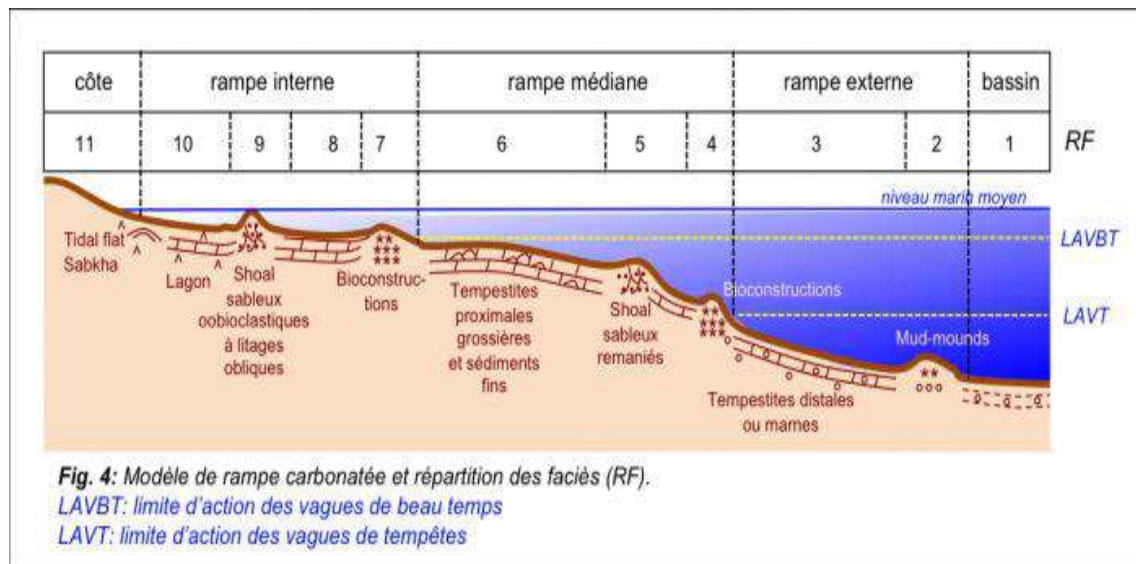


Fig. IV-1 : Zonation et description des faciès de rampe carbonatée (d'après Wilson, 1975)

2.2 Une plate-forme carbonatée barrée

Les plates-formes carbonatées barrées (Read, 1985 ; Tucker & Wright, 1990 ; Handford & Loucks, 1993) présentent des profils de dépôt à géométrie variable dont la principale différence morphologique par rapport aux autres systèmes sédimentaires est la présence d'un talus. La plate-forme est liée au bassin par une rupture topographique et l'augmentation croissante de la pente du profil dont l'inclinaison varie de quelques degrés à plus de 60°. Une barrière semi-continue à continue, située sur la bordure de plate-forme, individualise un lagon ou une plate-forme interne en domaine proximal en limitant la circulation océanique. La barrière peut être de nature diverse (récifs, bioaccumulations bioclastiques ou à ooides, éolianites, etc...) (Fig. IV-2).

2.2.1 La plate-forme interne :

La plate-forme normalement située au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps (profondeur de quelques mètres à quelques dizaines de mètres). Cette zone est appelée lagon lorsqu'elle est efficacement protégée par des *shoals* sableux ou un récif. Les connexions avec le milieu marin plus ouvert sont régulières et permettent d'assurer une salinité constante. Les dépôts sont généralement constitués de boues calcaires (mudstones et wackestones) subissant l'action des vagues. Les organismes sont

benthiques (algues, foraminifères, bivalves et gastropodes). Elle se compose en 3 sous zones

- La zone intertidale :

Correspond à un niveau d'énergie moyen à faible. Sur la plage s'accumulent des sables bioclastiques, formé de débris de squelettes et coquilles calcaires. Des débris moyens à grossiers et des oolites se déposent dans les chenaux de marées. Dans la partie supérieure de la zone intertidale peuvent se développer des encroûtements ou des constructions alguaires (stromatolithes).

- La zone supratidale :

Peut inclure des dunes éoliennes, des marécages et des lagunes à tendance évaporitique (sebkha littorale).

- La zone subtidale :

Est un milieu très calme de décantation; il s'y dépose une vase calcaire.

2.2.2 La barrière :

La barrière est généralement construite par les coraux; elle est recouverte à marée haute mais partiellement émergée à marée basse. Elle est localement interrompue par des passes qui mettent en communication la plate-forme interne avec le large. Le récif corallien représente une bio-construction complexe dont la charpente est constituée par les coraux eux-mêmes (de nos jours des Hexacoralliaires) auxquels s'adjoignent des éponges, des bryozoaires, des algues encroûtantes, d'autres coelentérés. Ils s'installent généralement sur un support solide, dans des eaux chaudes, agitées, limpides et de faible profondeur. Un très grand nombre d'espèces vivent dans le biotope particulier que constitue le récif: mollusques, échinodermes, poissons. (Biocénose corallienne). La face externe de la barrière, du côté de la haute mer, est détruite par l'action des vagues; les éléments fins sont mis en suspension, des blocs s'éboulent sur la pente du récif.

2.2.3 La plate-forme externe :

L'énergie sur le fond est moyenne dans la zone d'action des vagues. À partir d'une certaine profondeur, une cinquantaine de mètres, l'hydrodynamisme est très faible. Les sédiments se déposent en fonction de ce gradient d'énergie: éléments grossiers à proximité de la barrière, boue calcaire ou argilo-carbonatée au large. La faune comprend des espèces benthiques et pélagiques de haute mer. Lorsque la production et l'apport de carbonates sont importants, la plate-forme s'étend vers le large et prograde dans le bassin marin.

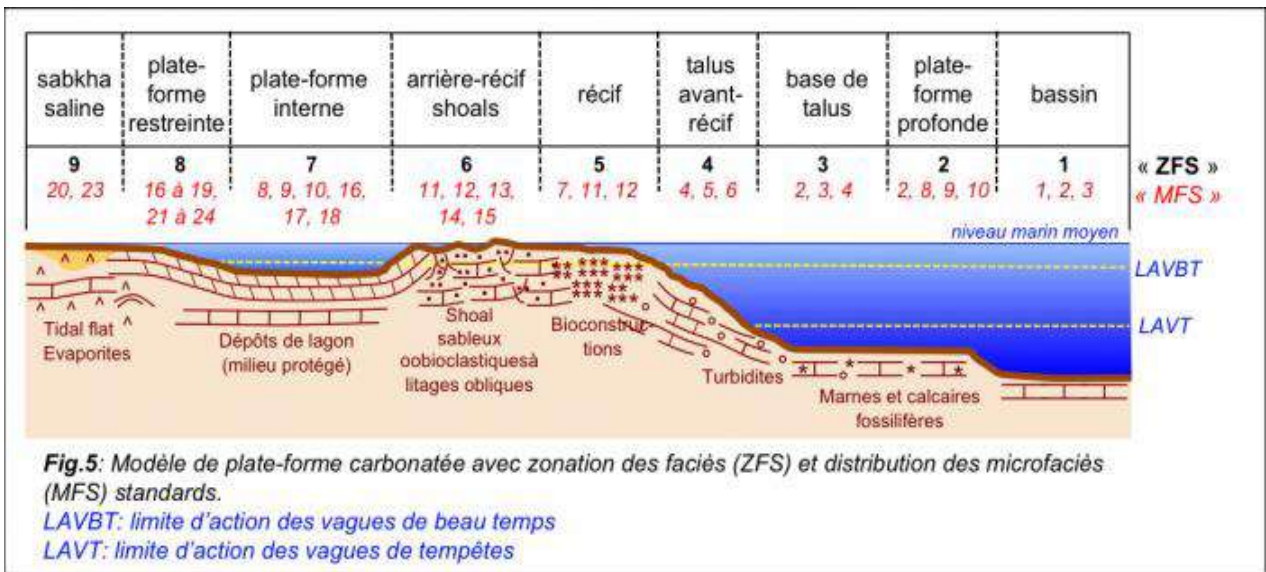


Fig. IV-2 : Zonation des faciès standards de plate-forme carbonatée (Wilson, 1975)

3- Le secteur d'Aïn Ouarka

Le travail effectué dans la région d'Aïn Ouarka a pour but :

- La description lithologique des différentes formations qui affleurent dans la partie nord du Djebel Chemarikh.
- La définition du cadre biostratigraphique.
- L'étude sédimentologique (définition des différents faciès et microfaciès) pour la reconstitution des environnements de dépôts.

3.1 Le Découpage lithostratigraphique

La coupe est levée sur le flanc Nord-Ouest du Djebel Chémariikh (Fig. IV-3) N 32° 42' 48.345'' et W -0° 10' 10.781'' et comprend plusieurs formations qui sont de bas en haut:

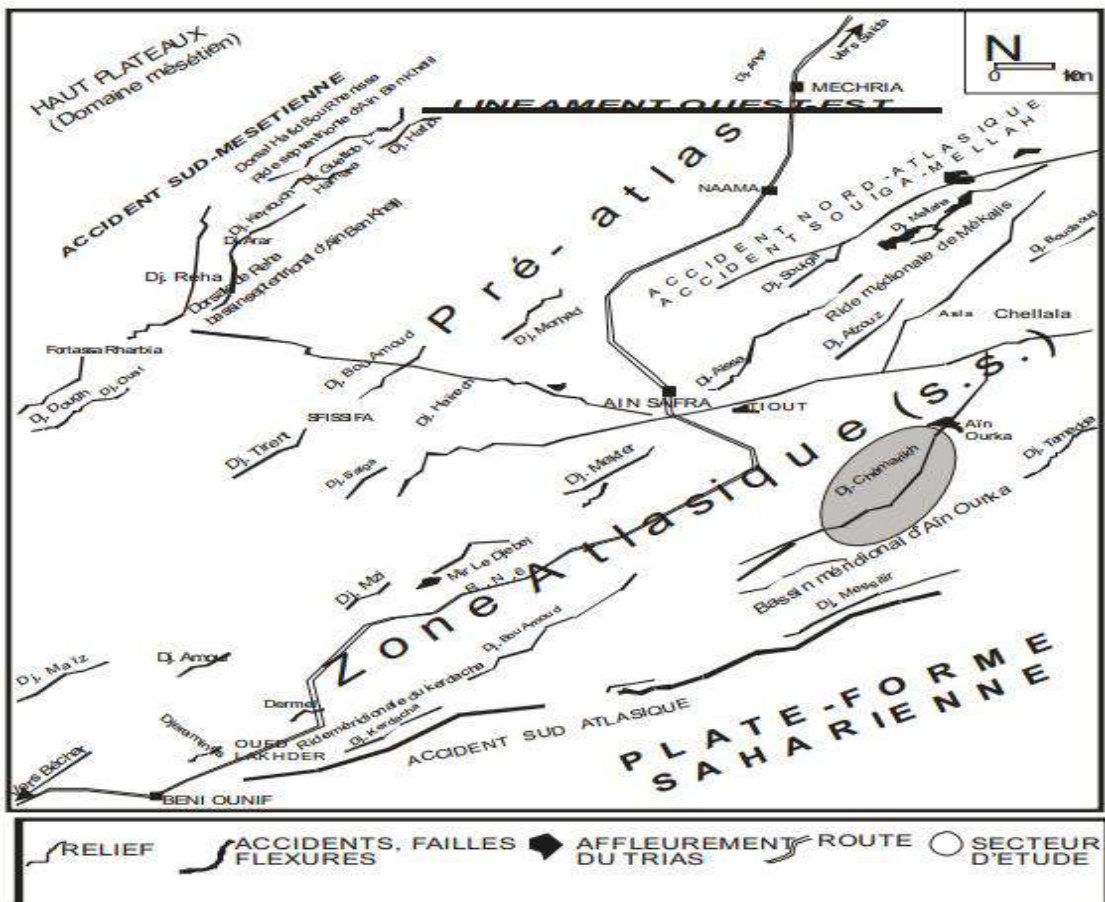


Fig. IV-3 : Carte structurale et localisation de secteur d'étude (Mekahli, 1998)

3.1.1 Dolomies du Chemarikh (150 à 200 m):

Cette formation repose en contact structural (diapirique) sur les argiles triasiques. Il s'agit d'un ensemble de calcaires dolomitiques, d'une teinte grise-beige, en bancs épais et massifs, mal stratifiées, parfois bioclastique, à micro-cavités remplies par la calcite (*bird-eyes*). Le sommet de cette Formation est clôturé par un tapis algaire (stromatolite) avec des empreintes d'ammonites de grande taille de l'Hettangien inférieur (zone à *Planorbis*) (Mekahli, 1995 ; 1998 ; Elmi *et al.*, 1998) (Fig. IV-4).

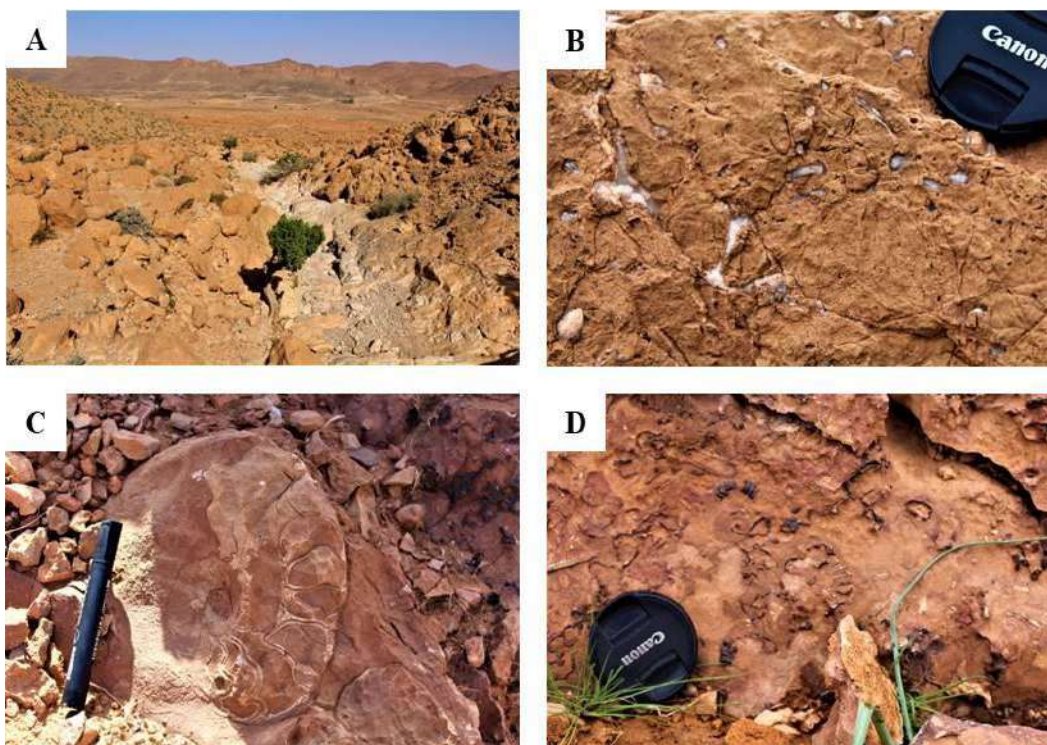


Fig. IV-4 : Dolomies du Chemarikh.

A) Vue générale des dolomies ; B) dolomie à birds-eyes ; C) Ammonite au sommet de la dolomie de Chémarikh; D) Tapis algaire (Stromatolite ?)

3.1.2 L'alternance d'Aïn Ouarka (126 m) :

Il s'agit d'une alternance de marnes verte à grise, d'ordre centimétrique à décamétrique, et des bancs de calcaire massif à pseudo-noduleux, qui renferment des cristaux de pyrite. L'épaisseur des bancs varie entre 0,2 et 0,5 m, souvent riches en ammonites de diverses tailles et des bélemnites. Elle regroupe plusieurs membres : "calcaires noirâtres lités", "calcaire à trainées rouges", "alternance de marnes et de

calcaire à silex", "alternance de marnes et de calcaires ondulés" (Sinémurien) ; "alternance verdâtre de marnes et de calcaires"(Carixien) ; "alternance violacée de marnes et de calcaires " et "alternance noirâtre de marnes et de calcaires" (Domérien) (Fig. IV-5).

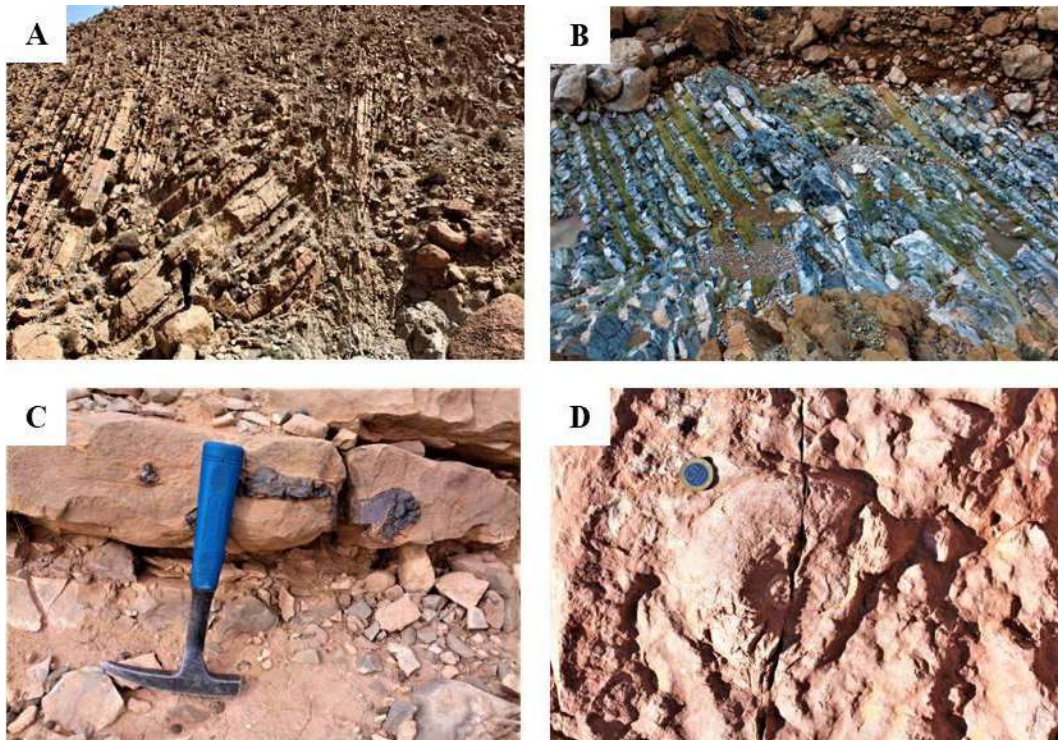


Fig. IV-5 : Alternance d'Aïn Ouarka (Dj. Chémariikh).

A) Slump ; B) Alternance marne verte et calcaire ; C) Calcaire à silex ; D) Ammonotico-rosso.

3.1.3 Les Marno-calcaires d'Aïn Rhézala (76m) :

C'est une alternance caractérisée par une prédominance marneuse, grisâtre à noirâtre, d'aspect schisteux. Elle comporte des bancs de calcaires massif ou noduleux, riches en traces fossiles (Zoophycos, Nereites), de couleur grise à jaune à la patine, et sombre à la cassure, avec des cristaux de pyrite. Les bancs sont ondulés, strato-croissants, d'épaisseur centimétrique devenant plus réguliers vers le haut. Ces bancs alternent avec des niveaux marneux, strato-décroissants, de teinte beige à verte, et d'épaisseur allant de 0,5 m à 2,7 m. Elle est constituée par "une alternance dilatée de marnes et de calcaires" (Toarcien inférieur), surmontée par "l'alternance de marnes et de calcaires à filaments" (Toarcien

moyen), puis " l'alternance de marnes et de calcaires à Zoophycos" (Toarcien supérieur) (Fig. IV-6).

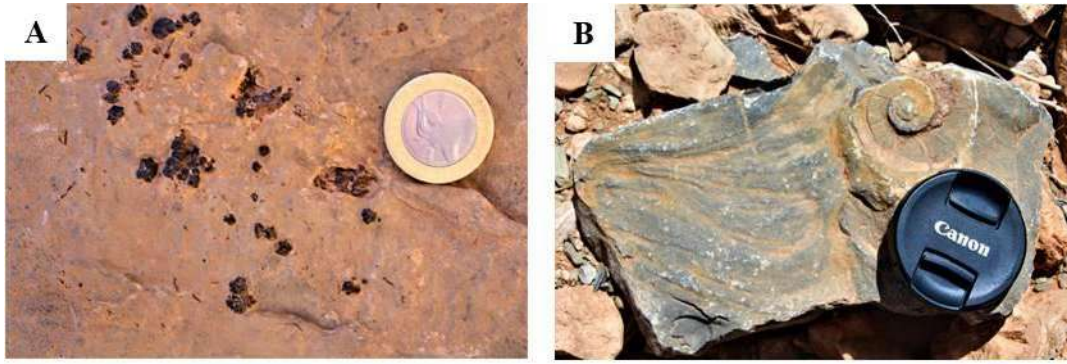


Fig. IV-6 Marno-calcaires d'Ain Rhézala.

A) Cristaux de pyrite ; B) Calcaire à *Zoophycos* et moule d'ammonite.

3.1.4 Les Brèches de Raknet el Kahla (87 m) :

Cette formation comprend 2 membres : (1) "Calcaires ondulés à interlits marneux", interrompus par des passées de brèches, débutant par un banc calcaire grossièrement bréchique et passant au-dessus à des bancs ondulés, (2) "Marnes schisteuses à intercalations de calcaires et de brèches" débutant par des bancs de calcaires béchiques, passant à d'autres bancs calcaires à figures de glissements, puis à des calcaires noirs à aspect schisteux renfermant parfois des oolithes éparses ou en amas lenticulaires ou encore en laminations entrecoupées. Elle est limitée au sommet par le premier banc gréseux de la « Formation du Teniet El Klakh". Cette formation est d'âge Aaléno–Bajocien supérieur (Fig. IV-7).

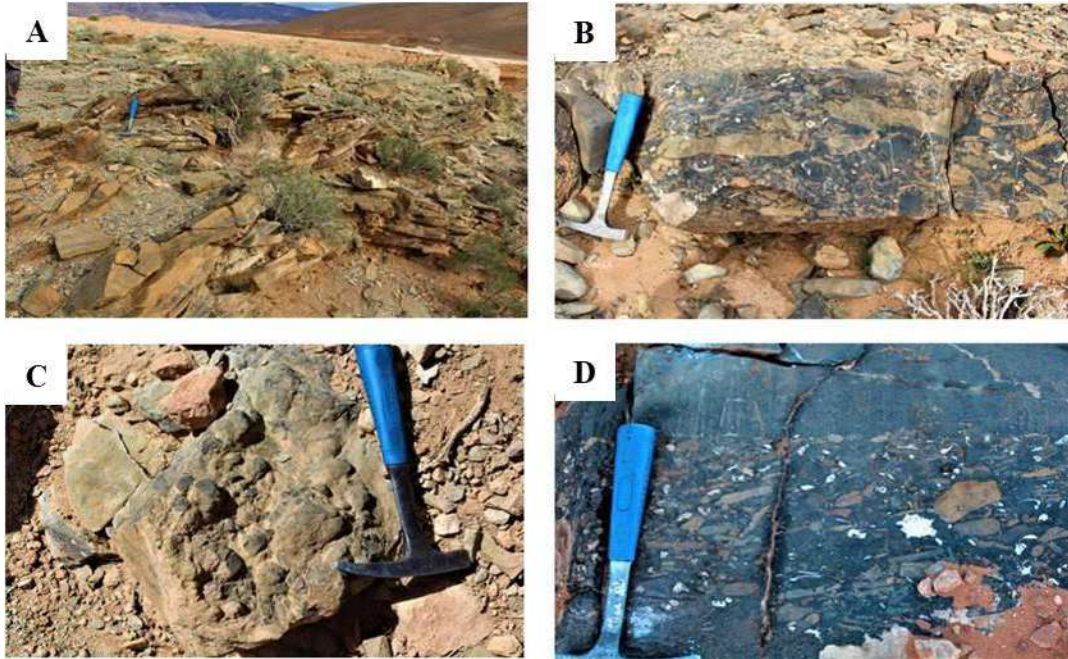


Fig. IV-7 : Brèches de Raknet el Kahla.

A) Calcaire ondulé ; B) Calcaire béchique raviné à la base, C) Brèche monogénique ; D) Brèche hétérogénique à éléments anguleux à sub-anguleux

3.1.5 La Formation du "Theniet el Klakh" (700 m) :

Elle est d'âge Bajocien supérieur (Bassoullet, 1973). Cette formation occupe les dépressions entourant le relief de Djebel Chemarikh. Elle est d'épaisseur d'environ 1100 m, formée par une alternance d'argilites pélitiques schistoïdes, de grès d'épaisseur centimétrique à métrique riche en figure d'hydrodynamisme (laminations horizontales, des rides de courant...etc) et figures base de banc (*flute casts*) et des figures de glissement, cette formation aussi caractérisée par calcaires noduleux sphérique (Fig. IV-8).

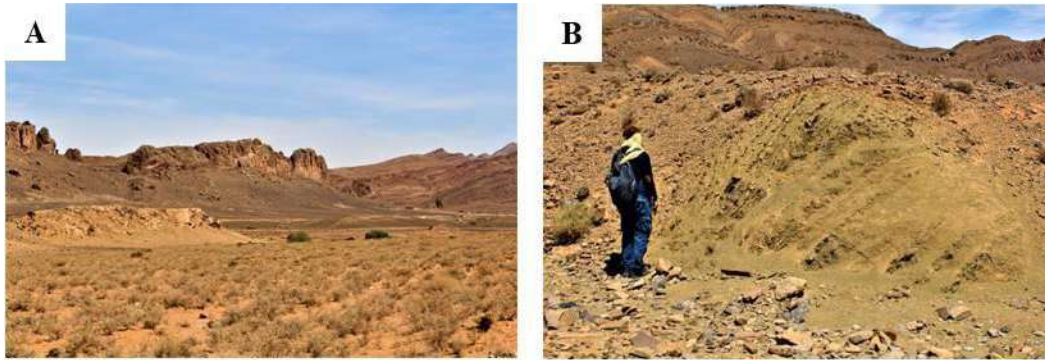


Fig.IV-8: Formation du Theniet el Klakh

A) Barre de grès d'aspect lenticulaire ; B) Argile verte à passées centimétriques de grès.

3.1.6 Formation du Tifkirt (250 m) :

Elle est d'âge Bajocien supérieur-Bathonien inférieur (Bassoullet, 1973). Elle constitue un repère remarquable dans la topographie par les édifices massifs, discontinus latéralement, lenticulaire de taille métrique. Cette formation débute par des calcaires récifaux de type biostromes (R1, R2 de Tlili, 1995) et de type bioherme (R3), riches en faune benthique (polypiers, débris d'échinodermes, spongiaires, des algues...etc.). Ces édifices récifaux passent latéralement, soit à des calcaires dolomitiques soit à des calcaires bioclastiques et/ou oolithiques qui alternante avec des marnes à nodules calcaires sphérique. La partie sommitale de ces édifices récifaux est marquée par la présence d'un tapis microbien, ferrugineux de couleur rouge (Fig. IV-9).

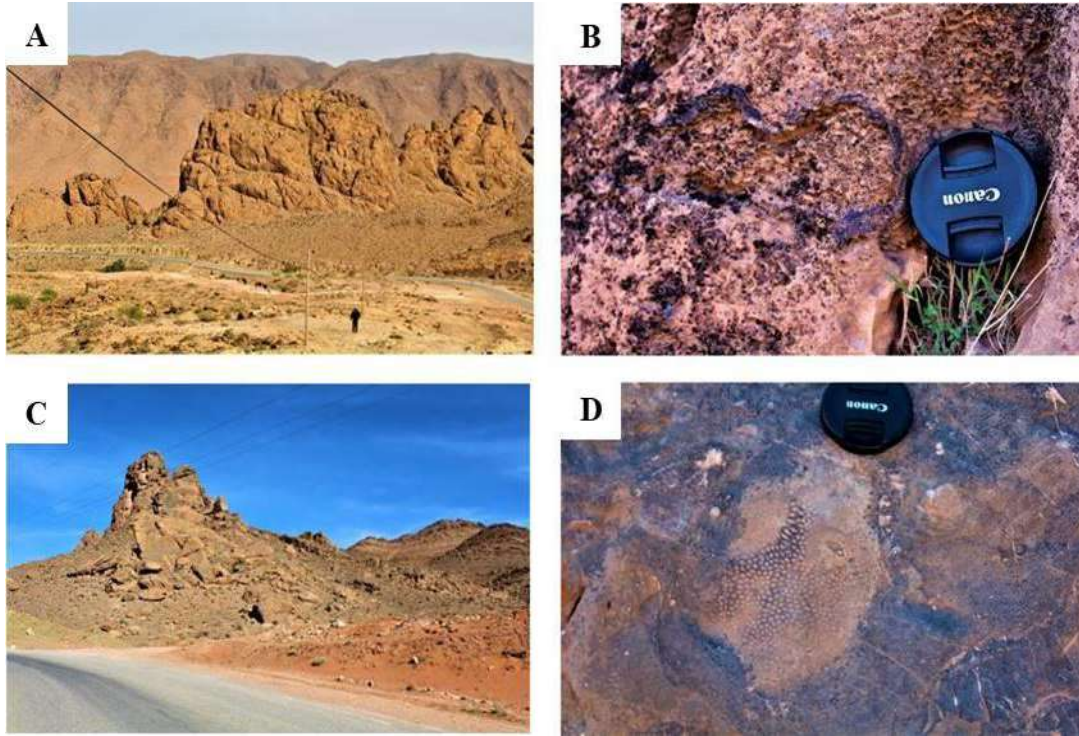


Fig. IV-9 : Formation du Tifkirt.

A) Vue générale du récif R3 d'Aïn Ouarka ; B) Surface ferrugineuse au sommet des récifs ; C) Récif R3 et son passage latéral, D) Scleractiniaires (Madréporaires).

3.2 Attributions bio-stratigraphiques

Les éléments de datation sont fondés sur les arguments bio-stratigraphiques apportés d'une part par les Ammonites, les brachiopodes et les foraminifères, récoltés et identifiés dans le secteur du périclinal nord du Dj. Chemarikh par [Mekahli \(1995 ; 1998\)](#), [Elmi \(1998\)](#), et [Sebane \(2007\)](#) pour le Toarcien, [Ouali Mehadji \(1995\)](#) pour le Dogger (Fig.IV-12).

3.3 Inventaire et description des faciès

La sédimentation est essentiellement carbonatée dans le Jurassique inférieur et mixte, silico-clastique/ carbonatée dans le Jurassique moyen. Trois (03) faciès subdivisés en 11 sous-faciès sont définis dans la coupe d'Aïn Ouarka (tableau 2). La subdivision des milieux de sédimentation utilisée est celle décrite pour les systèmes silico-clastiques par [Walker & Plint \(1992\)](#).

Tab. 2 : Tableau récapitulatif des associations des faciès et sous-faciès dans le secteur d'Aïn Ouarka

Faciès	Sous- faciès	Code
FA: Marne	-	-
FB: Calcaires	Dolomicrites	B1
	Calcaires micritiques	B2
	Calcaires wackestone à faune pélagique	B3
	Calcaires à péloïdes packstone à grainstone	B4
	Calcaires bréchiques	B5
	Calcaires rudstones	B6
FC: Grès	Grès à structures de charge	C1
	Grès à structures en flamme	C2
	Grès à lamination convolutive	C3
	Grès à structures en boules et coussins	C4
	Grès à structures en « cône-in-cône »	C5
	Grès à Structures d'échappement de fluide	C6

- **Faciès A : Les marnes :**

Ce faciès présente des variétés du point de vue chromofaciès ; de couleur noire, grise ou verte, et en forme des inter-bancs d'épaisseur centimétrique à métrique. Il prend parfois un aspect « schisteux » (dans la Formation du Teniet El Klakh), feuilleté et induré (dans la Formation des Marno-calcaires d'Ain Rhézala), ou encore en combes décimétriques à rares intercalations de feuillets silteux.

- **Faciès B : Les calcaires :**

Ce faciès est observé dans toutes les formations ; présentant des variétés de couleurs et de teintes : verdâtre, noirâtres à la patine et grisâtre à parfois noirâtres à la cassure, en bancs d'épaisseur centimétrique à décimétrique. Il est massif, pseudo-noduleux ou noduleux. Ce faciès B est subdivisé en 5 sous-faciès.

- Sous-faciès (B1) : Dolomicrites :

Ce microfaciès est reconnu dans la formation des dolomies de Chemarikh ; il s'agit de dolomicrite à dolosparite, à cristaux de dolomite de taille fine généralement inférieure à (<20 μm) (Fig. IV-10 A), et des structures fenestreae de type «Birds-eyes» dans une matrice micritique à rare bioclastes. Certains niveaux montrent des structures de type «Dog-tooth» de dolosparites et des «Bird-eyes» encaissés par des dolomicrites et remplis par la calcite. Ce microfaciès correspond au Ramp microfaciès RMF-21 et RMF-23, *Finely laminated dolomitic et lime mudstone, Fenestral bindstonede* (Flügel, 2010).

- Sous-faciès (B2) : Calcaires micritiques :

Ce microfaciès caractérise les calcaires d'Aïn Rhezala et la Formation de Theniet El Klakh. Il est composé à 95% de micrite sombre à brune, de type biomicrite à pelmicrite avec quelques cristaux de pyrite framboïdale et d'oxydes de fer (Fig. IV-10 B, G). Ce microfaciès est associé à des micro-filaments de couleur sombre et claire (Fig. IV-10 D). Les micros fractures sont remplies par la matière organique. Ce microfaciès correspond au Ramp microfaciès RMF-05, *pelagic mudstone* (Flügel, 2010).

- Sous-faciès (B3) : Calcaires wackestone à faune pélagique :

Ce microfaciès domine la Formation des alternances d'Aïn Ouarka, est représentée par une matrice mudstone biomicritique à nodules de silex, des foraminifères pélagiques (Fig. IV-10 C), des radiolaires et des ammonites bien conservés. Ce microfaciès est assimilé au Ramp microfaciès RMF-02, *Argillaceous burrowed mudstone / wackestone* (Flügel 2010).

- Sous-faciès (B4) : Calcaires à péloïdes packstone à grainstone :

Ce microfaciès est observé dans les calcaires de Tifkirt et dans les brèches de Raknet El Kahla, caractérisé par des allochèmes représentés par une abondance de péloïdes, mal triés et micritisés (Fig. IV-10 C). Les péloïdes sont de formes circulaires et ellipsoïdales non jointifs. Le squelette est formé par des fragments de mollusques, des tests de foraminifères, des fragments de brachiopodes, des coraux et des algues. Ce microfaciès est assimilé au Ramp microfaciès RMF-04 *Peloidal wackestone/packstone* (Flügel, 2010).

- Sous-faciès (B5) : Calcaires bréchiques :

Il représente l'un des microfaciès les plus abondants dans la Formation des brèches de Raknet El Kahla, caractérisé par une abondance de lithoclastes associés à des allochèmes et d'autres organismes. Les allochèmes sont représentés par des grains squelettiques, des péloïdes et des ooïdes. Les péloïdes sont de forme sphérique micritisés (Fig. IV-10 E). Le squelette est formé de quelques coraux, débris d'algues, tests de foraminifère et fragments de brachiopodes, réunis par ciment sparitique (Fig. IV-10 F). On observe des intra-clastes et extra-clastes sub-angulaires à angulaires de calcaire et de grès ferrugineux. Des caractéristiques tectoniques peuvent également être observées, telles que des microfractures remplies de ciment de calcite. Ce microfaciès peut être corrélé aux Ramp microfaciès RMF-08 *Burrowed packstone and grainstone with various skeletal grains, intraclasts, oncoids and peloids* (Flügel 2010).

- Sous-faciès (B6) : Calcaires rudstones à floatstone :

Ce microfaciès est reconnu dans la «Formation de Tifkirt». Ces microfaciès sont constitués de gros fragments de bioclastes (Fig. IV-10 H). Les bioclastes comprennent de gros gastéropodes, des bivalves (> 2 mm) avec coquille aragonitique, Ce microfaciès aux Ramp microfaciès RMF-09 *Wackestone / packstone / floatstone* (Flügel 2010).

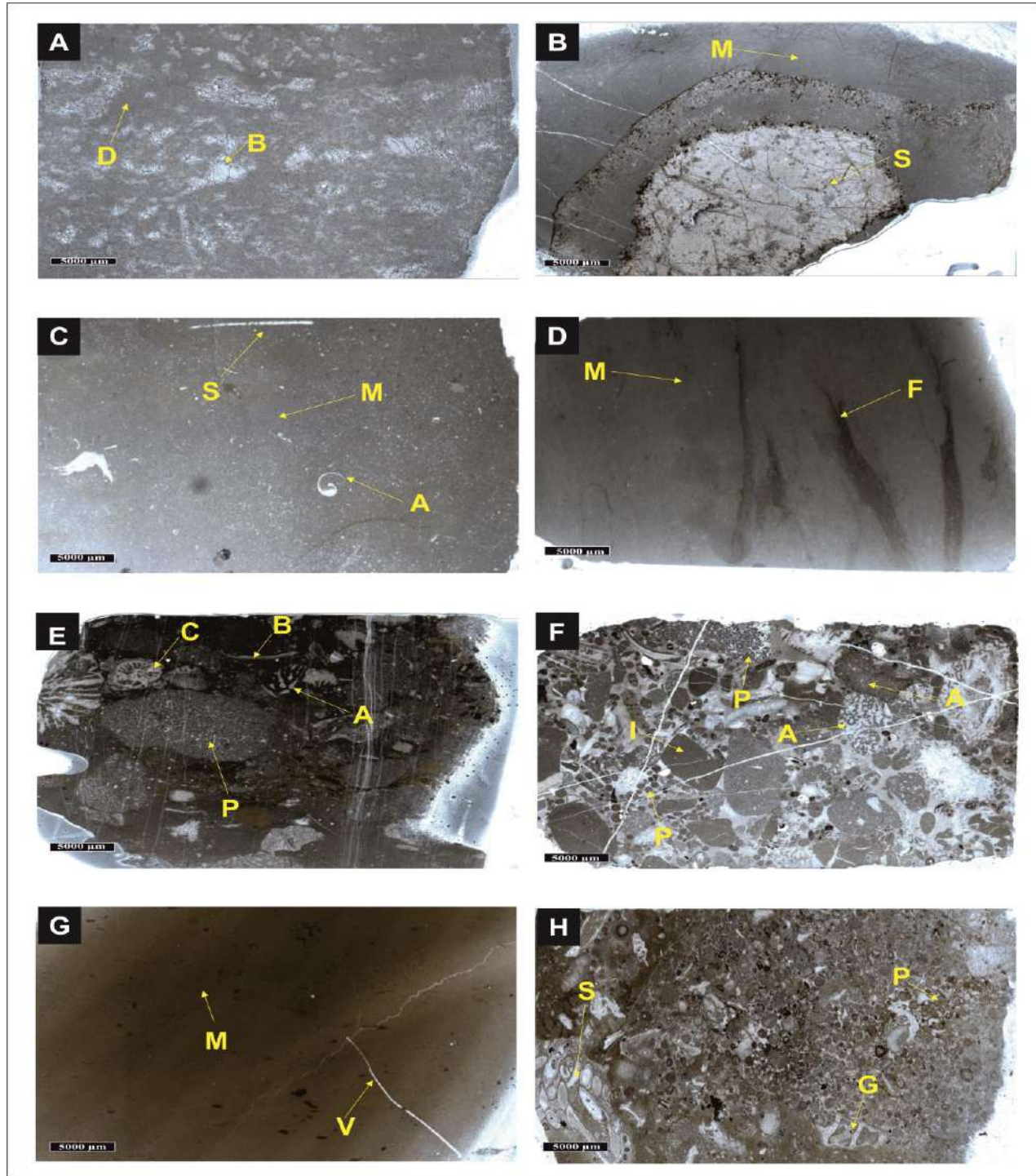


Fig. IV-10 : Photomicrographes des microfaciès : A) Dolostone=D avec structure fenestrae= B). B) mudstone pélagique= M avec siliex= S).C) mudstone pélagique=M avec éponges= S et foraminifère, ammonite= A. D) mudstone pélagique= M légèrement dolomitisé avec micro-filament= F). E) (calcaire bréchiqque avec algue= A, polypier= C et peloïde, grainstone= P et bioclast= B).F) calcaire bréchiqque avec algue= A, intra- et extra-clastes=I et peloïde= P.G) mudstone= M avec veine de calcite= V).H) rudstone avec gastéropode= G et peloïde= P et serpulids=S).

- **Faciès C : Les grès :**

Les faciès gréseux constituent la majeure partie de la « Formation de Theniet El Klakh ». Elle est caractérisée par leurs structures sédimentaires de déformation (SSDS), on peut classer ce faciès en 6 sous- faciès:

- *Sous-faciès (C1) : Grès à structures de charge (Load structures) :*

Ces structures sont très abondantes surtout dans la partie inférieure de la Formation de Theniet El Klakh, caractérisée par des bancs gréseux à grains fins, à allure concave, de taille centimétrique, dans des bancs organisés en barres métriques (2^{ème} barre de la Formation de Theniet El Klakh). (Fig. IV-11 A)

- *Sous-faciès (C2) : Grès à structures en flamme (Flamme structures) :*

Ce faciès apparait dans la partie médiane et sommitale de la Formation de Theniet El Klakh, en banc de grés fin à moyen, d'épaisseur centimétrique, à perturbations et irrégularités en forme de flammes. (Fig. IV-11 F)

- *Sous-faciès (C3) : Grès à lamination convolutive (Convolted laminations) :*

Il s'agit de déformations hydroplastiques des lamines, ondulées, en forme de petits anticlinaux et synclinaux. Parfois, elles se présentent sous forme de lamines contournées simples ou complexe, associées avec les structures en flammes. (Fig. IV-11 C)

- *Sous-faciès (C4) : Grès à structures en boules et coussins (Ball and pillow structures) :*

Ces structures caractérisent les bancs en forme de boules et/ou coussins. Généralement, elles sont de petites tailles (centimétriques) et jointives. Elles sont associées aux laminations convolutées et les structures en flammes. (Fig. IV-11 D)

- Sous-faciès (C5) : Grès à structures en« cône-in-cône » :

Il est représenté par un emboîtement de cônes les uns dans les autres, de différentes tailles (millimétriques à centimétriques) dans des bancs de grès d'épaisseur d'ordre centimétrique, surtout au sommet des bancs (2^{ème} Barre gréseuse). (Fig. IV-11 E)

- Sous-faciès (C6) : Grès à Structures d'échappement de fluide (Escape structures) :

Ces structures se caractérisent par des lamines soulevées et écartées. Il s'agit d'un échappement de fluide (avant lithification) où les éléments constitutifs suivent l'itinéraire de l'expulsion et l'ascension du fluide. (Fig. IV-11 B)

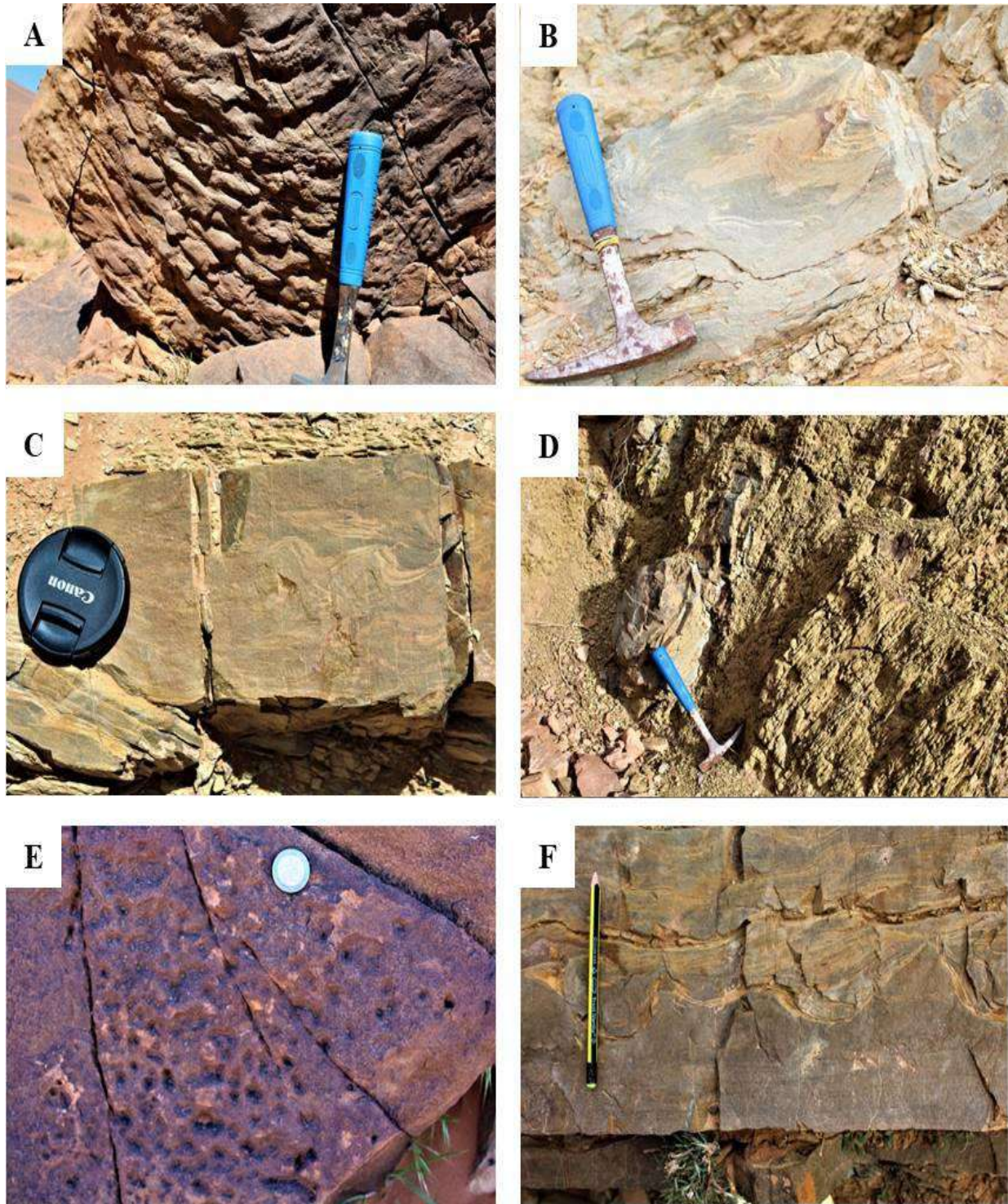


Fig. IV-11 Formation de Theniet El Kelakh :
A) *Load-cast* ; B) Structure d'échappement de fluide ; C) *Convolute laminations* ; D) Structures en boules et coussins ; E) Structures en « *cône-in-cône* » ; F) Structures en flamme.

3.4 Association de faciès et environnements de dépôts

L'analyse des faciès et microfaciès du Groupe carbonaté inférieur (LCG) distingue six microfaciès (MF1, MF2, MF3, MF4, MF5 et MF6) qui permettent la reconstruction des paléo-environnements (Fig.IV-12). Ces Standards microfaciès (SM) sont attribués à des paléo-environnements ; Il s'agit pour notre cas d'une rampe carbonatée de type homoclinale (Fig.IV-13). L'examen des lames minces dans le secteur d'Aïn Ouarka a révélé la présence des associations de microfaciès suivantes (Tab.3):

Tab.3 : Tableau récapitulatif des associations de faciès et des environnements de dépôt

Association	Les faciès associés	Environnements de dépôt
I	MF1	Rampe interne
II	MF4, MF5, MF6	Ramp médiane
III	MF2, MF3	Ramp externe

3.4.1 Association I

L'association des faciès I consiste principalement en MF1 représentée par des dolomicrites et dolosparites avec structure fenestrale (bird's eyes) associées à un tapis microbien qui indiquerait un environnement intertidal à supratidal (rampe interne) (Flügel, 2010) avec des périodes d'émersion et d'inondations marines. La présence des bird's eyes indique des dégagements de gaz de méthaneissude la décomposition de la matière organique ou au lessivage d'anhydrites (Flügel, 2010 ; Antoshkina *et al.*,2014).

3.4.2 Association II

L'association des faciès II consiste principalement en MF2 et MF3, et représente un environnement à faible énergie de la rampe externe, au-dessus de la zone de compensation des carbonates (CCD). Les foraminifères planctoniques et la faune pélagique (ammonites et bélemnites) ainsi que les sédiments hémipélagiques sont des éléments fondamentaux de ce faciès qui indique un milieu marin profond. De plus la

présence d'abondantes traces de *Nereites isp*, *Chondrites isp*, *Zoophycos isp* et les marnes grise à noire sont des indicateurs d'un environnement dysoxique à anoxique et pourraient être liés à l'événement anoxique de Toarcien (T- OAE ; *Jenkys Event*). Cet événement anoxique océanique est enregistré dans la paléo-marge nord du Gondwana (Reolid, 2012).

3.4.3 Association III

L'association de faciès III se compose principalement de MF4, de MF5 et de MF6 qui représentent des produits sédimentaires de rampe médiane. La formation des Brèches de Raknet el Kahla avec les slumps témoignent d'événements à haute énergie et une instabilité tectonique syn-sédimentaire (slumps). Nous avons deux types de brèche ; i) les brèches de type monogénique hétérométrique et, ii) les brèches de type hétérogénique hétérométrique. Le processus de bréchification est lié à l'hydrofracturation par le mouvement d'un fluide lors des moments d'instabilité tectonique (Flügel, 2010 ; Conti & Fontana, 2011).

Dans la formation de Theniet El Klakh, les apports détritiques (siliciclastiques) sont par la fraction fine de la classe des argiles associée à grès de « bouffées turbiditiques » (séquences de Bouma) épisodiques, qui se développent dans un contexte particulier de système deltaïque précoce associé à un cône détritique sous-marin en position de rampe médiane vers l'Ouest (secteur de Guettaï, Ouali Mehadji, 1995 ; Elmi *et al.*, 1998) distale à Aïn Ouarka et en position bassin dans le sillon de Souïga. La succession des grès entre deux formations de carbonates pourrait être liée au changement climatique vers un climat humide. En outre, les apports silico-clastiques précoces (Bajocien supérieur) traduiraient éventuellement un événement de surrection ou d'exhaussement de la dorsale Reguibat comme proposé par Arantegui (2018) pour le Haut Atlas marocain.

La formation de Tifkirt est représentée par les microfaciès SMF4 et SMF6. L'environnement de cette formation correspond à une plate-forme soumise à des tempêtes (fréquence des tempestites au sens (Einsele, 1982).

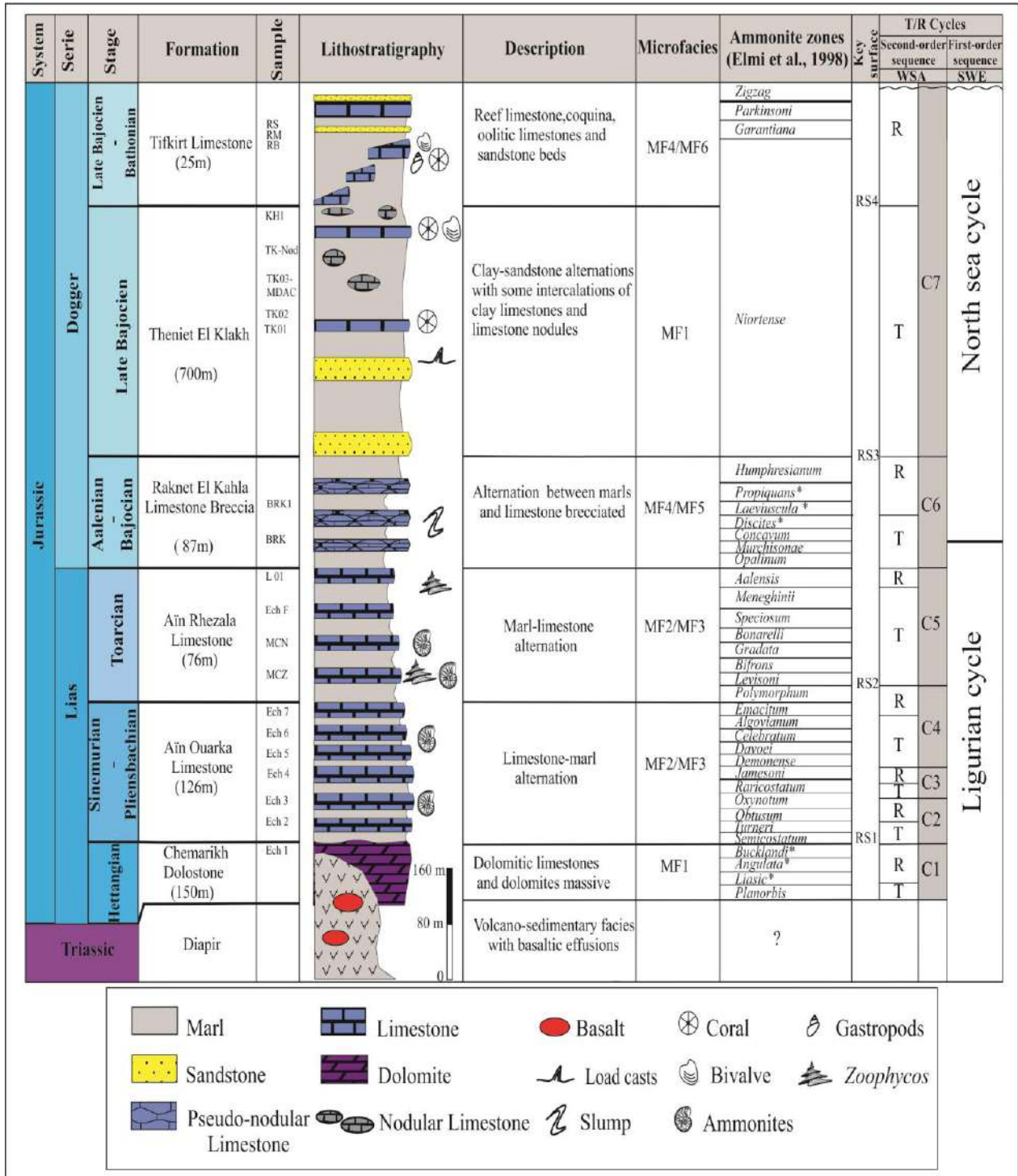


Fig.IV-12 : Lithostratigraphie, ammonite biozones (*, biozone non identifiée) et transgressif – régressif (T – R) cycles (SWE, South Western European; WSA, Western Saharan Atlas) de la région d'Aïn Ouarka d'après (Mahboubi 2021b).

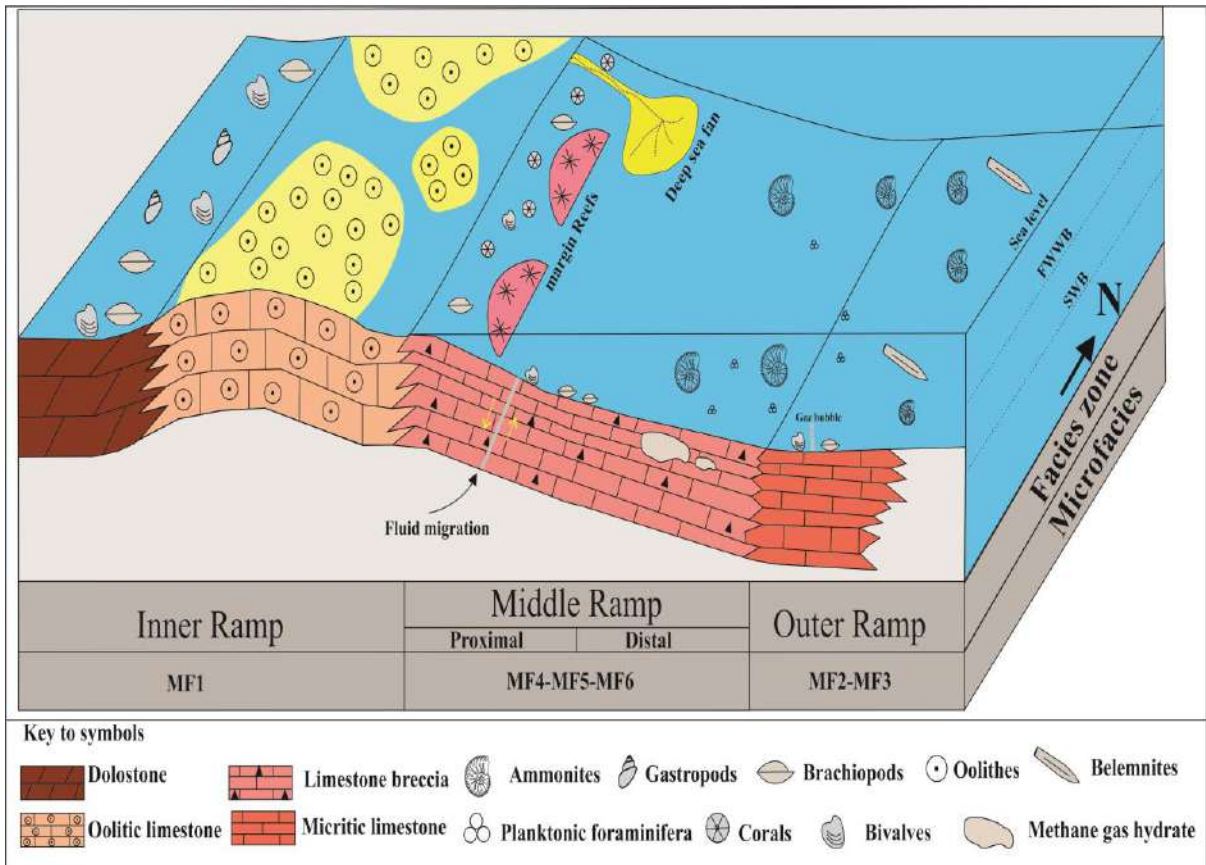


Fig.IV-13 : Bloc diagramme de la distribution des associations de faciès dans le secteur d'Aïn Ouarka d'après (Mahboubi 2021b).

4- Le secteur d'El-Bayadh

La stratigraphie des Formations du Jurassique supérieur de l'Atlas saharien central ont été étudiées depuis le début du XXème siècle par [Flamand \(1911\)](#) et [Cornet \(1952\)](#). Dun travail de synthèse sur la stratigraphie et un aperçu structural avec essais paléo-environnementales ont été présentés par [Abed \(1982\)](#), et plus récemment des contributions ont été apportées par [Regagba \(2006\)](#) et [Mahboubi CY \(2014\)](#), où les unités lithostratigraphique sont décrites brièvement, usant d'une nomenclature lithostratigraphique de l'Atlas saharien occidental et / ou de l'Atlas saharien oriental.

Sur la base de nouvelles données paléontologiques et de repères lithologiques précis, nous proposons une nouvelle nomenclature combinée à des lignes temps basées sur la faune récoltée ([Mahboubi et al., 2021a](#)). La série étudiée est subdivise en sept nouvelles formations (Fig. IV-15) : Formation du Kheneg ; Formation de l'Oued El-Bayadh ; Formation de Teniet Et-Temar ; Formation de Ksel ; Formation de Laguermi ; Formation de Boualem et Formation de Sfissifa). Ces nouvelles formations lithostratigraphiques proposées sont conformes aux recommandations de l'International Stratigraphic Guide (ISG).

4.1 Le découpage lithostratigraphie:

Les coupes levées du Sud-Ouest au Nord Est, dans trois secteurs, font l'objet de cette étude sur le Jurassique supérieur, à savoir : (Fig. IV-14) : Le secteur d'El- Bayadh, le secteur de Ghassoul et le secteur de Sidi Tifour.

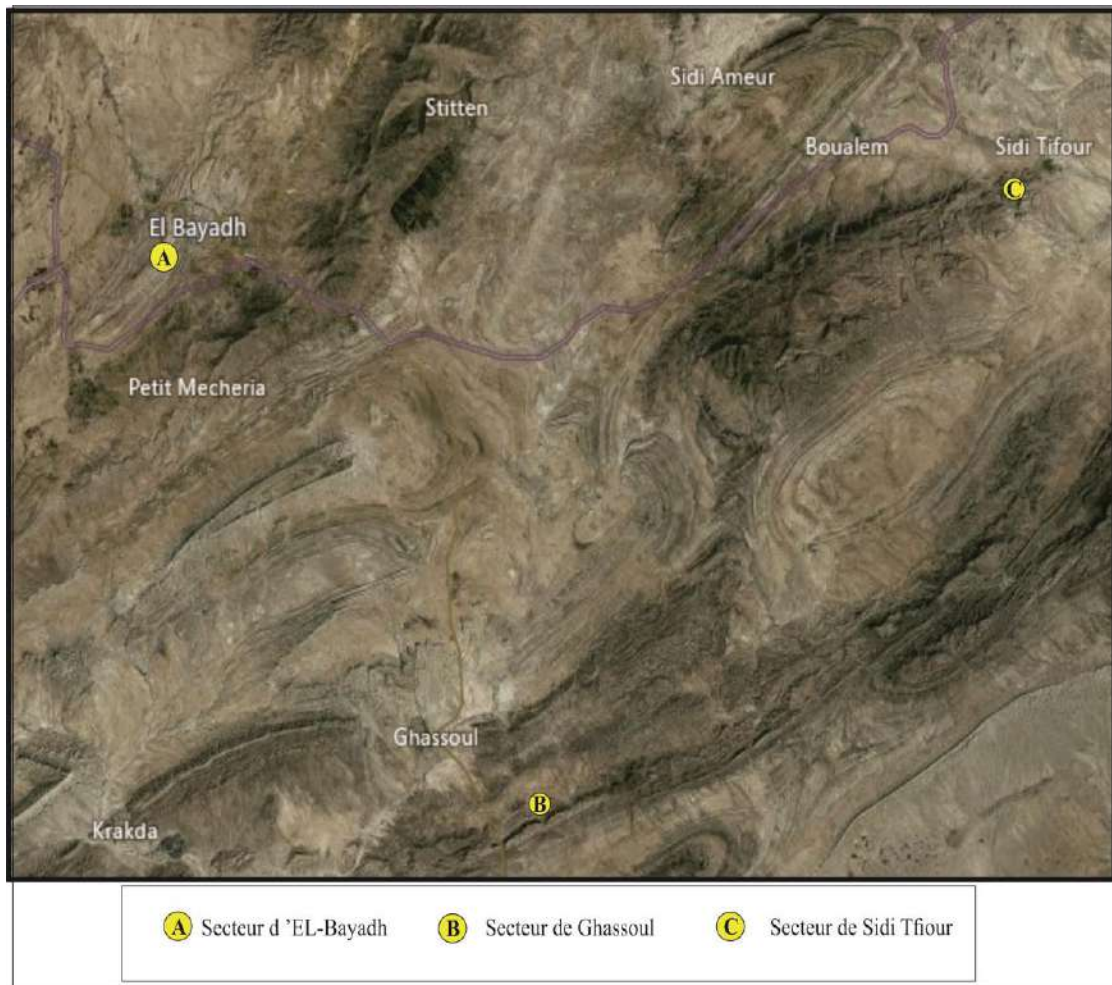


Fig. IV-14 : Localisation des secteurs d'étude pour une description lithostratigraphique (Vue aérienne, image *Google Earth*)

Au total, six (06) coupes géologiques ont été levées dans tous l'Atlas saharien central : deux coupes comportent toutes les formations d'âge Jurassique Moyen à Supérieur dans le secteur d'El-Bayadh, deux coupes détaillées dans les formations à caractère carbonaté (voir le paragraphe suivant) et enfin deux coupes dans la Formation de Theniet Et Temar aux secteurs de Ghassoul et de Sidi Tifour. Les coordonnées GPS sont présentées dans le tableau ci-dessous :

Tab. 4 : Coordonnées GPS des coupes étudiées

Coupe	Coordonnées	Epaisseur (m)
Dj Biodh 1	33°41'22.5"N ;0°58'35.8"E	400
Dj Biodh 2 (synclinal d'El-Bayadh)	33°41'18.7"N ;0°59'14.6"E	700
Theniet Et Temar (Dj Biodh)	33°41'35.6"N ;0°59'29.0"E	70
Sfissifa (Dj Boudarga)	33°36'38.5"N ;1°09'13.9"E	40
Theniet Et Temar (Ghassoul)	33°19'11.2"N ;1°15'32.1"E	30
Theniet Et Temar (Sidi Tifour)	33°41'50.1"N ; 1°39'15.3"E	48

4.1.1 La « Formation du Kheneg » (20 m) :

Le nom de cette unité est celui de la localité située à l'entrée principale septentrionale de la ville d'El-Bayadh (carte topographique 1: 250 000, feuille Géryville NI 31-9).

Dans le secteur d'étude, cette formation a été décrite la première fois par [Cornet \(1952\)](#) à la sortie des gorges d'El-Bayadh, sous le grand pont. Elle est caractérisée par une alternance argilo-gréseuse (Fig. IV-15A). Les argiles sont d'aspect schisteux, de couleur grise à noire et parfois verte au sommet. Ces argiles contiennent des figures de glissement (micro-slumps et olistolithes), et alternent avec des grés fins, d'épaisseur millimétrique à centimétrique, de couleur verdâtre à la patine et à la cassure, à laminations horizontales, avec parfois des ravinements à la base des bancs et la présence de figures de semelles telles que les « *flute-casts* » et au sommet des rides de courants. Le sommet de cette formation est marqué par deux dalles de grés à accumulation de gastéropodes, de brachiopodes et d'ammonites (Fig. IV-15B). La dalle supérieure est considérée comme la limite supérieure de cette formation (discontinuité).

4.1.2 La « Formation de l'Oued El-Bayadh » (300 m):

Le nom de la Formation est celui de l'Oued (fleuve) principal de la ville d'El-Bayadh, à parcours parallèle à la route national RN 47 qui relie El-Bayadh à Saïda (Carte topographique 1: 250 000, feuille Géryville NI 31-9). La coupe-type est située sur le flanc méridional du Dj. El-Biodh (coordonnées: 33°41'40.5"N ; 0°58'53.7"E), à environ 1 km à

la sortie Nord-Est de la ville d'El-Bayadh. La discontinuité supérieure de cette formation est marquée par un changement lithologique des faciès vers des faciès carbonatés.

Elle est caractérisée par une alternance de grès, d'argiles et de dolomies (Fig. IV-15C), et riche en figures sédimentaires. La faune est représentée par des bivalves, brisés, en mauvaise état de conservation, des moules internes, et traces d'activités biologiques (Fig. IV-15C). Les grès sont noirâtres à la patine et verdâtre à la cassure. Nous l'avons subdivisé en deux membres : un membre inférieur (120 m) et un autre supérieur (180 m) :

- **Membre inférieur (120 m) :**

Début par une combe argileuse de couleur verte avec des intercalations de grès et de dolomies. Elle montre une strato-croissance des bancs de grès et de dolomies et une strato-décroissance des combes d'argiles vers le sommet.

Les grès sont de couleur jaune claire, parfois noirâtre à la patine et jaune blanchâtre à la cassure, à grains fin à moyen, en bancs massifs, métrique, parfois en plaquettes centimétriques. Ces grès sont riches en figures hydrodynamiques telles que les rides de courants (lingoïdes, oscillatoires, mégarides).

Les bancs de dolomies sont centimétriques à la base devenant métrique vers le sommet, de couleur jaune à grise à la patine, blanchâtre à la cassure, marron vers les derniers bancs au sommet.

- **Membre supérieur (180 m) :**

Est caractérisé par la rareté des bancs de dolomie et l'augmentation de l'épaisseur des grès. Les argiles affleurent en combes de couleur généralement verte sauf la partie inférieure caractérisée par des argiles noires. Les grès se présentent en plaquettes à grains fins, de couleur blanchâtre, ou en bancs d'épaisseur métrique, riches en figures hydrodynamiques (les rides) et bioturbés. Le sommet montre une épaisse barre de grès, bien visible en affleurement, de couleur rose, de 5m d'épaisseur, chenalisée et massive.

4.1.3 La « Formation de Theniet Et-Temar » (70 m) :

Le terme «Theniet Et-Temar» a été introduit par Regagba (2006). La coupe type est située entre le Dj. Selim et le Dj. Cherak (coordonnées: 33 ° 19'9.84 "N, 1 ° 15'31.66" E), à environ 8 km au Sud du village de Ghassoul (Carte topographique 1: 250.000, feuille Géryville NI 31). La Formation est caractérisée par une alternance marno-calcaires ((Fig. IV-15E). Les marnes sont de couleur grisâtre à noire, à nodules sphériques de calcaire, de taille entre 3 à 10 cm, parfois stratifiés ou encore éparses et isolés. Les bancs de calcaire sont d'épaisseur décimétriques à métriques, partiellement dolomités, et de couleur bleue à noire. Les parties inférieure et médiane de la Formation de Theniet Et-Temar sont fossilifères, riches en bivalves, gastéropodes, brachiopodes (Fig. IV-15F) et échinodermes. Des traces fossiles sont également présentes, principalement représentées par *Thalassinoides* et *Rhizocorallium*, tandis que la partie supérieure montre un niveau à concentration de coraux branchus. La discontinuité supérieure est marquée par le changement lithologique des faciès (argile noirâtre à grisâtre vers argile rougeâtre).

4.1.4 La « Formation de Ksel » (300 m) :

Cette formation succède la formation Theniet Et-Temar. Le nom vient de la plus haute crête des reliefs de l'Atlas saharien central (Carte topographique 1: 250 000, feuille Géryville NI 31-9). La coupe-type est située sur le flanc Nord du mont de Ksel (coordonnées: 33 ° 42'34.98 "N, 1 ° 8'49.82" E), à environ 13 km au Nord-Est de la ville d'El-Bayadh, et à proximité de la vallée de Chabet Sfaïa. La partie inférieure de cette formation débute par 10 m d'argile rouge, azoïque, avec quelques passées minces, de gréseux roux, à empreintes de dinosaures. Vers le haut, les passées gréseuses deviennent strato-croissantes, en barres massives, chenalisées (Fig. IV-15G), à fragments de bois silicifiés (Fig. IV-15H). Ces bancs de grès sont caractérisés par une surface basale érosive, des laminations parallèles, obliques, et des rides de courant. Les argiles contiennent parfois des intercalations de grès à grain fin à moyen, d'environ 50 cm d'épaisseur. La limite supérieure de la formation de Ksel est marquée par une couche d'argile rouge (lie-de-vin) de 5 à 7 m.

4.1.5 La « Formation de Laguermi » (170 m):

Le nom de cette formation est tiré de la vallée de l'Ain Laguermi (Carte topographique 1: 250 000, feuille Géryville NI 31-9). La coupe-type est située dans la vallée de Laguermi (coordonnées: 33 ° 36'58.74 "N, 1 ° 8'44.81" E), à environ 15 km au Sud-Est de la ville d'El-Bayadh, et à proximité de la route nationale RN 47 El-Bayadh -Aflou.

La Formation de Laguermi peut être facilement distinguée de la formation de Ksel sous-jacente par les marnes à intercalations de calcaires (Fig. IV-16A) dans la partie inférieure. Ces intercalations contiennent des fragments de coquille d'huîtres, des empreintes de dinosaures tridactyles (Fig. IV-16B) et des os de crocodiles (Mahboubi *et al.*, 2007; Bessedik *et al.*, 2020). Les 70 m supérieurs de cette formation contiennent des marnes versicolores (rouge, verte, violette) intercalées par des calcaires bioclastiques (0,2 à 2 m) avec des horizons de gypse. La limite supérieure est marquée par l'apparition des bancs de grès massif.

4.1.6 La « Formation de Boualem » (120 m):

Le nom de cette formation vient du village de Boualem (Carte topographique 1: 250 000, feuille Aflou NI 31-6), où la formation est bien représentée. La coupe-type est située entre le village de Boualem et le village de Sfissifa (coordonnées: 33 ° 42'37.11 "N, 1 ° 29'59.54" E), à environ 44 km à l'Est de la ville d'El-Bayadh. La Formation de Boualem est composée principalement de grès massifs (0,1-2 m d'épaisseur) intercalés par des argiles rouges à vertes de 1 à 2 m d'épaisseur (Fig. IV-16C). Ces grès massifs montrent certaines structures primaires telles que « *flaser bedding* » (Fig. IV-16D), les stratifications obliques, les laminations oblique et la stratification entrecroisée, avec des fragments de bois silicifiés, mal conservés. Les 50 m supérieurs de la formation correspondent à des argiles verdâtres, à des passé de gypse stratifiés. La limite supérieure de cette formation est marquée par l'apparition des premiers bancs de calcaires jaunâtres.

4.1.7 La Formation de Sfissifa (40 m) :

Le nom de cette formation est issu du village de Sfissifa, où la formation est bien exposée (Carte topographique 1: 250 000, feuille Géryville NI 31-9). La coupe-type est

située dans le Djebel Er Roken, près du village (coordonnées: 33 ° 41'56.41 "N, 1 ° 28'32.20" E), et à 45 km à l'Est de la ville d'El-Bayadh.

La formation de Sfisifa est facilement identifiée sur terrain par ses calcaires jaunes, bioclastiques, en bancs de 0,4 à 1,0 m à la base, suivis par des alternances marno- calcaire (Fig. IV-16E), fossilifères avec d'abondants bivalves, échinodermes, gastéropodes et brachiopodes (Fig. IV-16F). Chaque banc de calcaire montre une base irrégulière, et la partie supérieure est un calcaire dolomitique bioclastique à *Thalassinoides* (Fig. IV-16G). Les intercalations de marnes augment vers le haut et sont intercalées par des calcaires gréseux à traces fossiles de type *Skolithos* et *Diplocraterion* (Fig. IV-16H). La limite supérieure coïncide avec la célèbre formation des grès du « Continental intercalaire ».



Fig. IV-15 : (A), alternance argilo-gréseuse de la Formation de Kheneg; (B), niveau à ammonites (*macrocephalites macrocephalus*) dans la Formation de Kheneg; (C), vu générale de la Formation de Oued El-Bayadh. (D), traces d'activité biologique dans la Formation de Oued El-Bayadh; (E), vu général de la Formation de Theniet Et-Temar; (F), niveau à brachiopodes dans la Formation Theniet Et-Temar; (G), vu panoramique du grès massif de la formation de Ksel; (H), bois silicifié dans la Formation de Ksel.

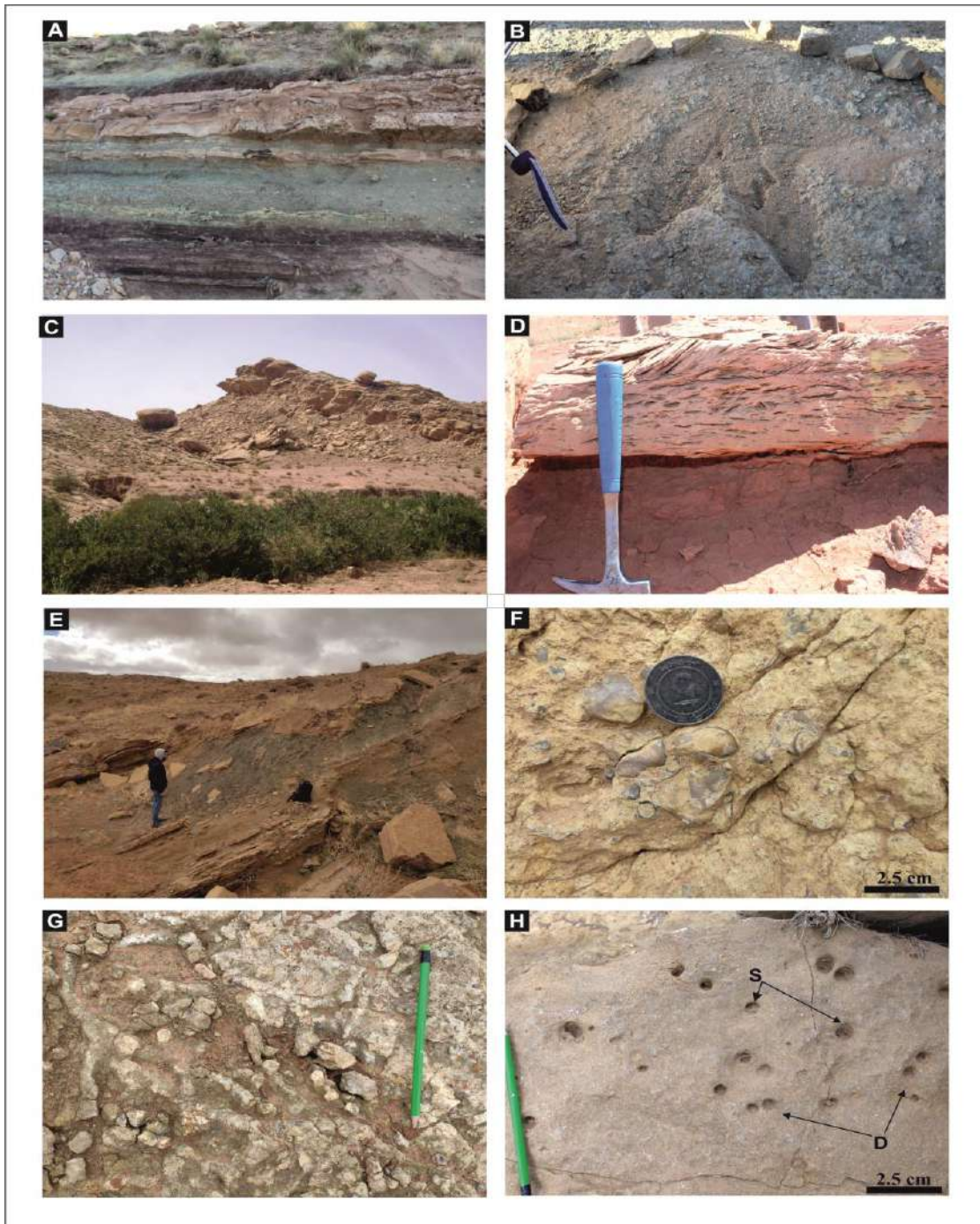


Fig. IV-16 : (A), alternance marno-calcaire de la Formation de Laguermi; (B), trace de pas de dinosaure dans la Formation de Laguermi; (C), vu générale de la Formation de Boualem. (D), flaser bedding dans la Formation de Boualem; (E), vu générale de la Formation de Sfissifa; (F), niveau à brachiopodes dans la Formation de Sfissifa; (G), traces d'activités biologiques dans la Formation de Sfissifa; (H), *Skolithos* isp (S) et *Diplocraterion* (D) dans la Formation de Sfissifa.

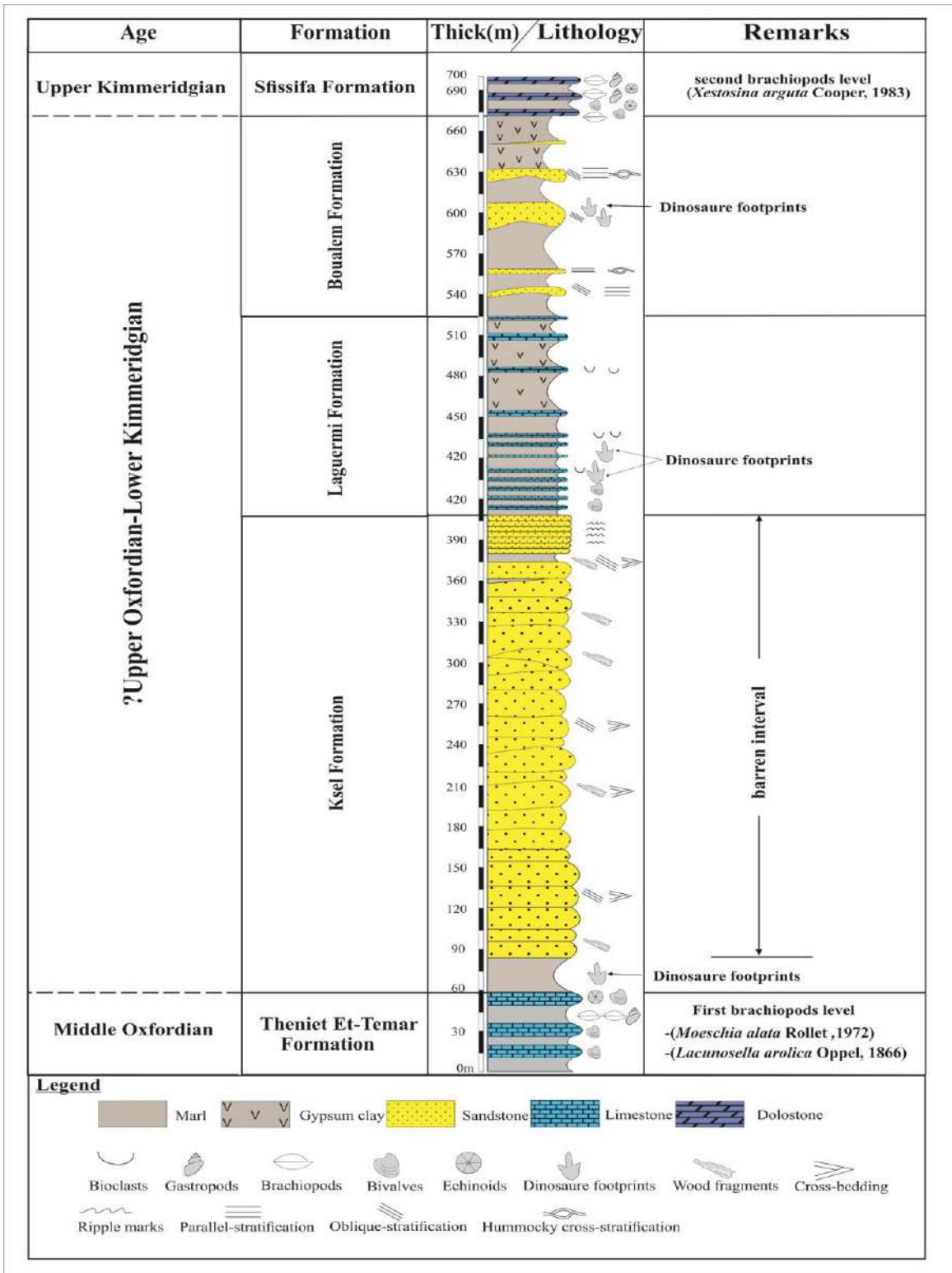


Fig. IV-17: Nouvelle subdivision lithostratigraphique du Jurassique supérieur de l'Atlas du Sahara central, région d'El-Bayadh d'après (Mahboubi et al 2021a).

4.2 Attributions biostratigraphiques

Les coupes levées dans le secteur d'El-Bayadh ont livré 4 niveaux fossilifères dont des ammonites et des brachiopodes qui ont donné des lignes temps (Tab.5). L'étude taxonomique détaillée (cf. annexe n°1)

- Dans la Formation de Kheneg :

Un niveau à ammonite *Macrocephalites macrocephalus* Schlotheim, 1813.

- Dans la Formation de Theniet Et Temar:

Deux niveaux riches en brachiopodes qui ont été récolté : *Lacunosella arolica* Opperl in Opperl and Waagen, 1866, et *Moeshia alata* (Rollet, 1972).

- Dans La Formation de Sfisifa:

On a récolté plusieurs exemplaires de *Xestonia arguta* Cooper 1983.

L'assemblage des ammonites collectés dans la formation de Khneg nous a permis de définir la zone II du Callovien (Callovien inférieur).

L'assemblage des brachiopodes collectés dans la Formation de Theniet Et Temar nous a permis de définir l'Oxfordien Moyen (*Plicatilis* and *Transversarium* zones) pour la 1^{er} espèce, et l'Oxfordien Moyen (*Transversarium* Zone) à Oxfordien Supérieur (la partie inférieure (*Bifurcatus* Zone).

Enfin, les brachiopods collectés dans la Formation de Sfisifa ont permis de définir le Kimmeridgien Supérieur (transition *Eudoxus* Zone à la base et de *Autissiodorensis* Zone).

Tab.5 : Charte lithostratigraphique et biostratigraphique des terrains d'âge Jurassique moyen à supérieur de l'Atlas saharien central.

Formation	Age
Le continental intercalaire	
Formation de Sfisifa	Kimméridgien supérieur
Formation de Boualem	? Oxfordien supérieur à Kimméridgien inférieur
Formation de Laguermi	
Formation de Ksel	
Formation de Teniet Et- Tamar	Oxfordien moyen
Formation d'Oued El-Bayadh	? Callovien-Oxfordien inférieur
Formation de Kheneg	Callovien inférieur

4.3 Inventaire et description des Faciès

L'analyse des trois principaux faciès (les marnes, les calcaires et les grès) et leurs variétés, nous ont permis de subdiviser chaque faciès en plusieurs sous-faciès en se basant sur l'épaisseur, la texture (macroscopique et microscopique), les structures sédimentaires et le contenu faunistique.

Tab. 6 : Tableau récapitulatif des associations des faciès et sous-faciès dans l'Atlas saharien central

Faciès	Sous- faciès	Code
FA: Argile/Marne	-	-
FB: Grès	grès d'aspect massif	B1
	grès en plaquettes	B2
	Grès à laminations horizontales	B3
	Grès à rides de courant	B4
	grès à laminations entrecroisées	B5
FC: calcaire	Calcaire mudstone	C1
	Calcaire Wackstone bioclastique	C2
	Calcaire Packstone bioclastique	C3
	Calcaire Floatstone bioclastique	C4
	Calcaire Rudstone bioclastique	C5
	Calcaire Grainstone à ooides	C6
	Calcaire Grainstone-Rudstone à oncoïdes	C7
	Calcaire Bioclastique (Shell-layer)	C8
	Calcaire Wackestone – Packstone bioclastiques détritiques	C9

- Faciès A: les Argiles/marnes :

Les argiles sont les plus dominantes dans la série du Jurassique supérieur ; elle est généralement de couleur verte, rouge et parfois grise à noire, et affleurent en combes d'épaisseur métrique à décimétrique (jusqu'à 40m d'épaisseur) ou sous forme d'intercalations centimétriques, assez homogènes, alternant avec les calcaires ou les grès. Elles sont parfois meuble, ou encoreschisteuses (Formation du Khneg), refermant des nodules sphérique (Formation de Theniet Et Temar).

Interprétation : Les argiles se déposent par processus de décantation, et résultent d'une sédimentation lente de particules fines, en régime hydrodynamique relativement calme. Les argiles noires sont considérées comme des dépôts riches en matière organique. La présence de minéraux ferrugineux et des grains de pyrite (Formation de Khneg, Formation de Theniet Et Temar et la Formation de Sfisifa) indiqueraient des conditions dysoxique à anoxique. La présence des argiles rouges indique un climat semi-aride.

- Faciès B: Les faciès gréseux :

Ce faciès est important pour déterminer le milieu de dépôt car il porte les empreintes des processus intervenant lors et après la sédimentation grâce aux figures sédimentaires et biogéniques observées à la base, à l'interface et à la surface des bancs.

Dans notre secteur, les grès dominent la majeure partie de la Formation de Oued El-Bayadh, la Formation de Ksel et la Formation de Boualem où ils affleurent sous forme de barres, et parfois en bancs. Certains niveaux montrent des épaisseurs métriques importantes.

Les grès sont souvent d'aspect massif ou en plaquette, et montrant plusieurs figures sédimentaires dont des rides de courant, des laminations horizontales et obliques.

- Sous faciès : grès d'aspect massif (B1) :

Description : Le sous-faciès B1 est présent dans toute la série étudiée, Ce sont des grès d'aspect massif à grains fins, moyens ou encore grossiers, noir à la patine (patine du désert). Ils se présentent sous forme de bancs d'ordre centimétrique à décimétrique ou en

barres d'épaisseur métrique. La base est marquée par une surface irrégulière (ravinement) qui donne un aspect chenalisé avec parfois quelques figures sédimentaires (rides de courants). La présence de quelques traces de terriers dont *Thalassinoides* et *Skolithos* qui semblent le mieux développés dans les zones peu profondes (Seilacher, 1967).

Interprétation : Les grès massifs résultent généralement d'une sédimentation rapide à partir d'un matériel en suspension avec destruction de structures primaires antérieures (Simpson, 1987 ; Simpson & Eriksson, 1990) lors d'un court événement de haute énergie (des tempêtes ou écoulements turbides) (Allen, 1984 ; Miall, 1997).

- Sous faciès : grès en plaquettes (B2) :

Description : Les grès à lamination horizontale et stratification horizontale dominent dans la plupart des formations. Ils sont caractérisés par des bancs de grès à grains fins à moyens, d'épaisseur centimétrique à métrique, souvent associés à des rides de courants et quelques traces de terriers.

Interprétation : Les grès en plaquettes résultent d'un courant unidirectionnel de fond par une traction et un classement de grains. Le flot est provoqué par un régime d'écoulement supérieur, sous une forte vitesse hydrodynamique dans la zone d'action des vagues et des marées (Reineck, 1973 ; Chamley, 1987).

- Sous faciès : Grès à laminations horizontales (B3) (Fig.12)

Description : présent dans toutes les formations sous forme de bancs centimétriques, à grains fin à moyen, montrant des laminations horizontales avec parfois une base érosive et des rides de courants.

Interprétation : Les laminations horizontales de ce sous-faciès B3 résultent d'un courant unidirectionnel, provoqué par un régime d'écoulement hydrodynamique inférieur, sous une faible vitesse hydrodynamique (Cojan & Renard, 2013).

- Sous faciès : Grès à rides de courant (B4) :

Description : Ce sous-faciès est abondant dans les deux membres de la formation d'Oued El-Bayadh. Il est observé à l'intérieur des grès à stratification horizontale associé à des traces d'activité d'organisme.

Interprétation : D'une façon générale, les rides sont l'expression fondamentale des particules sableuses en mouvement dans l'eau au-dessus de la surface sédimentaire (Chamley, 1987). Les rides du courant se forment sous un courant unidirectionnel, dans un régime d'écoulement inférieur, lorsque la vitesse est suffisamment importante pour pouvoir transporter les éléments détritiques, ici sableux.

- Sous faciès : grès à laminations entrecroisées (B5) :

Description : Ce sous faciès à grain fin à moyen est présent dans le membre supérieur sous forme d'une barre métrique de couleur jaunâtre à la patine et à la cassure.

Interprétation : Ces laminations sont le résultat de la combinaison de deux courants différents lors de la migration des rides de vagues. Elles peuvent également résulter du remplissage en phases successives des chenaux (Cojan & Renard, 1997). En général, ce type de laminations se forme sous l'action d'un courant bidirectionnel dans un milieu à influence tidale. L'environnement de dépôt est interprété selon les faciès associés car les argiles ou les marnes se déposent dans tous les environnements sédimentaires.

• Faciès C: les carbonates

- **MF1: Calcaire mudstone:**

Souvent de couleur gris à noir (Fig.IV-18 A) avec présence de débris phosphatés, probablement de poissons, et la présence aussi de foraminifères benthiques de grande taille (*Alveosepta jaccardi*) et des éponges. Dans quelques échantillons, on remarque une dolomitisation partielle, avec des cristaux de dolomite rhombique (Fig.IV-18 B). Ces caractères peuvent être corrélés aux microfaciès standard SMF-23, « *Homogeneous, non-fossiliferous micrite* » (Flügel, 2010) qui correspond aux « Facies Zone 7 ».

- MF2: Calcaire Wackstone bioclastique:

Ce microfaciès montre un support matriciel et consiste en des bioclastes de foraminifères benthiques, quelques fragments de gastéropodes et de brachiopodes (Fig.IV-18 C). Ce microfaciès appartient au RMF 18 / SMF 8 de Flügel (2010), corrélés aux microfaciès standard SMF-8, « *Whole fossil wackestone / floatstone* » de Flügel (2010), qui correspond aux « *Facies Zone 7* ».

- MF3: Calcaire Packstone bioclastique:

Ce faciès caractérise uniquement des bancs de la partie médiane de la Formation de Theniet Et Temar, formé principalement par une grande diversité de foraminifères benthiques (Fig.IV-18 D) et parfois par la présence d'algues, de gastéropodes et de bivalves, correspondant aux microfaciès standard SMF-10 « *Bioclastic packstone / wackestone with worn skeletal grains* » de Flügel (2010) qui correspond aux « *Facies Zone 7* ».

- MF4 : Calcaire Floatstone bioclastique:

Ce faciès caractérise la Formation de Sfissifa, composé de bioclastes (> 2 mm de taille), d'échinodermes, de bryozoaires, de brachiopodes, de bivalves (Fig.IV-18 E), de gastéropodes et de larges foraminifères benthiques (*Lenticulina*), appartenant aux microfaciès standard SMF-8, « *Whole fossil wackestone / floatstone* » de Flügel (2010), qui correspond aux « *Facies Zone 7* ».

- MF5: Calcaire Rudstone bioclastique :

Ce microfaciès est constitué de micrites et de calcite partiellement éparse avec des bioclastes de taille > 2 mm. Les bioclastes sont principalement composés de brachiopodes, de bivalves, d'algues, de gastéropodes à ciment aragonitiques (Fig.IV-18 F) et sont associés à des oncoïdes. Ce faciès est identifié dans la partie médiane de Formation de Theniet Et Temar des secteurs d'El-Bayadh et Ghassoul, et dans la partie médiane et sommitale de cette même formation au secteur de Sidi Tifour. Enfin, on l'observe aussi dans la formation de Sfissifa. Ce microfaciès correspond aux microfaciès

standard SMF 12-S, « *Limestone with shell concentrations* » de Flügel (2010), qui correspond aux « *Facies Zone 1 à 8* ».

- **MF6: Calcaire Grainstone à oïdes:**

Ce faciès est absent dans les coupes d'El-Bayadh et de Ghasoul. Il caractérise le membre inférieur de la coupe de Sidi Tifour. Les oïdes à texture grenue sont bien classés (Fig.IV-18 H), avec peu de foraminifères et d'algues. Les noyaux sont formés de fragments bioclastiques, tandis que les cortex sont rugueux avec des lamelles concentriques. Ces microfaciès correspondent SMF 15 / RMF 29 de Flügel (2010).

- **MF7: Calcaire Grainstone-Rudstone à oncoïdes:**

Il caractérise le membre inférieur de la coupe de Sidi Tifour. Il s'agit d'oncoïdes sub-sphériques à contours irréguliers. Le diamètre de ces oncoïdes varie entre 1 et 3 cm, à noyaux généralement occupés de bioclastes et le cortex comprend de fines lamines micritiques (Fig.IV-18 G). Ces microfaciès peuvent être corrélés aux microfaciès standard SMF-13, « *Oncoid rudstone/grainstone* » de Flügel (2010) qui correspond aux « *Facies Zone 5,6 et 7* ».

- **MF8: Calcaire bioclastique (Shell-layer) :**

Ces microfaciès caractérisent la formation de Theniet Et Temar. Ils se caractérisent par l'abondance de bioclastes (*Shell-layers*). Les bioclastes (Fig.IV-18 I) sont des gastéropodes, brachiopodes, des algues vertes, des foraminifères benthiques (tels que *Textularia* sp.) et des échinodermes. Ces microfaciès peuvent être corrélés aux microfaciès standard, SMF 12-S « *Limestone with shell concentrations* » de Flügel (2010), qui correspond aux « *Facies Zone 1 à 8* ».

- **MF9: Calcaire Wackestone-Packstone bioclastiques détritiques:**

Ce faciès reconnu dans plusieurs bancs centimétrique à décimétrique dans la Formations de Theniet Et Temar et la Formation de Sfisifa. Ces microfaciès sont caractérisés par une texture wackestone – packstone avec une faible diversité de

bioclastes, de charophytes et grains de quartz et sable fins-moyens angulaires à subangulaires (Fig.IV-18 J). Les bioclastes sont principalement des fragments de mollusques. Ces microfaciès peuvent être corrélés aux microfaciès standard, SMF 10 «*Bioclastic packstone/wackestone with worn skeletal grains*» qui correspond aux «*Facies Zone 7*».

4.4 Associations de faciès et environnements de dépôts :

Les faciès et les sous-faciès identifiés et interprétés selon les indications hydrodynamiques, et leurs regroupements en associations, nous ont permis de distinguer trois (3) types d'associations de faciès, notés de « A » à « C ». Chacune de ces associations détermine un environnement de dépôt (Fig.IV-16).

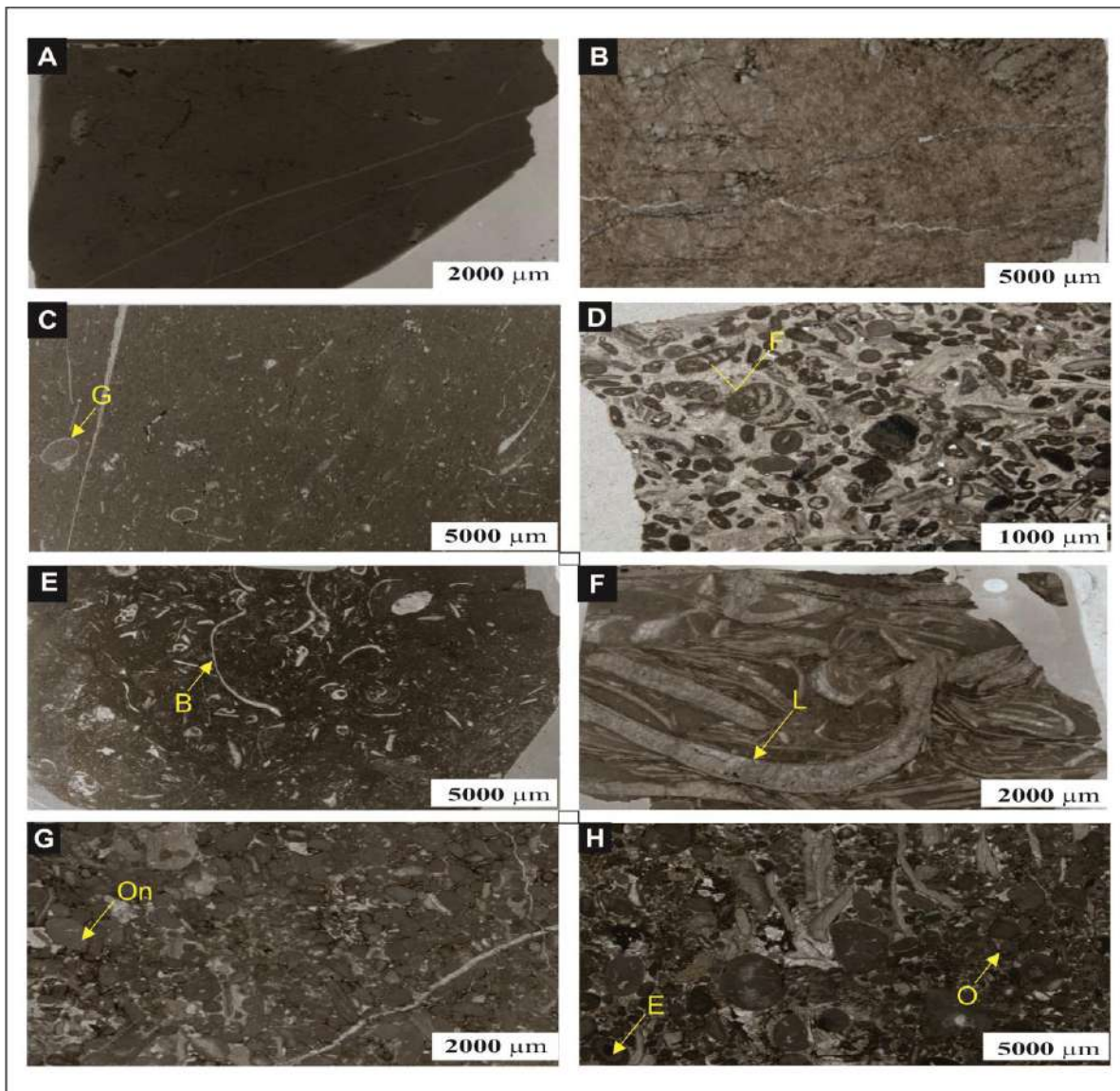
La définition et l'interprétation des différents faciès et sous-faciès du secteur d'étude, nous ont permis de les subdiviser en quatre associations faciologiques.

Tab.7 : Tableau récapitulatif des associations de faciès et des environnements de dépôt de l'Atlas saharien central

Association		Les faciès associés	Environnements de dépôt
I		B3-B4	Pro-Delta
II		B3, B4, B5, B6	fluvio-marins (deltaique)
III	Tidal Flat facies	MF9	plateforme interne
	Lagon facies	MF1-MF2-MF3-MF4-MF5	
	Shoal facies	MF6-MF7-MF8	

- Association A

Cette association englobe les faciès A (Argile) et faciès B (grés) avec les sous-faciès suivants : B3 grés à lamination horizontale et B4 grés à rides du courant. Cette association caractérise la formation de Khneg à faune pélagique. Elle pouvant traduire la partie externe du système deltaïque (un prodelta). La présence de figures de glissement (slumps) indiquent une instabilité (probablement sur une pente), et la présence de figures de base de banc avec les laminations horizontales et les rides de courant indiqueraient des perturbations turbiditiques sur cette pente.



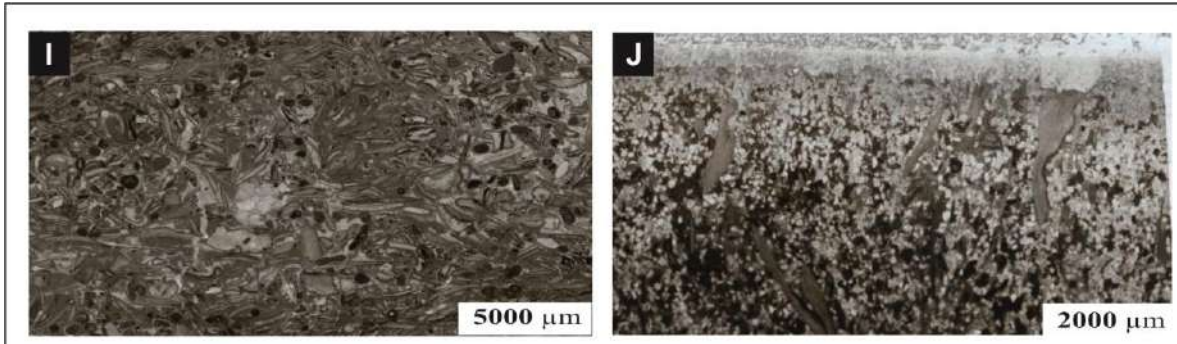


Fig. IV-18 : Microfaciès de la Formation de Theniet Et-Temar. (A), Calcaire micritique ; (B) Calcaire micritique partiellement dolomitique ; (C), **Calcaire** à wackestone, G (Gastéropodes) ; (D) **Calcaire** à packstone F, (*alveosepta jaccardi*) ; (E), Calcaire Floatstone avec bioclastes (B) ; (F) ; Calcaire bioclastique Rudstone ; (G), Calcaire oncoïdes grainstone à Rudstone ; (H), Calcaire à oïdes grainstone ; (I), Calcaire Bioclastique (*Shell-layer*) ; (J), Calcaire bioclastiques wackestone – packstone détritique.

- Association B

Cette association correspond au faciès A (les argiles) qui occupent la partie inférieure de la formation de l'Oued El-Bayadh. Ces argiles sont associées aux sous-faciès B3, B4, B5, B6 (grès à lamination horizontale et grès à rides du courant...). Chaque association s'organise en séquence progradante, argileuse à la base et grésocalcaire au sommet. Elle traduit l'avancée de dépôts fluvio-marins (deltaïque) sous dominance marine comme attesté par les nombreuses traces fossiles d'activités biologiques.

- Association C

Cette association englobe les faciès A et C3, qui caractérise la Formation de Teniet Et-Temar et la Formation de Sffisifa. Cette association traduirait une plateforme interne avec une barrière, qui serait en position plus à l'est. On peut la distinguer par 3 sous-associations.

-Association de faciès de marées (*Tidal Flat facies association*) :

Comprend les microfaciès types MF9 (tableau 3), et sont présents dans la partie inférieure de la formation de Theniet Et Temar (secteur d'El-Bayadh) et la partie supérieure dans la même formation dans le secteur de Ghassoul. Elle est aussi présente dans la partie sommitale de la Formation de Sffisifa. Les bancs de calcaire et les calcaires dolomitiques sont fossilifères, de couleur bleuâtre, tandis que les bancs de dolomie de couleur jaune n'en contiennent pas. La dolomite est développée en cristaux fins avec de rares fossiles.

Les grains de sable fins avec grains de quartz anguleux à sub-anguleux. Les bioclastes de bivalves sont abondants, et de texture packstone à grainstone.

L'apport terrigène élevé (fin et grains de sable) indique une position proche du rivage, sous l'action des tidalites (Flügel, 2010) et la présence de dolomites avec de rares fossiles indiquerait une zone lagunaire.

-Association de faciès de lagon (*Lagon facies association*) :

Cette association de microfaciès (MF1-MF2-MF3-MF4-MF5) (tableau 3) est présente principalement dans la partie inférieure et médiane de la Formation de Theniet Et-Temar avec des épaisseurs allant de quelques mètres, de 8 mètres à 27 m. Les bancs de calcaires de cette association sont de couleur bleu, et sont dominés par des wackestones bioclastiques, modérés à mal triés, des packstones, des floatstones et des rudstones. Les bioclastes sont dominés par les brachiopodes, les bivalves, les gastéropodes, les échinodermes des foraminifères benthiques, les algues, des et des spicules d'éponges. Les grains non squelettiques sont généralement des péloïdes. La matrice est constituée de micrite et parfois de matière organique. Les altérations diagénétiques de ces microfaciès comprennent la micritisation de la plupart des bioclastes, en partie la recristallisation dans certaines coquilles de bivalves et des brachiopodes.

Ces types de microfaciès indiquent un lagon sous la limite de l'action des vagues avec des influences temporaires par des tempêtes. La texture mudstone, ainsi que les wackestone à packstone bioclastiques (foraminifères benthiques, de miliolides et d'algues, brachiopodes, bivalves, échinoderme) et la présence de bioturbation intense indique un faible taux de sédimentation, et des eaux riches en nutriments dans un lagon peu profond à faible énergie. La présence des péloïdes et des coraux suggère que ce lagon se situe derrière les hauts-fonds récifaux (*back shoal*) avec une circulation libre sous la limite d'actions des vagues, dans un environnement subtidal. La présence de grains de pyrite et des minéraux ferrugineux indique un cycle biogéochimique dans des conditions dysoxiques à anoxiques.

-Association de faciès de barrière et haut-fond (*Shoal facies association*) :

Les dépôts de barrière, haut-fond, de type « *shoal* » regroupe MF6-MF7-MF8 et dominés par des oïdes arrondis. Cette association caractérise le membre inférieur de Theniet Et-Temar (Secteur Sidi Tifour), dans des bancs décimétriques à métriques, à grains non squelettiques et des bioclastes et des foraminifères benthique, sous texture grainstone. Les grains non squelettiques sont principalement représentés par des oïdes et des péloïdes, de taille allant de 0,4 à 1,2 mm, de forme arrondie à allongée, et les péloïdes sont micritisés, arrondis à angulaires.

Les grains oïdes et péloïdes sous textures grainstones indiquent un environnement peu profond à haute énergie hydrodynamique, et marquant une barrière (*shoal*) sur une rampe ou plate-forme, en position proximale à médiane (Flügel, 2010). La présence de grains squelettiques fragmentés et brisés indique un transport et abrasion mécanique par l'effet des vagues. La micritisation des oïdes traduirait des effets bactériens sur les grains.

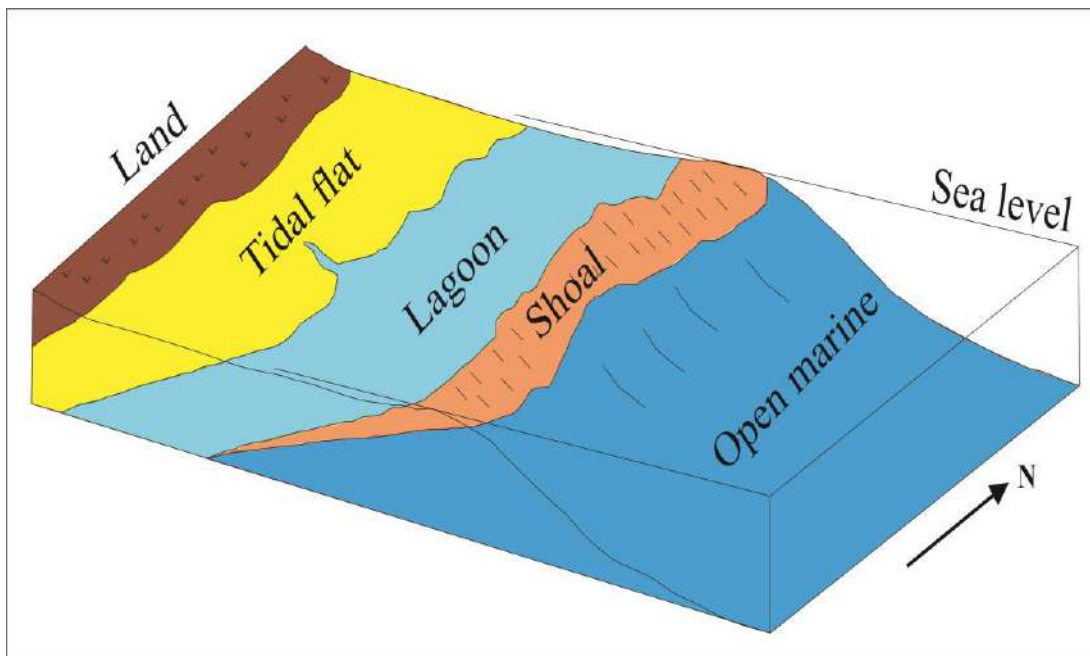


Fig.IV-19: Bloc diagramme de la distribution des associations de faciès dans l'Atlas saharien central pendant le Jurassique moyen à supérieur

5- Conclusion

Les dépôts du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental et central notamment du secteur d'Aïn Ouarka et des secteurs d'El-Bayadh, d'El Ghassoul et de Boualem sont caractérisés par une sédimentation mixte argilo-gréso-calcaires, représentée par des séries d'épaisseurs différentes. En effet, la série du jurassique supérieur est plus épaisse, liée à une subsidence plus active que celle tectonique liée aux phases extensives pendant le Jurassique inférieur et le Jurassique supérieur.

Les faciès sont regroupés en six (06) associations et huit (08) environnements de dépôts, de plate-forme profonde et peu profonde, se relayant verticalement par l'action simultanée de la production carbonatée, des apports sédimentaires, de la position paléogéographique et de la configuration physiographique régionale.

CHAPITRE V

MINERALOGIE, GEOCHIMIE

ISOTOPIQUE DES CARBONATES

1- Introduction

Ce chapitre a pour objectif d'identifier les caractéristiques minéralogiques et géochimiques ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) des carbonates du Jurassique dans l'Atlas saharien ; i) occidental pour le Jurassique inférieur à moyen, et ii) central pour le Jurassique supérieur. Ces éléments nous permettront de déterminer la source du carbone (C) et de comprendre la nature des fluides (indices des paléo-circulations des fluides) ayant prévalu dans le développement du LCG et de le comparer par rapport aux fluides du jurassique supérieur, en prenant en compte l'histoire stratigraphique et géodynamique du bassin atlasique.

La migration des fluides est un processus de premier ordre qui contrôle la formation des ressources hydrologiques, géothermiques, minérales ou des hydrocarbures (Bjørlykke, 1993; Andresen, 2012; Gay & Migeon, 2017). Les fluides migrent généralement à travers les irrégularités isotropiques induites par le couple porosité-perméabilité (faciès) et les structures pouvant constituer des drains de circulations (les failles).

La géochimie des isotopes stables est un élément indispensable dans la sédimentologie des carbonates lorsqu'ils sont combinés avec la pétrographie. En effet, les isotopes peuvent donner l'origine du carbone des carbonates (Tucker & Wright, 1990) et aider à connaître l'histoire de la paléo-circulation des fluides et leurs sources.

La composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates fournit des informations sur la température de précipitation et / ou la composition isotopique des fluides ambiants alors que les signatures isotopiques du $\delta^{13}\text{C}$ donnent des informations sur la source du carbone (Tucker, 1995; Campbell, 2006 ; Flügel, 2010) Les processus qui peuvent être déterminés à la fois par $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ comprennent l'enfouissement et la diagenèse météorique, l'influence du méthane, la réduction bactérienne ou thermique du sulfate, la recristallisation, l'altération du sol et les processus similaires sont influencés par les changements de température, de profondeur et / ou de source du carbone (O'Neil *et al.*, 1969 ; Jorgensen, 1987; Tucker & Wright, 1990 ; Horita, 2014).

2- Aperçu sur l'origine du carbone et les signatures géochimiques

La composition isotopique du carbone des carbonates authigènes présente une forte variabilité avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$. Ces variations reflètent les différentes sources de carbone dissous à partir desquelles les carbonates ont précipité (Fig. V-1). On distingue plusieurs types :

- Les carbonates authigènes dont les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont très basses précipitent en réponse à l'augmentation d'alcalinité générée lors de l'oxydation anaérobie du méthane. Ce méthane présente des compositions isotopiques différentes selon sa source. Le méthane biogénique est bien plus appauvri en $\delta^{13}\text{C}$ (-110 à -50 ‰ VPDB) par rapport au méthane thermogénique (-50 à -20 ‰ VPDB) (Whiticar, 1999).
- D'autres sources de carbone sont susceptibles d'influencer la composition isotopique du carbone des carbonates authigènes, comme le DIC des eaux de fond dont les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont de +2 to -2 ‰ VPDB.
- Une autre source potentielle de carbone pourrait être la dégradation de la matière organique dans les sédiments, en particulier dans les niveaux de sapropèles qui sont riches en matière organiques. Cette dégradation conduit à l'augmentation du DIC dans les eaux porales (Canfield *et al.*, 1993; Van Cappellen & Wang, 1996) dont les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ plus négative.
- Carbone originaire du CO_2 résiduel issu de la méthanogenèse dont les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ sont supérieures à +5 et à 24 ‰ VPDB.

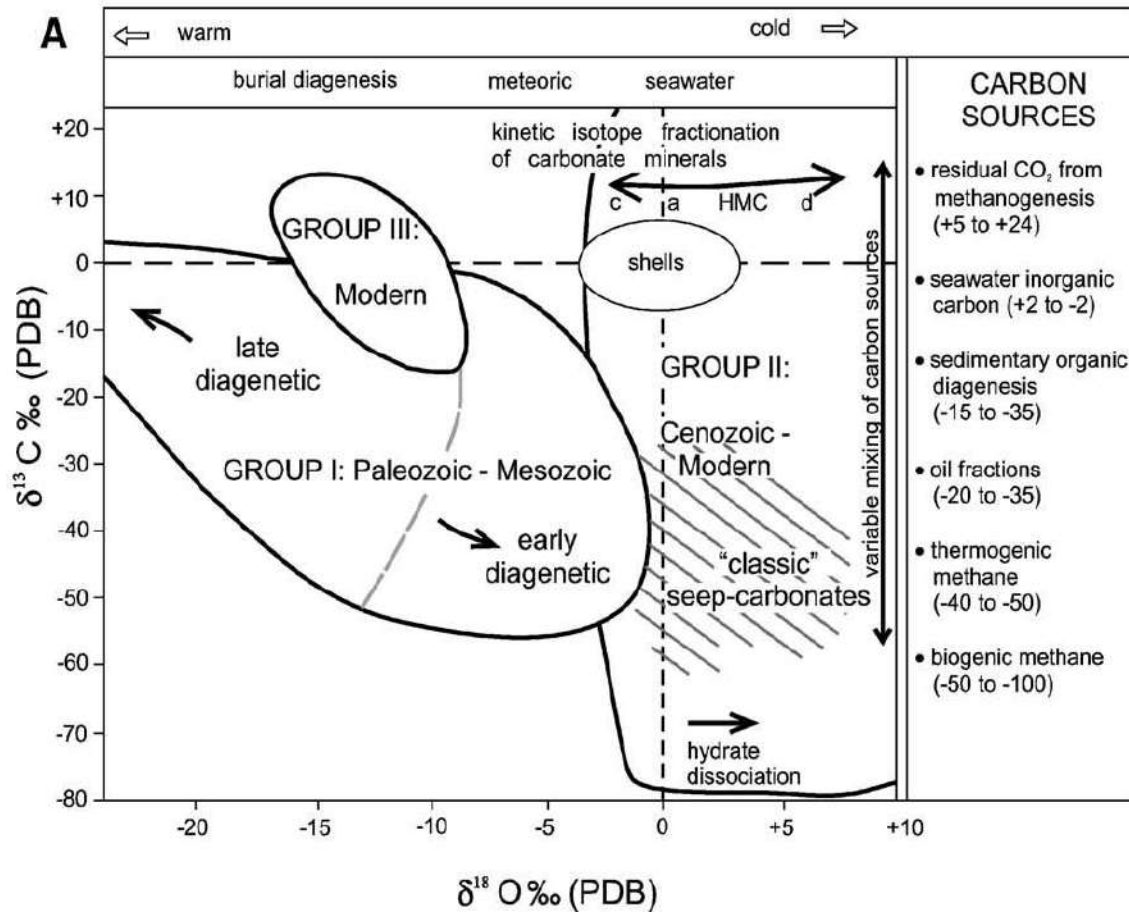


Fig. V-1 : Distributions des isotopes stables du carbone et de l'oxygène des carbonates du Phanérozoïque, leurs sources et principaux facteurs biologiques et chimiques qui influencent la variabilité de leurs signatures. (Campbell, 2006)

3- Résultats et lectures des valeurs

3.1 Le secteur d'Aïn Ouarka

3.1.1 La teneur des Carbonates :

Les teneurs totales en carbonate des échantillons de calcaires bruts vont de 16 à 98% en poids. L'échantillon TK03-Nod (Formation du Theniet El Klakh) montre les plus faibles teneurs en carbonates avec 16% en poids, tandis que l'échantillon Ech 6 (Formation d' Aïn Ouarka) montre des teneurs les plus élevées en carbonates, avec 98% du poids. Dans la Formation des Dolomies de Chemarikh, les teneurs en carbonates sont de 60% du poids, pour la Formation d'Aïn Ouarka, les teneurs en carbonates varient de 52 à 98% du poids (Ech 2 à Ech 7), et la Formation d'Aïn Rhezala montre une variation des teneurs en carbonates de 62 à 94 % du poids. De même, la Formation des Brèches de

Raknet El Kahla a livré des valeurs entre 76 à 82% du poids, la Formation de Theniet El Klakh montre de très faibles teneurs en carbonate, entre 16 et 53%, et enfin pour la Formation de Tifkirt entre 85 et 95% du poids (Tab. 6).

3.1.2 La minéralogie :

Des analyses XRD par diffraction des rayons X ont été effectuées sur des échantillons de carbonates bruts afin d'étudier leurs contenus minéralogiques. Les schémas des rayons X ont révélé que les minéraux dominants dans les échantillons étudiés sont généralement de la calcite à faible teneur en Mg (avec des valeurs d_{104} de calcite comprises entre 3,031 et à 3,037 Å) et peu de minéraux détritiques, à l'exception de Ech 06 du calcaire d'Aïn Ouarka qui est de la dolomie (Tableau xx). Les minéraux détritiques sont principalement dominés par le quartz. Il existe également différents minéraux comme les feldspaths dans la formation d'Aïn Rhezala (échantillons : Ech F, L01), des échantillons: BRK, BRK1 de la formation des Brèches de Raknet El Kahla et Tk01, Tk02, Tk03 nord de la Formation du Theniet El Klakh. L'albite a été révélée dans la formation du Theniet El Klakh (Kh01) et l'ankérite (Fe-Carbonate) dans la Formation d'Aïn Rhezala (échantillons: MCZ, MCN). Les minéraux de type chlorite / illite sont présents dans la Formation des Dolomies de Chemarikh (échantillon: Ech 1) et dans la Formation d'Aïn Ouarka (échantillons: Ech4, Ech5), et également dans la Formation d'Aïn Rhezala (échantillons: MCZ, MCN) et dans la Formation du Theniet El Klakh (échantillons: TK 01, TK03-Nord, KH1). La pyrite (FeS₂) a été observée dans les formations d'Aïn Ouarka et d'Aïn Rhezala (fig. 4e). La goéthite n'est observée que dans la formation du Theniet El Klakh (échantillon: TK03-MDAC) (Tab. 8).

3.1.3 Isotopes stables du carbone et de l'oxygène des carbonates secteur d'Aïn Ouarka :

- *Rapports isotopiques du Carbone et Oxygène :*

Les compositions isotopiques stables du carbone et de l'oxygène des carbonates du groupe des carbonates inférieurs (LCG) dans la région d'Aïn Ouarka sont résumées dans le tableau 6. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ varient entre - 4,95 à - 8,12 pour_mille VPDB et les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ varient entre - 5,14 à + 2,21 pour_mille VPDB.

La formation des dolomies de Chemarikh présente de faibles valeurs $\delta^{18}\text{O}$ de -7,67 ‰ VPDB et une valeur $\delta^{13}\text{C}$ de -0,18 ‰ VPDB.

La Formation d'Aïn Ouarka présente également de faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de -4,84 à -6,68 ‰ VPDB et des valeurs positives de $\delta^{13}\text{C}$ de +1,13 à + 2,22 ‰ VPDB.

La formation du Raknet El Kahla montre des valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$ de -6,22 à -6,96 ‰ VPDB et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ légèrement négatives à positives de -2,11 à + 1,89 ‰ VPDB.

La concrétion carbonatée de la formation du Theniet El Klakh a révélé des valeurs isotopiques les plus basses, avec une valeur $\delta^{18}\text{O}$ de -8,12 ‰ VPDB et une valeur $\delta^{13}\text{C}$ de -5,15 ‰ VPDB. Enfin, la formation du Tifkirt montre des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ de -4,95 à -6,60 ‰ VPDB et de $\delta^{13}\text{C}$ de -1,20 à + 0,92 ‰ VPDB.

Tab. 8 : Teneur totale en carbonates, minéralogie et compositions isotopiques stables du LCG dans le secteur d'Aïn Ouarka.

Formation	Samples	Total Carbonate (wt%)	Mineralogy		$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB)
			Carbonates (d ₁₀₄ , Å)	Other minerals		
Tifkirt	RS	85	low-Mg calcite (3.037)	Quartz	1.2	-
	RM	95	low-Mg calcite (3.037)	not detected	0.78	6.59
	RB	94	low-Mg calcite (3.036)	not detected	0.92	4.95
Theniet El Klakh	TK03-Nod	16	low-Mg calcite (3.035)	Quartz, Feldspar, Clays	-	-
	TK03-MDAC	67	low-Mg calcite (3.035)	Quartz (traces), Goethite	-	-
	TK02	18	not detected	Quartz, Feldspar	-	-
	TK01	53	low-Mg calcite (3.034)	Quartz, Feldspar (traces), Clays	-	-
Raknet El Kahla	BRK01	82	low-Mg calcite (3.037)	Quartz, Feldspar	1.88	-
	BRK	76	low-Mg calcite (3.035)	Quartz, Feldspar	0.39	6.75
Aïn Rhezala	L01	94	low-Mg calcite (3.039)	Quartz, Feldspar	-2.11	-
	Ech F	88	low-Mg calcite (3.037)	Quartz, Feldspar (traces)	0.30	6.21
	MCN	70	low-Mg calcite (3.034) ; Ankerite (2.901)	Quartz, Clays	-	6.75
	MCZ	62	low-Mg calcite (3.036) ; Ankerite (2.903)	Quartz, Clays	-	-
Aïn Ouarka	Ech 7	79	low-Mg calcite (3.035)	Quartz, Clays	1.73	-
	Ech 6	98	dolomite (2.889) ; low-Mg calcite (3.033, traces)	not detected	2,21	6.68
	Ech 5	52	low-Mg calcite (3.036)	Quartz, Clays (traces)	-	6.46
	Ech 4	66	low-Mg calcite (3.035)	Quartz, Clays (traces)	2.06	-
	Ech 3	65	low-Mg calcite (3.036)	Quartz	1.12	6.33
	Ech 2	85	low-Mg calcite (3.037)	Quartz	0.09	-
						5.71
Chemarikh	Ech 1	60	low-Mg calcite (3.035)	Quartz, Clays (traces)	-0.18	-
						7.69

3.2 Le secteur d'El-Bayadh

La composition isotopique du carbone et de l'oxygène fluctue fortement dans la formation du Theniet Et Temar. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ varient de -4,75 ‰ à 2,23 ‰ et du $\delta^{18}\text{O}$ de -3,58 ‰ à -8,09 ‰. Toutes les données sont tracées dans (Fig. V-2).

Dans la coupe d'El-Bayadh, on remarque une variation de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$, dans le membre inférieur : le $\delta^{13}\text{C}$ montre une excursion négative -4,75 ‰ et une valeur négative pour $\delta^{18}\text{O}$ de -8,21 ‰. Dans le membre médian, ces valeurs augmentent et varient entre +0,51 ‰ et +0,55 ‰ pour $\delta^{13}\text{C}$ et entre -3,85 ‰ et -4,69 ‰ pour $\delta^{18}\text{O}$. Dans le membre supérieur, le $\delta^{13}\text{C}$ montre des valeurs positives $\delta^{13}\text{C} +1,18$ ‰ et une valeur très négative pour $\delta^{18}\text{O}$ de -7,17 ‰ VPDB.

Dans la coupe d'El Ghassoul; dans le membre inférieur $\delta^{13}\text{C} + 1,38$ ‰ et on note une valeur très négative de $\delta^{18}\text{O}$ de -8,09 ‰ VPDB. Dans le membre médian, nous constatons une variation de $\delta^{13}\text{C}$ entre -1,90 ‰ et +0,32 ‰ et une variation de $\delta^{18}\text{O}$ entre -6,18 ‰ et -4,18 ‰. Dans le membre supérieur, nous n'avons pas pris d'échantillons car le membre est dominé par les grès.

Dans la coupe de Sidi Tifour; on remarque dans le membre inférieur des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ qui varient entre +0,93 ‰ et +2,23 ‰, pour $\delta^{18}\text{O}$ on a des valeurs négatives variant entre -3,82 ‰ et -3,32 ‰. Dans le membre médian, on note une variation de $\delta^{13}\text{C}$ allant de -2,28 à +1,56 et une variation de $\delta^{18}\text{O}$ de -3,79 ‰ à -5,08 ‰. Dans le membre supérieur, nous constatons $\delta^{13}\text{C}$ de +0,93 ‰ et une valeur négative pour $\delta^{18}\text{O}$ de -4,41 ‰ VPDB.

Pour les brachiopodes, les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ enregistrées varie de -1,92 ‰ à -4,42 ‰ dans l'Oxfordien moyen et de -1,88 ‰ à -0,35 ‰ (moyenne = -1,30 ‰) dans Kimméridgien supérieur, de -1,42 ‰ à -3,96 ‰. Le $\delta^{13}\text{C}$ les valeurs vont de -2,27 ‰ à 1,31 ‰. Les résultats sont résumés dans le tableau 7.

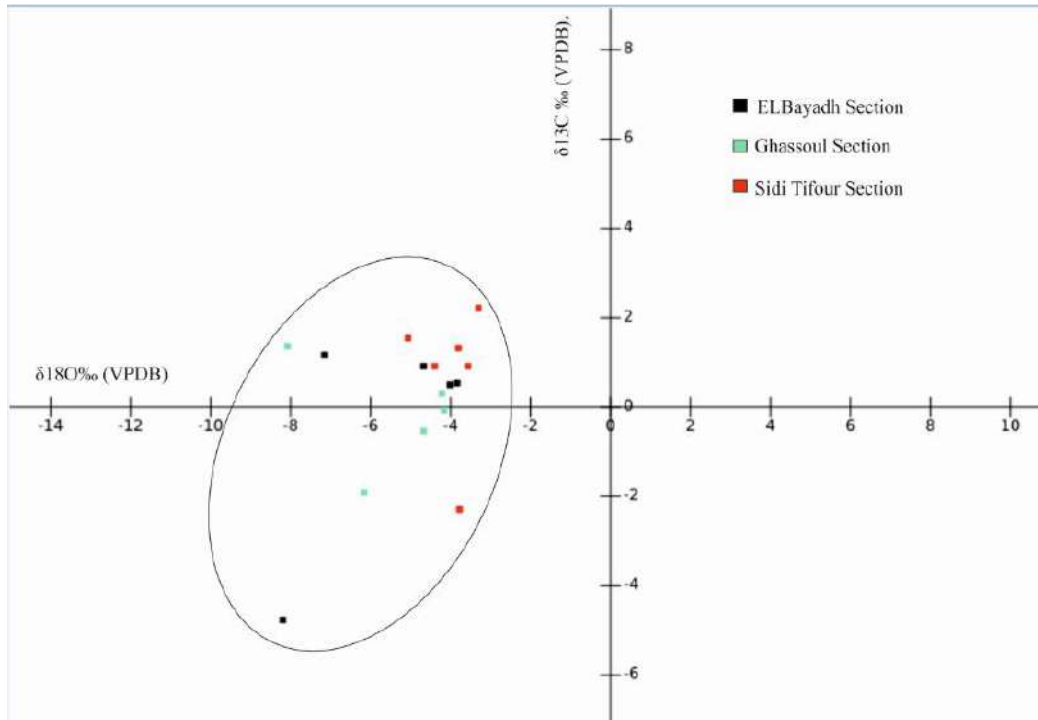


Fig. V-2 : Projections des compositions des isotopes de l’oxygène et du carbone des nodules Calcaires de Thniet Et-Temar.

Tab. 9 : Résultats des analyses d’isotopes stables ($\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$) des brachiopodes du Jurassique supérieur de l’Atlas saharien central.

Ident 1	d13C permil VPDB	d18O permil VPDB
BDH 6-1	-0,90	-4,42
BDH 6-2	-0,48	-3,77
BDH 8-1	1,31	-1,92
BDH 8-2	zu wenig Material	
BDM 4-1	-0,93	-3,57
BDM 4-2	0,48	-2,10
BLM 3-1	-0,03	-1,95
BLM 3-2	-0,70	-3,56
BLM 5-1	-0,26	-1,42
BLM 5-2	-2,27	-3,96
SM 2-1	-1,26	-3,13
SM 2-2	0,45	-2,39

Oxfordien moyen (*Transversarium* Zone) à Oxfordien supérieur (partie basale de *Bifurcatus* Zone)

Kimmeridgien supérieur (transition de Eudoxus Zone à la base de *Autissiodorensis* Zone)

4- Interprétation et discussion des résultats

4.1 Le Secteur de l'Atlas saharien occidental

Les échantillons avec les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ sont essentiellement des carbonates marins altérés par la diagénèse. En effet, les données sont projetées dans un diagramme de $\delta^{18}\text{O}$ par rapport à $\delta^{13}\text{C}$, initialement proposée par Nelson & Smith (1996). Divers champs isotopiques se distinguent par des carbonates d'origines différentes (Fig. V-3). Presque tous les échantillons sont inclus dans le champ du calcaire marin. Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ ont la signature de la DIC, de carbone inorganique dissous (Nelson et Smith, 1996; Campbell, 2006).

Les valeurs $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates dépendent principalement de la quantité de CO_2 fournie par la dissolution des carbonates biogéniques précurseurs ou des carbonates de l'eau interstitielle et de la décomposition de la matière organique par des bactéries sulfato-réductrices (Wanas, 2002) lors de la cimentation et de la recristallisation (Marshall, 1992; Maliva & Dickson, 1997; Armstrong-Altrin *et al.*, 2009).

Les valeurs positives de $\delta^{13}\text{C}$ (+ 1,12 à + 2,21 ‰ VPDB) indiquent une origine dans une zone de faible contenu organique, et donc qu'il est possible qu'il soit dérivé de l'eau interstitielle et / ou des carbonates biogéniques (Wanas, 2002).

D'autre part, les valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$ autour de - 5,14 à - 2,11 ‰ VPDB indiquent que le carbone est dérivé de sources organiques via une réduction des sulfates à médiation bactérienne (Warren, 2000). En outre, parfois les valeurs négatives des isotopes du carbone sont expliquées par une activité volcanique et / ou hydrothermale, libérant du carbone léger (^{12}C) (Huang *et al.*, 2016; Mercuzot *et al.*, 2019). Dans le Toarcien (Formation d'Ain Rhezzala), le $\delta^{13}\text{C}$ négatif suggère que l'excursion négative de C résultait du rejet rapide dans l'océan et l'atmosphère de l'hydrate de méthane dans les sédiments parce que le méthane biogénique appauvri en ^{13}C par rapport au ^{12}C ($\delta^{13}\text{C} \sim -60$ ‰), son oxydation en CO_2 dans les océans et l'atmosphère transmet un signal isotopique léger du carbone sur le carbone inorganique dissous (DIC) (Hesselbo *et al.*, 2000).

Les concrétions carbonatées sphériques sont associées à des failles normales et les structures d'instabilités syn-sédimentaires de la Formation du Teniet El Kelakh indiquent une migration de fluide vers le haut du méthane ou CO² résiduel de la voie de la méthanogenèse (Nyman, 2010). Les concrétions présentent des valeurs isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ de $-5,14$ ‰ VPDB) suggérant des précipitations en dessous de la zone de réduction des sulfates à partir de l'eau interstitielle et du CO² dérivé du méthane ou d'une origine post-méthanique des eaux souterraines, éventuellement avec une influence d'eau douce. Néanmoins, on note que les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ à l'âge mésozoïque et cénozoïque affichent des oscillations autour de $+2$ ‰.

Les valeurs isotopiques de l'oxygène des roches carbonatées diminuent avec l'âge géologique, de 0 ‰ au présent à -8 ‰ au Paléozoïque inférieur (Veizer *et al.*, 1999). Les valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$ de nombreux échantillons s'expliquent par le degré élevé de recristallisation (à des températures d'enfouissement plus élevées) et / ou une influence météorique, ce qui indiquerait que les valeurs originales ont probablement été influencées par les processus diagénétiques tardifs (Campbell, 2006; Campbell *et al.*, 2008). Alternativement, l'épuisement de ^{18}O est causé par des fluides à haute température migrant à partir des zones profondes de la colonne sédimentaire (par exemple, méthane thermogénique à source profonde ou encore une influence hydrothermale) (Astin & Scotchman, 1988; Sample & Kopf, 1995).

Pour les dolomies de Chemarikh ; généralement les dolomies se forment lorsque des fluides enrichis en Mg circulent et remplacent le calcium dans les carbonates en remplaçant le calcaire par de la dolomite (Kaczmarek & Sibley, 2014). La présence de ciment de calcite (*Dog-tooth*) et le remplissage des *bird's eyes* (en lames minces) ne sont pas seulement la preuve d'eau météorique mais aussi d'un environnement phréatique-marine ou d'une la possibilité d'environnement hydrothermal avec enfouissement peu profond (Reinhold, 1999; Flügel, 2010). La valeur négative de $\delta^{18}\text{O}$ ($-7,66$ ‰ VPDB) indique une dolomitisation à des températures relativement élevées ou à partir de fluides hydrothermaux lors de l'enfouissement (Lukoczki, 2018 ; Tan, 2019) ou par un fluide diagénétique (Li *et al.*, 2020).

Les valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$ ($-4,95$ à $-8,12$ ‰ VPDB) pour les autres formations géologiques ne sont pas cohérents avec la température de l'eau de mer, révélant soit l'introduction de l'influence de la surface / près de la surface pendant la diagenèse (faible

profondeur d'enfouissement) ou l'augmentation de la température sous l'influence de l'eau hydrothermale (Machel, 2004; Zhu, 2010) de basses températures hydrothermales, qui varient de 30 à 60 ° C (eaux météoriques les plus négatives) dans la majorité des carbonates étudiés.

Cette activité hydrothermale est liée soit : (i) la tectonique, halocinèse au cours d'une phase extensive durant de Jurassique inférieur, ou bien (ii) le résultat de la pulsation tardive du volcanisme du CAMP (Nomade *et al.*, 2007) en relation avec l'ouverture du Corridor hispanique et la fracturation de la Pangée (Mercuzot *et al.*, 2019), et par un volcanisme régional au Jurassique moyen (Bajocien-Bathonien). Les fractures régionales et les failles syn-sédimentaires faciliteraient ensuite la circulation et la migration des fluides hydrothermaux vers diverses régions des fonds marins.

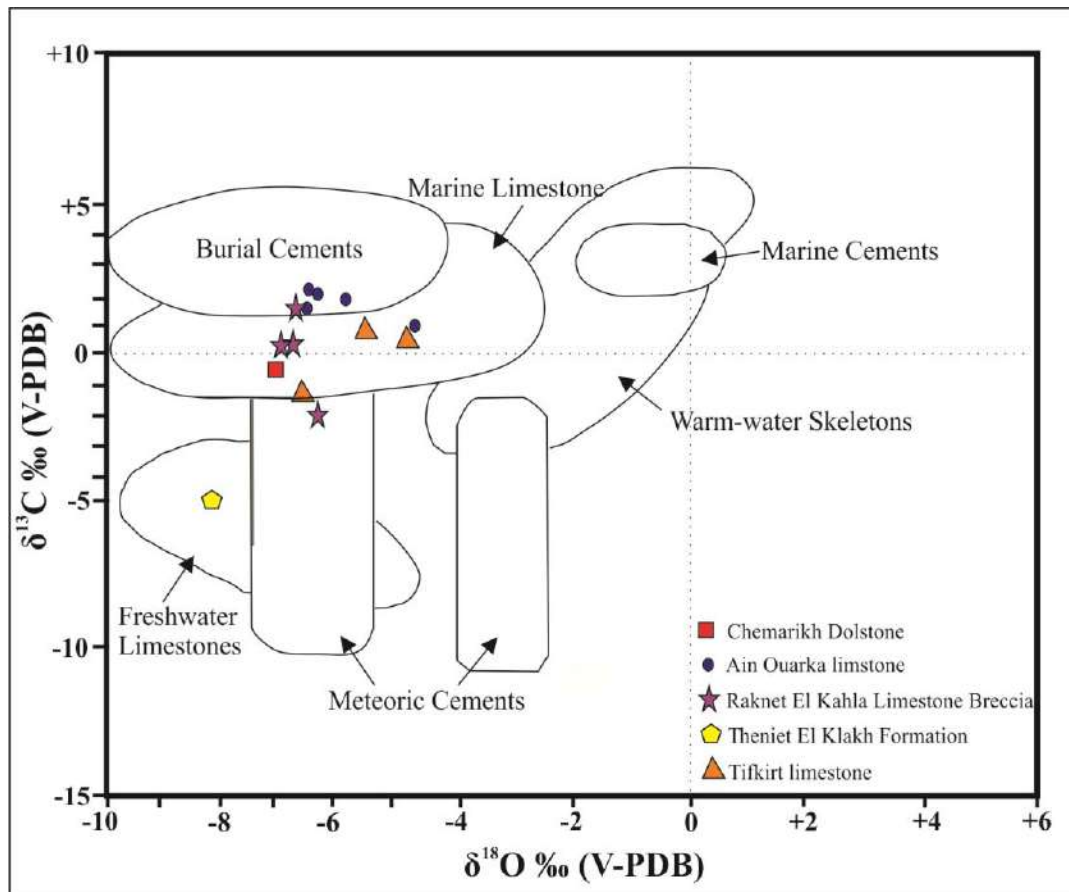


Fig. V-3 : Diagramme bi-varié de $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{13}\text{C}$ (d'après Nelson & Smith, 1996) de LCG dans le secteur d'Aïn Ouarka.

4.2 Le Secteur Atlas saharien central

Les isotopes du carbone et de l'oxygène sont des outils utiles pour la reconstruction des contextes paléo-climatiques et paléo-océanographiques (Anderson & Arthur, 1983; Marshall, 1992). Les isotopes $\delta^{13}\text{C}$ indiquent que la source de carbone lors de la précipitation du ciment carbonate dérive de fluides avec des valeurs $\delta^{13}\text{C}$ fortement variables et les isotopes $\delta^{18}\text{O}$ sont un bon indicateur pour évaluer l'interaction eau-roche pendant la diagenèse.

Pendant le Jurassique supérieur les signatures isotopique carbone et $\delta^{13}\text{C}$ - $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates marins varie respectivement de $-2,5\text{‰}$ à $-0,5\text{‰}$ V-PDB et $-1,5\text{‰}$ à $+3,0\text{‰}$ V-PDB (Jenkyns *et al.*, 2002).

Les isotopes stables des nodules de carbonates étudiés montrent une valeur négative de $\delta^{18}\text{O}$ et deux valeurs différentes de $\delta^{13}\text{C}$ variant entre $-4,75$ à $+2,23\text{‰}$ VPDB. Ces variations pourraient être liées à une diversité des types de fluides lors du dépôt des sédiments.

Une faible variation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ peut avoir la signature du carbone inorganique dissous dans l'eau marine (Nelson et Smith, 1996; Campbell, 2006). Les valeurs positives de $\delta^{13}\text{C}$ reflètent probablement le CO_2 résiduel enrichi en ^{13}C issu de la méthanogenèse (Greinert *et al.*, 2001; Peckmann & Thiel, 2004; Woo & Khim, 2006; Pierre *et al.*, 2015; Loyd *et al.*, 2016; Viola *et al.*, 2017). Au Mésozoïque, les principales anomalies positives de $\delta^{13}\text{C}$ documentées dans plusieurs domaines géologiques ont été imputées aux perturbations mondiales dues aux conditions des gaz à effet de serre déclenchés par le volcanisme terrestre ou sous-marin (Weissert & Lini, 1991; Bartolini *et al.*, 1996; Jones & Jenkyns, 2001).

Les carbonates authigéniques appauvris en ^{13}C dans un dépôt sédimentaire peuvent être attribué au : (1) méthane par oxydation anaérobique AOM (Campbel, 2006), (2) la décarboxylation thermique de MO (Raiswell & Fisher, 2000), et (3) l'oxydation thermochimique du méthane TOM (Hu *et al.*, 2018).

Les variations négatives du $\delta^{13}\text{C}$ pourraient être liées au CO_2 léger, libéré par l'altération de la matière organique lors de la pénétration de l'eau météorique via la

réduction des sulfates à médiation bactérienne ou de la méthanogenèse (Claypool & Kaplan, 1974; Irwin *et al.* 1977 ; Warren, 2000 ; Aiello *et al.*, 2001; Hatem *et al.*, 2016).

Aussi, une excursion isotopique négative est identifiée dans la zone à *Transversarium* de l'Oxfordien moyen en France et en Suisse par Padden *et al.* (2001) interprétée comme due à la dissociation de l'hydrate de méthane (Padden *et al.*, 2001, 2002 ; Jenkyns, 2003). L'hypothèse de la déstabilisation des hydrates de méthane au cours de l'Oxfordien serait causée par un changement dans les modèles de circulation océanique résultant de la connexion entre les océans Téthys-Atlantique et Pacifique (Padden *et al.*, 2001). Les négatives valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (-8,21 à -3,32 ‰ VPDB) par rapport aux calcaires marins actuels peuvent être liés à l'augmentation de la température lors de la diagenèse d'enfouissement (Choquette & James, 1987; Nelson & Smith, 1996) et / ou à la contribution de l'eau météorique qui indique que les valeurs originales ont probablement été affectées par les processus diagénétiques tardifs (Campbell 2006; Campbell *et al.* 2008) et / ou par la modification de la composition des fluides. Alternativement, l'épuisement de ^{18}O est causé par les fluides à haute température (fluides diagénétiques chauds) migrant des parties profondes de la colonne sédimentaire (Astin & Scotchman, 1988; Sample & Kopf, 1995).

Dans la région d'El Ghassoul, toute la formation est dolomitisée, ce qui mène à penser qu'elle serait le résultat d'une dolomitisation hydrothermale. La source la plus importante des dolomies secondaires est donc hydrothermale, et plus profonde (Nokhbatolfighahaei, 2019). Cette dolomitisation a eu lieu lorsque des soulèvements majeurs et les conditions subaériennes se sont produits par des failles et un écoulement de fluide contrôlé par ces fractures. Le fluide principal provient des sources hydrothermales plus profondes ou essentiellement liées au processus halocinétique (évaaporites triasiques) et la remontée à travers des failles lors de l'intrusion diapirique. L'abondance de dolomite à la périphérie du diapir (ex: Kerakda et Sidi Tifour) suggère que les ions Mg pourraient provenir d'une source hydrothermale enfouie plus profonde à travers le système de failles (Al-Aasm, 2003,2009).

5- Histoire de la circulation des fluides dans l'Atlas saharien

A la fin du Paléozoïque, la fracturation de la Pangée va provoquer l'ouverture de l'Atlantique Central au début du Trias. L'Algérie va alors se retrouver border par deux océans, la Téthys au Nord-Est et l'Atlantique naissant à l'Ouest. Entre les deux se développe un important système de rift ; le rift atlasique, qui avorte au cours du Jurassique. Une première phase de ce rifting au Trias supérieur – Lias inférieur affecte toute la plate-forme Maghrébine, et donne lieu au développement du rift atlasique principal, avec la réactivation d'accidents hérités (Ait-Ouali, 1991 ; Mekahli, 1995 ; Elmi *et al.*, 1998 ; Meddah , 2007), et la mise en place d'une plate-forme carbonatée dès l'Hettangien jusqu'au Sinémurien-Pliensbachian avec contrôle tectonique (subsidence tectonique). Puis, un deuxième épisode extensif disloque cette plate-forme au Toarcien. Un troisième épisode au cours de Jurassique moyen serait lié au à la tectonique halocinétique (Bracène *et al.*, 2002).

Ces failles facilitent la circulation des fluides depuis la profondeur vers la surface au cours de temps géologique:

➤ Au Trias

-Les coulées basaltiques :

Comme nous l'avons souligné dans le deuxième chapitre, les terrains triasiques dans l'Atlas saharien sont représentés par des appareils diapirique à sédimentation argilo-gréso-évaporitique associée à un matériel volcanique (Meddah, 2007) faisant partie de ce qu'on appelle la Province Magmatique de l'Atlantique Central (CAMP).

Le CAMP est l'une des plus grandes provinces ignées du monde. Elle s'est mise en place il y'a 201 millions d'années à la limite Tr-J (Knight *et al.*, 2004; Marzoli *et al.*, 2004 ; Ernest *et al.*, 2020), au début de la fragmentation du supercontinent de la Pangea qui a mené à l'ouverture de l'Océan Atlantique Central. Le magmatisme du CAMP est aujourd'hui représenté sous forme des restes de roches intrusives (dykes, sills, massifs : dolérites et gabbros) et extrusives (coulées de laves basaltiques) qui affleurent dans des parties contiguës de l'ouest et le nord-ouest de l'Afrique, du sud-ouest de l'Europe et de

l'Amérique du Nord et du Sud. Le CAMP est considéré comme le résultat de l'activité d'un super-plume (énorme volume de magmas qui prend naissance au niveau de la limite noyau-manteau de la Terre) ou une expression de l'extension et de l'amincissement de la lithosphère. Le magmatisme est contemporain avec l'extinction massive à la limite Trias-Jurassique (Fig. V-4).

L'analyse lithostratigraphique l'appareil diapirique de la région Aïn Ouarka révèle une succession de trois unités volcaniques, de nature basaltique, identifiées, séparées par des intervalles sédimentaires silico-clastiques à évaporites, et surmontées par des carbonates du Rhéto-Hettangien. Ils représentent des repères stratigraphiques qui caractérisent des périodes d'accalmie dans l'activité volcanique.

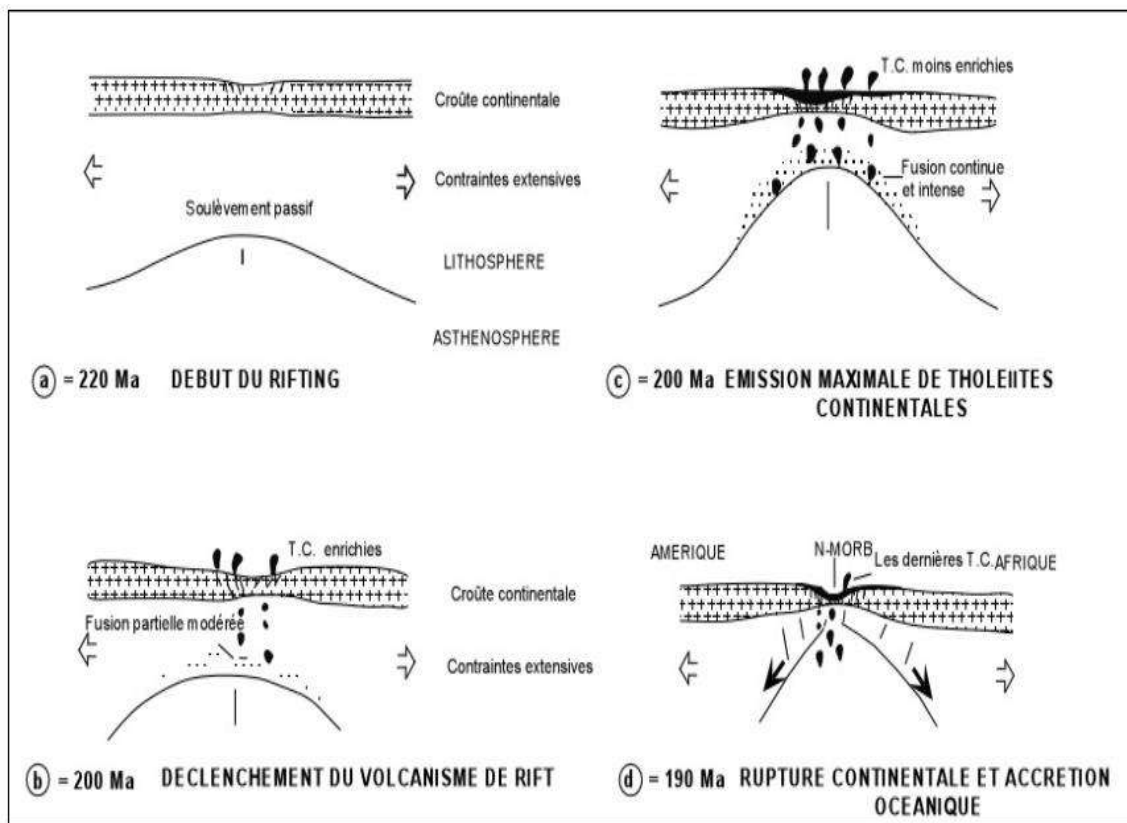


Fig. V-4 : Modèle géodynamique de la genèse du CAMP (Bertrand, 1991) lié à un amincissement et la fusion partielle de la lithosphère, puis une remontée passive de l'asthénosphère et sa fusion partielle en réponse au rifting de l'Atlantique Central (T.C tholéiites continentales).

-Les évaporites :

Un nouveau modèle conceptuel, appelé «le modèle du sel hydrothermal» est proposé par Hovland (2007) ; le sel peut s'accumuler dans les profondeurs à partir de la circulation hydrothermale des eaux marines saumâtres surchauffées .L'hypothèse est basée sur le comportement physico-chimique de l'eau marine supercritique. L'eau marine est entraînée dans son domaine supercritique de haute température et haute pression (407 ° C, 298 bars), et perd sa solubilité pour les sels marins courants (chlorures et sulfates). Par conséquent, la précipitation spontanée des sels a lieu dans les espaces poreux remplis d'eau. Le même processus peut se produire lorsque des roches poreuses contenant de l'eau interstitielle saline sont exposées à une température et pression, par exemple dans la subduction de la croûte océanique. Les sels seront également précipiter sous la surface ou sous-marine lors de l'ébullition, au contact de sources à fort flux de chaleur, comme les intrusions de magma. De grandes accumulations de sel se trouvent dans le creux central et le long des deux bords du rift comme en Mer Rouge. De nombreuses caractéristiques d'accumulation associées sont difficiles à expliquer en termes de modèle conventionnel «d'évaporite» pour les gisements de sel. Les fonctionnalités sont comme suit: (1) dépôts de sel de plusieurs kilomètres d'épaisseur sur les deux flancs de la Mer Rouge, (2) épais (3 km) dépôts de sel à l'intérieur du graben central, (3) saumures denses et chaudes à l'intérieur de certains graben profonds (Atlantis II Deep, Conrad Deep, etc.), (4) jusqu'à 40 km de murs et crêtes de sels exposés sur le fond marin du Nord de la mer Rouge, (5) hauts murs de sels adjacents au « *Conrad Graben central* » profond, et (6) grands flux de sel dans le « *Thetis Deep* ». De plus, ces énormes accumulations de sel ont eu lieu en une période géologique relativement courte, alors que les sels produits par voie hydrothermale sont perdus directement dans l'eau marine dans les systèmes hydrothermaux en pleine mer (Fig. V-5).

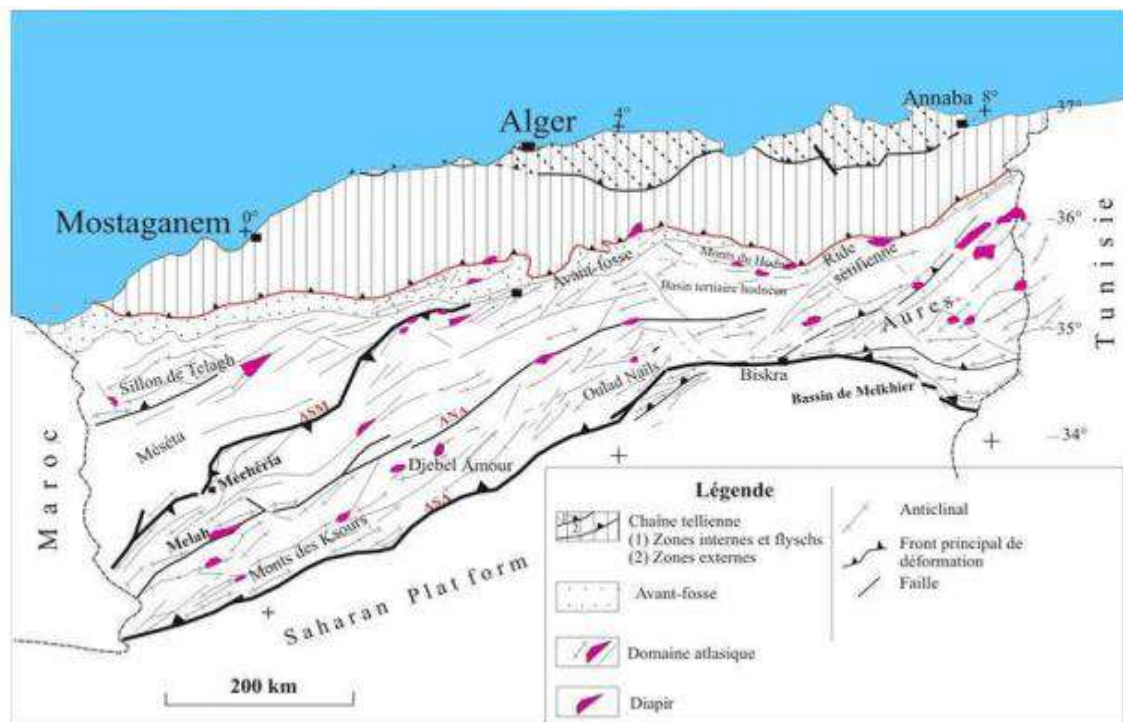


Fig. V-5 : Schéma structural du Nord de L'Algérie

(Principaux accidents et diapirs du système atlasique ; Bracéne *et al.*, 2002).

➤ Pendant l'Hettangien

-Les dolomies hydrothermales:

Comme nous l'avons expliqué dans le deuxième chapitre, l'Hettangien est marqué par une sédimentation intense et massive des dolomies appelée « dolomie de Chémarikh ». Depuis la découverte de cette formation (Ait Ouali 1991, Mekahli, 1998) aucune étude approfondie n'a été menée sur la formation de dolomite sachant qu'Amrane (2011) a fait une étude microscopique et des analyses séquentielles en essayant de donner l'environnement sédimentaire de cette formation et l'origine de cette dolomitisation mais sans arguments géochimiques.

L'absence des dolomies dans les environnements actuels (Warren, 2000) et leur potentiel du caractère réservoir à hydrocarbures et une roche encaissante pour la minéralisation de type « Mississippi Valley » (MVT) ont attiré l'attention des géologues depuis plusieurs années où de nombreuses recherches discutent les origines et les divers facteurs liés à la genèse des dolomies et de la dolomitisation (par exemple De Dolomieu,

1791; Purser *et al.*, 1994; Warren, 2000; Geske *et al.*, 2012; Makhloufi *et al.*, 2018; Tortola *et al.*, 2020).

Plusieurs facteurs contrôleraient la formation des dolomies durant le Phanérozoïque: 1) Les changements du niveau de la mer ; 2) les changements de pression du dioxyde de carbone ; 3) les changements du rapport Mg / Ca ; 4) les concentrations de sulfate et la réduction du sulfate bactérien (Burns *et coll.*, 2000; Baldermann *et coll.*, 2015).

La dolomie secondaire peut se former de deux manières différentes (Machel, 2004):

(1) remplacement de CaCO_3 par $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ (dolomite de remplacement), (2) par précipitation de dolomite à partir d'une solution aqueuse dans les espaces interstitiels (ciment dolomitique).

L'étude pétrographique peut aider à l'interprétation du fluide de dolomitisation et des sources d'ions Mg (Warren, 2000), et plusieurs modèles de dolomitisation sont utilisés pour étudier l'origine de la dolomite. Ces différents modèles de dolomitisation ont été présentés, dont certains comprennent: le style sebkha (par exemple Warren 2006), le style eade mer normal (par exemple Meister *et al.*, 2013; Adams *et al.*, 2019), le style Coorong (par exemple Warren, 1990), de type grotte (par exemple Alonso-Zarza & Martín-Pérez, 2008), *seepage-reflux* (par exemple Makhloufi *et al.*, 2018), zone mixte (par exemple Gaswirth *et al.*, 2007), *burial* (par exemple Sabbagh-Bajestani *et al.*, 2018), *hydrothermal* (par exemple Mahboubi *et al.*, 2016) et par l'activité bactérienne (par exemple Chafetz & Folk, 1984; Huang *et al.*, 2019).

Les résultats des isotopes d'oxygène et du carbone pour la dolomie moyenne sont pour $\delta^{18}\text{O}$ entre -7.69 ‰ VPDB et les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ moyen - 0.18 ‰ VPDB.

Les valeurs de l'isotope stable du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) dans les carbonates reflètent la source de CO_2 lors de la formation de la dolomite de diverses origines telles que l'eau de mer, les fluides météoriques, la dissolution des coquilles ou diverses sources biochimiques du carbone inorganique dissout dans les eaux marines (Nelson & Smith, 1996) Cet épuisement peut être dû à des facteurs tels que l'altération de la matière organique après le dépôt, l'efficacité de l'hypersalinité des fluides diagénétiques, ou les effets d'une température élevée (Hudson, 1977; Leng *et al.*, 2006).

Toutes les températures calculées pour les dolomites ne sont pas très précises car l'altération diagenétique et la diagenèse météorique ont affecté les dolomites et par conséquent elles ont peut-être changé les valeurs de l'oxygène isotope pendant la diagenèse. Ce type de dolomie est formé durant l'enfouissement dans des températures très élevée et peut être par les fluides hydrothermaux riches en Mg. Ces fluides circulent facilement par des réseaux des failles syn-sédimentaires. L'origine de ce hydrothermalisme serait sans doute en relation avec les derniers épisodes du CAMP.

➤ **Pendant le Toarcien**

-L'échappement du méthane :

Durant le Toarcien, [Jenkyns \(1985 ; 1988\)](#) a suggéré la relation des niveaux riches en matière organique avec un contexte anoxique mondial (T-OAE) et l'occurrence de faciès fortement organiques (~15 à 20% COT). Ces anomalies sont aussi liés au méthane d'origine soit : (1) : Émissions volcaniques ou lié à un hydrothermalisme sous-marin qui provoque une augmentation des émissions de gaz mantelliques, notamment le CO₂ (2) : Méthanogenèse à partir des gisements organiques par le craquage thermique et de la libération de méthane thermogénique isotopiquement négatif (3) : Déstabilisation d'hydrates de gaz dans l'océan.

➤ **Pendant l'Aalénien**

-Phénomène de bréchification :

L'origine des brèches de Raknet el Kahla est un sujet qui a suscité l'intérêt des géologues qui ont travaillé sur la région ([Mekahli, 1998](#)), plusieurs hypothèses ont été émises mais le sujet n'a jamais été tranché. Ce modèle de brèche a été identifié dans plusieurs régions dans le monde. Grâce à l'analyse géochimique, les chercheurs en géologie arrivent à se mettre d'accord que le phénomène de bréchification est liée au phénomène de la circulation des fluides. Dans le cas de notre formation, deux types de brèches sont identifiés : Les brèches monogéniques et les brèches hétérogéniques. Pour les brèches monogéniques ([Gay, 2002](#)), interprète sont l'expression d'une déstabilisation des hydrates de méthane soit par : l'élévation de la température, la baisse du niveau de la mer, la tectonique, les changements climatiques, la circulation des fluides chauds. Les hydrates de méthane comportent une importante quantité de gaz libre, après la dissociation, une grande quantité de gaz libre s'ajoutent et continuent à migrer depuis les

séries plus enfouies. Dans les modèles de Mciver (Mciver, 1982), la fusion des hydrates sur la pente des marges continentales entraîne la formation de bulles de gaz dans les pores augmentant la pression interstitielle. Ainsi, une accumulation de gaz sous les hydrates peut conduire à un bombement des séries sédimentaires, à la fracturation, à la liquéfaction, à un échappement catastrophique vers le fond de l'eau, et à des instabilité de pente (Carpenter, 1981 ; Hovland, 1989 ; 1992 ; Maslin *et al.*, 1998 ; Kennett & Fackler-Adams, 2000 ; Cochonat *et al.*, 2002). Par contre les brèches hétérogènes correspondraient vraisemblablement à des écoulements de débris (debris flow) dont les mécanismes déclencheurs sont nombreux (Fig.V-6).

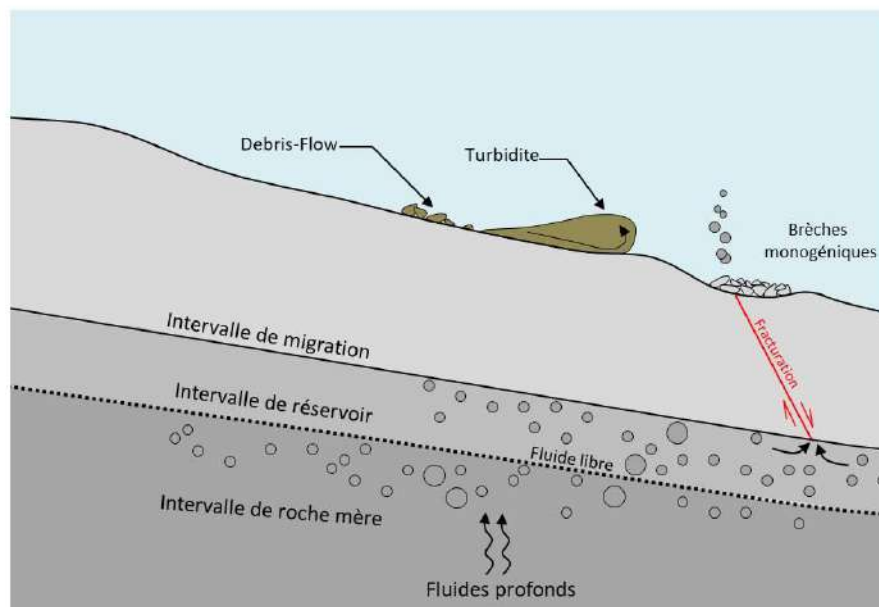


Fig.V-6 : Schéma explicatif du scénario de la formation des brèches de Raknet El Kahla.

➤ **Pendant le Bajocien supérieur :**

-Fluide-escape structure:

Comme nous avons indiqué dans le deuxième chapitre, la formation du Teniet El Kelakh est constituée d'alternances argilo-gréseuse. Des niveaux de grès montrent des structures de déformations synsédimentaires (SSDS) qui indiquent une activité sismique régionale, provoquant un échappement de fluides durant la sédimentation où les

sédiments sont encore meubles ou partiellement lithifiés. Les structures d'échappement de fluides (*fluid escape structure*) de Lowe (1975) y sont bien représentées.

En plus, l'échappement de fluide pourrait être un mécanisme déclencheur de glissement de terrain (Chapron *et al.*, 2004 ; Bünz *et al.*, 2009), tout comme l'inverse, les glissements de terrain précédents, enfouis, peuvent contrôler la distribution spatiale des pockmarks (Riboulot *et al.*, 2013 et réf.). De plus, la présence de fluide escape-structures, flamme-structure, convolutes laminations, les slumps, *cone-in-cone*, et les failles syn-sédimentaires indiqueraient l'existence d'une couche mécaniquement faible qui pourrait constituer un facteur contrôlant les instabilités (Lastras *et al.*, 2004).

➤ **Pendant le Bajocien supérieur-Bathonien inférieur:**

-Les Bioherms :

Au cours du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur, le sous bassin d'Aïn Ouarka atteint un degré de comblement évoluant en un système de haut fond marin avec développement de bio-constructions de type bioherme séparés par des chenaux de bio-accumulations provenant de leurs démantèlements mécaniques assurés par les vagues (de tempêtes et de beaux-temps). La faune benthique (polypiers, éponges, algues, bryozoaires mollusques, échinodermes et brachiopodes) s'épanouissent dans cet environnement qui est écologiquement favorable. Le sommet des édifices récifaux est souvent marqué par une surface durcie ferrugineuse témoignant d'un arrêt sédimentaire suite à un changement environnemental (arrivées des décharges sableuses). La majorité des bio-constructions s'est développée à proximité des failles, et autour du diapir central triasique ; la remontée aurait induit un système de « dôme en cirque » autour duquel la faune benthique s'épanouit. Depuis le travail de Tlili (1995) qui a identifié trois épisodes bio-construits (R1, R2 et R3), les aspects géochimiques n'ont pas été entrepris. Mud-Mounds ou récifs ? La question n'a jamais été sérieusement abordée.

Les exemples étudiés ailleurs, fossiles et actuels, ont donné de nouveaux éléments d'ordre bio-géo-chimiques qui permettent de comprendre les aspects stratégiques dans les développements (initiation, colonisation et développement climax) des entités bio-construites.

Les « *mud-mounds* » de Hamar Laghdad de l'Emsien à Givetien de l'Anti Atlas marocain et les bioconstructions des « Terres-Noires » du Jurassique Moyen (Bathonien) en France, ainsi que ceux actuels, permettent de distinguer une morphologie observée i) dans les eaux peu profondes « *shallow water* » au-delà de 25m de profondeur, et ii) dans les profondeurs de la zone aphotique. Les systèmes de production primaire (photo vs chimio-synthétiques) contrôlent leurs développements.

Les interprétations de ces édifices font ressortir une relation de ces bioconstructions avec les fluides ; i) hydrothermal ou ii) suintement froid. Mécanismes qui favorisent une communauté chimio-synthétique avec des signatures géochimiques caractéristiques. L'absence de valeurs négatives des isotopes du carbone (partie basale, médiane et sommitale) ne lie pas ces édifices de l'Aïn-ouarka à l'AOM (*Anerobic oxydation of methane*). Cette interprétation n'est pas définitive et exige étude sérieuse et détaillée avec plus d'échantillons et d'analyses géochimiques, des différentes phases diagénétiques ayant affectées ces unités. Nous suggérons ici l'hypothèse d'un hydrothermalisme. En effet, dans les assises contemporaines du bassin atlasique du Haut Atlas marocain, on a une manifestation magmatique aux droits des accidents décrochant en relation avec les anticlinaux ou les rides formées (Güezal *et al.*, 2013). Cette manifestation magmatique provoque l'hydrothermalisme qui migre à travers un système complexe de failles syn-sédimentaires et donc des écosystèmes à base chimiosynthétique. Le maintien d'un hydrothermalisme lié au diapir triasique n'est pas aussi à exclure (Fig. V-7).

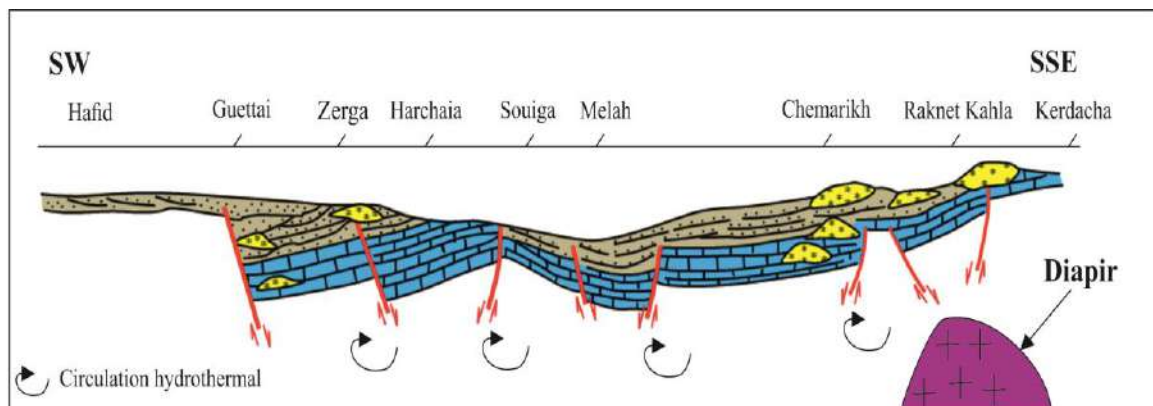


Fig. V-7: Modèle explicatif de la formation des bio-construction qui se développe à proximité des failles en relation avec l'hydrothermalisme (Mekahli, 1998 modifié)

➤ **Pendant le Jurassique supérieur*****-Perturbation majeure du cycle global du carbone :***

Le Jurassique supérieur est une période caractérisée par un changement climatique caractérisé par une perturbation majeure du cycle global du carbone. Il serait lié à un réchauffement climatique qui succède à un refroidissement (glaciation) durant l'Oxfordien inférieur (Dromart *et al.*, 2003a) et marque la chute du niveau marin global (glacio-eustatisme ?) et la disparition de la plate-forme carbonatée.

Les mécanismes qui déclenchent cette perturbation sont liés au transport de gaz à effet de serre (CO₂, CH₄) à partir des réservoirs sédimentaires profonds, ou par l'échappement de méthane par la dégradation de la matière organique, soit encore par une activité magmatique liée au volcanisme intense (LIP) qui provoque le réchauffement climatique.

L'étude des isotopes du strontium (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) montre du ⁸⁷Sr d'origine mantellique (émis par l'hydrothermalisme sous-marin) et du ⁸⁶Sr cristal (provenant de l'altération continentale) et donc un apport important de matière mantellique au sein de l'activité hydrothermale des rifts médio-océaniques (Jones & Jenkyns, 2001). Un faible taux d'érosion global permet aussi de diminuer les apports en strontium radiogénique par érosion vers les océans (Cohen, 2004).

Dans l'Atlas saharien central, le Jurassique supérieur montre une progradation des corps sédimentaires deltaïques du SW vers le NE (Delfaud *et al.*, 1974). Dans notre région, l'étude géochimique (du carbone et oxygène isotopes) sur les carbonates de la formation de Theniet Et Temar dans différents secteurs (El-Bayadh ; Ghassoul et Sidi Tifour) montre une perturbation dans le cycle de carbone. Des excursions négatives sont suivies par d'autres positives que l'on pense en relation avec le résultat d'un enfouissement accru de la matière organique dans des conditions anoxiques des environnements marins localisés sur cette région. Cet événement anoxique est enregistré pour la première fois en Algérie et en Nord d'Afrique. Les analyses géochimique de l'oxygène-isotope sur les brachiopodes, notamment dans la formation de Theniet Et Temar et la formation de Sfisifa, dont les valeurs de δ¹⁸O nous intéressent particulièrement en tant que marqueurs de paléo-température (Epstein *et al.*, 1953). La teneur en δ¹⁸O est inversement proportionnelle à la température. On a considéré que le δ¹⁸O de l'eau de mer au

Jurassique supérieur est égal à -1 ‰ (Lécuyer & Allemand, 1999), valeur classiquement utilisée pour les calculs de paléo-températures caractéristiques d'une période non glaciaire. L'équation utilisée pour retrouver les paléo-températures est celle établie par O'Neil (1969) modifiée par Anderson & Arthur (1983).

$$T^{\circ}\text{C} = 16 - 4,14 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau de mer}}) + 0,13 \times (\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}} - \delta^{18}\text{O}_{\text{eau de mer}})^2.$$

$\delta^{18}\text{O}_{\text{calcite}}$: valeur isotopique mesurée sur la coquille en calcite (exprimée par rapport au PDB) ; $\delta^{18}\text{O}_{\text{eau de mer}}$: valeur isotopique théorique de l'eau de mer (exprimée par rapport au SMOW). Les résultats isotopiques en carbonates des échantillons analysés ont une erreur de $\pm 0,1$ ‰.

Le calcul des températures donne des valeurs allant de 22.1 et 34.4 °C. On pense que cette élévation de la température est liée à un réchauffement climatique causé par l'injection de grande quantité de CO₂ dans les océans par une activité magmatique et le retour des conditions environnementales favorables pour la reprise de la sédimentation carbonatée avec le développement des récifs coralliens. Cette activité provoque aussi des événements d'hydrothermalisme et dont la réactivation des failles principales de l'héritage hircanien par un mouvement tectonique extensive qui provoque un système de basculement des blocs (horsts et grabens) et aussi par des failles secondaires liées à la tectonique salifère, vont instaurer une circulation des fluides hydrothermaux (Fig. V-8).

Cette activité magmatique a été enregistrée dans les régions voisines, proche du CAMP (Haut Atlas au Maroc) dont les témoignages sont représentés par des roches magmatiques basiques sous forme de coulées de laves, de sills, de dykes et de batholites au sein des couches rouges du Jurassique moyen au Crétacé inférieur (Güezal, 2013), et dans la Téthys notamment dans le Sud de la France (Pellenard, 2013) et au Liban (Walley, 2001).

La circulation des eaux hydrothermales d'origine magmatique profonde est aussi marquée par les gisements de cuivre dans le passage entre la Formation de Aissa et la Formation de Tiloula (Kolli, 1984).

La présence de niveaux riches en faune benthique (*high abundance and low diversity*) à proximité des failles de directions NW-SE et SW-NE (dont la transversale El-Bayadh-

Tiaret). Ces gisements interprétés comme des écosystèmes à base chimiosynthèse (Fig. V-9).

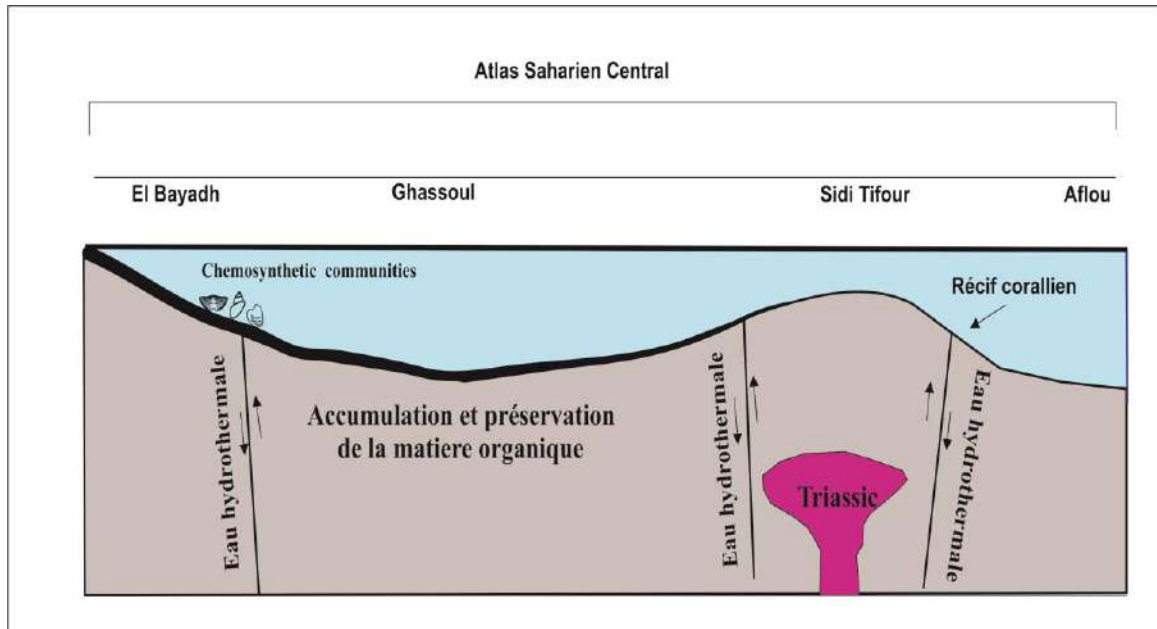


Fig. V-8 : Modèle schématique 2D expliquant l'environnement sédimentaire et circulations des eaux hydrothermales durant le Jurassique supérieur dans l'Atlas saharien central

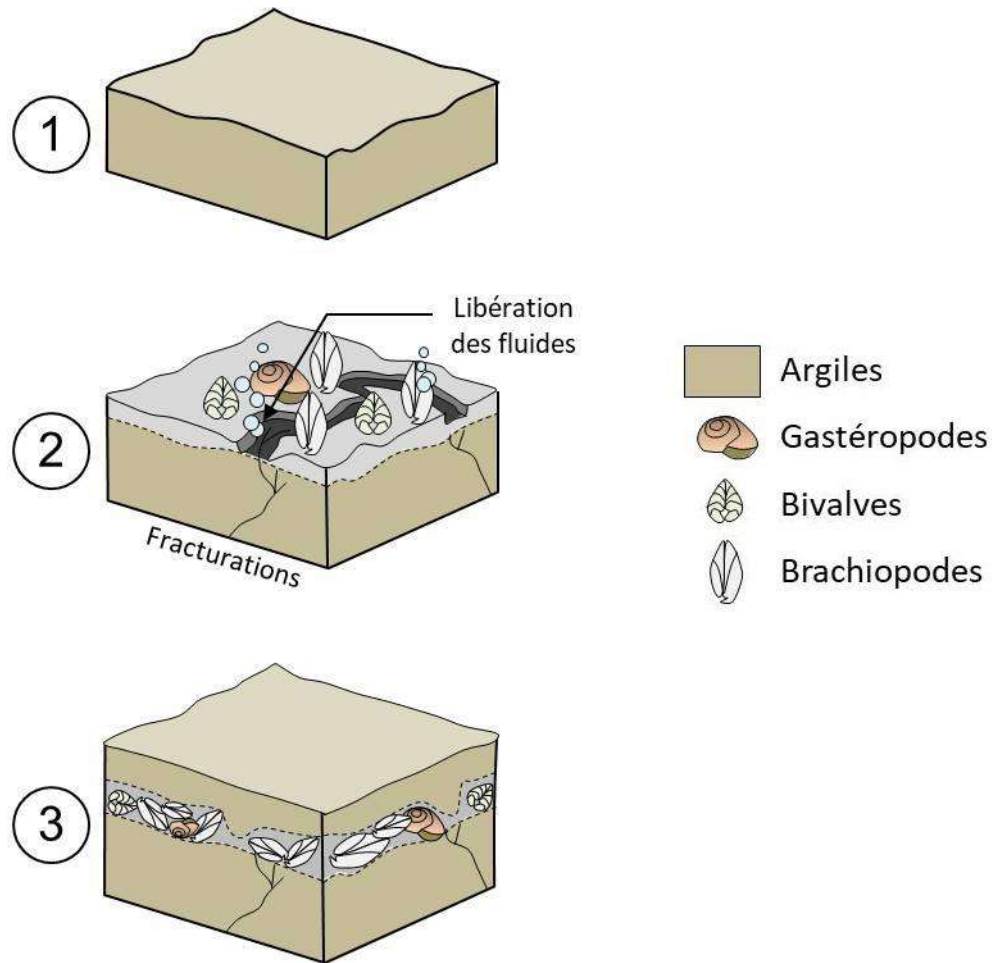


Fig. V-9 : modèle d'évolution dans le temps des niveaux riches en faunes benthiques en relation avec la circulation des fluides

6- Le phénomène de diagenèse

- La morphologie des concrétions :

Deux types de concrétions carbonatées ont été observés :

Type 1 : des concrétions sphériques de couleur grisâtre à noirâtre de différentes tailles et observées au sein des argiles (Formation de Theniet Kelakh et dans le membre médian de la Formation de Theniet Et-Temar).

Type 2 : des concrétions tabulaires, sphériques de taille 0.50 m, observées uniquement dans la partie supérieure de la formation de Theniet Klakh et sous le récif R3 d'Aïn Ouarka

Types 3 : des concrétions de grès, de forme allongée, à ciment calcitique, de taille centimétrique, observées dans le membre inférieur de la formation de Theniet Et Temar (secteur d'El-Bayadh) et dans les argiles noires riches en matière organique.

L'étude des isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) des concrétions carbonatées, fournit des informations sur la nature, l'évolution et la migration des fluides. (Nyman *et al.*, 2006) propose des aspects génétiques sur la base des valeurs isotopiques, avec 3 origines possibles :

- Le groupe 1 : avec des valeurs isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ -5 à +5 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ -8 à -3 ‰) suggérant une origine post-méthanique avec possiblement une influence d'eau douce.
- Le groupe 2 : avec les signatures isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ -10 à +10 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ +2 à +4 ‰) suggérant une précipitation carbonatée en dessous de la zone de réduction de sulfate de l'eau interstitielle et CO_2 .
- Le groupe 2 : avec des valeurs isotopiques ($\delta^{13}\text{C}$ -40 à -30 ‰, $\delta^{18}\text{O}$ -2 à 0 ‰) suggérant une précipitation carbonatée liée au méthane thermogénique.

En résumé, une combinaison de la morphologies des concrétion, leur disposition à l'affleurement, l'existence de conduits au centre de ces concrétions, la proximité de ces concrétions aux failles et déformations syn-sédimentaires et les données isotopiques fortement stables, suggèrent que la précipitation de ces concrétion n'est pas toujours liée à l'oxydation du méthane (AOM) mais pourrait être en relation avec les fluides de plus en plus concentrés en CO_2 lors de leurs chemin vers la surface.

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

Au terme de cette thèse, l'étude de la succession carbonatée, d'âge Jurassique inférieur (Aïn-Ouarka) à Jurassique supérieur (El-Bayadh) situés respectivement dans l'Atlas saharien occidental et l'Atlas saharien central, fait appel à plusieurs approches : lithostratigraphique, sédimentologique et géochimique.

- *Sur le plan faciologique et environnementale*, l'analyse microscopique de la succession carbonatée (Lower Carbonate groupe=LCG) effectuée dans la région d'Aïn Ouarka (Atlas saharien occidental) a permis de distinguer six sous-faciès, regroupés en trois associations de faciès de Rampe, interne puis médiane et enfin de rampe distale (première mégaséquence transgressive du rifting).

L'analyse microscopique des successions carbonatées du Jurassique supérieur effectuée dans la région d'El-Bayadh (Atlas saharien central) a permis de distinguer 12 sous-faciès regroupés en trois associations de faciès (Associations A, B et C) ; L'association A traduit la partie externe du système deltaïque (un prodelta), l'association B évolue par l'avancée des dépôts fluvio-marins d'origine deltaïque (Front delta-Supra deltaïque) et l'association C traduit une plateforme interne (inter-supratidal, le lagon restreint et le haut-fond (*shoal*)).

- *Sur le plan géochimique*, les mesures de $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ effectuées sur la roche totale, nous a permis d'identifier deux types de valeurs :

Les valeurs positives de $\delta^{13}\text{C}$ pour les carbonates indiquent une origine dans une zone de faible contenu organique, avec possibilité qu'il soit dérivé de l'eau interstitielle et / ou des carbonates biogéniques. Les valeurs négatives de $\delta^{13}\text{C}$ indiquent que le carbone est dérivé de sources organiques via une réduction de sulfate à médiation bactérienne ou par une activité volcanique et / ou hydrothermale, libérant du carbone léger (^{12}C).

Les valeurs négatives de $\delta^{18}\text{O}$ s'expliquent par le degré élevé de recristallisation (à des températures d'enfouissement plus élevées) et / ou une influence météorique de l'eau, ce qui indique que les valeurs originales ont probablement été influencées par les processus diagénétiques tardifs. Alternativement, l'épuisement de ^{18}O est causé par des fluides à haute température (hydrothermal) migrant à partir des zones profondes de la colonne sédimentaire.

CONCLUSION GENERALE

- *Sur le plan paléo-circulation des fluides*, les analyses géochimiques reflètent, durant le Mésozoïque, une circulation importante de fluides dans la colonne sédimentaire. Nous avons essayé de localiser les zones d'influences des fluides et de distinguer le type dominant (Fluide normal, fluide hydrothermal, et fluide riche en hydrocarbures). Leurs circulations dans un bassin sédimentaire laissent des indices.

Les fluides normaux (eau météorique ou marine) sont identifiés par les figures de SDSS (*Soft déformation sedimentary structure*) et les effets de diagenèse précoce des eaux météoriques, marines ou mixtes.

Les fluides hydrothermaux (de basse à moyenne température) s'expriment par les dolomies massives et le développement de faune chimio-synthétique notamment dans les niveaux à concentration de faunes benthiques.

Les fluides riches en hydrocarbure sont présentés par les niveaux riches en matière organique (*Black shale*).

Enfin, cette étude ouvre une nouvelle fenêtre sur le système pétrolier dans l'Atlas saharien avec notamment le volet sur la migration des fluides et la génération et maturité des hydrocarbures.

**REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES**

Références bibliographiques

- ABED, S (1982)** Lithostratigraphie et sédimentologie du jurassique moyen et supérieur du Djebel Amour (Atlas saharien central, Algérie). *Thèse 3ème cycle*, PAU, 242 p.
- ADAMS, A., & DIAMOND, L.W (2019)** Facies and depositional environments of the Upper Muschelkalk (Schinznach Formation, Middle Triassic) in northern Switzerland. *Swiss Journal of Geosciences*, 112, 357–381. <https://doi.org/10.1007/s00015-019-00340-7>
- AHARON, P (1994)** Geology and biology of modern and ancient submarine hydrocarbon seeps and vents: An introduction. *Geo-Marine Letters* 14, 69–73. <https://doi.org/10.1007/BF01203716>
- AHR, W (1973)** The carbonate ramp: an alternative to the shelf model.
- AIELLO, G., BUDILLON, V., CRISTOFALO, G., D'ARGENIO, B., DE ALTERIIS, G., DE LAURO, M., FERRARO, L., MARSELLA, E., PELOSI, N., SACCHI, M., & TONIELLI, R (2001)** Marine Geology and Morphobathymetry in the Bay of Naples (South-Eastern Tyrrhenian Sea, Italy), in: Faranda, F.M., Guglielmo, L., Spezie, G. (Eds.), *Mediterranean Ecosystems*. Springer Milan, Milano, pp. 1–8. https://doi.org/10.1007/978-88-470-2105-1_1
- AIT OUALI, (1991)** Le rifting des monts des Ksour au lias. Organisation du bassin, diagénèse des assises carbonatées. Place dans les ouvertures mésozoïque du Maghreb, *thèse de Doctorat_és_ sciences, Alger*, 297 p ., 297 p ., 147 fig., 16 tab., 16 pl.
- AL-AASM, I. S (2003)** Origin and characterization of hydrothermal dolomite in the Western Canada Sedimentary Basin. *Journal of Geochemical Exploration* 78–79, 9–15. [https://doi.org/10.1016/S0375-6742\(03\)00089-X](https://doi.org/10.1016/S0375-6742(03)00089-X)
- AL-AASM, I. S., GHAZBAN, F., & RANJBARAN, M (2009)** Dolomitization and related fluid evolution in the Oligocene-Miocene Asmari Formation, Gachsaran area, SW Iran, Petrographic and isotopic evidences. *J. Petrol. Geol.* 32 (3), 287–304.

- ALLEN, J.R.L (1984)** Sedimentary structures: Their character and physical basis. *Developments in sedimentology. Elsevier, Amsterdam*, 30 (1) : 592 p.
- ALMERAS, Y., ELMI, S., MEKAHLI L., OUALI MEHADJI, A., SADKI, D., & TLILI, M (1994)** Biostratigraphie des Brachiopodes du Jurassique moyen dans le domaine atlasique (Maroc Algérie). Contraintes environnementales et relation avec l'évolution verticale des peuplements d'ammonites. In: Cresta, S., Pavia, S. (Eds.), Proceedings of 3rd International Meeting on Aalenian and Bajocian Stratigraphy, Marrakech, 25–31 May 1994. *Miscellanea 5, Roma* 219–241
- ALOISI, G., PIERRE, C., ROUCHY, J.-M., FOUCHER, J.-P., & WOODSIDE, J (2000)** Methane-related authigenic carbonates of eastern Mediterranean Sea mud volcanoes and their possible relation to gas hydrate destabilisation. *Earth and Planetary Science Letters* 184, 321–338. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(00\)00322-8](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(00)00322-8)
- ALONSO-ZARZA, A.M., & MARTÍN-PÉREZ, A (2008)** Dolomite in caves: Recent dolomite formation in oxic, non-sulfate environments. Castañar Cave, Spain. *Sedimentary Geology* 205, 160–164. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.02.006>
- AMEUR, M (1999)** Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge Sud-Téthysienne: l'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias Supérieur jusqu'au Bathonien Moyen: *Doc. Lab. Géol. Lyon, France*, 399P.
- AMRANE, M (2011)** Analyse Stadiale de La "Dolomie Du Chemarikh" (Aïn Ouarka, Mont Des Ksour, Algérie) *these magister univ oran*. 107 p
- ANDERSON, T.F., & ARTHUR, M.A (1983)** Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In: *Stable Isotopes in Sedimentary Geology*, Society of Economic Paleontology and Mineralogy, Short Course 10, Section 1.1-1.151.

- ANDRESEN, K.J (2012)** Fluid flow features in hydrocarbon plumbing systems: What do they tell us about the basin evolution? *Marine Geology* 332–334, 89–108. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2012.07.006>
- ANDRIEU, S., BRIGAUD, B., BARBARAND, J., & LASSEUR, E (2018)** The complex diagenetic history of discontinuities in shallow-marine carbonate rocks: new insights from high-resolution ion microprobe investigation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of early cements. *Sedimentology*, 65 (2), 360–399.
- ANTOSHKINA, A.I., PONOMARENKO, E.S., & KANEVA, N.A. (2014).** Fenestral limestones: Specific features of Late Devonian seas in the Timannorthern Ural region. *Lithology and Mineral Resources*, 49, 461–472. <https://doi.org/10.1134/S0024490214060029>.
- APPS, J. A. & VAN DE KAMP, P. C (1993)** Energy gases of abiogenic origin in the Earth's crust. *In: Howell, D. G. (ed.) 1993. The future of energy gases.* U.S. Geological Survey Professional Paper, 1570, 81-132.
- ARANTEGUI A.I. (2018).**Characterisation of Mesozoic Depositional Systems along the Atlantic Passive Margin of Morocco.North Aaiun-Tarfaya Basin. PhD of Manchester University.
- ARMSTRONG-ALTRIN, J.S., LEE, Y.I., VERMA, S.P., & WORDEN, R.H (2009)** Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks of the Upper Miocene Kudankulam Formation, Southern India: implications for paleoenvironment and diagenesis. *Chemie der Erde*, 69, 45–60.
- ASTIN, T.R., & SCOTCHMAN, I.C (1988)** The diagenetic history of some septarian concretions from the Kimmeridge Clay, England. *Sedimentology*, 35, 349–368. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1988.tb00952.x>.
- AUGIER, C (1967)** Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts-plateaux. *Publ. Serv. géol. Algérie, nlle. sér.* 34 pp. 47-80,
- BALDERMANN, A., DEDITIUS, A.P., DIETZEL, M., FICHTNER, V., FISCHER, C., HIPPLER, D., LEIS, A., BALDERMANN, C., MAVROMATIS, V., STICKLER, C.P., & STRAUSS, H (2015)** The role of bacterial sulfate reduction during

dolomite precipitation: Implications from Upper Jurassic platform carbonates. *Chemical Geology* 412, 1–14. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2015.07.020>

BARTOLINI, A., BAUMGARTNER, P.O. & HUNZIKER, J (1996) Middle and Late Jurassic carbon stable.isotope stratigraphy and radiolarite sedimentation of the Umbria-marche basin(Italy). *Eclog. Geol. Helv.*, 89(2), 811–844.

BASSOULLET, J.P (1973) Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). Thèse. Sci. Nat., Paris VI, 497 p. 50, 32pl.

BASSOULLET, J.P (1966) Présence de Lotharingien daté par ammonites dans l'Atlas saharien sud oranais (Algérie). *C. R. Som. Soc. Géol. France. Vol. 4. P* : 157-158.

BEAL, E.J., HOUSE, C.H., & ORPHAN, V.J (2009) Manganese- and Iron-Dependent Marine Methane Oxidation. *Science* 325, 184–187.

BELLAICHE, G., LONCKE L., GAULLIER, V., MASCLE, J., COURP, T., MOREAU, A., RADAN, S., & SARDOU, O (2001) The Nile Cone and its channel system: new results after the Fanil cruise. *Comptes Rendus De L'Academie Des Sciences Série II Fascicule a-Sciences De La Terre Et Des Planètes* 333:399-404.

BERNARD, B.B (1978) Light hydrocarbons in marine sediments.

BERNDT, C., BÜNZ, S., & MIENERT, J (2003) Polygonal fault systems on the mid-Norwegian margin: a long-term source of fluid flow. In: Van Rensbergen P, Hills RR, Maltman AJ, Morley CK (eds) *Subsurface sediment mobilization. Geol Soc Lond Spec Publ* 216:283–290

BERNDT, C (2005) Focused fluid flow in passive continental margins. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences* 363, 2855–2871.

BERNER, R.A (1984) Sedimentary pyrite formation: an update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 605-615.

- BERNER, R.A (1980).** Early Diagenesis: A Theoretical Approach. Princeton University Press.
- BESSEDIK, M., MAHBOUBI, M., MAMMERI, C., & BELKEBIR, L (2020)** Les restes de dinosaures et leurs traces en Algérie. *Mém Bull Serv Géol Nat Algérie*. 21:19–28.
- BIJU-DUVAL, B., LE QUELLEC, P., MASCLE, A., RENARD, V., & VALERY, P (1982)** Multibeam bathymetric survey and high resolution seismic investigations on the Barbados Ridge complex (Eastern Caribbean): A key to the knowledge and interpretation of an accretionary wedge. *Tectonophysics* 86, 275–304. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(82\)90070-1](https://doi.org/10.1016/0040-1951(82)90070-1)
- BJØRLYKKE, K (1993)** Fluid flow in sedimentary basins. *Sedimentary Geology* 86, 137–158. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(93\)90137-T](https://doi.org/10.1016/0037-0738(93)90137-T)
- BODIN, S., KRENCKER, F.N., KOTHE, T., HOFFMANN, R., MATTIOLI, E., HEIMHOFER, U., & KABIRI, L (2016)** Perturbation of the carbon cycle during the Late Pliensbachian–Early Toarcian: New insight from high-resolution carbon isotope records in Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 116, 89–104. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.12.018>
- BOETIUS, A., RAVENSCHLAG, K., SCHUBERT, C., RICKERT, D., WIDDEL, F., GIESEKE, A., AMANN, R., JØRGENSEN, B., WITTE, U., & PFANNKUCHE, O (2000)** A marine microbial consortium apparently mediating anaerobic oxidation of methane. *Nature* 407, 623–626.
- BRACENE, R., PATRIAT, M., ELLOUZ, N., & GAULIER, J.M (2003)** Subsidence history in basins of northern Algeria. *Sedimentary Geology*, 156(1–4), 213–239. [https://doi.org/10.1016/s0037-0738\(02\)00289-0](https://doi.org/10.1016/s0037-0738(02)00289-0)
- BÜNZ, S., MIENERT, J., & ANDREASSEN, K (2009)** Multicomponent seismic studies of the gas-hydrate system at the Storegga slide. In: Collett T, Johnson A, Knapp C, Boswell R (eds) *Natural gas hydrates—energy resource potential and associated geological hazards*. AAPG Memoir 89:451–466.

- BURNS, S. J., MCKENZIE, J. A., & VASCONCELOS, C (2000)** Dolomite formation and biochemical cycles in the Phanerozoic. *Sedimentology*, 47, 49–61
- CAMERLENGHI, A., CITA, M.B., DELLA VEDOVA, B., FUSI, N., MIRABILE, L., & PELLIS, G (1995)** Geophysical evidence of mud diapirism on the Mediterranean Ridge accretionary complex. *Mar. Geophys. Res.*, 17: 115-141
- CAMPBELL, K.A (2006)** Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232, 362–407. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.06.018>
- CAMPBELL, K.A., FRANCIS, D.A., COLLINS, M., GREGORY, M.R., NELSON, C.S., GREINERT, J., & AHARON, P (2008)** Hydrocarbon seep–carbonates of a Miocene forearc (East Coast Basin), North Island, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 204, 83–105
- CANFIELD, D.E., THAMDRUP, B., & HANSEN, J.W (1993)** The anaerobic degradation of organic matter in Danish coastal sediments: Iron reduction, manganese reduction, and sulfate reduction. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57, 3867–3883.
- CARPENTER, G (1981)** Coincident sediment slump/clathrate complexes on the U.S. Atlantic continental slope. *Geo-Marine Letters*, Vol. 1: p. 29-32.
- CARTWRIGHT, J., JAMES, D., & BOLTON, A (2003).** The genesis of polygonal fault systems: a review. Geological Society, London, Special Publications, 216(1), 223-243
- CHADUTEAU, C (2008)** Origine et circulation des fluides dans les sédiments des marges. Contribution de l'hélium et du méthane dans la compréhension des processus. Étude de 2 zones actives. PhD Thesis, Université de Bretagne Occidentale. <https://archimer.ifremer.fr/doc/00000/3724/>
- CHAFETZ, H.S., & FOLK, R.L (1984)** Travertines: depositional morphology and the bacterially constructed constituents. *J. Sediment. Petrol.* 54 (1), 289–316.

- CHAMLEY, H (1987)** *Sédimentologie*. Editions Dunod, Paris, 175 p.
- CHAPRON, E., VAN RENSBERGEN, P., DE BATIST, M., BECK, C., & HENRIET, J.P (2004)** Fluid-escape features as a precursor of a large sublacustrine sediment slide in Lake Le Bourget, NW Alps, France. *Terra Nova* 16, 305–311. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3121.2004.00566.x>
- CHARLOU, J., DONVAL, J., ZITTER, T., ROY, N., JEAN-BAPTISTE, P., FOUCHER, J., & WOODSIDE, J (2003)** Evidence of methane venting and geochemistry of brines on mud volcanoes of the eastern Mediterranean Sea. *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 50, 941–958.
- CHENEVOY, M., & PIBOULE, M (2007)** Hydrothermalisme: spéciation métallique hydrique et systèmes hydrothermaux. *Coll. Grenoble sciences*, 619p.
- CHOQUETTE, P., & JAMES, N (1987)** Diagenesis in limestones–3. The deep burial environment. *Geoscience Canada*, 14, 3–35.
- CHOQUETTE, P.W., & PRAY, L (1970)** Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG Bulletin*, 54, 207–250.
- CISZAK, R (1993)** Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. Thèse Doctorat ès Science, Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 513 p.
- CITA, M-B., AGHIB, FS., AROSIO, S., FOLCO, E., SARTO, L., ERBA, E., & RIZZI, A (1989b)** Bacterial colonies and manganese micronodules related to fluid escape on the crest of the Mediterranean Ridge. *Riv. It. Paleontol. Stratigr.*, 95, 3: 3 15-336.
- CLAYPOOL, G.E., & KAPLAN, I.R (1974)** The origin and distribution of methane in marine sediments. In *Natural Gases in Marine Sediments*, Kaplan, I.R. F cd., Plenum, New York, 99-139.

COCHONAT, P., CADET, J.-P., LALLEMANT, S.J., MAZZOTTI, S., NOUZÉ, H., FOUCHET, C., & FOUCHER, J.P (2002) Slope instabilities and gravity processes in fluid migration and tectonically active environment in the eastern Nankai accretionary wedge (KAIKOTokai' 96 cruise). *Marine Geology*, Vol. 187: p. 193-202.

COHEN, A.S (2004) The rhenium-osmium isotope system: applications to geochronological and palaeoenvironmental problems. *Journal of the Geological Society*, 161, pp. 729-734.

COJAN, I., & RENARD, M., (2013) *Sédimentologie* 3e édition. - Dunod. (éd.), 461p.

COJAN, I., & RENARD M (1997) - *Sédimentologie. Enseignement des Sciences de la terre. Editions Masson.*

COLEMAN, D., & BALLARD, R (2001) A highly concentrated region of cold hydrocarbon seeps in the southeastern Mediterranean Sea. *Geo-Marine Letters*, 21: 162-167. doi:10.1007/s003670100079

CONTI, S., & FONTANA, D (2011) Possible Relationships between Seep Carbonates and Gas Hydrates in the Miocene of the Northern Apennines. *Journal of Geological Research*, 2011, 1–9. <https://doi.org/10.1155/2011/920727>

CORNET, A (1952) L'Atlas saharien sud-Oranais- *XIXème Cong. Géol. Intern.*, Alger, Monographies régionales. 1ère sér., 12, 51p. 9 fig., 1 pl.

CRAIG, H (1957) Isotopic standards for carbon and oxygen and correction factors for mass-spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochim. Cosmochim. Acta* 12, 133–149.

DAVIES, G.R., & SMITH, L.B (2006) Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview. *Bulletin* 90, 1641–1690. <https://doi.org/10.1306/05220605164>

- DE DOLOMIEU, D (1791)** Sur un genre de pierres calcaires trées peu effervescentes avecles acides et phosphorescentes par la collision. J. Phys. 39, 3–10.
- DELFAUD, J., DOUIHASNI M., & ROLET, J (1974)** Mise en évidence de tectoniques superposées dans la région d'Aïn Ouarka (Monts des Ksour, Algérie). C.R.Acad. Sci. Paris, sér. D, 278, pp. 1817-1820
- DIAZ-DEL-RIO, V., SOMOZA, L., MARTINEZ-FRIAS, J., MATA, M.P., DELGADO, A., HERNANDEZMOLINA, F.J., LUNAR, R., MARTIN-RUBI, J.A., MAESTRO, A., FERNANDEZ-PUGA, M.C., LEON, R., LLAVE, E., MEDIALDEA, T., & VAZQUEZ, J.T (2003)** Vast fields of hydrocarbon-derived carbonate chimneys related to the accretionary wedge/olistostrome of the Gulf of Cádiz. Marine geology 195, 177–200.
- DICKENS, G.R., CASTILLO, M.M., & WALKER, J. C.G (1997)** A blast of gas in the latest Paleocene: Simulating first-order effects of massive dissociation of oceanic methane hydrate. Geology 1997;; 25 (3): 259–262. doi: [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1997\)025<0259:ABOGIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1997)025<0259:ABOGIT>2.3.CO;2)
- DOUIHASNI, M (1976)** Etude géologique la région d'Aïn Ouarka-Boussemghoun (partie centrale des Monts des Ksour) - Analyse structurale -Tome I : Stratigraphie. Thèse 3ème cyc. Oran : Université d'Oran, 115p, p208, fig. 49.
- DOUIHASNI, M (1973)** Etude structural de la terminaison nord-orientale de l'anticlinale d'Aïn Ouarka (Atlas saharien occidental). Mém. D.E.A., Oran, 113 p., inéd.
- DROMART, G., GARCIA, J.P., PICARD, S., ATROPS, F., LÉCUYER C., & SHEPPARD, S.M.F (2003A)** Ice age at the Middle-Late Jura,ssic transition? Earth and Planetary Science Letters, 213, pp. 205-220
- DUGAN, B (2000)** Overpressure and Fluid Flow in the New Jersey Continental Slope: Implications for Slope Failure and Cold Seeps. Science 289, 288–291. <https://doi.org/10.1126/science.289.5477.288>
- DUNHAM, R.J (1962)** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. AAPG. Mem 1:108–12

DUPRÉ, S., WOODSIDE, J., FOUCHER, J.-P., DE LANGE, G., MASCLE, J., BOETIUS, A., MASTALERZ, V., STADNITSKAIA, A., ONDRÉAS, H., HUGUEN, C., HARMÉGNIES, F., GONTHARET, S., LONCKE, L., DEVILLE, E., NIEMANN, H., OMOREGIE, E., OLU-LE ROY, K., FIALA-MEDIONI, A., DÄHLMANN, A., CAPRAIS, J.-C., PRINZHOFER, A., SIBUET, M., PIERRE, C., & DAMSTÉ, J.S (2007) Seafloor geological studies above active gas chimneys off Egypt (Central Nile Deep Sea Fan). *Deep Sea Research Part I: Oceanographic Research Papers* 54, 1146-1172. doi:10.1016/j.dsr.2007.03.007

Einsele, G., (1992) *Sedimentary Basins: Evolution, Facies, and Sediment Budget*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.

ELMI, S., ALMERAS, Y., AMEUR, M., BASSOULLET, J.B., BOUTAKIOUT, M., BENHAMOU, M., MAROK, A., MEKAHLI, L., MEKKAOUI, A., & MOUTERDE, R (1998) Stratigraphic and palaeogeographic survey of the Lower and Middle Jurassic along a north-south transect in western Algeria. *Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris*, 179, 14 5 -211.

ELMI, S (1978) Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Ann. Soc. geol. Nord, Lille*, 97, 1-4, pp. 315-323.

EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAM, H.A., & UREY H.C (1953) Revised carbonate-water isotopic temperature scale. *Geological Society of America Bulletin*, 64, pp. 1315-1326.

ERNST, R.E., BOND, D.P.G., ZHANG, S., BUCHAN, K.L., GRASBY, S.E., YOUBI, N., & DOUCET, L.S (2020) Large igneous province record through time and implications for secular environmental changes and geological time-scale boundaries. *Large Igneous Provinces*, 1–26. Washington, D.C: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1002/9781119507444.ch1>.

FLAMAND, G.B.M (1911) *Recherches géologiques et géographiques sur le «Haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoires du sud)*. Thèse Sci. Lyon, n°47 et A. Rey (edit)., Lyon. 1001p, 157 Figure, 6 cartes et dpt, 16pl.

FLEMINGS, P.B., STUMP, B.B., FINKBEINER, T., & ZOBACK, M (2002) Flow focusing in overpressured sandstones: theory, observations, and applications *Am. J. Sci.*, 302, pp. 827-85

- FLOODGATE, G.D., & JUDD, A.G (1992)** The origins of shallow gas. *Continental Shelf Research* 12, 1145–1156. [https://doi.org/10.1016/0278-4343\(92\)90075-U](https://doi.org/10.1016/0278-4343(92)90075-U)
- FLÜGEL, E (2010)** *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer, Heidelberg, 924p.
- FOLK, R.L (1959)** Practical petrographic classification of limestones. - *Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, 43/1, 1-38, 41
- FROELICH, P.N., KLINKHAMMER, G.P., BENDER, M.L., LUEDTKE, N.A., HEATH, G.R., CULLEN, D., DAUPHIN, P., HAMMOND, D., HARTMAN, B., & MAYNARD, V (1979)** Early oxidation of organic matter in pelagic sediments of the eastern equatorial Atlantic: suboxic diagenesis. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 43, 1075–1090.
- GALMIER, D (1970)** *Photogéologie de la région d'Aïn Sefra (Algérie)*. Thèse Doctorat d'Etat. Fac. Sci. Paris, 320 p., 9 cartes h.t. ronéot.
- GASWIRTH, S.B., BUDD, D.A. & FARMER, L.G (2007)** The role and impact of regionally extensive freshwater-seawater mixing zones in the maturation of regional dolomite bodies within the proto-Floridan aquifer. *Sedimentology*, 54, 1065–1092
- GAY, A., MIGEON, S (2017)** Geological fluid flow in sedimentary basins. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 188, E3. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2017200>
- GAY, A (2002)** *Les marqueurs géologiques de la migration et de l'expulsion des fluides sédimentaires sur le plancher des marges passives matures. Exemples dans le bassin du Congo*, Université des Sciences et Technologies de Lille. 435p.
- GESKE, A., ZORLU, J., RICHTER, D.K., BUHL, D., NIEDERMAYR, A., & IMMENHAUSER, A (2012)** Impact of diagenesis and low grade metamorphism on isotope ($\delta^{26}\text{Mg}$, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ and $87\text{Sr}/86\text{Sr}$) and elemental (Ca, Mg, Mn, Fe and Sr) signatures of Triassic sabkha dolomites. *Chem. Geol.* 332, 45–64.
- GINSBURG, R.N (1957)** *Early Diagenesis and Lithification of Shallow-Water Carbonate Sediments in South Florid, Regional Aspects of Carbonate Deposition*. Rufus J. Le Blanc, Julia G. Breeding

- GINSBURG, G.D., & SOLOVIEV, V.A (1997)** Methane migration within the submarine gas-hydrate stability zone under deep-water conditions. *Marine Geology* 137, –57. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(96\)00078-3](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(96)00078-3)
- GONTHARET, S., PIERRE, C., BLANC-VALLERON, M., ROUCHY, J.M., FOUQUET, Y., BAYON, G., FOUCHER, J.P., WOODSIDE, J., & MASCLE, J (2007)** Nature and origin of diagenetic carbonate crusts and concretions from mud volcanoes and pockmarks of the Nile deep-sea fan (eastern Mediterranean Sea). *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography* 54, 1292–1311. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.007>
- GREINERT, J., BOHRMANN, G., & SUESS, E (2001)** Gas hydrate-associated carbonates and methane-venting at hydrate ridge: classification, distribution, and origin of authigenic lithologies, natural gas hydrates: occurrence, distribution, and detection, pp. 99–113.
- GREINERT, J., BOLLWERK, S.M., DERKACHEV, A., BOHRMANN, G., & SUESS, E (2002)** Massive barite deposits and carbonate mineralization in the Derugin Basin, Sea of Okhotsk: precipitation processes at cold seep sites. *Earth and Planetary Science Letters* 203, 165–180. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(02\)00830-0](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(02)00830-0)
- GUARDIA, P (1975)** Géodynamique de la marge alpine du continent africain d’après l’étude de l’Oranie nord occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l’avant pays atlasique. Thèse Doct. Etat, Nice, n° AO 11417. 289 p., 141 fig., V pl., 1 carte h. t (inédit).
- GÜEZAL, J., BAGHDADI, M., & BARAKAT, A (2013)** Les Basaltes de l’Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas Central, Maroc): un Volcanisme Transitionnel Intraplaque Associé aux Stades de L’évolution Géodynamique du Domaine Atlasique. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ* 36_2, 70–85. https://doi.org/10.11137/2013_2_70_85
- HANDFORD, C.R., & LOUCKS, R.G (1993)** Carbonate Depositional Sequences and Systems Tracts—Responses of Carbonate Platforms to Relative Sea-Level Changes, in: Loucks, R.G., Sarg, J.F. (Rick) (Eds.), *Carbonate Sequence*

Stratigraphy: Recent Developments and Applications, AAPG Memoir. pp. 3–41.

HARVILLE, D.G. & FRITZ, S.J (1986) Modes of diagenesis responsible for observed succession of potash evaporites in the Salado Formation, Delaware Basin, New Mexico. *Journal of Sedimentary Research*, 56, 648–656.

HATEM, E., TRIBOVILLARD, N., AVERBUCH, O., SANSJOFRE, P., ADATTE, T., GUILLOT, F., ADER, M., & VIDIER, D (2016) Early diagenetic formation of carbonates in a clastic-dominated ramp environment impacted by synsedimentary faulting-induced fluid seepage – Evidence from the Late Jurassic Boulonnais Basin (N France). *Marine and Petroleum Geology* 72, 12–29. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.01.010>

HESELBO, S.P., GRÖCKE, D.R., JENKYN, H.C., BJERRUM, C.J., FARRIMOND, P., MORGANS BELL, H. S., & GREEN, O.R (2000) Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*, 406, 392–395.

HORITA, J (2014) Oxygen and carbon isotope fractionation in the system dolomite–water–CO₂ to elevated temperatures. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 129, 111–124. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2013.12.027>

HOVLAND, M (1981) Caractéristiques des pockmarks dans la tranchée norvégienne. *Géologie marine*, 39, 103-17.

HOVLAND, M., GARDNER, J.V., JUDD, A.G (2002) The significance of pockmarks to understanding fluid flow processes and geohazards. *Geofluids* 2, 127–136. <https://doi.org/10.1046/j.1468-8123.2002.00028.x>

HOVLAND, M. & JUDD, A.G (1992) The global production of methane from shallow submarine sources. *Continental Shelf Research*, Vol. 12(No. 10): p. 1231-1238.

HOVLAND, M. & CURZI, P.V (1989) Gas seepage and assumed mud diapirism in the Italian Austral Adriatic Sea. *Marine and Petroleum Geology*, Vol. 6: p. 161-169.

- HOVLAND, M., & JUDD, A.G (1988)** Seabed pockmarks and seepages: Impact on geology, biology and the marine environment. Graham & Trotman. <https://doi.org/10.13140/RG.2.1.1414.1286>
- HU, W.X., KANG, X., CAO, J., WANG, X.L., FU, B., & WU, H.G (2018)** Thermochemical oxidation of methane induced by high-valence metal oxides in a sedimentary basin. *Nat Commun* 9, 5131. <https://doi.org/10.1038/s41467-018-07267-x>
- HUANG, Y.R., YAO, Q.Z., LI, H., WANG, F.P., ZHOU, G.T., & FU, S.Q (2019)** Aerobically incubated bacterial biomass-promoted formation of disordered dolomite and implication for dolomite formation. *Chemical Geology* 523, 19–30. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2019.06.006>
- HUANG, K., LI, X., HU, Z., & ZHONG, Y (2016)** Oxygen and carbon isotopic composition of carbonate rocks of the Permian Qixia Formation, Sichuan Basin: Thermal effects of Emeishan Basalt. *Earth Sciences Research Journal*, 20, 1–9. <https://doi.org/10.15446/esrj.v20n1.52403>.
- HUDSON J.D (1977)** Stable isotopes and limestone lithification. *Journal of the Geological Society of London*, 133, 637-660.
- HURST, A (1984)** Mineralogy and diagenesis of Lower Jurassic sediments of the Lossiemouth borehole, north-east Scotland. *Proceedings of the Yorkshire Geological and Polytechnic Society*, 45, 189–197.
- LENG, M.J., LAMB, A.L., HEATON, T.H.E., MARSHALL, J.D., WOLFE, B.B., JONES, M.D., HOLMES, J.A., & ARROWSMITH, C (2006)** ISOTOPES IN LAKE SEDIMENTS, in: Leng, M.J. (Ed.), *Isotopes in Palaeoenvironmental Research, Developments in Palaeoenvironmental Research*. Springer Netherlands, Dordrecht, pp. 147–184. https://doi.org/10.1007/1-4020-2504-1_04
- IRWIN, H., CURTIS, C. & COLEMAN, M (1977)** Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. 269, 209– 213.

IVANOV, M.K., LIMONOV, A.F., & VAN WEERING, T.J.C.E (1996) Comparative characteristics of the Black Sea and Mediterranean Ridge mud volcanoes. *Marine Geology* 132, 253–271. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(96\)00165-X](https://doi.org/10.1016/0025-3227(96)00165-X)

JENKYN, H.C (2003) Evidence for rapid climate change in the Mesozoic–Palaeogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 361, 1885–1916. <https://doi.org/10.1098/rsta.2003.1240>

JENKYN, H.C., JONES, C.E., GRÖCKE, D.R., HESSELBO, S.P., & PARKINSON, D.N (2002) Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society* 159, 351–378. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-130>

JENKYN, H.C (1988) The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: Stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence, *Am. J. Sci.*, 288, 101– 151.

JENKYN, H.C (1985) The Early Toarcian and Cenomanian–Turonian anoxic events in Europe: Comparisons and contrasts, *Geol. Rundsch.*, 74, 505– 518, doi:10.1007/BF01821208.

JONES, C.E., & JENKYN H.C (2001), Seawater strontium isotopes, oceanic anoxic events, and seafloor hydrothermal activity in the Jurassic and Cretaceous, *Am. J. Sci.*, 301, 112– 149, doi:10.2475/ajs.301.2.112.

JØRGENSEN, B.B., & FENCHEL, T (1974) The sulfur cycle of a marine sediment model system. *Mar. Biol.* 24, 189–201. <https://doi.org/10.1007/BF00391893>

JØRGENSEN, N.O (1987) Oxygen and carbon isotope composition of Upper Cretaceous chalk from the Danish sub-basin and the North Sea Central Graben. *Sedimentology*. Vol. 34, pp. 559-570.

JOSEPH, H.W., KING, L.H., & FADER, G.B (1978) A side-scan sonar mosaic of pockmarks on the Scotian Shelf. *Canadian Journal of Earth Sciences* 15, 831–840.

- JOYE, S.B., MACDONALD, I.R., MONTOYA, J.P., & PECCINI, M (2005)** Geophysical and geochemical signatures of Gulf of Mexico seafloor brines. *Biogeosciences Discuss.* 2, 637–671.
- JUDD, A & HOVLAND, M (2007)** Seabed Fluid Flow: The Impact on Geology, Biology, and the Marine Environment. Cambridge University Press, Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9780511535918>
- KACEMI, A (2013)** - Evolution lithostructurale des Monts des Ksour (Atlas saharien, Algérie) au cours du Trias et du Jurassique : Géodynamique, Typologie du bassin et Télédétection. Thèse Doc. Sci. Tlemcen : Université a.b.b Tlemcen, 229p, p.32, fig. 06.
- KACEMI, A (2005)** Cartographie et dynamique sédimentaire de la série fin Dogger début Crétacé (Djara - Rhoundjaia) des Monts des Ksour (Atlas saharien, Algérie). *Mém. Magister*, Univ. Oran, 212 p., 49 fig., 15 pl.
- KACZMAREK, S.E., & SIBLEY, D.F (2014)** Direct physical evidence of dolomite recrystallization. *Sedimentology*, 61, 1862–1882. <https://doi.org/10.1111/sed.12119>.
- KAZI TANI, (1986)** Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche méga-séquentielle. *Thèse Doctorat d'Etat, Pau*, 2 tomes, 784 p., 361 fig.
- KENNETT, J.P. & FACKLER-ADAMS, B.N (2000)** Relationship of clathrate instability to sediment deformation in the upper Neogene of California. *Geology*, Vol. 28(No. 3): p. 215-218.
- KING, L.H., & MACLEAN, B (1970)** Pockmarks on the Scotian Shelf, *Bulletin of the Geological Society of America*, 81, 3141–3148.
- KNIGHT, K.B., NOMADE, S., RENNE, P.R., MARZOLI, A., BERTRAND, H., & YOUNG, N (2004)** The Central Atlantic Magmatic Province at the Triassic–Jurassic boundary: paleomagnetic and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ evidence from Morocco for brief, episodic volcanism. *Earth and Planetary Science Letters* 228, 143–160. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2004.09.022>

- KNITTEL, K., LÖSEKANN, T., BOETIUS, A., KORT, R., & AMANN, R (2005)** Diversity and distribution of methanotrophic archaea at cold seeps. *Appl Environ Microbiol* 71:467–479
- KOLLI, O (1984)** Contribution à l'étude des minéralisations cuprifères des sédiments détritiques Mésozoïques de la région d'Ain-Sefra (Monts des Ksour – Algérie). *Thèse 3ème cyc. Univ. Alger*, 202p., 67fig., 9pl.
- KONYUKHOV, A., IVANOV, M., & KULNITSKII, L (1990)** On mud volcanoes and gas hydrates in the deep Black Sea Basin. *Litologia i Poleznye Iskopaemye* 3, 12– 23 (in Russian)
- KOPF, A. J (2002)** Significance of mud volcanism. *Reviews of Geophysics*, 40(2). <https://doi.org/10.1029/2000rg000093>
- KULM, L.D., & SUESS, E (1990)** Relationship between carbonate deposits and fluid venting: Oregon Accretionary Prism. *J. Geophys. Res.* 95, 8899. <https://doi.org/10.1029/JB095iB06p08899>
- KUZMIN, M.I., KARABANOV, E.B., PROKOPENKO, A.A., GELETY, V.F., ANTIPIN, V.S., WILLIAMS, D.F., & GVOZDKOV, A.N (2000)** Sedimentation processes and new age constraints on rifting stages in Lake Baikal: results of deep-water drilling. *International Journal of Earth Sciences* 89, 183–192. <https://doi.org/10.1007/s005310000090>
- KVENVOLDEN, K.A (1993)** Gas hydrates-geological perspective and global change. *Rev. Geophys.* 31, 173–187. <https://doi.org/10.1029/93RG00268>
- LAFFITTE, (1939)** Etude géologique de l'Aurès. *Thèse es science, Paris, Bull. Paris, Pub. Serv. carte geol. Nouv. Série*, N°46, t.I, 217p, et t.II 281p.
- LAGHOUAG, M.Y (2011)** Apport de la télédétection (images Landsat 7 ETM+) pour la cartographie géologique de la région d'Aflou (Atlas saharien) Mémoire de fin d'études présenté en vue de l'obtention du diplôme d'Ingénieur d'Etat en Géologie, 98p

- LASNIER, (1965)** Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique du Jurassique des Hautes Plaines algériennes (Aïn Séfra, Mécheria, Nador, Hodna). Thèse 3ème cycle, Univ. Paris, 171p.
- LASTRAS, G., CANALS, M., URGELES, R., HUGHES-CLARKE, J.E., & ACOSTA, J (2004)** Shallow slides and pockmark swarms in the Eivissa Channel, western Mediterranean Sea: Shallow slides and pockmark swarms. *Sedimentology* 51, 837–850. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2004.00654.x>
- LÉCUYER, C., & ALLEMAND, P (1999)** Modelling of the oxygen isotope evolution of seawater: implications for the climate interpretation of the $\delta^{18}\text{O}$ of marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63, pp. 351-361.
- LEPRETRE, R., FRIZONDE LAMOTTE, D., COMBIER, V., GIMENO-VIVES, O., MOHN, G., & ESCHARD, R (2018)** The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 189(2). <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>
- LEVIN, L.A (2005)** Ecology of cold seep sediments: Interactions of fauna with flow, chemistry and microbes, in: Gibson, R.N., Atkinson, R.J.A., Gordon, J.D.M. (Eds.), *Oceanography and Marine Biology - an Annual Review*, Vol. 43. Crc Press-Taylor & Francis Group, Boca Raton, pp. 1–46
- LI, M., GUO, Y., LI, Z., & WANG, H (2020)** The diagenetic controls of the reservoir heterogeneity in the tight sand gas reservoirs of the Zizhou Area in China's east Ordos Basin: implications for reservoir quality predictions. *Mar. Petrol. Geol* 112, 104088. doi:10.1016/j.marpetgeo.2019.104088
- LIMONOV, A.F., WOODSIDE, J.M., & IVANOV, M.K (Editors) (1994)** Mud volcanism in the Mediterranean and Black Seas and shallow structure of the Eratosthenes Seamount. UNESCO Rep. Mar. Sci. 64, 173 pp
- LONCKE, L., MASCLE, J. & FANIL, S.P (2004)** Mud volcanoes, gas chimneys, pockmarks and mounds in the Nile deep sea fan (eastern Mediterranean): geophysical evidences. *Marine and Petroleum Geology* 21 (6), 669–689

- LOWE, D.R. (1975)** Water escapes structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22,157-204.
- LOYD, S.J., SAMPLE, J., TRIPATI, R.E., DEFLIESE, W.F., BROOKS, K., HOVLAND, M., TORRES, M., MARLOW, J., HANCOCK, L.G., MARTIN, R., LYONS, T., & TRIPATI, A.E (2016)** Methane seep carbonates yield clumped isotope signatures out of equilibrium with formation temperatures. *Nat. Commun.*, 7: 12274.
- LUKOCZKI, G., HAAS, J., GREGG, J.M., MACHEL, H.G., KELE, S., & JOHN, C.M (2018)** Multi-phase dolomitization and recrystallization of Middle Triassic shallow marine–peritidal carbonates from the Mecsek Mts. (SW Hungary), as inferred from petrography, carbon, oxygen, strontium and clumped isotope data. *Marine and Petroleum Geology*, 101, 440–458. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.12.004>
- MACHEL, H.G., & LONNEE, J (2002)** Hydrothermal dolomite, a product of poor definition and imagination. *Sedimentary Geology*. 152, 163–171. [https://doi.org/10.1016/S0037-0738\(02\)00259-2](https://doi.org/10.1016/S0037-0738(02)00259-2)
- MACHEL, H.G (2004)** Concepts and models of dolomitization: a critical reappraisal, *in* C.J.R. Braithwaite, G. Rizzi, and G. Darke (eds.), *The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs. Geological Society Special Publication*, 245, 7-63.
- MAHBOUBI, M., BESSEDIK, M., BELKEBIR, L., ADACI, M., HEBIB, H., BENSALAH, M., MAMMERI, C., MANSOUR, B., & MANSOURI M.H (2007)** Première découverte d'empreintes de pas de dinosaures dans le Crétacé inférieur de la région d'El-Bayadh (Algérie). *Mém. Bull. Serv. Géol., National, Algérie*, 18, 2, pp. 127-139.
- MAHBOUBI, A., NOWROUZI, Z., AL-AASM, I.S., MOUSSAVI-HARAMI, R., & MAHMUDY-GHARAEI, M.H (2016)** Dolomitization of the Silurian Niur Formation, Tabas block, east central Iran: Fluid flow and dolomite evolution. *Marine and Petroleum Geology* 77, 791–805. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.07.023>
- MAHBOUBI, C.Y., RADULOVIĆ, B.V., OUALI MEHADJI, A., AYOUB-HANNA, W., & MUNNECKE, A (2021a)** Late Jurassic (Oxfordian–Kimmeridgian) brachiopods of the El-Bayadh Area (Central Saharan Atlas, Algeria): biostratigraphy, stratigraphic revision, Paleobiogeography and paleoecology. *Historical Biology* 1–21. <https://doi.org/10.1080/08912963.2020.1861609>

- MAHBOUBI, C.Y., OUALI MEHADJI, A., & CHEVALIER, N (2021b)** Microfacies and stable isotope features of the LOWER–MIDDLE Jurassic carbonate rocks of Western Saharan Atlas (Aïn Ouarka area, Algeria). *Geological Journal* gj.4149. <https://doi.org/10.1002/gj.4149>
- MAHBOUBI, C.Y (2014)** Environnements sédimentaires du Callovo-Oxfordien de l'Atlas Saharien centrale (Région d'El-Bayadh, Algérie). Mém. de master. Université d'Oran. 54 p
- MAKHOULFI, Y., RUSILLON, E., BRENTINI, M., MOSCARIELLO, A., MEYER, M., & SAMANKASSOU, E (2018)** Dolomitization of the Upper Jurassic carbonate rocks in the Geneva Basin, Switzerland and France. *Swiss J Geosci* 111, 475–500 <https://doi.org/10.1007/s00015-018-0311-x>
- MALIVA, R.G., & DICKSON, J.A.D (1997)** Ulster White Limestone Formation (Upper Cretaceous) of Northern Ireland: effects of basalt loading on chalk diagenesis. *Sedimentology*, 44 , 105–112.
- MAMMERI, C (2017)** Les empreintes de pas de dinosauriens de l'Atlas saharien (Rhétien à Cénomaniens): ichnosystématique et paléobiogéographie Doctorat en Sciences. Université d' Oran 2. 237 p
- MAROK, A., & REOLID, M (2012)** Lower Jurassic sediments from the Rhar Roubane Mountains (Western Algeria): Stratigraphic precisions and synsedimentary block-faulting. *Journal of African Earth Sciences*, 76, 50–65. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.09.005>
- MARSHALL, J.D (1992)** Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129, 143–160.
- MARZOLI, A., BERTRAND H, KNIGHT, KB., CIRILLI, S., BURATTI, N., VÉRATI, C., NOMADE, S., RENNE, P.R., YOUBI, N., MARTINI, R., ALLENBACH, K., NEUWERTH, R., RAPAILLE, C., ZANINETTI, L., BELLINI, G (2004)** Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic-Jurassic boundary climatic and biotic crisis. *Geol* 32:973–976

MASLIN, M. Et al., (1998) . Sea-level- and gas-hydrate- controlled catastrophic sediment failures of the Amazon fan. *Geology*, Vol. 26(No. 12): p. 1107-1110.

MAZZINI, A., IVANOV, M.K., PARNELL, J., STADNITSKAIA, A., CRONIN, B.T., POLUDETkina, E., MAZURENKO, L., & VAN WEERING, T.C.E (2004) Methane-related authigenic carbonates from the Black Sea: geochemical characterisation and relation to seeping fluids. *Marine Geology* 212, 153–181. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2004.08.001>

MCIVER, R.D (1982) Role of naturally occurring gas hydrates in sediment transport. *AAPG Bulletin*, Vol. 66(No. 6): p. 789-792.

MEDDAH, A., BERTRAND, H., & ELMi, S (2007) La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie), *C. R. Géoscience* 339 24–30, Science direct Elsevier.

MEISTER, P., MCKENZIE, J.A., BERNASCONI, S.M., & BRACK, P (2013) Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic. *Sedimentology* 60, 270–291. <https://doi.org/10.1111/sed.12001>

MEKAHLI, L (1995) Hettangien, Bajocien supérieur des Monts des Ksour. Biostratigraphie, évolution paléogéographique et stratigraphie séquentielle. Thèse Doctorat d'Etat, Univ. Oran, 358 p., 67 fig., 49pl. h.t.

MEKAHLI, L. (1998) Evolution des Monts des Ksour (Algérie) de l'Hettangien au Bajocien. Biostratigraphie, sédimentologie, évolution paléogéographique stratigraphique séquentielle. *Docum. Lab. Géol. Lyon, France*, n°147,319 p., 67 Figure, 49 pl.

MERCUZOT, M., PELLENARD, P., DURLET, C., BOUGEAULT, C., MEISTER, C., DOMMERGUES, J.L., THIBAUT, N., BAUDIN, F., MATHIEU, O., BRUNEAU, L., HURET, E., & EL HMIDI, K (2019) Carbon-isotope events during the Pliensbachian (Lower Jurassic) on the African and European margins of the NW

MIALL, A.D (1997) The geology of stratigraphic sequences: Springer, Berlin, 433 p

MICHAELIS, W., SEIFERT, R., NAUHAUS, K., TREUDE, T., THIEL, V., BLUMENBERG, M., KNITTEL, K., GIESEKE, A., PETERKNECHT, K., PAPE, T., BOETIUS, A., AMANN, R., JØRGENSEN, B.B., WIDDEL, F., PECKMANN, J., PIMENOV, N.V., & GULIN, M.B (2002) Microbial reefs in the Black Sea fueled by anaerobic oxidation of methane. *Science* 297, 1013–1015.

NAEHR, T.H., EICHHUBL, P., ORPHAN, V.J., HOVLAND, M., PAULL, C.K., USSLERIII, W., LORENSON, T.D., & GREENE, H.G (2007). Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in continental margin sediments: a comparative study. *Deep-Sea Res II*, 54, 1268–1291.

NELSON, C.S., & SMITH, A.M (1996) Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: A synthesis and review. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39, 93–107. <https://doi.org/10.1080/00288306.1996.9514697>

NOKHBATOLFOGHAHAEI, A., NEZAFATI, N., GHORBANI, M., & ABDOLABADI, B.E (2019) Evidence for origin and alteration in the dolomites of salt diapirs, Larestan, Southern Iran. *Carbonates Evaporites* 34, 389–403. <https://doi.org/10.1007/s13146-017-0399-5>

NOMADE, S., KNIGHT, K.B., BEUTEL, E., RENNE, P.R., VERATI, C., FERAUD, G., MAEZOLI, A., YUBI, N., & BERTRAND, H (2007) Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, 326–344. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.034>

NOUAR O.B (1992) Télédétection dans l’Atlas saharien central. Structures de réactivation dans le Djebel Amour d’après l’analyse d’images Landsat et SPOT. Mém. de Magister, *CNTS, Arzew*, 106 p.

- NYMAN, S.L., NELSON, C.S., & CAMPBELL, K.A (2010)** Miocene tubular concretions in East Coast Basin, New Zealand: analogue for the subsurface plumbing of cold seeps. *Marine Geology*, 272, 319–336
- NYMAN, S.L., NELSON, C.S., CAMPBELL, K.A., SCHELLENBERG, F., PEARSON, M.J., KAMP, P.J.J., BROWNE, G.H. & KING, P.R (2006)** Tubular carbonate concretions as hydrocarbon migration pathways? Examples from North Island, New Zealand. In Proceedings of New Zealand Petroleum Conference 2006, 6 – 10 March.
- O'NEIL, J.R. (1969)** Oxygen isotope fractionation in divalent metal carbonates. *Journal of Chemical Physics*, 31, pp. 5547-5558.
- OSBORNE, M.J. & SWARBRICK, R.E (1997)** Mechanisms for generating overpressure in sedimentary basins: A reevaluation. *AAPG Bulletin*, 81, 1023-1041.
- OUALI MEHADJI, A (1994)** : Brachiopodes des Monts des Ksour (Bajocien supérieur, Bathonien inférieur) (Atlas saharien occidental, Algérie). Mémoire de Magister Univ. Oran. 220p, 90fig, 3pl
- PADDEN, M., WEISSERT, H., & RAFELIS, M (2001)** Evidence for Late Jurassic release of methane from gas hydrate. *Geology* 29:223
- PADDEN, M., WEISSERT, H., FUNK, H., SCHNEIDER, S., & GANSNER, C (2002)** Late Jurassic lithological evolution and carbonisotope stratigraphy of the western Tethys. *Eclogae Geol. Helv.* 95, 333-346.
- PALMA, R.M., LOPEZ-GOMEZ, J., & PIETHE, R.D (2007)** Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province) Neuquen Basin, Argentina: facies and depositional sequences *Sedimentary Geology*, 195, pp. 113-134
- PECKMANN, J., & THIEL, V (2004)** Carbon cycling at ancient methane-seeps. *Chemical Geology* 205, 443–467.
<https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2003.12.025>

- PECKMANN, J., REIMER, A., LUTH, U., LUTH, C., HANSEN, B.T., HEINICKE, C., HOEFS, J., & REITNER, J (2001)** Methane-derived carbonates and authigenic pyrite from the northwestern Black Sea Mar. Geol., 177, pp. 129-150
- PELLENARD, P., NOMADE, S., MARTIRE, L., DE OLIVEIRA RAMALHO, F., MONNA, F., & GUILLOU, H (2013)** The first 40 Ar– 39 Ar date from Oxfordian ammonite-calibrated volcanic layers (bentonites) as a tie-point for the Late Jurassic. Geol. Mag. 150, 1136–1142. <https://doi.org/10.1017/S0016756813000605>
- PICKRILL, R.A (1993)** Shallow seismic stratigraphy and pockmarks of a hydrothermally influenced lake, Lake Rotoiti, New Zealand. Sedimentology 40, 813–828. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1993.tb01363.x>
- PIERRE, C., & FOUQUET, Y (2007)** Authigenic carbonates from methane seeps of the Congo deepsea fan. Geo-Marine Letters 27, 249–257.
- PIERRE, C., ROUCHY, J.M., BLANC-VALLERON, M.M., ETOUBLEAU, J., & FOUQUET, Y (2015)** Methanogenesis and clay minerals diagenesis during the formation of dolomite nodules from the Tortonian marls of southern Spain. Mar Pet Geol 66:606–615
- POMAR, L (2001)** Types of carbonate platforms: a genetic approach. *Basin Research*, 13(3), 313–334. <https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x>
- PERON, A (1883)** Essai d'une description géologique de l'Algérie pour servir de guide aux géologues de l'Afrique française. Annales des Sciences Géologiques, 14 : 1-202.
- PRICE, G.D., BAKER, S.J., VANDEVELDE, J., & CLÉMENCE, M.E (2016)** High-resolution carbon cycle and seawater temperature evolution during the Early Jurassic (Sinemurian-Early Pliensbachian): Jurassic carbon and temperature change. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 3917–3928. <https://doi.org/10.1002/2016GC006541>
- PURSER, B.H., TUCKER, M.E., & ZINGER, D.H (1994)** Problems, progress and future research concerning dolomites and dolomitization. In : B. Purser, M. tucker & D.

Zenger (eds.), Dolomites, a volume in honour of Dolomieu. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, 21 : 3-20.

RACHIDI, M (2012) La diagénèse d'enfouissement et l'évolution des fluides dans un contexte structural (jurassique, moyen et haut atlas, Maroc). Thèse université Laval.

RAGHOEBARSING, A.A., POL, A., VAN DE PAS-SCHOONEN, K.T., SMOLDERS, A.J.P., ETTWIG, K.F., RIJPSRA, W.I.C., SCHOUTEN, S., DAMSTE, J.S.S., OP DEN CAMP, H.J.M., JETTEN, M.S.M., & STROUS, M (2006) A microbial consortium couples anaerobic methane oxidation to denitrification. *Nature* 440, 918–921. <https://doi.org/10.1038/nature04617>

RAISWELL, R., & FISHER, Q.J (2000) Mudrock-hosted carbonate concretions: a review of growth mechanisms and their influence on chemical and isotopic composition. *Journal of the Geological Society* 157, 239–251. <https://doi.org/10.1144/jgs.157.1.239>

READ, J. F (1982) Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophysics*, 81 (3-4), pp. 195-212.

READ, J. F (1985) Carbonate platform facies models. *AAPG bulletin*, 69(1), pp. 1-21.

REGAGBA, A (2006) Etude sédimentologique et stratigraphique de la série du Jurassique moyen et supérieur de la région d'El-Bayadh (Atlas saharien central, Algérie). *Mém magistère univ Oran, Algérie*; p.113.

REINECK, H.-E., & SINGH, I.B (1973) *Depositional Sedimentary Environments: With Reference to Terrigenous Clastics*. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.

REINHOLD, C (1999) Dog-tooth cements: Indicators of different diagenetic environments. *Zbl. Geol. Palaont. Teil 1*, 1997, 1221- 1235.

- REOLID, M., SEBANE, A., RODRÍGUEZ-TOVAR, F.J., & MAROK, A (2012).** Foraminiferal morphogroups as a tool to approach the Toarcian Anoxic Event in the Western Saharan Atlas (Algeria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 323–325, 87–99. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.01.034>
- RIBOULOT, V., CATTANEO, A., SULTAN, N., GARZIGLIA, S., KER, S., IMBERT, P., & VOISSET, M (2013)** Sea-level change and free gas occurrence influencing a submarine landslide and pockmark formation and distribution in deepwater Nigeria. *Earth and Planetary Science Letters* 375, 78-91.
- RITTER, E. (1901)** Le Djebel Amour et les Monts des Oulad Nail. Mémoires et Bulletins du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, 2ème série : stratigraphie. In-8°, 102 p., 16 fig, 4 pl. h.t.
- RICE, D.D (1992)** Controls, habitat, and resource potential of ancient bacterial gas, in *Bacterial Gas*, edited by R. Vially, pp. 91-118, Editions Technip, Paris.
- RITGER, S., CARSON, B., & SUESS, E (1987)** Methane-derived authigenic carbonates formed by subduction-induced pore-water expulsion along the Oregon/Washington margin. *Geological Society of America Bulletin*, 98, 147. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1987\)98<147:MACFBS>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1987)98<147:MACFBS>2.0.CO;2)
- ROBERTS, H.H., FENG, D., & JOYE, S.B (2010)** Cold-seep carbonates of the middle and lower continental slope, northern Gulf of Mexico. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 57, 2040–2054. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2010.09.003>
- ROBERTS, H.H., & AHARON, P (1994)** Hydrocarbon-derived carbonate buildups of the northern Gulf of Mexico continental slope: A review of submersible investigations. *Geo-Marine Letters* 14, 135–148. <https://doi.org/10.1007/BF01203725>
- SABBAGH BAJESTANI, M., MAHBOUBI, A., AL-AASM, I., MOUSSAVI-HARAMI, R., & NADJAFI, M (2018)** Multistage dolomitization in the Qal'eh Dokhtar Formation (Middle-Upper Jurassic), Central Iran: petrographic and geochemical evidence: Dolomitization in the Qal'eh Dokhtar Fm. *Geological Journal* 53, 22–44. <https://doi.org/10.1002/gj.2876>

SAFFER, D.M., & TOBIN, H.J (2011) Hydrogeology and Mechanics of Subduction Zone Forearcs: Fluid Flow and Pore Pressure. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 39, 157–186. <https://doi.org/10.1146/annurev-earth-040610-133408>

SAGER, W.W., MACDONALD, I. R., & HOU, R (2003) Geophysical signatures of mud mounds at hydrocarbon seeps on the Louisiana continental slope, northern Gulf of Mexico, *Mar. Geol.*, 198, 97– 132.

SAMPLE, J.C., & KOPF, A (1995) Isotope geochemistry of syntectonic carbonate cements and veins from the Oregon margin: implications for the hydrogeologic evolution of the accretionary wedge. In Carson, B., Westbrook, G.K., Musgrave, R.J., and Suess, E. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 146 (Pt. 1): College Station, TX (Ocean Drilling Program), 13

SCHMIDT, M., BOTZ, R., FABER, E., SCHMITT, M., POGGENBURG, J., GARBE-SCHÖNBERG, D., & STOFFERS, P (2003) High-resolution methane profiles across anoxic brine–seawater boundaries in the Atlantis-II, Discovery, and Kebrut Deeps (Red Sea). *Chemical Geology* 200, 359– 375.

SCHOELL, M (1980) The hydrogen and carbon isotopic composition of methane from natural gases of various origins. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 649–661.

SEBANE, A (2007) Les foraminifères du Jurassique des monts des Ksour. Etude biostratigraphique et paléoécologique. (Atlas saharien occidental, Algérie). Thèse de Doctorat d’Etat Es-Sciences, Université d’Oran. 212 p., 45 fig. et 25 pl.

SEBANE, A., MAROK, A., & ELMI, S (2007) Évolution des peuplements de foraminifères pendant la crise toarciennne à l’exemple des données des monts des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). *Comptes Rendus Palevol*, 6 ,189–196. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2006.10.002>

SEILACHER, A (1967) Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology* 5, 413–428. [https://doi.org/10.1016/0025-3227\(67\)90051-5](https://doi.org/10.1016/0025-3227(67)90051-5)

- SIEVER, R (1979)** Plate–Tectonic Controls on Diagenesis. *The Journal of Geology*, 87, 127–155.
- SIMPSON, E.L., & ERIKSSON, K.A (1990)** Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia: an example of the early history of a passive margin. *J. Sediment. Petrol.*, 60: 84-100.
- SIMPSON, J. (1987)** Mud-Dominated Storm Deposits From A Lower Carboniferous Ramp. *Geological Journal* 22, 191–205. <https://doi.org/10.1002/gj.3350220303>
- SUESS, E., TORRES, M., BOHRMANN, G., COLLIER, R.W., GREINERT, J., LINKE, P., REHDER, G., TREHU, A., WALLMANN, K., WINCKLER, G., & ZULEGER, E (1999)** Gas hydrate destabilization: enhanced dewatering, benthic material turnover and large methane plumes at the Cascadia convergent margin. *Earth Planet. Sc. Lett.*, 170, 1-15.
- SVENSEN, H., PLANKE, S., MALTHE-SØRENSEN, A., JAMTVEIT, B., MYKLEBUST, R., RASMUSSEN EIDEM, T., & REY, S.S (2004)** Release of methane from a volcanic basin as a mechanism for initial Eocene global warming. *Nature* 429, 542–545. <https://doi.org/10.1038/nature02566>
- TAN, Q., SHI, Z., TIAN, Y., WANG, Y., & LI, W (2019)** Petrological and geochemical constraints on the origin of dolomites: a case study from the early Cambrian Qingxudong Formation, Sichuan Basin, South China. *Carbonates and Evaporites*, 34, 1639–1656. <https://doi.org/10.1007/s13146-019-00513-3>
- TISSOT, B.P., & WELTE, D.H (1984)** *Petroleum Formation and Occurrence*, second revised and enlarged edition. Springer–Verlag, New York, 699 p.
- TLILI, M (1995)** Le phénomène récifal du Bajocien de la bordure méridionale de l’Atlas saharien occidental (secteur d’Aïn Ouarka).- Mém. Magister, Univ., Oran, Algérie, 154 p., 48 fig., 9 pl.
- TORTOLA, M., AL-AASM, I.S., & CROWE, R (2020)** Diagenetic Pore Fluid Evolution and Dolomitization of the Silurian and Devonian Carbonates, Huron Domain of Southwestern Ontario: Petrographic, Geochemical and Fluid Inclusion Evidence. *Minerals* 10, 140. <https://doi.org/10.3390/min10020140>

TUCKER, M.E., & WRIGHT, V.P (1990) Carbonate Sedimentology. Blackwell. Sci. Publ Oxford: 482 p.

TUCKER, S.M., LINBERG, J.V., NGUYEN, L.L.K., VITI, A.J., & TUCKER, W.J (1995) Measurement of the Resistance to Fluid Flow within the Lacrimal Outflow System. *Ophthalmology* 102, 1639–1645.
[https://doi.org/10.1016/S0161-6420\(95\)30815-9](https://doi.org/10.1016/S0161-6420(95)30815-9)

VAN CAPPELLEN, P., & WANG, Y (1996) Cycling of iron and manganese in surface sediments; a general theory for the coupled transport and reaction of carbon, oxygen, nitrogen, sulfur, iron, and manganese. *American Journal of Science* 296, 197–243. <https://doi.org/10.2475/ajs.296.3.197>

VAN KREVELEN, D.W (1950) Graphical-statistical method for the study of structure and reaction processes of coal. *Fuel* 29:269–284

VAN KREVELEN, D.W (2010) Studies of gas absorption. VI. A graphical representation for the efficiency of physical absorption. *Recl. Trav. Chim. Pays-Bas* 69, 503–508. <https://doi.org/10.1002/recl.19500690416>

VEIZER, J., ALA, D., AZMY, K., BRUCKSCHEN, P., BUHL, D, BRUHN, F., CARDEN, G., DIENER, A., EBNETH, S., GODDERIS, Y., JASPER, T., KORTE, C., PAWELLEK, F., PODLAHA, O., & STRAUSS, H (1999) $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161, 59–88.

VIOLA I., CAPOZZI R., BERNASCONI S. M. & RICKLI J (2017) Carbon, oxygen and strontium isotopic constraints on fluid sources, temperatures and biogeochemical processes during the formation of seep carbonates - Secchia River site, Northern Apennines, *Sediment. Geol.*, 357: 1-15.

WALKER, R.G. & PLINT, A.G (1992) Wave- and Storm-Dominated Shallow Marine Systems. In: Walker, R.G. and James, N.P., Eds., *Facies Models: Response to Sea Level Change*, Geological Association of Canada, GeoText 1, Newfoundland, 219-238.

WALLEY, C.D (2001) The Lebanon passive margin and the evolution of the Levantine Neo-Tethys. In: Ziegler, P.A., Cavazza, W., Robertson, A.H.F. and Crasquin-

Soleau, S. (Eds), Peri-Tethyan Rift/Wrench Basins and Passive Margins. Mém. Mus. Natn Hist. nat., 186, 407-439.

WANAS, H.A (2002) Petrography, geochemistry, and primary origin of spheroidal dolomite from the Upper Cretaceous/Lower Tertiary Maghra El-Bahari formation at Global Ataq, northwest Gulf of Suez, Egypt. *Sedimentary Geology*, 151, 3-4.

WARREN, J.K (2006) Evaporites: Sediments, resources and hydrocarbons. Springer Verlag, Berlin, 1035 p.

WARREN, J.K (2000) Dolomite: occurrence, evolution and economically important associations. *Earth- Science Reviews*, 52, 1–81.

WARREN, J.K (1990) Sedimentology and Mineralogy of Dolomitic Coorong Lakes, South Australia. SEPM JSR Vol. 60. <https://doi.org/10.1306/212F929B-2B24-11D7-8648000102C1865D>

WEISSERT, H., & LINI, A (1991) Ice age interludes during the time of Cretaceous greenhouse climate. In: Müller, D.W., McKenzie, J.A., Weissert, H. (Eds.), *Controversies in Modern Geology*. Academic Press, London, pp. 173-191

WELSCH, J (1889) Sur les terrains jurassiques des environs de Tiaret (Dépt. d'Oran); C.R.A.C. Sc, Paris.

WESTBROOK, G. K., & SMITH, M. J (1983) Long décollements and mud volcanoes: Evidence from the Barbados Ridge complex for the role of high pore fluid pressure in the development of an accretionary complex. *Geology*, 11:279-283.

WHITICAR, M. J. (2002) Diagenetic relationships of methanogenesis, nutrients, acoustic turbidity, pockmarks and freshwater seepages in Eckernförde Bay. *Marine Geology*, 182(1–2), 29–53. [https://doi.org/10.1016/S0025-3227\(01\)00227-4](https://doi.org/10.1016/S0025-3227(01)00227-4)

WHITICAR, M.J., & FABER, E (1986) Methane oxidation in sediment and water column environments—Isotope evidence. *Organic Geochemistry* 10, 759–768. [https://doi.org/10.1016/S0146-6380\(86\)80013-4](https://doi.org/10.1016/S0146-6380(86)80013-4)

- WHITICAR, M.J (1999).** Carbon and hydrogen isotope systematics of bacterial formation and oxidation of methane. *Chemical Geology* 161, 291–314.
[https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00092-3](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00092-3)
- WILSON, J.L (1975)***Carbonate facies in geologic history.* - 471 pp., 183 Figs., 30 Pls., New York (Springer)
- WOO, K.S., & KHIM, B.K (2006)** Stable oxygen and carbon isotopes of carbonate concretions of the Miocene Yeonil Group in the Pohang Basin, Korea: Types of concretions and formation condition. *Sedimentary Geology* 183, 15–30.
<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.09.005>
- WOODSIDE, J. M., IVANOV, M.K., & LIMONOV, A.F (1997)** Neotectonics and fluid flow through seafloor sediments in the Eastern Mediterranean and Black Seas. Parts I and II, UNESCO IOC Tech. Ser., 48, 224, pp., Intergovt. Oceanogr. Comm., UNESCO, Paris.
- WRIGHT, V.P., & BURCHETTE, T.P (1998)** Carbonate ramps: an introduction. Geological Society, London, Special Publications 149, 1–5.
<https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.149.01.01>
- YAKUBOV, A.A., ALI-ZADE, A.A., & ZEINALOV, M.M (1971)** Mud Volcanoes of the Azerbaijan SSR: Atlas. Academy of Sciences of Azerbaijan, Baku. 258 pp.
- ZHU, D., JIN, Z., & HU, W (2010)** Hydrothermal recrystallization of the Lower Ordovician dolomite and its significance to reservoir in northern Tarim Basin. *Science China Earth Sciences*, 53, 368–381.
<https://doi.org/10.1007/s11430-010-0000>

Liste des figures

Chapitre I

Figure I-1: Voies de dégradation de la matière organique dans les sédiments marins.....	6
Figure I-2: Séquence de diagénèse précoce dans les sédiments marins.....	7
Figure I-3: Diagramme de Van Krevelen.....	10
Figure I-4: Comparaison des différentes classifications de la diagénèse.....	12
Figure I-5: Schéma illustrant les différents systèmes causant la migration des fluides.....	13
Figure I-6: Modèles de formation des pockmarks.....	15
Figure I-7: Représentation schématique d'un volcan boue.....	16
Figure I-8: Répartition mondiale des principaux volcans de boue.....	16
Figure I-9: Représentation d'un lac de saumure.....	17
Figure I-10: Photographie d'un hydrate de méthane en combustion et schéma de sa structure.....	18
Figure I-11 : Les différents types de Methane-derived authigenic carbonate (MDAC).....	20
Figure I-12 : Bloc 3D schématique illustrant les différents marqueurs de la migration et de l'expulsion de fluides dans la colonne sédimentaire	21

Chapitre II

Figure II-1: Cadre géographique régional.....	23
Figure II-2: Carte de situation des principaux affleurements de l'Atlas Saharien occidental.....	24
Figure II-3: Carte de situation des principaux affleurements de l'Atlas Saharien central.....	25
Figure II-4: Carte géologique de l'Atlas saharien occidental et central.....	27
Figure II-5: Les grands traits structuraux de la mosaïque de l'Afrique du Nord-Ouest.....	28

Chapitre III

Figure III-1: Diffractomètre Siemens D-500 (IRD Bondy, Paris, France).....	38
Figure III -2: Calcimètre dans le Muséum National d'Histoire Naturelle à Paris.	39

Chapitre IV

Figure IV-1: Zonation et description des faciès de rampe carbonatée.....	47
Figure IV-2: Zonation des faciès standards de plate-forme carbonatée.....	49
Figure IV-3: Carte structurale et localisation de secteur d'étude.....	51
Figure IV -4: Dolomies du Chemarikh.....	52
Figure IV -5: Alternance d'Aïn Ouarka (Dj. Chémarikh).....	53
Figure IV -6: Marno-calcaires d'Ain Rhézala.....	54
Figure IV -7: Brèches de Raknet el Kahla.	55
Figure IV -8: Formation du Theniet el Klakh.....	56
Figure IV -9: Formation du Tifkirt.....	57
Figure IV -10: Photomicrographes des microfaciès.....	61
Figure IV -11: Formation de Theniet El Kelakh.....	64
Figure IV -12: Lithostratigraphiques, ammonite biozones).	67
Figure IV -13: Bloc diagramme de la distribution des associations de faciès dans le secteur d'Aïn Ouarka)	68
Figure IV-14 : Localisation des secteurs d'étude pour une description.....	70
Figure IV-15: (A) alternance argilo-gréseuse de la Formation de Kheneg; (B), niveau à ammonites (macrocephalites macrocephalus) dans la Formation de Kheneg; (C), vu générale de la Formation de Oued El-Bayadh. (D), traces d'activité biologique dans la Formation de Oued El-Bayadh; (E), vu général de la Formation de Theniet Et-Temar; (F), niveau à brachiopodes dans la Formation Theniet Et-Temar; (G), vu panoramique du grès massif de la formation de Ksel; (H), bois silicifié dans la Formation de Ksel.....	76
Figure IV-16 : (A), alternance marno-calcaire de la Formation de Laguermi; (B), trace de pas de dinosaure dans la Formation de Laguermi; (C), vu générale de la Formation de Boualem. (D), flaser bedding dans la Formation de Boualem; (E), vu générale de la Formation de Sfisifa; (F), niveau à brachiopodes dans la Formation de Sfisifa; (G), traces d'activités biologiques dans la Formation de Sfisifa; (H), Skolithos isp (S) et Diplocraterion (D) dans la Formation de Sfisifa.....	77
Figure IV-17: Nouvelle subdivision lithstratigraphique du Jurassique supérieur de l'Atlas du Sahara central.....	78
Figure IV-18 : Microfaciès de la Formation de Theniet Et-Temar. (A), Calcaire micritique ; (B) Calcaire micritique partiellement dolomitique ; (C), Calcaire à wackestone, G (Gastéropodes) ; (D) Calcaire à packstone F, (alveosepta jaccardi) ; (E), Calcaire Floatstone avec bioclastes (B) ; (F) ; Calcaire bioclastique Rudstone ; (G), Calcaire oncoïdes grainstone à	

Rudstone ; (H), Calcaire à ooides grainstone ; (I), Calcaire Bioclastique (Shell-layer) ; (J), Calcaire bioclastiques wackestone – packstone détritique.....88

Figure IV-19: Bloc diagramme de la distribution des associations de faciès dans l’Atlas saharien central pendant le Jurassique moyen à supérieur.....91

Chapitre V

Figure V-1: Distributions des isotopes stables du carbone et de l’oxygène des carbonates du Phanérozoïque, leurs sources et principaux facteurs biologiques et chimiques qui influencent la variabilité de leurs signatures..... 95

Figure V-2: Projections des compositions des isotopes de l’oxygène et du carbone des nodules Calcaires.100

Figure V-3 : Diagramme bi-varié de $\delta^{18}O - \delta^{13}C$ (d'après Nelson & Smith, 1996) de LCG dans le secteur d’Aïn Ouarka..... 104

Figure V-4 : Modèle géodynamique de la genèse du CAMP (Bertrand, 1991)..... 108

Figure V-5 : Schéma structural du Nord de L’Algérie..... 109

Figure V-6: Schéma explicatif du scénario de la formation des brèches de Raknet El Kahla113

Figure V-7: Modèle explicatif de la formation des bio-construction qui se développe à proximité des failles en relation avec l’hydrothermalisme..... 115

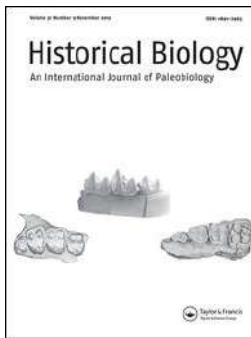
Figure V-8 : Modèle schématique 2D expliquant l’environnement sédimentaire et circulations des eaux hydrothermales durant le Jurassique supérieur dans l’Atlas saharien central..... 118

Figure V-9 : Modèle d’évolution dans le temps des niveaux riches en faunes benthiques en relation avec la circulation des fluides..... 119

Liste des tableaux

Tableau 1: Activités conduites durant la thèse.....	40
Tableau 2: Tableau récapitulatif des associations des faciès et sous-faciès dans le secteur d'Aïn Ouarka, Atlas saharien occidental.	56
Tableau 3: Tableau récapitulatif des associations de faciès et des environnements de dépôt.....	63
Tableau 4: Coordonnées GPS des coupes étudiées.....	69
Tableau 5: Charte lithostratigraphique et biostratigraphique des terrains d'âge Jurassique moyen à supérieur de l'Atlas saharien central.....	78
Tableau 6 : Tableau récapitulatif des associations des faciès et sous-faciès dans l'Atlas saharien central.....	79
Tableau 7 : Tableau récapitulatif des associations de faciès et des environnements de dépôt de l'Atlas saharien central.....	85
Tableau 8: Teneur totale en carbonates, minéralogie et compositions isotopiques stables du LCG dans le secteur d'Aïn Ouarka.....	97
Tableau 9 : Résultats des analyses d'isotopes stables ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) des brachiopodes du Jurassique supérieur de l'Atlas saharien central.....	99

ANNEXES



Late Jurassic (Oxfordian–Kimmeridgian) brachiopods of the El Bayadh Area (Central Saharan Atlas, Algeria): biostratigraphy, stratigraphic revision, Paleobiogeography and paleoecology

Chikh Younes Mahboubi , Barbara V. Radulović , Abdelkader Ouali Mehadji ,
Wagih Ayoub-Hannaa & Axel Munnecke

To cite this article: Chikh Younes Mahboubi , Barbara V. Radulović , Abdelkader Ouali Mehadji ,
Wagih Ayoub-Hannaa & Axel Munnecke (2021): Late Jurassic (Oxfordian–Kimmeridgian)
brachiopods of the El Bayadh Area (Central Saharan Atlas, Algeria): biostratigraphy,
stratigraphic revision, Paleobiogeography and paleoecology, Historical Biology, DOI:
[10.1080/08912963.2020.1861609](https://doi.org/10.1080/08912963.2020.1861609)

To link to this article: <https://doi.org/10.1080/08912963.2020.1861609>



Published online: 18 Jan 2021.



Submit your article to this journal [↗](#)



Article views: 68






View related articles [↗](#)



View Crossmark data [↗](#)



Late Jurassic (Oxfordian–Kimmeridgian) brachiopods of the El Bayadh Area (Central Saharan Atlas, Algeria): biostratigraphy, stratigraphic revision, Paleobiogeography and paleoecology

Chikh Younes Mahboubi ^{a,b}, Barbara V. Radulović^c, Abdelkader Ouali Mehadjji ^a, Wagih Ayoub-Hannaa^b and Axel Munnecke ^b

^aLaboratoire de Paléontologie Stratigraphique Et Paléoenvironnement, Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed, Oran, Algeria; ^bGeoZentrum Nordbayern, University Erlangen Nuremberg, Erlangen, Germany; ^cDepartment of Palaeontology, Faculty of Mining and Geology, University of Belgrade, Belgrade, Serbia

ABSTRACT

The Upper Jurassic rocks of the El Bayadh Area (Central Saharan Atlas, Algeria) are composed of mixed siliciclastic-carbonate rocks, which were roughly assigned to a Kimmeridgian-Hauterivian age in previous studies. Based on our studies, the succession can be subdivided into five new formations; from base to top: the Theniet Et-Temar, Ksel, Laguremi, Boualem, and the Sfisifa formations. Brachiopod faunas have been recorded from two levels. The lower one is located in the Theniet Et-Temar Formation, and the upper one in the Sfisifa Formation. Two brachiopod species *Lacunosella (Lacunosella) arolica* and *Moeschia alata* from the first level and *Xestosina arguta* from the second level have been recorded for the first time not only in Algeria but also in Africa. Based on the new findings, the age of the studied section can be restricted to the middle Oxfordian at the base and to the upper Kimmeridgian at the top. The stratigraphic successions between the two levels are nearly barren except for dinosaur footprints, which were tentatively assigned to a Lower Cretaceous age by previous workers. However, this succession can be attributed to an upper Oxfordian-lower Kimmeridgian age now based on its brachiopod faunas.

ARTICLE HISTORY

Received 24 October 2020
Accepted 6 December 2020

KEYWORDS

Biostratigraphy; *Moeschia alata*; *Xestosina arguta*; *Lacunosella (Lacunosella) arolica*

Introduction



Jurassic marine biostratigraphy is mostly based on ammonite zonation, however, in some areas, brachiopods can also be used as additional biostratigraphic markers, for example in the Late Jurassic of the Mediterranean region (Rollet 1972; Boullier 1976, 1981; Hantzpergue et al. 2004; Reolid 2005; Courville and Boullier 2014). The Late Jurassic of NW Algeria, which was a marginal part of NW Gondwana, is poorly studied with respect to brachiopods. Only very few regional works have been published from the Tlemcenian and the Tellian domains (Ficheur 1889, 1891 Welsch 1890; Ghali 1984). Except the works of Tchoumatchenco (1984, 1986a, 1986b, 1987, 1994), recently Halamski and Cherif (2017), provided the first systematic description and palaeoenvironmental implication of the Oxfordian brachiopods from the Saida and Frenda mountains in the Tlemcenian Domain of NW Algeria.

The first Jurassic brachiopod species identified from the Central Saharan Atlas were *Kallirhynchia oranensis* and *Terebratula sub-sella* (Flamand 1911) from the middle Jurassic (lower Bathonian) and Upper Jurassic of the El Bayadh area (ex: Géryville). Unfortunately, the Saharan Atlas brachiopods were not studied in detail, neither biostratigraphically nor taxonomically. Alméras and Fauré (2008) recorded the brachiopods *Bihenithyris weiri* and *B. barringtoni* Muir-Wood (1935) from the middle Callovian of the Boualem area. Due to the scarcity of ammonites, the stratigraphic subdivisions in the studied area are mostly based on lithostratigraphic correlations.

In the present study, brachiopod specimens have been discovered and collected from two levels for the first time in the Upper Jurassic of the Central Saharan Atlas. The strata between these two levels have been assigned previously to the Lower Cretaceous based mainly on dinosaur footprints (e.g., Mahboubi et al. 2007; Regagba et al. 2007; Bessedik et al. 2008, 2020). The aims of this study are: i) to revise the lithostratigraphy of the Upper Jurassic strata, ii) to provide the first detailed taxonomic description of the collected brachiopods, iii) to propose a zonal scheme for local and regional biostratigraphy for the Upper Jurassic brachiopods of the Algerian Central Saharan Atlas, iv) to discuss the paleobiogeographic distribution of the identified brachiopods taxa, and v) to reconstruct the paleobiogeographic environments of brachiopods with other associated fauna.

Geological and geographic setting

In the north of Africa between the Mediterranean Sea and the Saharan platform, there are two main domains. The first, located to the north, is the Tell-Rif chain, whereas the southern one is the Atlasic domain. The latter are separated by a stable high bloc named High Plateaus (Oran Meseta). The Algerian Saharan Atlas consists of an intercontinental fold belt composed of Mesozoic–Cenozoic series deformed by the Alpine Orogeny, extending some 1200 km along a SW–NE direction, from the eastern end of the Moroccan High Atlas to the western part of the Tunisian Atlas. To the north, it is bounded by the High Plateaus, to the south by the Saharan Platform. The structural boundaries of the Saharan Atlas are mainly the North- and South Atlas faults (Figure 1B).

CONTACT Chikh Younes Mahboubi  mahboubi_32@hotmail.com  Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique Et Paléoenvironnement, Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed, Oran, Algeria

This article was originally published with errors, which have now been corrected in the online version. Please see Correction (<http://dx.doi.org/10.1080/08912963.2021.1892972>)

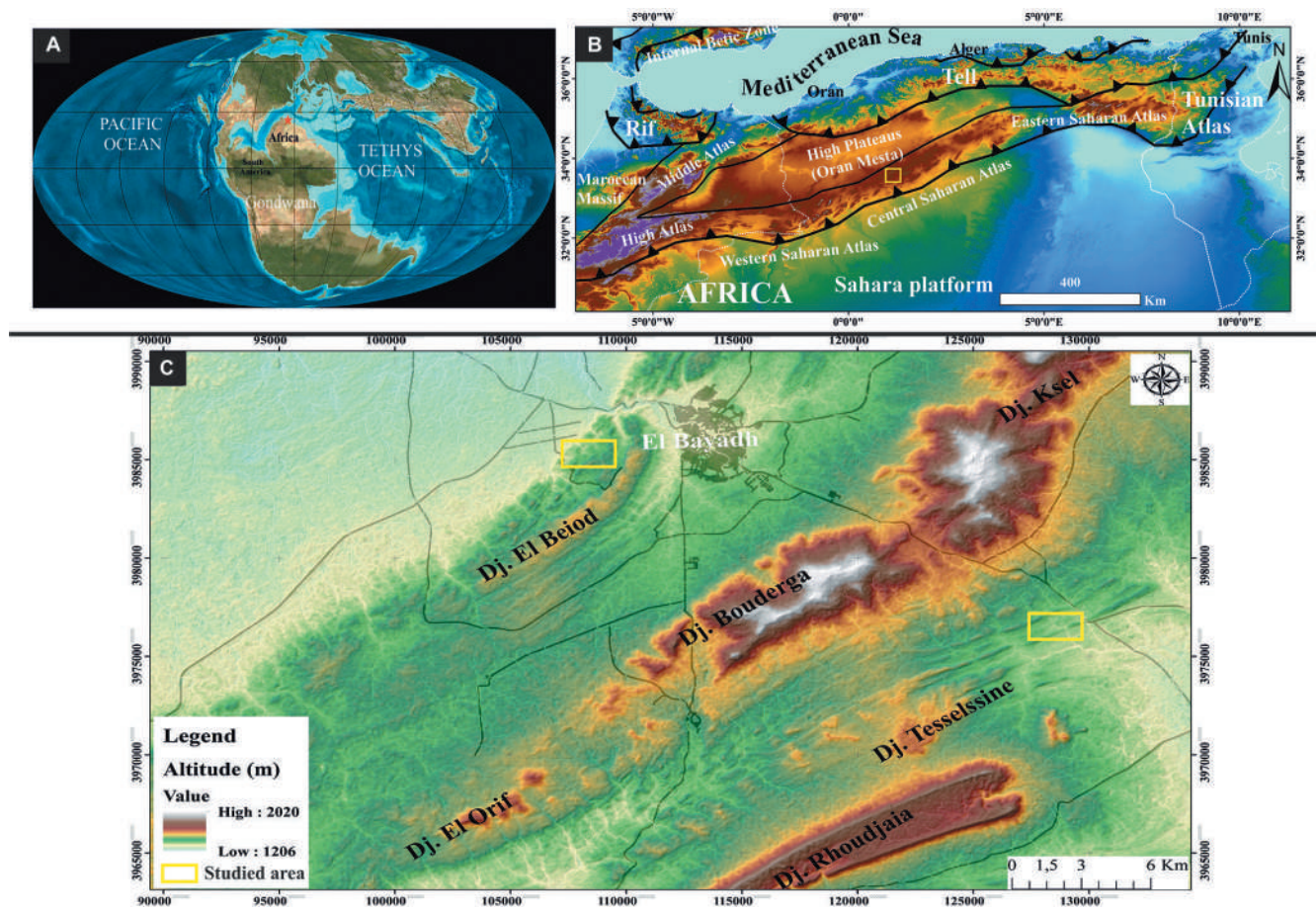


Figure 1. Paleogeographic and geographic framework of the study area, the red stars indicate the study area. (A), geographic position of the Saharan Atlas; (B), Paleogeographic map of the Upper Jurassic, modified after Scotese (1998), and Blakey (2010). C, Geographic position showing the location of the respective studied sections.

The Saharan Atlas is subdivided, from west to east, in the Eastern Saharan Atlas, the Western Saharan Atlas, and the Central Saharan Atlas where our study area is located (Figure 1A,B).

During the Late Jurassic, the Saharan Atlas has been located in the northern margin of Gondwana as a part of the southern shelf of the western Tethys. It was characterized by episodic sedimentation of both shallow marine and continental environments. Further north, the Tell Atlas is characterized by shallow as well as deep marine environments (Atrops and Benest 1984; Cherif et al. 2018).

The study area is located in the El Bayadh area, which is approximately 500 km south-west of Algiers and 350 km south of Oran (Figure 1C). The ages of the outcropping marine and continental sedimentary series are attributed to the Middle Jurassic up to the Early Cretaceous. The underlying Triassic rocks are sparsely exposed, e.g., in the Kerakda and Sidi Tifour diapirs, and are mostly composed of varicolored clays and silts intercalated with massive evaporates accompanied by basaltic rocks (Meddah et al. 2007).

Materials and methods

In order to document the lithostratigraphy, the exposed succession has been measured, sampled, and described, especially where a change in lithology was observed. Lateral facies and thickness changes have been observed and documented. Field observations such as sedimentary structures, stratigraphic boundaries, or trace

fossils, have been documented by field photographs. For biostratigraphic purposes, 19 articulated brachiopod specimens have been sampled with preserved shell material. The specimens are from the Oxfordian and Kimmeridgian of the Djebel el Beïod section of the El Bayadh area (Figures 1, 2) approximately 1.5 km north-west of El Bayadh town and from Laguermi Valley approximately 13 km south-east of El Bayadh town (Figure 1C).

The specimens selected for transverse serial sectioning were calcined to obtain a sharper contrast between the shell and the matrix, and also to demonstrate the interior structural elements (hinge plates, crural bases, etc.) more distinct. Serial sections were prepared with a grinding machine (Cutrock of London; Cutrock manufactured a version of the 'Croft-Grinder', see Croft 1959). The serial sections are drawn at 0.2 mm intervals, but if necessary, for example near the dorsal umbo, at 0.1 mm intervals. The transverse sections were drawn using a drawing tube mounted on a binocular microscope (Carl Zeiss, Jena). The serial sections have been prepared in the Department of Palaeontology, Faculty of Mining and Geology (Belgrade) Belgrade. The specimens were photographed with a Nikon D7200 camera after being coated with ammonium chloride sublimate, which accentuates the finer details of shell ornament. All linear measurements (taken with a Vernier Calliper and rounded to 0.1 mm) are given in millimetres, and their ratios are also given. The brachiopod abbreviations of measured parameters are L = length; W = width; T = thickness.

The classification of the brachiopods is based on Williams et al. (1996) presented in the revised edition of the Treatise on Invertebrate Paleontology concerning rhynchonellid and

terebratulid brachiopods (Savage et al. 2002; Lee et al. 2006). The scheme applied for Upper Jurassic ammonite zonation is that of Boullier and Laurin in Alm eras et al. (1990, 1997).

The brachiopod specimens, on which this study is based, are deposited in the collection of the Department of Palaeontology, Faculty of Mining and Geology, University of Belgrade (RGF VR), and in the collection of the Laboratory of Stratigraphic Palaeontology and Palaeoenvironnement (LPSP) of Oran2 University Mohamed Ben Ahmed, Algeria (BDH and BLM).

Results

Lithostratigraphy

The stratigraphy and Mesozoic lithostratigraphy of the Central Saharan Atlas was investigated since the early 20th century, starting with Flamand (1911) and Cornet (1952). The stratigraphy, structural and palaeoenvironmental characteristics have been described by Abed (1982) and more recently by Regagba (2006). The latter authors described briefly the lithostratigraphic units of the studied area but without taking the age and local lithologies into account. They used names for their formations either from the Western Saharan Atlas and/or the Eastern Saharan Atlas (Table 3). Based on new palaeontological and lithostratigraphical data, we propose five new formations with new age dating. These new proposed lithostratigraphic units (formations) are in accordance with the recommendations of the International Stratigraphic Guide (ISG). The studied section is about 700 m thick and subdivided into new five formations (Figure 2). In the following paragraphs, each formation will be defined in detail starting from bottom to top

Theniet Et-Temar Formation (70 m)

The term ‘Theniet Et-Temar’ was introduced by Regagba (2006). The type section is located between Selim Mountain and Cherak Mountain (co-ordinates: 33°19’9.84”N, 1°15’31.66”E), about 8 km south of Ghassoul village (topographical map 1: 250.000, sheet G eryville NI 31). The formation consists mainly of... are mainly marl-limestone alternations (Figure 3A). The marly interlayers are greyish to black in colour and contain spherical limestone nodules. The dm- to m-thick limestone beds are partially dolomitized and blue to black in colour. The lowermost and middle parts of the Theniet Et-Temar Formation are highly fossiliferous with bivalves, gastropods, brachiopods (Figure 3B) (first level = FBL), and echinoids (Figure 3D). Trace fossils also are present, mainly represented by *Thalassinoides* and *Rhizocorallium*, while the upper part shows a condensed coral-bearing bed (Figure 3C). The lower boundary of the Theniet Et-Temar Formation exhibits pronounced lithological changes from deltaic sandstones beds (the Oued El Bayadh Formation) to marine marlstones. The limestones of this formation are represented by mudstones to wackestones with benthic foraminifera (*Alveosepta jaccardi*, miliolids, textularids) which was found at 30 m in the Theniet Et-Temar Formation (Figure 5), and bivalves, gastropods, brachiopods and trace fossils (*Rhizocorallium*), indicating an environment of shallow water (subtidal), in a low energy regime below storm wave base.

Ksel formation (300 m)

This 300 m-thick formation overlies the Theniet Et-Temar Formation. The name comes from the highest mountain crest

of the Central Saharan Atlas (topographical map 1: 250.000, sheet G eryville NI 31–9). The type section is located on the flank of the Ksel Mountain (coordinates: 33°42’34.98”N, 1°8’49.82”E), about 13 km north-east of El-Bayadh town and close to the Chabet Sfaia Valley.

The lowermost part of this formation (Figure 3E) starts with 10 m of barren red claystone including dinosaur footprints (Figure 3F), overlain by massive sandstone beds (10 to 30 m) coarsening-upward, channelized showing wavy erosional contacts and containing silicified wood fragments (Figure 3G). These sandstone beds are characterized by parallel, cross-oblique stratifications and ripple marks (Figure 3H).

Clays occasionally contain about 50 cm thick fine- to medium-grained sandstone intercalations. The upper boundary of the Ksel formation is marked by a reddish claystone bed (5 m to 7 m). The sandstone successions are coarsening-upward with sedimentary structures such as parallel, cross- and oblique stratifications, and the sediments of this formation were likely deposited in the littoral zone, possibly a deltaic plain.

Laguermi formation (170 m)

The name of this 170 m-thick formation is taken from the Ain Laguermi Valley (topographical map 1: 250.000, sheet G eryville NI 31–9). The type section is located in the Laguermi Valley (co-ordinates: 33°36’58.74”N, 1°8’44.81”E), about 15 km south-east of El Bayadh town and close to the National Road (RN 47).

The Laguermi formation can be easily distinguished from the underlying Ksel formation by its massive marl beds with thin limestone intercalations (Figure 4A).

These intercalations contain shell fragments (mostly of oysters), tridactyl dinosaur footprints and bones of crocodiles (Mahboubi et al. 2007; Bessedik et al. 2020). The upper 70 m of this formation contain massive varicoloured marls (red, green, purple) intercalated by bioclastic limestones (0.2 to 2 m) with gypsum layers (Figure 4B). The presence of coquina beds and gypsum indicates shallow inter- to supratidal environment under arid or semiarid palaeoclimatic conditions. The findings of dinosaur footprints confirm that this area was located close to the southern shoreline of the Tethys sea.

Boualem formation (120 m)

The name of this 120 m-thick formation comes from Boualem town (topographical map 1: 250.000, sheet Aflou NI 31–6), where the formation is well represented. The type section is located between Boualem village and Sfissifa village (co-ordinates: 33°42’37.11”N, 1°29’59.54”E), about 44 km east of El Bayadh town.

The Boualem formation is composed mainly of massive sandstones (0.1–2 m thick) intercalated with 1 to 2 m thick red to green clays. These massive sandstone beds show some primary structures such as flaser bedding (Figure 4C), oblique laminations, oblique stratification (Figure 4D), and hummocky-cross stratification, and contain poorly preserved silicified wood fragments. The upper 50 m of the formation correspond to massive greenish clays with laminated gypsum beds. Based on the sedimentary structures the depositional environment was a foreshore with tide-storm interaction under arid climate.

Sfissifa formation (40 m)

The name of this 40 m-thick formation comes from Sfissifa town, where the formation is well exposed (topographical map 1: 250.000, sheet G eryville NI 31–9). The type section is located in the Er roken

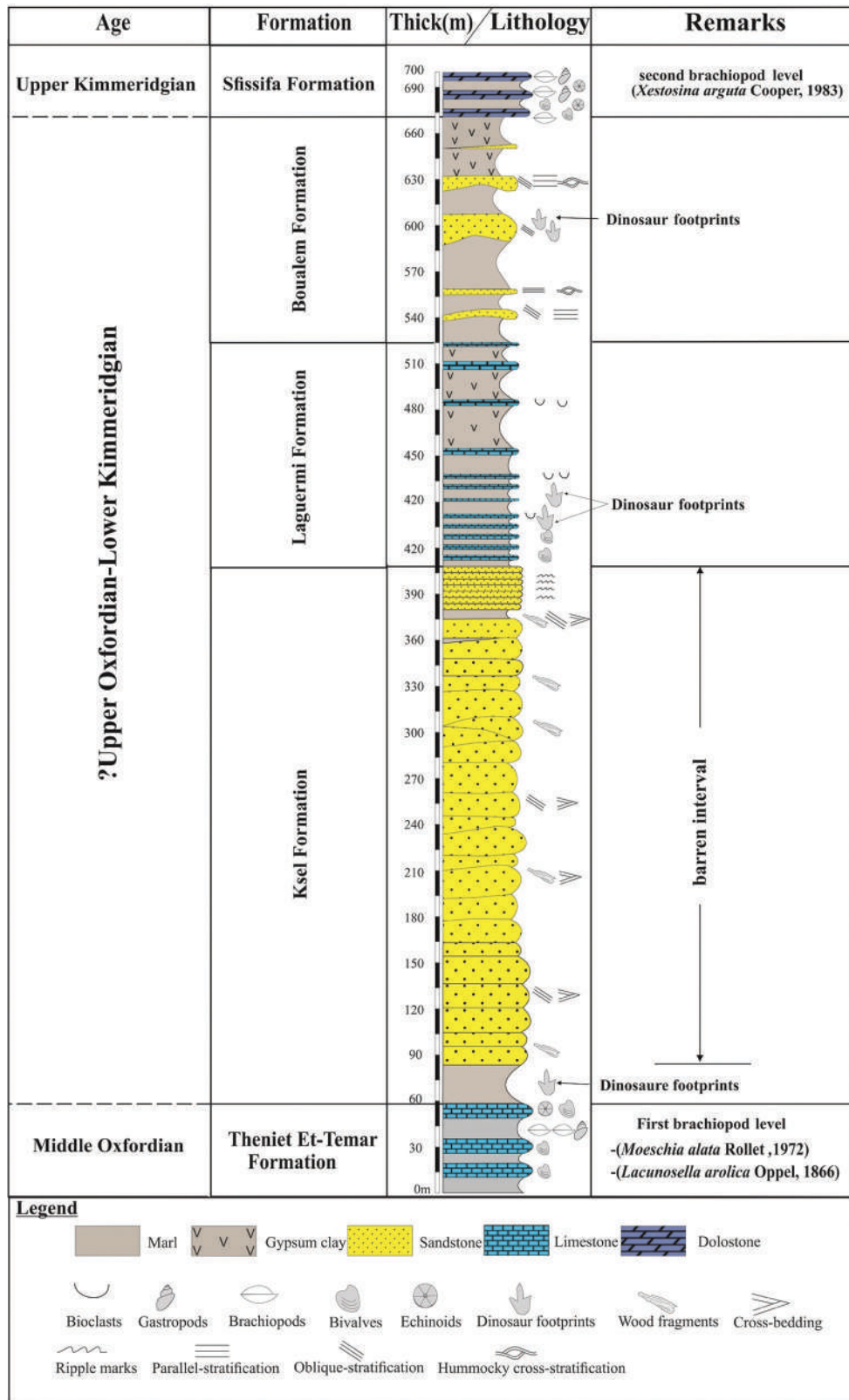


Figure 2. New stratigraphic subdivision of the Upper Jurassic of the middle part of the Central Saharan Atlas, El Bayadh area.

Mountain (co-ordinates: 33°41'56.41"N, 1°28'32.20"E), and 45 km east of El Bayadh town.

The Sfissifa formation can be easily recognized in the field by its yellow, bioclastic limestones (0.4 to 1.0 m) at the base, followed by

limestone-marl alternations (Figure 4E), which are highly fossiliferous with bivalves, gastropods, brachiopods and echinoids (second level = SBL) (Figure 4F). Each limestone bed has a wavy erosional base (Figure 4G) and the upper part is bioclastic dolomitic limestone.

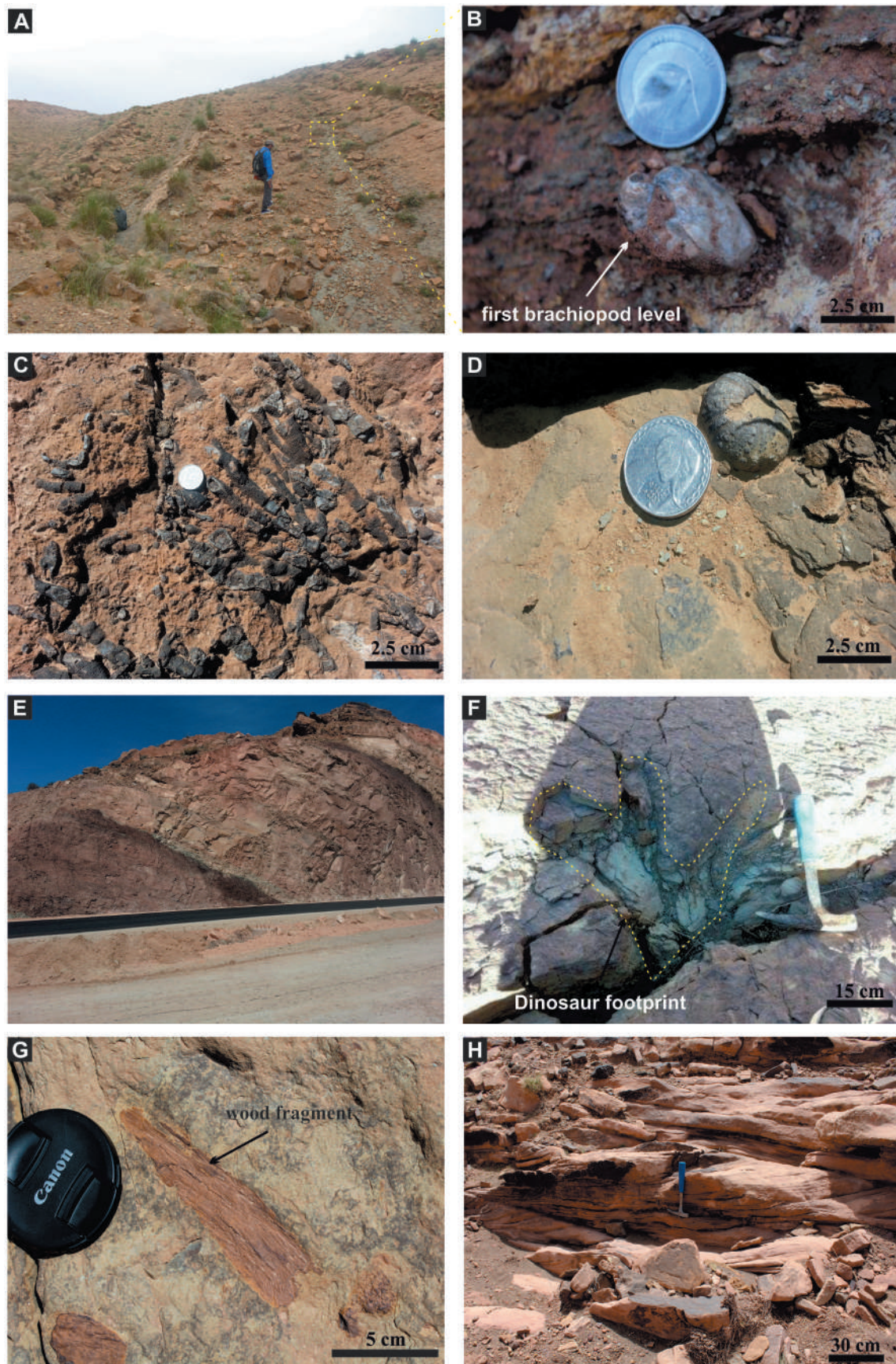


Figure 3. Field photographs of the Upper Jurassic formations. (A), Panoramic view from the marl-limestone alternation of the Theniet Et-Temar Formation; (B), first brachiopod level from Theniet Et-Temar Formation; (C), corals bed. (D), echinoids; (E), panoramic view from the massive sandstone beds of Ksel formations; (F), dinosaur footprints; (G), wood fragment; (H), parallel, cross- and oblique stratifications.

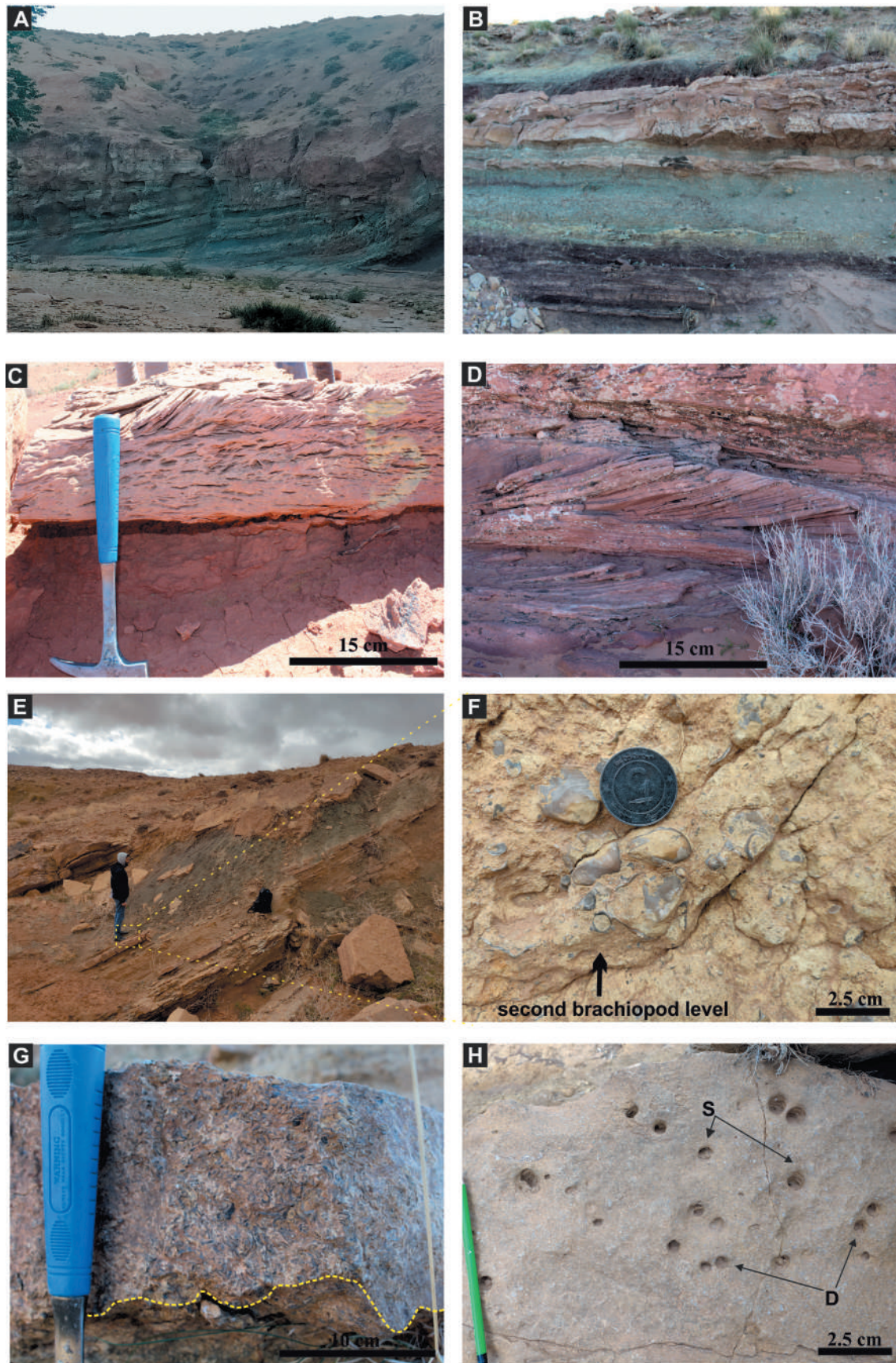


Figure 4. Field photographs of the Upper Jurassic formations; (A), general view of the Laguermi formations; (B), detail of A showing massive varicoloured marls of the Laguermi formations; (C), flaser bedding from the sandstone of the Boualem formations; (D), parallel, cross- and oblique stratifications from the sandstone beds of the Boualem formations; (E), Marl limestone alternation of the Sfisifa formations; (F), second brachiopod level; (G), bioclastic limestone with wavy erosional contacts from the Sfisifa formations; (H), *Skolithos* isp (S) and *Diplocraterion* (D) trace fossils.

The marly interlayers are thickening upward, and are intercalated with sandy limestones with *Skolithos* and *Diplocraterion* trace fossils (Figure 4H)). The upper boundary of the formation is the famous sandstone formation widespread through the Saharan Atlas called 'Continental intercalaire'. The abundant erosive bases and the bioclastic limestones indicate a storm-dominated platform, and the recorded ichnofossils indicate a lower shoreface environment.

Systematic palaeontology

Phylum **Brachiopoda** Duméril, 1806

Subphylum **Rhynchonelliformea** Williams et al. 1996

Class **Rhynchonellata** Williams et al. 1996

Order **Rhynchonellida** Kuhn 1949

Superfamily **Pugnacoidea**, Rzhonsnitskaia 1956

Family **Basiliolidae** Cooper 1959

Subfamily **Lacunosellinae** Smirnova 1963

Genus **Lacunosella** Wiśniewska 1932

Subgenus **Lacunosella** Wiśniewska 1932

Type species: *Rhynchonella arolica* Oppel in Oppel and Waagen 1866.

Lacunosella (Lacunosella) arolica (Oppel, 1866) Figure 6 (a–d)

1864 *Rhynchonella lacunosa* Schlotheim; Heer: 137, fig. 87.

1866 *Rhynchonella Arolica* Oppel and Waagen: 294.

1932 *Lacunosella arolica* (Oppel); Wiśniewska: 33–38, pl. 2, figs 1–18 (with extended synonymy).

1969 *Lacunosella arolica* (Oppel); Childs: 36, pl. 2, figs 11, 12, text-figs 12, 13 (with additional synonymies).

1965 *Lacunosella arolica* (Oppel); Ager: H608, fig. 490:8.

1990 *Lacunosella arolica* (Opp.); Alméras et al.: 22.

1994 *Lacunosella arolica* (Oppel); Grădinaru and Bărbulescu: 49, 50.

1999 *Lacunosella arolica* (Oppel); Sulser: 61, with text-figure (see for extensive synonymy).

2002 *Lacunosella (Lacunosella) arolica* (Oppel); Savage et al.: 1208, fig. 823:2.

2007 *Lacunosella arolica* (Oppel); Minot: 210, with text-figure.

2012 *Lacunosella arolica* (Oppel); Boullier and Filippi: 7.

2015 *Lacunosella arolica* (Oppel); Courville and Boullier: 51, 54, figs 4:29.

2018 *Lacunosella arolica* (Oppel); Colás: 7.

Material

One articulated specimen with damaged dorsal valve (RGF VR 107/35), middle Oxfordian (*Transversarium* Zone) to upper Oxfordian (lower part of the *Bifurcatus* Zone), Djebel el Beïod section, El Bayadh area, northwestern Algeria (Central Saharian Atlas).

Description

A single specimen, 23.6 mm long and 25.5 mm wide, has transversally oval outline, wider than long, greatest width slightly anterior to mid-length, maximum thickness at the mid-length and is ornamented with about 14 subangular radiating costae which become much stronger towards the anterior margin; 5 of them are much more pronounced on the almost imperceptible median fold developed anteriorly. Growthlines are marked. Beak erect with apical angle of 97°. The anterior commissure has a

low, broadly arcuate uniplication corresponding to the dorsal shallow sulcus which would have accommodated the linguiform extension of the ventral valve.

Discussion

In 1932 Wiśniewska erected the new genus *Lacunosella* with '*Rhynchonella*' *arolica* from the middle Oxfordian (*Transversarium* Zone) of the 'Birmenstorfer-Schichten', Jura Mountains, Switzerland, as the type species. The author assigned 4 new species, and 2 varieties of *L. arolica* to *Lacunosella*. Minot (2007) considered 3 known lacunosellid species and one of Wiśniewska's (1932) species as morphs (subspecies) of *arolica*. We considered the Minot's view, and in our opinion, this is quite unnecessary splitting and we would probably place them all within *Lacunosella arolica*.

Lacunosella arolica (Oppel, 1866) is a highly variable species with respect to general outline (subpentangular, subtriangular, transversely oval), dimensions (length up to 31.9 mm; Wiśniewska 1932, p. 35), the beak characters, shape and strength of the ribs (triangular, subtriangular, rounded), number of ribs (8–20 in adult with 2–7 in sinus and 3–8 on fold), and the presence of bifurcating or intercalating ribs.

The Algerian form differs from the type specimen (Heer 1864, p. 137, fig. 87; figured as *Rhynchonella lacunosa* Schlotheim) from the type area, the 'Birmensdorfer Schichten' in Aargau (Switzerland) in having a much more transversely oval shell and a larger number of ribs (14 as opposed to 9 in type specimen), and shallower sinus. It is also the only figure of this species referred to by Oppel (1866) when he originally introduced and described *Rhynchonella arolica*.

The Algerian shell compares favourably in transversely oval outline, low and rounded uniplication of the anterior commissure, and in the number and shape of the ribs with *Lacunosella arolica* described and figured by Wiśniewska (1932, figs 4, 6, 9) from the middle Oxfordian (*Cordatum-Transversarium* zones) of Poland, Grădinaru and Bărbulescu (1994, fig 2) from the *Bifurcatus* Zone of Dobrogea, Romania, Sulser (1999, p. 61, fig 41) from the 'Birmensdorfer Schichten' of Chestenberg, Jura Mountains, Switzerland, Minot (2007, p. 210, figures in text) from the middle-upper Oxfordian (*Transversarium-Bifurcatus* zones) of France, and Courville and Boullier (2014, fig 2(b), 4:29) from the *Bifurcatus* Zone of north Burgundy, France.

From the Upper Jurassic of the Tialet Mountains Tchoumatchenco (1987, 1994) described two lacunosellid species, *Lacunosella selliformis* (Lewiński 1908) and *L. bourheddouensis* Tchoumatchenco (1987). *Lacunosella selliformis* from the middle and upper Oxfordian has a triangular outline, fewer ribs (6–7), and much more convex valves. *Lacunosella bourheddouensis* from the upper Kimmeridgian has bifurcated ribs fused into few short, coarse, triangular, marginal plicae anteriorly, which distinguishes this species from all other species of the genus *Lacunosella*.

Occurrence

Lacunosella arolica has been recorded from the middle Oxfordian (*Transversarium* Zone) to upper Oxfordian (lowermost *Bifurcatus* Zone) of Poland, Germany, Switzerland (Jura), France (Paris Basin), Spain (Iberian Range), and eastern Romania (Dobrogea). The oldest record, lower Oxfordian (upper part of the *Cordatum* Zone), for this species is known only from Poland (Wiśniewska

1932). In Algeria, it is recorded from the Oxfordian for the first time.

Order **Terebratulida** Waagen 1883
 Suborder **Terebratulidina** Waagen, 1883
 Superfamily **Loboidothyridoidea** Makridin 1964
 Family **Postepithyrididae** Tchorszhevsky 1974
 Genus **Moeschia** Boullier 1976

Type species: *Terebratula alata* Rollet, 1972, p. 24, pl. 1, figs 2-10; pl. 2, figs 1-3 (= *Terebratula rollieri* auct. pars).

Moeschia alata (Rollet, 1972)
 Figure 7A–P, 8

- 1878 *Terebratua bisuffarcinata* Schlotheim; Choffat: 134 and 187.
 1893 *Terebratula andelotensis* Haas: pl. 14, figs 5, 6 (pars).
 1893 *Terebratula Rollieri* Haas: 124, pl. 17, figs 1-8.
 1893 *Terebratula* sp. indét.; Haas: 127, pl. 16, fig. 16.
 1896 *Terebratula bisuffarcinata* Schlotheim; Girardot: 193, 194, 210, 301.
 1896 *Terebratula* cf. *insignis* Schubler; Girardot: 195.
 1904 *Terebratula Rollieri* Haas; de Loriol: 258, pl. 26, figs. 16-19.
 1904 *Terebratula andelotensis* Haas; de Loriol: 27(?pars), fig 2.
 1918 *Terebrautla Rollieri* Haas; Rollier: 240.
 1964 *Moissevia rollieri* (Haas), Makridin: 245.
 1965 *Terebratua rollieri* Haas; Malinowska: 76, pl. 5, figs 1-4.
 1965 *Terebratua rollieri* Haas; Karczewski: 105, 108, 113(?), pl. 4, fig 3.
 1966 *Terebratua rollieri* Haas; Enay: 120, 121, 160.
 1969 *Epithyris rollieri* (Haas); Barczyk: 24, 25(non), pl. 2, figs 5, 6; pl. 3, figs 1, 5.
 1970 *Loboidothyris gigas* (Quenstedt); Westphal: pl. 3, fig 3.
 1971 *Terebratula rollieri* Haas; Almeras: 440.
 1972 *Terebratua alata* Rollet: 24, pl. 1, figs 2-10 (holotype fig 2); pl. 2, figs 1-3.
 1976 *Moeschia alata* (Rollet); Boullier: 336, Pl. 2, figs 1-5 (with extended synonymy).
 1994 *Moeschia alata* (Rollet); Grădinaru and Bărbulescu: 51, 61, 62, figs. 15a-c, 16a.
 2006 *Moeschia alata* (Rollet); Lee et al.: 2115, fig. 1403: 2a-d.
 2007 *Moeschia alata* (Rollet); Minot: 201.
 2014 *Moeschia alata* (Rollet); Mukherjee and Fürsich: 113(?), pl. 1, figs 5, 6.
 2018 *Moeschia alata* (Rollet); Colás: 4, 6, 9, fig. 36:5.

Material

Nine specimens, middle Oxfordian (uppermost *Plicatilis* and *Transversarium* zones), Djebel el Beïod section, El Bayadh area, northwestern Algeria (Central Saharian Atlas).

Description

External characters: Shells medium to large (Table 1), outline rounded-subpentagonal, always longer than wide ($W/L = 0.85$ on average), moderately biconvex with flatly convex dorsal valve, much less inflated than ventral valve. Shells with strong tendency to asymmetry. Maximum width in mid-length or rarely slightly anteriorly, maximum thickness at mid-length. Lateral commissure gently ventrally arched in the posterior two-thirds or nearly straight and sharply curved dorsally at anterior end; anterior commissure sulcinate. Beak strong, suberect to erect, in close contact with dorsal umbo, totally obscuring symphytium. Foramen large, circular, permesothyrid, labiate. Beak ridges poorly developed, very short and rounded.

Apical angle varies between 65° and 90° . Ventral valve with median rounded and slightly elevated fold developed on anterior third bordered by shorter and very shallow sulci. Dorsal fold originating on anterior third, formed of two divergent rounded and low carinae separated by shallow sulcus deepening and widening very slightly toward anterior margin. Fine growth lines, crowded, across the entire shell, much more numerous and stronger anteriorly, and ornament of fine radiating capilli (about four-five capilli per mm).

Internal characters (Figure 8). Low pedicle collar present. Symphytium narrow and thin. Teeth linguiform, laterally inserted in relatively large sockets, with well developed denticula. Cardinal process distinct, flat, anteriorly curved toward ventral cavity. Small umbonal cavity present. Hinge plates in section wide and thin, flat and horizontal, anteriorly become very slightly ventrally inclined. Outer socket ridges much more developed than inner ones. Crural bases very small and slender, projecting ventrally above hinge plates, not clearly separated from hinge plates, tapering distally. Euseptoidum low and short. Crural processes slender and slightly ventrally convergent. Loop thin, extending 0.44 of dorsal valve length, trapezoidal transverse band moderately high with flat and wide bridge, terminal points long.

Discussion

Moeschia alata (Rollet, 1972) is a highly polymorphic species with respect to general outline (elongated-oval, rounded, subpentagonal, and subcircular), dimensions (length varies from 24 to 46 mm; Boullier 1976, p. 101), beak characters, and dimension of the foramen. The only difference between the holotype as figured and described by Rollet, (1972, p. 24, pl. 1, fig 2) from the middle Oxfordian (*Transversarium* Zone) of Andelot-en-Montagne, Jura, southeastern France and the Algerian specimens is in the shell outline. In the holotype, the outline is elongated-oval whereas the Algerian material has asymmetrical rounded subpentagonal shells, which can be interpreted as intraspecific variation. The asymmetry of the shell (most probably as a result of crowding of individuals during life) is noted in some specimens of *M. alata* figured by Rollet (1972, pl. 1, figs 1, 3, 7, 9), Boullier (1976, pl. 11, figs 2, 3; fig 3 refigured in Lee et al. 2006, figure 1403: 2), and Colás (2018, fig 36: 5).

The internal morphological features such as the shape of teeth, cardinal process, hinge plates, and crural bases in the Algerian specimen (fig 8) agree very closely with those observed in Boullier, (1976, Figures 181,185). The only difference is that the transverse band in the French specimens is somewhat narrower and in many sections the crural bases have keels on their bases. Moreover, Boullier's Figure 184 shows a cardinalia without keeled crural bases as in our sections.

From the Upper Jurassic of the Tiaret Mountains, northern Algeria, Tchoumatchenco (1994) described two *Moeschia* taxa, *M. cf. zieteni* (Loriol, 1878) and *M. engeli krzyzanovici* (Barczyk, 1969). *Moeschia zieteni* from the upper Oxfordian (*Planula* Zone)-lower Kimmeridgian (*Platynota* Zone) of Württemberg, Germany and Argovien, Jura, Switzerland, and Algeria, differs from *M. alata* in having an oval outline and its anterior commissure almost is always uniplicate, and very rarely slightly sulcinate. *Moeschia engeli krzyzanovici* from the lower Tithonian of the Holy Cross Mountains (Poland) and the lower Tithonian of Algeria is characterized by having a rounded subpentagonal outline, straight lateral commissure, sulcinate anterior commissure, and massive and wide suberect beak.

Moeschia alata differs from *M. engeli* (Rollier, 1918) from the upper Oxfordian (base of the *Bimmamatum* Zone; Boullier and Laurin in Almeras et al. 1997) of the French European

northwestern domain (Jura, Isère, Berry, Poitou, Burgundy, Vienne, Cherves and Thorigné) and southern Germany (Swabia) by its larger size, more pentagonal outline, tendency to asymmetry, wider shell, and strong sulcificate anterior commissure (in *engeli* anterior the commissure is typically uniplicate to weakly sulcificate).

Occurrence

Moeschia alata is quite abundant in the limestones and sponge marls in the middle Oxfordian (uppermost *Plicatilis* and *Transversarium* zones) of France (central and southern Jura, Paris Basin, Burgundy). From the same zones it has been also recorded from eastern Spain (Iberian Range), eastern Romania (Dobrogea) and east-central Iran. The species co-occurs with *Lacunosella arolica*. The species is recorded from the middle Oxfordian of Algeria for the first time.

Genus *Xestosina* Cooper, 1983

Type species: *Xestosina arguta* Cooper, 1983 (*Terebratula subsella* auct. pars).

Xestosina arguta Cooper, 1983 Figure 9A–P, 10

1983 *Xestosina arguta* Cooper: 167, 168, pl. 31, figs 7–16 (holotype).

1990 *Xestosina arguta* Cooper; Boullier and Laurin in Almeras et al.: 23.

2004 *Xestosina arguta* Cooper; Hantzpergue et al.: 364–367, figs 1, 2, 4: 13–17.

2006 *Xestosina arguta* Cooper; Lee et al.: 2119, fig. 1405 (refigured holotype).

2007 *Xestosina arguta* Cooper; Minot: 231, with text-figure.

Material

Nine articulated specimens, upper Kimmeridgian (transition from the Eudoxus Zone to base of the Autissiodorensis Zone), Laguermi Vally, El Bayadh area, northwestern Algeria (Central Saharian Atlas).

Description

Shells medium to large size (Table 2), rounded pentagonal to elongated-ovate in outline, length greater than width ($W/L = 0.80$ on average), moderately ventribiconvex. Maximum width in

anterior third, maximum thickness at about mid-length. Beak massive, erect, in close contact with dorsal umbo, partially hidden symphytium, with relatively large, labiate and circular permesothryrid foramen. Beak ridges short and rounded. Apical angle ranges from 67° to 85° . Lateral commissure in posterior two thirds nearly straight, and curved dorsally at anterior; anterior commissure low sulcificate to uniplicate. Median ventral fold low, wide, and rounded developed on anterior half increases slightly in elevation anteriorly, bounded on each side by a shallow sulcus, separated from the lateral slopes by two short costae. Dorsal fold formed by two subangular and divergent costae originating at about midvalve, separated by narrow and deep sulcus. Shell ornamented by fine growth lines, much more numerous and crowded anteriorly. Densely endopunctate shell.

Internal characters (Figure 10). Teeth linguiform, with well-developed denticula, inserted laterally into small and shallow sockets. Cardinal process well developed, nearly flat with distinct myophore, incurved in ventral cavity. Crural bases and hinge plates initially ventrally convergent. Anteriorly hinge plates become dorsally inclined with crural bases with rounded tips, projecting above hinge plates into ventral cavity and get higher in section than the width of the hinge plates. Euseptoidum short and low. Outer socket ridges much stronger than inner ones. Crural processes moderately high, slightly convergent ventrally, thickening at base and tip. Transverse band relatively wide, flat. Loop thin and wide, as long as 0.40 of dorsal valve length, with moderately long terminal points.

Discussion

Cooper (1983) introduced the genus *Xestosina*, with the type species *X. arguta*, based on specimens from the upper Kimmeridgian (Eudoxus Zone, *Caletanum* Subzone) of Mont-le-Vernois, Haute-Saône, France. Like many other Late Jurassic biplicate terebratulids, the specimens of Mont-le-Vernois have traditionally been attributed to '*Terebratula*' *subsella* auct. pars. In the same monograph Cooper also created the genus *Habrobrochus* for Kimmeridgian specimens from Lindener Berg, near Hannover, Germany. The same author added to the nomenclatural confusion by ascribing these specimens to *Terebratula subsella* Leymerie (1846, pl. 10, fig 5) and by designating the latter as the type species of *Habrobrochus*. The loop of the Lindener Berg specimens, however, differs markedly from that of *Xestosina* by its more delicate construction, more anterior position of the crural processes, thinner, less elevated and wider transverse band, and shorter terminal points (Cooper 1983, p. 88).

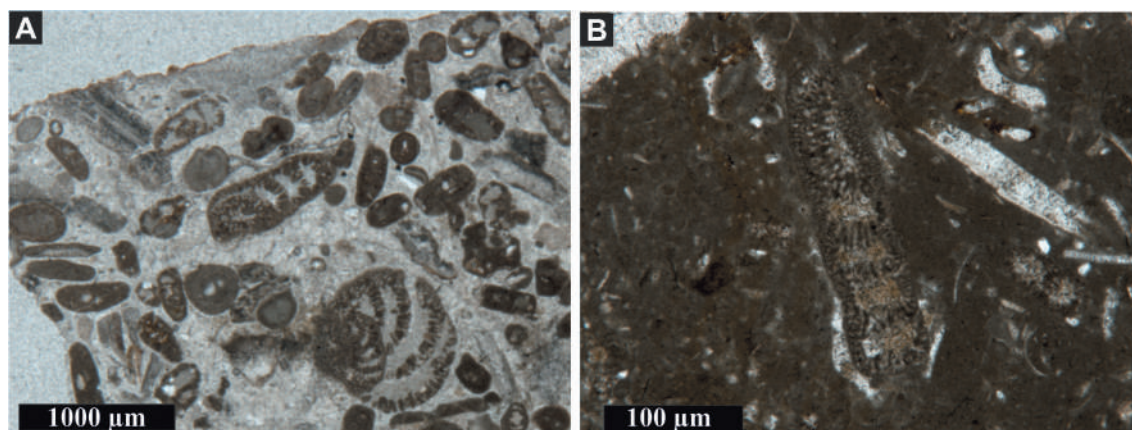


Figure 5. *Alveosepta jaccardi* (Schrodt, 1894) in thin section from of the Theniet Et-Temar Formation at Djebel el Beïod section, El Bayadh area, southwestern Algeria.

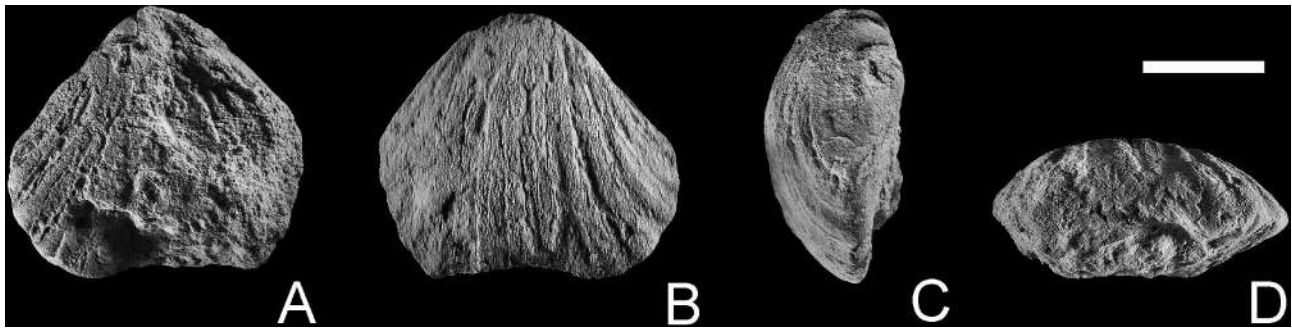


Figure 6. *Lacunosella arolica* (Oppel, 1866), middle Oxfordian (*Transversarium* Zone) to upper Oxfordian (lowermost of the *Bifurcatus* Zone), Djebel el Beïod section, El Bayadh area, southwestern Algeria. A–D, RGF VR 107/5, dorsal, ventral, lateral, and anterior views. Scale bar: 10 mm.

According to some authors (e.g. Sandy 1984), it is possible to recognize a number of different morphological groups of biplicate terebratulides attributed to ‘*Terebratula*’*subsella*, thus creating confusion about the precise determination of this species. For example, Oxfordian–Kimmeridgian biplicate terebratulids occurring in the Holy Cross Mountains (e.g. Wierzbica, Małogoszcz) have traditionally been referred to *T. subsella* Leymerie (e.g. Barczyk 1969; Dzik 1979; Radwańska and Radwański 2003). The internal features of these Polish terebratulids (see Dzik 1979) do not conform with those of *Xestosina*, but rather to those of *Epithyris* as proposed by Dzik (1979). If the assumption that the different genera and species recognized by Barczyk (1969) represent no more than morphotypes of a single species, as discussed in detail by Dzik (1979), a candidate name for this species would be *Epithyris? pseudosella* (Barczyk 1969).

Sulser and Meyer (1998) identified terebratulides from the Kimmeridgian rocks of the northwestern Swiss (Jura Range), as *Sellithyris**subsella* with 4 intraspecific variations. Externally, the described and figured specimens strongly vary in morphology. The internal characters seen in serial sections of 3 specimens revealed comparable features: a flat cardinal process, strongly U-shaped to virgate development of the hinge plates and high crural bases, high and sub-parallel to ventrally slightly convergent crural processes, flat transverse band, and moderately extended terminal points, which supports the placement of the Swiss ‘*Terebratula*’*subsella* (Leymerie, 1846) to *Xestosina* rather than *Sellithyris*. According to Hantzpergue et al. (2004), the specimens studied by Sulser and Meyer (1998) represent examples of *Xestosina suprajurensis* (Thurmann).

Middlemiss (1980) referred the species ‘*Terebratula*’*subsella* Leymerie to *Kutchithyris* based on serial sections through a specimen from the Kimmeridgian of Le Havre, France. Sandy (1984) further studied in detail the variations of the external and internal characters of this species from the Kimmeridgian material from localities in Le Havre (Normandy) and the Swiss Jura, and followed Middlemiss (1980) in the attribution of these specimens to *Kutchithyris*. The specimens from Le Havre, however, fit well with the features of *Xestosina arguta*.

Definite clarification of these issues calls for a re-evaluation of the specific internal and external morphological boundaries of ‘*Terebratula*’*subsella* Leymerie (1846) based on topotype specimens from the ‘Calcaire rocailleux’, Aube, France (e.g. Sandy 1984). Apparently, this evaluation was performed by Hantzpergue et al. (2004) but these authors did not publish their results specifically on the taxon from Buxeuil, Aube (no photos and serial sections of specimens from Buxeuil). However, Hantzpergue et al. (2004) confirmed that the specimens from Romagne sur Montfaucon (Meuse, France), which were identified by Cooper (1983) as ‘*Terebratula*’*suprajurensis*, are conspecific with the topotypes of *T. subsella* from

Buxeuil, Aube, France. The latter opinion seems feasible, implying that *T. subsella* would be congeneric with *Xestosina arguta*, as suggested for the similar excavated loops of Montfaucon specimens (e.g. Cooper 1983, pl. 57, figs. 17, 18) and *X. arguta* (e.g. Cooper 1983, pl. 31, figs. 16, 17). Externally, the most closely similar specimens (if not identical) to those of Montfaucon and Aube (as depicted by Leymerie 1846, pl. 10, fig 5, and Boullier and Laurin *in*; Alméras et al. 1997, pl. 31, fig 6) were illustrated by Minot (2007) from Pointe du Chay, Charente Maritime, France as *Terebratula subsella* Leymerie (1846) and thus appears to be well located stratigraphically in the lower Kimmeridgian (*Cymodoce* Zone, *Cymodoce* and *Achilles* subzones) of Buxeuil, Aube (Boullier and Laurin in Alméras et al. 1994, Alméras et al. 1997; Hantzpergue et al. 2004). The coincident stratigraphic position (*Cymodoce* Zone, lower Kimmeridgian) of the specimens from Point du Chay (Minot 2007) and Montfaucon (Cooper 1983; Hantzpergue et al. 2004) and those from the type region in Aube (Boullier and Laurin in Alméras et al. 1997), together with their similar morphology, convincingly point to their conspecificity.

Xestosina has usually been compared with the genus *Sellithyris* Middlemiss (1959), particularly due to their resemblance in general morphology and type of folding. Cooper (1983) and Hantzpergue et al. (2004) attribute these two genera to different families, according to detailed study of the external and internal characters, highlighting a number of differences between these two genera.

Xestosina arguta, as reviewed by Hantzpergue et al. (2004), appears to be a highly variable species with respect to its dimensional proportions, outline, shape of the anterior commissure, and folding of the shell. The outline varies considerably from oval, subpentagonal, subtriangular to circular. Shell size ranges from medium to very large; the largest specimen (50.5 mm long) attributed to this species was recorded from the Kimmeridgian of Caparateria, Portugal, by Minot (2007, p. 231). The anterior commissure varies from wide and low, to very strong, narrow and highly sulcinate. Folding also ranges from feeble and low to strong and high.

The external characters of the Algerian specimens studied herein are very similar to *Xestosina arguta* Cooper (1983) in outline, shape of the beak, slightly sulcinate anterior commissure and folding of the shell to the holotype (Cooper 1983, pl. 31, fig 7) from the upper Kimmeridgian of Monte-le-Vernois, Haute Saône, France. They are also very close to the forms from Le Havre, Cap de la Hève, Seine Inferieure, France, figured by Cooper (1983, pl. 31, figs 8–16). The Algerian shells also fit well those figured and described by Minot (2007, text-figures) from the upper Kimmeridgian of Saint-Clément-des-Baleines, Charente Maritime, France. Specimens from the upper

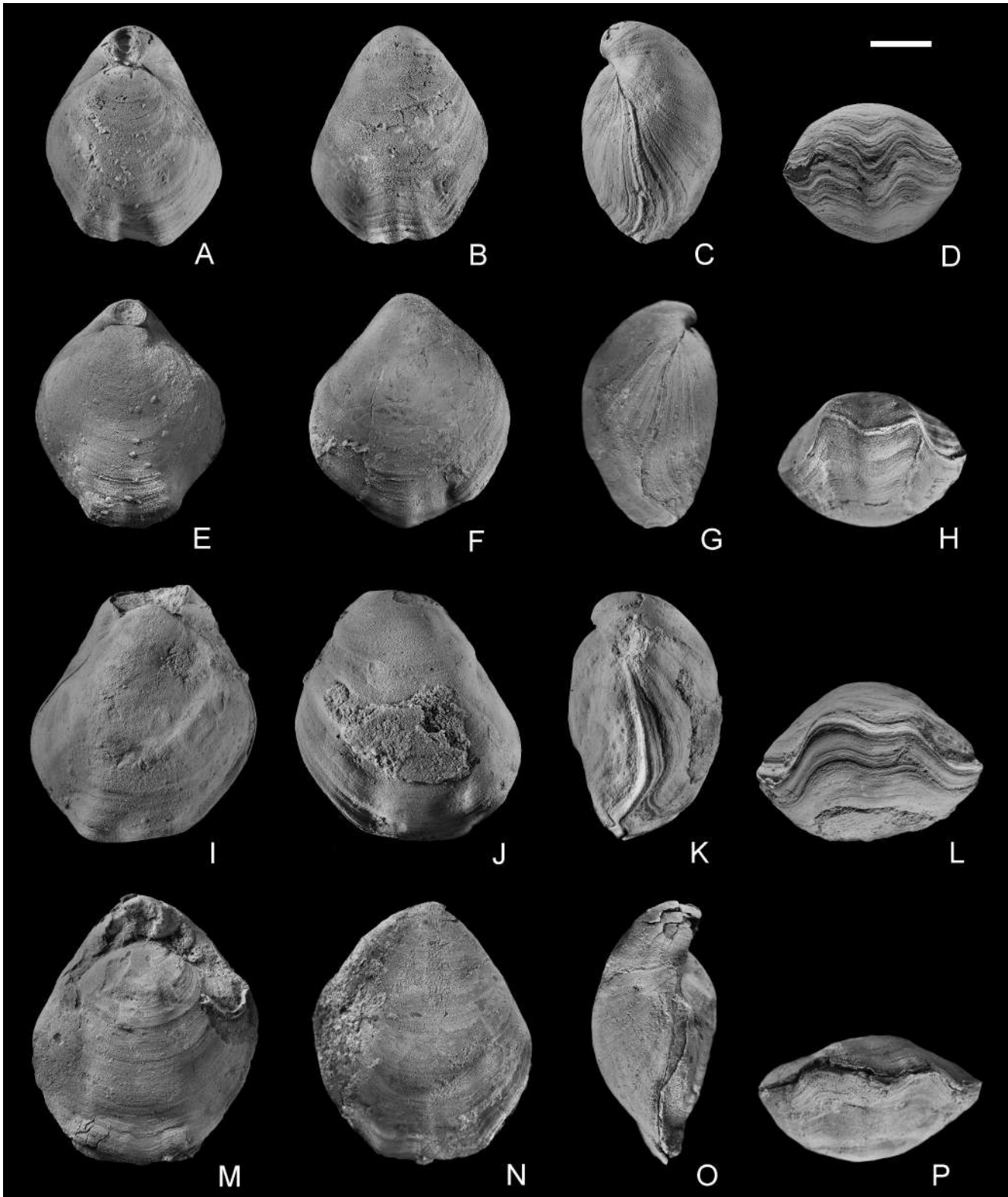


Figure 7. *Moeschia alata* (Rollet, 1972), middle Oxfordian (uppermost *Plicatilis* and *Transversarium* zones), Djebel el Beïod section, El Bayadh area, southwestern Algeria. A–D, RGF VR 107/1, sectioned specimen, dorsal, ventral, lateral, and anterior views; E–H, BDH2, dorsal, ventral, lateral, and anterior views; I–L, RGF VR 107/2, dorsal, ventral, lateral, and anterior views; M–P, BDH1, dorsal, ventral, lateral, and anterior views. Scale bar: 10 mm.

Kimmeridgian (*Eudoxus* Zone) of Seveux–Savoie, Haute-Saône, figured by Hantzpergue et al. (2004, figs 4: 13–17) differ in having a subpentagonal to subcircular outline and a higher, stronger, and narrower sulcificate anterior commissure and more strongly developed folding of the shell.

The internal morphology of the Algerian specimen (fig 10) entirely agrees with that observed and described in Cooper's excavated loop (Cooper 1983, p. 167, pl. 73, figs. 17, 18) and in Hantzpergue et al. (2004, fig 2) with illustrated serial sections. The only difference in the Algerian material is that the transverse band

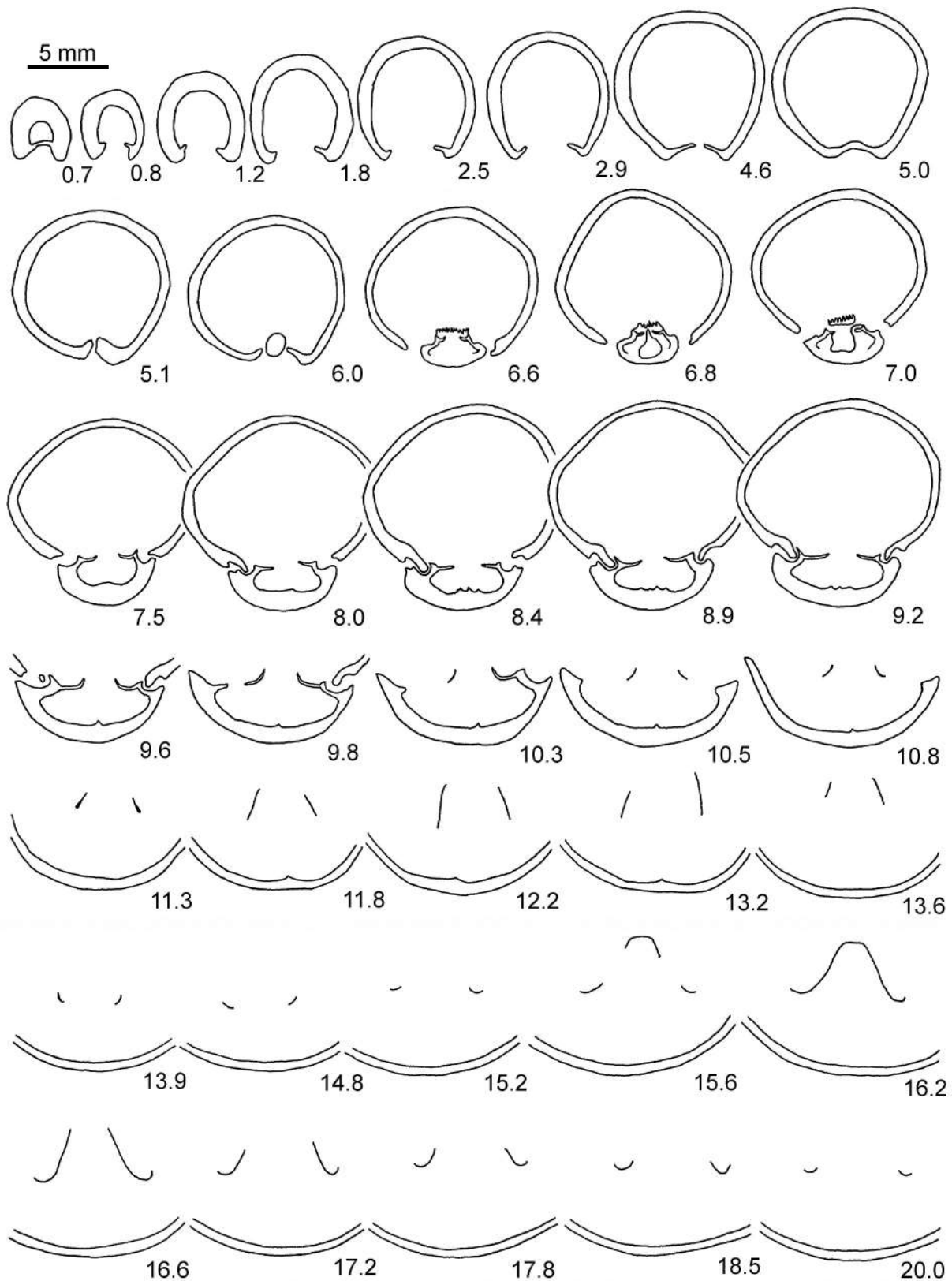


Figure 8. Transverse serial sections of *Moeschia alata* (Rollet, 1972), middle Oxfordian (uppermost *Plicatilis* and *Transversarium* zones), Djebel el Beïod section, El Bayadh area, southwestern Algeria. Original dimensions of the specimen (in mm): L = 37.3, W = 30.2, T = 24.0. Numbers refer to distance in mm from the ventral apex; specimen RGF VR 107/1.

is somewhat wider compared to Hantzpergue et al.'s (2004, fig 2). Flat transverse band and moderately long terminal points in the above mentioned forms are also noted in our sectioned specimen (fig 10).

Occurrence

Based on the synonymy list above, *Xestosina arguta* has been recorded from the Upper Kimmeridgian (*Eudoxus*-*Autissiodorensis* zones

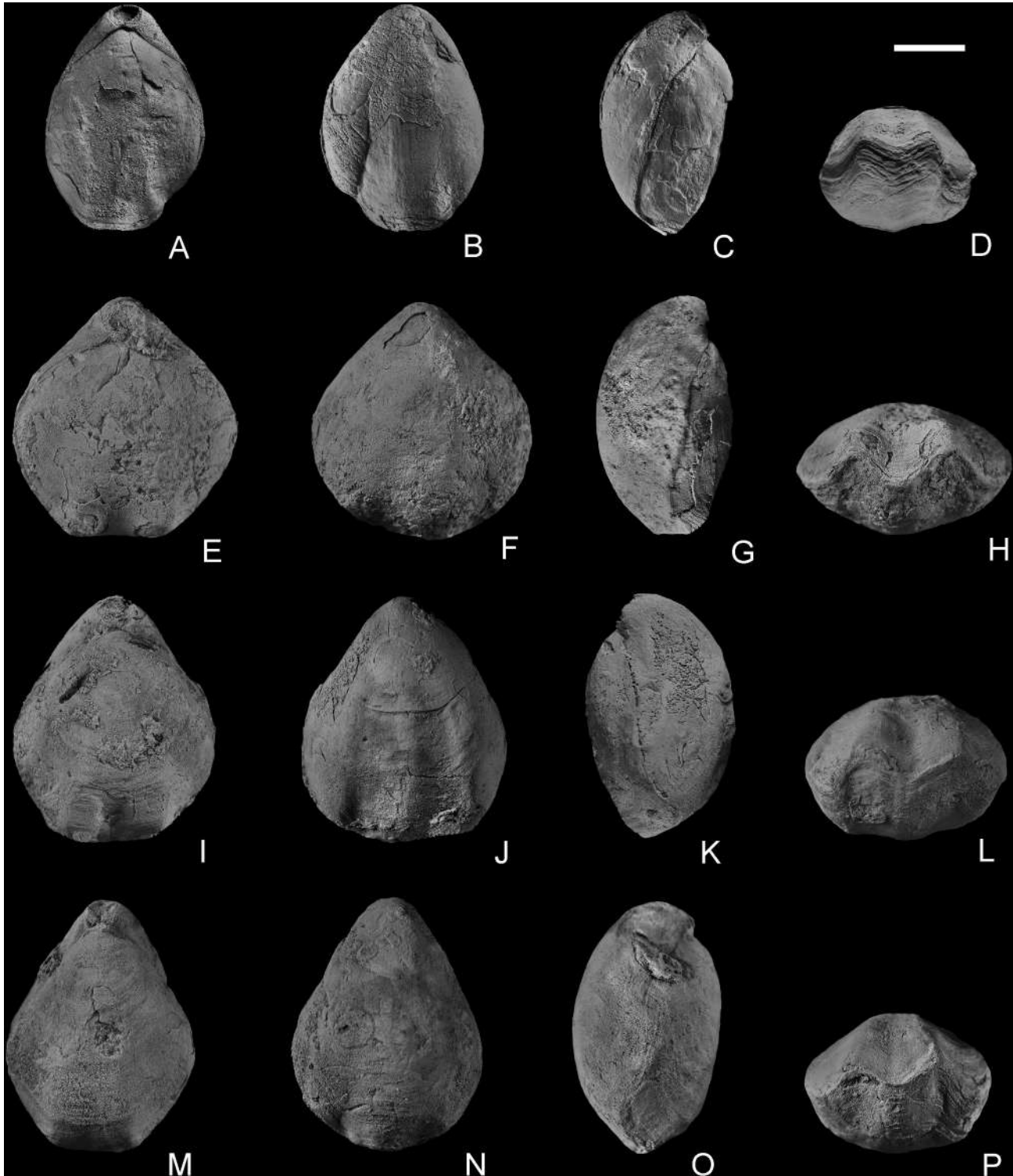


Figure 9. *Xestosina arguta* Cooper, 1983, Upper Kimmeridgian (transition from the *Eudoxus* Zone to base of the *Autissiodorensis* Zone), Djebel el Beïod section, El Bayadh area, southwestern Algeria; A–D, RGF VR 107/8, sectioned specimen, dorsal, ventral, lateral, and anterior views; E–H, BLM2, dorsal, ventral, lateral, and anterior views. I–L, BLM1, dorsal, ventral, lateral, and anterior views; M–P, BLM4, dorsal, ventral, lateral, and anterior views; Scale bar: 10 mm.

transition) of France (Paris Basin: Normandy, Seine Maritime, Haute Saône, Lorraine, Jura, Burgundy, Cher, Berry, Quercy), southwestern Portugal (*Carrapateira*), and southwestern Algeria (this study). The species is recorded from the upper Kimmeridgian rocks of Algeria for the first time.

Stratigraphic implication

Because of the absence of paleontological data previous studies in this area did not allow precise biostratigraphic subdivision the Upper Jurassic deposits (Cornet 1952; Abed 1982; Regagba 2006). Their subdivisions are thus entirely based on

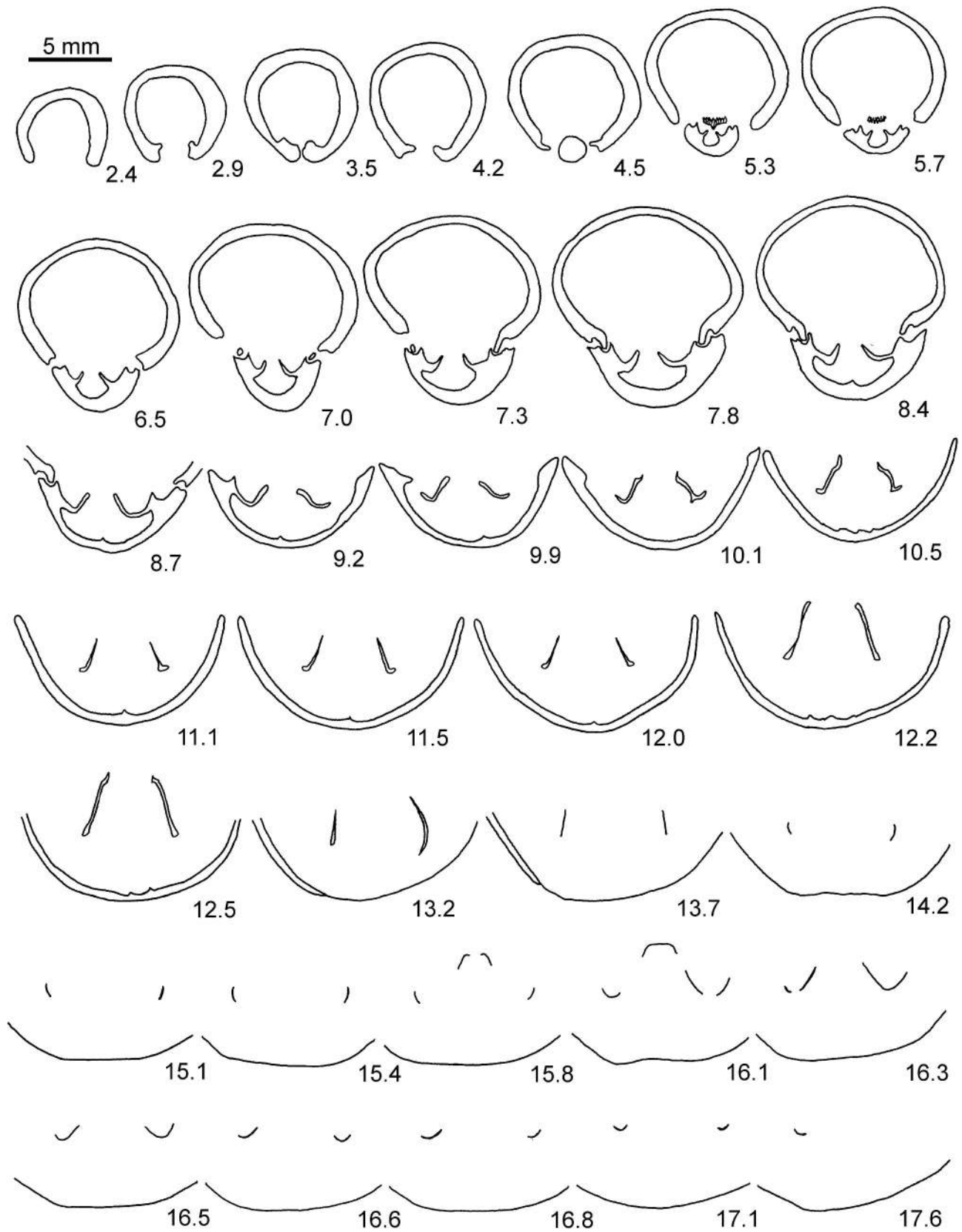


Figure 10. Transverse serial sections of *Xestosina arguta* Cooper, 1983, Upper Kimmeridgian (transition from the Eudoxus Zone to base of the *Autissiodorensis* Zone), Djebel el Beïod section, El Bayadh area, southwestern Algeria. Original dimensions of the specimen (in mm): L = 36.0, W = 25.9, T = 20.8. Numbers refer to distance in mm from the ventral apex; specimen RGF VR 107/8.

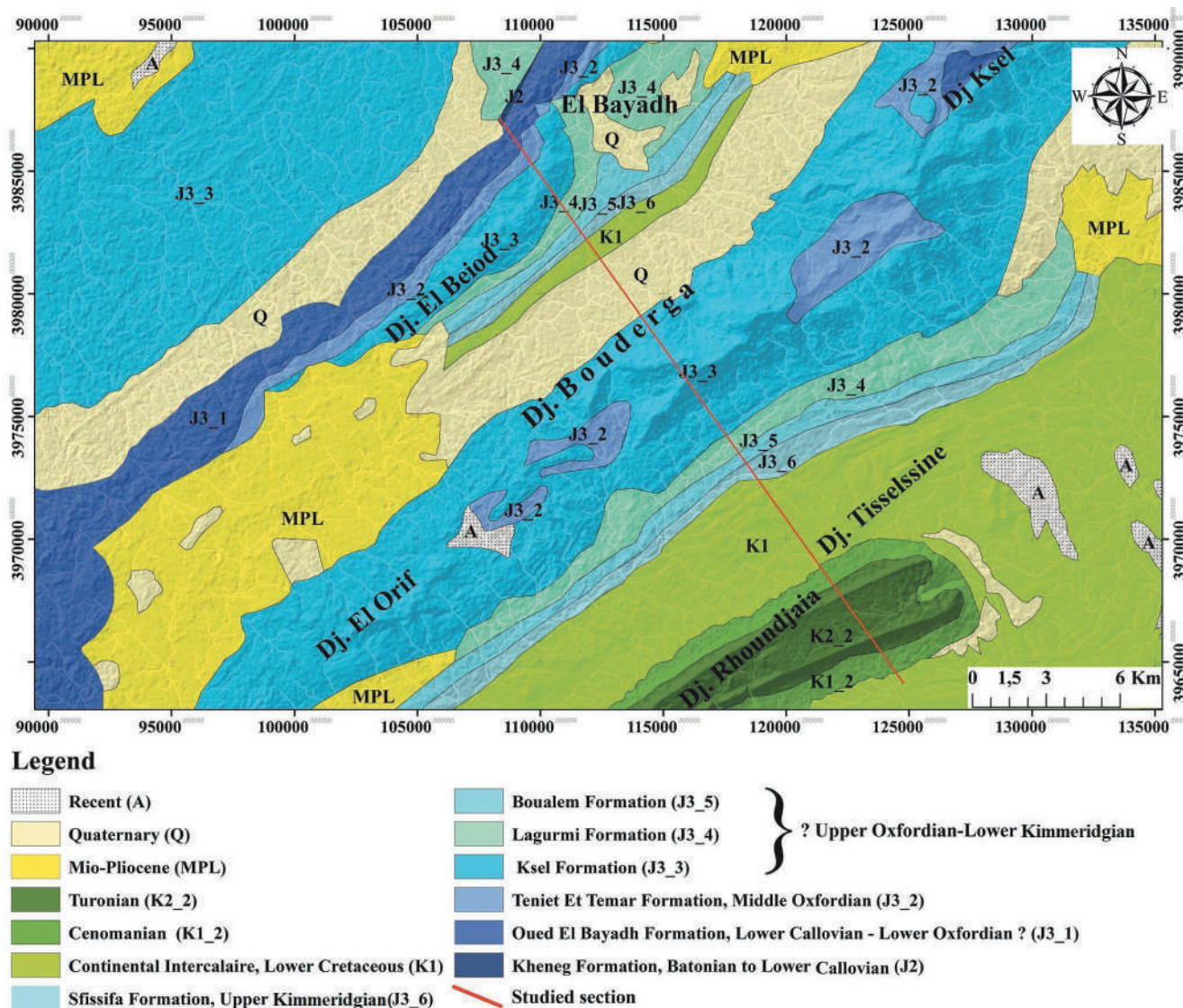


Figure 11. Revised geological map 1:200 000 of the El Bayadh area (Cornet 1952) according to the new litho-biostratigraphic data of this work.

lithostratigraphy and vary from author to author (Table 3). The biostratigraphic implications of the brachiopods in the present study allow us to date the investigated section with confidence as middle Oxfordian to lower Kimmeridgian, and, consequently, to modify the geological map of the area (Figures 10–11).

Theniet Et-Temar Formation

This formation was named “calcaire blue Formation” and dated as Kimmeridgian age by Cornet (1952). Abed (1982) named this formation as “Calcaires à polypiers de l’Azreg”, dated as lower Kimmeridgian in age. Regagba (2006) tentatively attributed this formation to the upper Oxfordian to lower Kimmeridgian age, but without any paleontological arguments. Particularly the foraminifera *Alveosepta jaccardi* has an immense practical use for age dating and biostratigraphy and indicates an age of late Oxfordian to early Kimmeridgian (Bassoulet 1997; Bucur and Sasaran 2005). The finding of this species in combination with the presence of *Moeschia alata* allows us to assign a middle Oxfordian age (uppermost *Plicatilis* and *Transversarium* zones) for this formation.

Ksel formation

This formation was named by Cornet (1952) as ‘grès massif’ and he assigned it as Lower Cretaceous in age. Abed (1982) subdivided this succession into three formations, from bottom to top, ‘zone intermédiaire’, ‘Grès massif de Seklafa’, and ‘Grès et des argiles rouges de kourdan’, and assumed a lower Kimmeridgian age. The Ksel Formation is equivalent to the three formations of Abed (1982). Regagba (2006) adopted the nomenclature of Bassoulet (1973) and named it ‘Formation d’Aïssa’ and assigned it an Upper Jurassic age.

Laguermi formation

It was termed as the Valanginian Marno-calcaires Formation by Cornet (1952) and is equivalent to the lower part of the Valanginien-Hauterivian Tiloula Formation of Bassoulet (1973) and Regagba (2006). This formation was named as the ‘Série de Laghouat’ by Abed (1982) and dated as upper Kimmeridgian.

Boualem formation

This formation is equivalent to the Hauterivian ‘Grès chenalisés’ Formation of Cornet (1952), the upper part of the Valanginien-

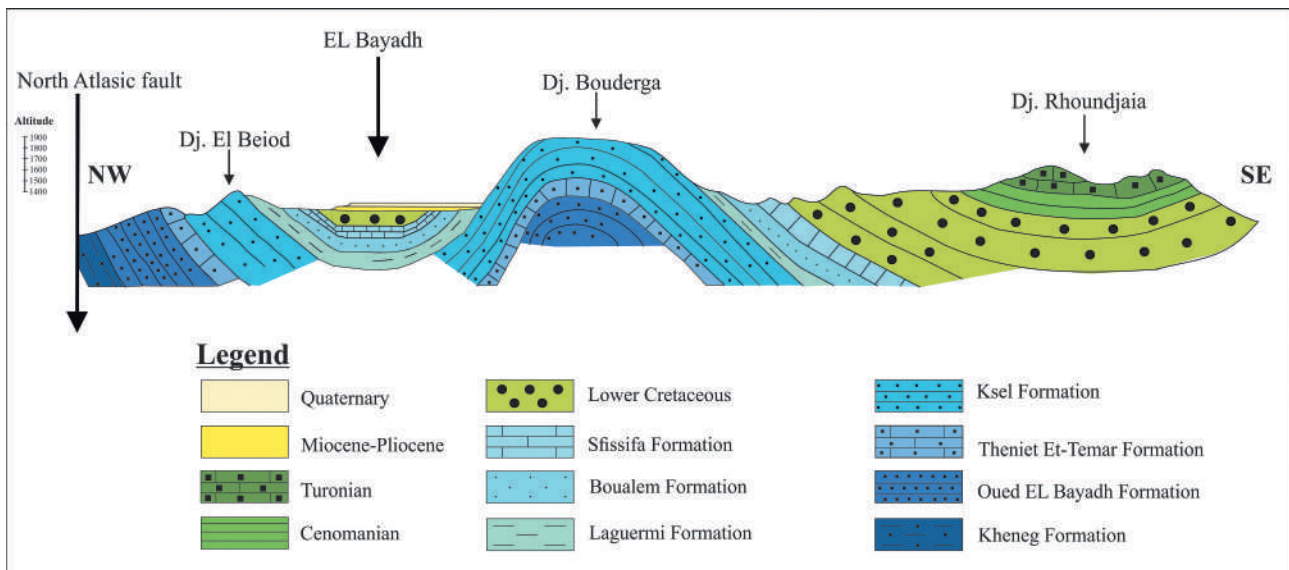


Figure 12. NW-SE cross section from geological map 1/200 000 of Bayadh, modified according to the new proposal and introduced middle Oxfordian-upper Kimmeridgian formations from the El Biod section (Central Saharan Atlas, El Bayadh, Algeria); position see fig. 9 (geological map).

Hauterivian Tiloula Formation (Bassoulet 1973; Regagba 2006), and the upper Kimmeridgian ‘Grés de chenaux de Taouiala’ (Abed 1982).

Sfisifa formation

It is equivalent to the Hauterivian ‘argilo-calcaire’ by Cornet (1952), to the upper part of the Valanginien-Hauterivian Tiloula Formation (Bassoulet 1973; Regagba 2006), and to the Portlandian-Berriasian ‘Série d’Ain Rich’ of Abed (1982). The identification of *Xestosina arguta* in the present paper allows us to give a late Kimmeridgian (transition from *Eudoxus* Zone to basal *Autissiodorensis* Zone) age for the Sfisifa Formation.

Palaebiogeographic remarks

Brachiopods are marine benthic organisms with brief planktonic larval stage, sensitive to environmental distribution factors and show wide biogeographic distribution often spreading across continents and faunal provinces but are restricted to narrow temporal ranges (Mukherjee 2017).

The brachiopod *Lacunosella (Lacunosella) arolica* is firstly reported from the early Oxfordian (upper part of the *Cardatum* Zone) of Poland (Wiśniewska 1932), and after that from the middle to late Oxfordian in the western European realm (e.g., Spain, France, Germany, Switzerland), clearly demonstrated that this species spread westward, and then southwardly (Algeria).

Table 1. Measurements (in mm) and ratios of *Moeschia alata* (Rollet, 1972).

Specimen	L	W	T	W/L	T/L	T/W	Remarks
RGF VR 107/1	37.3	30.2	24.0	0.81	0.64	0.79	Figure 7(a-d), sectioned
RGF VR 107/2	43.5	37.4	27.2	0.86	0.62	0.73	Figure 7(i-l)
BDH1	45.0	39.2	21.4	0.87	0.47	0.54	Figure 7(m-p)
BDH2	39.2	32.4	23.2	0.83	0.59	0.71	Figure 7(e-h)
BDH3	36.2	33.0	20.7	0.91	0.57	0.63	
BDH4	37.2	30.7	21.6	0.82	0.58	0.70	
BDH5	37.3	31.5	22.7	0.84	0.60	0.72	
BDH6	35.8	29.3	18.2	0.82	0.50	0.62	
BDH7	41.2	35.5	20.6	0.86	0.50	0.58	
Range	35.8–45.0	30.2–37.4	18.2–27.2	0.81–0.91	0.47–0.64	0.54–0.79	
Mean	39.18	32.13	22.17	0.85	0.56	0.67	

Table 2. Measurements (in mm) and ratios of *Xestosina arguta* (Cooper, 1983).

Specimen	L	W	T	W/L	T/L	T/W	Remarks
RGF VR 107/6	33.1	24.3	18.6	0.73	0.56	0.76	
RGF VR 107/7	35.8	33.3	18.3	0.93	0.51	0.55	
RGF VR 107/8	36.0	25.9	20.8	0.72	0.58	0.80	Figure 9(a-d), sectioned
BLM1	38.8	32.1	23.2	0.83	0.60	0.72	Figure 9(i-l)
BLM2	37.7	35.2	22.0	0.93	0.58	0.62	Figure 9(e-h)
BLM3	35.2	28.7	21.2	0.81	0.60	0.74	
BLM4	40.5	30.0	23.6	0.74	0.58	0.79	Figure 9(m-p)
BLM5	33.1	26.0	19.3	0.78	0.58	0.74	
BLM6	33.2	25.5	16.2	0.77	0.49	0.63	
Range	33.1–40.5	24.3–35.2	16.2–23.6	0.72–0.93	0.49–0.60	0.55–0.80	
Mean	33.93	29.0	20.35	0.80	0.56	0.70	

Table 3. Stratigraphic subdivision of Western, Central and Eastern Saharan Atlas.

Lithology	Subdivisions (Cornet 1952)			Subdivisions (Abed 1982)			Subdivisions (Regagba 2006)			This Work	
	Age	Series	Formation	Age	Formation	Age	Formation	Age	Formation	Age	Age
The Lower Cretaceous Argilo-Calcaire (40 m)	Hauterivian	The Lower Cretaceous Série d'Ain Rich	Calcaires oolithiques du Zerga Marnes à gypses de Taoulala	Portlandian-Berriasian	The Lower Cretaceous Formation de Tiloula	Valanginian/Hauterivian	The Lower Cretaceous Sfsisifa Formation	upper Kimmeridgian			
Grès chenalisé (120 m)		Série de Laghouat	Grès de chenaux de Taouiala	upper Kimmeridgian			Boualem Formation	? upper Oxfordian To			
Marno-Calcaire (170 m)	Valanginian		Calcaires en plaquettes Calcaires massifs Marnes à gypses Calcaires lumachéliques				Laguermi Formation	lower Kimmeridgian			
Grès massif (300 m)	Lower Cretaceous	Série de Brézina	Grès et des argiles rouges de kourdan Grès massif de seklafa Zone intermédiaire	lower Kimmeridgian	Formation d'Aïssa	Upper Jurassic	Ksel Formation				
Calcaie Blue (70 m)	Kimmeridgian		Calcaires à polyptiers de l'Azreg				Teniet Et- Temar Formation	middle Oxfordian			
Alternance de grès, de dolomie et d'argilites	Callovian to Oxfordian_	Série d'El-Bayadh	Grès et dolomies de kerakda	Callovian to Oxfordian	Formation de Teniet Et -Tamar Formation de Djara	upper Oxfordian to lower Kimmeridgian Callovian to Oxfordian	Oued El Bayadh Formation	lower Callovian To			
Alternance d'argilites, de grès et de calcaires argileux noirs	Bajocian to Bathonian		Argiles siltueuses de l'Aouidja	? Bathonian	Formation de Teniet El Kelakh	lower Bathonian to lower Callovian	Kheneg Formation	lower Oxfordian Bathonian To lower Callovian			

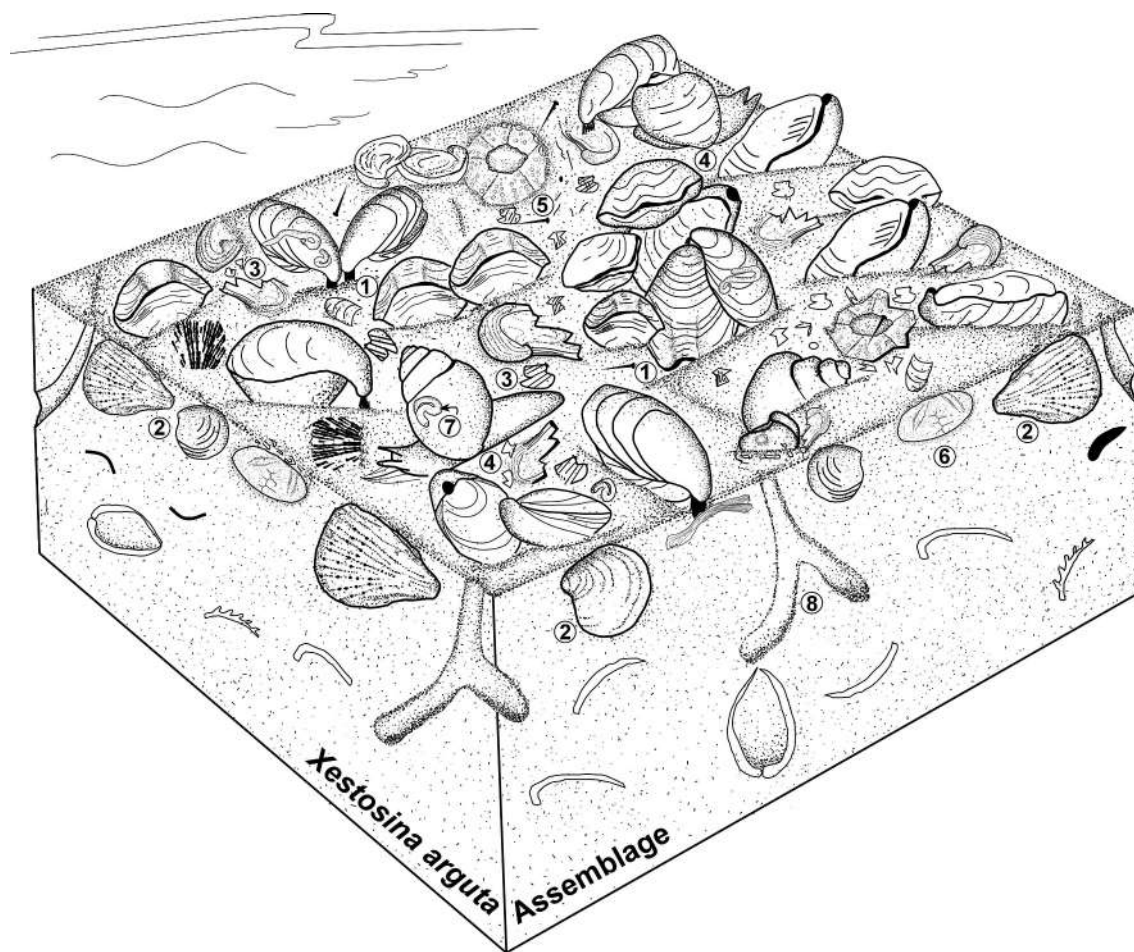


Figure 13. Reconstruction of the upper Kimmeridgian *Xestosina arguta* assemblage. 1. Brachiopod (*Xestosina arguta* Cooper 1983), 2. shallow infaunal heterodont bivalves (Cardiidae, Arcticiidae), 3. disarticulated and highly fragmented oysters, 4. Gastropods (Ampullinidae), 5. fragmented regular echinoid, 6. irregular echinoid(?Clypeidae), 7. serpulids, 8. trace fossils *Thalassinoides*.

In addition, *Xestosina arguta* Cooper (1983) has been recorded from the Upper Kimmeridgian (*Eudoxus-Autissiodorensis* zones transition) of France and Portugal. Therefore, the finding of these two species in the Oxfordian-Kimmeridgian rocks of Algeria for first time indicates that these deposits belong to the European Faunal Province. Although the brachiopod *Moeschia alata* (Rollet 1972) is known from the European Province (middle Oxfordian of France, Spain, Romania), it has been also recorded from Callovian-Oxfordian of east-central Iran (Mukherjee and Fürsich 2014), which was part of European plate during the Middle Jurassic (Adabi and Ager 1997).

The brachiopod *Striithyris somaliensis* Muir-Wood has been recorded from the upper Callovian of southern Tunisia (Dubar 1967; Énay et al 2002), central Saudi Arabia (Alm eras 1987, p. 190; Alm eras et al. 2010, p. 70) and from the Oxfordian (Argovian) of Somalia (Muir-Wood 1935, p. 129). These records indicate that this species migrated along the northern margin of Gondwana towards the south, i.e. along its eastern shores. Therefore, the Late Jurassic brachiopods of Algeria are probably belong to the Ethiopian Faunal Province. According to Arias (2008), the similarities between the faunal elements of the north-eastern Tethys and western Europe during the Middle Jurassic indicate dispersal from east to west with a clockwise circulation of the ocean current system in the northern hemisphere. Similarly, the macrofauna of the southern hemisphere may have migrated from the northern Ethiopian Province toward the south (East Africa,

India and Madagascar; Abdelhady and F ursich 2015). During the Lower Cretaceous, Radulovi c et al. (2019, p. 23, Figure 13) noted also that the distribution of Aptian-Albian bivalves was influenced by east-west directed currents. According to Sarfi and Yazdi-Moghadam (2016), the constrained age of Late Oxfordian to Early Kimmeridgian coincides with the early stages of the Paratethys development, which was still in connection with neighbouring areas such as the western Tethys and the Mediterranean realm. The presence of a marine connection between northern and southern Tethys during Late Jurassic facilitated brachiopods to migrate between these two areas.

Paleoecological remarks

The brachiopod assemblage in the middle Oxfordian Theniet Et-Temar Formation is dominated by *Lacunosella (Lacunosella) arollica* (Oppel and Waagen 1866) and *Moeschia alata* (Rollet 1972). The most common trace fossils are *Thalassinoides* and *Rhizocorallium*. This assemblage occurs in dark grey to black marls with spherical limestone intercalations and scattered pyrites. All collected brachiopods are also dark in colour. During preparation of the specimens for stable isotope analysis we noted that the specimens were infilled with the same sediments that enclosed them. The low diversity and high abundance of the brachiopod fauna indicate strange environment (eg: low oxygenation, low

and high salinity, increasing of temperature). This brachiopod level will be discussed in details based on stable isotope and chemical analyses in an upcoming paper.

The upper Kimmeridgian Sfisifa Formation is dominated by the brachiopod species *Xestosina argute* Cooper (1983), whereas bivalves, gastropods, and echinoids are subordinates. The most common trace fossils are well-preserved *Thalassinoides*. Oysters occur also in the *Xestosina arguta* assemblage, but they are disarticulated and highly fragmented. All brachiopods are articulated, preserved with their original calcitic shell, are more or less of the same size, and stacked as densely packed shells (clusters) in some parts of substrate and randomly scattered in others (Figure 13). They are occasionally found in life position with oyster and serpulid encrustations. Aragonitic faunal elements, such as shallow infaunal bivalves and epifaunal gastropods, are preserved as internal moulds. With respect to life habits, the assemblage is dominated by the epifaunal brachiopods (fixed by pedicles), followed by mobile bottom grazers (regular echinoids) and gastropods (Ampullinidae). The shallow-infaunal elements, which are represented by small heterodont bivalves and irregular echinoids (?Clypeidae), are distinctly less abundant than epifaunal ones. Deep burrowing faunal elements are absent. Concerning the feeding modes, suspension feeders strongly dominated, followed by deposit feeders. The *Xestosina arguta* assemblage was found in yellowish-green, moderately indurated marls.

The abundance of stenohaline brachiopods and echinoids in the *Xestosina arguta* assemblage indicates that the organisms lived in a fully marine environment. According to (Ager and Sun 1988), the majority of Mesozoic brachiopods lived in shallow waters, fixed by pedicle, their rate of migration was slow and their geographical distribution was closely controlled by shallow water marine connections and the nature of the substrate. The distribution of life habits is largely controlled by the adaptation to different environments, firmness, and stability of substrate (Ager 1965; Ayoub-Hannaa and Fürsich 2012). All brachiopods, which have been collected from the upper Kimmeridgian Sfisifa Formation, have relatively large, labiate and circular permesothyrid foramen, which indicates that they lived attached by their pedicles permanently to comparatively firm substrate or shell fragments (e.g. oysters, echinoids, or other brachiopods). However, the presence of *Thalassinoides*, burrows of irregular echinoids, and shallow infaunal heterodont bivalves suggests that the substrate was not very hard but soft enough for these shallow-infaunal organisms. The low diversity of this assemblage, combined with the high abundance of brachiopods, probably indicate certain stress conditions (see Fürsich et al. 2001). The latter is confirmed by the presence of some disoriented brachiopods (built coquinas in some parts) and highly fragmented oysters, which are probably due to reworking by currents. However, because of the strong dominance of suspension feeders, water energy must have been sufficient enough to keep food particles in suspension, thereby the brachiopods and other organisms can feed. According to Fürsich et al. (2004), intermediate energy levels often exhibit signs of winnowing, but not for large-scale transport or mixing with other faunas from neighboring habitats. Therefore, the assemblage is probably para-autochthonous, formed by in-situ reworking and winnowing by currents. The presence of oyster and serpulid encrustations on the pedical valves of some brachiopods indicates a long residence on the substrate and low rates of sedimentation. The lacking of deep burrowing organisms was probably due to less favorable oxygen levels within the

bottom sediments or due to low concentrations of particulate organic matter within the sediments.

Conclusions

- (1) About 700 m of section in the El Bayadh Area, Central Saharan Atlas, Algeria was measured and described.
- (2) The section exposes mixed siliclastic-carbonate rocks that have been subdivided into five new formations, which are arranged from base to top as: the Theniet Et-Temar Formation (70 m-thick), the Ksel Formation (300 m-thick), the Laguremi Formation (170 m-thick), the Boualem Formation (120 m-thick), and the Sfisifa Formation (40 m-thick).
- (3) During the Upper Jurassic, the Central Saharan Atlas is characterized by (transgressive-regressive cycles), the first transgressive cycle in middle Oxfordian age, the second is in upper Kimmeridgian age. Between the two transgressive cycles, the study area was marked by a regressive cycle attested by the presence of dinosaur footprints.
- (4) The brachiopod species *Lacunosella (Lacunosella) arolica* (Oppel, 1866) and *Moeshia alata* (Rollet 1972) from the first level and *Xestosina arguta* (Cooper 1983) from the second level have been reported for the first time not only from Algeria but also from Africa.
- (5) Based on the identified brachiopod species, the lower Theniet Et-Temar Formation is assigned to a middle Oxfordian age, while the upper Sfisifa Formation is Upper Kimmeridgian in age. The previously assigned tentative Kimmeridgian to Hauterivian age is incorrect.
- (6) The strata between the two brachiopod levels are barren except for dinosaur footprints, which have no biostratigraphic value. According to the identified brachiopods, this succession is Jurassic in age, and attributed to the upper Oxfordian-lower Kimmeridgian, and is not of Cretaceous age. During the Upper Jurassic, the distribution of brachiopod taxa has probably been influenced by east-west and east-south migration in connection with the prevailing current patterns in the Tethys. The latter is confirmed by the brachiopod *Lacunosella (Lacunosella) arolica*.
- (7) Based on biogeographic distribution of the identified brachiopods indicates the Oxfordian-Kimmeridgian deposits of Algeria
- (8) belong to the European Province and probably to the Ethiopian Province. Paleocological and taphonomical data suggests that the brachiopod *Xestosina arguta* and the associated fauna lived in shallow water marine environment and are probably paraautochthonous, formed by in-situ reworking and winnowing by currents.

Acknowledgments

We are very grateful to the reviewers Michael R. Sandy, Bujtor László, and an anonymous reviewer for their very helpful and constructive remarks. We are also grateful to Diego A. García-Ramos (University of Vienna) for helpful suggestions and for providing literature. We also would like to thank Dr. Roukh Zine el Abidine (Oran 2 university) for help. The research was supported both by the Algerian Ministry of Higher Education and Scientific Research (Programme National Exceptionnel-PNE 2019-2020) (to CYM) and by the Ministry of Education, Science and Technological Development of the Republic of Serbia, Project No. 176015 (grant to BVR).

Disclosure statement

No potential conflict of interest was reported by the authors.

ORCID

Chikh Younes Mahboubi  <http://orcid.org/0000-0002-5276-7970>
 Abdelkader Ouali Mehadji  <http://orcid.org/0000-0003-2093-4700>
 Axel Munnecke  <http://orcid.org/0000-0002-6898-1082>

References

- Abdelhady AA, Fürsich FT. 2015. Palaeobiogeography of the Bajocian–Oxfordian macrofauna of Gebel Maghara (North Sinai, Egypt): implications for eustasy and basin topography. *Palaeogeogr Palaeoclimatol Palaeoecol.* 417:261–273. doi:10.1016/j.palaeo.2014.10.042.
- Abed S. 1982. Lithostratigraphie et sédimentologie du Jurassique moyen et supérieur du Djebel Amour (Atlas saharien central, Algérie). Thèse de Doctorat 3ème cycle, Université de Pau; p.239.
- Adabi MH, Ager DV. 1997. Upper Jurassic brachiopods from North-East of Iran. *Palaeontology.* 40:767–775.
- Ager DV. 1965. Mesozoic and Cenozoic Rhynchonellacea. In: Moore RC, editor. *Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H. Brachiopoda 2.* Boulder/Lawrence: The Geological Society of America and University of Kansas Press; p. H597–H624.
- Ager DV, Sun DL. 1988. Distribution of Mesozoic brachiopods on the northern and southern shores of Tethys. *Palaeontol Cathayana.* 4:23–51
- Almérás Y. 1971. Les Terebratulidae du Dogger dans le mâconnais, le Mont d'Or lyonnais et le Jura méridional. Étude systématique et biostratigraphique. Rapports avec la paléocologie. *Doc Lab Géol Fac Sci Lyon.* 39:1–690.
- Almérás Y. 1987. Brachiopodes du Lias et du Dogger: biostratigraphie et paléontologie, in ENAY R. (ed.), *Le Jurassique d'Arabie Saoudite centrale.* *Geobios MS* 9:161–219.
- Almérás Y, Boullier A, Laurin B. 1997. Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. In: Cariou E, Hantzpergue P, editors. *Groupe Français d'Études du Jurassique, Bull Centres Rech Explor-Prod Elf-Aquitaine France.* Vol. 17; p. 1–440. (Brachiopodes. 169–195).
- Almérás Y, Boullier A, Laurin B. 1990. Les zones de brachiopodes du Jurassique en France. *Ann Sci Univ Besançon Géol.* 4(10):3–30.
- Almérás Y, Boullier A, Laurin B. 1994. La zonation du Jurassique Français par les Brachiopodes: Limites de résolution. *Geobios.* Vol. 27; p. 69–77 doi:10.1016/S0016-6995(94)80126-6
- Almérás Y, Cougnon M, Énay R, Mangold C. 2010. Brachiopodes du Jurassique inférieur et moyen d'Arabie Saoudite centrale. Paléontologie, biostratigraphie et paléoenvironnements, échelles chronostratigraphiques. *Documents des Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon no.* 168:1–247.
- Almérás Y, Fauré P. 2008. Les Brachiopodes du Jurassique moyen sur la marge sud de la Téthys occidentale (Maroc, Algérie occidentale). *Paléontologie et Echelles chronostratigraphiques.* *Rev Paléobiol.* 27(2):575–857.
- Arias C. 2008. Palaeoceanography and biogeography in the Early Jurassic Panthalassa and Tethys Oceans. *Gond Res.* 14(3):306–315. doi:10.1016/j.gr.2008.03.004.
- Atrops F, Benest M. 1984. Les formations du jurassique supérieur du Bou Rheddou au Nord de Tiaret (Bordure sud-Tellienne, Algérie): âge et milieux de dépôt. *Geobios.* 17(2):207–219. doi:10.1016/S0016-6995(84)80143-6.
- Ayoub-Hannaa W, Fürsich FT. 2012. Palaeoecology and environmental significance of benthic associations from the Cenomanian–Turonian of eastern Sinai, Egypt. *Beringeria.* 42:93–138.
- Barczyk W. 1969. Upper Jurassic terebratulids from the Mesozoic border of the Holy Cross Mountains in Poland. *Prace Muz Ziemi.* 14:3–82.
- Bassoulet JP. 1973. Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). Thèse Sci Nat Paris. VI:497.
- Bassoulet J. 1997. Les grands foraminifères. Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et Méditerranéen: zonations parallèles et distribution et microfossiles. *Bull Centres Rech Explor-Prod Elf-Aquitaine Mém.* 17:293–304.
- Bessedik M, Mahboubi M, Mammeri C, Belkebir L. 2020. Les restes de dinosaures et leurs traces en Algérie. *Mém Bull Serv Géol Nat Algérie.* 21:19–28.
- Bessedik M, Mammeri C, Belkebir L, Mahboubi M, Adaci M, Hebib H, Bensalah M, Mansour B, Mansouri MH. 2008. Nouvelles données sur les ichnites de dinosaures de la région d'El Bayadh (Crétacé inférieur, Algérie). *Palaeovertebrata.* 36(1–4):7–35. doi:10.18563/pv.36.1-4-7-35.
- Blakey R. 2010. Mollweide plate tectonic maps (Early Jurassic 200 Ma). <http://www.scotese.com/late1.htm>
- Boullier A. 1976. Les Térébratulidés de l'Oxfordien du Jura et de la bordure Sud du Bassin de Paris. *Ann Sci Univ Besançon Géol.* 27:1–457.
- Boullier A. 1981. Les faunes de brachiopodes de l'Oxfordien Moyen du Jura. *Ann Sci Univ Besançon Géol.* 3:21–31. Sér.4.
- Boullier A, Filippi R. 2012. Distribution des assemblages de brachiopodes dans l'Oxfordien du centre de la France. *Carnets de Géologie [Notebooks on Geology] France.* Article 2012/01 (CG2012-A01).
- Bucur II, Sasaran E. 2005. Micropaleontological assemblages from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous deposits of Trascău Mountains and their biostratigraphic significance. *Acta Paleontol Roman.* 5:27–38.
- Cherif A, Benyoucef M, Ferré B, Benhamou M. 2018. Etude sédimentologique et ichnologique de la Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans les monts de Frennda (Algérie nord-occidentale). *Revue de Paléobiologie.* Genève. 37:121–135.
- Childs A. 1969. Upper Jurassic rhynchonellid brachiopods from Northwestern Europe. *Brit Mus (Natural History) Bull (Geol).* 6:1–119.
- Choffat P. 1878. Esquisse du Callovien et de l'Oxfordien dans le Jura occidental et le Jura méridional, suivie d'un supplément aux couches à *Ammonites acanthicus* dans le Jura occidental. *Mém Soc Emul Dép Doubs.* 3:79–219. Sér.5.
- Énay R. 1966. L'Oxfordien dans la moitié sud du Jura français. *Etude stratigraphique.* *N Arch Mus Hist Nat Lyon.* 8:1–624.
- Énay R, El Ami K, Soussi M, Mangold C, Hantzpergue P. 2002. Un Pachyerymocereras arabe dans le Callovien supérieur du Dahar (Sud tunisien), nouvel élément de datation du membre Ghomrassène (formation Tataouine); corrélations avec l'Arabie Saoudite et le Moyen-Orient. *Comptes Rendus Geoscience,* 334(16), 1157–1167. [https://doi.org/10.1016/s1631-0713\(02\)01867-9](https://doi.org/10.1016/s1631-0713(02)01867-9)
- Colás J. 2018. Callovian and Oxfordian brachiopod assemblages at the Sierra de Albarracín area (Central Sector of the Iberian Range). Field trip: paleozoic and Mesozoic brachiopods of east Spain. 8th International Brachiopod Congress, Milano; p. 1–11.
- Cooper GA. 1959. Genera of Tertiary and Recent rhynchonelloid brachiopods. *Smithson Misc Collect.* 139(5):1–90.
- Cooper GA. 1983. The Terebratulacea (Brachiopoda), Triassic to Recent: A study of the brachidia (loops). *Smithson Contr Paleobiol.* 50:1–445.
- Cornet A. 1952. L'Atlas saharien Sud-Oranais. 19^{ème} Géol. Intern. Alger Monograph Région Sér 1. 12:1–51.
- Courville P, Boullier A. 2014. Les brachiopodes des “Calcaires et marnes à Spongiaires” (Oxfordien Moyen pp. – oxfordien Supérieur pp.) du Sud-Est du Bassin parisien (France). *Foss hors-série.* 5:49–54.
- Croft WN. 1959. A parallel grinding instrument for the investigation of fossils by serial sections. *J Paleont.* 24:693–698.
- Dubar G. 1967. Brachiopodes Jurassiques du Sahara Tunisien. *Annales De Paléontol.* 53:1–71.
- Duméril AMC. 1806. *Zoologie analytique ou méthode naturelle de classification des animaux.* Paris: Allais; p. xxiv+344.
- Dzik J. 1979. Some terebratulid populations from the Lower Kimmeridgian of Poland and their relations to the biotic environment. *Acta Paleont Polonica* 24 (4):p. 473–492.
- El-Asa'ad GM. 1989. Callovian colonial corals from the Tuwaiq Mountain Limestone of Saudi Arabia. *Palaeontol Assoc Lond.* 32(3):675–684.
- Ficheur E. 1889. Géologie de l'Ouarsenis: sur la présence de *Terebratula diphya* dans l'Oxfordien supérieur. Association française pour l'avancement des Sciences. Congrès de Paris, séance du 10 Aout 1889 (Paris); p. 1–16.
- Ficheur E. 1891. Sur la situation des couches *Terebratula diphya* l'Oxfordien supérieur de l'Ouarsenis. *Bull Soc Géol France Sér 3.* 19:554–564.
- Flamand GBM. 1911. Recherches géologiques et géographiques sur les hauts pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoires du sud). Thèse Scie Lyon. 1001:157. n° 47 et A. Rey. Edit.
- Fürsich FT, Berndt R, Scheuer T, Gahr M. 2001. Comparative ecological analysis of Toarcian (Lower Jurassic) benthic faunas from southern France and east-central Spain. *Lethaia.* 43:169–199.
- Fürsich FT, Oschmann W, Pandey DK, Jaitly AK, Singh IB, Liu C. 2004. Palaeoecology of middle to lower Upper Jurassic macrofaunas of the Kachchh Basin, western India: an overview. *J Paleont Soc India.* 49:1–26.
- Ghali M. 1984. Le jurassique supérieur et le Crétacé basal des Monts de Saïda et de Tiaret-Frennda: stratigraphie et milieux de dépôt (Oranie, Algérie). Thèse de 3ème cycle. Sciences, Géologie des ensembles sédimentaires, Université Lyon 1, p.131.
- Girardot A. 1896. *Études géologiques sur la Franche-Comté septentrionale. Le système oolitique.* Paris: Libr Sci générales edi; p. 416.
- Grădinaru E, Bărbulescu A. 1994. Upper Jurassic brachiopod faunas of Central and North Dobrogea (Romania): biostratigraphy. *Paleoecol Paleobiogeog Jb Geol Bund.* 137(1):43–84.

- Haas J. 1893. Kritische Beiträge zur Kenntnis der jurassischen Brachiopodenfauna des schweizerischen Jura Gebirges und seiner angrenzenden Landesteile. 3. Die *Terebratulida biplicata* des Malm. Abh Schweiz Paläont Ges. 20(2):103–147.
- Halamski A, Cherif A. 2017. Oxfordian brachiopods from the Saïda and Frenda mountains (Tlemcenian Domain, north-western Algeria). Ann Soc Geol Poloniae. 87:141–156.
- Hantzpergue P, Boullier A, Colin JP, Abit D. 2004. Nouveaux repères biostratigraphiques à terebratulidés (Brachiopodes) dans le Tithonien inférieur ouest-européen. Geobios. 37(3):361–375. doi:10.1016/j.geobios.2004.03.002.
- Heer O. 1864. Die Urwelt der Schweiz. 1st ed. Zürich: Verlag von Friedrich Schulthess; p. 652.
- Karczewski L. 1965. Fauna and stratigraphy of the Malm in the vicinity of Radomsko (Central Poland). Bull Inst Geol (Warszawa). 192:97–145.
- Kuhn O. 1949. Lehrbuch der Paläozoologie. Stuttgart: E. Schweizerbart; p. 326.
- Lee DE, Smirnova TN, Dagens AS. 2006. Loboidothyridoidea. In: Kaesler RL, editor. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda (revised) 5. Boulder and Lawrence: The Geological Society of America and the University of Kansas Press; p. 2082–2135.
- Lewiński J. 1908. Les dépôts jurassique près de la station Chęciny et leur fauna. Bull Intern Acad Sci Cracovie. ser A; p. 408–445.
- Leymerie A. 1846. Statistique géologique et minéralogique de l'Aube. Paris: Librairie Baillière; p. 676.
- Loriol P (de). 1878. Monographie paléontologique des couches de la zone à *Ammonites tenuilobatus* de Baden. Abh Schweiz Palaont Ges 3ème Partie Fin. 5(2):166–189.
- Loriol P (de). 1904. Etude sur les Mollusques et Brachiopodes de l'Oxfordien supérieur et moyen du Jura lédonien. 3. Fin. Accompagnée d'une notice stratigraphique par A. Girardot. Abh Schweiz Paläont Ges. 31(2):159–298.
- Mahboubi M, Bessedik M, Belkebir L, Adaci M, Hebib H, Bensalah M, Mammeri C, Mansour B, Mansouri MH. 2007. Première découverte d'empreintes de pas de dinosaures dans le Crétacé inférieur de la région d'El Bayadh (Algérie). Bull Serv Géol Nat Algérie. 18:127–139.
- Makridin VP. 1964. Brachiopody Iurskikh otlozhenii Russkoi Platformy i nekotorykhprilezhashchikh k neiblastei [Brachiopods from the Jurassic deposits of the Russian Platform and some adjoining regions]. Gorkii-Kharkov State University, Scientific Research Sector. Moscow: Izdatel'stvo 'Nedra'; p. 395. [In Russian].
- Malinowska L. 1965. Spongy bioherm of the Neuvizyan in the vicinity of Crmielow (NE surrounding formations of the Swiety Krzyz Mts). Bull Geol Instn Warszawa. 192:7–96. [In Polish].
- Meddah A, Bertrand H, Elmi S. 2007. La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie). CR Geosc. 339 (1):24–30. doi:10.1016/j.crte.2006.10.006.
- Middlemiss FA. 1959. English Aptian Terebratulidae. Palaeontology. 2:94–142.
- Middlemiss FA. 1980. Lower Cretaceous Terebratulidae from south-western Morocco and their biogeography. Palaeontology. 23(3):515–556.
- Minot JM. 2007. Les Brachiopodes du Jurassique du Poitou. Nirrot and Aiffres: DSNE-APGP Editions; p. 256.
- Muir-Wood HM. 1935b. The Mesozoic palaeontology of British Somaliland. Part II of the Geology and palaeontology of British Somaliland. Jurassic Brachiopoda. London: Government of the Somaliland Protectorate; p. 75–147.
- Mukherjee D. 2017. Brachiopod migration and palaeosea temperatures: A case study from the Jurassic of western India. India J Geosci. 70 and 71:269–276.
- Mukherjee D, Fürsich FT. 2014. Jurassic brachiopods from east-central Iran. Beringeria. 44:107–127.
- Oppel A, Waagen W. 1866. Über die Zone des *Ammonites transversarius*. Geogn-Paläon Beitr. 1(2):205–318.
- Radulović BV, Ayoub-Hannaa W, Fürsich FT, Bogičević K, Nenadić D, Jovanović D. 2019. Taxonomy and palaeobiogeography of the early and middle Albian (Early Cretaceous) bivalves and brachiopods from central Serbia (Topola, Oplenac Hill). Cretac Res. 104:104–175. doi:10.1016/j.cretres.2019.07.005.
- Radwańska U, Radwański A. 2003. Life habitat, burial, and epibionts of the brachiopod *Sellithyris subsella* (Leymerie, 1846) from Lower Kimmeridgian shellbeds of Małogoszcz. Tomy Jurajskie. 1:85–92.
- Regagba A. 2006. Etude sédimentologique et stratigraphique de la série du Jurassique moyen et supérieur de la région d'El Bayadh (Atlas saharien central, Algérie). Algérie: Mém magistère univ Oran; p. 113.
- Regagba A, Mekahli L, Benhamou M, Hammadi N, Zekri A. 2007. Découverte d'empreintes de pas de dinosaures (théropodes et sauropodes) dans les 'grès des Ksour' du Crétacé inférieur de la région d'El Bayadh (Atlas saharien central, Algérie). Mém Bull Serv Geol. 18(2):141–159.
- Reolid M. 2005. Asociaciones de braquiópodos del Oxfordiense medio-Kimmeridgiense inferior en la Zona Prebética (Surestede España): relación con las litofacies y el gradiente proxi-mal-distal de la plataforma. Rev Española de Paleontol. 20:21–36.
- Rollet A. 1972. *Terebratula rollieri*: validité de l'espèce dans le Jura; définition d'une espèce nouvelle (Brachiopode – oxfordien). Ann Sci Univ Besan Géol Sér 3. 17:21–39.
- Rollier, L. 1918. Synopsis des Spirobranches (Brachiopodes) jurassiques celtosouabes. Mere. Soc. paléont. Suisse, Genève, vol. 43, p. 185–275
- Rzhonsnitskaia MA 1956. Systematization of Rhynchonellida. XX Congreso Geológico Internacional, Mexico, Resúmenes de los Trabajos presentados, Report. 20:125–126.
- Sandy M 1984. A study of selected Brachiopod genera either side of the Jurassic-Cretaceous boundary in Europe. Ph.D. thesis. London: Queen Mary College; p. 423.
- Sarfi M, Yazdi-Moghadam M. 2016. Stratigraphy of the Upper Jurassic shallow marine carbonates of the Moghan area (NW Iran), with paleobiogeography implication on *Alveosepta jaccardi* (Schrodt, 1894). Geopersia. 6 (2):187–196.
- Savage NM, Mancenido MO, Owen EF, Dagens AS. 2002. Pugnacoidea. In: Kaesler RL, editor. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part H, Brachiopoda (revised) 4. Boulder and Lawrence: The Geological Society of America and the University of Kansas Press; p. 1165–1218.
- Schrodt, F. 1894. Das Vorkommen der Foraminiferen-Gattung Cyclammina im oberen Jura. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft Band 45 Heft 4; p. 733–735
- Scotese CR. 1998. Quicktime Computer Animations, PALEOMAP Project: department of Geology. Arlington (Texas): University of Texas at Arlington.
- Smirnova TN 1963. Rannemelovye brachiopody Kryma i severnogo Kavkaza [Early Cretaceous brachiopods of the Crimea and northern Caucasus]. Avtoreferat dissertatsii na soiskanie uchenoj stepeni kandidata geologo-mineralogicheskikh nauk. Izdatel'stvo Moskovskogo Universiteta. Unpublished PhD. thesis. Moscow; p. 1–20.
- Sulser H. 1999. Die fossilen Brachiopoden der Schweiz und der angrenzenden Gebiete: juragebirge und Alpen. Zürich: Paläontol Inst Mus Univ Zürich; p. 315.
- Sulser H, Meyer CH. 1998. Taxonomy and palaeoecology of terebratulid brachiopods (*Sellithyris subsella*-group) from the Late Jurassic of northwestern Switzerland. Eclogae Geol Helv. 91(3):439–451.
- Tchorschhevsky ES. 1974. Novye dannye o vnutrennem stroenii rakovin i sistematike ūrskih terebratulidnyh brachiopod iz nadsemeistv Terebratuloidea Makridin, 1974. Vest Harkovskogo Univ Geol. 108 (5):42–58. [In Russian].
- Tchoumatchenco P 1984. Les zones de brachiopodes du Jurassique d'Algérie du Nord et leur corrélation avec les zones de brachiopodes en Bulgarie. In: Michelsen O, Zeiss A, editors. International Symposium on Jurassic Stratigraphy, Erlangen, September, 1–8, 1984, Symposium Volume 3. Copenhagen: Geological Survey of Denmark. 863–882.
- Tchoumatchenco P. 1986a. Répartition paléocécologique des Brachiopodes jurassiques dans les Monts de Tiaret et l'Ouarsenis occidental (Algérie). In: Racheboeuf PR, Emig CC, editors. Les Brachiopodes fossiles et actuels, Actes du 1^{er} Congrès International sur les Brachiopodes, Brest 1985 (Biostratigraphie du Paléozoïque 4). Brest: Université de Bretagne occidentale; p. 389–398.
- Tchoumatchenco P. 1986b. *Tiaretithyris* gen. n. (Dallinidae, Brachiopoda) du Jurassique supérieur des environs de la ville de Tiaret (Algérie du Nord). Geol Balcanica. 16:113–121.
- Tchoumatchenco P. 1987. Nouveaux taxa brachiopodes du Jurassique de l'Ouarsenis occidental (Algérie du Nord). Geol Balcanica. 17:47–62.
- Tchoumatchenco P. 1994. Les brachiopodes du Jurassique supérieur des Monts de Tiaret (Algérie du Nord). Geol Balcanica. 24:31–81.
- Waagen WH. 1883. Salt-Range fossils, Part 4 (2), Brachiopoda. Memoirs of the Geological Survey of India. Palaeont Indica Ser 13. 4(2):547–610.
- Welsch J 1890. Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Frenda (Département d'Oran, Algérie). Thèse présentée à la Faculté des Sciences de Paris pour obtenir le grade de docteur Es-sciences naturelles. Série A, no139; no d'ordre 692. Lille: Le Bigot Frères; p. 204.
- Westphal K. 1970. Die Terebratulidae (Brachiopoda) des tieferen Weissjura der Schwäbischen Alb. Jber Mitt Oberrh Geol Ver NF. 52:33–70.
- Williams A, Carlson SJ, Brunton CHC, Holmer LE, Popov L. 1996. A supra-ordinal classification of the Brachiopoda. Phil Trans R Soc. London Ser B. 351 (4):1171–1193.
- Wiśniewska M. 1932. Les Rhynchonellidés du Jurassique sup. de Pologne [Rhynchonellidae Górnej Jury w Polsce]. Palaeont Polonica. 2(1):viii+1-71.

RESEARCH ARTICLE

Microfacies and stable isotope features of the Lower–Middle Jurassic carbonate rocks of Western Saharan Atlas (Aïn Ouarka area, Algeria)

Chikh Younes Mahboubi¹  | Abdelkader Ouali Mehadji¹  | Nicolas Chevalier²

¹Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnement, Université d'Oran
2 Mohamed Ben Ahmed, Oran, Algeria

²LOCEAN UMR 7159, Sorbonne Université,
Paris, France

Correspondence

Chikh Younes Mahboubi, Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique et Paléoenvironnement, Université d'Oran
2 Mohamed Ben Ahmed, El-M'naouer, BP 1524, 31000 Oran, Algeria.
Email: mahboubi_32@hotmail.com; mahboubi.chikhyounes@univ-oran2.dz

Funding information

Ministry of Higher Education & Scientific Research

Handling Editor: I. Somerville

The Jurassic Lower Carbonate Group in the Aïn Ouarka area of Western Saharan Atlas, Algeria, is represented by six formations, from base to top: Hettangian Chemarikh Dolostone, Early Sinemurian–Pliensbachian Aïn Ouarka Limestone, Toarcian Aïn Rhezala Limestone, Aalenian–Late Bajocian Raknet El Kahla Limestone Breccia, Late Bajocian Theniet El Klakh, and Late Bajocian–Bathonian Tifkirt Limestone formations. From the microfacies analysis, six microfacies types (MF1–MF6) have been recognized and grouped into three associations developed during a transgressive–regressive cycle: (a) inner ramp facies association; (b) middle ramp facies association; and (c) outer ramp facies association. The mineralogical analysis of the carbonate rocks reveals that they contain mostly low-Mg calcite associated with ankerite, pyrite, and other detrital minerals such as quartz, chlorite, illite, feldspar (albite), and a few clay minerals. These minerals could be related to the deep fluid and hydrocarbon circulations during deposition. The isotopic data display a variation of $\delta^{13}\text{C}$ isotopic values between -5.14‰ and $+2.21\text{‰}$ (VPDB) and between -8.12‰ and -4.95‰ for $\delta^{18}\text{O}$ values (VPDB). The set of $\delta^{13}\text{C}$ values is similar to the signature of marine dissolved inorganic carbon. First of all, the positive values of $\delta^{13}\text{C}$ show that the origin of carbon is not from the organic-rich zone (microbial zone), but probably derived from pore-water and/or biogenic carbonate precursors. On the other hand, the negative values of $\delta^{13}\text{C}$ indicate that the carbon may result from organic sources linked to the sulphate reduction bacteria activity, or by a heightened volcanic and/or hydrothermal activities releasing light carbon (^{12}C). The negative $\delta^{18}\text{O}$ values are not consistent with marine water ambient temperature, but with a possible influence of diagenesis or increasing of temperature by hydrothermal water. This hydrothermal activity is controlled by syndimentary faults during the Early Jurassic and related to a late pulse of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) volcanism and by regional volcanism during the Middle Jurassic (Bajocian–Bathonian).

KEYWORDS

carbon and oxygen stable isotopes, carbonate, Central Atlantic Magmatic Province volcanism, hydrothermal, Lower–Middle Jurassic, salt tectonics, Western Saharan Atlas

1 | INTRODUCTION

The Lower and Middle Jurassic carbonate system successions in the Western Tethys Ocean (northern margins of Gondwana and South-Western) are related to the major Pangea break-up and opening of the North Atlantic Ocean during Late Triassic–Early Jurassic time and the opening of the Maghrebian Tethys (Leprêtre et al., 2018; Nomade et al., 2007).

In the northern Gondwana margin (southern Maghrebian Tethys), numerous examples of Jurassic carbonate platforms are known in Algeria, Morocco and Tunisia (Andrieu, Brigaud, Barbarand, & Lasseur, 2018; Bodin et al., 2016; Price, Baker, VanDeVelde, & Clémence, 2016; Rachidi, 2012), mainly comprising the Lower Carbonate Group (LCG) that developed during the Late Triassic–Early Jurassic rifting episode (Augier, 1967; Cizak, 1993; Guardia, 1975).

The development of the LCG has been controlled by (a) the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP), (b) climate change, (c) tectonic sea-level changes, (d) subsidence, and (e) carbon source perturbation from the dissolved inorganic carbon (DIC) and/or organic carbon related to thermogenic methane (hydration of the crust, deep buried organic matter) or biogenic methane (degradation of organic matter by microbial activity).

The carbon and oxygen isotope trends have been documented for bulk carbonate, belemnites and brachiopods from the northwestern Tethys during the Early Jurassic (e.g., Gómez, Goy, & Canales, 2008; Harazim et al., 2013; Harries & Little, 1999; Hesselbo et al., 2000; Jenkyns, Jones, Gröcke, Hesselbo, & Parkinson, 2002; Ruebsam, Müller, Kovács, Pálffy, & Schwark, 2018). However, in the Tethysian southern margin, they are very poorly known, with only few studies undertaken in the uppermost Pliensbachian and Toarcian strata of Morocco (Ait-Itto, Price, Ait Addi, Chafiki, & Mannani, 2017; Bodin et al., 2010, 2016; Krencker et al., 2014; Reolid, Sebane, Rodríguez-Tovar, & Marok, 2012) and in the Toarcian strata of Algeria (Baghli et al., 2020; Bodin et al., 2020; Reolid et al., 2012). Unfortunately, the Hettangian, Sinemurian, Pliensbachian and the Middle Jurassic strata, has not been yet investigated.

In the Western Saharan Atlas, numerous studies have focused on the LCG outcrop, and the previous works were focused mainly on palaeontology and palaeogeographical context (Bassoulet, 1973; Elmi et al., 1998; Marok & Reolid, 2012; Mekahli, 1998; Sebane, Marok, & Elmi, 2007). Detailed sedimentological work concerning the microfacies, associated with stable isotope analysis of carbonates, are thereby needed.

The main objective of this study is accordingly focused on the investigation of the LCG based on microfacies, mineralogical and $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotopic analyses, to provide invaluable insight into the depositional environments, the nature and processes, which can be reasonably associated with carbonate precipitation. The oxygen isotope data provides information on salinity, fluid origin and the temperature during precipitation (Naehr et al., 2007; Nelson & Smith, 1996); carbon isotopes reflect the incorporation of carbon source(s) during the carbonate precipitation (Campbell, 2006; Nelson & Smith, 1996; Roberts, Feng, & Joye, 2010).

This work represents an effort towards revisiting issues related to palaeoenvironmental interpretations of this basin, and also constitutes an important approach towards the in-depth exploration of the hitherto sparsely known geology of the Western Saharan Atlas, Algeria.

2 | GEOGRAPHICAL AND GEOLOGICAL SETTINGS

The Saharan Atlas is an intercontinental fold belt oriented NE–SW, bordered in the north by the High Plateaus and the Tell Atlas and in the south by the Saharan Platform (Figure 1). This Atlas Belt formed of Mesozoic and Cenozoic outcrops was weakly deformed during the Ypresian major Alpine stage, between Betic–Rif–Tell Alpine chains collision in the North and South West African cratons. It is represented by a structural alignment subdivided into three bundles of folds (Figure 1): Ouled-Naïl Mountains (the Eastern Saharan Atlas), Djebel Amour (Central Saharan Atlas), and Ksour Mountains (Western Saharan Atlas) (Flamand, 1911; Ritter, 1901).

The study area is located in the western part of the Saharan Atlas (Ksour Mountains) (Figure 2). The structural boundaries of the Saharan Atlas are mainly the North- and South Atlas faults and El Bayadh–Tiaret regional fault in the east and Tafna–Magoura regional fault in the west (Figure 1). The basement of this belt is constituted by Palaeozoic metamorphic rocks that outcrop to the north and the south of the Atlasic faults. The overlying sedimentary cover is of Mesozoic and Cenozoic age characterized by episodic sedimentation of both shallow marine and continental series (Mahboubi, Radulović, Ouali Mehadjji, Ayoub-Hannaa, & Munnecke, 2021). The Triassic sedimentary units are mostly composed of varicoloured clays and silts intercalated with massive evaporates accompanied by basaltic rocks (Meddah, Bertrand, & Elmi, 2007) (Figure 4a).

The Jurassic successions of Ksour Mountains are famous due to the excellent exposures of carbonate and siliciclastic rocks, as well as their rich and highly diverse well-preserved fauna. The outcrop studied is located in the Aïn Ouarka area (coordinates $32^{\circ}44'8.79''\text{N}$; $0^{\circ}9'10.77''\text{W}$) and corresponds to the Lower Carbonate Group, with the following lithostratigraphic succession (Bassoulet, 1973; Elmi et al., 1998; Mekahli, 1998): (a) Chemarikh Dolostone Formation (Hettangian), (b) Aïn Ouarka Limestone Formation (Early Sinemurian to Pliensbachian), (c) Aïn Rhezala Limestone Formation (Early Toarcian to Late Toarcian), (d) Raknet El Kahla Limestone Breccia Formation (Aalenian–Late Bajocian), (e) Theniet El Klakh Formation (Late Bajocian) and finally (f) Tifkirt Limestone Formation (Late Bajocian to Bathonian) (Figure 3).

3 | MATERIALS AND METHODS

3.1 | Field work and sampling

Field observations allow us to improve the environmental interpretations of the previous studies (Bassoulet, 1973; Elmi et al., 1998;

FIGURE 1 The main structural features of the mosaic of north Africa (from Elmi, 1978; in Aneur, 1988). The yellow star marks the position of Ain Ouarka area. 1, Moulouya Fault; 2, Tafna-Magoura Fault; 3, Ain Safra-Saïda Fault; 4, El Bayedh-Tiaret Fault; 5, Teniet El Had Fault; 6, Aurès-Hodna lineament [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

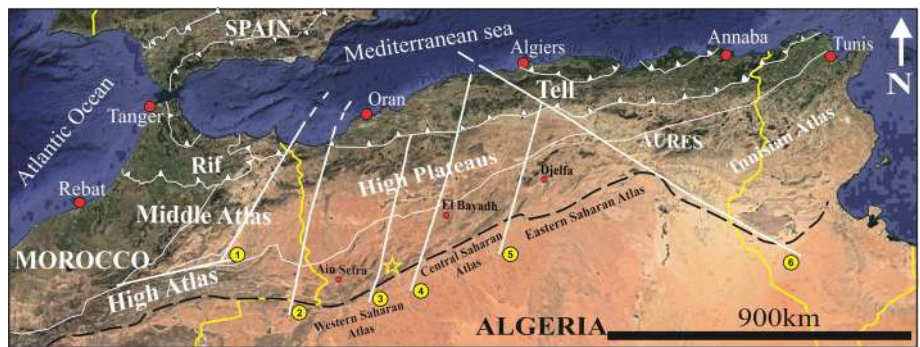
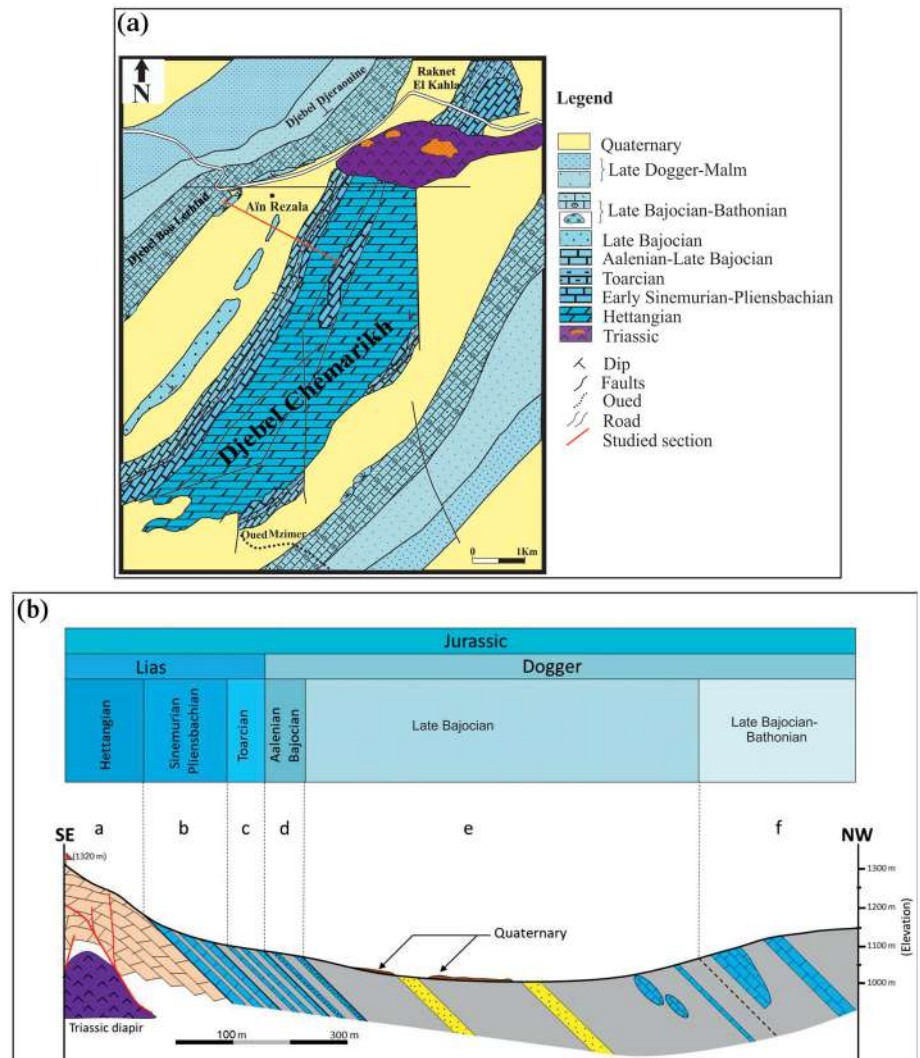


FIGURE 2 (a) Geological map of the study area (modified from Mekahli, 1998); (b) SE-NW cross-section through the study area, showing different geological formations [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]



Mekahli, 1998). We report the following sedimentary features and characteristics: microfacies, particle size, laminations, sedimentary figures and biological content.

In order to determine the depositional environment, the studied section was measured bed-by-bed and rock samples were collected for microfacies analyses. The samples were taken from carbonate beds and more than 30 thin sections were prepared, examined and

analysed in the laboratory of the Earth Sciences Department, Oran 2 University, Algeria, for this study. Microfacies were determined by microscopic observations of thin sections and compared with the classification scheme of Dunham (1962) and Wilson (1975) and Ramp Microfacies Types (RMF) of Flügel (2010). A total of 28 samples were analysed for the mineralogy, as well as carbon and oxygen stable isotopes.

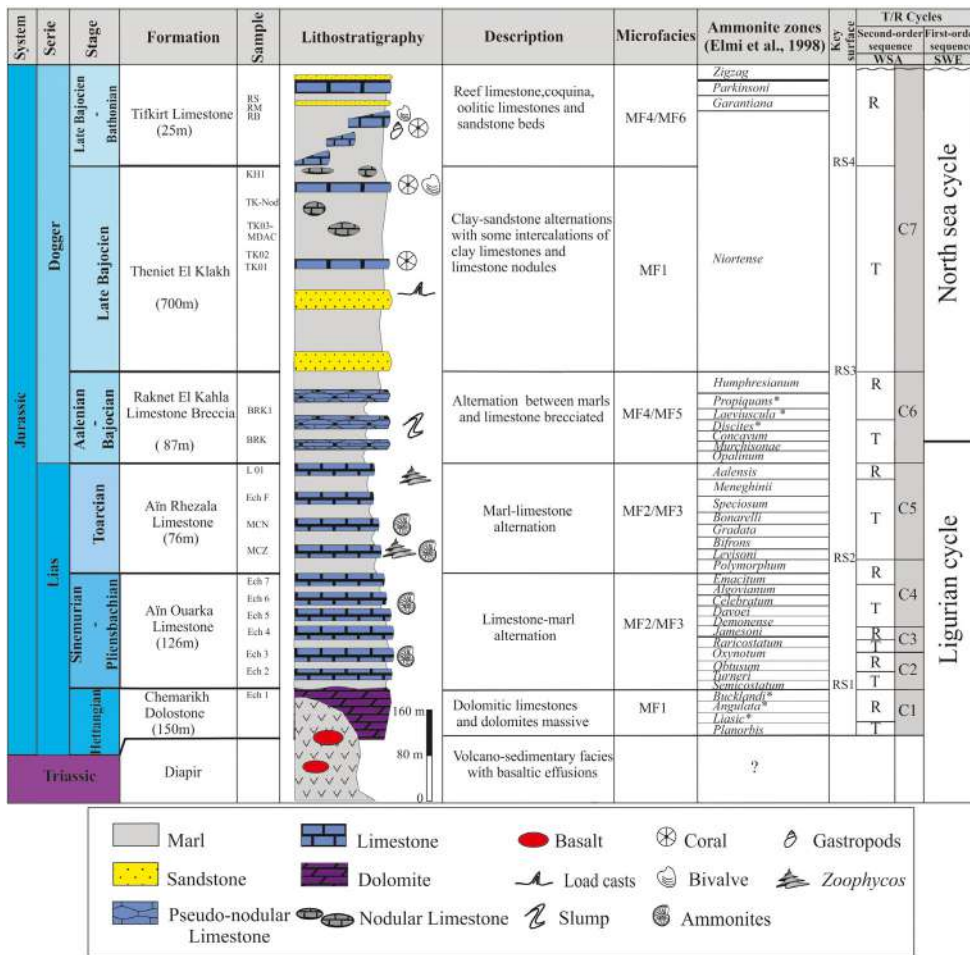


FIGURE 3 Lithostratigraphic, standard ammonite zones (*, biozone not identified) and transgressive–regressive (T–R) cycles (SWE, South Western European; WSA, Western Saharan Atlas) columns of Ain Ouarka area [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

3.2 | Mineralogy and carbon and oxygen stable isotopes of carbonates

The mineralogical bulk composition was determined by X-ray diffraction (XRD) on randomly oriented powders. Samples were ground with an agate mortar before their analysis. XRD analyses were performed using an analytical X'Pert Powder instrument (CuK α Ni filtered radiation) equipped with a PIXcel detector (255 active channels). The instrument parameters are set to 40 kV accelerating voltage and 40 mA current. Scans run from 2 to 70° 2 θ with a step size of 0.0131° 2 θ . Mineral identification was performed using the Highscore 3.0 software and two databases: ICSD (Inorganic Crystal Structure Database) and COD (Crystallography Open Database). A total of 21 samples were selected for this study.

The carbon and oxygen stable isotope compositions of carbonates were measured on 14 selected samples based on mineralogy and carbonate content. The isotopic values are reported in delta (δ) units relative to the Vienna Pee Dee Belemnite reference (VPDB); sample bracketing is performed with the laboratory reference (Carrara marble; $\delta^{13}\text{C} = +2.13\%$ VPDB and $\delta^{18}\text{O} = -1.83\%$ VPDB). The carbonate samples were measured by the reaction of 100–200 μg of powdered carbonate with anhydrous orthophosphoric acid for 12 min at 90°C. The released CO₂ was analysed using an Isoprime Dual-Inlet isotopic

ratio mass spectrometer equipped with a Multiprep system. The mineralogical analysis was performed in IRD Bondy, Paris, France, and the analysis of the stable isotopes in Sorbonne University, Paris, France.

4 | RESULTS

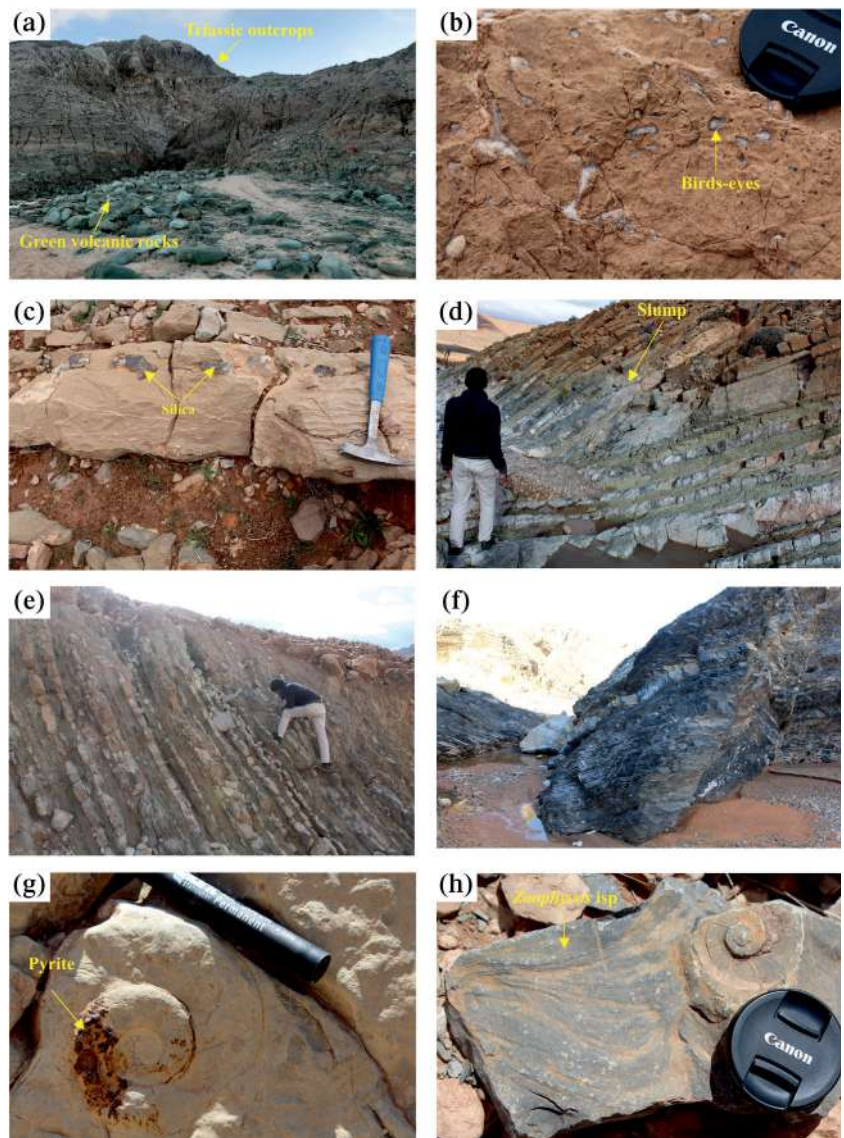
4.1 | Lithostratigraphy description

The following stratigraphic subdivisions are based on lithostratigraphic units recognized in the field. The following descriptions include lithological features, stratigraphic thickness, stratigraphic boundaries and the macrofaunal content (Figure 3).

4.1.1 | Chemarikh Dolostone Formation (150–200 m)

The lower contact of this formation consists of the evaporitic volcanic Triassic diapir by faults (Figure 4a). It corresponds to a thick and massive grey-beige dolomite succession. The dolomite beds are characterized by wavy erosional surfaces at the base and stromatolite mats associated with a hardground (iron mats) at the top. The

FIGURE 4 (a) Ain Ouarka diapir; (b) Dolomite with birds-eyes of the Chemarikh Dolostone Formation; (c) Limestone with silica of the Aïn Ouarka Limestone Formation; (d) Synsedimentary slump of the Aïn Ouarka Limestone Formation; (e) Marl-Limestone alternation of the Aïn Rhezala Limestone Formation; (f) Black shale of Aïn Rhezala Limestone Formation; (g) Pyritic ammonite of the Aïn Rhezala Limestone Formation; (h) Limestone with *Zoophycos* trace fossil of the Aïn Rhezala Limestone Formation [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]



dolomite masses are fine-grained including spherical and elliptical bird's eye structures (Figure 4b), and shell fragments of bivalves, gastropods, and brachiopods. Terrigenous materials are represented by quartz grains.

4.1.2 | Aïn Ouarka Limestone Formation (126 m)

It is essentially a carbonate formation subdivided into seven units (Mekahli, 1998): (a) Black limestone (9 m), (b) grey-red sub-lithographic limestones with red streaks (5 m), (c) marl-limestone alternation with silica nodules (14 m; Figure 4c), (d) alternation of marl and bioturbated limestone (35 m), (e) alternation of green marl and limestone (33 m), (f) purple marl-limestone alternation (ammonitico rosso) (8 m), and (g) black marl-limestone alternation (22 m).

In some places occur synsedimentary deformation (slumps) or wave structures (Figure 4d). These carbonates contain a pelagic fauna

(belemnites and ammonites) and rare benthic fauna (bivalves and brachiopods), as well as abundant pyrite grains and very frequent pyritized ammonites in the unit g (Figure 4g).

4.1.3 | Aïn Rhezala Limestone Formation (76 m)

This formation is composed mainly of massive marl beds with thin limestone intercalations. These marl beds are dark grey in colour, rich in organic matter (black shale), while the limestone beds are decimetric, sometimes nodular in the lower part of the formation with ammonites and belemnites.

The marl interlayer occur as centimetric level becoming thickening-upward (10 m). The upper part of this formation is characterized by black limestone beds (Figure 4f), with pyritized ammonoids (Figure 4g) and high abundance of ichnofossils such as *Zoophycos* isp. (Figure 4h), *Nereites* isp., and *Chondrites* isp.

4.1.4 | Raknet El Kahla Limestone Breccia Formation (87 m)

This formation can be easily distinguished in the field by discontinuous lenticular and amygdaloid beds of carbonate breccias. It shows an irregular alternation of black marls (such as bituminous sediments) and brecciated limestone (lenticular) showing intraformational slumps. These limestone breccias are subdivided into two types: polygenetic breccias (Figure 5a) and intraformational breccias (Figure 4a). They consist of clasts with various angular to sub-rounded elements (sandstone, limestone), centimetric to decimetric, not joined, floating in a gravelly matrix with bioclasts. Clasts are not well sorted, and rarely organized.

4.1.5 | Theniet El Klakh Formation (700 m)

This is the thickest formation and is composed of an irregular alternation of clay, sandstones and limestone beds. It is subdivided into two

units: (a) a lower unit, composed of green clay (Figure 5c) with fine intersections of silts, and massive sandstone beds (2–4 m thick), channelized with soft-sediment deformation structures (SSDS), for example, slumps, flame structures, convolute-laminations (Figure 5d), cone-in-cone structures, flute-load cast structures, associated to horizontal laminations, oblique-laminations, ripple marks and syndimentary slumps and faults (Figure 5e); and (b) an upper unit constituted of clays with intercalations of decimetric limestone beds and carbonate concretion nodules from 10 to 20 cm (Figure 5f).

4.1.6 | Tifkirt Limestone Formation (25 m)

It comprises three successive lenticular bioherms buildups reefs (Figure 5g), denoted as R1–R3, separated by an interval of marls interspersed with thin-beds of lumachellic, oolitic limestones and sandstone beds showing hummocky cross-stratification and ripple marks. We observe benthic fauna including coral, colonial polyps, sponges,

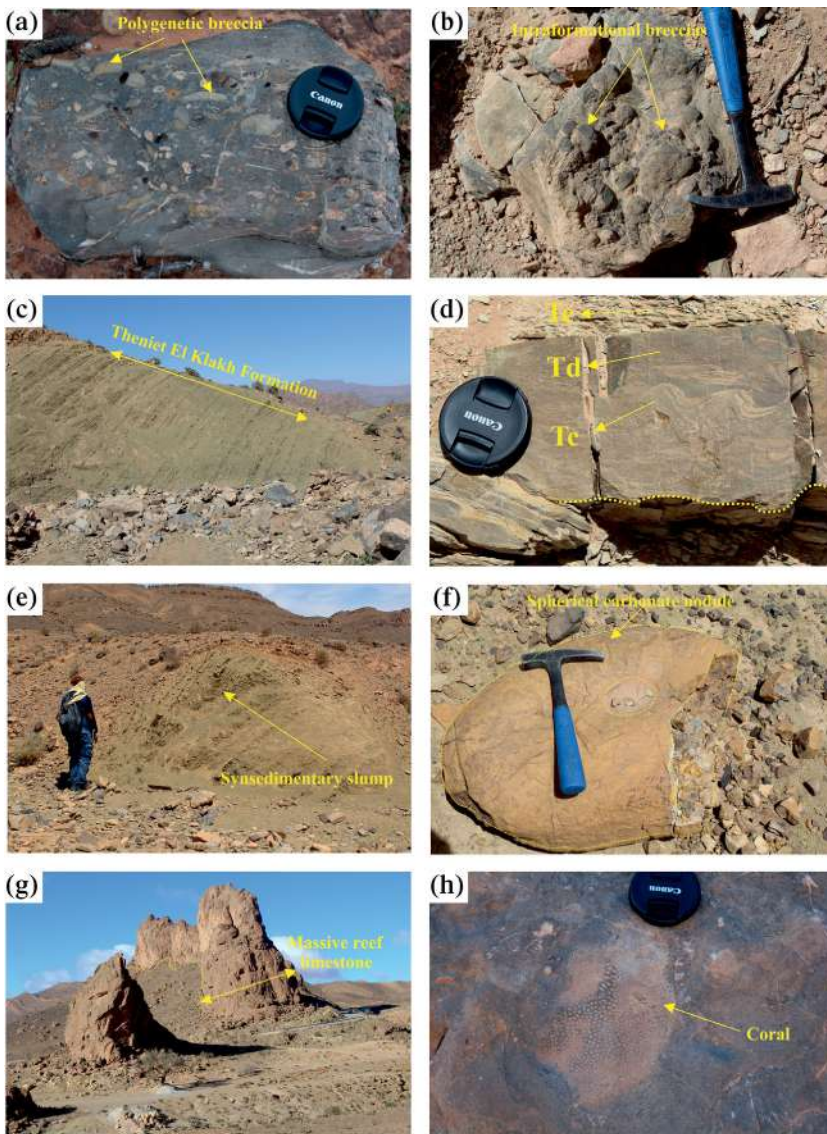


FIGURE 5 (a) Polygenetic brecciated limestone in the Raknet El Kahla Limestone Breccia Formation; (b) intraformational breccia limestone in the Raknet El Kahla Limestone Breccia Formation; (c) clay-sandstone alternation of the Theniet El Kelakh Formation; (d) Bouma sequence showing Tc, Td, Te units in the Theniet El Kelakh Formation; (e) syndimentary slump in the Theniet El Kelakh Formation; (f) spherical limestone concretion in the Theniet El Kelakh Formation; (g) general view of reef R3 in Tifkirt Limestone Formation; (h) scleractinian coral in Tifkirt Limestone Formation [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

echinoderms, bryozoans, bivalves and brachiopods (Figure 5h). The top of the R3 is a red iron surface that illustrates the end of the biological activity. Reefal episode R3 (ca. 20 m thick) constitutes the framework limestone masses of Djebel Boulherfad (Figure 5g).

4.2 | Microfacies description

This present study results in the identification of microfacies and their vertical variation. The textural fabrics are described using the classification scheme of Dunham (1962) and Flügel (2010). Six standard microfacies have been identified.

4.2.1 | MF1 dolomitic microfacies

This microfacies occurs in dolomitic rocks of Chemarikh Dolostone Formation. It is composed of fine dolomite crystal size, usually <20 µm

(Figure 6a), and fenestral fabric or bird-eyes, lying within a lime mud matrix (Figure 4a) and loferites, sometimes with ooid/peloid packstone, bioclastic and brachiopods shells. The 'dogtooth' of the dolosparites and the birds-eyes of the dolomicrites (Figure 6a) are filled by calcite.

This microfacies can be correlated to the Ramp Microfacies, RMF-22 and RMF-23, Finely laminated dolomitic or lime mudstone, Fenestral bindstone (Flügel, 2010).

4.2.2 | MF2 micritic microfacies

This microfacies occurs in Aïn Rhezala Limestone and Theniet El Klakh formations. It is composed of 95% dark to brown micritic matrix (Figure 6d,g), biomicrite to pelmicrite texture, with a few framboidal pyrites and iron oxide. MF2 represents horizontal laminations (dark and light layers) of microbial mats filling the microfractures. Tectonic features can also be observed, such as

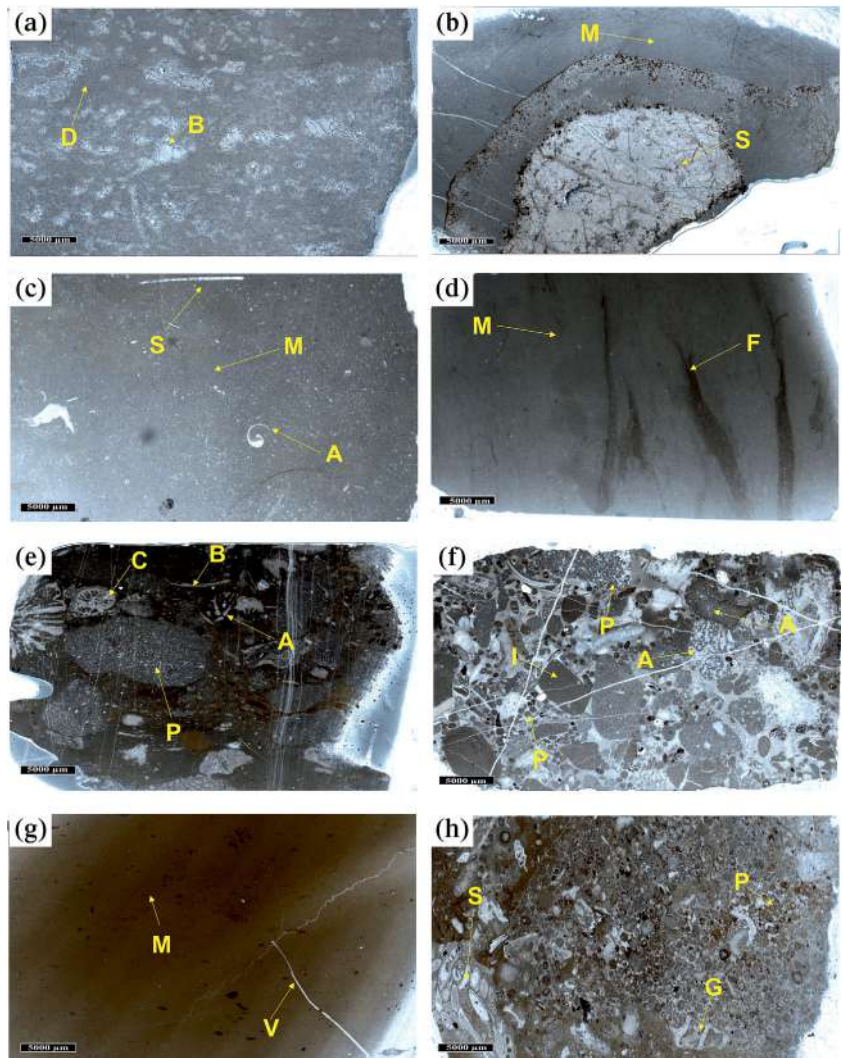


FIGURE 6 Photomicrographs of microfacies: (a) Dolostone (D) with fenestral structure (B) of the Chemarikh Dolostone; (b) pelagic mudstone (M) with silica (S) of the Aïn Ouarka Formation; (c) Pelagic mudstone (M) with sponge (S) and foraminifera, ammonite (A) of the Aïn Ouarka Formation; (d) Pelagic mudstone (M) partially dolomitised with filaments (F) of the Aïn Rhezala Limestone Formation; (e) Brecciated limestone with algae (A), coral (C), peloid grainstone clast (P), and bioclast (B) of the Raknet El Kahla Limestone Breccia Formation; (f) Brecciated limestone with algae (A) and intra-extra clast (I) and peloid (P) of the Raknet El Kahla Limestone Breccia Formation; (g) Mudstone (M) with vein of calcite (V) of the Theniet El Kelakh Formation; (h) rudstone poorly sorted with gastropod (G), peloid (P), and serpulidae (S) of the Tifkirt Limestone Formation [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

microfractures filled by calcite and organic matter (Figure 6g). This microfacies is similar to the Ramp Microfacies, RMF-5, Pelagic mudstone (Flügel, 2010).

4.2.3 | MF3 wackestone with pelagic fauna microfacies micritic microfacies

This microfacies is present in Aïn Ouarka Limestone Formation, represented by a biomicritic mudstone matrix with silica nodules (Figure 6b), with common to abundant (10–15%) pelagic foraminifera, radiolarian and well-preserved ammonite fragments (Figure 6c). This microfacies is similar to the Ramp Microfacies, RMF-2, Argillaceous burrowed mudstone/wackestone (Flügel, 2010).

4.2.4 | MF4 peloid packstone to grainstone microfacies

This microfacies occurs in Raknet El Kahla Limestone Breccia and Tifkirt Limestone formations. These microfacies are characterized by allochems represented by an abundance of peloids. The peloid grains are poorly sorted and micritized. The peloidal grains are circular and ellipsoidal forms, and are not in contact with each other. The skeletal is formed of molluscan fragments, foraminiferal tests, brachiopod fragments, corals and algae. These microfacies are similar to the Ramp Microfacies RMF-4, Peloidal wackestone/packstone (Flügel, 2010).

4.2.5 | MF5 breccia microfacies

It represents one of the most common microfacies in the Raknet El Kahla Limestone Breccia. This microfacies is characterized by a high content of lithoclasts which is associated with allochems and other organisms. Allochems are represented by skeletal grains, peloids and ooids. The peloidal and ooids grains are oval, spherical to elliptical in shape, and micritized (Figure 4e). The skeletal component is formed by a few corals, algal debris, foraminiferal tests and brachiopod fragments. All are embedded in a sparitic cement (Figure 6c). Subangular to angular intraclasts and extraclasts of limestone and ferruginous sandstones are observed. Tectonic features can also be observed, such as microfractures filled with calcite cement. This microfacies can be correlated to the Ramp Microfacies, RMF-8, Burrowed packstone and grainstone with various skeletal grains, intraclasts, oncoids and peloids (Flügel, 2010).

4.2.6 | MF6 bioclastic rudstone microfacies

This microfacies is recognized in the Tifkirt Limestone Formation. This microfacies consists of large fragments of bioclasts in a sparry calcite cement. The bioclasts include large gastropods, bivalves (>2 mm) with an aragonitic shell. The microfacies is similar to the Standard Microfacies, RMF-9, Wackestone/packstone/floatstone.

4.3 | Mineralogy and amounts of carbonates

The total carbonate contents of bulk carbonate samples range from 16% (sample TK03-Nod) to 98 wt% (sample Ech 6). In Chemarikh Dolostone Formation, the carbonate contents are 60 wt%; for Aïn Ouarka Limestone Formation, the carbonate contents vary from 52 to 98 wt% (Ech 2 to Ech 7); Aïn Rhezala Limestone Formation shows a variation in carbonate contents from 62 to 94 wt%; similarly Raknet El Kahla Limestone Breccia Formation 76 to 82 wt%; Theniet El Klakh Formation shows very low carbonate contents between 16 and 53%, and finally, Tifkirt Limestone Formation between 85 and 95 wt%.

X-ray diffraction XRD analyses were carried out on bulk carbonate samples (Table 1) in order to investigate their mineralogical content. X-ray patterns revealed that the dominating minerals in the studied samples are generally low-Mg calcite (with d_{104} values of calcite ranging between 3.031 and to 3.037 Å) and few detrital minerals, except for Aïn Ouarka Limestone (Ech 06, dolostone).

The few detrital minerals are mainly quartz. Also, there are different minerals such as feldspars in Aïn Rhezala Limestone Formation (samples: Ech F, L01), Raknet El Kahla Limestone Breccia Formation (samples: BRK, BRK1) and from the Theniet El Klakh Formation (Tk01, Tk02, Tk03nod). The albite mineral is found in Theniet El Klakh Formation (Kh01). Ankerite (Fe Carbonate) is found in Aïn Rhezala Limestone Formation (samples: MCZ, MCN). Chlorite/illite mineral is present in the Chemarikh Dolostone Formation (sample: Ech 1) and in Aïn Ouarka Limestone Formation (samples: Ech4, Ech5), as well as in Aïn Rhezala Limestone Formation (samples: MCZ, MCN) and in Theniet El Klakh Formation (samples: TK 01, TK03-Nod, KH1). Pyrite (FeS_2) mineral was observed in Aïn Ouarka Limestone and Aïn Rhezala Limestone formations (Figure 4e). Goethite mineral is observed only in Theniet El Klakh Formation (sample: TK03-MDAC).

4.4 | Carbon and oxygen stable isotope compositions of carbonates

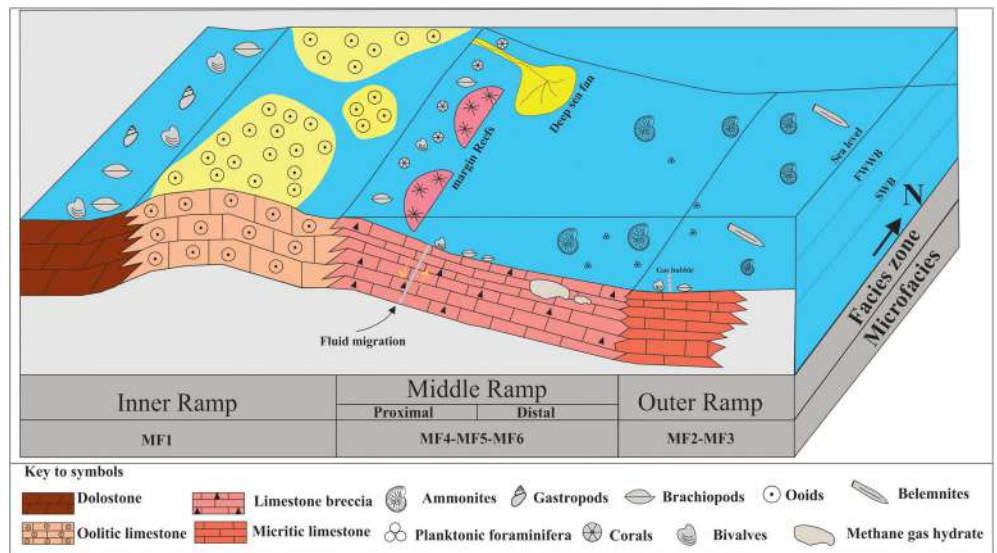
Carbon and oxygen stable isotope compositions of carbonates corresponding to the Lower Carbonate Group in Aïn Ouarka area are summarized in Table 1. In carbonate samples, the $\delta^{18}\text{O}$ values range from -4.95‰ to -8.12‰ (VPDB) and from -5.14‰ to $+2.21\text{‰}$ (VPDB) for the $\delta^{13}\text{C}$ values.

Chemarikh Dolostone Formation presents low $\delta^{18}\text{O}$ values (-7.67‰ ; VPDB) and a $\delta^{13}\text{C}$ value of -0.18‰ (VPDB). Aïn Ouarka Limestone Formation also shows low $\delta^{18}\text{O}$ values from -4.84‰ to -6.68‰ (VPDB), and positive $\delta^{13}\text{C}$ values from $+1.13\text{‰}$ to $+2.22\text{‰}$ (VPDB). Raknet El Kahla Limestone Breccia Formation shows negative $\delta^{18}\text{O}$ values of -6.22‰ to -6.96‰ (VPDB) and slightly negative to positive $\delta^{13}\text{C}$ values of -2.11‰ to $+1.89\text{‰}$ (VPDB). The carbonate concretion of Theniet El Klakh Formation represents the lowest isotopic values, with a $\delta^{18}\text{O}$ value of -8.12‰ (VPDB) and a $\delta^{13}\text{C}$ value of -5.15‰ (VPDB). Finally, Tifkirt Limestone Formation shows $\delta^{18}\text{O}$ values from -4.95‰ to -6.60‰ (VPDB) and $\delta^{13}\text{C}$ values from -1.20‰ to $+0.92\text{‰}$ (VPDB).

TABLE 1 Total carbonate content, mineralogy, and stable isotopic compositions of the Lower Carbonates Group in the Western Saharan Atlas Ain Ouarka area

Formation	Samples	Total carbonate (wt%)	Mineralogy		$\delta^{13}\text{C}$ (‰, VPDB)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰, VPDB)
			Carbonates (d_{104} , Å)	Other minerals		
Tifkirt Limestone	RS	85	Low-Mg calcite (3.037)	Quartz	1.2	-6.59
	RM	95	Low-Mg calcite (3.037)	Not detected	0.78	-4.95
	RB	94	Low-Mg calcite (3.036)	Not detected	0.92	-5.57
Theniet El Klakh	KH1	24	Low-Mg calcite (3.031)	Quartz, Feldspar (traces), Clays (traces)	-5.14	-8.12
	TK03-Nod	16	Low-Mg calcite (3.035)	Quartz, Feldspar, Clays	-	-
	TK03-MDAC	67	Low-Mg calcite (3.035)	Quartz (traces), Goethite	-	-
	TK02	18	Not detected	Quartz, Feldspar	-	-
	TK01	53	Low-Mg calcite (3.034)	Quartz, Feldspar (traces), Clays	-	-
Raknet El Kahla Limestone Breccia	BRK01	82	Low-Mg calcite (3.037)	Quartz, Feldspar	1.88	-6.75
	BRK	76	Low-Mg calcite (3.035)	Quartz, Feldspar	0.39	-6.95
Ain Rhezala Limestone	L01	94	Low-Mg calcite (3.039)	Quartz, Feldspar	-2.11	-6.21
	Ech F	88	Low-Mg calcite (3.037)	Quartz, Feldspar (traces)	0.30	-6.75
	MCN	70	Low-Mg calcite (3.034); Ankerite (2.901)	Quartz, Clays	-	-
	MCZ	62	Low-Mg calcite (3.036); Ankerite (2.903)	Quartz, Clays	-	-
Ain Ouarka Limestone	Ech 7	79	Low-Mg calcite (3.035)	Quartz, Clays	1.73	-6.68
	Ech 6	98	Dolostone (2.889); low-Mg calcite (3.033, traces)	Not detected	2.21	-6.46
	Ech 5	52	Low-Mg calcite (3.036)	Quartz, Clays (traces)	-	-
	Ech 4	66	Low-Mg calcite (3.035)	Quartz, Clays (traces)	2.06	-6.33
	Ech 3	65	Low-Mg calcite (3.036)	Quartz	1.12	-4.83
	Ech 2	85	Low-Mg calcite (3.037)	Quartz	0.09	-5.71
Chemarikh Dolostone	Ech 1	60	Low-Mg calcite (3.035)	Quartz, Clays (traces)	-0.18	-7.69

FIGURE 7 Depositional environment model of Lower Carbonates Group in the Western Saharan Atlas Ain Ouarka area [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]



5 | DISCUSSION

Analysis of the microfacies, mineralogy and stable isotopes, from the succession at Aïn Ouarka section of the southwestern Saharan atlas, has enabled us to reconstruct the depositional environment of these carbonates (Figure 7) and the origin of carbon and palaeotemperature conditions of the LCG.

5.1 | Depositional environment of LCG

Based on the vertical distribution of facies and microfacies analysis of the Lower Carbonate Group (LCG), six microfacies (MF1 to MF6) have been distinguished in this study. Palaeoenvironmental reconstruction (Figure 7), based on the textures and microfacies, suggests a carbonate platform as a homoclinal carbonate ramp (Pomar, 2001). The microfacies investigations of thin sections representing LCG revealed the presence of the following microfacies associations.

5.1.1 | Facies association 1 inner ramp

Facies association 1 (FA 1) occurs only in Chemarikh Dolostone and consists mainly of MF1, dolomicrite and dolosparite with fenestral fabric (birds-eyes). Microbial mats are formed during the early diagenetic events by the contemporaneous dolomitization of the precursor lime mud in the supratidal-shallow setting (Flügel, 2010; Khalifa, Al-Kahtany, Farouk, El-Sorogy, & Al Qahtani, 2021). The presence of birds-eyes indicates aggregation of gases due to methane seeps by the decomposition of organic matter at the early diagenesis stage (Antoshkina, Ponomarenko, & Kaneva, 2014) or leaching of anhydrites (Flügel, 2010). The stratigraphic position of this facies is interpreted here to be the inner ramp environment.

5.1.2 | Facies association 2 mid-ramp

Facies association 2 (FA 2) consists mainly of MF4 (peloid packstone to grainstone microfacies), MF5 (breccia microfacies) and MF6 (bioclastic rudstone microfacies) which occurs mostly in Raknet El Kahla, Theniet El Kelakh and Tifkirt Limestone formations. Based on the Ramp Microfacies Types (RMF) (Flügel, 2010), these microfacies are interpreted as the deposits of a middle ramp environment. The mid-ramp facies association is characterized by wackestone, packstone and floestone microfacies, indicate low to moderate energy condition (Adams & Diamond, 2019).

The presence of open marine biota (such as bivalves, brachiopods, gastropods, corals and algae), indicate normal oxygenation and salinities (Ahmad, Quasim, & Ahmad, 2020).

The Raknet El Kahla limestone Breccia Formation was deposited under high-energy hydraulic conditions and synsedimentary tectonic instability. In this formation, we recognize two types of breccia: (a) The monogenetic type breccias are associated to slumps is related

to fluid-induced brecciation processes (Flügel, 2010). These processes are related to dissociation of clathrate (methane hydrate) (Conti & Fontana, 2011; Gay, 2002; Kennett & Fackler-Adams, 2000). (b) Micritic breccia is explained by the explosive release of methane or by fluid circulation in the sediment. The polygenetic extraformational breccias could be related to hydrofracturing and erosion during gas hydrate destabilization or from the reworking by debris flows (Conti & Fontana, 2011).

In Theniet El Kelakh Formation, this detrital formation is dominated by clays with turbiditic sandstones (Bouma sequences). The frequency of convolute lamination and synsedimentary slump structures indicate that this formation has been developed by deep sea fan (mid-fan) within a proximal middle ramp. The presence of turbidity flows, strongly supports the notion of a distally steepened ramp and point to tectonic and/or diapiric instabilities (Zohdi, Mousavi-Harami, Moallemi, Mahboubi, & Immenhauser, 2013). The sandstone succession between the two carbonate formations could be related to climate change, warm to humid in this interval. These climatic changes include changes in the hydrological cycle and runoff conditions.

Tifkirt Limestone Formation is represented by the microfacies SMF4 and SMF6. Bioclastic rudstone beds in platform setting are inferred to indicate short-term in situ reworking of the platform sediments during high-energy events (i.e., storms) with limited lateral transport (Fürsich, Wilmsen, Seyed-Emami, Schairer, & Majidifard, 2003). Based on the faunal component which characterizes the reefal episodes, R3 is largely dominated by benthic fauna with high abundance and lower diversity, in addition to the remarkable similarity (morphology, growth, distribution) with some forms typical of hydrothermal vents related to submarine volcanism (Campbell, 2006; Franchi, Cavalazzi, Pierre, & Barbieri, 2014). The development of these carbonate bodies around the salt Aïn Ouarka diapir could be related to the impact of salt tectonics (halokinesis), which allows the circulation of hydrothermal fluids.

5.1.3 | Facies association 3 outer ramp

Facies association 3 (FA 3) consists mainly of MF2 (micritic microfacies) and MF3 (wackestone with pelagic fauna microfacies) which occurs mostly in the Aïn Ouarka and Aïn Rhezala formations. The micritic limestone represents a low-energy environment. Planktonic foraminifera and pelagic fauna (ammonites and belemnites), hemipelagic and the absence of hydrodynamic structures sediment are the most fundamental element of this facies, which live freely in open and distal environment of marine deep-water (Tucker & Wright, 1990), but above the carbonate compensation depth (CCD). Based on the Flügel (2010) model, we place this facies association in the outer ramp below the SWB.

Moreover, in the Aïn Rhezala Limestone, the presence of the trace fossil *Nereites* isp. with high abundance of *Chondrites* isp. and *Zoophycos* isp. indicates exploitation of a soft to firm, highly organic-rich sea floor and oxygen-depleted conditions under the water-sediment interface (Limam, Ouali-Mehadji, & Bendella, 2021). The

black shales are indicators that these carbonates were deposited under a dysoxic to anoxic environment and could be related to the Toarcian Oceanic Anoxic Event (T-OAE). This Oceanic Anoxic Event is registered in the northern palaeo-margin of Gondwana (Reolid et al., 2012).

5.2 | Sea-level evolution of the LCG during Early–Middle Jurassic

The sequence stratigraphy allows the correlation with global and/or regional sea-level charts (Hallam, 1988, 2001; Haq, Hardenbol, & Vail, 1987; Haq, Hardenbol, & Vail, 1988; Hesselbo & Jenkyns, 1998; Pienkowski, 1991, 2004) by the determination of correlative significances and ages of key surfaces and derived sea-level curves (Hesselbo & Jenkyns, 1998; Pienkowski, 1991, 2004). These goals are well established through the high resolution of the Jurassic ammonite biozonations, as used in the North Sea and western Europe, where the Jurassic contain two first-order cycles: The Ligurian cycle (Late Norian–Late Aalenian) and North sea cycle (Late Aalenian–Late Berriasian).

The marine flooding events (first- and second-order) are synchronous worldwide (Gerdes, Winefield, Simmons, & Van Oosterhout, 2010; Haq, 2014; Haq et al., 1987; Sharland et al., 2001) as the Meso-Cenozoic were dominated by a 'Greenhouse' with rapid global climate change (Jenkyns, 2003) related to the CAMP during the Late Triassic–Early Jurassic and the Karoo LIP for the Toarcian-OAE. The LIP (Large igneous province) has strong links to the global environment changes (Ernst et al., 2020) and references cited therein.

The previous biostratigraphic works of Elmi et al. (1998) used Tethyan ammonite zones for North Africa. The sequences are distinguished here by their trend in T–R sequences (see Catuneanu, 2006).

The Aïn Ouarka area shows major episodes of sea level rise (deepening-upward sequences) during the Early Hettangian, Early Sinemurian, Early Pliensbachian, Early Toarcian, Early Aalenian and Late Bajocian (Elmi et al., 1998). Moreover, the Late Bajocian and Early Bathonian is characterized by shallowing-upward sequences in a regressive trend.

Seven T–R cycles are defined in our study area. The first cycle (cycle C1) is marked by the initial installation of the carbonate platform of Chemarikh Dolostone Formation in the Early Hettangian (*Planorbis* Zone), the regressive trend is represented by the tilted and eroded block (*Liasicus*, *Angulata* and *Bucklandi* zones lacking) before the following onlap of Aïn Ouarka Limestone Formation. The Aïn Ouarka Limestone Formation contain many cycles (C2, C3, C4).

The second cycle (cycle C2) occurs in *Semicostatum* Zone and *Turneri* zones (unit a), the regressive trend is in *Obtusum-Oxynatum* zones (unit b). The third cycle (cycle C3) marked by the transgression at the *Raricostatum* Zone (unit c) and regression in the *Jamesoni* Zone (unit d). The fourth cycle (cycle C4) major transgression occurs at the *Demonense* event (unit e) with the deepening upward in *Davoei* to *Algovianum* zones (unit f and g) and the regression in the Late *Emacitum* Zone (*Elisa* subzone) and *Polymorphum* Zone of the Aïn

Rhezala Limestone Formation. The fifth cycle (cycle C5) occurs at the Early Toarcian (*Levisoni* Zone) develop deepening-upward sequences until the regression trend with the shallowing upward and filling-up sequences of the Late Toarcian (*Aalensis* Zone) of Aïn Rhezala Limestone Formation. The sixth Cycle (Cycle C6) occur in the *Opalinum* Zone with the transgression and the condensed beds of Elmi et al. (1998) from the Early Aalenian and the regression is marked by some erosional and hard ground surfaces in the Raknet El Kahla Limestone Breccia Formation covering the *Concavum* Zone (Late Aalenian) to the end of the Early Bajocian (*Humphrisianum* Zone). The seventh cycle (cycle C7) capped the Theniet El Klakh Formation that occurs in the Late Bajocian (Early *Nirotense* Zone) with regression at the top of the *Nirotense* to *Zigzag* zones (Early Bathonian).

The key surfaces of the western Saharan Atlas are maximum regressive surfaces of Helland-Hansen & Martinsen (1996) telescoped by the transgressive surface (see Posamentier & Vail, 1988) of the following transgression.

The surface regressive RS1 (post-*Planorbis* and ante-*Semicostatum*) at the base of C2 seem heterochronous. The RS2 is the lower boundary of the C5 cycle from the Early Toarcian (ante-*Levisoni*, intra-*Polymorphum*). The RS3 is in the Late Bajocian (top of *Humphrisianum*) from the Raknet El Kahla Limestone Breccia Formation. The RS4 is the top of *Nirotense* Zone, at the base of Tifkirt Formation.

The Ligurian cycle of the western Europe is equivalent here to the first-order cycle grouping C1 to C6 cycles equivalent to the Lower Carbonate Group (LCG). The Late Bajocian to Bathonian cycles is the lowest part of the western European North Sea cycle.

5.3 | Mineralogical and stable isotope features of the LCG

The mineralogical study indicates that the carbonate samples are mainly composed of calcite and detrital minerals (Table 1) commonly found in marine carbonates. The presence of pyrite (FeS₂) in the Aïn Ouarka Limestone and Aïn Rhezala Limestone formations indicates the precipitation of carbonate during the reduction of interstitial sulphate (Berner, 1984; Canfield, 1989; Canfield, Raiswell, & Bottrell, 1992). In the sediment, sulphate is reduced with particulate organic matter remineralization or with oxidation of methane dissolved in interstitial fluids during burial diagenesis. In the Raknet El Kahla Limestone, the presence of ankerite is an indicator of a late phase of circulation of deep fluids and hydrocarbons (Gay, 2002; Wang, Pan, Li, & Qin, 2008). This mineral is related to the decarboxylation of organic matter, but is closely related to an alkaline late diagenetic environment. The ankerite is usually formed under high-temperature (estimated between 60 and 150°C). The presence of the albite mineral albite in most samples indicates the leaching of magmatic bodies by hydrothermal fluid alteration (Craw, Upton, & Mackenzie, 2009) or from the fine clastic detrital origin.

The $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ values of the carbonate samples are basically marine carbonates altered by diagenesis. The data were plotted in a $\delta^{18}\text{O}$ versus the $\delta^{13}\text{C}$ bivariate plot, initially proposed by Nelson and

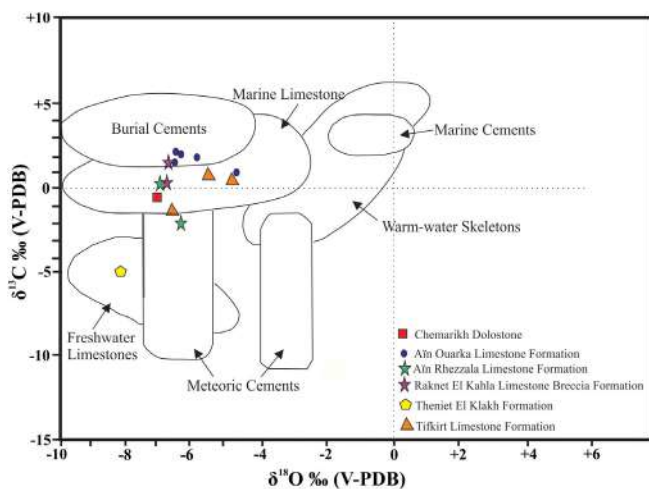


FIGURE 8 Bivariate plot of $\delta^{18}\text{O}$ – $\delta^{13}\text{C}$ showing various isotopic fields (after Nelson & Smith, 1996) of carbonate components of Aïn Ouarka area [Colour figure can be viewed at wileyonlinelibrary.com]

Smith (1996) (Figure 8). Almost all of the whole-rock samples are plotted in the marine limestone field. The $\delta^{13}\text{C}$ values have the signature of marine dissolved inorganic carbon (DIC) (Campbell, 2006; Nelson & Smith, 1996). The $\delta^{13}\text{C}$ values of carbonates mostly depend on the relative amount of CO_2 supplied from the dissolution of biogenic carbonate precursors or from pore water carbonate, and decomposition of organic matter associated with the activity of sulphate-reducing bacteria (Wanas, 2002) during cementation and recrystallization (Armstrong-Altrin, Lee, Verma, & Worden, 2009; Maliva & Dickson, 1997; Marshall, 1992).

The positive values of $\delta^{13}\text{C}$ (+1.12‰ to +2.21‰; VPDB) for the studied carbonates (Early Sinemurian–Pliensbachian Aïn Ouarka Limestone, Late Bajocian Raknet El Kahla Limestone Breccia and Late Bajocian–Bathonian Tifkirt Limestone formations) indicate an origin from low organic content area, or from pore-water and/or biogenic carbonate precursors (Wanas, 2002). On the other hand, we suggest that the ^{13}C -depleted carbon values (–5.14‰ to –2.11‰ VPDB) in the Toarcian Aïn Rhezala Limestone Formation and Late Bajocian Theniet El Klakh Formation indicate that carbon is derived from organic sources linked to bacterially mediated sulphate reduction (Warren, 2000). Also, the negative carbon isotope values are explained by heightened volcanic and/or hydrothermal activity, releasing light carbon (^{12}C) (Huang, Li, Hu, & Zhong, 2016; Mercuzot et al., 2019). The negative $\delta^{13}\text{C}$ value recorded in Toarcian Aïn Rhezala Limestone suggests that the ^{13}C -depleted carbon excursion resulted from the rapid release to the ocean and atmosphere of (biogenic) methane from methane hydrate in sediments: because biogenic methane is depleted in ^{13}C relative to ^{12}C ($\delta^{13}\text{C} \sim -60\text{‰}$), its oxidation to CO_2 in the oceans and atmosphere imparts a light carbon-enriched isotope signal in the pool of dissolved inorganic carbon (DIC) (Hesselbo et al., 2000). The spherical carbonate concretions are associated with normal faults and syndimentary instability structures in the Theniet El Kelakh Formation and indicate an upward fluid

migration (methane or residual CO_2 from the methanogenesis pathway) (Nyman, Nelson, & Campbell, 2010). The concretions show carbon isotope values ($\delta^{13}\text{C}$ of –5.14‰, VPDB) suggesting precipitation below the sulphate reduction zone from pore water and methane-derived CO_2 or a post-methanic origin from subsurface connate waters possibly with freshwater influence. Nevertheless, it is noted that $\delta^{13}\text{C}$ values in the Mesozoic and Cenozoic age display oscillations around +2‰.

The oxygen isotope values of carbonate rocks decrease with geologic age, from 0‰ in the present to –8‰ in the Lower Palaeozoic (Veizer et al., 1999).

The negative $\delta^{18}\text{O}$ values of many samples are explained by the high degree of recrystallization (at higher burial temperatures) and/or a meteoric water influence, which indicates that the original values were likely overprinted by the late diagenetic processes (Campbell, 2006; Campbell et al., 2008). Alternatively, depletion of ^{18}O is caused by the high-temperature fluids migrating from deep portions of the sedimentary column (e.g., deeply sourced thermogenic methane; hydrothermal) (Astin & Scotchman, 1988; Sample & Kopf, 1995).

For the Hettangian Chemarikh Dolostone Formation, the dolostones were usually formed when fluids enriched in Mg circulated and replaced calcium in the carbonates, and replacing the limestone with dolomite (Kaczmarek & Sibley, 2014). The presence of the calcite cement (dogtooth) and the infilling of the birds-eyes in cavities is not only evidence for meteoric water, but also a phreatic-marine environment or a hydrothermal environment with shallow burial (Flügel, 2010; Reinhold, 1999). Based on the new concept of Koeshidayatullah et al. (2020) about large-scale dolostone bodies, the negative $\delta^{18}\text{O}$ value (–7.66‰, VPDB) is suggestive of hydrothermal dolomitizing fluids in the shallow burial setting during the late syn-rift, and indicates dolomitization at relatively high temperatures or from hydrothermal dolomitizing fluids (Lukoczki et al., 2018; Tan, Shi, Tian, Wang, & Li, 2019).

The negative $\delta^{18}\text{O}$ values (–4.95‰ to –8.12‰ VPDB) for other geological formations (Early Sinemurian–Pliensbachian Aïn Ouarka Limestone, Toarcian Aïn Rhezala Limestone, Aalenian–Late Bajocian Raknet El Kahla Limestone Breccia, Late Bajocian Theniet El Klakh, and Late Bajocian–Bathonian Tifkirt Limestone formations) are not consistent with marine water ambient temperature. This reveals either the influence of surface/near surface during diagenesis (shallow burial depth) or increasing temperature by hydrothermal water (Machel, 2004; Zhu, Jin, & Hu, 2010) characterized by temperatures oscillating between 30 and 60°C (considering the most negative meteoric waters).

Two hydrothermal activity events seem to have occurred in this area: The first one during the Early Jurassic rifting episode was related to the late pulse of the CAMP volcanism (Nomade et al., 2007) linked to the opening of the Hispanic Corridor during the breakup of Pangea (Mercuzot et al., 2019). The second was during the Middle Jurassic (Bajocian–Bathonian) related to a magmatism event as basaltic flows, sills, dykes and intrusion bodies which are either interbedded with or cross-cut the surrounding carbonated-detrital formations in the High

Atlas of Morocco (Guezal, Baghdadi, & Barakat, 2013). Syn-sedimentary faults and salt tectonics networks may thus have induced the migration of hydrothermal fluids to the seafloor.

6 | CONCLUSIONS

The current study can be summarized in the following points:

1. The Lower Carbonate Group (LCG) of the Ksour Mountains (Hettangian to Bathonian) is the first transgressive sedimentary cycle following the Late Triassic–Early Jurassic rifting phase. The basin was evolved as tilted blocks and tectonic subsidence that controlled the rapid variations of lithology, thicknesses and tectonic instability.
2. Sedimentary investigations and microfacies analysis of the Lower Carbonate Group studied in the Ain Ouarka area (Western Saharan Atlas) allow to distinguish six microfacies types: The abundance of planktonic foraminifera in a muddy matrix (MF2, MF3) represents the outer ramp environment of the deepest part of the platform in the Ain Ouarka Limestone and Ain Rhezala Limestone formations. The peloids and rudstone with algae and other constituents in MF4, MF5, and MF6, reflect the middle ramp in the Raknet El Kahla Limestone Breccia, Theniet El Klakh and Tifkirt Limestone formations. The inner ramp setting is recognized by the abundance of the birds-eyes (MF1) in Chemarikh Dolostone Formation.
3. Mineralogical analysis indicate that the majority of carbonate samples contain low-Mg calcite as the main mineral accompanied with detrital minerals, such as quartz, feldspar (albite), and traces of clay minerals, pyrite and ankerite. The presence of pyrite in the Ain Ouarka Limestone Formation indicates the precipitation of carbonate during the reduction of interstitial sulphate with particulate organic matter remineralization or with oxidation of methane dissolved in interstitial fluids during burial diagenesis. The presence of ankerite in Raknet El Kahla Limestone Breccia Formation indicates a late phase of deep fluids and hydrocarbons circulation. The presence of albite in most samples indicates the leaching of magmatic bodies by hydrothermal fluid alteration.
4. The isotopic data ($\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$) show that all carbonates were precipitated in a marine environment under the warm Jurassic climate. The $\delta^{13}\text{C}$ values (–5.14‰ and + 2.21, VPDB) indicate different carbon sources: organic source via bacterially mediated sulphate reduction, or from pore-water and/or biogenic carbonate precursors. The negative $\delta^{18}\text{O}$ values (–4.95‰ to –8.12‰, VPDB) indicate that the carbonates have been mainly precipitated under the influence of increasing temperature through hydrothermal water.
5. The hydrothermal system is controlled by syndimentary faults and is related to local control by active stages of diapirism (the Triassic complex of Ain Ouarka area) linked to the Early Jurassic rifting or by the late pulse of the CAMP volcanism at a regional scale during the Early Jurassic and by the second magmatism event during the Middle Jurassic (Bajocian–Bathonian).

ACKNOWLEDGEMENTS

We are very grateful to Prof. Ian D. Somerville (Editor-in-Chief, Geological Journal) and anonymous referees who made precise reviews, which helped us in enhancing the final version of the manuscript. We want to thank Pierre Catherine, Caquineau Sandrine, and Demange Jérôme from LOCEAN-Paris laboratory and Blanc-Valleron Marie-Madeleine from MNHN (CNRS-UMR7207 CR2P Sorbonne Université, Muséum National d'Histoire Naturelle) for technical help, discussions, and advices during our stay in Paris. We also want to thank Limam Hicham for help during field work. The research was supported by the Algerian Ministry of Higher Education & Scientific Research and DGRSDT (the General Directorate of Scientific Research and Technological Development). XRD analysis were performed at the ALYSES Facility (IRD, Sorbonne University) supported by grants from Région Ile-de-France.

PEER REVIEW

The peer review history for this article is available at <https://publons.com/publon/10.1002/gj.4149>.

DATA AVAILABILITY STATEMENT

Data available upon request.

ORCID

Chikh Younes Mahboubi  <https://orcid.org/0000-0002-5276-7970>

Abdelkader Ouali Mehadjji  <https://orcid.org/0000-0003-2093-4700>

REFERENCES

- Adams, A., & Diamond, L. W. (2019). Facies and depositional environments of the Upper Muschelkalk (Schinzach Formation, Middle Triassic) in northern Switzerland. *Swiss Journal of Geosciences*, 112, 357–381. <https://doi.org/10.1007/s00015-019-00340-7>.
- Ahmad, F., Quasim, M. A., & Ahmad, A. H. M. (2020). Microfacies and diagenetic overprints in the limestones of Middle Jurassic Fort Member (Jaisalmer Formation), Western Rajasthan, India: Implications for the depositional environment, cyclicity, and reservoir quality. *Geological Journal*, 56(1), 130–151. <https://doi.org/10.1002/gj.3945>.
- Ait-Itto, F. Z., Price, G. D., Ait Addi, A., Chafiki, D., & Mannani, I. (2017). Bulk-carbonate and belemnite carbon-isotope records across the Pliensbachian–Toarcian boundary on the northern margin of Gondwana (Issouka, Middle Atlas, Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 466, 128–136. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.11.014>.
- Ameur, M. (1988). Histoire d'une plate-forme carbonatée de la marge Sud-Téthysienne: l'autochtone des Traras (Algérie occidentale) du Trias Supérieur jusqu'au Bathonien Moyen: Doc. Lab. Géol. Lyon, France, 399P.
- Andrieu, S., Brigaud, B., Barbarand, J., & Lasseur, E. (2018). The complex diagenetic history of discontinuities in shallow-marine carbonate rocks: New insights from high-resolution ion microprobe investigation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ of early cements. *Sedimentology*, 65(2), 360–399. <https://doi.org/10.1111/sed.12384>.
- Antoshkina, A. I., Ponomarenko, E. S., & Kaneva, N. A. (2014). Fenestral limestones: Specific features of Late Devonian seas in the Timan-northern Ural region. *Lithology and Mineral Resources*, 49, 461–472. <https://doi.org/10.1134/S0024490214060029>.
- Armstrong-Altrin, J. S., Lee, Y. I., Verma, S. P., & Worden, R. H. (2009). Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks

- of the Upper Miocene Kudankulam Formation, Southern India: Implications for paleoenvironment and diagenesis. *Chemie der Erde*, 69, 45–60. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2008.09.002>.
- Astin, T. R., & Scotchman, I. C. (1988). The diagenetic history of some septarian concretions from the Kimmeridge Clay, England. *Sedimentology*, 35, 349–368. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1988.tb00952.x>.
- Augier, C., & (1967). *Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hauts-plateaux*. Publication du Service Géologique de l'Algérie, Nouvelles Série 34 (pp. 47–80). Algérie: Service Géologique de l'Algérie.
- Baghli, H., Mattioli, E., Spangenberg, J. E., Bensalah, M., Arnaud-Godet, F., Pittet, B., & Suan, G. (2020). Early Jurassic climatic trends in the south-Tethyan margin. *Gondwana Research*, 77, 67–81. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2019.06.016>.
- Bassoulet, J.P. (1973). *Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie)*. Thèse de Doctorat d'État, Sciences Naturelles. Université de Paris VI, 497, p. 50, 32pl. Paris, France: Université de Paris.
- Berner, R. A. (1984). Sedimentary pyrite formation: An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 605–615.
- Bodin, S., Krencker, F. N., Kothe, T., Hoffmann, R., Mattioli, E., Heimhofer, U., & Kabiri, L. (2016). Perturbation of the carbon cycle during the Late Pliensbachian–Early Toarcian: New insight from high-resolution carbon isotope records in Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 116, 89–104. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2015.12.018>.
- Bodin, S., Mattioli, E., Fröhlich, S., Marshall, J. D., Boutib, L., Lahsini, S., & Redfern, J. (2010). Toarcian carbon isotope shifts and nutrient changes from the Northern margin of Gondwana (High Atlas, Morocco, Jurassic): Palaeoenvironmental implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297, 377–390. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.08.018>.
- Bodin, S., Mau, M., Sadki, D., Danisch, J., Nutz, A., Krencker, F. N., & Kabiri, L. (2020). Transient and secular changes in global carbon cycling during the Early Bajocian event: Evidence for Jurassic cool climate episodes. *Global and Planetary Change*, 194, 103–287. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2020.103287>.
- Campbell, K. A. (2006). Hydrocarbon seep and hydrothermal vent paleoenvironments and paleontology: Past developments and future research directions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 232, 362–407. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2005.06.018>.
- Campbell, K. A., Francis, D. A., Collins, M., Gregory, M. R., Nelson, C. S., Greinert, J., & Aharon, P. (2008). Hydrocarbon seep-carbonates of a Miocene forearc (East Coast Basin), North Island, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 204, 83–105. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2008.01.002>.
- Canfield, D. (1989). Reactive iron in marine-sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 53, 619–632.
- Canfield, D., Raiswell, R., & Bottrell, S. (1992). The reactivity of sedimentary iron minerals toward sulfide. *American Journal of Science*, 292, 659–683.
- Catuneanu, O. (2006). *Principles of sequence stratigraphy*. Amsterdam, the Netherlands: Elsevier 375 p.
- Ciszak, R. (1993). *Evolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque*. Toulouse, France: Thèses Doctorat ès Science, Université Paul Sabatier 513 p.
- Conti, S., & Fontana, D. (2011). Possible relationships between seep carbonates and gas hydrates in the miocene of the Northern Apennines. *Journal of Geological Research*, 2011, 1–9. <https://doi.org/10.1155/2011/920727>.
- Craw, D., Upton, P., & Mackenzie, D. J. (2009). Hydrothermal alteration styles in ancient and modern orogenic gold deposits, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 52(1), 11–26. <https://doi.org/10.1080/00288300909509874>.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *AAPG Memoir*, 1, 108–112.
- Elmi, S. (1978). Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïques (Maghreb). *Annales Société Géologique du Nord, Lille*, 97, 315–323.
- Elmi, S., Almeras, Y., Ameur, M., Bassoulet, J. B., Boutakiout, M., Benhamou, M., ... Mouterde, R. (1998). Stratigraphic and palaeogeographic survey of the Lower and Middle Jurassic along a north-south transect in western Algeria. *Mémoire du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris*, 179(14), 5–211.
- Ernst, R. E., Bond, D. P. G., Zhang, S., Buchan, K. L., Grasby, S. E., Youbi, N., ... Doucet, L. S. (2020). Large igneous province record through time and implications for secular environmental changes and geological time-scale boundaries. *Large Igneous Provinces*, 1–26. Washington, D.C: American Geophysical Union. <https://doi.org/10.1002/9781119507444.ch1>.
- Flamand, G. B. M. (1911). *Recherches géologiques et géographiques sur le "Haut Pays de l'Oranie et sur le Sahara (Algérie et Territoires du sud)"*. Thèse de doctorat: Sciences naturelles, n°47. Lyon, France: A. Rey 1001 p, 157 Figure, 6 cartes et dpt, 16pl.
- Flügel, E. (2010). *Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application*. Heidelberg, Germany: Springer 924 p.
- Ford, D., & Golonka, J. (2003). Phanerozoic paleogeography, paleoenvironment and lithofacies maps of the circum-Atlantic margins. *Marine and Petroleum Geology*, 20, 249–285. [https://doi.org/10.1016/S0264-8172\(03\)00041-2](https://doi.org/10.1016/S0264-8172(03)00041-2).
- Franchi, F., Cavalazzi, B., Pierre, C., & Barbieri, R. (2014). New evidences of hydrothermal fluids circulation at the Devonian Kess Kess mounds, Hamar Laghdad (eastern Anti-Atlas, Morocco). *Geological Journal*, 50 (5), 634–650. <https://doi.org/10.1002/gj.2582>.
- Fürsich, F. T., Wilmsen, M., Seyed-Emami, K., Schairer, G., & Majidifard, M. R. (2003). Platform-basin transect of a Middle to Late Jurassic large-scale carbonate platform system (Shotori mountains, Tabas area, east-central Iran). *Facies*, 48, 171–198. <https://doi.org/10.1007/BF02667538>.
- Gay, A. (2002). Les marqueurs géologiques de la migration et de l'expulsion des fluides sédimentaires sur le plancher des marges passives matures. In *Exemples dans le bassin du Congo*. Lille, France: Université des Sciences et Technologies de Lille. 435 p.
- Gerdes, K. D., Winefield, P., Simmons, M. D., & Van Oosterhout, C. (2010). The influence of basin architecture and eustasy on the evolution of Tethyan Mesozoic and Cenozoic carbonate sequences. *Geological Society, London, Special Publications*, 329, 9–41. <https://doi.org/10.1144/SP329.2>.
- Gómez, J. J., Goy, A., & Canales, M. L. (2008). Seawater temperature and carbon isotope variations in belemnites linked to mass extinction during the Toarcian (Early Jurassic) in Central and Northern Spain. Comparison with other European sections. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 258, 28–58. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2007.11.005>.
- Guardia, P. (1975). *Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude de l'Oranie nord occidentale. Relations structurales et paléogéographiques entre le Rif externe, le Tell et l'avant pays atlasique*. Thèse Doctorat d'Etat, Nice, n° AO 11417. 289 p., 141 Figure, V pl., 1 carte h. t (inédit). Nice, France: Université de Nice.
- Guezal, J., Baghdadi, M., & Barakat, A. (2013). Les Basaltes de l'Atlas de Béni-Mellal (Haut Atlas Central, Maroc): un Volcanisme Transitionnel Intraplaque Associé aux Stades de L'évolution Géodynamique du Domaine Atlasique. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ* 36_2, 36(2), 70–85. https://doi.org/10.11137/2013_2_70_85.
- Hallam, A. (1988). A re-evaluation of Jurassic eustasy in the light of new data and the revised Exxon curve. In C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. S. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross, & J. C. Van Wagoner (Eds.), *Sea-level changes - An integrated approach*. SEPM special.

- publication, no. 42 (pp. 261–273). USA: Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0261>.
- Hallam, A. (2001). A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167, 23–37.
- Haq, B. U. (2014). *Jurassic sea-level variations: A reappraisal*. USA: The Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/GSATG359A.1>.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235, 1156–1167. <https://doi.org/10.1126/science.235.4793.1156>.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., & Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. In C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. A. Ross, H. Posamentier, J. Van Wagoner, & C. G. S. C. Kendall (Eds.), *SEPM special publication Sea level changes – An integrated approach* (Vol. 42, pp. 71–108). USA: Society for Sedimentary Geology.
- Harazim, D. A., Van De Schootbrugge, B., Sorichter, K., Weug, A., Suan, G., & Oschmann, W. (2013). Spatial variability of watermass conditions within the European Epicontinental Seaway during the Early Jurassic (Pliensbachian–Toarcian). *Sedimentology*, 60, 359–390. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2012.01344.x>.
- Harries, P. J., & Little, C. T. S. (1999). The Early Toarcian (Early Jurassic) and the Cenomanian–Turonian (Late Cretaceous) mass extinctions: Similarities and contrasts. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 154, 39–66. [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(99\)00086-3](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(99)00086-3).
- Helland-Hansen, W., & Martinsen, O. J. (1996). Shoreline trajectories and sequences: Description of variable depositional-dip scenarios. *SEPM JSR*, 66(4), 670–688. <https://doi.org/10.1306/D42683DD-2B26-11D7-8648000102C1865D>.
- Hesselbo, S. P., Gröcke, D. R., Jenkyns, H. C., Bjerrum, C. J., Farrimond, P., Morgans Bell, H. S., & Green, O. R. (2000). Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event. *Nature*, 406, 392–395.
- Hesselbo, S. P., & Jenkyns, H. C. (1998). British Lower Jurassic sequence stratigraphy. In P. C. de Graciansky, J. Hardenbol, T. Jacquin, & P. R. Vail (Eds.), *Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins: Special publication of the society for sedimentary geology (SEPM)* (Vol. 60, pp. 545–559). USA: Society for Sedimentary Geology.
- Huang, K., Li, X., Hu, Z., & Zhong, Y. (2016). Oxygen and carbon isotopic composition of carbonate rocks of the Permian Qixia Formation, Sichuan Basin: Thermal effects of Emeishan Basalt. *Earth Sciences Research Journal*, 20, 1–9. <https://doi.org/10.15446/esrj.v20n1.52403>.
- Jenkyns, H. C. (2003). Evidence for rapid climate change in the Mesozoic–Palaeogene greenhouse world. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 361, 1885–1916. <https://doi.org/10.1098/rsta.2003.1240>.
- Jenkyns, H. C., Jones, C. E., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P., & Parkinson, D. N. (2002). Chemostratigraphy of the Jurassic System: Applications, limitations and implications for palaeoceanography. *Journal of the Geological Society*, 159, 351–378. <https://doi.org/10.1144/0016-764901-130>.
- Kaczmarek, S. E., & Sibley, D. F. (2014). Direct physical evidence of dolomite recrystallization. *Sedimentology*, 61, 1862–1882. <https://doi.org/10.1111/sed.12119>.
- Kennett, J. P., & Fackler-Adams, B. N. (2000). Relationship of clathrate instability to sediment deformation in the Upper Neogene of California. *Geology*, 28(3), 215–218. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)28%3C215:ROCITS%3E2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)28%3C215:ROCITS%3E2.0.CO;2).
- Khalifa, M., Al-Kahtany, K., Farouk, S., El-Sorogy, A. S., & Al-Qahtani, A. (2021). Microfacies architecture and depositional history of the Upper Jurassic (kimmeridgian) Jubaila Formation in central Saudi Arabia. *Journal of African Earth Sciences*, 174, 104076. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2020.104076>.
- Koeshidayatullah, A., Corlett, H., Stacey, J., Swart, P. K., Boyce, A., Robertson, H., ... Hollis, C. (2020). Evaluating new fault-controlled hydrothermal dolomitization models: Insights from the Cambrian Dolomite, Western Canadian Sedimentary Basin. *Sedimentology*, 67, 2945–2973. <https://doi.org/10.1111/sed.12729>.
- Krencker, F. N., Bodin, S., Hoffmann, R., Suan, G., Mattioli, E., Kabiri, L., ... Immenhauser, A. (2014). The Middle Toarcian cold snap: Trigger of mass extinction and carbonate factory demise. *Global and Planetary Change*, 117, 64–78. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2014.03.008>.
- Leprêtre, R., Frizon de Lamotte, D., Combier, V., Gimeno-Vives, O., Mohn, G., & Eschard, R. (2018). The Tell-Rif orogenic system (Morocco, Algeria, Tunisia) and the structural heritage of the southern Tethys margin. *Bulletin de La Société Géologique de France*, 189(2), 10. <https://doi.org/10.1051/bsgf/2018009>.
- Limam, H., Ouali-Mehadjji, A., & Bendella, M. (2021). The Chefar El Ahmar Formation (Late Emsian–Frasnian Ib) in the Marhouma section (Saoura, Algerian Sahara): Insights from ichnology and sedimentology. *Arabian Journal of Geosciences*, 14, 274–289. <https://doi.org/10.1007/s12517-021-06669-4>.
- Lukoczki, G., Haas, J., Gregg, J. M., Machel, H. G., Kele, S., & John, C. M. (2018). Multi-phase dolomitization and recrystallization of Middle Triassic shallow marine–peritidal carbonates from the Mecsek Mts. (SW Hungary), as inferred from petrography, carbon, oxygen, strontium and clumped isotope data. *Marine and Petroleum Geology*, 101, 440–458. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.12.004>.
- Machel, H. G. (2004). Concepts and models of dolomitization: A critical reappraisal. In C. J. R. Braithwaite, G. Rizzi, & G. Darke (Eds.), *The geometry and petrogenesis of dolomite hydrocarbon reservoirs* (Vol. 245, pp. 7–63). London: Geological Society Special Publication.
- Mahboubi, C. Y., Radulović, B. V., Ouali Mehadjji, A., Ayoub-Hannaa, W., & Munnecke, A. (2021). Late Jurassic (Oxfordian–Kimmeridgian) brachiopods of the El Bayadh Area (Central Saharan Atlas, Algeria): Biostratigraphy, stratigraphic revision, paleobiogeography and paleoecology. *Historical Biology*, 34, 1–21. <https://doi.org/10.1080/08912963.2020.1861609>.
- Maliva, R. G., & Dickson, J. A. D. (1997). Ulster White Limestone Formation (Upper Cretaceous) of Northern Ireland: Effects of basalt loading on chalk diagenesis. *Sedimentology*, 44, 105–112.
- Marok, A., & Reolid, M. (2012). Lower Jurassic sediments from the Rhar Roubane Mountains (Western Algeria): Stratigraphic precisions and syndimentary block-faulting. *Journal of African Earth Sciences*, 76, 50–65. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2012.09.005>.
- Marshall, J. D. (1992). Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129, 143–160.
- Meddah, A., Bertrand, H., & Elmi, S. (2007). La province magmatique de l'Atlantique central dans le bassin des Ksour (Atlas saharien, Algérie). *Comptes Rendus Geoscience*, 339, 24–30. <https://doi.org/10.1016/j.crte.2006.10.006>.
- Mekahli, L. (1998). *Evolution des Monts des Ksour (Algérie) de l'Hettangien au Bajocien. Biostratigraphie, sédimentologie, évolution paléogéographique stratigraphique séquentielle*. Lyon, France: Documents des Laboratoires de Géologie n°147,319 p., 67 Figure, 49 pl.
- Mercuzot, M., Pellenard, P., Durlet, C., Bougeault, C., Meister, C., Dommergues, J. L., ... El Hmidi, K. (2019). Carbon-isotope events during the Pliensbachian (Lower Jurassic) on the African and European margins of the NW Tethyan Realm. *Newsletters on Stratigraphy*, 53, 41–69. <https://doi.org/10.1127/nos/2019/0502>.
- Naehr, T. H., Eichhubl, P., Orphan, V. J., Hovland, M., Paull, C. K., Ussler Iii, W., ... Greene, H. G. (2007). Authigenic carbonate formation at hydrocarbon seeps in continental margin sediments: A comparative study. *Deep-Sea Research Part II*, 54, 1268–1291. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.010>.

- Nelson, C. S., & Smith, A. M. (1996). Stable oxygen and carbon isotope compositional fields for skeletal and diagenetic components in New Zealand Cenozoic nontropical carbonate sediments and limestones: A synthesis and review. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 39, 93–107. <https://doi.org/10.1080/00288306.1996.9514697>.
- Nomade, S., Knight, K. B., Beutel, E., Renne, P. R., Verati, C., Feraud, G., ... Bertrand, H. (2007). Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: Implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 244, 326–344. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2006.06.034>.
- Nyman, S. L., Nelson, C. S., & Campbell, K. A. (2010). Miocene tubular concretions in East Coast Basin, New Zealand: Analogue for the subsurface plumbing of cold seeps. *Marine Geology*, 272, 319–336. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.03.021>.
- Pienkowski, G. (1991). Eustatically-controlled sedimentation in the Hettangian–Sinemurian (Early Jurassic) of Poland and Sweden. *Sedimentology*, 38, 503–518.
- Pienkowski, G. (2004). The epicontinental Lower Jurassic of Poland. *Polish Geological Institute, Special Papers*, 12, 1–122.
- Pomar, L. (2001). Types of carbonate platforms: A genetic approach. *Basin Research*, 13(3), 313–334. <https://doi.org/10.1046/j.0950-091x.2001.00152.x>.
- Posamentier, H. W., & Vail, P. R. (1988). *Eustatic controls on clastic deposition II - sequence and systems tract models*. (Vol. 42, pp.125–154). USA: SEPM Society for Sedimentary Geology. <https://doi.org/10.2110/pec.88.01.0125>
- Price, G. D., Baker, S. J., VanDeVelde, J., & Clémence, M. E. (2016). High-resolution carbon cycle and seawater temperature evolution during the Early Jurassic (Sinemurian–Early Pliensbachian): Jurassic carbon and temperature change. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 17, 3917–3928. <https://doi.org/10.1002/2016GC006541>.
- Rachidi, M. (2012). *La diagénèse d'enfouissement et l'évolution des fluides dans un contexte structural (jurassique, moyen et haut atlas, Maroc)*. Canada: Thèse Université Laval.
- Reinhold, C. (1999). Dog-tooth cements: Indicators of different diagenetic environments. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, 1997, 1221–1235.
- Reolid, M., Sebane, A., Rodríguez-Tovar, F. J., & Marok, A. (2012). Foraminiferal morphogroups as a tool to approach the Toarcian Anoxic Event in the Western Saharan Atlas (Algeria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 323–325, 87–99. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2012.01.034>.
- Ritter, E. (1901). Le Djebel Amour et les Monts des Ouled Nail. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 3(2), 1–100.
- Roberts, H. H., Feng, D., & Joye, S. B. (2010). Cold-seep carbonates of the middle and lower continental slope, northern Gulf of Mexico. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 57, 2040–2054. <https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2010.09.003>.
- Ruebsam, W., Müller, T., Kovács, J., Pálffy, J., & Schwark, L. (2018). Environmental response to the Early Toarcian carbon cycle and climate perturbations in the northeastern part of the West Tethys shelf. *Gondwana Research*, 59, 144–158. <https://doi.org/10.1016/J.GR.2018.03.013>.
- Sample, J. C., & Kopf, A. (1995). Geochemistry of syntectonic carbonate cements and veins from the Oregon margin (ODP Leg 146): Implications for the hydrogeologic evolution of the accretionary wedge. In B. Carson, G. Westbrook, & R. Musgrave (Eds.), *Proceedings of ODP, Scientific results*, 146 (pp. 137–148). College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Sebane, A., Marok, A., & Elmi, S. (2007). Évolution des peuplements de foraminifères pendant la crise toarcienne à l'exemple des données des monts des Ksour (Atlas saharien occidental, Algérie). *Comptes Rendus Palevol*, 6, 189–196. <https://doi.org/10.1016/j.crvp.2006.10.002>.
- Sharland, P. R., Archer, R., Casey, D. M., Davies, R. B., Hall, S. H., Heward, A. P., ... Simmons, M. D. (2001). Arabian Plate sequence stratigraphy. *GeoArabia*, 2, 371.
- Tan, Q., Shi, Z., Tian, Y., Wang, Y., & Li, W. (2019). Petrological and geochemical constraints on the origin of dolomites: A case study from the Early Cambrian Qingxudong Formation, Sichuan Basin, South China. *Carbonates and Evaporites*, 34, 1639–1656. <https://doi.org/10.1007/s13146-019-00513-3>.
- Tucker, M. E., & Wright, V. P. (1990). *Carbonate sedimentology*. Oxford, England: Blackwell Science 482 p.
- Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., ... Strauss, H. (1999). $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. *Chemical Geology*, 161, 59–88.
- Wanas, H. A. (2002). Petrography, geochemistry, and primary origin of spheroidal dolomite from the Upper Cretaceous/Lower Tertiary Maghra El-Bahari formation at Global Ataq, northwest Gulf of Suez, Egypt. *Sedimentary Geology*, 151, 3–4.
- Wang, L., Pan, Y., Li, J., & Qin, H. (2008). Magnetic properties related to thermal treatment of pyrite. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51, 1144–1153.
- Warren, J. (2000). Dolomite: Occurrence, evolution and economically important associations. *Earth-Science Reviews*, 52, 1–81.
- Wilson, J. L. (1975). *Carbonate facies in geologic history*. 471 pp., 183 Figs., 30 Pls. New York, NY: Springer, Springer.
- Zhu, D., Jin, Z., & Hu, W. (2010). Hydrothermal recrystallization of the Lower Ordovician dolomite and its significance to reservoir in northern Tarim Basin. *Science China Earth Sciences*, 53, 368–381. <https://doi.org/10.1007/s11430-010-00>.
- Zohdi, A., Mousavi-Harami, R., Moallemi, S. A., Mahboubi, A., & Immenhauser, A. (2013). Evolution, paleoecology and sequence architecture of an Eocene carbonate ramp, southeast Zagros Basin, Iran. *GeoArabia*, 18(4), 49–80.

How to cite this article: Mahboubi CY, Ouali Mehadji A, Chevalier N. Microfacies and stable isotope features of the Lower–Middle Jurassic carbonate rocks of Western Saharan Atlas (Aïn Ouarka area, Algeria). *Geological Journal*. 2021;1–16. <https://doi.org/10.1002/gj.4149>