

N° d'ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université Mouloud Mammeri de Tizi-Ouzou



Facultés des Sciences Biologiques et des Sciences Agronomiques
Département des Sciences Géologiques

Mémoire de fin d'études

Présenté pour l'obtention du Diplôme de Master en Sciences de la Terre

Option : Géologie des Bassins Sédimentaires

Thème :

**ÉTUDE SÉDIMENTOLOGIQUE ET ICHNOLOGIQUE DE LA
FORMATION DES GRÈS DE SIDI AMAR (JURASSIQUE SUP.,
ALGÉRIE NORD-OCCIDENTALE)**

Par

HAMRAOUI Rabah
MEHIDI Ayoub Gaya

Soutenu le : 19/06/2025 devant la commission d'examen :

Mr. MAKHLOUF Ali	Maître de Conférences A, UMMTO	Président
Mr. BOUCHEMLA Imad	Maître de Conférences B, UMMTO	Rapporteur
Mr. ACHOUI M'hand	Maître Assistant, UMMTO	Examineur

Tizi Ouzou, 2025

Dédicace

Je souhaite exprimer toute ma gratitude et mon affection à ma famille, sans qui ce travail n'aurait pu aboutir.

À mon père et à ma mère, merci pour votre amour inconditionnel, votre patience, vos sacrifices et votre soutien indéfectible tout au long de mon parcours.

Vous avez toujours cru en moi, et c'est grâce à vous que j'ai pu avancer avec confiance.

À mon frère et à ma sœur, merci pour votre présence, vos encouragements et votre compréhension, qui m'ont beaucoup aidé dans les moments difficiles.

Ce mémoire est le fruit de vos valeurs et de votre soutien. Je vous dédie ce travail avec toute ma reconnaissance et mon amour.

Kamraoui Rabah

Dédicace

À ma chère mère,

*Modèle d'amour, de courage et de sacrifice,
qui a toujours cru en moi-même dans les moments de doute,
et dont les prières, le soutien inconditionnel et l'affection indéfectible
ont été ma lumière sur le chemin de ce parcours universitaire.*

*Ce travail est le fruit de vos efforts autant que des miens.
Merci pour tout, Je t'aime maman.*

À mes deux frères,

*Qui m'ont toujours soutenu avec bienveillance,
qui ont su être des piliers dans les moments difficiles,
et dont l'encouragement constant m'a donné la force d'avancer.*

*Merci pour votre présence, votre patience et votre confiance.
Ce mémoire vous est aussi dédié.*

Mehidi Ayoub Gaya.

Avants propos

À la fin de ce travail, nous adressons nos sincères remerciements à Dieu le Tout-Puissant, qui nous a guidés et donné la puissance pour arriver à terme de nos études.

Il est temps d'exprimer nos remerciements à tous ceux qui nous ont apporté de l'aide et de conseils durant la réalisation de ce travail en particulier :

Il est cher à nos cœurs d'exprimer toutes nos gratitude à Monsieur **BOUCHEMLA Imad**, Maître de Conférences B à l'UMMTO qui a su nous faire confiance. Nous le remercions vivement pour toutes les connaissances et les enseignements qu'il a su nous apporter, bien au-delà du domaine de la géologie. Nous n'oublierons jamais sa rigueur scientifique et son enthousiasme sur le terrain.

Nous adressons nos vifs remerciements à Monsieur **MAKHLOUF Ali**, Maître de Conférences A à l'UMMTO, d'avoir accepté de présider ce jury.

Nous sommes agréablement honorés de voir, parmi les membres du jury, Monsieur **ACHOUI M'hand**, Maître Assistant à l'UMMTO. Nous le remercions énormément d'avoir accepté de faire partie du jury et d'examiner ce modeste travail.

Nos remerciements s'adressent également à Monsieur **BENYOUCEF Madani**, Professeur à l'université de Mascara de nous avoir accompagné et aidé sur le terrain. Ses précieuses explications concernant la géologie régionale, particulièrement les Monts de Saïda, ont été d'un grand intérêt et nous ont beaucoup apporté.

Nous tenons à remercier énormément Madame **ABDERAHMANI** pour son aide précieuse dans la préparation des lames minces.

Un grand merci tout particulier à nos parents, familles et amis pour leur soutien constant, leur encouragement et leur présence indéfectible pendant toutes ces années d'études.

Nous n'oublions pas de présenter nos chaleureux remerciements à tous nos enseignants du Département des Sciences Géologiques, UMMTO, à qui nous devons beaucoup pour nos formations.

Nous souhaitons exprimer notre reconnaissance envers l'équipe technique et administrative du département ainsi qu'à tous les collègues de promotion pour les échanges constructifs et le soutien moral tout au long de ce projet.

Enfin, toutes nos gratitude vont à tous ceux qui ont participé, de près ou loin, à l'élaboration de ce travail.

HAMRAOUI Rabah et MEHIDI Ayoub Gaya

Résumé

L'étude menée dans le secteur de Sidi Amar (Monts de Saïda, domaine tlemcénien) porte sur la Formation des Grès de Sidi Amar, datée de l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien inférieur. Elle révèle une sédimentation à dominance détritique interrompue par quelques épisodes carbonatés oolithiques, reflétant une évolution soumise à des influences tectoniques et paléogéographiques multiples. En fonction des caractères lithologiques et géométriques, cette formation est subdivisée en deux membres :

Un membre inférieur argilo-gréso-calcaire, marqué par une sédimentation à cachet mixte silico-clastique et carbonatée. Les niveaux gréseux sont riches en figures sédimentaires et en traces fossiles, tandis que les bancs calcaires sont généralement oolithiques présentant parfois quelques fossiles. La sédimentologie de ce membre est caractérisée par une association typique d'un environnement marin relativement profond de type offshore de transition à shoreface inférieur, influencé par des courants de tempêtes avec des phases de décantation en période calme.

Un membre supérieur gréseux, caractérisé par la dominance des barres gréseuses massives et chenalisées, présentant quelques figures sédimentaires et une faible bioturbation dominée par des terriers obliques et verticaux. L'enchaînement de ces faciès suggère un milieu de dépôt peu profond (shoreface moyen à supérieur), soumis à une forte énergie hydrodynamique.

L'inventaire ichnologique a identifié 12 ichnoespèces réparties en deux ichnofaciès : *Cruziana* dans le membre inférieur, et *Skolithos* dans le membre supérieur. Ces résultats confirment une dynamique régressive de la bathymétrie, traduisant un passage progressif d'un environnement marin relativement profond vers un milieu littoral plus énergétique avec une augmentation de l'influence des apports détritiques.

Mots clés: Jurassique supérieur; Monts de Saïda; Grès de Sidi Amar; Téthys; paléoenvironnement; traces fossiles.

Abstract

The present study, conducted in the Sidi Amar area (Saïda Mountains, Tlemcenian domain), focuses on the Sidi Amar Sandstone Formation, which dates from the Upper Oxfordian to the Lower Kimmeridgian. The sedimentary succession is characterized by a preponderance of detrital sedimentation, interspersed with sporadic oolitic carbonate episodes. This indicates an evolutionary path influenced by a range of tectonic and paleogeographic factors. The formation is subdivided into two main members based on lithological and geometric characteristics.

A lower clay-sandstone-limestone member, marked by mixed silicoclastic and carbonate sedimentation. The sandstone beds are characterized by a high abundance of sedimentary structures and trace fossils, while the limestone facies predominantly exhibit oolitic characteristics, yielding a modest number of fossils. The sedimentology of this member is characterized by a facies association typical of a relatively deep marine offshore transition to lower shoreface settings. This environment is primarily influenced by storm currents with periods of calm in between, allowing the settling of fine mud particulates.

The upper sandstone member is characterized by substantial, channelized sandstone bars that exhibit a few sedimentary features and low bioturbation intensity. The observed biogenic structures typically have oblique to vertical orientations. The sedimentary succession of this member suggests a shallow marine setting (middle to upper shoreface) marked by high hydrodynamic energy.

The ichnological investigation yielded 12 ichnospecies, which were divided into two ichnofacies: the lower member is characterized by the *Cruziana* ichnofacies, while the upper member is marked by the *Skolithos* ichnofacies. These results confirm a regressive dynamic in the bathymetry, reflecting a gradual transition from a relatively deep marine environment to a more energetic littoral environment, with an increase in the influence of detrital inputs.

Key words: Upper Jurassic; Saïda Mountains; Sidi Amar Sandstone; Tethys; paleoenvironment; trace fossils.

*Liste des figures
et des tableaux*

Liste des figures

Figure 01.	Les grands ensembles géographiques de la chaîne alpine en Méditerranée occidentale (d'après Benest, 1985).....	05
Figure 02.	Position géographique du secteur d'étude (Extrait de la feuille topographique de Mefteh Sidi Boubekeur (ex. Charrier) N° 247 au 1/50000.....	06
Figure 03.	Carte géologique simplifiée de l'Oranie et du Maroc oriental (d'après Ouardas, 1983)	07
Figure 04.	Coupe synthétique des Monts de Saïda (d'après Ouardas, 1983)	09
Figure 05.	Schéma tectonique de la wilaya de Saïda (Ouardas, 1983)	11
Figure 06.	Grands traits structuraux de la mosaïque atlasique de l'Afrique du Nord-Ouest (D'après Elmi, 1978).....	12
Figure 07.	Liste des figurés utilisés le long du manuscrit	16
Figure 08.	Position géographique de la coupe du Djebel Nadjaa avec les traits de coupes	17
Figure 09.	Position géographique de la coupe du Djebel Nadjaa avec les traits de coupes.....	18
Figure 10.	Succession lithostratigraphique de la Formation des Grés de Sidi Amar dans le secteur du Djebel Nadjaa. FAS : Formation des Argiles de Saïda ; FDT : Formation des Dolomies de Tlemcen	19
Figure 11.	A. Vue panoramique des Argiles du membre inférieur renfermant des niveaux gréseux centimétriques de couleur jaunâtre à brunâtre. B. Grès fins jaunâtres à laminations parallèles. C. Grès fins contenant des fragments de bois silicifié	20
Figure 12.	A. Lame mince du premier faciès carbonaté dans le membre inférieur montrant un calcaire oolithique à ciment ferrugineux. B. Détaille de A présentant l'allure générale des oolithes recristallisés	21
Figure 13.	Photos de terrain montrant les principaux caractères lithologiques de la partie médiane du premier membre. A. Rides de vagues avec bioturbations (flèches noires). B. Banc gréseux à laminations parallèles et entrecroisées (flèche rouge), litages de rides (flèche verte), et vers le sommet montre une surface de ravinement (flèche noire). C. Barre gréseux massive chenalisée montrant une surface de ravinement (flèche noire). D. Laminations ondulées. E-F. Banc gréseux à laminations entrecroisées en mamelon (HCS ; flèches rouges) et en creux (SCS ; flèches jaunes)	22
Figure 14.	A-D. Photos microscopiques des niveaux carbonatés de la partie médiane du premier membre révélant des calcaires oobiospartiques à oospartiques à texture grainstone	23
Figure 15.	Photos de terrain montrant les principaux caractères lithologiques de la partie supérieur du premier membre. A-B. Barres gréseuses métriques à aspect chenalisé. C. Banc gréseux à HCS (flèche noire). D-E. Faciès carbonatés riches en bioclastes et tiges de crinoïdes (flèches blanches). F. Bioturbations observées dans la base des bancs carbonatés.....	24
Figure 16.	Lame mince des derniers niveaux carbonatés observés dans le sommet du membre inférieur montrant un calcaire oolithique. B-D. Détaille de A montrant un calcaire oospartique, de texture grainstone	25
Figure 17.	Photos de terrain montrant les principaux caractères lithologiques du deuxième membre. A-B. Série des barres gréseuses métriques à décamétriques. C. Banc gréseux à laminations entrecroisées. D. Barre gréseuse métrique montrant des laminations obliques déformées (<i>Overtured laminations</i>) (flèche blanche) et figure d'échappement de fluides (flèches rouges). E. Bioturbations représentée par plusieurs terriers verticaux.....	26

Liste des figures et des tableaux

Figure 18.	Présentation photographique montrant un banc gréseux fortement bioturbé par des terriers horizontaux et verticaux	29
Figure 19.	Présentation photographique montrant un banc gréseux à tronc d'arbre silicifié	30
Figure 20.	Présentation schématique montrant des laminations horizontales planes.....	31
Figure 21.	Présentation schématique montrant des laminations obliques en mamelon (HCS) et en creux (SCS) (d'après Collinson et Mountney, 2019). A. Architecture interne et externe des stratifications entrecroisées en mamelons (HCS) B. Architecture interne et externe des stratifications entrecroisées en creux (SCS).....	34
Figure 22.	A. Présentation photographique montrant un banc gréseux à laminations horizontales, laminations entrecroisées (ou obliques) en mamelon (HCS) et en creux (SCS). B. détail de A.....	35
Figure 23.	Profil d'une plateforme (nomenclature en fonction de l'hydrodynamisme) montrant la distribution des associations de faciès FA1 et FA2 . A. Subdivision de Guillocheau et al. (1983) et Plint et al. (1992) ; B. subdivision de Komar (1976) et Reading et Collinson (1996).....	38
Figure 24.	Traces fossiles de la Formation des Grès de Sidi Amar. A. <i>Bergaueria perata</i> (flèche blanche) et <i>Thalassinoides suevicus</i> (flèche noire). B. <i>Bolonia lata</i> . C. <i>Chondrites targionii</i> . D. <i>Ophiomorpha nodosa</i> . E. <i>Palaeophycus tubularis</i> . F. <i>Planolites montanus</i>	41
Figure 25.	Traces fossiles de la Formation des Grès de Sidi Amar. A. <i>Rhizocorallium</i> isp.. B. <i>Rosselia socialis</i> . C. <i>Scolicia</i> isp.. D. <i>Skolithos linearis</i> . E. <i>Taenidium</i> isp.. F. <i>Thalassinoides suevicus</i>	43
Figure 26.	Milieu de dépôts, association de faciès et caractéristique ichnologique de la Formation des Grès de Sidi Amar selon un modèle sédimentaire adopté.....	46
Figure 27.	Association de faciès, milieux de dépôts et ichnofaciès de la Formation des Grès de Sidi Amar dans sa localité type.....	47

Liste des tableaux

Tableau 01.	Tableau récapitulatif des principaux faciès, sous faciès et leurs processus de formation. (Sy : Symbole).....	34
--------------------	---	-----------

Table de matière

DÉDIACACEA	
AVANT PROPOS	01
RÉSUMÉ	02
ABSTRACT	03
Liste des figures et des tableaux.....	
Table de matière.....	
CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS	
I. INTRODUCTION	04
II. CADRE GÉOGRAPHIQUE	04
A- Cadre géographique général	04
B- Cadre géographique local	06
III. CADRE GÉOLOGIQUE	06
1- Le Trias	07
2- Le Jurassique Inferieur	07
3- Le Jurassique Moyen	08
4- Le Jurassique supérieur.....	08
IV. CADRE STRUCTUREL	10
a- La transversale Aïn Sefra-Saïda	11
b- La transversale El Bayadh-Tiaret	11
V. HISTORIQUES DES RECHERCHES SUR LES MONTS DE SAÏDA.....	12
VI. MÉTHODOLOGIE DE TRAVAIL	15
1- Terrain	15
2- Laboratoire	15
CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE	
I. INTRODUCTION	17
II. ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE	17
III. LOCALISATION DE LA COUPE	17
IV. DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE	18
Membre inférieur argilo-gréso-calcaire	20
Membre supérieur gréseux	25
CHAPITRE III : SÉDIMENTOLOGIE	
I. INTRODUCTION.....	27
II. INVENTAIRES, DESCRIPTIONS ET INTERPRETATIONS DES FACIES DE LA FORMATION DES GRES DE SIDI AMAR	27
1.Facies A ; Les Argiles (FA)	27
A. Description et Définition	27
B. Interprétation	27
2.Facies C ; Les Carbonates (FC)	27
<i>Sous faciès CO ; Calcaires oolithiques</i>	27

Table de matière

A. Description et Définition	28
B. Interprétation	28
3.Faciès G ; les Grès (FG)	28
<i>Sous faciès GM ; grès massifs</i>	28
A. Description et Définition	28
B. Interprétation	28
<i>Sous faciès GB ; grès bioturbés</i>	29
A. Description et Définition	29
B. Interprétation	29
<i>Sous faciès GBS ; grès à bois silicifié</i>	30
A. Description et Définition	30
B. Interprétation	30
<i>Sous faciès GC ; grès chenalisé</i>	31
A. Description et Définition	31
B. Interprétation	31
<i>Sous faciès GLP ; grès à laminations parallèles planes</i>	31
A. Description et Définition	31
B. Interprétation	32
<i>Sous faciès GLO ; grès à laminations oblique</i>	32
A. Description et Définition	32
B. Interprétation	32
<i>Sous faciès GLE ; grès à laminations entrecroisées</i>	32
A. Description et Définition	32
B. Interprétation	32
<i>Sous faciès GLON ; grès à laminations parallèles ondulées</i>	33
A. Description et Définition	33
B. Interprétation	33
<i>Sous faciès GLEHS ; Grès à laminations entrecroisées (ou obliques) en mamelon (HCS) et en creux (SCS)</i>	33
A. Description et Définition	33
B. Interprétation	33
<i>Sous faciès GRV ; grès à rides de vagues</i>	35
A. Description et Définition	35
B. Interprétation	35
III. ASSOCIATION DE FACIES ET ENVIRONNEMENT DE DEPOT	37
CHAPITRE IV : ICHNOLOGIE	
I. INVENTAIRE DES TRACES FOSSILES.....	39
<i>Bergaueria perata</i>	39
1. Description.....	39
2. Discussion.....	39
<i>Bolonia lata</i>	39
1. Description.....	39
2. Discussion.....	39

Table de matière

<i>Chondrites targionii</i>	39
1. Description.....	40
2. Discussion.....	40
<i>Ophiomorpha nodosa</i>	40
1. Description.....	40
2. Discussion.....	40
<i>Palaeophycus tubularis</i>	40
1. Description.....	40
2. Discussion.....	40
<i>Planolites montanus</i>	40
1. Description.....	40
2. Discussion.....	41
<i>Ichnogénre Rhizocorallium</i>	41
<i>Rhizocorallium</i> isp.....	41
1. Description.....	41
2. Discussion.....	41
<i>Rosselia socialis</i>	41
1. Description.....	41
2. Discussion.....	41
<i>Ichnogénre Scolicia</i>	42
<i>Scolicia</i> isp.....	42
1. Description.....	43
2. Discussion.....	44
<i>Skolithos linearis</i>	44
1. Description.....	44
2. Discussion.....	44
<i>Ichnogénre Taenidium</i>	44
<i>Taenidium</i> isp.....	44
1. Description.....	44
2. Discussion.....	44
<i>Thalassinoides suevicus</i>	45
1. Description.....	45
2. Discussion.....	45
II. ASSOCIATION DES TRACES FOSSILES ET ICHNOFACIES.....	45
CHAPITRE V : CONCLUSION GÉNÉRALE	
<i>Conclusion générale</i>	48
<i>Références bibliographiques</i>	50

I. INTRODUCTION

Le présent travail qui s'inscrit dans le cadre de notre projet de fin d'étude pour l'obtention du diplôme de Master académique en Sciences de la Terre, ne saurait constituer qu'une modeste contribution aux études déjà réalisées sur les séries du Jurassique dans le domaine Tlemcénien (sensu Elmi, 1976), et il prendra comme cas d'étude la Formation des Grès de Sidi Amar. Ce domaine est majoritairement constitué d'une couverture sédimentaire mésozoïque et cénozoïque qui recouvre de manière non conforme un substrat paléozoïque affleurant dans les Monts de Rhar Roubane (partie occidentale des Monts de Tlemcen). Il s'étend depuis la frontière algéro-marocaine à l'Ouest jusqu'aux Monts de Frenda-Tiaret à l'Est en passant par les Monts de Saïda (Guardia, 1975; Ameer, 1978; Elmi et al., 1982; Benest, 1985), où se situe notre secteur d'étude.

L'objectif de ce travail est de présenter une description lithostratigraphique détaillée de la Formation des Grès de Sidi Amar à partir d'une coupe levée dans la région du Sidi Amar (ex. Franchetti). Cette description nous permettra d'aborder l'étude sédimentologique afin de définir l'environnement sédimentaire approprié pour cette succession. En outre, un inventaire ichnologique sera pris en compte pour renforcer les résultats sédimentologiques.

II. CADRE GEOGRAPHIQUE

A- Cadre géographique général :

Les Monts de Saïda correspondent à une chaîne montagneuse orientée sensiblement WSW-ENE, située dans le nord-ouest de l'Algérie. Elle est éloignée d'environ 480 km au sud-ouest d'Alger et 165 km au sud-est d'Oran. Les Monts de Saïda constituent un ensemble montagneux emblématique de l'Atlas Tellien, marquant la transition entre les reliefs sud côtiers méditerranéens (les Monts de Beni Chougrane) et les vastes plateaux des Hautes-Plaines Oranaises (Fig. 01).

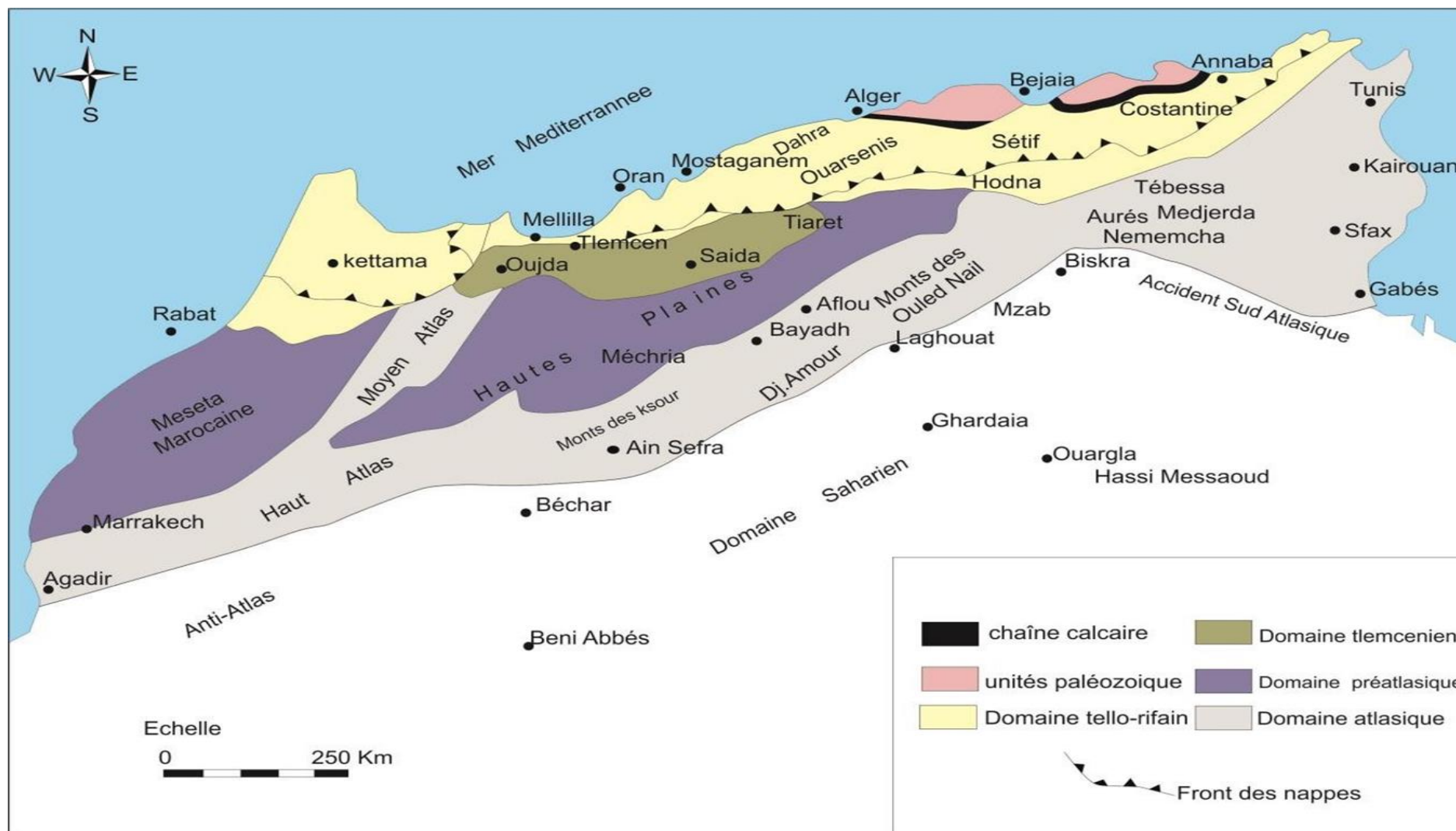


Figure 01. Les grands ensembles géographiques de la chaîne alpine en Méditerranée occidentale (d'après Benest, 1985)

B- Cadre géographique local :

Le secteur du Djebel Nedjaa, l'objet de ce présent travail, s'inscrit dans la partie Nord des Monts de Saïda. Il est limité à l'Ouest par la commune de Sidi Amar et Djebel Yelouz. A l'Est, il est bordé par Djebel Ech Chergui, Au Nord par Djebel el Assa et Djebel Keskas, et au Sud par le marabout de Sid El Hadj Djelloul et Oued Saïda (Fig. 02).

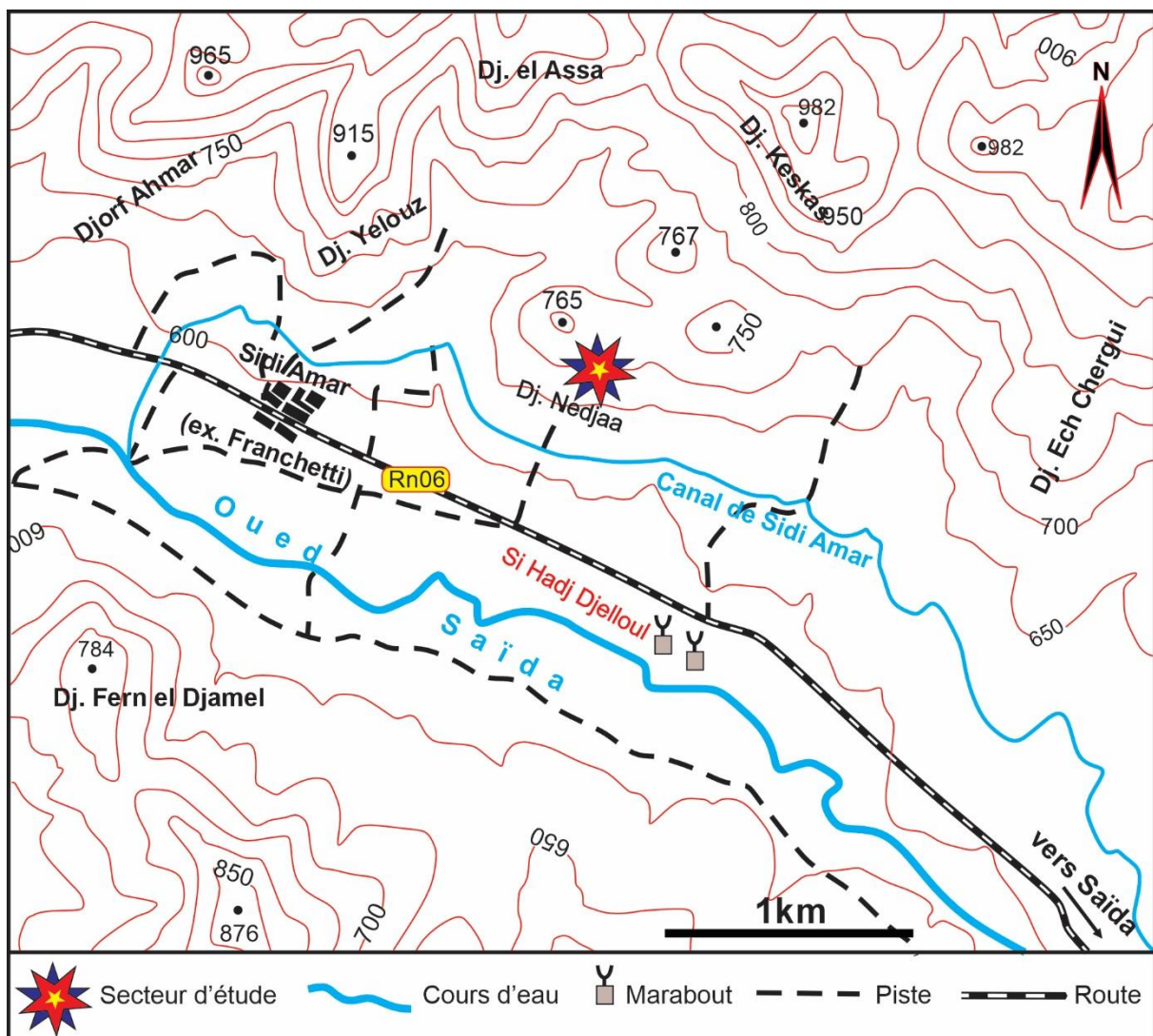


Figure 02. Position géographique du secteur d'étude (Extrait de la feuille topographique de Mefteh Sidi Boubekeur (ex. Charrier) N° 247 au 1/50000.

III. CADRE GEOLOGIQUE

Au cours du Mésozoïque, la structure de l'ouest de l'Algérie présente une évolution spatio-temporelle liée à des contrôles paléostrucuraux responsables de l'individualisation de plusieurs domaines paléogéographiques, à savoir, du nord au sud (Fig. 01) : le domaine Tellien, le domaine Tlemcénien, les Hautes Plaines, l'Atlas Saharien et le Sahara.

Les Monts de Saïda (région d'étude) appartiennent au domaine Tlemcénien qui correspond à un groupe de chaînons intracratoniques de la marge gondwanienne (Benest, 1985), situés entre le domaine Tellien au Nord et le domaine des Hautes Plaines au Sud. Ces monticules sont constitués essentiellement par des terrains jurassiques qui reposent en discordance sur un substratum Paléozoïque des terrains éruptifs (môle de Tiffrit) (Fig. 03), généralement plissé et arasé, surmonté par un Trias le plus souvent conglomératiques. Ce domaine paléogéographique montre une sédimentation silico-clastique pendant le Callovo-Oxfordien-Kimméridgien inférieur probablement d'origine saharienne (Ouardas, 1983). D'après l'étude stratigraphique qui a été établie par Ouardas (1983), la série lithostratigraphique des Monts de Saïda comporte de bas en haut (Fig. 04) :

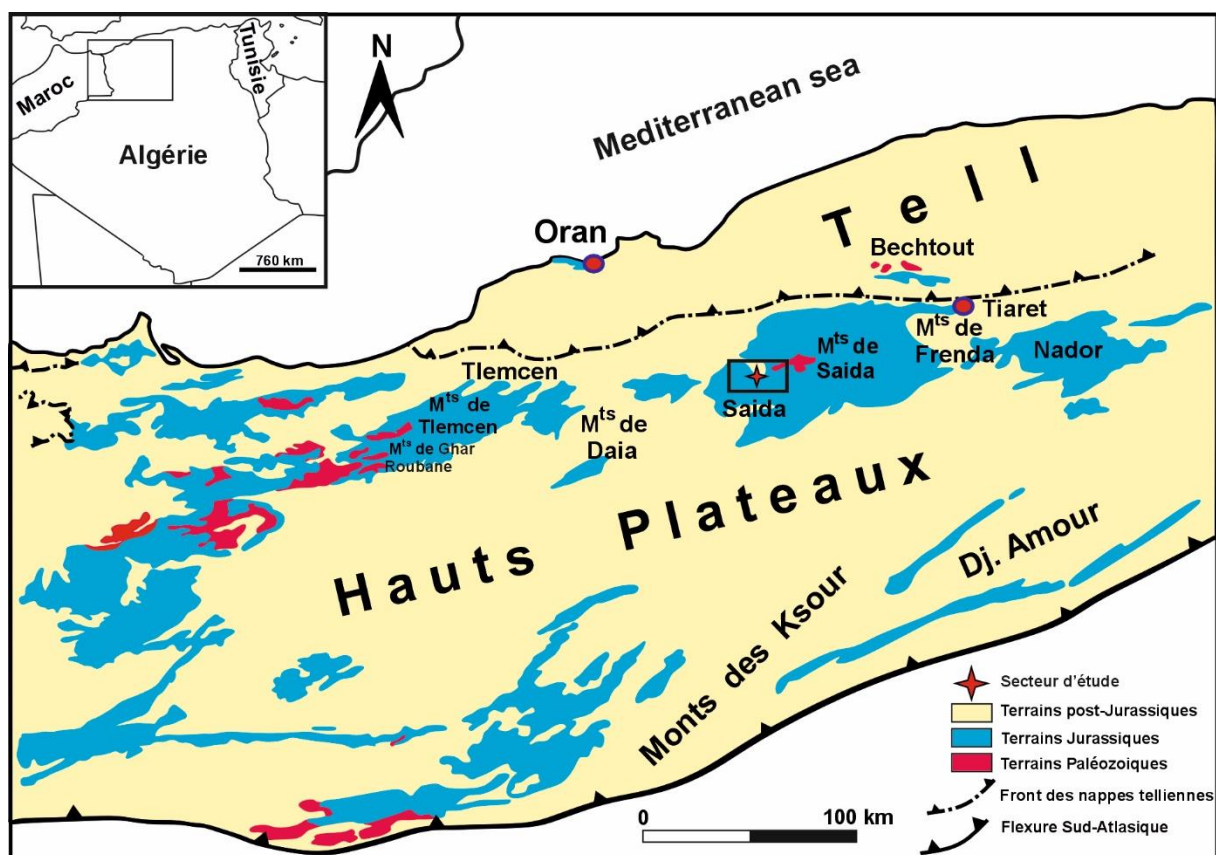


Figure 03. Carte géologique simplifiée de l'Oranie et du Maroc oriental (d'après Ouardas, 1983)

1- Le Trias :

Il correspond à des conglomérats, des argiles, des pélites et des calcaires dolomitiques, intercalés par des niveaux de basaltes et de dolérites

2- Le Jurassique Inferieur :

Il est formé par deux formations bien distinctes :

La Dolomie de Tiffrit d'âge Sinémurien-Pliensbachien (Flamand, 1911 ; épaisseur moyenne = 30m) : Il s'agit de dolomie secondaire à silex et à quelques niveaux calcaires à structures fenestrées. Le milieu de dépôt correspond à une plate-forme carbonatée interne.

Les Marno-calcaires de Djebel Keskas d'âge Pliensbachien-Toarcien (Flamand, 1911; Dubar, 1952 ; épaisseur moyenne = 10m). Cette formation est caractérisée par sa richesse en ammonites et brachiopodes.

3- Le Jurassique Moyen :

Les Calcaire d'Aïn Balloul d'âge Bajocien inférieur et moyen (épaisseur moyenne de 30m). Ils sont formés par des calcaires à filament pélagique, localement dolomitique, avec des niveaux à *Zoophycos*. Dans la région de Saida ils prennent le faciès dit « Dolomies de Saida » ou elles ont été attribuées au Bathonien, sans preuve paléontologique (Clair et Flandrin, 1949). Cependant, la nouvelle découverte de faune d'ammonites par Ouardas (1983) apporte des précisions sur l'âge de cette formation, qui indique un Bajocien inférieur (zone à Sowerbyi, sous zone à Laeviuscula) à Bajocien moyen (zone à Humphriesianum, sous zone à Blagdeni).

Les Couches du Ben Kmer d'âge Bajocien supérieur (Elmi, 1972; épaisseur moyenne de 70m). Cette formation correspond à un ensemble argilo-calcaire bleuté, surmontant une alternance de marnes et des bancs calcaires argileux.

Les Calcaires microgréseux (30 à 35m) affleurent très localement au-dessus de la formation précédente, daté de Bajocien supérieur par Ouardas (1983) mais aucune précision biostratigraphique n'a été établie.

Les brèches phosphatées et ferrugineuses à ammonites d'âge Callovien inférieur (Lucas, 1952; épaisseur moyenne de 25m). Ils contiennent principalement de structures stromatolithiques de grande dimension (Ouardas, 1983), surmonté par la fameuse Formation des Argiles de Saïda.

4- Le Jurassique supérieur :

Formation des Argiles de Saïda (280 à 350 m) définie pour la première fois dans la région de Cacherou (Sidi kadda, SE de Mascara) par Atger et Verdier (1965). Elle se présente sous

forme d'une alternance de bancs gréseux et d'assises marno-argileuses attribuée stratigraphiquement au Callovien-Oxfordien (Mangold et al., 1974; Elmi et Benest, 1978).

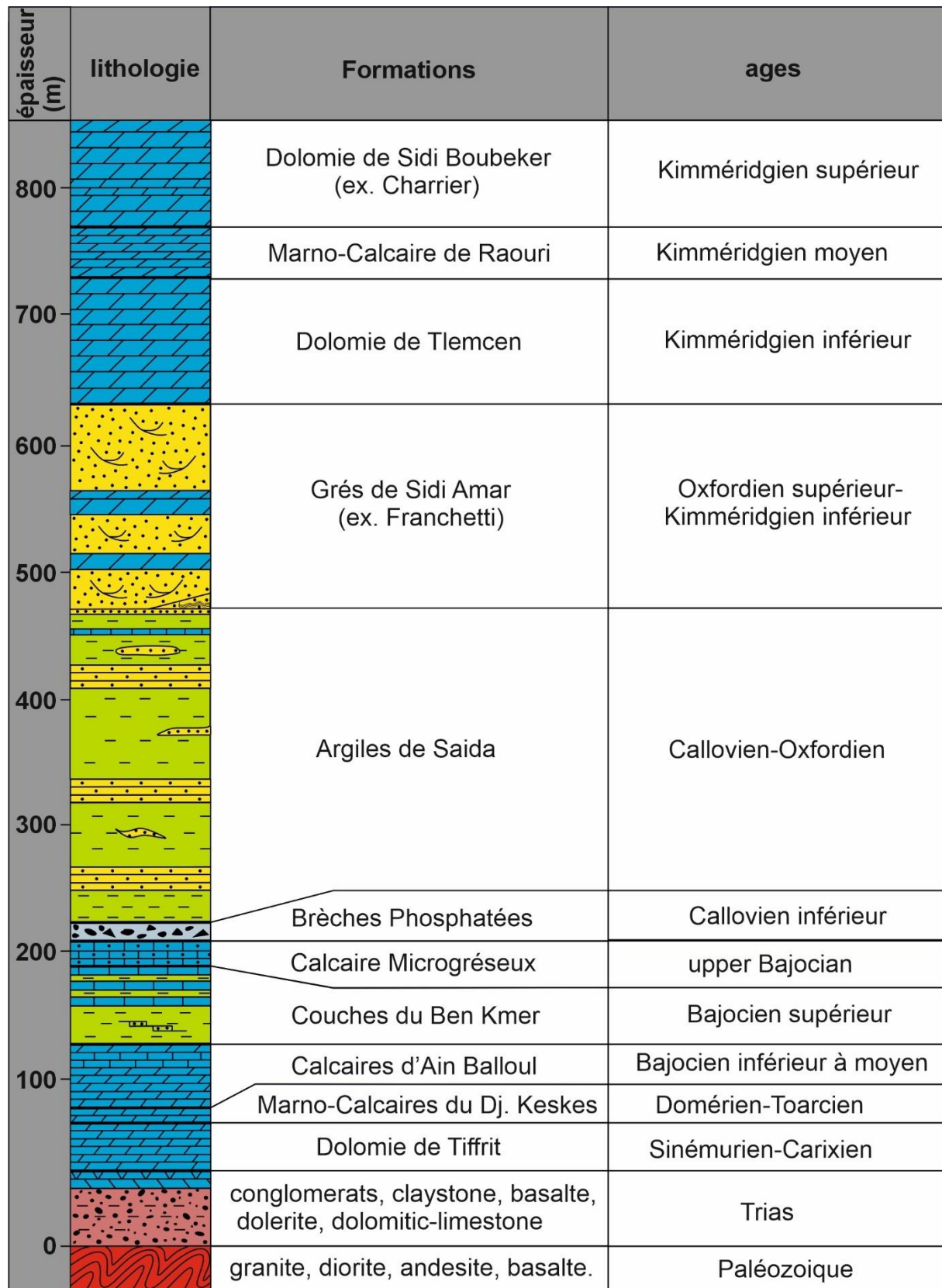


Figure 04. Coupe synthétique des Monts de Saïda (d'après Ouardas, 1983)

Cette formation montre une large extension d'Ouest en Est dans le domaine tlemcénien, depuis le Plateau de Terni-Mazgout (Maroc oriental), jusqu'à la région de Frenda (Tiaret). Elle pourrait être corrélée avec la Formation des Grès de Sidi Saâdoun et la partie inférieure de la Formation de Faïdja (domaine pré-Atlasique) (Mangold et al., 1974; Benest et al., 1995).

Formation des Grès de Sidi Amar (ex. Franchetti) (90 à 200 m) définie pour la première fois dans les environs de Tlemcen et ensuite dans la région de Sidi Amar (localité type) par Pomel et Pouyanne (1889). Elle est datée de l'Oxfordien supérieur-Kimmeridgien inférieur grâce à l'extension stratigraphique de *Pseudocyclamina jaccardi* (Ouardas, 1983). On les trouve dans tout le domaine tlemcénien où les auteurs ont attribués des noms variés : "Grès Lusitaniens" (Lucas, 1952), "Série Gréseuse du Terni Mezgout" (Ennafidi, 1971), "Grès de Franchetti" (Augier, 1967), "Grès de Sidi Amar" (Ouardas, 1983). La limite supérieure de cet ensemble se place sous les premiers bancs carbonatés de la Formation des Dolomies de Tlemcen (cas le plus fréquent dans les Monts de Saïda).

Les Dolomies de Tlemcen (Doumergue, 1910) forment un ensemble dolomitique massif, épais de 150 m environ dans la région de Saïda. On peut parfois individualiser un ensemble basal ou "Calcaire de Zarifet" (sensu Benest, 1972) ou "Calcaires bleus à géodes" (sensu Doumergue, 1910) et une assise terminale ou "Calcaires de Stah" (sensu Benest, 1972). Doumergue (1910) date ces dolomies du Kimméridgien inférieur.

Les Marno-calcaires de Raouraï épais de 5 à 80 m dans la région de Saïda, sont représentés par des marnes et des dolomies argileuses vertes à roses. La faune trouvée par Doumergue (1910), indique un âge Kimméridgien moyen.

Les Dolomies de Sidi Boubekour (ex. Charrier) forment un ensemble dolomitique, massif généralement calcaire à la base et puissant de 80 m environ dans la région de Saïda. Ces dolomies ont été attribuées au Kimméridgien supérieur par Doumergue (1910).

VI. CADRE STRUCTURAL

Les Monts de Saïda ont souvent été considérés comme présentant des couches tabulaires (Ouardas, 1983). En fait ils sont fracturés, parfois plissés, pouvant même présenter des structures chevauchantes (Auclair et Biehler, 1967; Benest, 1973). Les structures les plus évidentes sont orientées N60, mais elles sont décalées ou déviées par des décrochements

N10–N20 (Fig. 05) parallèles aux « transversales » définies par Glangeaud (1951) et réétudiées depuis par Guardia (1975) et Elmi (1978) (Fig. 06).

La transversale Aïn Sefra-Saïda (accident de Saïda-Hammam Rabbi (ex. Eaux chaudes)) marque la limite entre les Monts de Saïda et les Monts de Daïa (Ouardas, 1983) ;

La transversale El Bayadh-Tiaret (à l'Est des Monts de Saïda-Frenda) marque la frontière orientale du domaine tlemcénien ; plus à l'Est, viennent les Hautes Plaines de Sersou où le secondaire n'affleure que localement à la faveur de remontées anticlinales et où les faciès possèdent un net cachet atlasique (Ouardas, 1983).

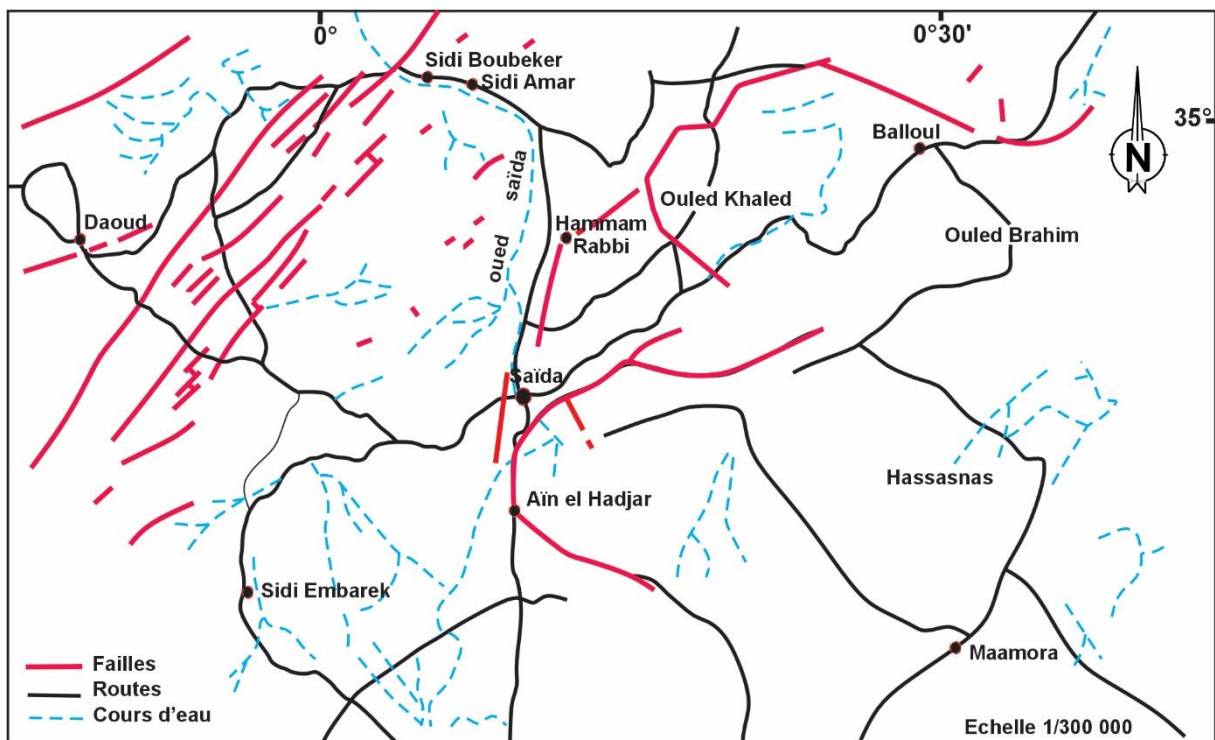


Figure 05. Schéma tectonique de la wilaya de Saïda (Ouardas, 1983).

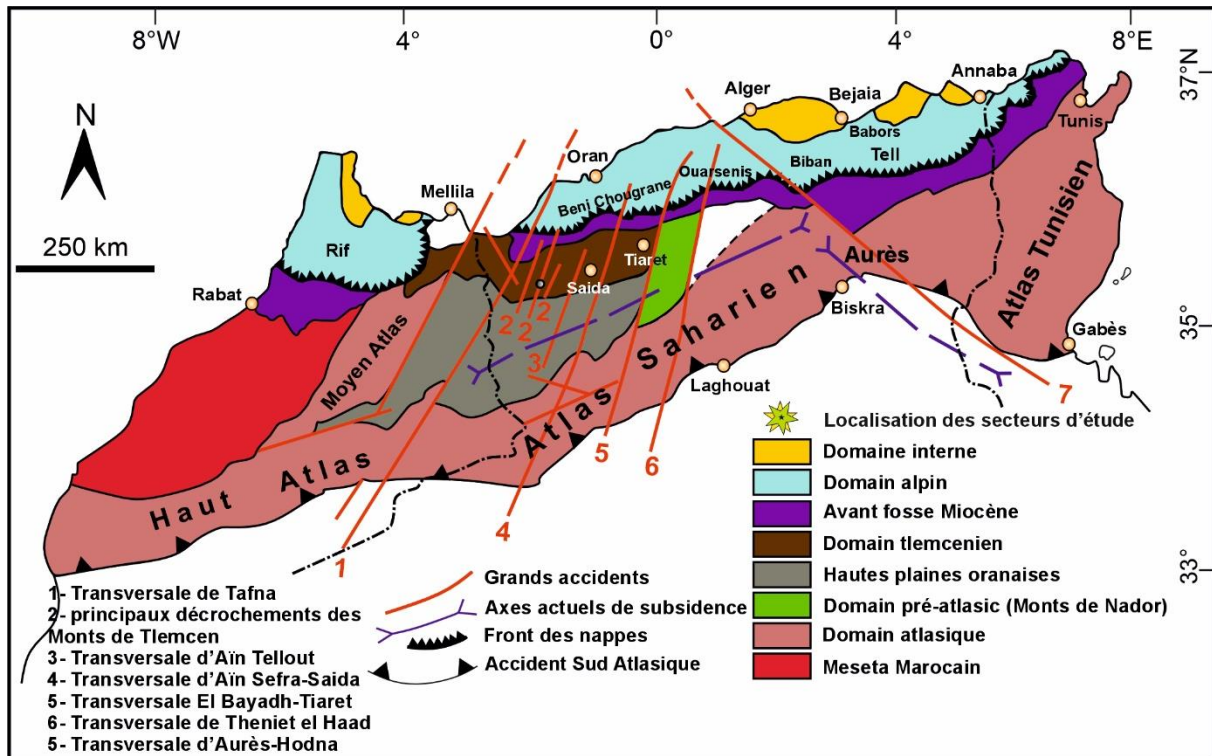


Figure 06. Grands traits structuraux de la mosaïque atlasique de l'Afrique du Nord-Ouest (D'après Elmi, 1978).

V. HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LES MONTS DE SAÏDA

Renou (1843), utilisa pour la première fois, le terme d'affleurements jurassiques près de Saïda.

Bleicher (1881), a fait une étude des terrains jurassiques aux environs de Saïda, et révisé les attributions d'étages proposées par Renou en 1843.

Pomel et Pouyanne (1882, 1882), présentèrent la carte géologique de l'Algérie au 1/800000^e accompagnée d'un texte explicatif. En 1889-1890, la deuxième édition de la carte géologique au 1/800000^e distingue un :

- Groupe Bajocien-Bathonien dolomitique (région de Saïda) ;
- Groupe Oxfordien marneux et gréseux (Callovo-Oxfordien) (région de Saïda).
- Groupe corallien (Callovien) dans la région de Tlemcen et Saïda.

Welsh (1890), discuta les divisions biostratigraphiques établies par Pomel, dans sa série du Callovo-Oxfordien.

En 1900, parait la troisième édition de la carte géologique au 1/800.000e, avec un complément d'observations de Flamand, en particulier sur le pointement de gypse triasique de l'Oued Melah d'Ain Zerga des Beni Méthar. Une année plus tard, Flamand (1911) a décrit le pointement triasique de Hassi Zerga des Beni Méthar.

Doumergue (1910 et 1948), publia les feuilles géologiques au 1/50.000e de Terni, Tlemcen, Benyoub et de Ouled Mimoun (ex. Lamoricière).

Lucas (1942), présenta une étude géologique des Monts de Ghar Roubane, qui limitent à l'Ouest les Hautes plaines oranaises. Il utilise les mêmes subdivisions lithologiques que Doumergue pour le Jurassique supérieur tout en différenciant un Tithonien plus épais.

Chaumeau étudie l'anticlinal de Hassi Zerqa des Beni Methar en 1956, il différencie en plus du Trias, une série gréseuse avec deux barres dolomitiques (Jurassique supérieur), une série dolomitique indifférenciée (Jurassique terminal), une série gréseuse (Crétacé inférieur continental), et une série marneuse et marno-calcaire (Crétacé moyen).

Auclair et Biehler (1967), publièrent une synthèse des travaux effectués depuis 1955 par la Société Nationale de la Recherche et d'exploitation du pétrole en Algérie (S.N. Repal). Celle-ci englobe une étude lithostratigraphique et structurale sur les "Hautes Plaines oranaises", entre Tlemcen, à l'Ouest, Saïda à l'Est, Sidi Bel-Abbes au Nord et El Aricha au Sud.

Elmi (1971), dressa une zonation des terrains du Bajocien supérieur-Callovien de l'Oranie (Monts des Traras, de Tlemcen et de Saïda) basée sur les ammonites. Une année plus tard (1972), il signala l'hétérochronie de la base des "Argiles de Saïda". Il nota que celle-ci est plus précoce de l'Ouest vers l'Est.

Manglod et al. (1974), placèrent la Formation des Argiles de Saïda dans un environnement de dépôt infratidal peu profond (l'absence des figures d'émergence).

Elmi et Benest (1978), publièrent la synthèse la plus complète sur la Formation des Argiles de Saïda. En effet, ils définissaient, à partir de l'outil séquentiel et biostratigraphique, le cadre historique et paléogéographique de cette formation. Leur travail s'étend depuis la région de Tiaret à l'Est, jusqu'aux confins algéro-marocains à l'Ouest (le long du "sillon tlemcénien").

Touahria (1979), apporte de nouvelles précisions sur la stratigraphie du Callovien des environs de Saïda. Elle considère la Formation des Argiles de Saïda comme étant de "type flysch" et déposée dans des bassins soumis à des phénomènes de distension.

Ouardas (1983), précisa le cadre sédimentologique de la Formation des Grès de Sidi Amar (ex. Grès de Franchetti) (Oxfordien supérieur-Kimméridgien supérieur) dans les Monts de Saïda et de Daïa. Il proposa que les sédiments eussent été transportés par un système de chenaux divagants caractéristiques d'un appareil fluvialite situé dans la région de Hassi Zerga des Béni Methar (Daïa), puis déposés dans un environnement littoral peu profond.

Ghali (1984), aborda l'étude des séries jurassiques supérieures et créacées des Monts de Saïda et de Tiaret-Frenda. Il désigna les deux formations, "Argiles de Saïda" et "Grès de Bou Médine", par le terme "Unité I".

Ciszak (1993), présenta dans sa thèse l'évolution géodynamique de la chaîne tellienne de l'Oranie. Il considéra la Formation des Argiles de Saïda comme étant déposée dans une plate-forme distale au cours d'un cycle transgressif/régressif, pendant le Callovien inférieur Oxfordien supérieur, et La Formation des Grès de Bou Médine se serait déposée dans une plate-forme proximale, dans un édifice deltaïque.

Abid (2011), présenta dans le cadre de son ingéniorat l'étude de la microfaune (foraminifères) des formations des Couches de Ben-Kmer (Bajocien supérieur), des Argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien) du Djebel Ben-Kmer (Saïda).

Oullami (2013), présenta une étude biostratigraphique des foraminifères du Callovien de l'Oued Mansour, dans les Monts de Saïda où elle a pu mettre en évidence trois assemblages.

Enfin, Kecili (2015), étudia dans son mémoire d'ingéniorat les formations des Argiles de Saïda et des Grès de Sidi Amar dans les environs du Djebel Abdelkrim (région de Saïda). Son étude est basée essentiellement sur la description et l'interprétation des faciès et des sous-faciès.

VI. METHODOLOGIE DE TRAVAIL :

La méthodologie retenue pour notre travail est conforme aux méthodes traditionnelles d'études de terrain et de laboratoire. Elle emploie des approches différentes mais néanmoins complémentaires. Ainsi, l'examen de la Formation des Grès de Sidi Amar dans sa localité type de Sidi Amar a été subdivisé en deux étapes :

1) Terrain

Sur le terrain, le travail a été axé essentiellement sur le levé d'une coupe lithologique détaillée (banc par banc) tout en choisissant les meilleurs affleurements possibles. Les particularités sédimentaires telles que, chromofaciès, lithofaciès, biofaciès et ichnofossiles sont soigneusement notés. En outre, un échantillonnage a été effectué pour l'étude au laboratoire.

2) Laboratoire

Au laboratoire, le travail consiste à confectionner quelques lames minces qui ont fait l'objet d'une étude microfaciologique ou les techniques de Folk (1959) et de Dunham (1962) ont été utilisées. Le travail de laboratoire nous a permis également d'examiner et déterminer les traces fossiles qui ont été récoltés sur terrain. Ces empreintes ichnologique (ichnogenre et ichnoespèce) ont été exclusivement déterminé par M. Bouchemla I.

Chapitre I
Généralités


























Lithologie			
	Dolomie		Argile
	Calcaire oolithique		Grès
Litage et stratification			
	Slump		Figure d'objet trainée
	Figure d'échappement de fluide		HCS
	Lamination entrecroisée		Lamination ondulée
	Ride de vague		Lamination horizontale
	Lamination convolutive		Lamination oblique
	Galets arrondis		SCS
			Lamination oblique déformée
Faune, flore et bioturbation			
	Crinoïde		Polypier
	Bois silicifié		Gastéropode
	Oursin		Bioclaste
	Bioturbation horizontale		Bioturbation verticale

Figure 07. Liste des figurés utilisés le long du manuscrit.

I. INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré à une étude lithostratigraphique de la Formation des Grès de Sidi Amar. Cette formation est largement répandue dans le domaine tlemcénien avec des épaisseurs variables (90 à 200m). Les auteurs ayant étudié cette succession sédimentaire lui ont attribué divers noms : "Grès Lusitaniens" (Lucas, 1952), "Série Gréseuse du Terni Mezgout" (Ennafidi, 1971), "Grès de Franchetti" (Augier, 1967), et finalement "Grès de Sidi Amar" (Ouardas, 1983). Une analyse lithologique a été établie à partir d'un levé d'une coupe détaillée choisie dans la localité type aux environs de la ville de Sidi Amar. Ce chapitre vise donc à décrypter les particularités lithostratigraphiques de cette unité.

II. ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

En raison de l'absence de fossiles stratigraphiques, il n'y a pas de datation dans cette étude. Néanmoins, nous suivons la dernière datation établie par Ouardas (1983), basé sur l'extension stratigraphique de foraminifère *Pseudocyclamina jaccardi*, suggérant un âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur.

III. LOCALISATION DE LA COUPE

La coupe a été levée au niveau du Djebel Nadjaa, à environ 1 km au Nord de la route nationale N°6, et 1,5 km à l'Est du village de Sidi Amar (Fig. 08). Les bons affleurements occupent le versant Ouest du ce paysage.

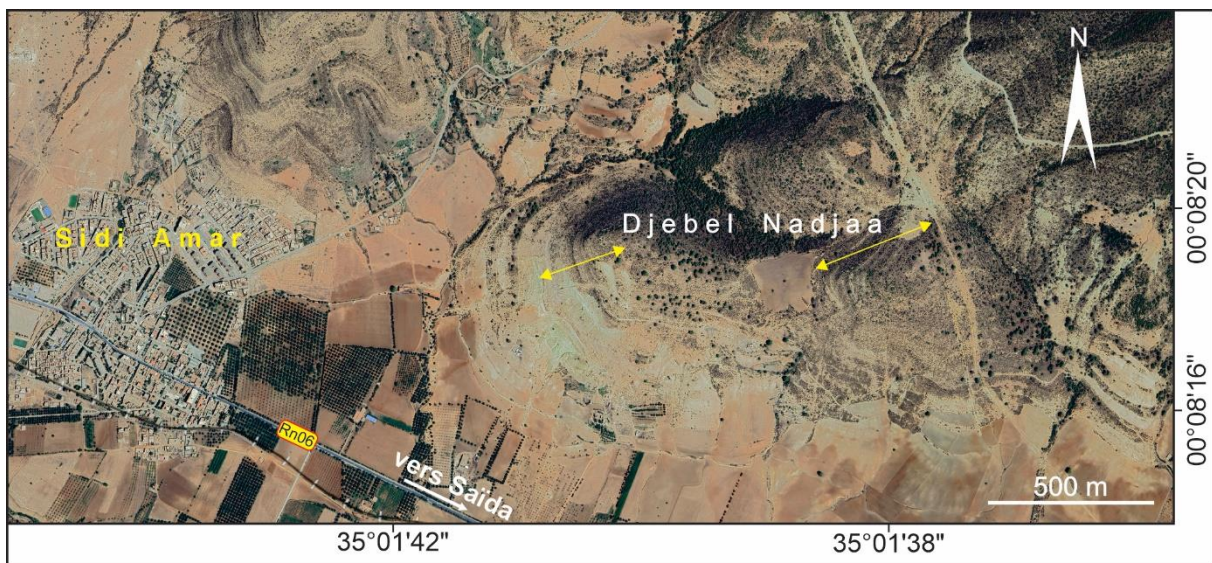


Figure 08. Position géographique de la coupe du Djebel Nadjaa avec les traits de coupes.

IV. DESCRIPTION LITHOSTRATIGRAPHIQUE

La Formation des Grès de Sidi Amar est largement dispersée dans les environs de la wilaya de Saïda. Elle affleure spécifiquement au Nord et Sud de la ville de Sidi Amar, au Nord de Balloul, et à l'Ouest du village de Saïda et d'Aïn el Hadjar (Fig. 09). Au Djebel Nedjaa (secteur d'étude), cette Formation est édifée par un dépôt silicoclastitique avec de rares épisodes carbonatés, d'épaisseur totale estimée de 90 à 100 m, offrant un rapport argilo-gréso-carbonaté élevé à la base et majoritairement gréseux au sommet. Dans les Monts de Saïda, cette succession sédimentaire qui succède la Formation des Argiles de Saïda (Callovo-Oxfordien), s'achève dès l'apparition du premier niveau de calcaire dolomitique qui annonce le début de la Formation des Dolomie de Tlemcen (Kimméridgien inférieur). Les couches ont un pendage très faible, en moyenne de 10° vers le NE.

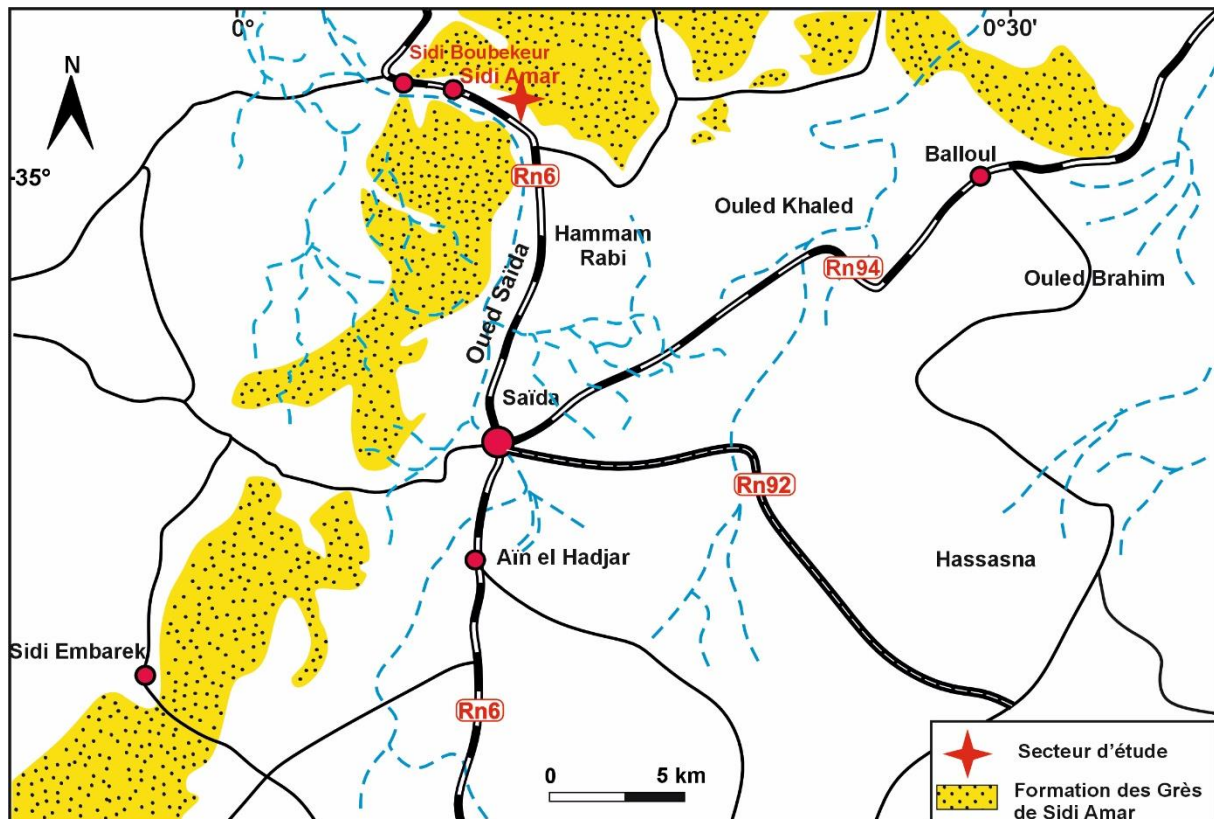


Figure 09. Répartition géographique des Grès de Sidi Amar dans les Monts de Saïda (d'après Ouardas, 1983).

Classiquement, la Formation des Grès de Sidi Amar est subdivisée en deux membres informels bien distincts, en fonction de la prédominance de chaque type de faciès. De bas en haut, on distingue : (Fig. 10).

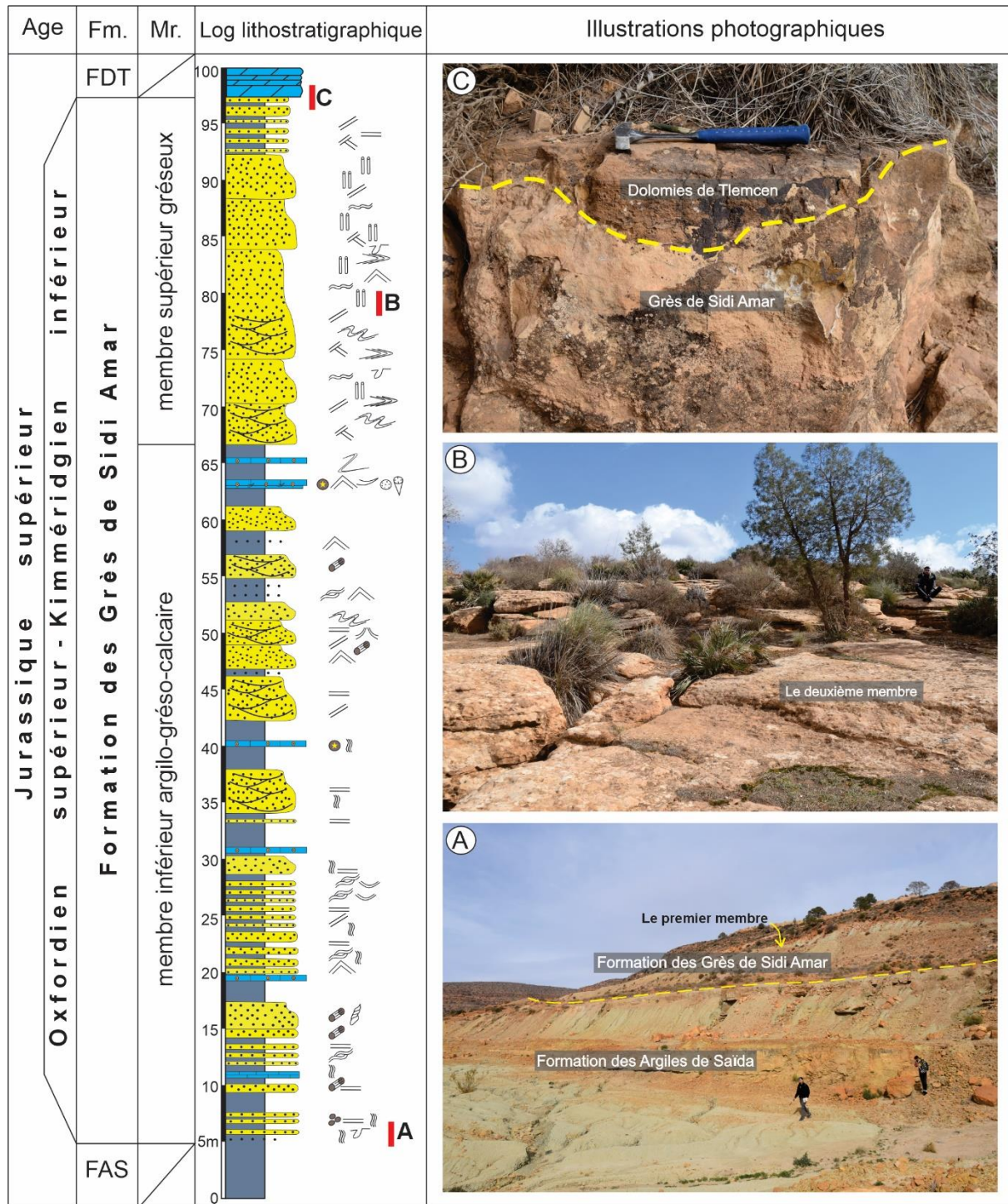


Figure 10. Succession lithostratigraphique de la Formation des Grés de Sidi Amar dans le secteur du Djebel Nadjaa. FAS : Formation des Argiles de Saïda ; FDT : Formation des Dolomies de Tlemcen.

Membre inférieur argilo-gréso-calcaire (55 m)

Ce membre est relativement épais où le passage entre la Formation des Argiles de Saïda et la base de la Formation des Grès de Sidi Amar est d'ordre lithologique marquée par une accentuation du matériel détritique (Fig. 10A). Il est généralement constitué par une alternance d'argiles vertes et des niveaux gréseux centimétriques de couleur jaunâtre à brunâtre à la patine et à la cassure, avec de rares niveaux carbonatés (Fig. 11A).

Il commence par une alternance argilo-gréseuse remarquable, où les faciès gréseux montrent une granulométrie fine à moyenne, parfois à ciment carbonaté, montrant des épaisseurs centimétriques. La base de ces grès est totalement ornée par des figures d'objets trainés (*Flut casts*) avec une bioturbation assez remarquable (*Chondrites*, *Thalassinoides* et *Bolonia*). Ils sont caractérisés par des laminations parallèles (Fig. 11B), et des laminations entrecroisées en creux (SCS). Notant aussi l'occurrence de bois silicifiés (Fig. 11C) avec quelques faunes (gastéropodes, bivalves et divers bioclastes).

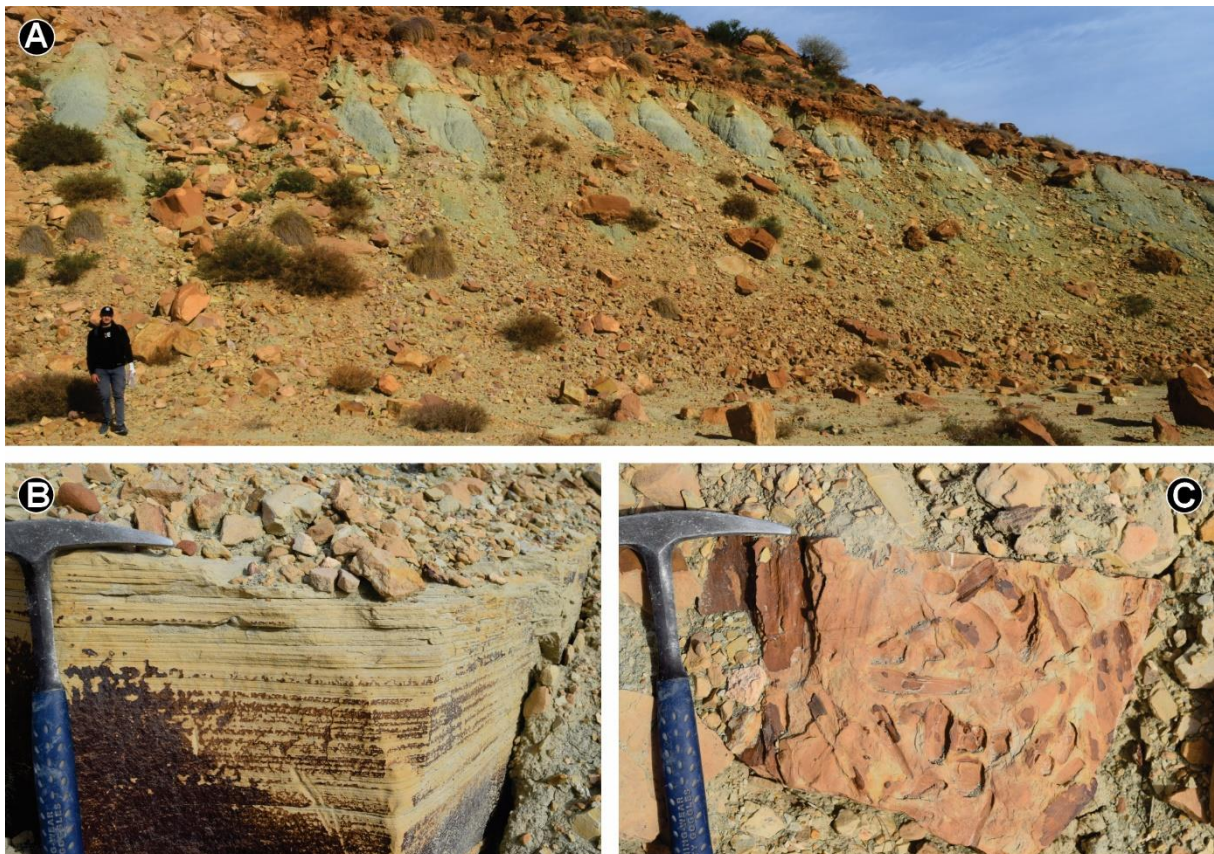


Figure 11. A. Vue panoramique des Argiles du membre inférieur renfermant des niveaux gréseux centimétriques de couleur jaunâtre à brunâtre. B. Grès fins jaunâtres à laminations parallèles. C. Grès fins contenant des fragments de bois silicifié.

Vers le haut, le faciès carbonaté apparaît montrant un calcaire oolithique de couleur brunâtre, avec une épaisseur décimétrique. Il s'agit d'un calcaire oosparitique, de texture grainstone (Fig. 12).

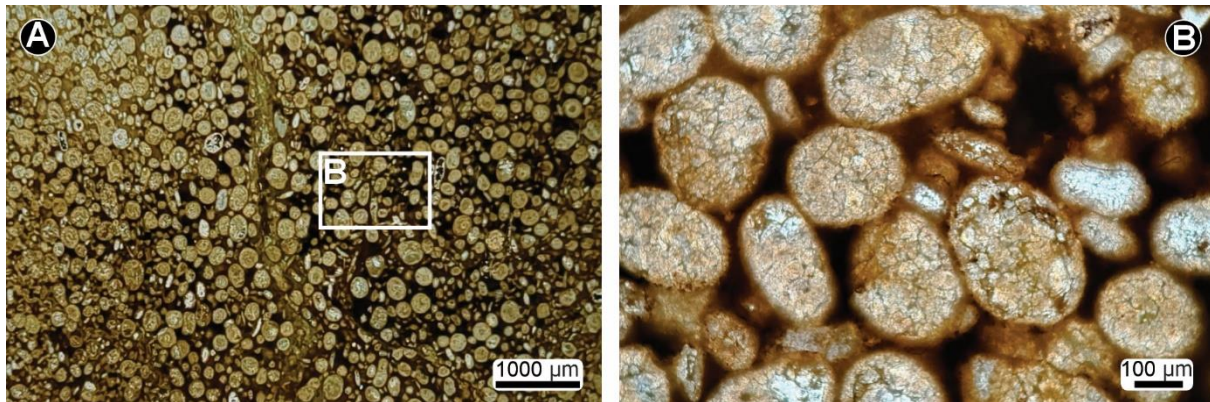


Figure 12. **A.** Lame mince du premier faciès carbonaté dans le membre inférieur montrant un calcaire oolithique à ciment ferrugineux. **B.** Détail de **A** présentant l'allure générale des oolithes recrystallisées.

Cette partie s'achève par l'apparition d'une combe d'argile bariolé, qui annonce le début d'un paquet argilo-gréseux serré parfois affecté par des *slumps*, intercalé rarement avec de calcaires oolithiques. Les grès montrent plusieurs figures sédimentaires représentées par des rides de vagues (Fig. 13A), des laminations parallèles et entrecroisés (Fig. 13B), et des laminations entrecroisées en mamelon (HCS). Ces niveaux gréseux montrent généralement un aspect chenalisé.

Vers le haut, le faciès carbonaté réapparaît, avec des calcaires oolithiques décimétriques chenalisés, de couleur brunâtre alternés avec des argiles et de rares niveaux gréseux. Cet ensemble s'achève par l'apparition d'une combe d'argile plurimétrique intercalée avec quelques niveaux gréseux centimétrique montrant une variété considérable des traces fossiles (*Scolicia*, *Planolites*, *Chondrites* etc.).

Ces grès sont parfois ravinés (Fig. 13B, C) caractérisés par des laminations parallèles, ondulées (Fig. 13D), des litages de rides, des stratifications entrecroisées en mamelon (HCS) et en creux (SCS) avec des rides de vagues (Fig. 13E, F). L'analyse microfaciologique des niveaux carbonatés a révélé un calcaire oobiospartiques à oosparitiques à texture grainstone (Fig. 14A, D).

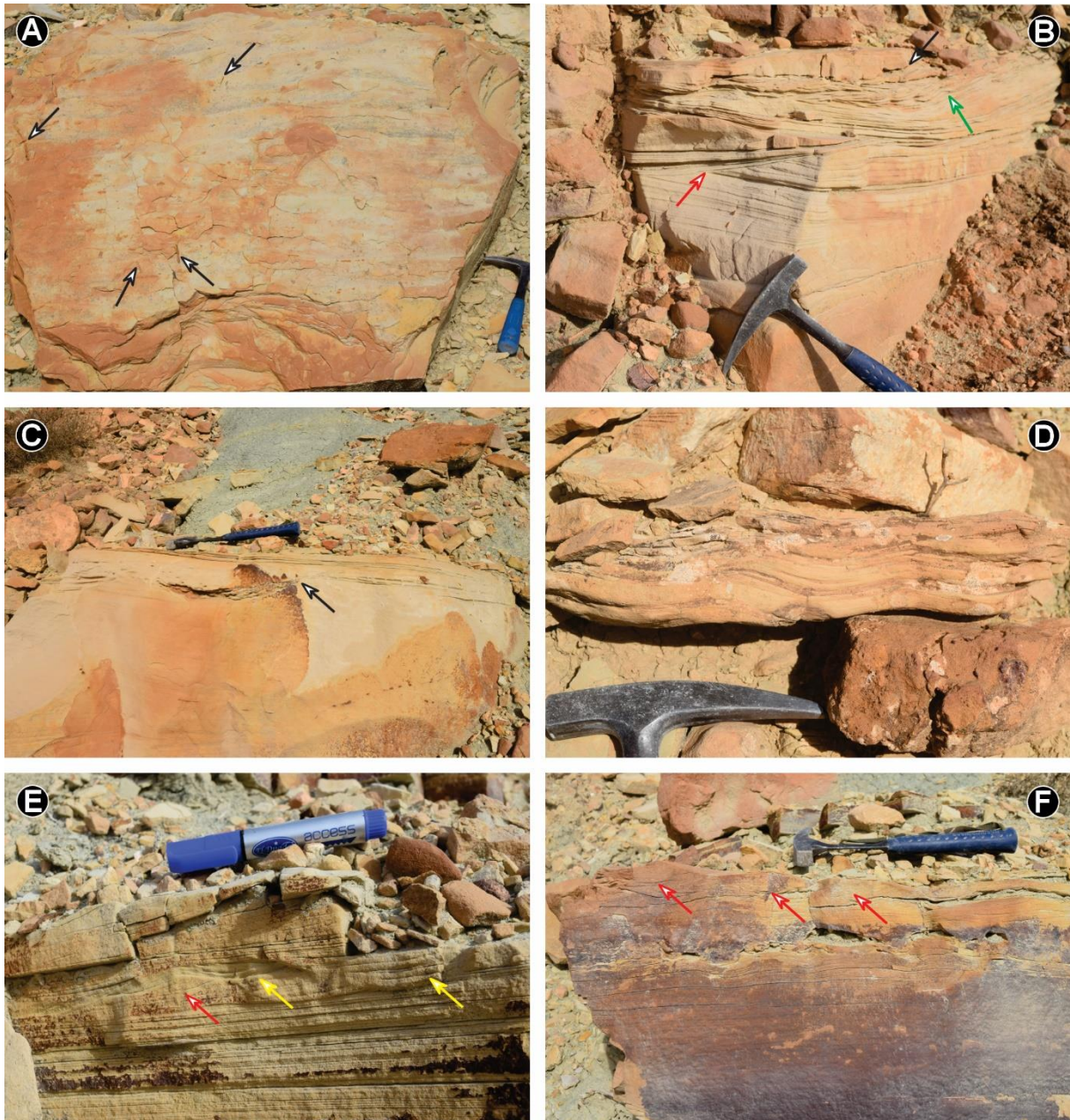


Figure 13. Photos de terrain montrant les principaux caractères lithologiques de la partie médiane du premier membre. **A.** Rides de vagues avec bioturbations (flèches noires). **B.** Banc gréseux à laminations parallèles et entrecroisées (flèche rouge), litages de rides (flèche verte), et vers le sommet montre une surface de ravinement (flèche noire). **C.** Barre gréseux massive chenalisée montrant une surface de ravinement (flèche noire). **D.** Laminations ondulées. **E-F.** Banc gréseux à laminations entrecroisées en mamelon (HCS ; flèches rouges) et en creux (SCS ; flèches jaunes).

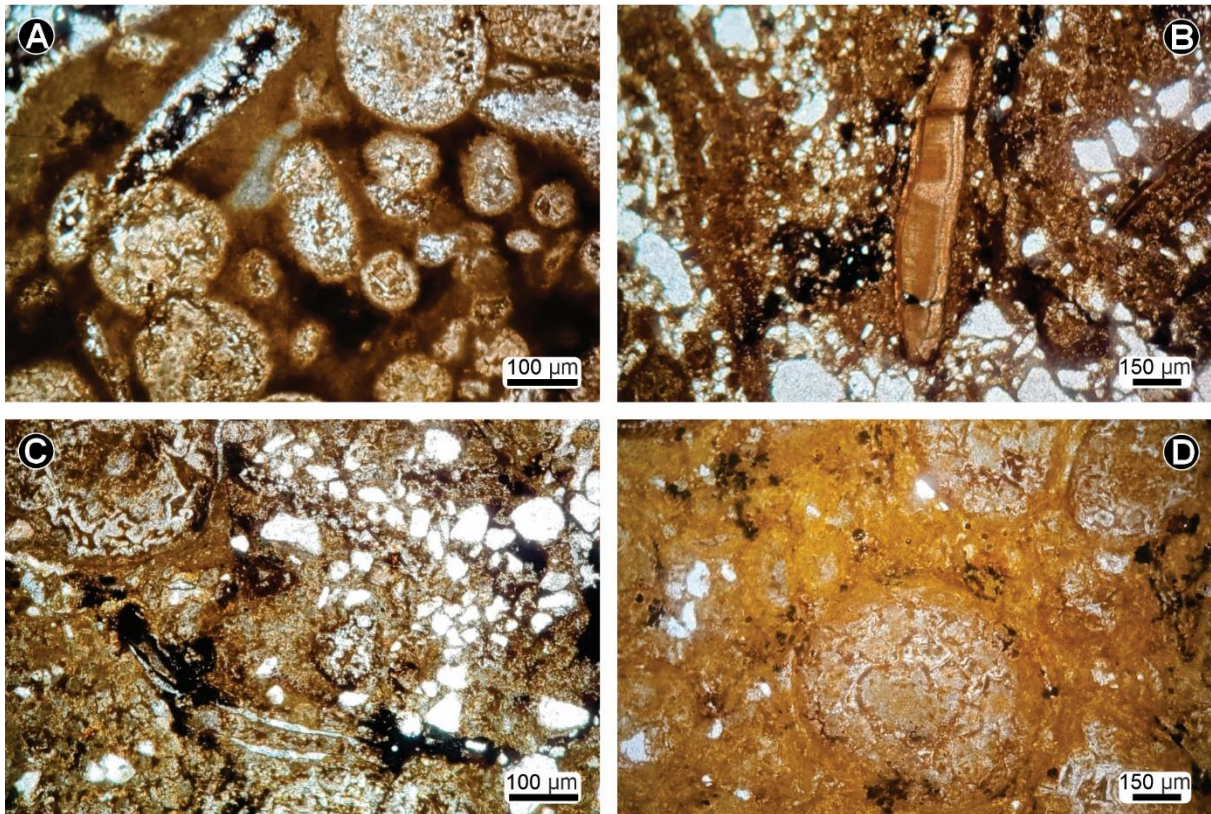


Figure 14. A-D. Photos microscopiques des niveaux carbonatés de la partie médiane du premier membre révélant des calcaires oobiospartiques à oospartiques à texture grainstone.

La partie supérieure de ce membre coïncide avec l'apparition de quelques barres gréseuses métriques (atteignant parfois 2,5 m d'épaisseur) chenalisées (Fig. 15A, B), montrant rarement quelques structures hydrodynamiques (laminations parallèles et obliques), de liquéfactions (figure d'échappement de fluide) et de bois silicifié. Ces barres s'intercalent avec plusieurs combes argileuses verdâtres (1.5 à 2 m d'épaisseur) contenant de rares niveaux gréseux centimétriques à HCS et ride de vague (Fig. 15C).

Ce membre est coiffé par quelques niveaux carbonatés décimétriques de couleur brunâtre, riche en oolithes. Généralement, ces faciès carbonatés sont très riches en bioclastes, tiges de crinoïdes (Fig. 15D, E), et des bioturbations préservées à leurs bases (*Bergaueria*, *Thalassinoides*) (Fig. 15F). L'analyse microscopique de ces niveaux, nous a révélé des calcaires oolithiques avec un liant sparitique, il s'agit des calcaires oospartiques, de texture grainstone (Fig. 16A, D).

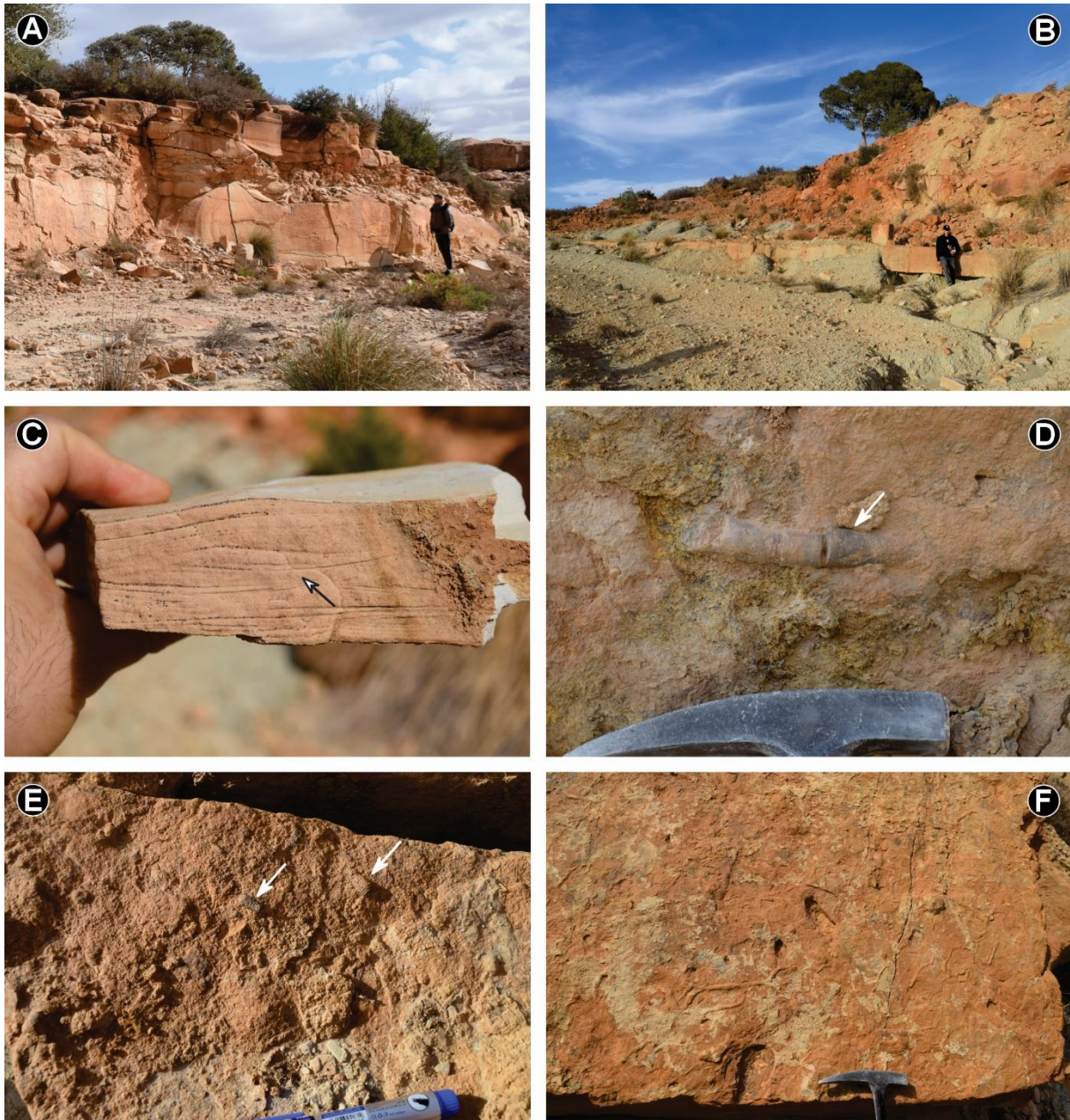


Figure 15. Photos de terrain montrant les principaux caractères lithologiques de la partie supérieure du premier membre. **A-B.** Barres gréseuses métriques à aspect chenalisé. **C.** Banc gréseux à HCS (flèche noire). **D-E.** Faciès carbonatés riches en bioclastes et tiges de crinoïdes (flèches blanches). **F.** Bioturbations observées dans la base des bancs carbonatés.

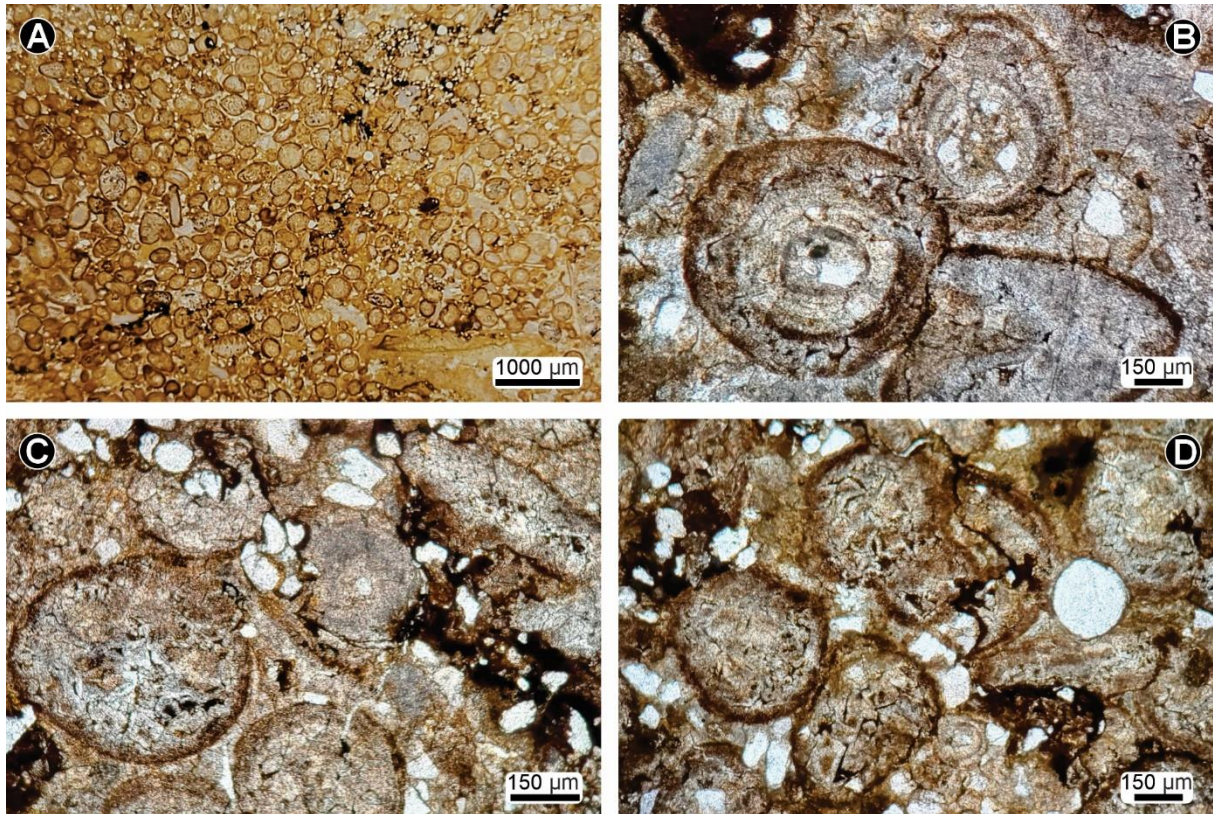


Figure 16. A. Lamme mince des derniers niveaux carbonatés observés dans le sommet du membre inférieur montrant un calcaire oolithique. B-D. Détail de A montrant un calcaire oosparitique, de texture grainstone.

Membre supérieur gréseux (32 m)

Ce membre supérieur se caractérise par la superposition d'épaissees barres gréseuses et la disparition de faciès argileux. Sa limite inférieure coïncide avec l'apparition d'une barre gréseuse métrique (atteignant 2,5 m d'épaisseur) chenalisée, sans aucune structure hydrodynamique bien distincte.

Cette barre est surmontée par une série des barres gréseuses plus massives de couleur blanchâtre à jaunâtre, parfois chenalisées avec des épaisseurs métriques à décamétriques (Fig. 17A, B), montrant rarement des stratocroissances. Les barres gréseuses montrent des limites nettes, parfois des surfaces irrégulières soulignées par des gouttières d'érosion. Leurs interfaces présentent des laminations parallèles, entrecroisées (Fig. 17C), convolutées et obliques déformées (*Overtuned laminations*) et des structures d'échappement de fluides (Fig. 17D) avec quelques traces fossiles verticales.

Vers le sommet de ce membre, les barres de grès devenant plus rougeâtres montrant une granulométrie moyenne, légèrement grossière, renfermant de bois silicifiés. Les structures

biologiques (traces fossiles) deviennent encore prépondérantes, représentées généralement par des terriers verticaux attribués aux ichnogenres *Skolithos* et *Ophiomorpha* (Fig. 17E). Ce membre s'achève par une alternance argilo-gréseuse métrique, plus ou moins serrée montrant généralement des laminations parallèles, obliques et entrecroisées. Aucune structure biologique n'a été observée. L'apparition d'un banc calcaire dolomitique très riche en bioclastes d'épaisseur centimétrique, annonce la fin de cette formation et le début de la Formation des Dolomies de Tlemcen.



Figure 17. Photos de terrain montrant les principaux caractères lithologiques du deuxième membre. **A-B.** Série des barres gréseuses métriques à décimétriques. **C.** Banc gréseux à laminations entrecroisées. **D.** Barre gréseuse métrique montrant des laminations obliques déformées (*Overturnd laminations*) (flèche blanche) et figure d'échappement de fluides (flèches rouges). **E.** Bioturbations représentée par plusieurs terriers verticaux.

Chapitre II
Lithostratigraphie

I. INTRODUCTION

L'étude sédimentologique de la coupe réalisée dans le secteur du Djebel Nadjaa dans la région de Sidi Amar permet de définir le contexte paléoenvironnemental des unités lithostratigraphiques identifiées. Elle est basée sur la méthode de définition et d'interprétation des faciès. Ainsi, les données sédimentologiques utilisées pour la détermination des faciès sont: la lithologie, la granulométrie, la texture, les surfaces de contact, l'épaisseur des couches, la géométrie, le contenu paléontologique et ichnologique, et les structures hydrodynamiques. Chaque faciès est interprété en termes de la dynamique sédimentaire et de processus de dépôt.

II. INVENTAIRES, DESCRIPTIONS ET INTERPRETATIONS DES FACIES DE LA FORMATION DES GRES DE SIDI AMAR

L'étude lithologique de la Formation des Grès de Sidi Amar a montré la succession des trois principaux faciès caractérisant deux membres différents.

1. Facies A ; Les Argiles (FA)

A. Description et Définition :

Ce faciès est très abondant dans le membre inférieur de la présente formation. Il forme des masses et des combes métrique ou des intercalations centimétriques à décimétriques. Généralement, ce faciès est associé avec des bancs gréseux centimétriques à décimétriques montrant diverses structures sédimentaires. Ce faciès argileux est de couleur le plus souvent verdâtre parfois violacé (argile bariolée).

B. Interprétation :

Les argiles sont le résultat d'une décantation longue dans un milieu d'énergie hydrodynamique faible ou nulle, ou pendant les vagues du beau temps (*Fair weather waves*). Cette énergie est suffisamment faible pour permettre la mise en place des particules fines en suspension par le phénomène de floculation et de décantation des flocons (Cojan et Renard, 1999).

2. Facies C ; Les Carbonates (FC)

Dans le secteur de Sidi Amar, les carbonates sont entièrement localisés dans le membre inférieur de la Formation des Grès de Sidi Amar. Ce faciès est représenté par un seul sous-faciès :

Sous faciès CO ; Calcaires oolithiques :**A. Description et Définition :**

Ce sous-faciès a été repéré dans la partie sommitale de la Formation des Grès de Sidi Amar sous forme de bancs calcaires brunâtres, massifs, durs renfermant de bioclastes et tiges de crinoïdes. L'examen microscopique montre qu'il s'agit d'un grainstone riche en oolithes avec de rares bioclastes (Fig. 16).

B. Interprétation :

Les oolithes se forment par précipitation (bio-)chimique en milieu marin très peu profond, mais fortement agité (eau à la limite de la saturation en carbonates dissous) souvent associé à des climats tropicaux ou subtropicaux.

3. Faciès G ; les Grès (FG)

Ce faciès est le plus prépondérant dans notre formation et est présent dans les deux membres. Il est représenté par des bancs gréseux, centimétriques à décimétriques, généralement de couleur jaunâtre à blanchâtre parfois rougeâtre, le plus souvent chenalisés, notamment dans le membre supérieur. Ce faciès montre une variété considérable des figures hydrodynamiques et biologiques. Parfois, ce faciès est massif (sans structure hydrodynamique bien distincte), riches en bois silicifié. En fonction des figures sédimentaires qu'il comporte, il est subdivisé en plusieurs sous-faciès.

Sous faciès GM ; grès massifs :**A. Description et Définition :**

On observe ce sous-faciès majoritairement dans le membre supérieur (Fig. 17A, B). Il correspond à des bancs gréseux de couleur jaunâtre à blanchâtre, à grain fin ou moyen, sans structures internes apparentes. Parfois, la surface basale des bancs est nette et érosive, montrant des structures en gouttière («*gutter cast*»).

B. Interprétation :

Les bancs de grès massifs résultent d'une sédimentation rapide, à partir d'un matériel en suspension et en saltation, de sorte qu'il n'y ait pas assez de temps pour développer des structures primaires ou même de classement des grains (Tucker, 2003; Stow, 2010). Ils peuvent

également résulter d'une forte activité biologique qui altère les structures sédimentaires (Cojan et Renard, 1999; Stow, 2010) ou de processus diagenétiques entraînant la disparition des structures primaires (Stow, 2010). Enfin, les structures d'érosion observées sont attribuables à l'action de courants hydrodynamiques violents.

Sous faciès GB ; grès bioturbés :

A. Description et Définition :

Ce sous-faciès a été rencontré dans les deux membres de la Formation de Grès de Sidi Amar. Il correspond à des bancs gréseux jaunâtres, dépourvus de fossiles, très bioturbés, d'épaisseur centimétrique à métrique. Le contenu ichnologique est dominé par une variété considérable des traces fossiles.

B. Interprétation :

Les grès bioturbés sont le résultat d'une intense activité biologique sur le substrat. La bioturbation est souvent associée à divers environnements où l'apport sédimentaire est relativement stable ou modéré, permettant aux organismes benthiques de coloniser le substrat (Buatois et Mangano, 2011). Leurs divers comportements seraient donc exprimés par diverses traces.



Figure. 18. Présentation photographique montrant un banc gréseux fortement bioturbé par des terriers horizontaux et verticaux.

Sous faciès GBS ; grès à bois silicifié :**A. Description et Définition :**

Il se présente sous forme de niveaux gréseux centimétriques à métriques, le plus souvent de couleur brunâtre à la patine, observés dans les deux membres de cette formation. Ces grès riches en bois silicifiés (Figs. 11C, 19) sont généralement caractérisés par une granulométrie fine à moyenne montrant rarement quelques structures sédimentaires.

B. Interprétation :

La présence des fragments de bois silicifiés dans ce sous-faciès indique une influence continentale (fluviale) ou mixte (deltaïque), qui assure le transport des éléments terrigènes dans un environnement marin. Ces fragments de bois fossiles indiquent un transport et un enfouissement rapide dans un milieu marin, où la préservation par silicification a pu se produire. Par ailleurs, la sédimentation argileuse souvent associée à ces grès dans le premier membre suggère un environnement relativement profond, perturbé par des apports détritiques continentaux.



Figure. 19. Présentation photographique montrant un banc gréseux à tronc d'arbre silicifié.

Sous faciès GC ; grès chenalisé :**A. Description et Définition :**

Ce sous-faciès caractérise les derniers bancs gréseux du premier membre et majoritairement les premières barres gréseuses du deuxième membre. Il est formé par des grès à granulométrie fine, moyenne, à teinte brunâtre à jaunâtre orangée. Il se présente sous forme de chenaux gréseux qui se biseautent latéralement. Les dimensions de ces chenaux varient de quelques mètres jusqu'à une dizaine de mètres de longueur, tandis que la largeur maximale observée ne dépasse pas 3 m (Fig. 15A, B).

B. Interprétation :

Les grès chenalisés sont déposés sous un régime hydrodynamique supérieur. Il est généré par des courants épisodiques plus violents de tempêtes, sous une faible tranche d'eau à phase de déblaiement et remblaiement des paléotopographies sous-aquatique créé par le courant érosif (Bendella 2012).

Sous faciès GLP ; grès à laminations parallèles planes :**A. Description et Définition :**

Ce sous-faciès est observé majoritairement dans le membre inférieur. Il correspond à des bancs centimétriques à décimétriques, à grains fins ou moyens de couleur jaunâtre orangé s'organisant en laminations horizontales planes (Figs. 11B, 20).

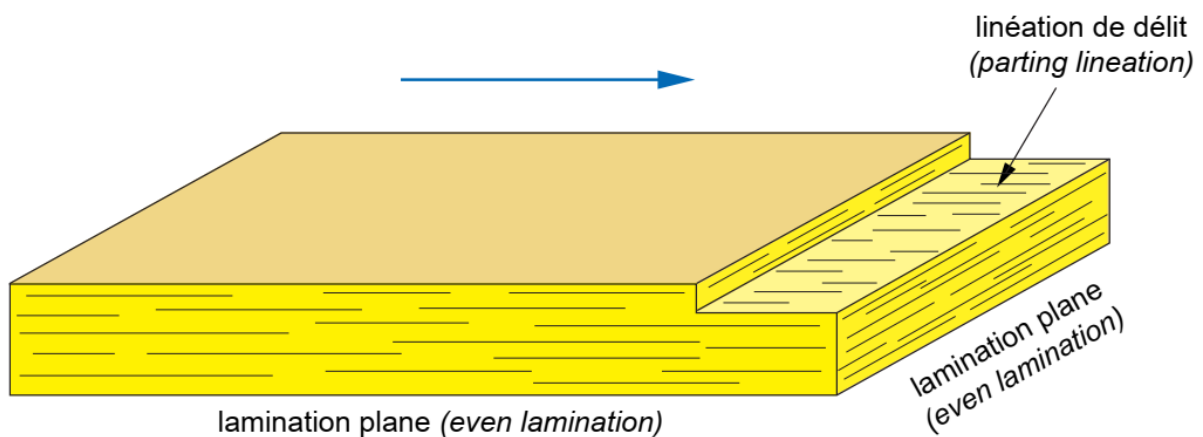


Figure 20. Présentation schématique montrant des laminations horizontales planes.

B. Interprétation :

Les laminations parallèles planes sont formés par un régime d'écoulement supérieur (Ashley, 1990) (Fig. 20). Elles suggèrent une sédimentation sur un fond avec peu ou pas de relief (Paola et al., 1989) et sont attribuées aux déplacements des particules par charriage, petits sauts et glissements contre le fond (Cojan et Renard, 2013). Ces laminations indiquent la direction du paléocourant mais pas le sens.

Sous faciès GLO ; grès à laminations oblique :**A. Description et Définition :**

Ce sous-faciès est caractérisé par des litages obliques au sein des niveaux gréseux jaunâtres à blanchâtres centimétriques à décimétriques. Ces grès sont caractérisés par une granulométrie fine, montrant parfois des rides de vagues. Vers le membre supérieur, les laminations obliques sont parfois déformées (*Overtund laminations*) (Fig. 17D).

B. Interprétation :

La formation des laminations obliques peut être interpréter par la migration latérale des rides (Reineck et Singh, 1973). Les laminations obliques déformées sont contemporaines de périodes, probablement d'instabilités tectoniques synsédimentaires, ils peuvent être assimilés à des séismites (Alfaro et al., 1997).

Sous faciès GLE ; grès à laminations entrecroisées :**A. Description et Définition :**

Ce sous-faciès est observé généralement dans les deux membres. Ce sont des grès fins jaunâtres à rougeâtres, d'épaisseur variable, parfois en plaquettes, montrant des laminations entrecroisées avec un angle relativement faible (Figs. 13B, 17C).

B. Interprétation :

Ces laminations sont le résultat de la combinaison de deux courants différents. Elles se forment dans des environnements soumis à une haute énergie (Selley et al., 2005).

Sous faciès GLON ; grès à laminations parallèles ondulées :**A. Description et Définition :**

Ce sous-faciès est rarement observable dans la coupe étudiée. Il s'agit de quelques bancs gréseux à granulométrie fine, de couleur jaunâtre orangée à la patine devenant blanchâtre à la cassure. Il est formé par plusieurs lamines sédimentaires disposées de manière parallèle mais avec une légère ondulation ou courbure (Fig. 13D), plutôt qu'une structure parfaitement plate.

B. Interprétation :

La formation des laminations parallèles ondulées seront donc très probablement dues à l'action des tempêtes dans le shoreface supérieur (McCubbin, 1982) ou l'offshore de transition (Yagishita, 1994).

Sous faciès GLEHS ; Grès à laminations entrecroisées (ou obliques) en mamelon (HCS) et en creux (SCS) :**A. Description et Définition :**

Ce sous-faciès est observé uniquement dans le membre inférieur au sein d'une alternance argilo-gréseuse dilatée. Il se présente sous forme de niveaux gréseux décimétriques à granulométrie fine à moyenne, de couleur jaunâtre à jaunâtre orangée. L'interface des bancs montre des laminations et des stratifications de type obliques en mamelons (HCS « *Hummocky Cross-Stratification* ») et obliques en creux (SCS « *Swaley Cross-Stratification* ») de petites et de grandes tailles (Fig. 22). Outre les HCS et SCS, on note la présence des laminations parallèles planes et ondulées. La surface des bancs montre généralement des rides de vagues.

B. Interprétation :

Le litage oblique mamelonné (HCS) a été décrit pour la première fois par Campbell (1960) sous le nom de "*Truncated Wave Ripples*" puis rebaptisée "*Hummocky Cross Stratification*" par Harms (1975) (Fig. 21A). La présence de telles structures suggère un environnement de dépôt soumis aux influences des tempêtes, entre la limite d'action des vagues du beau temps (*Fair Weather Wave Base* ou FWWB) et la limite d'action des vagues de tempêtes (*Storm Wave Base* ou SWB) (Dott et Bourgeois, 1982; Allen et Underhill, 1989), depuis le shoreface, jusqu'à l'offshore supérieur (Brenchley 1985; Guillocheau et Hoffert, 1988).

Les grès à HSC sont formés par l'aggradation et la migration des corps de dépôts en forme de dômes (*hummocky bedforms*) durant de longues périodes d'écoulement combiné, dominé par l'action oscillatoire (*oscillatory-dominant combined flow*) à vitesse élevée (Dumas et Arnott, 2006). Quant aux stratifications obliques en creux (SCS), ces structures se forment par l'action érosive de ces HCS sous l'effet d'un régime hydrodynamique supérieur en leur donnant une forme en creux (Fig. 21B), ou bien des laminations résultantes essentiellement de creusement ultérieurement comblé par des sédiments (Leckie et al., 1982).

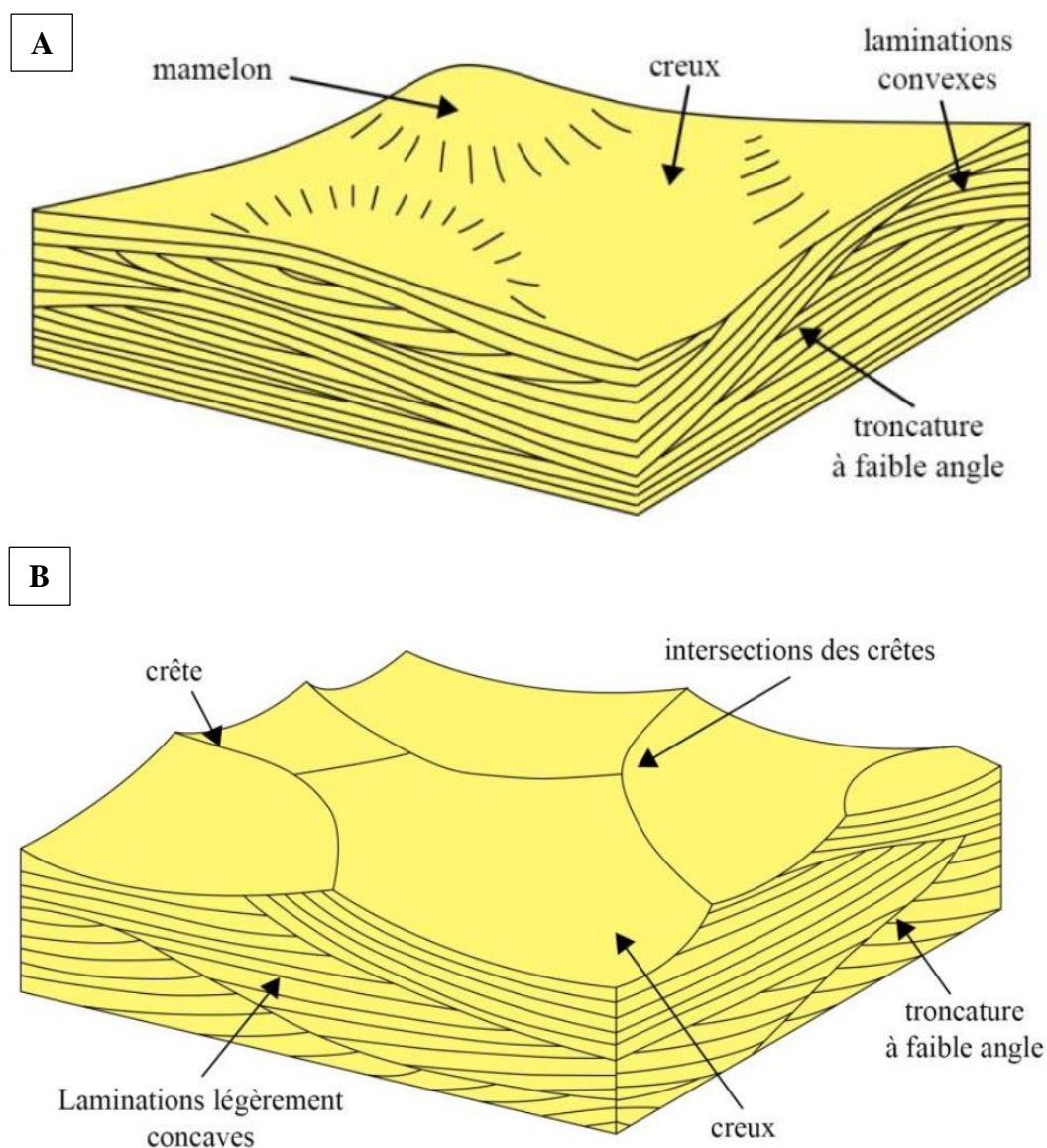


Figure 21. Présentation schématique montrant des laminations obliques en mamelon (HCS) et en creux (SCS) (d'après Collinson et Mountney, 2019). **A.** Architecture interne et externe des stratifications entrecroisées en mamelons (HCS) **B.** Architecture interne et externe des stratifications entrecroisées en creux (SCS).

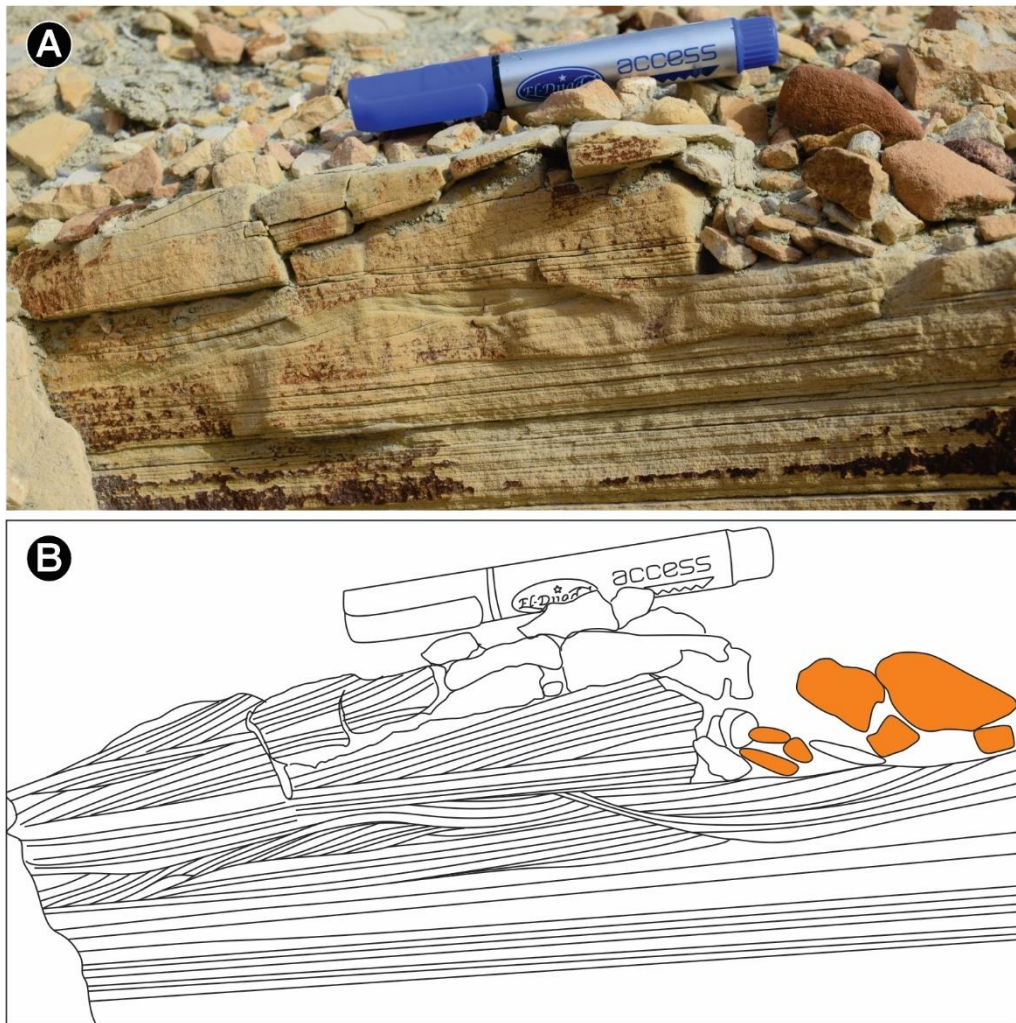


Figure 22. **A.** Présentation photographique montrant un banc gréseux à laminations horizontales, laminations entrecroisées (ou obliques) en mamelon (HCS) et en creux (SCS). **B.** détail de A.

Sous faciès GRV; grès à rides de vagues :

A. Description et définition :

Ce sous-faciès se présente sous forme de bancs centimétriques de grès fins, avec une teinte jaunâtre à blanchâtre. Ces bancs sont ornés de rides de vagues à crêtes symétriques, légèrement asymétriques dans leur toit (Fig. 13A). Ils sont observés notamment dans la partie sommitale du membre inférieur.

B. Interprétation :

Les rides sont l'expression directe du mouvement des particules sableuses à la surface sédimentaire. Elles se forment dans un régime d'écoulement relativement faible (Chamley, 1987; Cojan et Renard, 1999). Les rides qui montrent des crêtes symétriques ou faiblement

asymétriques, avec de nombreuses bifurcations, correspondent aux rides de vagues. Ces dernières résultent d'un courant oscillatoire au-dessus de la limite d'action des vagues de tempête (Chamley, 1987; Guillocheau et Hoffert, 1988; Lucchi, 1995; Cojan et Renard, 1999; Collinson et al., 2006).

Tableau 01: Tableau récapitulatif des principaux faciès, sous faciès et leurs processus de formation. (Sy : Symbole).

Faciès	Sy	Sous Faciès	Sy	Processus de Formation
Argiles	FA	/	/	Décantation des particules fines en suspension dans un milieu relativement calme et par floculation des minéraux argileux après la diminution de la vitesse du flot hydrodynamique.
Carbonates	FC	Calcaires oolithiques	CO	Précipitation (bio-)chimique en milieu marin très peu profond, mais fortement agité.
Grès	FG	Grès massif	GM	Un hydrodynamisme relativement puissant et rapide à partir d'un matériel en suspension et en saltation.
		Grès bioturbés	GB	Une intense activité biologique sur le substrat (interaction entre la communauté benthique et le substrat).
		Grès à bois silicifié	GBS	Une influence continentale (fluviale) ou mixte (deltaïque) qui assure le transport des éléments terrigènes dans un environnement marin.
		Grès chenalisé	GC	Un déblaiement et remblaiement des paléotopographies sous-aquatique créé par des courants érosifs sous un régime hydrodynamique supérieur.
		Grès à laminations parallèles planes	GLP	Sédimentation sur un fond avec peu ou pas de relief sous un régime d'écoulement supérieur.
		Grès à laminations obliques	GLO	Migration latérale des rides, tandis qu'oblique déformée est due à l'instabilités tectoniques synsédimentaires.
		Grès à laminations entrecroisées	GLE	Combinaison de deux courants différents dans un environnement soumis à une haute énergie.
		Grès à laminations parallèles ondulées	GLON	Probablement dues à l'action des tempêtes dans le shoreface supérieur ou l'offshore de transition.

	Grès à laminations entrecroisées (ou obliques) en mamelon (HCS) et en creux (SCS)	GLEHS	Les laminations en mamelon (HCS) et en creux (SCS) reflètent des dépôts soumis aux influences des tempêtes entre FWWB et SWB.
	Grès à rides de vagues	GRV	Un courant oscillatoire au-dessus de la limite d'action des vagues de tempête.

III. ASSOCIATION DE FACIES ET ENVIRONNEMENT DE DEPOT

L'étude et l'interprétation d'un seul faciès ne peut pas déterminer le milieu de dépôt avec précision (Homewood et al., 1992). C'est la succession de plusieurs faciès (association de faciès) qui permet de lever cette indétermination. Il est donc nécessaire de regrouper les faciès définis en assemblages représentant les différents dépôts associés à un même milieu de sédimentation. Ainsi, deux associations de faciès (AF1 et AF2) peuvent être distinguées :

Association FA1 (offshore de transition à shoreface inférieur)

Cette association occupe le membre inférieur de la Formation des Grès de Sidi Amar. Elle se compose essentiellement d'Argile (FA), de Grès (FG) avec ses différents sous faciès en alternance avec rares niveaux carbonatés (FC) représentés majoritairement par des calcaires oolithiques (CO). Cette association de faciès indique un milieu marin plus en moins énergétique soumis à un flot hydrodynamique supérieur à tendance décroissante. Cependant, le milieu de dépôt est interrompu par plusieurs épisodes à hydrodynamisme faible favorisant la mise en place par décantation des Argiles, en période de beau-temps (FWWB) où règne des conditions d'écoulement oscillatoires favorisant l'apparition des grès à rides de vagues. L'avènement des tempêtes, par moments, a été responsable des apports détritiques représentés par quelques niveaux à stratifications entrecroisées en mamelons (HCS), et en creux (SCS). Cette configuration est interprétée comme le résultat des phénomènes événementiels répétitifs formant des séquences de tempêtes proximales. Vers le sommet de ce membre, la dominance des sous-faciès de Grès massifs (GM), Grès chenalisés (GC) en intercalations avec des bancs calcaires oolithiques (CO) indique une sédimentation dans un milieu énergétique relativement peu profond à tendance décroissante, soumis à un flot hydrodynamique supérieur, au-dessus de la base d'action des vagues de beau temps (FWWB). Tous ces arguments nous permettent de proposer un milieu énergétique redevenant parfois calme, sous la dépendance d'action des

vagues de tempêtes et de beau temps, témoignant un environnement de type offshore de transition à shoreface inférieur pour ce membre (Fig. 23).

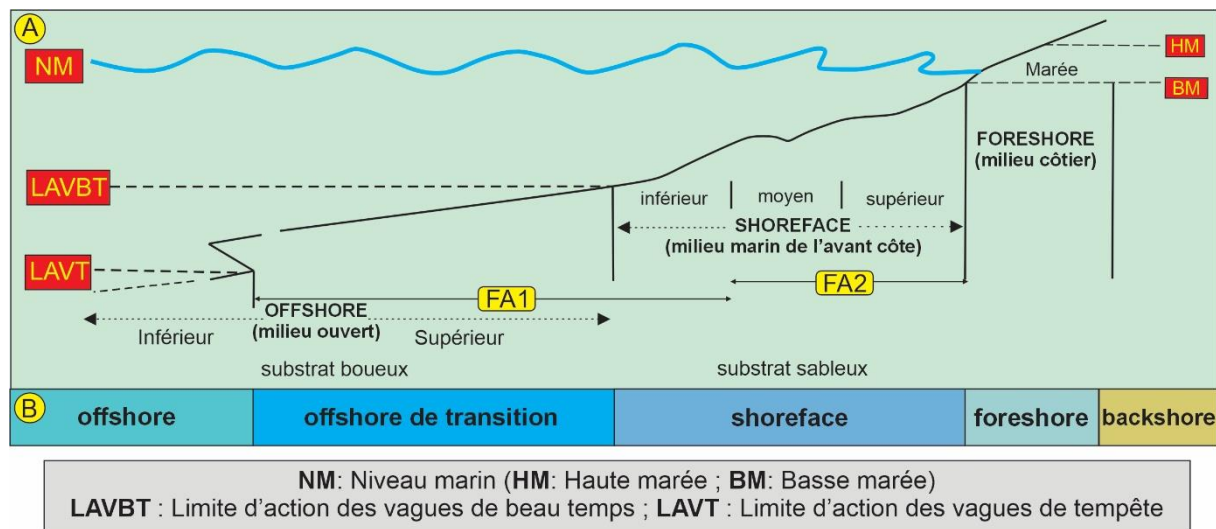


Figure 23. Profil d'une plate-forme (nomenclature en fonction de l'hydrodynamisme) montrant la distribution des associations de faciès FA1 et FA2. **A.** Subdivision de Guillocheau et al. (1983); **B.** subdivision de Komar (1976) et Reading et Collinson (1996).

Association FA2 (shoreface moyen à supérieur)

Cette deuxième association correspond au membre supérieur gréseux de la Formation des Grès de Sidi Amar. Elle se distingue par l'absence des particules argileuses (FA) et la prédominance des grès (FG) qui redevient encore plus massifs (GM) représentées par des barres métriques, les plus souvent chenalisées (GC), montrant certaines figures sédimentaires d'interfaces telles que les laminations entrecroisées (GLE), obliques et obliques déformées (GLO) (*Overtained laminations*), rarement des figures d'échappement de fluide (*Escape Structure*). En effet, ces différents sous-faciès indiquent une sédimentation rapide dans un environnement énergétique encore moins profond par rapport à l'association précédente, responsable du vannage des particules fines argileuses. Ces arguments plaident pour un environnement de dépôt de plateforme proximale, situé au-dessus de la limite d'action des vagues de beau-temps sur le shoreface moyen à supérieur (Fig. 23). La dominance des terriers verticaux généralement représentés par des *Skolithos* et des *Ophiomorpha*, dans des barres gréseuses notamment dans la partie supérieure de ce membre, renforce cette situation environnementale. De plus, la sédimentation de ce membre peut être coïncidée avec une activité sismique considérable dans le bassin, vu la présence des stratifications obliques déformées (« *overtained cross-stratification* ») et des figures d'échappement de fluides qui sont actuellement liées à l'activité sismique (séismites) (Seilacher, 1969; Shanmugam, 2016).

Chapitre III
Sédimentologie

I. INVENTAIRE DES TRACES FOSSILES

Cette étude a pour but de lister et décrire succinctement les différentes traces fossiles rencontrées dans la série étudiée. Des références concernant la nomenclature et l'environnement de dépôt sont associées à chaque ichnoespèce. Dans les Monts de Saïda, les dépôts de la Formation des Grès de Sidi Amar révèlent une diversité ichnologique considérable, dont 12 ichnoespèces ont été identifiées. Dans ce qui suit, nous présentons les ichnoespèces dans un ordre alphabétique :

Bergaueria perata Prantl, 1945

Figure 24A

Description : c'est une trace préservée à la semelle d'un banc calcaire dans la partie sommitale du premier membre. Elle a une forme cylindrique à hémisphérique, non ornée, à extrémités arrondies, avec ou sans dépressions apicales. Le diamètre de la trace est compris entre 4 et 5 cm et sa profondeur est d'environ 2.5 cm.

Discussion : *Bergaueria* est probablement une trace de repos ou d'habitat d'organisme suspensivore (Fürsich, 1975). Il s'agit probablement d'anémone de mer (Prantl, 1945, Pemberton et al., 1988). Cette trace est connue à des profondeurs variables.

Bolonia lata Meunier, 1886

Figure 24B

Description : C'est une trace fossile formée essentiellement de deux lobes séparés par un petit sillon médian (1 à 1,5 mm de profondeur). Il s'agit d'une trace droite, horizontale, non ramifiée, qui se rétrécit vers une ou les deux extrémités. La largeur du ruban bilobé est de 2 cm tandis que l'extension maximale de la longueur du terrier (ruban) est de 32 cm.

Discussion : *Bolonia* est considéré comme une trace de locomotion (repichnion) laissée par des polychètes (Schlirf, 2000). Cependant, Fürsich et al. (2018) ont considéré que *Bolonia* résultait du mouvement latéral d'un animal dépositivore à travers le sédiment (pascichnion). Cet ichnofossile a été signalé dans des environnements marins peu profonds influencés par des tempêtes (Schlirf, 2000 ; Fürsich et al., 2018 ; Bouchemla et al., 2020).

Chondrites targionii* (Brongniart, 1828)*Figure 24C**

Description : Cette trace se présente sous forme de petites structures arborescentes, légèrement incurvées, ramifiées, parallèles ou obliques au plan de stratification. L'angle de ramification est de 30° à 45°, avec une largeur du terrier est de 1 mm, montrant un remplissage identique que la roche hôte. Ces structures sont préservées en épirelief concave ou convexe.

Discussion : Les *Chondrites* sont des traces très communes, décrites dans une large gamme de lithologie (dépôts silicoclastiques et carbonatés) et d'environnements (milieux marins peu profonds et profonds), typiques des environnements dysoxiques stables (Seilacher, 1990; Fu, 1991; Bromley, 1996). Elles caractérisent également les sédiments marins profonds et bien oxygéné (Ekdale et Bromley, 1983).

Ophiomorpha nodosa* Lundgren, 1891*Figure 24D**

Description : Cette ichnoespèce est préservée à l'interface des bancs gréseux du deuxième membre. Elle est représentée par des terriers inclinés, où ils s'étendent sur une dizaine de centimètres avec un diamètre qui n'excède jamais 2 cm. La paroi du terrier est recouverte de petits granules subconiques, irrégulièrement espacés considérés comme des pelotes, où ils sont totalement dégagés.

Discussion : *Ophiomorpha* est interprété comme un terrier d'habitation (*domichnion*) typiquement de l'ichnofaciès à *Skolithos* (Frey et al., 1978). C'est une trace attribuée à des crustacés qui créent un terrier à paroi munie de pellets préservés en moulage (cavités). Cette trace est très souvent observée dans des environnements peu profonds à forte énergie (Frey et al., 1984; Bouchemla et al., 2025a).

Palaeophycus tubularis* Hall, 1847*Figure 24E**

Description : C'est un terrier simple à paroi droite, non branchu, cylindrique à subcylindrique, préservé en hyporelief positif. Il mesure environ 1 cm de diamètre avec une longueur variable jusqu'à 10 cm. Le remplissage du terrier est identique à l'encaissant, et remarquablement caractérisé par une paroi double.

Discussion : *Palaeophycus* est une trace eurybathique interprétée comme des terriers d'habitation de vers polychètes (Tchoumatchenco et Uchman, 2001) ou des vers prédateurs (Pemberon et Frey, 1982).

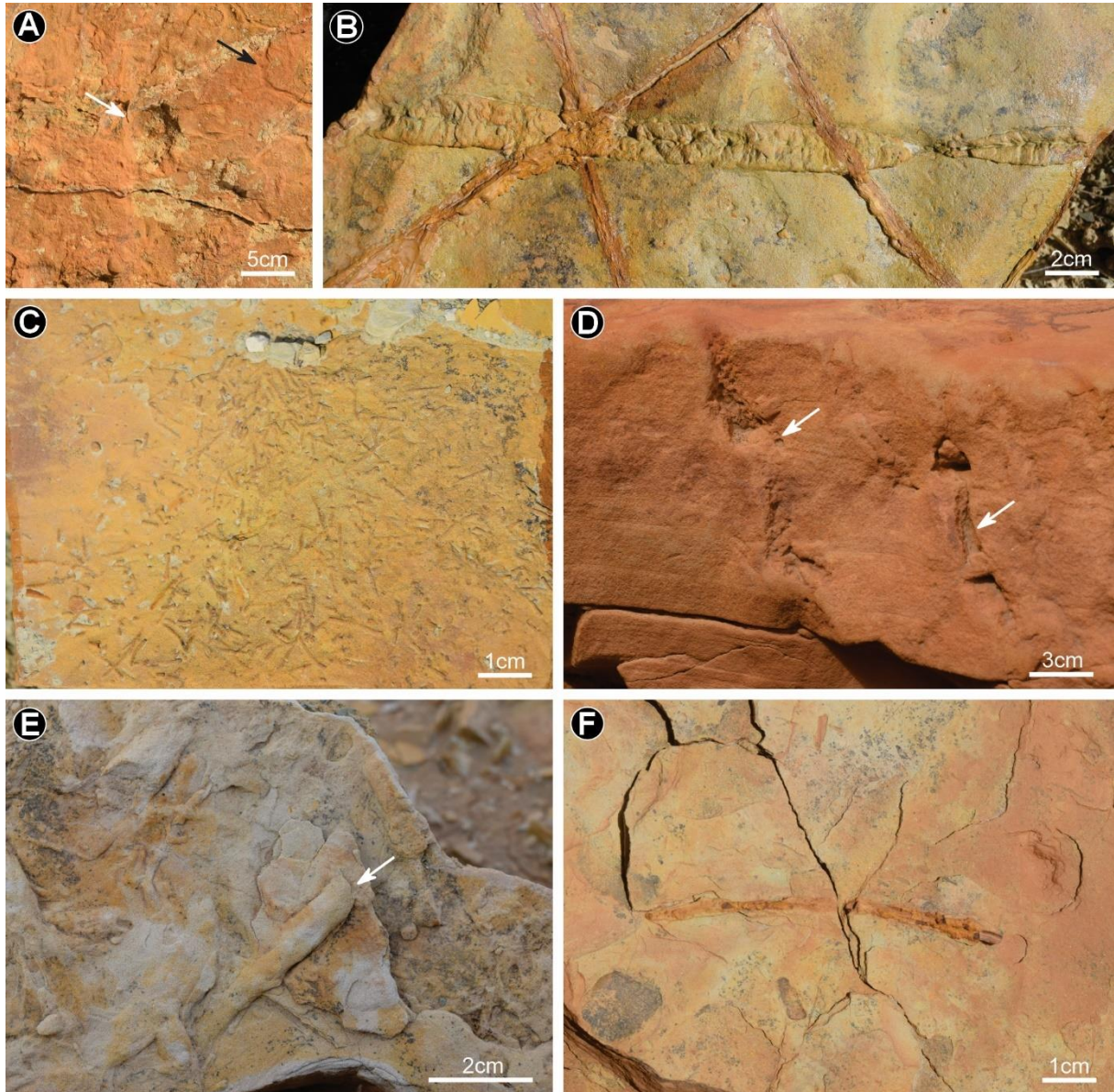


Figure 24. Traces fossiles de la Formation des Grès de Sidi Amar. **A.** *Bergaueria perata* (flèche blanche) et *Thalassinoides suevicus* (flèche noire). **B.** *Bolonia lata*. **C.** *Chondrites targionii*. **D.** *Ophiomorpha nodosa*. **E.** *Palaeophycus tubularis*. **F.** *Planolites montanus*.

Planolites montanus Richter, 1937

Figure 24F

Description : Il s'agit d'un petit terrier horizontal, simple, non ramifié, cylindrique à subcylindrique. Il est marqué par l'absence de double paroi, il est droit à légèrement incurvé,

ayant une longueur de 14cm, et 0.5cm de diamètre. Le terrier est activement rempli de sédiments, de couleur et/ou de lithologie différente de celle de l'encaissant.

Discussion : Le terrier est interprété comme le résultat des activités de nourritures d'animaux mobiles tels que les polychètes endobenthiques ou d'autres organismes vermiformes (Pemberton et Frey, 1982; Uchman, 1995). Les *Planolites* sont signalés dans des environnements à bathymétrie variable.

Ichnogénère *Rhizocorallium* Zenker, 1836

***Rhizocorallium* isp.**

Figure 25A

Description : C'est un terrier en « U » horizontal, droit à légèrement incurvé, généralement préservé à la surface supérieure de certains niveaux gréseux centimétriques du membre inférieur. Les membres du terrier sont parallèles et ont un diamètre de 0.5 cm. La longueur totale de terrier n'excède pas 8 cm.

Discussion : Dans les successions marines, *Rhizocorallium* est produit très probablement par des crustacés décapodes ou des annélides (polychètes) et est interprété comme un terrier d'alimentation (fodinichnion) ou d'habitation (domichnion) (Fürsich, 1974; Knaust, 2013; Zhao et al., 2020; Mekki et al., 2023).

***Rosselia socialis* Dahmer, 1937**

Figure 25B

Description : C'est un terrier droit, non ramifié, vertical à légèrement incliné, qui se rétrécit progressivement vers le bas et apparaît comme un V serré ou en forme de fuseau. En plan de stratification, le terrier est elliptique à circulaire, avec un diamètre compris entre 3.5 et 4 cm. Le remplissage du terrier présente une lithologie similaire à celle de la roche hôte.

Discussion : *Rosselia* est interprété comme une structure d'habitation (domichnion) attribuée à l'activité fouisseuse d'un polychète térébellide se nourrissant de détritits (Nara, 2002 ; Knaust, 2021). Il constitue l'un des éléments les plus importants de l'ichnofaciès à *Cruziana* en milieu littoral (shoreface) et offshore (MacEachern et al., 2007; Bayet-Goll et al., 2021 ; Bouchemla et al., 2025a).

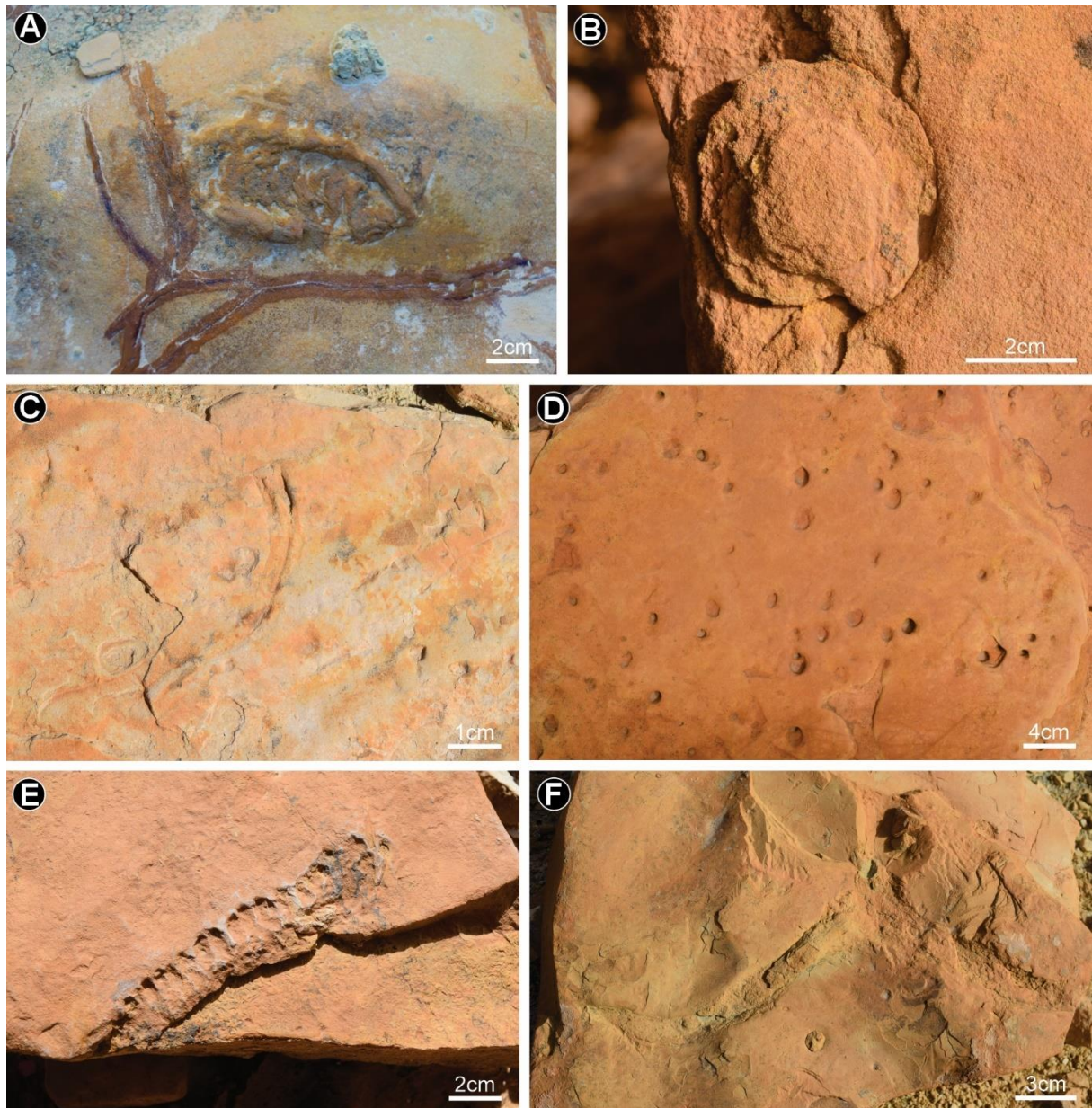


Figure 25. Traces fossiles de la Formation des Grès de Sidi Amar. **A.** *Rhizocorallium* isp.. **B.** *Rosselia socialis*. **C.** *Scolicia* isp.. **D.** *Skolithos linearis*. **E.** *Taenidium* isp.. **F.** *Thalassinoides suevicus*.

Ichnogénre *Scolicia* Quatrefages, 1849

Scolicia isp.

Figure 25C

Description : Ce terrier se présente sous forme d'un sillon bilobé, épichnial, rectiligne à légèrement incurvé, ou il affiche une seule chaîne centrale en forme de V avec des marges

élevées dans les deux côtés de 0.5 à 0.6 cm de large. Ce spécimen fait 16 cm de long. Cette rare trace est observée uniquement dans la partie médiane du membre inférieur.

Discussion : *Scolicia* est un terrier de locomotion et d'alimentation (*pascichnia*) d'un échinoïde spatangoïd (Uchman, 1995; Bromley et al., 1997). Bien que ce soit une trace typique des environnements profonds, elle est également signalée dans l'ichnofaciès à *Cruziana* (Uchman et Gaździcki, 2006).

***Skolithos linearis* Haldeman, 1840**

Figure 25D

Description : C'est un terrier vertical droit ou légèrement oblique, non branchu, cylindrique ou subcylindrique. Il est préservé en plein relief dans des faciès gréseux à grains fins. Les terriers sont perpendiculaires au plan de la stratification. Le diamètre de ces spécimens varie de 0.5 à 2.5 cm, et la longueur de 10 à 12 cm. Les terriers sont observés soit isolés, soit en groupes.

Discussion : Les *Skolithos* sont souvent interprétés comme des terriers d'habitation des animaux suspensivores, attribués aux annélides ou phoronides (Alpert, 1974 ; Schlirf et Uchman, 2005). Cette trace fossile est signalée dans divers environnements, mais elle est le plus souvent associée à des milieux marins peu profonds à haute énergie (Vinn et Wilson, 2013; Azizi et al., 2017; Bouchemla et al., 2025a), où les particules organiques sont mises en suspension par les courants.

Ichnogénre *Taenidium* Heer 1877

***Taenidium* isp.**

Figure 25E

Description : C'est un terrier simple, cylindrique, horizontal, droit à légèrement courbé. Sa partie interne est caractérisée par des ménisques arqués, régulièrement espacés. Le terrier a une largeur de 2 cm et une longueur d'environ 12 cm. Il est préservé sur la surface supérieure (épirelief) d'un banc gréseux.

Discussion : *Taenidium* est considéré comme une structure dépositivore (*fodinichnion*) produite par des animaux vermiformes (D'Alessandro et Bromley, 1987; Keighley et Pickerill, 1994). Il est signalé dans divers environnements marins et continentaux. Récemment, il a été signalé dans des environnements marins peu profonds du Jurassique moyen, au sein de l'ichnofaciès à *Cruziana* (Mekki et al., 2023).

Thalassinoides suevicus* (Rieth, 1932)*Figure 25F**

Description : C'est un système du terrier préservé en position épichniale, formé par des tunnels essentiellement horizontaux, lisses, ramifiés, elliptiques à aplatis. Il a des branches en forme de «Y», et le remplissage est identique à l'encaissant. Le terrier mesure 3 cm de diamètre avec une longueur variable (25-30 cm). C'est un terrier répandu dans le membre inférieur.

Discussion : *Thalassinoides* est généralement interprété comme un terrier d'habitation (*domichnial*), passivement rempli, généralement lié aux environnements oxygénés (Rodríguez Tovar et Uchman, 2004). Cet ichnogène est considéré comme une trace de type « *facies crossing* » produite par des crustacés (Frey et al., 1984; Knaust, 2017), enregistrée généralement dans les environnements marins peu profonds, niveau trophique élevé et bien oxygéné (Bouchemla et al., 2025a, 2025b).

II. ASSOCIATION DES TRACES FOSSILES ET ICHNOFACIES

L'inventaire des traces fossiles révèle une bioturbation modérée, mais très significative du point de vue environnementale. En effet, la Formation des Grès de Sidi Amar montre deux associations ichnologiques bien distinctes suivant une bathymétrie décroissante. La première association correspond au premier membre et est caractérisée par les traces suivantes : *Bergaueria perata*, *Bolonia lata*, *Chondrites targionii*, *Palaeophycus tubularis*, *Planolites montanus*, *Rhizocorallium* isp., *Scolicia* isp., *Taenidium* isp., et *Thalassinoides suevicus* (Fig. 26). Cette association correspond à l'ichnofaciès à *Cruziana* (Figs. 26, 27) qui est caractérisé par la dominance des traces horizontales et une large variété des catégories éthologique, y compris des traces de locomotion, nourriture, repos, d'habitation et de pacage (Buatois et Mangano, 2011). Généralement, cet ichnofaciès s'épanouit dans les plateformes continentales, caractérisant un milieu de type offshore de transition à shoreface inférieur (Fig. 26) entre la base de la limite d'action des tempêtes et les vagues de beau temps (Seilacher, 1953; Pemberton et al., 1990). De ce fait, les données ichnologiques confirment les interprétations sédimentologiques du premier membre qui convergent et plaident en faveur d'un milieu relativement profond de type offshore de transition à shoreface inférieur (Figs. 26, 27).

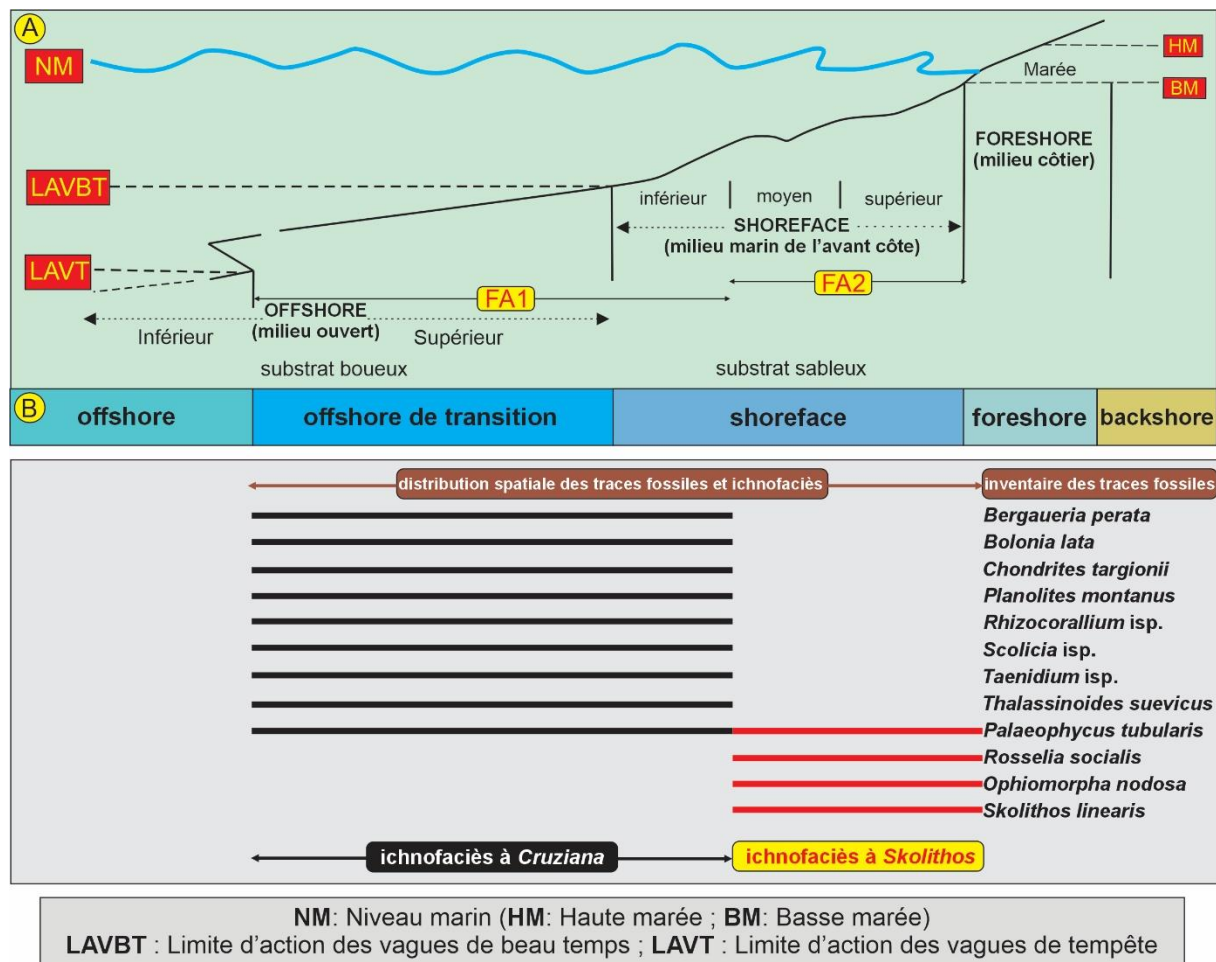


Figure 26. Milieu de dépôts, association de faciès et caractéristique ichnologique de la Formation des Grès de Sidi Amar selon un modèle sédimentaire adopté.

La deuxième association occupe le membre supérieur de la Formation des Grès de Sidi Amar. Elle est caractérisée par une diversité ichnologique assez faible dominée majoritairement par des terriers verticaux d'habitation et de nourriture représentés surtout par *Skolithos linearis* et *Ophiomorpha nodosa*. L'association montre aussi l'occurrence des *Palaeophycus tubularis*, et *Rosselia socialis* (Fig. 26). Les *Skolithos* et *Ophiomorpha* sont habituellement connus dans les zones littorales sableuses : intertidal (foreshore) (Seilacher, 1967), et marins peu profonds (Fillion et Pickerill, 1990 ; Bouchemla et al., 2025). Leur abondance reflète typiquement l'ichnofaciès à *Skolithos* de Seilacher (1967) qui correspond à un milieu de dépôt peu profond de type shoreface moyen à supérieur (Bouchemla et al., 2025), dominé par un écoulement hydrodynamique supérieur, au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps (Figs. 26, 27). Cependant, la faible diversité ichnologique de cette association est probablement due aux décharges sédimentaires très importantes (des barres gréseuses métriques à décamétriques) qui caractérisent ce membre et qui empêchent les organismes benthiques de creuser tranquillement des terriers pour des fins d'habitation ou de nourriture.

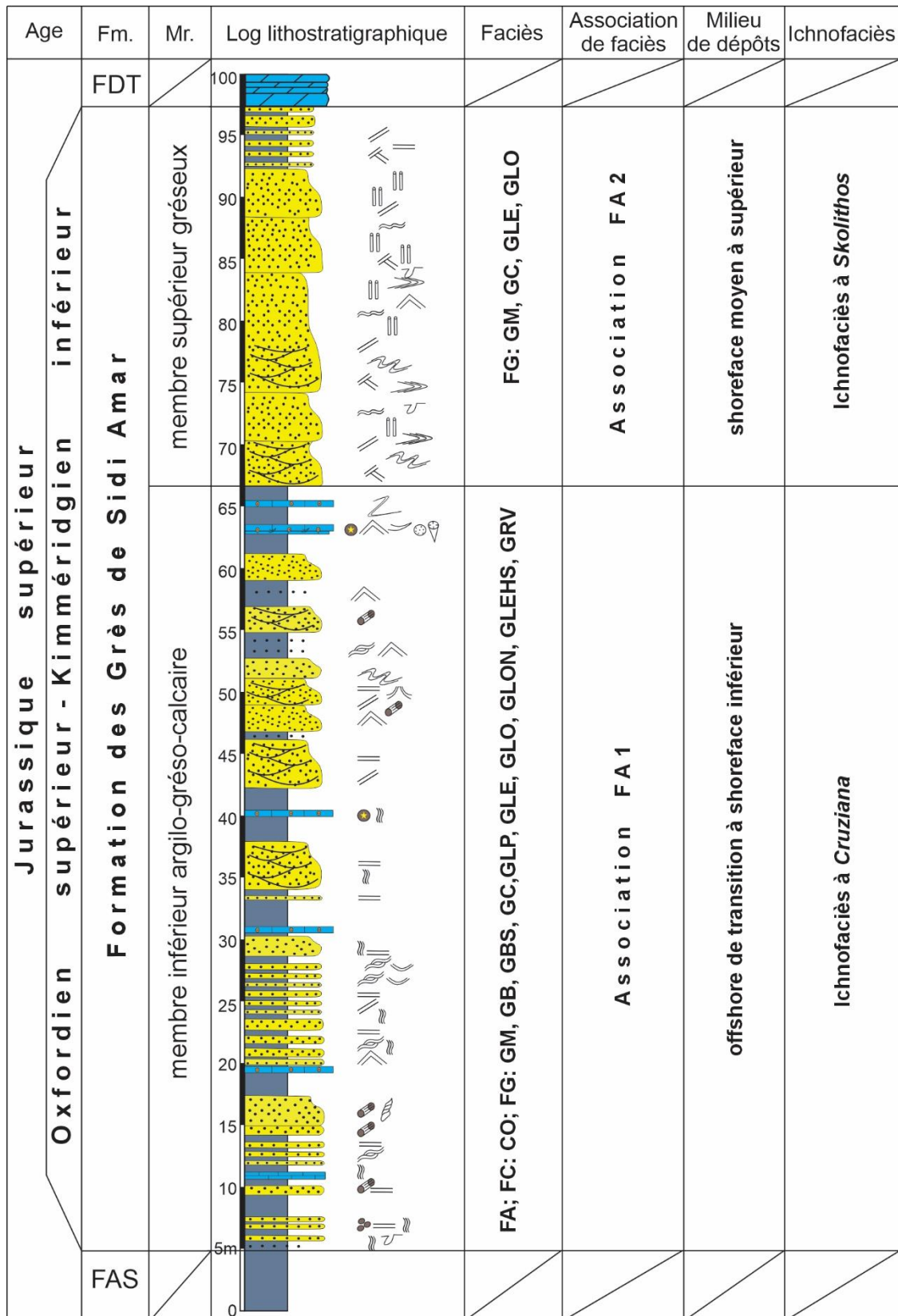


Figure 27. Association de faciès, milieux de dépôts et ichnofaciès de la Formation des Grès de Sidi Amar dans sa localité type.

Chapitre IV
Ichnologie

Conclusion générale

Le travail entamé dans la région de Saïda (domaine tlemcénien) et plus exactement dans le secteur de Sidi Amar (partie nord des Monts de Saïda) avait principalement pour but l'étude de la Formation des Grès de Sidi Amar d'âge Oxfordien supérieur-Kimméridgien inférieur dans sa localité type. Elle a permis de mettre en évidence une sédimentation à cachet mixte silico-clastique et carbonatée. Cette sédimentation reflète une évolution et variation spatio-temporelle très importante de la marge sud téthysienne soumise à des influences tectoniques et paléogéographiques multiples. Cette formation témoigne d'une dynamique sédimentaire en lien avec les conditions marines du Jurassique supérieur et les apports terrigènes probablement d'origine saharienne.

L'étude lithostratigraphique a permis de définir deux membres bien distincts, en fonction des caractères faciologiques et géométriques des corps sédimentaires.

Un membre inférieur argilo-gréso-calcaire, marqué par une alternance d'argiles, de grès et quelques niveaux carbonatés. Les niveaux gréseux sont riches en figures sédimentaires (laminations parallèles, ondulées, obliques, entrecroisées, entrecroisées en mamelon (*HCS*), en creux (*SCS*) et rides de vagues), avec quelques fragments de bois silicifiés, tandis que les niveaux carbonatés sont généralement oolithiques présentant parfois quelques fossiles (tiges de crinoïdes et divers bioclastes). La bioturbation marque sa présence au sein de ce membre par des traces fossiles en abondance notable.

Un membre supérieur gréseux, dominé par des barres gréseuses décamétriques les plus souvent chenalisées et la quasi-disparition des intervalles argileux. Les figures sédimentaires enregistrées sont représentées par des laminations entrecroisées, obliques et obliques déformées (*Overtured lamination*), des figures d'échappement de fluide (*Escape Structure*) ainsi que des bois silicifiés. La bioturbation est faible représentée par des terriers obliques et verticaux.

L'étude sédimentologique a été basée principalement sur la nature et l'interprétation des structures sédimentaires hydrodynamiques. C'est ainsi que 3 principaux faciès ont été reconnus : un faciès des argiles (FA), un faciès carbonaté (FC) et un faciès de grès (FG). Ce dernier a été subdivisé en plusieurs sous-faciès.

L'interprétation de ces faciès et sous-faciès, en terme hydrodynamique a mis en évidence 2 associations de faciès :

Association FA1, correspond au membre inférieur où le milieu de dépôt est de type offshore de transition à shoreface inférieur. Elle montre une zone relativement profonde qui passe par des périodes calmes qui favorisent la décantation des particules fines en suspension (argiles), balayées épisodiquement par des courants de tempêtes, responsables du dépôt des grès à stratifications obliques en mamelons (*HCS*) et en creux (*SCS*).

L'Association FA2, correspond au membre supérieur qui s'est mis en place sur une plateforme détritique proximale peu profonde et plus énergétique de type shoreface moyen à supérieur. Elle est dominée par un écoulement hydrodynamique supérieur à tendance décroissante favorisant l'installation d'une série de barres gréseuses massives et chenalisées, rarement bioturbées.

L'étude ichnofaciologique de la Formation des Grès de Sidi Amar révèle une diversité ichnologique faible à modéré dont 12 ichnoespèces ont été identifiées (*Bergaueria perata*, *Bolonia lata*, *Chondrites targionii*, *Ophiomorpha nodosa*, *Palaeophycus tubularis*, *Planolites montanus*, *Rhizocorallium* isp., *Scolicia* isp., *Skolithos linearis*, *Taenidium* isp., et *Thalassinoides suevicus*). Cette variété des ichnotaxons associés dans leur environnement d'origine a permis d'identifier deux associations de traces fossiles correspondant à deux ichnofaciès bien distincts : l'ichnofaciès à *Cruziana* et l'ichnofaciès à *Skolithos*, enregistrés dans le membre inférieur et supérieur, respectivement, dont chacun est caractérisé par un environnement de dépôt bien défini.

Les résultats ichnologiques confirment les données sédimentologiques et renforcent l'interprétation d'une dynamique de dépôt régressive, marquée par un passage progressif d'environnements relativement profonds (offshore de transition à shoreface inférieur) vers des milieux côtiers plus agités (shoreface moyen à supérieur).

Chapitre V
Conclusion
générale

- Abid, D. (2011)** : Etude de la microfaune (foraminifères) des «Argiles de Saïda» du Djebel Ben-Kmer(Saïda, nord-ouest algérien). Mém. Ing. Etat, Univ. Oran, p 51.
- Alfaro, Moretti, M. Soria, J.M. (1997)**: Soft sediment deformation structures induced by earthquakes (seismites) in pliocene lacustrine deposits (Guadix-Baza Basin, Central Betic Cordillera). *Eclogae geo. Helv.* 90 (1997) 531-540.
- Allen, P. et Underhill, J. (1989)** : Swaley cross-stratification produced by unidirectional flows, Bencliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, UK. *Journal of the Geological Society*, v. 146, pp. 241-252
- Alpert, S.P. (1974)** : Systematic review of the genus *Skolithos*. *J. Paleontol.* 48, 661–669.
- Ameur, M. (1978)** : Étude stratigraphique et sédimentologique du Jurassique inférieur et moyen de la partie orientale de la chaîne du Fillaoussène. Thèse de 3^e cycle, Université d'Oran, Oran, Algérie, 192 pages. *Annale des Sciences de la Terre. Société Géologique de France*, Paris, p. 160.
- Ashley, G.M. (1990)** : Classification of large-scale subaqueous bedforms: A new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, no. 1, pp. 160-172.
- Atger, J. et Verdier, J. (1965)** : Étude géologique du plateau jurassique de Cacherou (permis Mascara-Burdeau), bordure nord des monts de Saïda. Rapport inédit, Société Nationale Répal.
- Auclair, G. et Biehler, J. (1967)** : Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saïda, Publ. Serv. Géol. Algérie, Alger, N.S., n°34, pp. 3-45, 4 fig., 6 pl., carte géol., h.t. 1/200 000.
- Augier, P. (1967)** : Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hautes Plateaux, Publ. Serv. Géol. Algérie, Alger, N.S., n°34, pp. 47-80, 8 fig
- Azizi, A., Vinn, O., El Hariri, K., Hafid, A., Kouraiss, K. (2017)** : First description of abundant *Skolithos* burrows from the Cambrian/Ordovician boundary interval of the Central Anti-Atlas, Morocco. *Estonian Journal of Earth Sciences* 66, 174–182.
- Bayet-Goll, A., Knaust, D., Daraei, M., Bahrami, N., Bagheri, F. (2021)** : *Rosselia* ichnofabrics from the Lower Ordovician of the Alborz Mountains (northern Iran): palaeoecology, palaeobiology and sedimentology. *Palaeobiodivers. Palaeoenviron.* 102, 103–128.
- Bendella, M. (2012)** : Evolution des traces fossiles dans l'espace (Tell, Atlas, Sahara) et dans le temps en Algérie Occidentale : inventaire et mise en évidence des événements anoxiques. Thèse. Doct. Etat. Univ. Oran, 161 p., 59 fig., 5 tab. (inédit).
- Benest, M. (1973)** : Présence de faciès de haut-fond dans la plate-forme carbonatée du Jurassique supérieur de la région des Beni-Bahdel (Monts de Tlemcen, Algérie). *Compte-rendus des séances de l'Académie des Sciences*.
- Benest, M. (1985)** : Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : Stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaire. *Doc. Lab. Géol. Lyon*, n° 95, fasc. 1-2, 581 p.
- Benest, M. Elmi, S. Ouardes, T. Perriaux, J. Ghali, M. Benhamou, M. (1995)** : Dynamique de la mise en place d'un cône détritique d'âge callovo-oxfordien dans le sillon

- intracratonique du Nador de Tiaret sur la marge téthysienne de l'Ouest algérien. C.R. Acad. Sci. Paris, t. 321, sér. Ila, pp. 103-110.
- Bleicher, A. (1881)** : Fait une étude des terrains jurassiques aux environs de Saida, et révisé les attributions d'étages proposées par E. RENOUE en 1843, H. COQUAND en 1862 et A. POMEL en 1872. Bull, Serv, carte géol. Algérie, Série 2, 16.
- Bouchemla, I. Bendella, M. Benyoucef, M. Lagnaoui, A. Ferré, B. Scherzinger, A. Bel Haouz, W. (2020)** : The Upper Jurassic Faïdja Formation (Northwestern Algeria): Sedimentology, biostratigraphy and ichnology. *Journal of African Earth Sciences*, 169, 103874.
- Bouchemla, I. Benyoucef, M. Belhadji, A. Zaidi, M.A Chachour, A. (2025a)** : Trace fossil association related to the Upper Miocene transgression cycle in the Lower Chelif Basin, NW Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 222, 105489.
- Bouchemla, I. Benyoucef, M. Garah, A. Salamon, M.A. Krajewski, M. Slami, R. (2025b)** : Trace fossils from the middle Aptian sedimentary succession of the Bellezma Mountains, NE Algeria. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 77(1), A231024.
- Brenchley, P.J. (1985)** : Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9, 369-396.
- Bromley, R.G. (1996)** : Trace Fossils in Biology, Taphonomy and Applications. 2nd edition. Chapman and Hall, London (361 pp.).
- Bromley, R.G. Asgaard, U. Jensen, M. (1997)** : Experimental study of sediment structures created by a spatangoid echinoid, *Echinocardium mediterraneum*. *Proc. Geol. Assoc.* 108, 183-189.
- Brongniart, A.T. (1828)** : Histoire des Végétaux Fossiles ou Recherches Botaniques et Géologiques sur les Végétaux Renfermés dans les Diverses Couches du Globe, vol. 1. G. Dufour & E. d'Ocagne, Paris, pp. 1-136.
- Buatois, L.A. et Mangano, M.G. (2011)** : Ichnology _ organism-substrate interactions in space and time-Cambridge University Press. 347 p.
- Campbell, I. (1960)** : Truncated Wave-Ripple Laminae. *Journal Of Sedimentology And Petrol.* 41, 395-409p.
- Chamley, H. (1987)** : Bases de Sédimentologie. Dunod. Coll. Géosciences, Paris. 178p.
- Chaumeau, P. (1956)** : Etude géologique de l'anticlinal du Hassi Zerga des Béni-Méthar.
- Cizak, O. (1993)** : Évolution géodynamique de la chaîne tellienne en Oranie (Algérie occidentale) pendant le Paléozoïque et le Mésozoïque. *Strata*, 20, 1-513.
- Clair, E. et Flandrin, J. (1949)** : Étude hydrogéologique des Monts de Saïda. Alger : Service de la Carte géologique d'Algérie.
- Cojan, A. et Renard, M. (1999)** : Sédimentologie. Dunod (2ème éd). Paris, 418 p.
- Cojan, A. et Renard, M. (2013)** : Sédimentologie. Dunod, Paris, p. 213.
- Collinson, J.D et Mountney, N.P. (2019)** : Sedimentary structures. Dunedin Acad. Press, Edinburgh, London, p. 340.

- Collinson, J.D Mountney, N.P. Thompson, D.B (2006):** Sedimentary Structures. Terra Publishing, London, 291 p.
- Dahmer, G. (1937) :** Lebensspuren aus dem Taunusquartzit und den Siegener Schichten (Unterdevon), 57. Preussische Geologische Landesanstalt, Berlin, pp. 523–539.
- D'Alessandro, A. et Bromley, R.G. (1987) :** Meniscate trace fossils and the Muensteria Taenidium problem. *Palaeontology* 30, 743–763.
- Dott, R.H. et Bourgeois, O. (1982) :** Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. of America Bull*, v. 93, pp. 663-680.
- Doumergue, C. (1910) :** Carte géologique détaillée Algérie au 1/50 000 , Feuille Terni, n°300.
- Dubar, G. (1952) :** Haut Atlas central (en coll. avec G. Choubert , G. Colo, H. Gauthier, J.Hindermeyer, H. Salvan, G. Suter). 19^e Congrès Géol. Intern., Alger, Livret-Guide, Série Maroc , n°4, 74p.
- Dumas, Y. et Arnott, R. (2006) :** Origin of hummocky and swaley cross-stratification _the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate. *Geology* 34, 1073-1076.
- Dunham, R.J. (1962) :** Classification of carbonate rocks according to depositional texture. in: Classification of carbonate rocks. A symposium. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, mem. 1, pp. 108-121, 1 tabl., VII pl.
- Ekdale, A.A. et Bromley, R.G. (1983) :** Trace fossils and ichnofabric in the Kjølbj Gaard Marl, Upper Cretaceous, Denmark. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 31, 107–119.
- Elmi, S. (1970) :** Rôle des accidents décrochant de direction SSW-NNE dans la structure des Monts de Tlemcen (Ouest algérien). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, Alger, t. 61, fasc. 3-4, pp 3-8, 1 fig
- Elmi, S. (1971) :** Les zones d'ammonites dans la série Bajocien supérieur-Callovien de l'Oranie (Ouest algérien). *Bull. Soc. géol. France*, Paris, sér. 7, t. 13, n° 12, pp. 28-37.
- Elmi, S. (1972) :** L'instabilité des Monts de Tlemcen et de Ghar Roubzne (Ouest Algérien) pendant le Jurassique, interprétation paléogéographique. *C.R. somm. Soc. Géol. Fr.*, t. XIV, P. 220-222.
- Elmi, S. (1976) :** A propos de la différenciation alpine (tellienne) en Oranie. 4^{ème} Réunion.
- Elmi, S. (1978) :** Les « Argiles de Saïda », faciès flyschöide du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcénien (Ouest algérien). *Livre jubilaire j. FLANDRIN*, docum. Lab. Géol. Sci. Lyon, H. S. 4 , p. 203-261.
- Elmi, S. et Benest, M. (1978) :** Les « Argiles de Saïda », faciès flyschöide du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcénien (Ouest algérien) : Stratonomie, environnement, interprétation
- Elmi, S., Alméras, Y., Aneur, M., Atrops, F., Benhamou, M., Moulan, G. (1982) :** La dislocation des plateformes carbonatées liasiques en Méditerranée occidentale et ses implications sur les échanges fauniques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, Série VII, XXIV(5–6), 1007–1016.

- Fillion, D. et Pickerill, R.K. (1990)** : Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana* (Toronto) 7: 1–119.
- Flamand, G.B.M. (1911)** : Recherches géologiques et géographiques sur les «Haut-Pays de l'Oranie» et sur le « Sahara » (Algérie et Territoires du Sud). Thèse Sciences.
- Folk, R.L. (1959)** : Practical petrographic classification of limestones. *Amer. Ass. Petrol. Geol.*, Tulsa, vol. 43, n° 1, 38 p. 41 fig. 2 tabl.
- Frey, R.W., Curran, H.A., Pemberton, S.G. (1984)** : Tracemaking activities of crabs and their environmental significance; the ichnogenus *Psilonichnus*. *Journal of Paleontology* 58, 333–350.
- Frey, R.W., Howard, J.D., Fames, D., Pryor, W.A. (1978)** : *Ophiomorpha*: its morphologic, taxonomic, and environmental significance. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 14, 199–229.
- Fu, S. (1991)** : Funktion, Verhalten und Einteilung fucoider und lophoceniider Lebensspuren. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 135, 1–79.
- Fürsich, F.T. (1974)** : Ichnogenus *Rhizocorallium*. *Paläontologische Zeitschrift* 48, 16–28.
- Fürsich, F.T. (1975)** : Trace fossils as environmental indicators in the Corallian of England and Normandie. *Lethaia.*, 8, 151-172.
- Fürsich, F.T., Uchman, A., Alberti M., Pandey, K.D. (2018)** : Trace fossils of an amalgamated storm-bed succession from the Jurassic of the Kachchh Basin, India: the significance of time-averaging in ichnology. *Journal of Palaeogeography* 7, 14–31.
- Ghali, M. (1984)** : Le Jurassique supérieur et le Crétacé basal des monts de Saïda et de Tiaret Frenda : stratigraphie et milieux de dépôt (Oranie, Algérie). Thèse de 3e cycle en géologie des ensembles sédimentaires, Université Claude Bernard Lyon 1, 1984, 131 pages.
- Glangeaud, P. (1951)** : interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographique de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France*, Paris, sér. 6, t. I, pp. 735-762, 3 fig.
- Guardia, P. (1975)** : Géodynamique de la marge alpine du continent africain d'après l'étude L'Oranie nord-occidentale. Thèse Docteur ès-sciences à l'Université de Nice.
- Guillocheau F. et Hoffert, K. (1983)** : Les dépôts de tempêtes : le modèle de l'Ordovicien moyen Ouest-armoricain (Thèse de 3^e cycle, 223 pp.). Université de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Guillocheau F. et Hoffert, K. (1988)** : Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plateforme: le modèle des plate-formes nord-gondwaniennes et armoricaines à l'Ordovicien et au Dévonien. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences*, Paris, Série II, 307: 1909-1916.
- Haldeman, S.S. (1840)** : Supplement to Number One of "A Monograph of the Limniades, or Freshwater Univalve Shells of North America", Containing Descriptions of Apparently New Animals in Different Classes, and the Names and Characters of the Subgenera in Paludina and Anculosa. J. Dobson, Philadelphia, pp. 1–3.

- Hall, J. (1847)** : Palaeontology of New York, Vol. 1. Van Benthuyzen. Albany, State of New York 338 pp.
- Harms, J.C. (1975)** : Stratification and Sequences in Prograding Shoreline Deposit. In : "Depositional Environments As Interpreted From Primary Sedimentary And Structures And Stratification Sequences", J. C. Harms ; J. B. Southard ; D. R. Spearing & R. G. Walker (Éds.). Soc. Econ. Palaeontologists Mineralogists, Short Course, 2, 81-102p.
- Heer, O. (1877)** : Flora fossilis Helvetiae. Die Vorweltliche Flora der Schweiz. Verlag J. Wurster & Co., Zürich (182 pp.)
- Homewood, P., Guillocheau, F. Eschard, R., Cross, T. (1992)** : Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. - Bull. Cent. Rech. Explo. Prod. Elf-Aquitaine, v. 16, n°2, 235-457.
- Kecili, N. (2015)** : Lithostratigraphie et sédimentologie des formations des "argiles de saïda" & des "grès de sidi amar" du djebel abdelkrim (monts de Saïda, Algérie nord-occidentale). Mem. Ing. Etat. Univ. Oran. 65 p.
- Keighley, D.G. et Pickerill, R.K. (1994)** : The ichnogenus *Beaconites* and its distinction from *Ancorichnus* and *Taenidium*. Palaeontology 37, 305–337.
- Knaust, D. (2017)** : Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation. Springer International Publishing, Berlin, New York (206 pp.).
- Knaust, D. (2013)** : The ichnogenus *Rhizocorallium*: classification, trace makers, palaeoenvironments and evolution. Earth-Science Reviews 126, 1–47.
- Knaust, D. (2021)** : Rosselichnidae ifam. nov.: burrows with concentric, spiral or eccentric lamination. Papers in Palaeontology 7, 1847–1875.
- Komar, P.D. (1976)** : Beach Processes and Sedimentation: Englewood Cliffs. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.
- Leckie, D., Walker, R.G. Duke, J.A. (1982)** : Hummocky cross stratification significance of its variable bedding sequence, Discussion. Bull. eol. Soc. Amer. P 94, 1245 1249.
- Lucas, G. (1942)** : Description géologique des Monts du Ghar Rouban et du Sid el Abed (frontière algéro-marocaine).
- Lucas, G. (1952)** : Bordure Nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire. Jurassique. Analyse structurale. Monogr. Région 1ème série: Algérie N°21. XIXe congrès Géologique International.
- Lucchi, R.G. (1995)** : Sedimentographica: A Photographic Atlas of Sedimentary Structures. Columbia Univ. Press, Chichester, 225 p.
- Lundgren, B. (1891)** : Studier öfver fossilförande lösa block. Geologiska Föreningen I Stockholm Förhandlingar 13, 111–121.
- MacEachern, J.A., Bann, K.L., Pemberton, S.G, Gingras, M.K. (2007)** : The ichnofacies paradigm: High-resolution paleoenvironmental interpretation of the rock record. In: MacEachern, J.A., Bann, K.L., Gingras, M.K., Pemberton, S.G. (Eds.), Applied Ichnology: SEPM Short Course Notes, 52, pp. 27–64.

- Mangold, C., Benest, M., Elmi, S. (1974)** : Les argiles de Saida (Callovo-Oxfordien d'Oranie, Algérie) : âge et milieu de dépôt. C.R. Acad. Sc. Paris, t.279, Série 0, p. 137-140.
- McCubbin, D. (1982)** : Barrier-island and strand-plain facies. In: Scholle, P.A., Spearing, D. (Eds.), Sandstone depositional environments. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 31: 247-258.
- Mekki, F., Bouchemla, I., Adaci, M., Talmat, S., Ferré, B., Benyoucef, M. (2023)** : A diverse trace-fossil assemblage from the Middle Jurassic (Bajocian) Teniet El Klakh Formation (western Saharan Atlas, Algeria). Proceedings of the Geologists' Association, 134 (5–6) 573–589.
- Meunier, S. (1886)** : Sur quelques empreintes problématiques des couches boloniennes du Pas-de-Calais. Bulletin de la Société Géologique de France 3 (14), 564–568.
- Nara, M. (2002)** : Crowded *Rosselia socialis* in Pleistocene inner shelf deposits: Benthic paleoecology during rapid sea-level rise. *Palaios* 17, 268–276.
- Ouardas, T. (1983)** : Sédimentologie des Grès de Sidi Amar ou Grès de Franchetti dans les Monts de Saïda et les Monts de Daïa (Algérie). Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Sc. Med., Grenoble, 106 p.
- Oullami, R. (2013)** : Etude biostratigraphique (Foraminifères) du Callovien de l'Oued Mansour dans les environs de Saïda, (Algérie occidentale). Mém. Ing. Etat, Uni.Oran. 46 p.
- Paola, C., Wiele, S.M., Reinhart, H. (1989)** : Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms. *Sedimentology*, v. 36, pp. 47-59.
- Pemberton, S.G., et Frey, R.W., (1982)** : Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal of Paleontology* 56, 843–881.
- Pemberton, S.G., Frey, R.W., Saunders, T.D.A. (1990)** : traces fossils. in Bridges D. E. G. and Crowther P. R. (eds). *Palaeobio.*, Synthesis. Blackwell ed., 355-362., 11 fig.
- Pemberton, S.G., Frey, R.W., Bromley, R.G. (1988)** : The ichnotaxonomy of *Conostichus* and other plug-shaped ichnofossils. *Can. J. Earth. Sci.*, X, 866-892.
- Pomel A., et Pouyanne, F. (1882, 1882)** : Carte géologique provisoire des provinces d'Alger et d'Oran au 1/80 000 avec texte explicatif. Congrès de l'Association Française pour l'Avancement des Sciences (AFAS), session d'Alger, 1881. Paris : Imprimerie Nationale.
- Pomel A., et Pouyanne, F. (1889)** : la deuxième édition de la carte géologique au 1/800 000 avec un texte explicatif.
- Prantl, F. (1945)** : Two new problematic trails from the Ordovician of Bohemia. *Académie tchèque des sciences, Bull. Intern. Cl. Sci. Math. Nat. Méd.*, 46,49-59.
- Quatrefages, M.A. (1849)** : Note sur la *Scolicia prisca* (A. De Q.) annélide fossile de la craie. *Ann. Sci. Nat. (série 3), Zool.* 12:265-266.
- Reading, H.G. et Collinson, J.D. (1996)** : Clastic coasts. In H.G. Reading (Ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* (3rd ed., pp. 154–231). Oxford, UK: Blackwell Science.

- Reineck, H.G. et Singh, I.B. (1973)** : Depositional sedimentary environments and facies. Blackwell Lmtd. Oxford, England, 544 p. in Blanc (1982) : Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes, Masson édit, Paris, 159 p.
- Richter, R. (1937)** : Harken und Spuren aus allen Zeiten. I-II. -Senckenbergiana 19: 150-163.
- Rieth, A. (1932)** : Neue Funde spongeliomorpher Fucoiden aus dem Jura Schwabens. Geologische und Paläontologische Abhandlungen 19, 257–294.
- Rodríguez Tovar F.J. et Uchman, A. (2004)** : Ichnotaxonomic analysis of the Cretaceous/Palaeogene boundary interval in the Agost section, south-east Spain. Cretac. Res. 25, 635–647.
- Schlirf, M. (2000)** : Upper Jurassic trace fossils from the Boulonnais (northern France). Geol. Palaeontol. 34, 145–213.
- Schlirf, M. et Uchman, A. (2005)** : Revision of the ichnogenus *Sabellarifex* Richter, 1921 and its relationship to *Skolithos* Haldeman, 1840 and *Polykladichnus* Fürsich, 1981. Journal of Systematic Palaeontology 3, 115–131.
- Seilacher, A. (1953)** : Der Brandungssand als Lebensraum in Gegenwart und Vorzeit. – Natur und Volk 83: 263-272.
- Seilacher, A. (1967)** : Bathymetry of trace fossils. - Mar. Geol., Amsterdam, 5, 413-428.
- Seilacher, A. (1969)** : Fault-graded beds interpreted as seismites. Sedimentology, 13, 155-159.
- Seilacher, A. (1990)** : Paleozoic trace fossils. In: Said, R. (Ed.), The Geology of Egypt. A.A. Balkema, Rotterdam, pp. 649–670.
- Selley, R.C., Cocks, L.R.M., Plimer, I.R. (2005)** : Encyclopedia of Geology. Elsevier Acad. Press, p. 3345.
- Shanmugam, G. (2016)** : The seismite problem Journal of paleogeography 5, 318-362.
- Stow, D.A.V. (2010)** : Sedimentary Rocks In The Field - A Colour Guide. Manson.
- Tchoumatchenco. P. et Uchman, A. (2001)** : The oldest deep-sea *Ophiomorpha* and *Scolicia* and associated trace fossils from the Upper Jurassic-Lower Cretaceous deep-water turbidite deposit of SW Bulgaria. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 169, 85–99.
- Touahria, A. (1979)** : Stratigraphie du Callovien des environs de Saïda (Algérie occidentale). Les Reineckeidae (Ammonitina, Perisphinctaceae). Thèse de 3e cycle, Université Claude Bernard Lyon 1.
- Tucker, M.E. (2003)** : Sedimentary Rocks in the Field (third edition). John Wiley & Sons Ltd (edit.), England, 234 p.
- Uchman, A. (1995)** : Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: the Marnosoarenacea Formation and associated facies (Miocene, Orthen Apennines, Italy). – Beringeria., 15, 1-15.
- Uchman, A. et Gaździcki, A. (2006)** : New trace fossils from the La Meseta Formation (Eocene) of Seymour Island, Antarctica. Polish Polar Res. 27(2):153–170.

- Vinn, O. et Wilson, M.A. (2013)** : An event bed with abundant *Skolithos* burrows from the late Pridoli (Silurian) of Saaremaa (Estonia). Carnets de Géologie 2013/02 (CG2013_L02), pp. 83–87.
- Welsh, G. (1890)** : Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Freuda (Algérie). Thèse Lille.
- Yagishita, M. (1994)** : Planar cross bedding associated with rip currents of upper Cretaceous formation, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, 78: 155-163.
- Zenker, J.C. (1836)** : Historisch-topographisches Taschenbuch von Jena und seiner Umgebung. Friedrich Frommann, Jena (338 pp.).
- Zhao, Z., Fan, R.Y., Zhang, L.J., Rodríguez-Tovar, F.J, Gong, Y.M. (2020)** : Behavioural responses of *Rhizocorallium* to storm events: evidence from the Middle Triassic of SW China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 545, 109640.