



الجمهورية الجزائرية الديمقراطية الشعبية
République Algérienne Démocratique et Populaire
وزارة التعليم العالي والبحث العلمي
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Faculté des Sciences de la Terre & de l'Univers
Université d'Oran 2
Département des Sciences de la Terre

Mémoire pour l'obtention du Diplôme de Master 2

Option : Géologie des Bassins Sédimentaires

Thème :

Analyse lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la Formation fini-
ordovicienne du Djebel Serraf (Hirnantien) dans le secteur d'Oued Oum Bouraï
(Monts d'Ougarta, Sahara algérien)

Présenté par : Mlle ROUISSAT Chems Anouar

Soutenu le : 03/06/2025

Devant le jury composé de :

- **Président :** M. OUALI MEHADJI A.E.K.
- **Encadrant :** M. BOUTERFA B.
- **Examineur :** M. ATIF K.F.T.

Année universitaire : 2024/2025

Dédicaces

Avant tout, je remercie le bon Dieu, tout puissant, de m'avoir donné la force d'audace pour dépasser toutes les difficultés, le courage, la volonté, et la patience pour réaliser ce modeste travail.

A ma mère, pour son amour, ses encouragements et ces sacrifices. A mon père, pour son soutien et la confiance qui m'a accordé.

A tous les membres de ma famille, chacun son nom et spécialement mes deux tantes, ma sœur Raouane et mon frère Achraf.

A tous mes amis et tous ceux qui m'aiment.

« Diamond is not formed any where, it formed just in high temperature and high pressure, so I am the diamond of my story»



A v a n t - p r o p o s

*J'*exprime ma gratitude à mes chers parents, ma famille, pour leur soutien précieux. Sans eux je ne serai pas à cette place en ce moment.

*J'*sais qu'ils sont fiers de cette réalisation.

*J'*remercie infiniment mon chère encadrant **Monsieur BOUTERFA B.** J'ai eu l'honneur d'être encadré et dirigé par lui et, c'est grâce à lui que j'ai apprécié la sédimentologie. Il m'a toujours soutenu durant mon cursus. Je n'oublierai jamais et sa gentillesse. Ses conseils avisés et sa bienveillance resteront gravés dans ma mémoire. Je le remercie également pour sa disponibilité à tous les instants, son professionnalisme et pour le temps qu'il m'a consacré sur le terrain dans l'Ougarta, ainsi durant la préparation de ce mémoire. J'espère qu'il y aura d'autres expériences à partager.

*J'*exprime ma profonde et sincère gratitude à **Monsieur OUALI MEHADJI** pour avoir accepté de présider le jury de ma soutenance. J'ai eu la chance d'être son étudiante tout au long de mes études de Master. Je le remercie pour ses encouragements constants, ses conseils éclairés et sa disponibilité inégalée envers les étudiants. Que ce travail témoigne de toute mon admiration envers lui.

*J'*apprécie également les efforts de **Monsieur ATIF KFT**, pour m'avoir fait l'honneur d'examiner ce travail et pour son temps qu'il me consacre. Je suis honorée de sa présence.

*J'*tiens également à remercier **Monsieur NAIMI N.** (Université d'Alger UTHB) pour son aide à la détermination et l'interprétation des quelques traces trouvées au sein de nos affleurements.

*J'*adresse mes sincères remerciements et mon respect à tous mes professeurs qui m'ont fait partager leurs connaissances de qualité durant mes années d'études.

*J'*remercie enfin **Madame HADJAL S.** pour sa disponibilité et sa gentillesse et **Monsieur BOUZA H.** qui pour la confection des lames minces et sa bienveillance.

Avec respect et admiration

R E S U M E

L'étude de la formation fini-ordovicienne du Djebel Serraf (Hirnantien) dans le secteur d'Oued Oum Bouraï (Monts d'Ougarta) nous a permis d'identifier trois membres : inférieur gréseux, médian argileux (Argiles d'El Kseib) et supérieur gréseux (Grès du Ksar d'Ougarta).

L'analyse lithologique et sédimentologique nous a permis de définir 3 faciès principaux : Argiles (Faciès FI), bien développées dans le membre inférieur et médian ; Grès micacés (Faciès FII), présents dans les premiers niveaux du membre inférieur, avec des structures sédimentaires variées ; Quartzites (Faciès FIII), présents dans toute la formation, souvent massifs à quelques figures sédimentaires.

Quatre associations de faciès ont été identifiées, indiquant que les dépôts se sont formés dans une plate-forme détritique, souvent influencée par des courants de de houle, de tempêtes et de marée, allant du *shoreface* à l'*offshore transition*,.

L'organisation des dépôts révèle 9 paraséquences transgressives/régressives, liées à des changements eustatiques de faible amplitude, dont l'empilement correspond à une séquence d'ordre 3, à tendance d'abord régressive dans le premier membre, puis transgressive/régressive, dans le reste des affleurements.

Concernant la glaciation de la fin de l'Ordovicien (Hirnantien), aucune preuve tangible n'a été trouvée au cours de notre étude pour confirmer cet événement, hormis l'érosion de la formation sous-jacente de Bou M'haoud. La formation du Djebel Serraf comble les paléodépressions créées par l'érosion glaciaire, résultant de l'action des glaciers sculptant des vallées.

Mots-clés : Monts d'Ougarta, Oued Oum Bouraï, Formation du Djebel Serraf, Hirnantien, Lithostratigraphie, Sédimentologie, Séquences.

A B S T R A C T

Study of the Late Ordovician Djebel Serraf Formation (Hirnantian) in the Oued Oum Bouraï area (Ougarta Mountains) identified three members: lower sandy, middle clayey (Argiles d'El Kseib), and upper sandy (Grès du Ksar d'Ougarta).

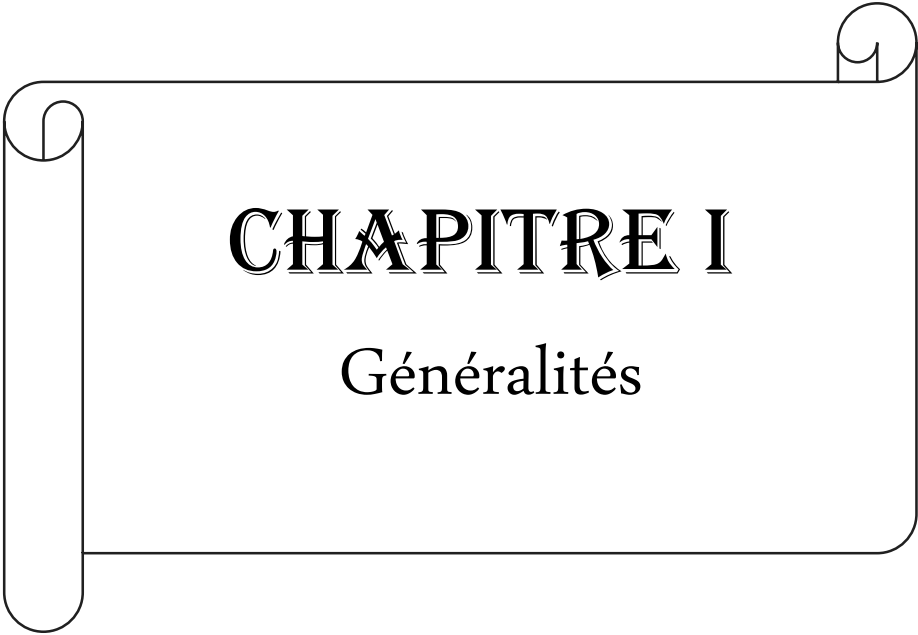
Lithological and sedimentological analyses defined 3 main facies: clays (Facies FI), well-developed in the lower and middle members; micaceous sandstones (Facies FII), present in the first levels of the lower member with varied sedimentary structures; and quartzites (Facies FIII), found throughout the formation, often massive with some sedimentary features.

Four facies associations were identified, indicating that the deposits formed in a detrital platform, frequently influenced by wave, storm, and tide currents, ranging from shoreface to offshore transition.

The deposit organization reveals 9 transgressive/regressive parasequences linked to low-amplitude eustatic changes, with stacking corresponding to a third-order sequence, initially regressive in the first member and then transgressive/regressive in the remaining outcrops.

Regarding the Late Ordovician glaciation (Hirnantian), no tangible evidence was found to confirm this event during our study, except for the erosion of the underlying Bou M'haoud Formation. The Djebel Serraf Formation fills paleodepressions created by glacial erosion resulting from glacier activity sculpting valleys.

Keywords: Ougarta Mountains, Oued Oum Bouraï, Djebel Serraf Formation, Hirnantian, Lithostratigraphy, Sedimentology, Sequences.

A decorative border resembling a scroll, with a vertical strip on the left and a horizontal strip at the top, both featuring rounded ends and a slight shadow effect.

CHAPITRE I

Généralités

Introduction

Le travail présenté dans ce chapitre est consacré à la définition des cadres géographiques et géologique des Monts d'Ougarta et du secteur d'étude ainsi qu'un aperçu sur la formation faisant objet de notre travail (Formation du Djebel Serraf). Nous présenterons à la fin le but et la méthodologie de travail.

I- CADRE GEOGRAPHIQUE

A- Cadre géographique général

Les Monts d'Ougarta sont localisés dans la partie nord-occidentale du Sahara algérien, à environ 1000 km au Sud de la ville d'Oran et 200 km de celle de Béchar. Ils ont une longueur estimée à 450 Km et une largeur de 200 Km.

Cette chaîne est limitée au Nord par le Plateau du Kem-Kem et la Hamada Guir, à l'Est par le Grand Erg Occidental, au Sud par Erg Chech et à l'Ouest par la Hamada du Draa (Fig. 1).

ALIMEN *et al.* (1952) notent que la Chaîne d'Ougarta est représentée par 2 faisceaux, de direction NE-SW, séparés par Erg Er Raoui (Fig. 1), il s'agit :

- au NE, du Faisceau de la Saoura, désignant les Monts d'Ougarta au sens strict ;
- au SW, du Faisceau de la Daoura.

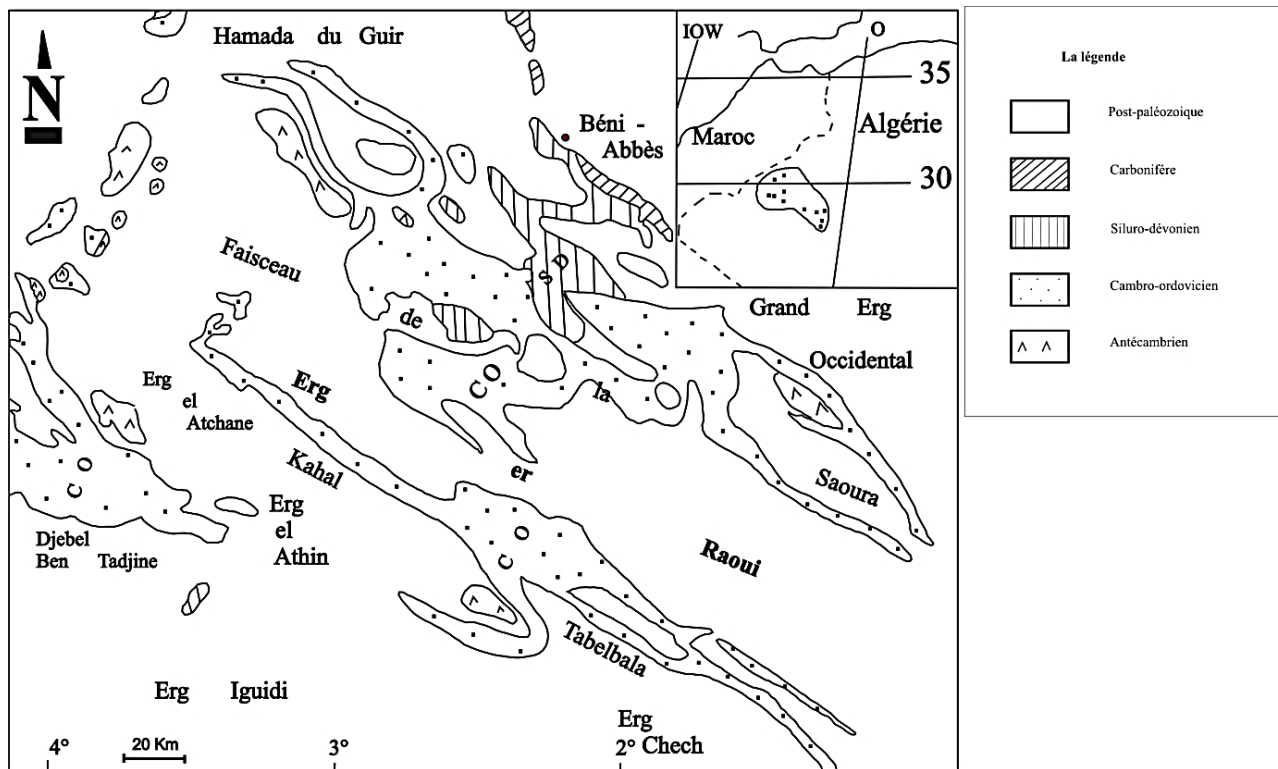


Fig. 1 : Situation géographique des Monts d'Ougarta (D'après DONZEAU, 1971, modifié).

B- Cadre géographique du secteur d'étude

Le secteur d'Oued Oum Bourai est situé dans le faisceau de la Saoura, à environ 80 km au SSW de la ville de Béni Abbès et 3 km au NW du village d'Ougarta. Il occupe le flan NW du Djebel Serraf (Fig. 2).

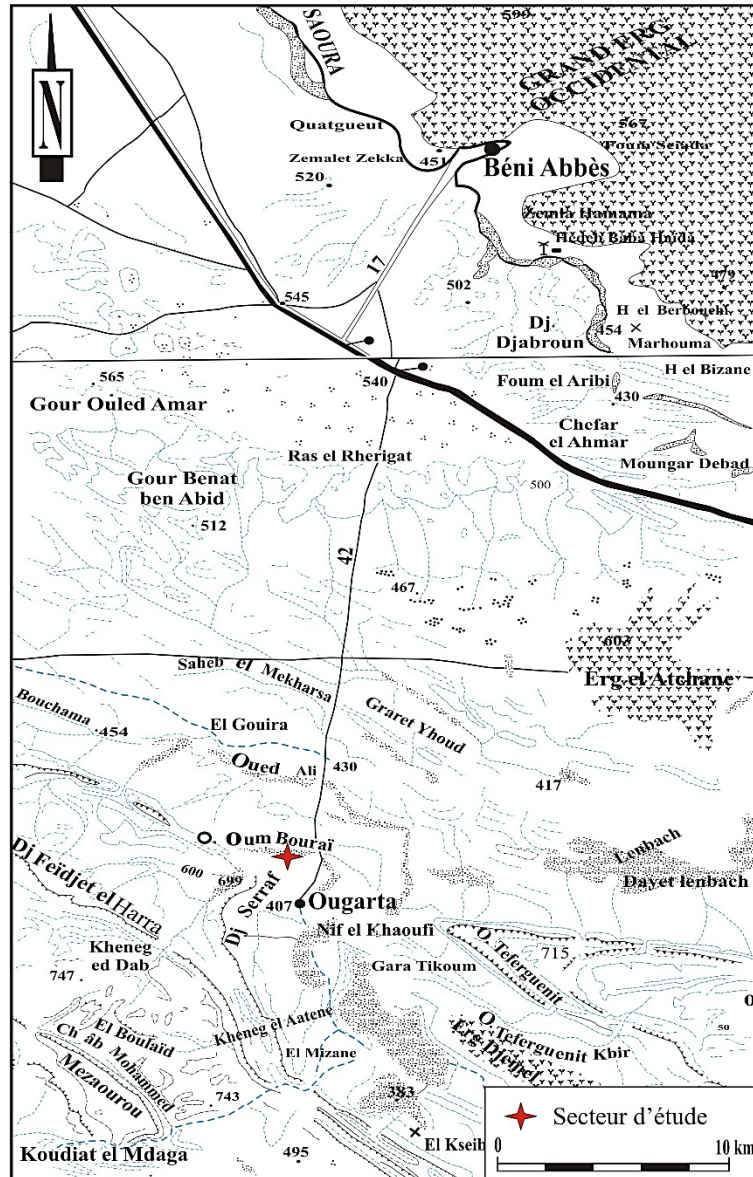


Fig. 2 : Situation géographique du secteur d'étude.

II- CADRE GEOLOGIQUE

A- Cadre géologique des Monts d'Ougarta

Les Monts d'Ougarta sont caractérisés par un socle précambrien surmonté, en discordance, par une couverture paléozoïque plissée (MENCHNIKOFF, 1933 ; FABRE, 1976 ; AIT KACI, 1990 ; FABRE, 2005) où, plus de 80% des sédiments paléozoïques du Sahara sont représentés par des roches silicoclastiques, les 20% restants sont constitués de calcaires et de dolomies avec de rares évaporites

(GUERRAK, 1991). Les terrains du Cambro-Ordovicien occupent la majorité des deux faisceaux, de la Saoura et de la Daoura (Fig. 3).

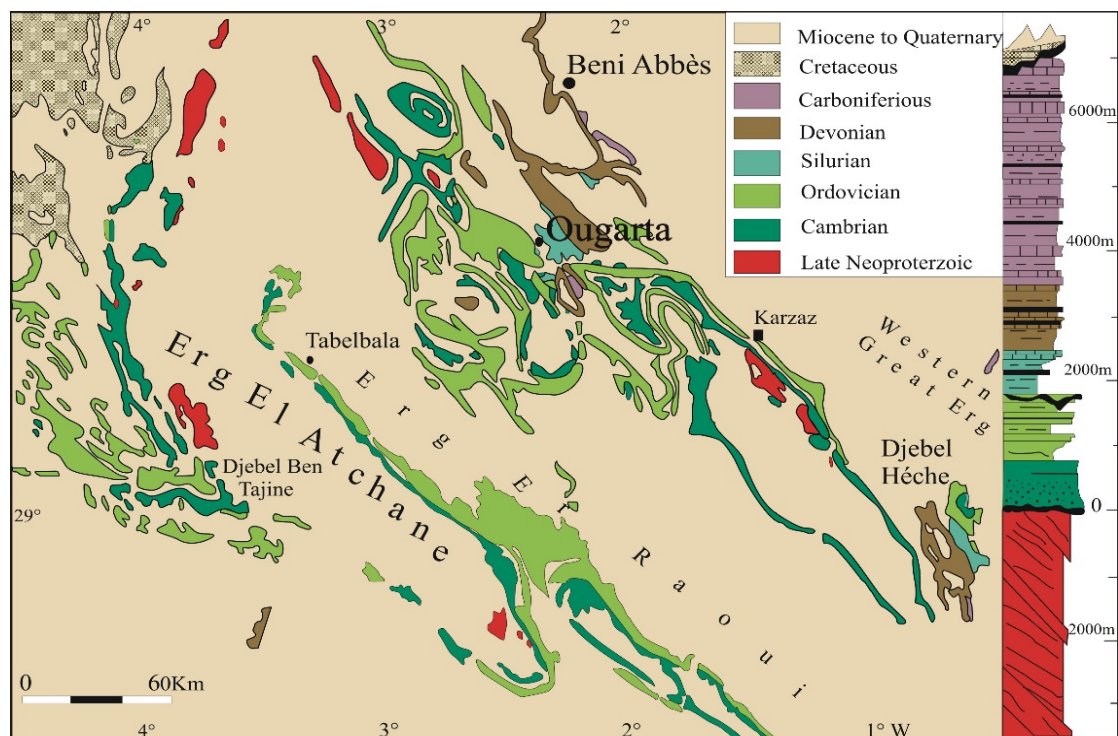


Fig. 3 : Carte géologique simplifiée de l'Ougarta et colonne synthétique de la succession sédimentaire (d'après GHIENNE *et al.*, 2007 ; modifié in BRADAI, 2021).

Du point de vue structural, la Chaîne d'Ougarta est considérée comme étant un bassin aulacogène (COLLOMB et DONZEAU, 1974) et forme une zone de suture et de transition entre deux domaines à comportements différents, en raison de leur âge, histoire et rigidité : le bouclier Targui (domaine panafricain), à l'Est, et le Craton Ouest-africain, à l'Ouest (AIT OUALI et NADJARI, 2006).

D'après ARBEY (1962), GOMES SILVA *et al.* (1963) et LEGRAND (1974), les formations de l'Ordovicien de la Chaîne d'Ougarta sont caractérisées par des dépôts détritiques. Le Cambro-Ordovicien forme 4 corniches superposées (ARBEY, 1962 ; FABRE, 1976, 2005) (Fig. 4) :

- les deux premières sont attribuées au Cambrien et correspondent, respectivement, à la formation des Grès arkosiques de la Sebkh el Melah et celle des Quartzites d'Aïn en Nechea. Cette dernière est coiffée par la Dalle à Lingules ;
- les deux corniches suivantes sont de l'Ordovicien. La première crête correspond à la Formation des Argiles du Foug Tineslem à la base, surmontée par celle du Kheneg el Aatène ;
- La dernière crête représente la Formation du Foug ez Zeidiya à la base, surmontée par celles de Bou M'Haoud et se terminant par la Formation du Djebel Serraf.

Ces formations contiennent 12 niveaux ferrugineux (GUERRAK, 1984).

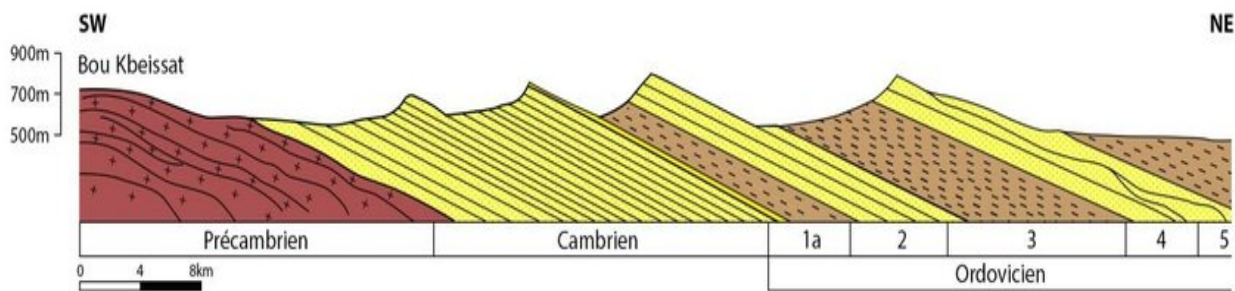


Fig. 4 - Coupe schématique de l'Ordovicien à Kheneg Tlaïa (d'après FABRE, 2005 ; modifié).

Légende : 1. Dalle à Lingules (Trémadoc) surmontée par les Argiles de Foum Tineslem (1a) ; 2. Grès du Kheneg el Aatène (Floian et Dapingian) ; 3. Argilo-gréseux de Foum ez Zeidiya (Llanvirnien-Darriwilien) ; 4. Argilo-gréseux à croûtes ferrugineuses de Bou M'Haoud (Sandbien-Katien) ; 5. Formation glaciaire du Djebel Serraf (Hirnantien).

La série ordovicienne de la Chaîne d'Ougarta est représentée par 5 formations (Fig. 5 et 6) :

(1) Formation de Foum Tineslem : Son épaisseur a été estimée à environ 130 m. Elle est constituée par 2 membres :

- * **Membre inférieur argilo-gréseux (30 m) :** Il est formé essentiellement par des argiles silteuses verdâtres et des grès fins rouges ou verts (GUERRAK, 1988).

- * **Membre supérieur argileux (100 m) :** il s'agit d'argiles micacées à passées de silt et des plaquettes calcaires à structures de cone-in-cone, parfois riches en débris de lingules, graptolithes, et trilobites (GOMES SILVA *et al.*, 1963).

(2) Formation de Kheneg el Aatène : d'une épaisseur de 200 m, elle est composée par 2 membres (GOMES SILVA *et al.*, 1963):

- * **Membre inférieur des grès micacés (90 m) :** il est constitué par des bancs de grès rouges ferrugineux en plaquettes, ou parfois décimétriques.

- * **Membre supérieur quartzitique (110 m) :** caractérisé par des bancs métriques de quartzites, suivis par d'autres plus minces à tigillites (*Skolithos*).

(3) Formation de Foum ez Zeidiya (240 m) : elle est constituée d'argiles, de calcaires et de grès fins qui constituent le talus de la deuxième et dernière crête ordovicienne. Elle est subdivisée en 3 membres (GOMES SILVA *et al.*, 1963):

- * **Membre inférieur (80 m) :** il est formé par des argiles vertes à la base pour devenir violacées au sommet. Il est caractérisé par la présence de brachiopodes, bivalves, graptolithes, trilobites et ostracodes (GUERRAK, 1988).

* **Membre supérieur (60 m)** : il débute par un épisode argileux surmonté par des bancs de grès fins et de silt argileux montrant 2 lentilles de calcaire riches en brachiopodes et débris de trilobites (GUERRAK, 1988).

(4) Formation de Bou M'haoud (150 m) : formée par des grès quartzeux en plaquettes avec intercalation de schistes et de calcaires lenticulaires. GOMEZ SILVA *et al.* (1963) distinguent 2 membres :

* **Membre inférieur (60 m)** : caractérisé par des niveaux gréseux ferrugineux, avec une base argileuse surmonté par 2 bancs de grès.

* **Membre supérieur (90 m)** : argilo-gréseux, il se compose de plusieurs niveaux d'argiles passant à des grès ou à des silts en plaquettes (GUERRAK, 1988).

(5) Formation du Djebel Serraf (180 m) : c'est celle qui fait l'objet de notre étude et qui représente la dernière formation de l'Ordovicien (Fig. 4 et 5).

Elle correspond à une sédimentation périglaciaire à glaciaire (FABRE, 1976). Elle est souvent discordante sur la formation sous-jacente de Bou M'Haoud et constituée par 3 membres variables : un membre inférieur gréso-conglomératique, un membre médian (Argiles d'El Kseib) et un membre supérieur (Grès du Ksar d'Ougarta) (DESTOMBES, 1968 ; LEGRAND, 1974, 1985, *in* BERRABEH, 2012).

B- Cadre géologique du secteur d'étude

Notre secteur d'étude est localisé en Djebel Serraf dans le faciès O6 [voir l'étoile rouge, Fig. 6], dans un synclinal dont l'axe est orienté N 320° (NW). Il faut noter la présence d'une faille qui prend sa place le long de l'ouverture (occupé par un Oued).

III- ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA FORMATION DU DJEBEL SERRAF

Nous présentons ici les principaux travaux ayant une relation avec notre formation d'étude, à savoir la Formation du Djebel Serraf.

Dès 1962, ARBEY décrit en une coupe d'ensemble mettant en évidence 4 corniches superposées. Les deux premières s'achèvent avec la Dalle à Lingules d'âge Trémadocien et ont été attribuées au Cambrien ; les 2 dernières sont datées de l'Ordovicien.

En 1963, GOMES SILVA *et al.*, ont apporté une contribution significative à l'étude du Cambro-Ordovicien dans les Chaînes d'Ougarta, notamment en ce qui concerne la Formation du Djebel Serraf. En effet, c'est à ces auteurs que revient le nom de la formation.

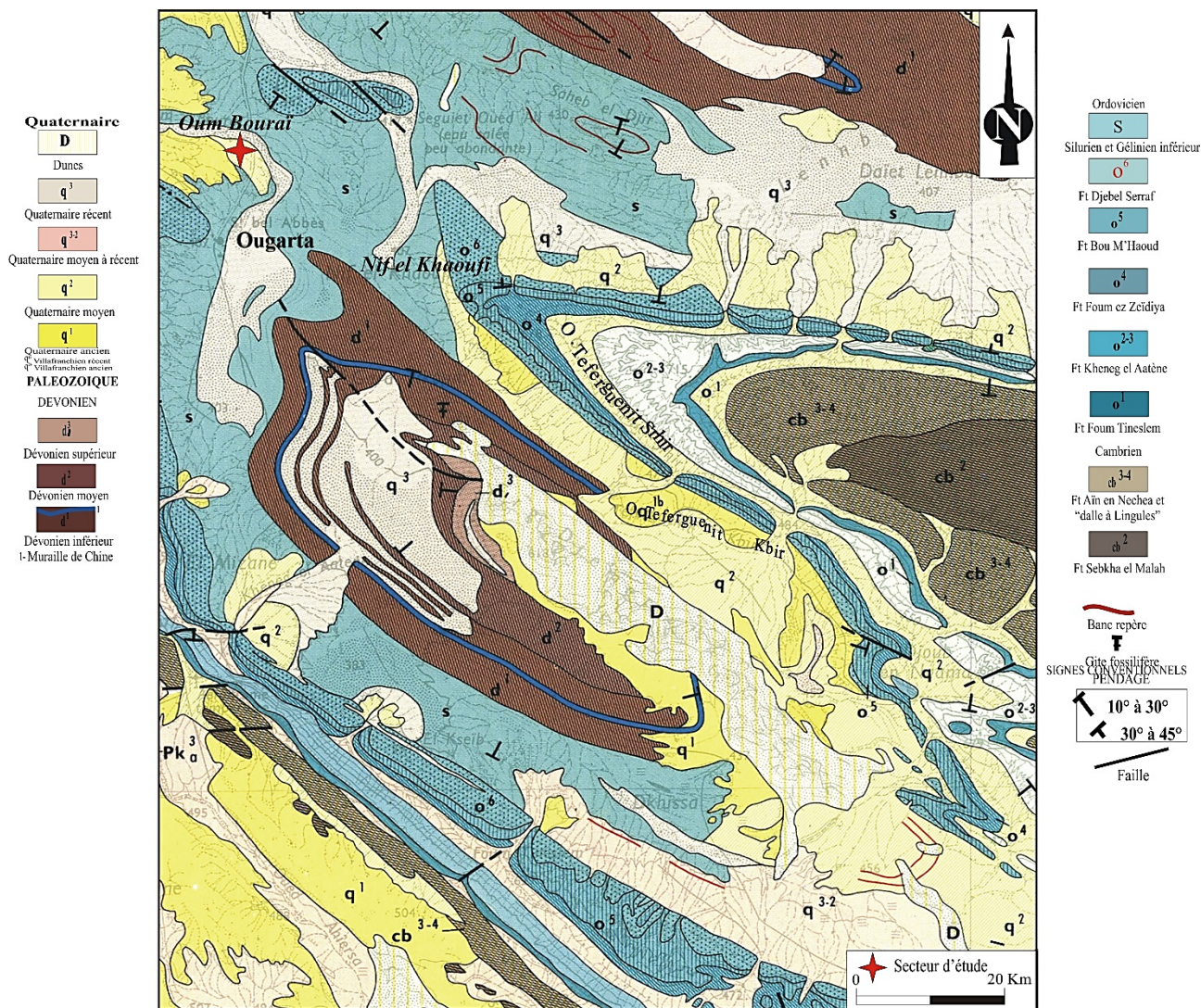


Fig. 6 - Cadre géologique du secteur d'étude (Extrait de la carte géologique d'Ougarta n°NH-30-X au 1/200 000 ; modifié).

Cette dernière se caractérise par une lithologie variée, composée principalement de calcaires, de schistes et de grès, témoignant d'une sédimentation en milieu marin peu profond. Elle est subdivisée en 3 membres :

- **Membre inférieur (120 m)** : d'âge caradocien pour GOMES SILVA *et al.* (1963) et asghillien, d'après GUERRAK (1988), ce membre est constitué par une barre quartzitique dont la base renferme des lentilles de conglomérats et le sommet quelques bancs métriques à grandes stratifications obliques.

- **Membre moyen (45 m)** ou Argiles d'el Kseib (GOMES SILVA *et al.*, 1963), correspond à 45 m d'argiles jaunes à quelques graviers épars, visibles à l'œil nu.

- **Membre supérieur (15 m)** ou Grès du Ksar d'Ougarta (GOMES SILVA *et al.*, 1963), formé de grès argileux jaunâtres surmontés de quartzites microconglomératiques, généralement lenticulaires. Une faune de brachiopodes et de lamellibranches y a été récoltée. Celle-ci a des affinités siluriennes (Gothlandien) indéniables GOMES SILVA *et al.* (1963).

GOMES SILVA *et al.* (1963) soulignent la présence d'un environnement à forte dynamique hydrodynamique, marqué par des périodes de dépôt à haute énergie, suivies de phases plus calmes où des fossiles marins, tels que les trilobites et les brachiopodes, ont été préservés. L'analyse stratigraphique révèle une alternance de dépôts marins et continentaux, traduisant des cycles de transgressions et de régressions marines. Cette évolution sédimentaire reflète l'influence de facteurs eustatiques, climatiques et tectoniques, suggérant que le Djebel Serraf faisait partie d'un paléobassin épicontinental, soumis à d'importantes fluctuations environnementales au cours du Paléozoïque inférieur.

Selon GUERRAK (1988), le membre inférieur est marqué par une forte concentration en oolites ferrugineuses, suggérant des conditions de dépôt influencées par des variations eustatiques et des épisodes transgressifs associés aux cycles glaciaires de la fin de l'Ordovicien.

D'après LEGRAND, 2003, la Formation du Djebel Serraf témoigne d'environnements glaciaires et périglaciaires avec des dépôts de diamictites et des structures glacio-marines.

Par la suite, FABRE (2005) précise la présence d'un contact discordant net, caractérisé par un niveau conglomératique basal. Il souligne également des variations de faciès plus complexes, suggérant une dynamique de dépôt influencée par des facteurs tectoniques et eustatiques.

De plus, les études antérieures (GOMEZ SILVA *et al.*, 1963) avaient attribué une origine uniquement marine aux dépôts, tandis que FABRE (2005) met en avant des influences continentales intermittentes, visibles à travers des structures sédimentaires et des niveaux ferrugineux. Il propose ainsi une réévaluation du rôle des épisodes glaciaires ordoviciens dans la formation des dépôts, remettant en question certaines corrélations stratigraphiques établies précédemment.

La Formation du Djebel Serraf est identifiée comme post-glaciaire par GHIENNE *et al.* (2007) en se basant sur plusieurs indices stratigraphiques et sédimentologiques. Elle est caractérisée par des grès moyens à grossiers contenant des structures de *Skolithos*, témoignant d'un dépôt marin après la glaciation ordovicienne. Cette dernière repose de manière discordante sur des strates glaciaires érodées, indiquant une transition environnementale marquée. La présence d'une macrofaune abondante (brachiopodes, trilobites) confirme des conditions marines stabilisées, non influencées par la glace. Enfin, une surface transgressive à la base des dépôts suggère un passage rapide des environnements fluvio-deltaïques aux milieux marins, soulignant l'impact des cycles glaciaires sur la stratigraphie de l'Ordovicien.

En 2021, LEGRAND et BOUTERFA notent que la Formation du Djebel Serraf est caractérisée par des grès grossiers à moyens, parfois quartzeux, avec des niveaux conglomératiques marquant une transition discordante avec la formation sous-jacente de Bou M’Haoud. Son dépôt s’est déroulé dans un environnement silicoclastique dynamique, influencé par des variations du niveau marin et possiblement par des conditions glaciaires de la fin de l’Ordovicien. Les structures sédimentaires, telles que les stratifications entrecroisées et les niveaux conglomératiques, indiquent des épisodes érosifs et une hydrodynamique active. Bien que certains auteurs aient suggéré un lien avec des dépôts glaciaires, cette relation reste débattue en raison de la diversité des faciès observés.

Dans le secteur du Oued Oum Bourai, ces auteurs

Dans la région du Ksar d’Ougarta, NEDJARI *et al.* (2021) ont étudié la transition entre l’Ordovicien et le Silurien. À travers une coupe géologique SW-NE, ils ont mis en évidence des discordances progressives et des blocs basculés traduisant une tectonique post-orogénique active. Trois formations principales ont été décrites : la Formation de Bou M’Haoud (quartzites fluvio-glaciaires et surface d’érosion glaciaire), la Formation du Djebel Serraf (argiles microconglomératiques avec résédimentations) et les Grès d’Ougarta (cordons littoraux fossilifères).

Enfin, en 2024, GHIENNE *et al.* ont achevé une étude des séquences transgressives et régressives ordoviciennes d’Afrique du Nord et de l’Ouest, en utilisant des fossiles pour établir un cadre biostratigraphique robuste. Ils ont conclu que la période du désert ordovicien est caractérisée par trois cycles sédimentaires de transgression et de régression, influencés par des changements tectoniques et eustatiques. Cette étude a confirmé l’impact de la glaciation ordovicienne sur la région, qui a creusé d’anciennes vallées et déposé des diamictites glacio-marines. L’érosion glaciaire a provoqué des perturbations stratigraphiques majeures. Après la fonte des glaces, des transgressions marines rapides, amplifiées par un rebond isostatique, ont recouvert les dépôts glaciaires, marquant la transition vers la période silurienne.

IV- BUT & METHODOLOGIE DE TRAVAIL

A- But du travail

Le but de notre travail est de réaliser une étude lithostratigraphique et sédimentologique détaillée de la Formation du Djebel Serraf dans le secteur d’Oued Oum Bourai, à partir d’un levé de coupe lithostratigraphique réalisé pour la première fois dans ce secteur. Cette étude nous permettra de définir l’environnement de dépôts et l’organisation séquentielle des corps sédimentaires.

B- Méthodologie de travail

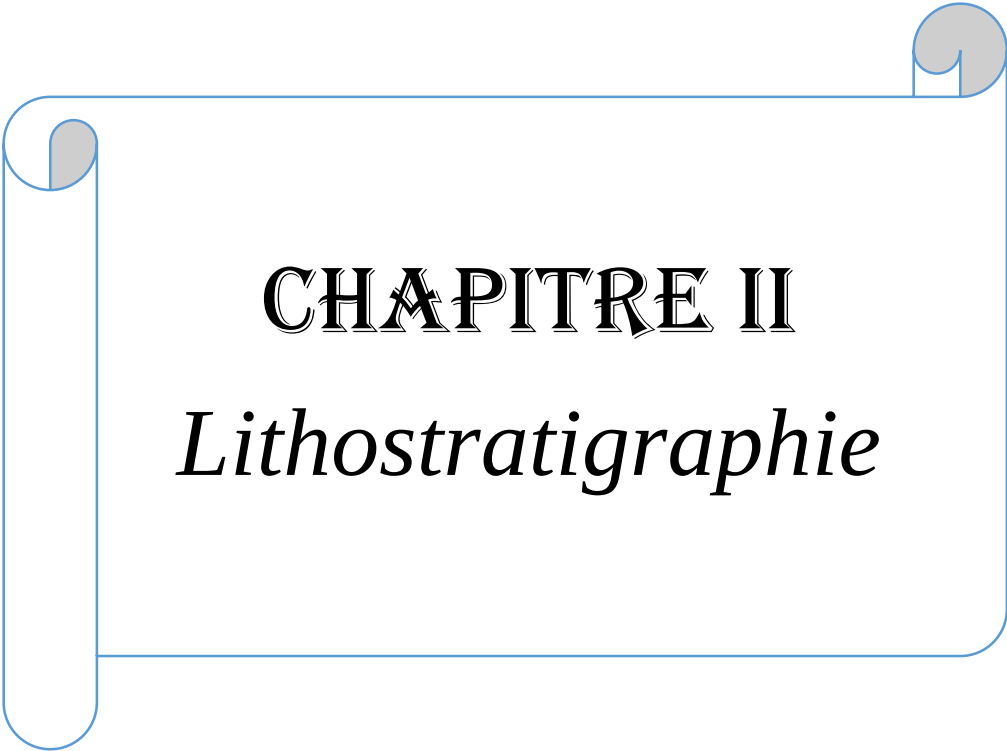
L'approche méthodologique utilisée pour mener à bien cette étude s'appuie sur l'examen des données recueillies sur le terrain et en laboratoire.

1- Travail de terrain

Une mission de terrain a été entreprise dans le secteur d'Oued Oum Bouraï, pas très loin du village d'Ougarta. Elle a été focalisée sur la réalisation d'un levé de coupe géologique "banc-par-banc", avec description des lithologies et des phénomènes géologiques associés. Cette opération a été complétée par un échantillonnage de roches et des prises de photos pour les illustrations.

2- Travail de laboratoire

Une analyse microscopique et une description détaillée des lames minces réalisées à partir des échantillons de roches récoltées ont été effectuées au niveau du laboratoire du Département des Sciences de la Terre de l'Université Oran 2 Mohamed Ben Ahmed.



CHAPITRE II

Lithostratigraphie

INTRODUCTION

Ce deuxième chapitre est consacré à la description lithologique détaillée de la coupe de la Formation du Djebel Serraf, levée dans le secteur d'Oued Oum Bouraï.

I- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE

A- Localisation de la coupe

La coupe a été levée sur le flanc NW du Djebel Serraf, à environ 3 km au NW du village d'Ougarta suivant une direction sensiblement SW-NE (Fig. 2, p. 5 et fig. 7).

Ses coordonnées GPS sont :

A :	$X_1 : N29^{\circ}40'47.09''$	$Y_1 : W2^{\circ}18'06.57''$
B :	$X_2 : N29^{\circ}40'52.07''$	$Y_2 : W2^{\circ}18'01.54''$

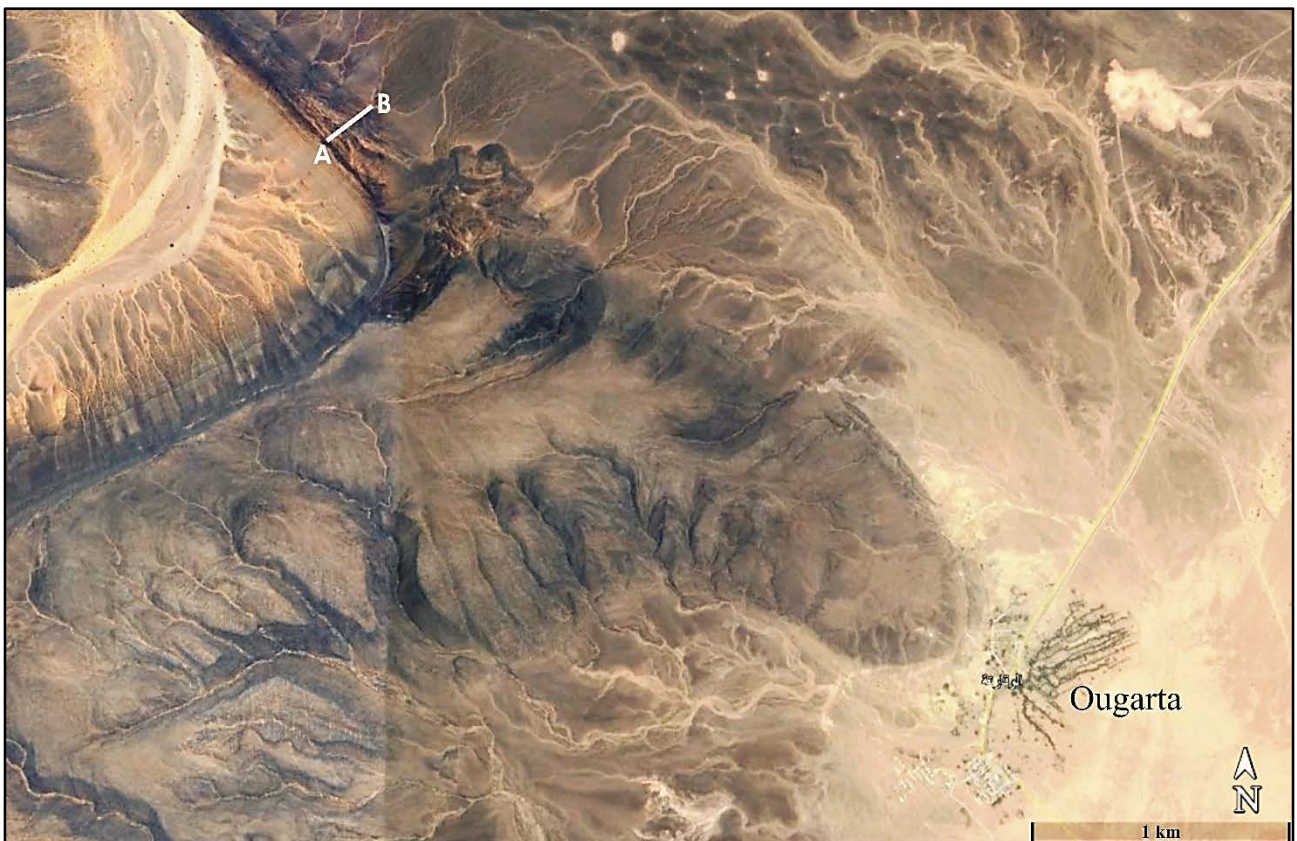
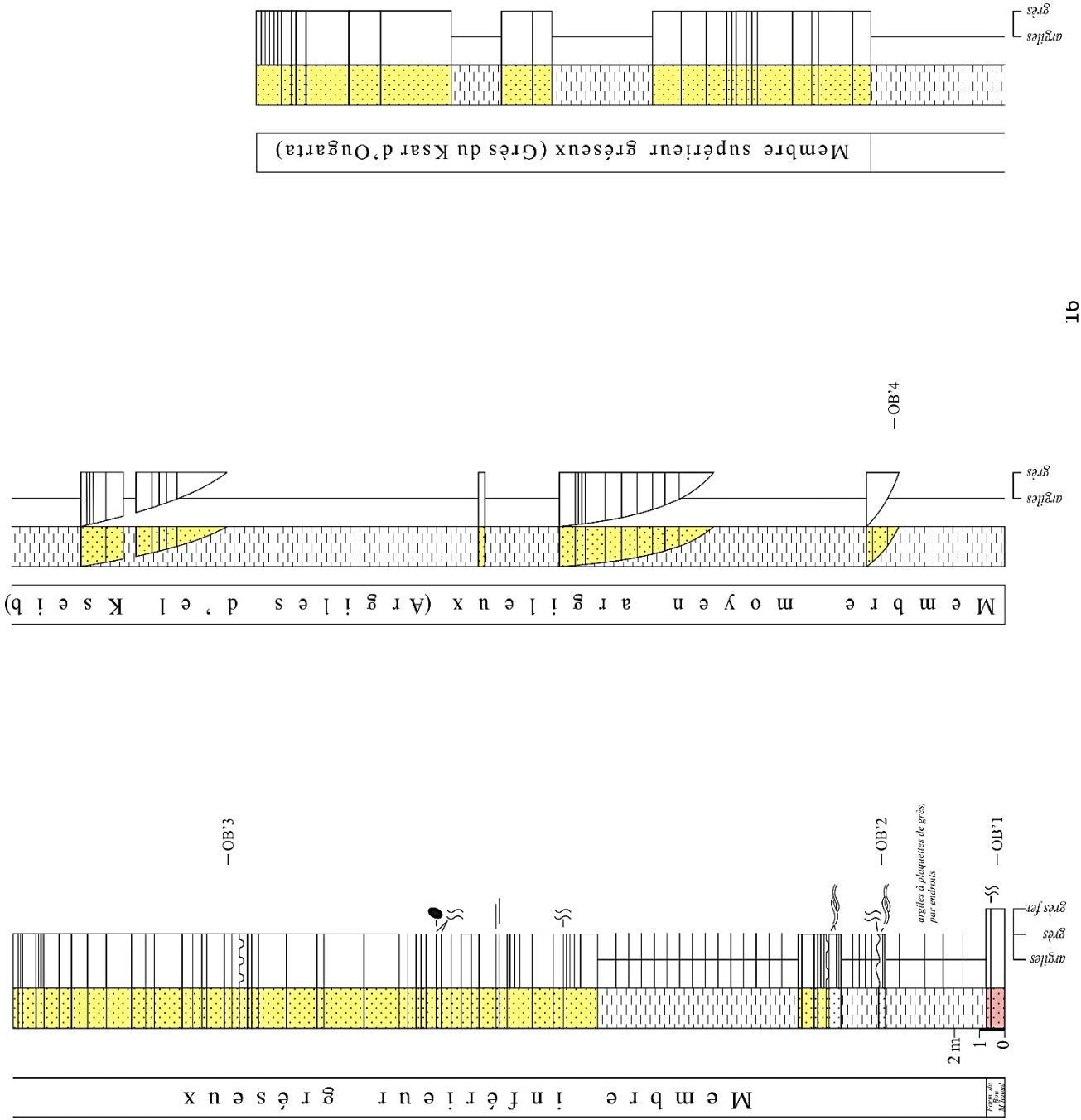


Fig. 7 : Photo satellite montrant la situation et le tracé de la coupe (A-B).

B- Description de la coupe (Fig. 8)

La coupe commence par 2 bancs de grès ferrugineux (Fig. 8 ; Pl. 1, fig. 1, 2 et 3), d'épaisseur respectivement de 0,55 et 0,18 m, brunâtres à la patine et rougeâtres à la cassure, montrant parfois des laminations subhorizontales. La surface supérieure du premier banc est marquée par une intense bioturbation (Pl. 1, fig. 1 et 2).



16

Fig. 8 : Coupe lithostratigraphique de la Formation du Djebel Serraf dans le secteur d'Oued Oum Bourai.

D'après LEGRAND et BOUTERFA (2021, p. 76), ces 2 strates marquent la base de la Formation de Bou M'haoud et il semblerait que celle-ci soit très restreinte, voire absente à cet endroit. Ces auteurs suggèrent que l'érosion liée à la discordance fini-ordovicienne pourrait affecter le dernier banc gréseux de la Formation de Foum ez Zeidiya et les couches ferrugineuses qui lui sont associées, comme observé plus au Nord, à Kheneg el Aatène. Ils envisagent que la Formation de Bou M'Haoud pourrait être absente dans ce contexte, bien que cela leur semble peu probable.

La coupe se poursuit par les 3 membres définis classiquement par GOMES SILVA *et al.* (1963) dans la Formation du Djebel Serraf : un membre inférieur gréseux, un membre moyen argileux (Argiles d'El Kseib) et un membre supérieur gréseux (Grès du Ksar d'Ougarta) (Fig. 8).

1- Membre inférieur gréseux (40 m - Fig. 8)

Le premier membre de la Formation du Djebel Serraf commence par un niveau d'argiles (épaisseur 4 m) montrant par endroits des plaquettes de grès, sur lequel vient un banc de grès moyen psammitique, d'une trentaine de centimètres d'épaisseur, parfois en plaquettes, montrant des laminations subhorizontales, surmontées par des litages obliques en mamelons (*Hummocky Cross-Stratifications*, ou *HCS*) (Pl. 2 ; fig. 1). La partie supérieure présente des rides de courant asymétriques (Pl. 2 ; fig. 2) ainsi que des traces fossiles attribuées probablement à l'ichnogenre *Scolicia* (Pl. 3, fig. 1).

Ce banc est surmonté par des argiles jaunâtres, de 1,5 m d'épaisseur, à passées de siltites micacées, puis par un ensemble de bancs gréseux formant une barre bien individualisée en affleurement (environ 2 m d'épaisseur - Pl. 2, fig. 3). Celle-ci commence par un banc de grès micacé à laminations horizontales surmontées par des HCS et passe, par la suite, à un ensemble de bancs de quartzites dont le premier est souligné à sa base par des sillons d'érosion (*furrow-casts*) et à son sommet, par des laminations horizontale (Pl. 2, fig. 3).

Le membre inférieur de la formation continu avec une combe d'argiles (8 m), à passées de siltites, surmontée elle-même par un ensemble de 24 m d'épaisseur, formé par une succession de bancs de quartzite, séparés par des diastèmes. Ces bancs sont de teinte grisâtre à la patine et blanchâtre à la cassure et d'épaisseur variable (0,15 à 1,60 m). Le banc basal forme une corniche visible dans le paysage et montre des laminations horizontales à subhorizontales dans sa partie supérieure (Pl. 2, fig. 4), ainsi que des traces d'ichnofossiles (*Rosselia erecta* - Pl. 3, fig. 2). Il est surmonté par une succession de bancs de quartzite, le plus souvent massifs et rarement à figures sédimentaires telles que des litages horizontaux (Pl. 2, fig. 4 et 5). Un autre banc est caractérisé par banc montre également à sa surface des traces d'activité fossile (*Rosselia erecta*), associées à des galets mous (Pl. 3, fig. 3 et

4) ainsi que des restes de bivalves à son interface (Pl. 3, fig. 5). Il est lui-même surmonté par des bancs massifs de quartzite. On note enfin la présence d'une strate souligné à sa base par une gouttière d'érosion (*gutter-casts* - Pl. 4, fig. 1).

2- Membre moyen argileux ou Argiles d'El Kseib (170 m - Fig. 8)

Le membre moyen de la formation, connu sous le nom d'Argiles d'El Kseib, est un ensemble à dominance argileuse, admettant 3 lentilles gréseuses constituées par des bancs mal stratifiés, de nature quartzitique (Fig. 9).



Fig. 9 : Vue panoramique des affleurements de la Formation du Djebel Serraf, à partir des derniers niveaux du membre inférieur gréseux (I). II : Membre moyen argileux ou Argiles d'El Kseib ; III : Membre supérieur gréseux. Le pendage est vers le NW.

La première lentille (épaisseur maximale 1,5 m) repose sur une combe argileuse cachée par du sable de 4 m de puissance (Fig. 11). Elle est composée de plusieurs bancs quartzitiques de couleur grisâtre à la patine et blanchâtre à la cassure, à laminations parallèles bien marquées à la base (Pl. 4, fig. 3).

La seconde lentille (épaisseur maximale 5,70 m) se développe au-dessus d'une combe argileuse de 6 m d'épaisseur. Elle est matérialisée par des bancs de grès quartzitique dont certains montrent des laminations horizontales (Pl. 4, fig. 4). Elle se termine par un mince banc de quartzite d'épaisseur 0,25 m, reposant sur 3 m d'argiles.

La troisième et dernière lentille (épaisseur maximale 3,5 m) succède à une combe argileuse de 10 m d'épaisseur, en partie masquée par des éboulis. Elle est constituée de bancs quartzitiques décimétriques à métriques, séparés par un niveau argileux de 0,5 m. La dernière strate montre des laminations obliques (Pl. 4, fig. 4).

Le second membre de la formation est clôturé par 8 m d'argiles.

3- Membre supérieur gréseux ou Grès du Ksar d'Ougarta (24,5 m)

Le dernier membre de la Formation du Djebel Serraf commence par un ensemble de bancs de quartzite d'environ 8 d'épaisseur, sans figures sédimentaires apparentes, suivi par une combe argileuse de (4 m). Celle-ci est surmontée directement par 2 bancs massifs de quartzite (2 m), passant à des argiles de 2 m d'épaisseur.

Enfin, la formation est coiffée par une barre essentiellement quartzitique, stratodécroissante, dont l'épaisseur des bancs varie de 1 à 2,8 m. Seul la strate sommitale montre des laminations horizontales.

La partie sommitale de la coupe est masquée par des alluvions récentes. Le contact entre les grès fini-ordoviciens et les argiles du Silurien n'est pas net (Fig. 9), comme il l'est à proximité du Ksar d'Ougarta, ce qui empêche une description directe de passage stratigraphique entre ces deux ensembles.

II- ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE

La Formation du Djebel Serraf, située dans la Chaîne d'Ougarta (NW du Sahara algérien), présente une attribution stratigraphique complexe établie grâce aux travaux successifs de plusieurs auteurs. Elle repose en discordance sur la Formation du Bou M'haoud (Katien moyen-supérieur) et est surmontée par les argiles à graptolithes du Silurien inférieur (Llandoveryen). Cette position stratigraphique clé en fait un marqueur important de la transition Ordovicien-Silurien.

Vu qu'aucun fossile stratigraphique n'ait été identifié dans la formation elle-même dans notre coupe, cette attribution sera basée sur les principaux travaux antérieurs.

En 1963, GOMES SILVA *et al.* attribuent le membre inférieur de la Formation du Djebel Serraf au Caradocien certain et très probablement Caradocien supérieur.

GHIENNE *et al.* (2007) propose un âge du Katien (Caradocien moyen). Cette datation repose sur l'analyse de la faune présente dans la formation, notamment des brachiopodes et des trilobites, qui sont caractéristiques de cette période. Ils citent plusieurs fossiles : *Drabovinella maxima*, *Eohomalonotus sp.*, *Kloucekia sp.* et *Tissintia convergens*.

Enfin, POPOV *et al.* (2019) proposent un âge Hirnantien pour cette formation. En effet, ils notent la présence, près du village d'Ougarta, de plusieurs fossiles de brachiopodes, notamment *Hirnantia*

sagittifera, considéré comme un indicateur clé de cet âge et *Plectothyrella crassicostis chauveli*, un autre fossile représentatif de cette époque.

Pour notre part, nous adopteront les derniers travaux sur l'attribution stratigraphie de la Formation du Djebel Serraf, à savoir ceux de POPOV *et al.* (2019) et proposons un âge **Hirnantien**.

A decorative scroll frame with a vertical bar on the left and a horizontal bar at the bottom, both with rounded ends. The top right corner of the frame has a small scroll-like flourish.

CHAPITRE I

Sédimentologie &
Organisation Séquentielle

INTRODUCTION

Ce chapitre propose une étude sédimentologique de la Formation du Djebel Serraf, à travers une analyse des données de terrain et de laboratoire.

En mobilisant une approche intégrée, combinant l'étude lithologique, la granulométrie, les figures sédimentaires hydrodynamiques et biologiques (ichnofossiles) et l'étude des lames minces, nous chercherons à reconstituer les dynamiques de mise en place de dépôt et à proposer un modèle sur les environnements sédimentaires. Cette démarche s'inscrit également dans une tentative de lecture séquentielle de ces dépôts, afin de mieux comprendre leur évolution verticale.

Il convient de noter que les deux strates de grès ferrugineux de la base de notre coupe constituent l'équivalent de la Formation de Bou M'haoud dans notre secteur (LEGRAND et BOUTERFA, 2021). L'analyse microscopique de l'échantillon OB' 1 (Pl. 5, fig. 1, 2, 3 et 4) révèle une roche détritique à dominante quartzique. Les grains de quartz majoritairement subanguleux à subarrondis, présentent un relief faible en lumière naturelle et des couleurs d'interférence faibles (gris à blanc du 1^{er} ordre) en lumière polarisée. Leur extinction est droite à légèrement ondulante, suggérant une légère déformation ou une recristallisation locale.

Ces grains de quartz, de taille fine à moyenne, sont mal classés et flottent dans une matrice modérément abondante, dans un ciment ferrugineux où l'on observe également la présence de feldspaths (10-20%), de biotite, de muscovite et de rares minéraux opaques. Sur la base de la proportion élevée de quartz (>75 %), de la présence non négligeable de feldspaths et d'une matrice peu abondante, cette roche peut être classée selon la classification de FOLK (1974) comme une subarkose, c'est-à-dire un grès à dominante quartzique avec une fraction feldspathique significative, témoin d'une roche détritique submature à maturité moyenne. Le contact entre les grains de quartz est de type surface régulière et parfois un contact grain-grain point et de type concavo-convexe.

I- DESCRIPTION & INTERPRETATION DES FACIES

En fonction de leur fréquence et leur prédominance, 3 principaux faciès ont été définis dans la Formation du Djebel Serraf : des argiles (Faciès FI), des grès micacé (Faciès FII) et des quartzites (Faciès FIII).

A- Faciès argileux (FI)

1- Description

Les argiles sont largement réparties dans la formation, avec une prédominance dans le membre moyen de la formation (Argiles d'El Kseib). Elles présentent des teintes variées allant du jaunâtre à brunâtre.

Leur épaisseur est variable, depuis de minces joints de stratification jusqu'à des niveaux métriques (jusqu'à une quinzaine de mètres). Ces argiles sont généralement indurées et s'intercalent fréquemment avec des bancs de grès quartzitiques, de siltites, ou de grès micacés.

2- Interprétation

D'une manière générale, les argiles sont le résultat d'un dépôt lent et vertical, qui s'est mis en place par décantation de particules fines en suspension (COJAN et RENARD, 2021).

La sédimentation des argiles s'effectue sous des conditions de calme hydrodynamique, après la diminution de la vitesse du courant. Les fines particules d'argiles sont transportées en suspension par l'eau et il faut une réduction du niveau de turbulence pour que les grains soient déposés. Cela est généralement réalisé lorsqu'un flux transportant une charge de sédiments en suspension ralentit en entrant dans des eaux plus calmes (COLLINSON et MOUNTNEY, 2019).

La présence de quelques bancs gréseux et de passées silteuses en leur sein atteste d'une arrivée épisodique d'un flot relativement puissant, capable de transporter des détritiques de cette nature.

B- Faciès des grès micacés (FII)

1- Description

Les grès micacés (psammitiques) sont observés principalement dans la base du membre inférieur de la Formation du Djebel Serraf. Ils ont une épaisseur variable (0,25 et 0,35 m) et sont de teinte brunâtre à la patine, jaunâtre à la cassure, à grain généralement fins, en plaquettes enrichies de fines paillettes de micas (Pl. 2, fig. 1 et 3).

L'étude microscopique de l'échantillon de grès micacé OB'2 (Pl. 5, fig. 5, 6, 7 et 8) montre une roche détritique riche en quartz (>70 %), mal triés, anguleux à subanguleux et une matrice interstitielle relativement abondante. En lumière naturelle, les grains de quartz sont incolores, à relief faible et d'aspect éclaté, témoignant d'un transport limité. En lumière polarisée, ces grains présentent des couleurs d'interférence du 1^{er} ordre et une extinction ondulante marquée, traduisant une éventuelle déformation post-sédimentaire ou un début de recristallisation. Des feldspaths (plagioclases) (~10-15%), ainsi que des minéraux lithiques comme la biotite et la muscovite, sont associés à la matrice. La présence locale de calcite suggère un début de cimentation secondaire. Selon la classification de FOLK (1974), cette roche est une *feldspathic litharenite*, c'est-à-dire un grès à quartz dominant, enrichi en feldspaths et en minéraux lithiques, indiquant un environnement de dépôt proche de la source avec une faible maturité texturale et minéralogique.

L'analyse pétrographique de l'échantillon de grès micacé OB'3 (Pl. 6, fig. 1, 2, 3 et 4) révèle une roche détritique à dominante de quartz (> 75%), subanguleux à arrondis, jointifs, mal classés et de taille hétérométrique, témoignant d'une maturité texturale moyenne.

En lumière naturelle, les grains de quartz sont incolores, à relief faible, et associés à une matrice composée principalement de muscovite et de biotite. En lumière polarisée, les grains de quartz montrent une extinction ondulante fréquente et des interférences du 1^{er} ordre, traduisant une déformation modérée. Notons la présence de feldspaths (~10-15 %) et de fragments lithiques micacés. Ces derniers, bien que secondaire, sont significatifs. Selon la classification de FOLK (1974), cette roche correspond à une subarkose (grès subfeldspathique) à éléments lithiques, ce qui suggère un grès de maturité intermédiaire, probablement issu d'un socle métamorphique ou granitoïde modérément altéré.

Par ailleurs, les figures sédimentaires trouvées dans les grès micacés sont de types litages obliques en mamelons (HCS), surmontant généralement des litages horizontaux. Elles sont observées au sein de niveaux gréseux micacés en plaquettes (psammites) dans la partie basale du membre inférieur gréseux de la formation. Ces derniers sont de teinte brunâtre à la patine et jaunâtre la cassure (Pl. 2, fig. 1 et 3).

2- Interprétation

Les grès micacés, particulièrement les psammites, forment une alternance de niveaux riches en quartz et de feuillets de muscovite. Les minéraux argileux, particulièrement les micas, se présentent souvent sous forme de grains plats, qui, lors de la compaction, sont écrasés en une orientation parallèle. Ils sont transportés en suspension par l'eau, et il faut une réduction du niveau de turbulence, responsable de la mise en place des grains de quartz, pour que les grains soient déposés. Cela est généralement réalisé lorsqu'un flux transportant une charge de sédiments en suspension ralentit en entrant dans des eaux plus calmes (COLLINSON et MOUNTNEY, 2019).

Concernant les HCS, CAMPBELL (1966) est le premier à avoir décrit ces structures sous le nom de *truncated wave ripples*. Plus tard, HARMS *et al.* (1975) ont introduit la terminologie de *Hummocky Cross-Stratifications* ou HCS pour désigner ces figures résultant d'une superposition tridimensionnelle de dômes (mamelons) et de creux, formés par des lamines aux directions variables (Fig. 10).

Ces structures se développent depuis le *shoreface* inférieur jusqu'à l'*offshore-transition* (GUILLOCHEAU, 1991 ; MORSILLI et POMAR, 2012), au-dessus de la limite d'action des vagues

de tempêtes (LAVT) (DOTT et BOURGEOIS, 1982 ; ALLEN et UNDERHILL, 1989). Elles résultent de l'action combinée de courants unidirectionnels et oscillatoires (CLIFTON, 1976 ; HARMS *et al.*, 1982 ; SNEDDEN *et al.*, 1988 ; FERRY, 2002).

Un épisode de formation de HCS correspond à un événement de tempête (GREENWOOD et SHERMAN, 1988).

Plus précisément, DOTT et BOURGEOIS (1982) et ALLEN et UNDERHILL (1989) soulignent que les HCS se forment entre la limite d'action des vagues calmes (*Fair Weather Wave Base*) et celle des vagues de tempêtes (*Storm Wave Base*), dans des zones compatibles avec la sédimentation de grès quartzitiques fins à moyens, comme dans notre cas.

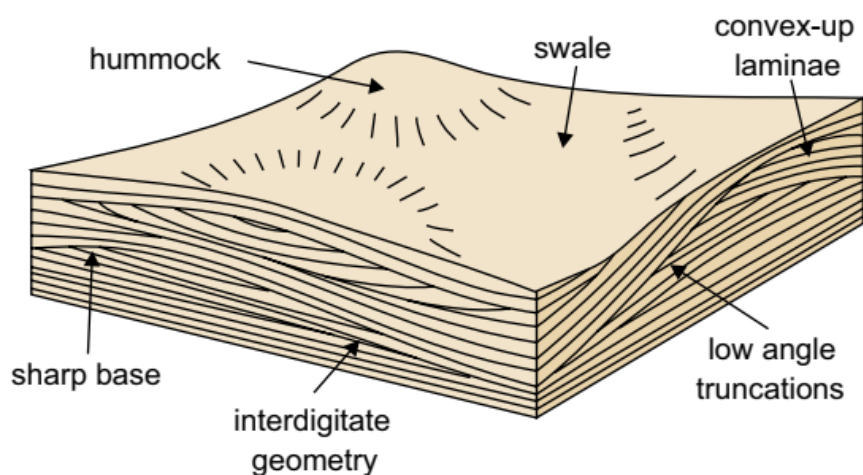


Fig. 10 : Structures internes des litages obliques en mamelons (HCS)
(D'après HARMS *et al.*, 1975, in COLLINSON et MOUNTNEY, 2019).

C- Facies des quartzites (FIII)

Concernant les quartzites, ces derniers sont observés dans la partie sommitale du premier membre ainsi que dans le reste de la formation du Djebel Serraf. Ils s'intercalent au sein des argiles (faciès FI), sous forme de bancs superposés, compacts et durs dans le premier et dernier membre (Pl. 2, fig. 4 et 5 et Pl. 4, fig. 1) et sous forme de lentilles dans le membre médian (Fig. 9, p. 18) roche détritique à fort pourcentage en grains de quartz (90 % de la composition totale). Ces grains, majoritairement monocristallins, à extinction ondulante, sont de forme anguleuse à subanguleuse et faiblement triés, suggérant un transport relativement court. La texture est de type grain-supportée, avec très peu de matrice visible, ce qui indique une cimentation siliceuse bien développée et une diagenèse avancée. Quelques feuillets de micas sont observés tandis que les feldspaths et fragments lithiques sont absents ou extrêmement rares. L'ensemble de ces caractéristiques permet de classer cette roche comme un grès quartzitique (ou quartz-arénite) selon la classification de FOLK (1974).

Ce faciès peut être massif ou riche en figures sédimentaires.

1- Quartzites massifs

1.1- Description

Les quartzites massifs sont observés dans les trois membres de la Formation du Djebel Serraf. Ils sont d'épaisseur centimétrique à métrique (0,1 à 3,0 m), grisâtres à la patine et blanchâtre à la cassure et sont caractérisés par l'absence de figures sédimentaires (Pl. 4, fig. 1).

1 2- Interprétation

Plusieurs hypothèses ont été avancées par les auteurs pour expliquer l'absence des structures sédimentaires primaires au sein des bancs :

- Une forte bioturbation peut complètement effacer les structures sédimentaires primaires (COJAN et RENARD, 1997). Dans ce contexte, des terriers peuvent être observés dans les sédiments environnants (COLLINSON et MOUNTENEY, 2019), comme on le voit dans certains bancs présents dans notre coupe.
- Cela résulte d'une sédimentation rapide (TUCKER, 2003), ou très probablement d'une décélération d'un courant chargé en sédiments (COLLINSON et MOUNTENEY, 2019).
- un phénomène physique qui implique un remaniement intense des sédiments saturés en eau (liquéfaction) (COLLINSON et MOUNTENEY, 2019).
- Cela est également lié à l'action de la diagenèse. Ce phénomène est bien illustré dans notre coupe. Ces grès sont formés de cristaux de quartz cimentés entre eux par un processus diagénétique.

2- Quartzites à laminations horizontales

2.1- Description

Les laminations horizontales sont observées au sein de plusieurs niveaux quartzitiques d'épaisseur centimétrique à métrique (0,20 à 1,60 m) dans la coupe (Pl. 2, fig. 4 et 5 et Pl. 4, fig. 5).

2.2- Interprétation

Ces structures sédimentaires sont largement documentées dans la littérature géologique (REINECK et SINGH, 1973 ; CHEEL, 1990 ; ASHLEY, 1990 ; COLLINSON et MOUNTENEY, 2019, etc.). Elles sont interprétées comme le résultat d'un écoulement hydrodynamique unidirectionnel, agissant dans un contexte de dépôt relativement stable, où les particules sont mises en place principalement par charriage, saltation (petits sauts) et glissement le long du fond (CHAMLEY, 2000 ; COJAN et RENARD, 2013).

Les laminations horizontales reflètent l'action d'un courant unidirectionnel mis en place sous l'effet d'un régime d'écoulement hydrodynamique inférieure à supérieure (COJAN et RENARD, 2013). Elles indiquent une direction de courant, mais ne permettent pas d'en déterminer le sens (PAOLA *et al.*, 1989) et se forment sur des fonds plats à très faible relief, souvent dans des environnements comme les plaines alluviales sableuses (MIALL, 2006), Les barres fluviales ou deltaïques (REINECK et SINGH, 1973).

3- Quartzites à laminations obliques

3.1- Description

Les laminations obliques sont de type tabulaires dans deux bancs de quartzite appartenant à une lentille gréseuse, au niveau du membre moyen argileux (Pl. 4, fig. 4a et 5).

3.2- Interprétation

Les laminations obliques tabulaires, dans notre cas, sont des figures appartenant à des mégarides. Elles naissent dans des zones peu profondes, soumises à un régime d'écoulement supérieur et une forte énergie (zones côtières de plages, d'estuaires, de delta, rivières).

4- Quartzites à rides de courant

4.1- Description

Ce sous-faciès est observé sous la forme d'un niveau à rides asymétriques au sommet d'un banc de quartzite dans le membre inférieur (Pl. 2, fig. 2) et de rides grimpantes à l'interface d'une autre banc dans l'une des lentille gréseuse du membre moyen argileux (Pl. 4, fig. 3). Dans le premier cas, il s'agit de rides mal conservées dont la longueur d'onde est d'environ 10 cm. Celles-ci sont associées à des traces fossiles (*Scolicia?* - Pl. 3, fig. 1).

Les rides grimpantes (*Climbing ripples*) sont observées dans le membre moyen, aux seins d'un banc de quartzite (Pl. 4, fig. 3a).

4.2- Interprétation

Les rides de courants sont asymétriques et souvent à crêtes sinueuses ou discontinues et de forme tridimensionnelle. Elles prennent naissance dans un flot à régime d'écoulement inférieur (Fig. 11) (CHAMLEY, 2000 ; COJAN et RENARD, 2021). Elles sont formées par un courant unidirectionnel (BUGNICOURT *et al.*, 1966 ; CHAMLEY, 2000 ; COLLINSON *et al.*, 2006 ; COLLINSON et MOUNTNEY, 2019 ; COJAN et RENARD, 2021) permettant le déplacement des grains de sable par l'érosion successive sur le versant amont et le dépôt sur le versant aval, sous forme de micro-

avalanches, donnant ainsi naissance à de petites laminations obliques (BRIGGS et MIDDLETON, 1965 ; CHAMLEY, 2000).

D'après REINECK et SINGH (1980), ces rides se forment dans divers environnements : fluviaux, littoraux et marins.

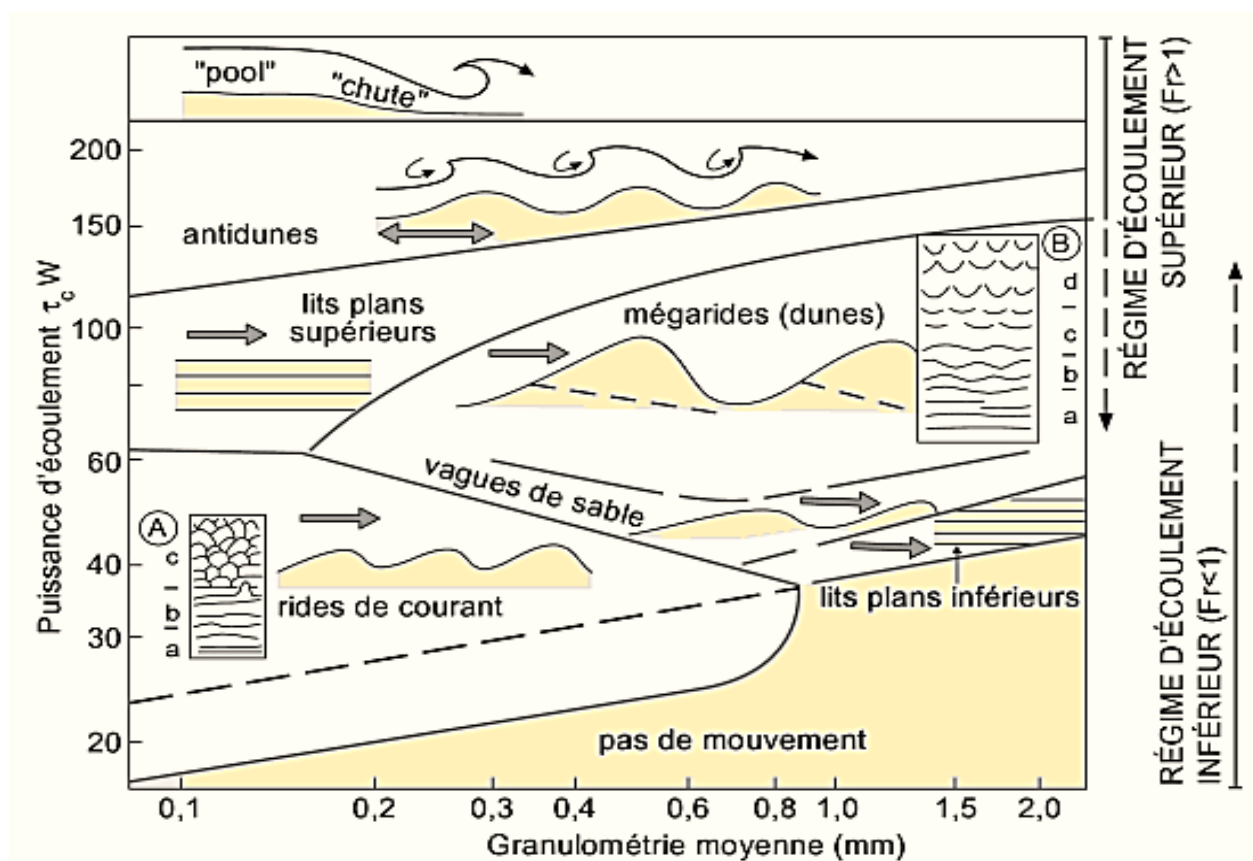


Fig. 11 : Relation en les différents types de constructions, la granulométrie et la puissance d'écoulement (d'après BLATT *et al.*, 1980 ; ALLEN, 1985, in COJAN et RENARD, 2021).

A et B : crêtes des rides ou mégarides (a : rectilignes, b : ondulées, c : lingoïdes, d : en croissant).

Quant aux rides grimpantes, celles-ci résultent de l'action d'un courant unidirectionnel, simultané, compétitif entre la traction des grains sur le fond (migration des rides) et l'alimentation par les particules en suspension (aggradation des rides vers le haut). Elles sont fréquentes dans des sédiments d'origines diverses, comme dans les systèmes fluviaux, deltaïques et les cônes détritiques sous-marins (in NEMRA, 2013). Ces structures permettent non seulement d'identifier les propriétés de l'écoulement responsable de leur formation mais sont les seules parmi les structures sédimentaires qui donne une information sur le taux de sédimentation à court terme (ALLEN, 1973 ; ASHLEY, 1990 ; CHAUDHURI, 2005 ; COLLINSON *et al.*, 2006 ; COLLINSON et MOUNTNEY, 2019 ; DEVLEESCHOUWER, 2008, 2009 ; SYLVESTER, 2008 ; JOBE *et al.*, 2012).

Concernant les rides grimpantes observées dans nos affleurements, celles-ci appartiennent au modèle B, du type 2, d'après la classification d'ALLEN (1973) (Fig. 12).

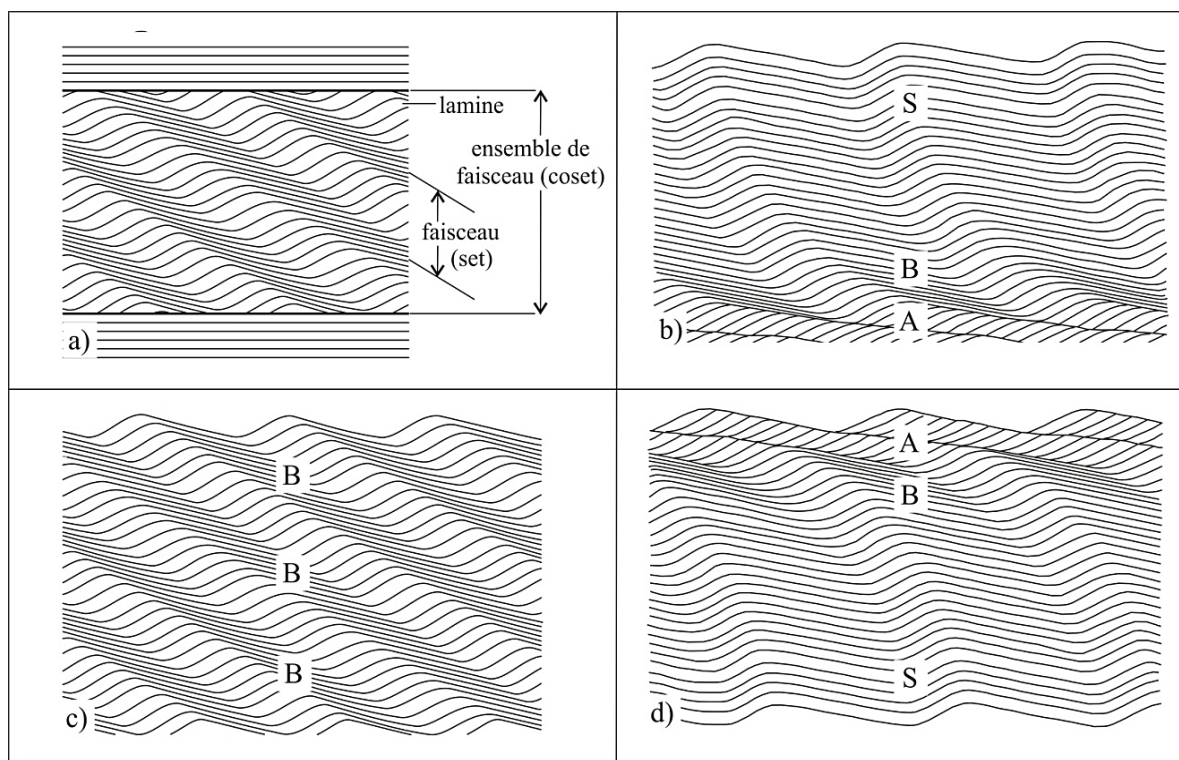


Fig. 12 : Schéma des rides grimpantes avec les différents modèles (D'après ALLEN, 1973, in NEMRA, 2013. a) Termes descriptifs, b) Model 1, c) Model 2, d) Model 3.

5- Quartzites à gouttières d'érosion

5.1- Description

Les gouttières d'érosion (*Gutter-casts*) sont des structures érosives qui entaillent la base des bancs. On a observé une de ces structures à la base d'un banc quartzitique, dans le membre inférieur de la formation. Sa largeur est d'environ 15 cm, et sa profondeur, 20 cm. (Pl. 4, fig. 2).

5.2- Interprétation

D'après MYROW (1992), les gouttières d'érosion se forment dans la zone côtière (*nearshore*), où les tempêtes entraînent une érosion significative et un transport important de sédiments. Ces tempêtes créent des courants hydrodynamiques puissants qui creusent des dépressions dans le substrat. Celles-ci sont ensuite remplies par les matériaux déplacés par ces courants.

L'érosion est causée par un courant unidirectionnel fort, orienté vers le large (*offshore*). Ces structures tendent à s'estomper progressivement à mesure qu'elles s'éloignent de la côte, en raison de la diminution de la force érosive des courants (AIGNER, 1985, GUILLOCHEAU, 1991).

6- Quartzites à sillons d'érosion

6.1- Description

Les sillons d'érosion ou *furrow casts* sont observés à la base du premier banc de quartzite du membre inférieur gréseux (Pl. 2, fig. 3).

6.2- Interprétation

Les sillons d'érosion correspondent à des moulages tridimensionnels formés par l'empreinte de sillons ou rainures creusés dans un sédiment meuble. Ces structures résultent généralement de l'action mécanique de courants hydrauliques. La conservation de ces sillons s'effectue lorsque le sédiment initialement incisé est rapidement recouvert par un dépôt ultérieur, permettant ainsi la préservation en relief négatif de ces empreintes. Ces moulages constituent des indicateurs précieux des processus hydrodynamiques en milieu sédimentaire, notamment dans les environnements marins peu profonds, où ils renseignent sur la direction et l'intensité des courants ainsi que sur les conditions de dépôt. (ALLEN, 1984).

Par ailleurs, et vu que notre structure est à fond courbe, avec des versants étant faiblement inclinés, il s'agit de type 2 de FLOOD, 1983 (*in* GUILLOCHEAU, 1991). Cette structure est souvent associée à des dépôts de tempêtes (GUILLOCHEAU, 1991).

7- Quartzite à stratifications madrées (*Flaser bedding*)

7.1- Description

Il s'agit, du grès quartzitique à stratification en flaser, présent dans le membre moyen argileux (Argiles d'El Kseib). Le lit en flaser se trouve dans le niveau sommital, d'une succession de 3 bancs de quartzite, séparés par des surfaces de ravinement (Pl. 4, fig. 3). L'épaisseur de ce lit est d'environ 20 cm.

7.2- Interprétation

Les stratifications madrées se forment à la faveur des variations dans l'intensité du flot hydrodynamique. Elles résultent d'une alternance d'énergie suffisante au dépôt de sable et d'énergie plus faible, permettant la décantation des particules plus fines (argiles), sous forme de drapage silto-argileux. Ce type de figure sédimentaire est fréquent dans les environnements tidaux, particulièrement dans les milieux intertidaux (*foreshore*) (REINECK et WUNDERLICH, 1968 ; KLEIN, 1977, *in* RUBINO, 1984). Il reflète des alternances de phases de courants de flot ou de jusant et d'étal, répondant ainsi aux rythmes des marées.

8- Quartzites à ichnofossiles

8.1- Description

Les traces fossiles ou ichnofossiles apparaissent au sein des bancs de quartzite, dans la partie médiane de membre inférieur. Elles occupent la partie sommitale des bancs (Pl. 3, fig. 1,2 et 4). On distingue 2 formes : *Scolicia* ? et *Rosselia erecta*.

- **Rosselia** Dahmer, 1937

Rosselia erecta (Torell, 1870) (Pl. 3, Fig. 2 et 4)

Ce sont des terriers verticaux à subverticaux simple, préservés en position épichniale, avec une ouverture ayant la forme d'entonnoir. Certains spécimens sont très semblables à *Skolithos*. Cette trace, attribuée classiquement à l'ichnogenre *Monocraterion*, a été révisée récemment par KNAUST (2021) qui l'a intégrée dans l'ichnofamille des Rosselichnidae.

Rosselia erecta est une trace d'habitat produite par des polychètes (ALPERT et MOORE, 1975 ; MCLLOY et GARTON, 2010 ; KNAUST, 2021), et/ou peut-être des anthozoaires cérianthaires (HALLAM et SWETT, 1966 ; KNAUST, 2021),

- **Scolicia** ? (Pl 3 fig1).

Scolicia est représenté par des traces fossiles horizontales, sinueuses ou méandriques, avec un remblai stratifié. Elle est produite par l'activité des échinodermes spatangoides (DONOVAN *et al.*, 2005 ; BUATOIS *et al.*, 2024).

8.2- Interprétation

Rosselia erecta est connue dans des environnements margino-littoraux (*foreshore*) et marins peu profonds (*shoreface*) (KNAUST, 2021). Cette trace est connue depuis le Cambrien (étages 2-3) (TORELL, 1870 ; ALPERT et MOORE, 1975) jusqu'au Crétacé (KUNDAL et SANGANWAR, 2000).

Scolicia a été observée entre le *shoreface* inférieur et l'*offshore*.

9- Quartzites à galet mous (*mud clasts*)

9.1- Description

Dans le membre inférieur gréseux, à la surface d'un banc de quartzite, on observe de nombreuses cavités arrondies ou ovoïdes, de tailles variées, dont certaines sont profondes. Ces cavités correspondent aux empreintes laissées par des galets mous initialement présents dans le sédiment. (Pl. 3, fig. 3). Notons également dans le même banc, mais en section, la présence de tests de bivalves (Pl. 3, fig. 5).

9.2- Interprétation

Les galets mous résultent probablement de l'érosion de sédiments argileux transportés par roulement, selon la classification de SHUNLI *et al.* (2017). Ils témoignent d'une diversité d'environnements de dépôt, allant des zones littorales au plateau continental soumis à l'action des vagues. Leurs formes arrondies suggèrent soit un long parcours de transport, soit une érosion intense, plus ou moins *in situ*.

II- ASSOCIATIONS DE FACIÈS & MILIEUX DE DÉPOT

A partir de la description et l'interprétation faciologique, on peut définir 4 associations de faciès notées A, B, C et D.

A- Association A

La première association concerne la partie basale du membre inférieur gréseux de la formation du Djebel Serraf. Le faciès argileux (FI) est prédominant et s'intercale à quelques niveaux gréseux. Il s'agit de grès micacé (Faciès FII) à litages horizontaux et à litages obliques en mamelons (HCS) et de quartzites (Faciès FIII), massifs ou à litages horizontaux et à rides de courant et dont l'une des strates est soulignée à la base par un sillon d'érosion. Ces caractéristiques plaident pour un environnement à flots hydrodynamiques relativement calmes, soumis épisodiquement à des courants plus soutenus de houle et de tempêtes. Cela nous permet de proposer un milieu de dépôts de type *Offshore Transition*.

B- Association B

Cette seconde association concerne le reste du membre inférieur gréseux de la formation. C'est une succession très serrée de bancs de quartzite (Faciès FIII), le plus souvent sans structures sédimentaires (massifs), mais on peut observer par endroit, la présence de litages horizontaux, de galets mous et d'ichnofossiles. Une des strates montre à la base une gouttière d'érosion (*gutter casts*).

La prédominance des détritiques grossiers, de structure d'érosion basale, d'ichnofossiles indique que cette partie de la formation c'est déposée dans un environnement agité, oxygéné, à courants hydrodynamiques assez puissants. Cela correspond vraisemblablement à la partie proximale d'une plate-forme détritique ou *shoreface*.

C- Association C

La troisième association représente tous le deuxième membre de la Formation de Djebel Serraf ou Argiles d'El Kseib. Elle rassemble le faciès argileux (FI) et gréseux quartzitique (FIII). Ce dernier est représenté par des laminations horizontales, rides grimpantes, stratification madrées (*flaser bedding*) et des laminations obliques.

Cette association se caractérise par une abondance des dépôts argileux dans lesquelles s'intercalent des corps détritiques gréseux. La dynamique sédimentaire indique un environnement de dépôts de type plate-forme distale, balayée par des courants de houle et, à un degré moindre, tidaux et de tempêtes. Ces caractéristiques nous conduisent à proposer un environnement de plate-forme détritique plus au moins profonde, soumise épisodiquement à des régimes hydrodynamiques assez puissants, capables de transporter des détritiques grossier. Il s'agit d'un environnement de type *offshore transition*.

D- Association D

La dernière association correspond au membre supérieur gréseux (Grès du Ksar d'Ougarta). Nous remarquons ici l'augmentation de l'épaisseur des bancs gréseux et la diminution des passées argileux. Cette association est formée du faciès quartzitique (FIII), massifs, à laminations horizontales et par des argiles (FI). Il s'agit d'un environnement de plate-forme proximale (*Shoreface*).

III- ORGANISATION SEQUENTIELLE DES DEPOTS

INTRODUCTION

Afin d'approfondir notre compréhension de l'organisation des dépôts de la Formation du Djebel Serraf dans cette partie de la Chaîne d'Ougarta, nous proposons de mener une étude fondée sur l'application des concepts de la stratigraphie séquentielle et génétique. Cette approche reposera sur la définition des paraséquences et l'analyse de leur empilement vertical, ainsi que l'examen de leurs tendances évolutives au cours de l'Hirnantien.

A- Définition & empilement des paraséquences

L'analyse de l'organisation séquentielle des corps sédimentaires de la Formation du Djebel Serraf s'appuie sur le concept de paraséquence, tel que défini par JOHNSON et MURPHY (1984), JOHNSON *et al.* (1985), EMBRY et JOHANNESSEN (1992) et CATUNEANU *et al.* (2009) (Fig. 13).

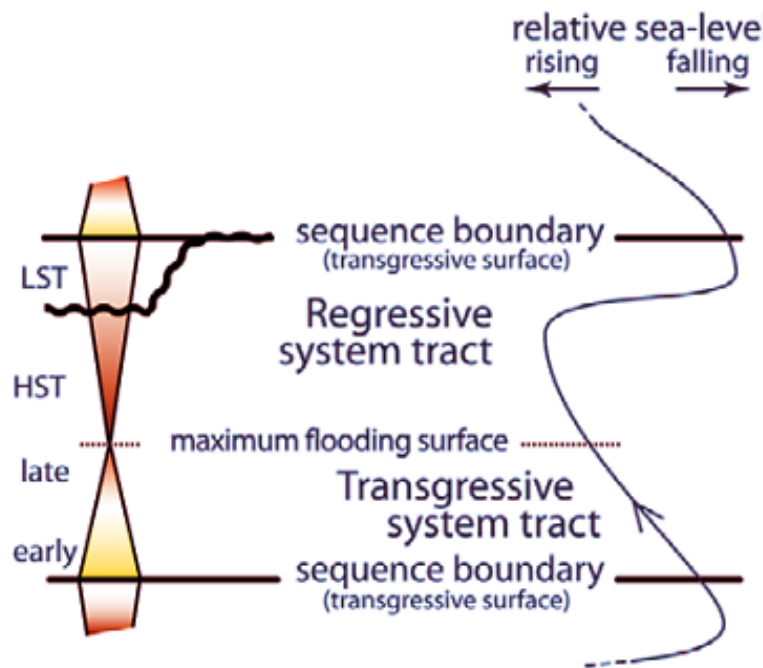


Fig. 13 : Architecture d'une Séquence transgressive / Régressive (T/R) (GHIEPNE *et al.*, 2007).

Dans notre coupe, chaque paraséquence est subdivisée en deux phases distinctes (Fig. 14) :

- (1) Phase transgressive (T), à dominance argileuse, illustrée par le développement d'un faciès d'argiles (FI) traduisant un approfondissement relatif du bassin ;
- (2) Phase régressive (R), caractérisée par une prédominance des dépôts gréseux (grès/quartzites), un changement lithologique abrupt traduisant une progradation des systèmes côtiers, et la présence d'une surface d'inondation maximale (MFS ou SIM).

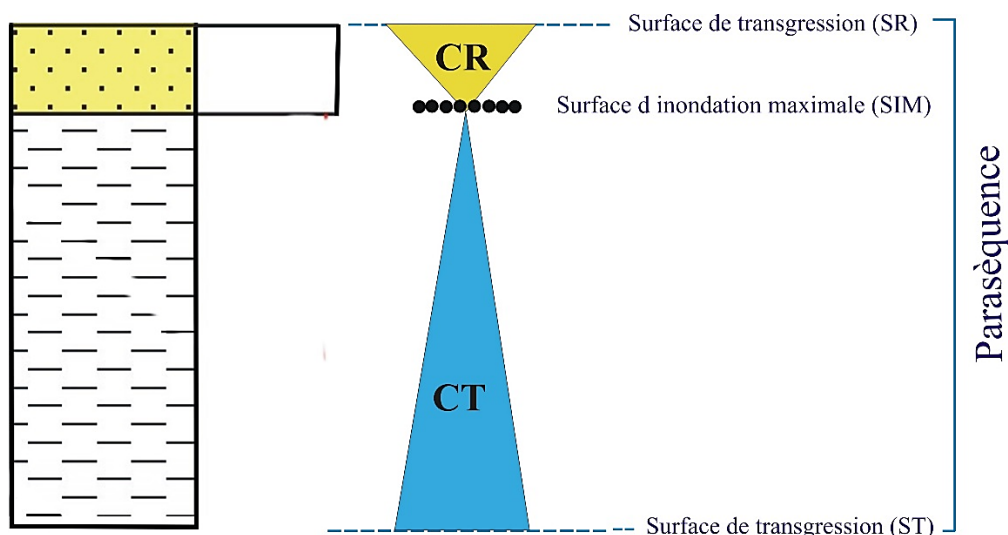


Fig. 14 : Schéma montrant un exemple de paraséquences dans la formation du Djebel Serraf.

Ce modèle séquentiel constitue le cadre méthodologique retenu pour interpréter l'évolution des environnements sédimentaires et les variations du niveau marin au sein de la formation étudiée. Ainsi, celle-ci montre ainsi une superposition de 9 paraséquences (Fig. 15).

B- Tendance évolutive

Sachant que la Formation du Djebel Serraf à un âge Hirnantien (cf. chap. 2), c'est-à-dire une durée d'environ 1,4 Ma ($445,2 \pm 1,4$ Ma – $443,8 \pm 1,5$ Ma) (ICC, 2023), les paraséquences définies ont donc une période d'environ 150 000 ans. Ce type de séquences est souvent d'origine orbitale. Elles sont créées par les modulations climatiques périodiques (précession + obliquité) affectant la sédimentation via des changements eustatiques de faible amplitude. Elles représentent des cycles de dépôt réguliers, souvent observés dans les milieux carbonatés et silicoclastiques peu profonds (CATUNEANU, 2006). Notons également que ces séquences sont cycliques et périodiques (Fig. 15).

L'analyse de l'empilement vertical des groupements de paraséquences dans notre coupe révèle une séquence de 3^{ème} ordre, conformément à la terminologie de VAIL *et al.* (1991). Celle-ci est caractérisée par 2 phases (Fig. 15) :

- Phase Transgressive/Régressive 1 : Elle intéresse le niveau basal ferrugineux (équivalent de la Formation de Bou M'haoud, dans le secteur d'étude, LEGRAND et BOUTERFA, 2021), considéré par les auteurs, notamment GUERRAK (1987) comme un épisode transgressif, et le membre inférieur gréseux de la Formation du Djebel Serraf.
- Phase Transgressive/Régressive 2 : Cette phase est marquée par une transgression correspondant au membre moyen argileux de la formation d'étude (Argiles d'El Kseib) et une régression, au membre gréseux supérieur (Grès du Ksar d'Ougarta).

Ces 2 phases enregistrent une cyclicité entre des environnements *offshore transition – shoreface* (Fig. 15).

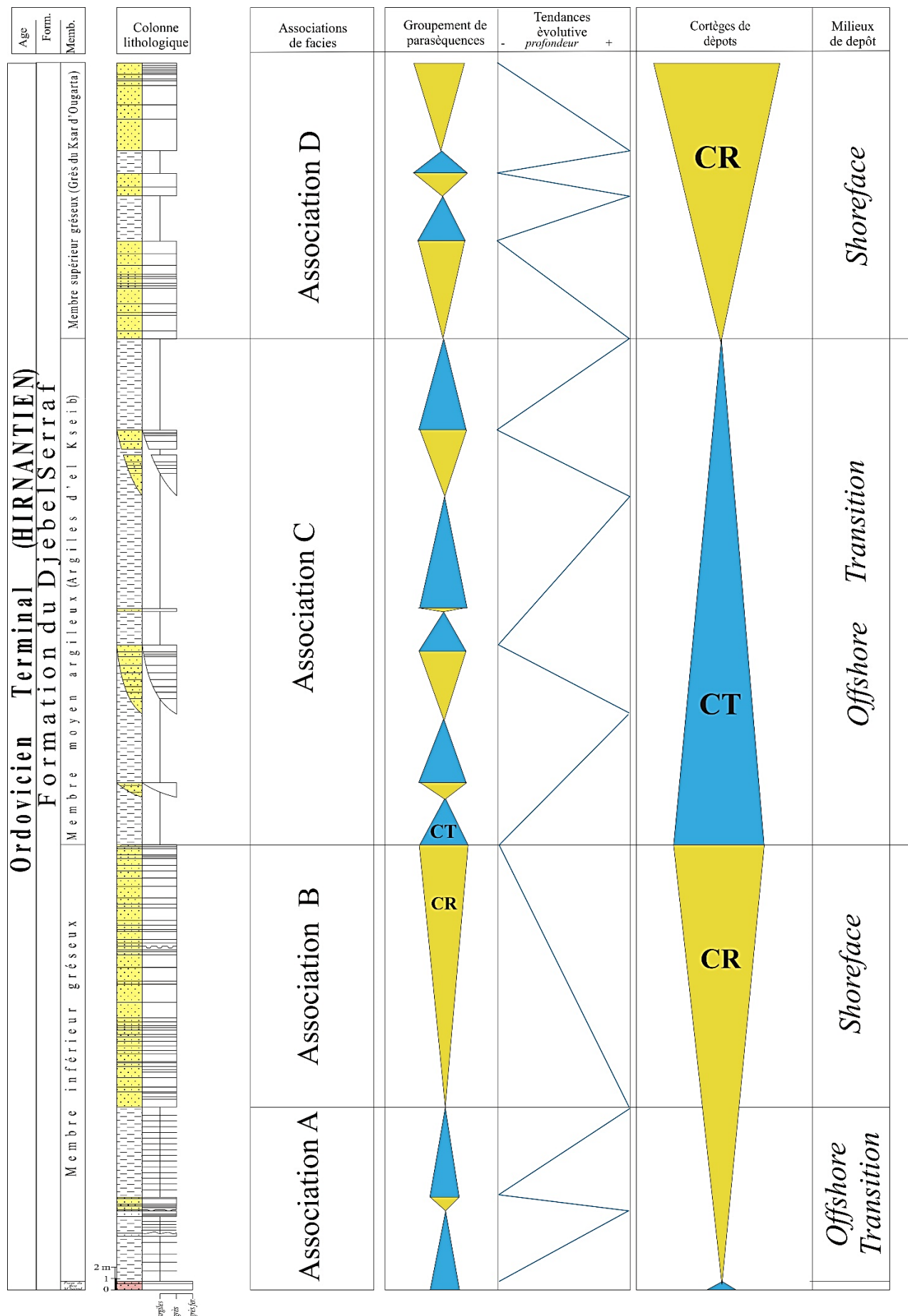


Fig. 15 : Associations de dépôts, organisation séquentielle et environnements sédimentaires de la Formation du Djebel Serraf à Oued Oum Bourai.

CONCLUSION & DISCUSSION

L'étude lithostratigraphique, pour la première fois, de la Formation du Djebel Serraf (Hirnantien) dans cette partie des Monts d'Ougarta (secteur d'Oued Oum Bouraï) nous a permis de reconnaître les 3 membres définis classiquement dans cette formation : inférieur gréseux, médian argileux ou Argiles d'El Kseib et supérieur gréseux ou Grès du Ksar d'Ougarta.

L'étude sédimentologique, à partir de la description et de l'interprétation des faciès, basée essentiellement sur la lithologie et les figures sédimentaires, nous a permis de définir 3 principaux faciès :

(1) des argiles (Faciès FI) bien développées dans la partie inférieure du premier, au sein du second membre et moins dans le dernier membre ;

(2) des grès micacés (Faciès FII) notés uniquement dans les premiers niveaux du membre inférieur et caractérisés par la présence de litages horizontaux et de litages obliques en mamelons.

(3) des quartzites (Faciès FIII), présents dans toute la formation, parfois massifs, parfois à figures sédimentaires telles que des litages horizontaux, des rides de courant, des galets mous, des sillons et gouttières d'érosion et des ichnofossiles (*Scolicia*) et (*Rosselia erecta*).

Les associations de faciès, au nombre de 4, nous ont permis de préciser que les affleurements de la Formation du Djebel Serraf se sont mis en place dans une plate-forme détritique, dont des environnements allant du *shoreface* (Association B et D), à l'*offshore* transition (Associations A et C). Cette plate-forme était parfois balayée par des courants de houle et de tempêtes, comme l'attestent certaines figures sédimentaires.

L'organisation des dépôts de la formation d'étude, réalisée à partir de la définition et de l'empilement vertical des paraséquences, a montré une superposition de 9 paraséquences, transgressives/régressives. Celles-ci sont souvent d'origine orbitale et liées à des changements eustatiques de faible amplitude. L'évolution globale des dépôts s'inscrit dans une séquence d'ordre 3 au sens de VAIL *et al.* (1991), matérialisée par deux phases d'empilements transgressives/régressives de paraséquences qu'on peut aisément corréler aux environnements de dépôts définis précédemment. En effet, chacune de ces phases marque une évolution depuis l'*offshore transition* vers le *shoreface*.

La fin de la mise en place de la Formation du Djebel Serraf coïncide avec une transgression silurienne qui voit l'installation des argiles à graptolites, bien visible près du village d'Ougarta.

Concernant maintenant la place qu'occupe notre travail sur la Formation du Djebel Serraf par rapport à la glaciation finie-ordovicienne (Hirnantien), aucune preuve tangible, ni lithologique, ni sédimentologique, n'est venue confirmer cet événement majeur, en dehors du fait que celle-ci vient éroder toute la formation sous-jacente de Bou M'haoud (LEGRAND et BOUTERFA, 2021) dans notre secteur d'étude. En effet, celle-ci n'est matérialisée que par le niveau basal de grès ferrugineux de notre coupe et par la présence de conglomérat non loin de notre tracé de coupe, considéré généralement comme étant la base de notre formation et pouvant correspondre à des dépôts de déglaciation associés à la fonte des glaciers, comme l'ont bien souligné LEGRAND et BOUTERFA (2021) et NEDJARI *et al.* (2021).

La Formation du Djebel Serraf comble les paléodépressions créées par l'érosion glaciaire de la Formation sous-jacente de Bou M'haoud. Cette topographie résulte de l'action des glaciers qui ont sculpté des vallées.

Références
Bibliographiques

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AIGNER T. 1985.** Storm depositional systems. Dynamic, stratigraphy in modern and ancient shallowmarine sequences. *Lecture notes in Earth Sci.*, 3, Springer Verlag, Berlin, 174 p.
- AIT-KACI A.A. (1990).** Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des Monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara Algérien Nord-occidental). *Thèse. Doc. USTHB*, Alger, 168 p.
- AÏT-OUALI R., NEDJARI A. 2006.** Le bassin d'Ougarta : Une mobilité permanente au Paléozoïque.- *Mém. Ser. Géol. Nation.*, Alger, vol. 13, p. 23-40.
- ALIMEN H., Le MAITRE D., MENCHIKOFF N., PETTER G., POUEYTO A. 1952.** Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. In : *Actes du XIXème Congrès géologique International*, Monographies Régionales 1ère série, Algérie, pp. 49-62.
- ALLEN J.R.L. 1973.** Features of cross-stratified units due to random and other changes in bed forms. *Sedimentology*, n° 20, p. 189-202.
- ALLEN J.R.L. 1982.** Sedimentary structures: Their character and physical basis (2nd ed.). Amsterdam: Elsevier, 663 p.
- ALLEN J.R.L. 1984.** "Sedimentary structures". Develop. *Sedimentology*, Elsevier (edi.), 30, 663 p.
- ALLEN J.R.L. 1985.** Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis. Elsevier, Amsterdam, vol. I, 1235 p.
- ALLEN P.A., UNDERHILL J.R. 1989.** Swaley crosss-tratification produced by unidirectional flows, Bencliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, UK. *Journal of the Geological Society*, London, 146, p. 241-252.
- ALPERT S.P., MOORE J.N. 1975.** Lower Cambrian trace fossil evidence for predation on trilobites. *Lethaia*, 8, p. 223-230.
- ARBÉY F. 1962.** Données nouvelles sur la sédimentation cambro-ordoviciennes dans les Monts d'Ougarta (Saoura). *C.R. Acad. Sc.*, Paris, France, p. 3726-3728.
- ASHLEY G.M. 1990.** Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60(1), p.160-172.
- ALIMEN H., LE MAITRE D., MENCHIKOFF N., PETTER G., POUEYTO A. 1952.** Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. *Actes du XIXème Congrès géologique International*, Alger, Monographies Régionales, 1ère sér., La Typo-litho et Carbonel, n°15, Algérie, p. 49-62.
- BERRABAH A. 2012.** Aspect sédimentologique de la "Formation du Djebel Serraf" (Fini-Ordovicien) au Ksar d'Ougarta et ses environs. *Mém. Magister*, Univ. Oran, 174 p.
- BLATT H., MIDDLETON G., MURRAY R., 1980.** Origin of Sedimentary Rocks. Englewood Cliffs: Prentice Hall, p. 130-160)

- BRADAI M.EA. 2021.** Lithostratigraphie et environnements sédimentaires de la Formation des Argiles de Foum Tineslem (Ordovicien inférieur) dans sa localité éponyme (Monts d'Ougarta, Sahara algérien nord-occidental). *Mém. Master*, Univ. Oran 2 Mohamed Ben Ahmed, 40 p.
- BRIGGS L.L., MIDDLETON G.V. 1965.** Hydromechanical principles of sediments structure formation. In: Symposium Primary Sedimentary Structures and their Hydrodynamic interpretation. *Soc. Eco. Paleontol. Mineral., Special Publication*, Tulsa Oklahoma, p. 6-16.
- BUATOIS L.A., MANGANO M.G., CARMONA N.B. 2024.** Scolicia, ichnotaxonomic practices, and the limits of behavioural convergence. *Ichnos*, 30(2), p. 1-24
- CAMPBELL C.V. 1966.** Truncated wave-ripple lamination: its association with hummocky cross-stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, 36(2), p.568–576.
- CATUNEANU O. 2006.** *Principles of Sequence Stratigraphy*. Elsevier, Amsterdam, 375 p.
- CATUNEANU O., ABREU V., BHATTACHARYA J. P., BLUM M. D., DALRYMPLE R. W., ERIKSSON P. G., FIELDING C. R., FISHER W. L., GALLOWAY W. E., GIBLING M. R., HOLBROOK J. M., JORDAN R., KENDALL C. G. ST C., MACURDA B., MARTINSEN O. J., MIALI A. D., NEAL J. E., NUMMEDAL D., POMAR L., POSAMENTIER H. W., PRATT B. R., SARG J. F., SHANLEY K. W., STEEL R. J., STRASSER A., TUCKER M. E., WINKER C. 2009.** Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth Science Reviews*, 92, p. 1-33.
- CHAMLEY H. 2000.** Base de sédimentologie. Dunod (édit), Paris, France, 178 p.
- CHAUDHURI A.K. 2005.** Climbing ripple structure and associated storm-lamination from a Proterozoic carbonate platform succession: Their environmental and petrogenetic significance. *Journal of Earth System Science*, vol. 114, p. 199-209.
- CHEEL R.J. 1990.** Horizontal lamination and the sequence of bed phases in unidirectional current flows. *Sedimentary Geology*, 68(1-2), p.17-31.
- COJAN I., RENARD M. 1997.** Sédimentologies. *Coll. Enseig. Sc. Terre.*, Masson édi., 62 p.
- COJAN I., RENARD M. 2013.** Sédimentologie. Dunod, Paris, 3ème éd., p. 488.
- COJAN I., RENARD M. 2021.** Sédimentologie. Masson, 3ème édi., 491 p.
- CLIFTON H.E. 1976.** Wave-formed sedimentary structures—a conceptual model. In: R.A. Davis Jr. and R.L. Ethington, eds. Beach and Nearshore Sedimentation. Tulsa: *SEPM Special Publication* 24, p.126-148.
- COLLINSON J.D., MOUNTNEY N.P., THOMPSON D.B. 2006.** Sedimentary Structures. *Terra Publishing*, London, 291 p.
- COLLINSON, J.D., MOUNTNEY N.P. 2019.** Sedimentary structures. *Dunedin Acad. Press*, Edinburgh, London, p. 340.
- DAHMER G. 1937.** Lebensspuren aus dem Taunusquarzit und den Siegener Schichten (Unterdevon). *Preussische Geologische Landesanstalt zu Berlin*, 57, p. 523-539

- DESTOMBES J. 1968.** Sur la nature glaciaire des sédiments du groupe du 2° Bani, Ashgill supérieur de l'Anti-Atlas (Maroc). *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 267, p. 684-686.
- DEVLEESCHOUWER X. 2008-2009.** Cours de géologie (GEOL-F- 204) – Structures sédimentaires, université libre de Bruxelles (ULB), D.S.T.E, France, 139 p.
- DONOVAN S.K., RENEMA W., PICKERILL R.K. 2005.** The ichnofossil *Scolicia prisca* de Quatrefages from the Paleogene of eastern Jamaica and fossil echinoids of the Richmond formation. *Caribbean Journal of Science*, 41, p. 876-881.
- DONZEAU M. 1971.** Signification tectonique des diaclases du Paléozoïque des monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien). *Bull. Soc. Hist. nat. Afr. Nord*, Alger, 62, 3-4, p. 97-115.
- DOTT R.H. Jr., BOURGEOIS J. 1982.** Hummocky stratification : Significance of its variable bedding sequences. *Geological Society of America Bulletin*, 93(8), p.663-680.
- EMBRY A.F., JOHANNESSEN E.P. 1992.** T-R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the upper- most Triassic-Lower Jurassic succession, Western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: VORREN T.O., BERGSAGER E., DAHL-STAM- NES O.A., HOLTER E., JOHANSEN B., LIE, E., LUND T.B. (Eds.). *Arctic Geol. Petrol. Potential*, Special Publication, 2, p. 121-146.
- FABRE J. 1976.** Introduction à la géologie du Sahara algérien et de régions voisines. *Soc. Nat. Ed.*, SNED. Alger 421, 163 p.
- FABRE J. 2005.** Géologie du Sahara occidental et central. *Sér. Tervuren African Geosc Coll*, Mus. Roy. Afrique Centrale, Belgique, 108 p.
- FERRY S. 2002.** Identification of storm beds in mixed-sediment, tide- and wave-dominated environments: example from the Miocene of the Digne-Valensole foreland basin (SE France). *Sedimentary Geology*, 151(1-2), p. 49-72.
- FLOOD R.D. 1983.** Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. *Geol. Soc America. Bull.*, 94, p. 630-639.
- FOLK R.L. 1974.** Petrology of Sedimentary Rocks. Hearnphill Publishing Co., Austin, 194 p.
- GHIENNE J-F., BOUMENDJEL K., PARIS F., VIDET B., RACHEBOUEUF P., AIT SALEM H. 2007.** The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta Range (Western, Algeria, North Africa) and interference of the late Ordovician glaciations on the development of the lower Paleozoic transgression on northern Gondwana. *Bull. Of Geosci.* 82(3), p. 183-214.
- GHIENNE J-F., ABDALLAH H., DESCHAMPS R., GUIRAUD M., GUTIÉRREZ-MARCO J.-C., KONATÉ M., MEINHOLD G., MOUSSA A., RUBINO J.-L. 2024.** The Ordovician record of North and West Africa: unravelling sea-level variations, Gondwana tectonics, and the glacial impact. *Geological Society*, London, Special Publications, vol. 533, p. 199-252.
- GOMES SILVA M., PACAUD M., WIEL F. 1963.** Contribution à l'étude du Cambro Ordovicien des Monts d'Ougarta. *Bull. Soc. Geol. France*, (7), 1, p. 134-141.
- GREENWOOD B., SHERMAN D.J., 1988.** The formation of sedimentary structures in the shoreface and inner shelf. *Jour. Sedim. Petrol.*, 58(3), p. 520-529.

- GUERRAK S. 1984.** Les minéralisations ferrifères du bassin de Tindouf : le gisement de fer oolithique dévonien de Macheri Abdelaziz (Sahara algérien). *Thèse 3ème Cycle*, Univ. Sc. Tech. Houari Boumediene, Alger, 317 p.
- GUERRAK S. 1987.** Paleozoic oolitic ironstones of the Algerian Sahara: a review. *Jour. African Earth Sc.*, vol.6, n°1, p. 1-8.
- GUERRAK S. 1988.** Ordovician ironstone sedimentation in Ougarta Ranges: North Western Sahara (Algeria). *Jour. African Earth Sc.*, vol. 7, n 4, p. 657-578.
- GUERRAK, S. 1991.** Paleozoic patterns of oolitic sédimentation in the Sahara. *Journ. African Earth sci.*, 12, p. 31-39.
- GUILLOCHEAU F. 1991.** Zonation des dépôts de tempêtes en milieu marin ouvert ("Offshore, Shoreface"), Baie et replats sableux ("Sand-flats") : Visite de quelques affleurements ordoviciens en Presqu'île de Crazon (Bretagne, France). *3ème Cong.fr. Sédi.*, p. 40-66.
- HALLAM A., SWETT K. 1966.** Trace fossils from the Lower Cambrian Pipe Rock of the north-west Highlands. *Scottish Journal of Geology*, 2, p. 101-6.
- HARMS J.C., SOUTHARD J.B., SPEARING D.R., WALKER R.G. 1975.** Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *SEPM Short Course Notes*, 2, p. 1-161.
- HARMS J.C, SOUTHARD J.B., WALKER R.G. 1982.** Structures and sequences in clastic rocks. *Soc. Econ. Paleont. Mireral.*, Short Course, n° 9, 251 p.
- INTERNATIONAL CHRONOSTRATIGRAPHIE CHAT. 2023.** International Commission on Stratigraphie (ICS).
- JOBÉ Z.R., LOWE D.R., MORRIS W.R. 2012.** Climbing-ripple successions in turbidite systems: depositional environments, sedimentation rates and accumulation times. *Sedimentology*, 59, p. 867-898.
- JOHNSON J.G., MURPHY M.A. 1984.** Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. *GSA Bulletin*, 95 (11), p. 1349-1359.
- JOHNSON J.G., KLAPPER G., SANDBERG C.A. 1985.** Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. *Geol. Soc. America Bul.*, 96, p. 567-587.
- KUNDAL P., SANGANWAR B.N. 2000.** Ichnofossils from the Nimar Sandstone Formation, Bagh Group of Manawar Area, Dhar District, Madhya Pradesh. *Journ. Geol. Soc. India*, 46, p. 229-243.
- KLEIN G. De V. 1977.** Clastic tidal facies: Champaign Illinois. Continuing Educ. Publ. Co., 149 p.
- KLEIN G. De V. 1970.** Depositional and dispersal dynamics of intertidal sand bars. *Jour Sedim. Petrol.*, v. 40, p. 1095-1125.
- KNAUST D. 2020.** *Sulcolithos variabilis* igen. et isp. nov.: grooves on firm and hardbedding surfaces. *Paläontologische Zeitschrift*, 94, p. 195-206

- LEGRAND P. 1974.** Essai de paléogéographie de l'ordovicien de Sahara algérien. CFP., *Notes Mèm*, 11, p. 121-138.
- LEGRAND P. 1983.** Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie Paléozoïque : Le Paléozoïque inférieur et le Dévonien. In: FABRE J. West Africa: geological introduction and stratigraphic terms, *Lexique stratigraphique international*, nouvelle série, no. 1, p. 96-108.
- LEGRAND Ph. 1985.** Lower Palaeozoic Rocks of Algeria. In HOLLAND C.H. (ed): Lower Palaeozoic of North Western and West Central Africa. Lower Palaeozoic of the World, 3, p. 5-89.
- LEGRAND P., BOUTERFA B. 2021.** The shaly-sandy Bou M'haoud formation (Late Ordovician - Pre-Latest Ordovician disconformity) at its type locality and adjoining outcrops (Ougarta range, Algerian Sahara), *Bul. Ser. géol. Algérie*, vol. 30, n°1-2, p. 47-107.
- McILROY D., GARTON M., 2010.** Realistic interpretation of ichnofabrics and palaeoecology of the pipe-rock biotope. *Lethaia*, 43, p. 420-426.
- MENCHIKOFF N. 1933.** La série primaire de la Saoura et des Chaînes Ougarta. Bull. .Serv. carte géol. Algérie, Travaux récents des collaborateurs, Fasc, I, 11, p. 109-123.
- MIALL A.D. 2006.** The Geology of Fluvial Deposits Sedimentary Facies, Analysis and Petroleum Geology. *SpringVerlag*, New York, 582. p.
- MORSILLI M., POMAR L. 2012.** Internal waves vs. storms in a distal mid-ramp position, Upper Miocene, Menorca, Spain. *Sedim. Geol.*, 263-264, p. 1-18.
- MYROW P.M. 1992.** Storm-generated sedimentary structures: processes and models. In: ALLEN P.A. & WALKER J.R.C. eds. Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy. *Oxford: Blackwell Scientific Publications*, p. 123-145.
- NEDJARI A, AIT OUALI R., TERKMANE M., BENELKHAZNAJDI R. 2021.** Phase tectonique et ouverture de bassins siluriens : des événements majeurs structurants dans l'évolution géodynamique de la Chaîne d'Ougarta (So oranais, Sahara algérien). *Bult. Serv. Géol. Algérie*, vol. 30, n°1, p. 5-50.
- NEMRA A. 2013.** Caractérisation sédimentologique (structures sédimentaires) des alluvions subactuelles de la Saoura (Béni Abbès, Marhouma et Tamtert, Sahara algérien). *Mém. Master*, Univ. Oran2, 47 p.
- PAOLA C., HELLER P.L., ANGEVINE C.L. 1989.** The large-scale dynamics of grain-size variation in alluvial basins. *Sedimentology*, 36(3), p. 507-520.
- POPOV L.E., LEGRAND P., BOUTERFA B., GHOBADI POUR M. 2019.** Ordovician cold-water brachiopods from the Ougarta Mountain Range, Algerian Sahara. *Bulletin of Geosciences*, 94(1), p. 41-70.
- REINECK H.E., SINGH I.B. 1980.** Depositional sedimentary environments with reference to terrigenous clastics. 2nd ed., Springer Verlag, Berlin, 549 p.
- REINECK H.E., WUNDERLISH F. 1968.** Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, n° 11, p. 99-104.

- RUBINO J.L. 1984.** Synthèse bibliographique des connaissances sur les sables de plate-forme. Total - C.F.P., Dir. Fond. Explor I, Dép. Lab. Explor, 61 p.
- SHUNLI L., SHENGLI L., XIN S., CHENGLIN G., XINGHE Y. 2017.** Classification, formation, and transport mechanisms of mud clasts. *International Geology Review*, pp. 1-12.
- SNEDDEN J.W., TILLMAN R.W., KREISA R.D. 1988.** Mixed storm- and tidally-influenced wave-dominated shallow-marine systems. In: WALKER R.G. & JAMES N.P. eds. Facies Models – Response to Sea Level Change. *Geological Association of Canada*, p. 137-149.
- TORELL O.M. 1870.** Petrifacta Suecana Formationis Cambricae. *Lunds Universitet, Årsskrift*, 6, p. 1-14.
- TUCKER M.E. 2003.** Sedimentary Rocks in the Field. John Wiley & Sons Ltd (edit), 3d edi., England, 234 p.

LISTES DE FIGURES

	<i>Page</i>
Fig. 1 : Situation géographique des Monts d'Ougarta.....	4
Fig. 2 : Situation géographique du secteur d'étude.....	5
Fig. 3 : Carte géologique simplifiée de l'Ougarta et colonne synthétique de la succession sédimentaire.....	6
Fig. 4 : Coupe schématique du Précambrien-Ordovicien de Kheneg Tlaia.....	7
Fig. 5 : Colonne synthétique montrant les unités lithostratigraphiques de l'Ordovicien de la Chaîne d'Ougarta.....	8
Fig. 6 : Carte géologique du secteur d'étude.....	10
Fig. 7 : Photo satellite montrant la situation et le tracé de la coupe (A-B).....	15
Fig. 8 : Coupe lithostratigraphique de la Formation du Djebel Serraf dans le secteur d'Oued Oum Bouraï	16
Fig. 9 : Vue panoramique des affleurements de la formation du Djebel Serraf.....	18
Fig. 10 : Structures internes des litages obliques en mamelons (HCS).....	25
Fig. 11 : : Relation en les différents types de constructions, la granulométrie et la puissance d'écoulement	28
Fig. 12 : Schéma des rides grimpantes avec les différents modèles	29
Fig. 13 : Architecture d'une Séquence transgressive / Régressive (T/R).....	34
Fig. 14 : Schéma montrant un exemple de paraséquences dans la formation du Djebel Serraf.....	34
Fig. 15 : Associations de dépôts, organisation séquentielle et environnements sédimentaires de la Formation du Djebel Serraf à Oued Oum Bouraï.....	36

TABLE DE MATIERES

DEDICACE	<i>Page</i>
AVANT-PROPOS	
RÉSUMÉ.....	1
ABSTRACT.....	2

CHAPITRE I : Généralités

INTRODUCTION.....	4
I- CADRE GEOGRAPHIQUE.....	4
A- Cadre géographique général.....	4
B- Cadre géographique du secteur d'étude.....	5
II- CADRE GEOLOGIQUE.....	5
A- Cadre géologique des Monts d'Ougarta.....	5
B- Cadre géologique du secteur d'étude.....	9
III- ETAT DES CONNAISSANCES SUR LA FORMATION DU DJEBEL SERRAF.....	9
IV- BUT & METHODOLOGIE DE TRAVAIL.....	12
A- But du travail.....	12
B- Méthodologie de travail.....	13
1- Travail de terrain.....	13
2- Travail de laboratoire.....	13

CHAPITRE 2 : Lithostratigraphie

INTRODUCTION.....	15
I- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE.....	15
A- Localisation de la coupe.....	15
B- Description de la coupe.....	15
1- Membre inférieur gréseux.....	17
2- Membre moyen argileux ou Argiles d'El Kseib.....	18
3- Membre supérieur gréseux ou Grès du Ksar d'Ougarta.....	19
II- ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE.....	19

CHAPITRE 3 : Sédimentologie et Organisation Séquentielle

INTRODUCTION.....	22
I- DESCRIPTION & INTERPRETATION DES FACIES.....	22
A- Faciès argileux (FI)	22
1- Description.....	22
2- Interprétation.....	23
B- Faciès des grès micacés (FII)	23
1- Description.....	23
2- Interprétation.....	24
C- Faciès des quartzites (FIII)	25
1- Quartzites massifs.....	26
1.1- Description.....	26
1 2- Interprétation.....	26
2- Quartzites à laminations horizontales.....	26
2.1- Description.....	26
2.2- Interprétation.....	26
3- Quartzites à laminations obliques.....	27
3.1- Description.....	27

3.2- Interprétation.....	27
4- Quartzites à rides de courant.....	27
4.1- Description.....	27
4.2- Interprétation.....	27
5- Quartzites à gouttières d'érosion.....	29
5.1- Description.....	29
5.2- Interprétation.....	29
6- Quartzites à sillons d'érosion.....	30
6.1- Description.....	30
6.2- Interprétation.....	30
7- Quartzite à stratifications madrées (<i>Flaser bedding</i>)	30
7.1- Description.....	30
7.2- Interprétation.....	30
8- Quartzites à ichnofossiles.....	30
8.1- Description.....	30
8.2- Interprétation.....	30
9- Quartzites à galet mous (<i>mud clasts</i>)	31
9.1- Description.....	31
9.2- Interprétation.....	32
II- ASSOCIATIONS DE FACIÉS & MILIEUX DE DÉPOT.....	32
A- Association A.....	32
B- Association B.....	32
C- Association C.....	32
D- Association D.....	33
III- ORGANISATION SEQUENTIELLE DES DEPOTS.....	33
INTRODUCTION.....	33
A- Définition & Empilement Des Paraséquences.....	33
B- Tendance évolutive.....	35
Conclusion & discussion.....	37
Références bibliographiques	39
Liste des figures.....	44
Table de matières.....	45
Planches photos.....	46

PLANCHES
PHOTOGRAPHIQUES

Planche 1

Formation du Bou M'haoud

Fig. 1 : Base de la coupe de l'Oued Oum Bouraï, constituée de 2 bancs de grès ferrugineux, équivalent de la formation de Bou M'haoud. Notons, par endroit, la présence de laminations subhorizontales (a et b).

Fig. 2 et 3 : Détail du premier banc de grès ferrugineux dont la surface est matérialisée par une intense bioturbation.



Planche 2

Formation du Djebel Serraf

Membre inferieur gréseux

Fig. 1 : Banc de grès psammitique montrant des laminations subhorizontales (Sous-faciès FII-c), surmontées par des litages obliques en mamelons (*Hummocky Cross-Stratifications* ou HCS (Sous-faciès FII-c). Le tout est clôturé par un niveau brunâtre de quartzite.

Fig. 2 : Banc de quartzite à rides de courants asymétriques à sa surface.

Fig. 3 : Barre gréseuse commençant par un banc de grès micacé à laminations horizontales, surmontées par des HCS puis, par un ensemble de bancs de quartzite dont le premier est marqué à sa base par un sillon d'érosion (S - *furrow-casts*).

Fig. 4 : Bancs de quartzite à laminations horizontales

Fig. 5 : Bancs de quartzite massif (a), puis à laminations horizontales (b).

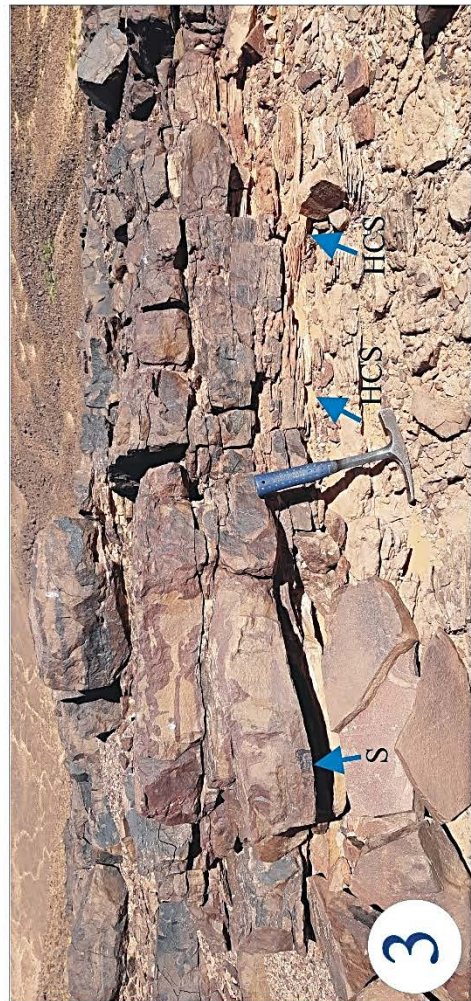
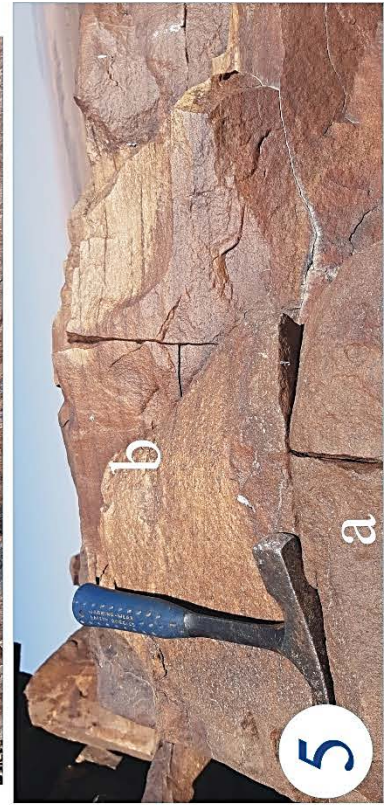


Planche 3

Formation du Djebel Serraf

Membre inferieur gréseux

Fig. 1 : Partie supérieur d'un banc de quartzite à ? *Scolicia* (Sc).

Fig. 2 et 4 : Partie supérieur d'un banc de quartzite à *Rosselia erecta* (Rs).

Fig. 3 : Le même banc de quartzitique de la fig. 2 et 4 montrant à sa surface des traces d'activité fossile (*Rosselia erecta*), associées à des galets mous.

Fig. 5 : Le même banc de quartzitique de la fig. 2 et 4 montrant en section des coquilles de bivalves.

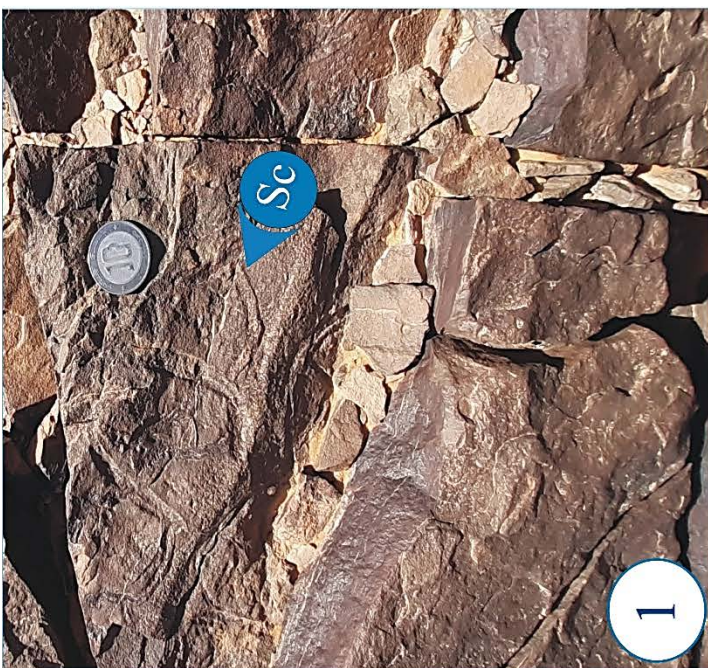


Planche 4

Formation du Djebel Serraf

Membre inférieur gréseux

Fig. 1 : Deux bancs de quartzique massif.

Fig. 2 : Banc de quartzite souligné à sa base par une gouttière d'érosion (*gutter-casts*).

Membre argileux (Argiles d'El Kseib)

Fig. 3 : Succession de 3 bancs de quartzite séparés par des surfaces de ravinement (r). Les niveaux basal et médian montrent, en section, des rides grimpantes (a) ; le niveau sommital (b), des stratifications en *falser* (*flaser bedding*).

Fig. 4 : Banc de quartzite à laminations obliques (a) et horizontales (b).

Fig. 5 : Banc de quartzite montrant par endroits des laminations obliques.

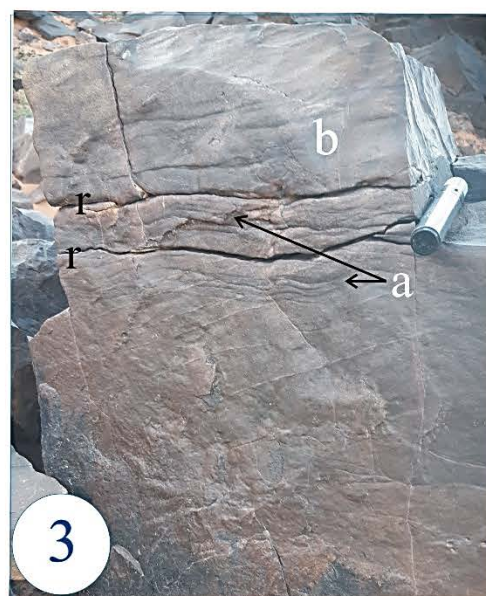
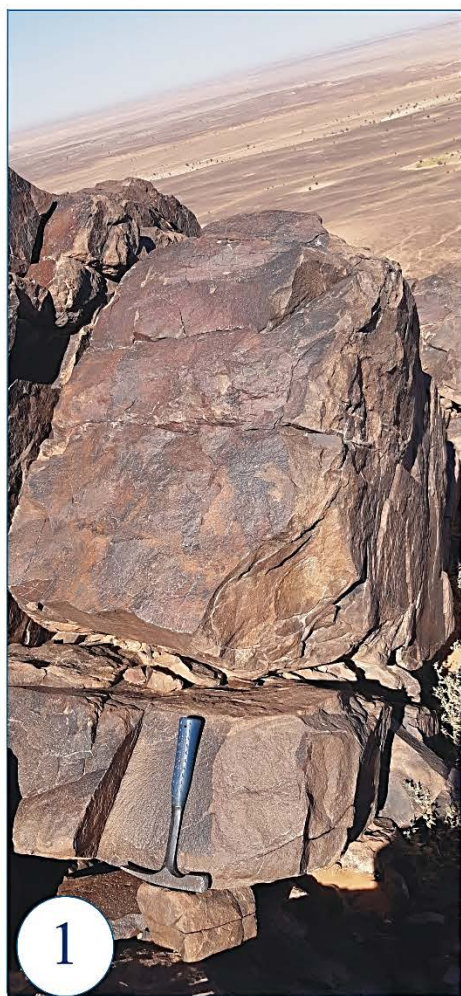


Planche 5

Fig. 1, 2, 3 et 4 : Photomicrofaciès de l'échantillon OB' 1. Grès ferrugineux du sommet de la formation du Bou M'haoud. QZ= Quartz, Mus = Muscovite, Bio = Biotite (Mica noir), Fel = Feldspath, Fe = ciment ferrugineux, Ox = oxyde de fer.

Fig. 5, 6, 7 et 8 : Photomicrofaciès de l'échantillon OB' 2. Grès micacé, Formation du Djebel Serraf, Membre inférieur gréseux. QZ = Quartz, Mus = Muscovite, Bio = Biotite (Mica noir), Pl = Plagioclase, c-c = contact concave-convexe, S-r = contact surface régulière.

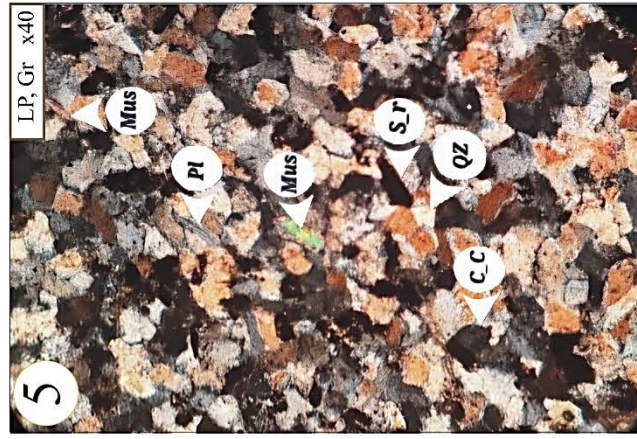
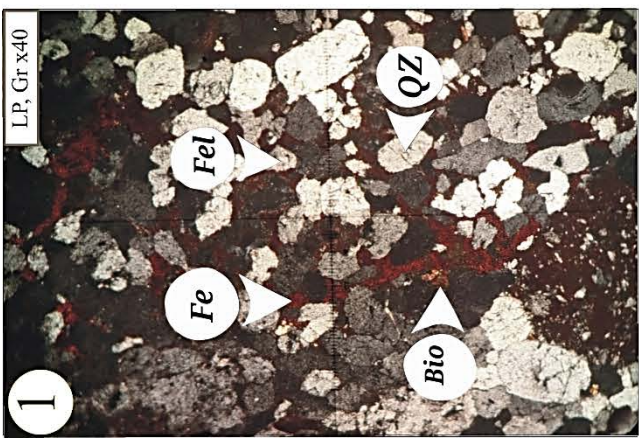
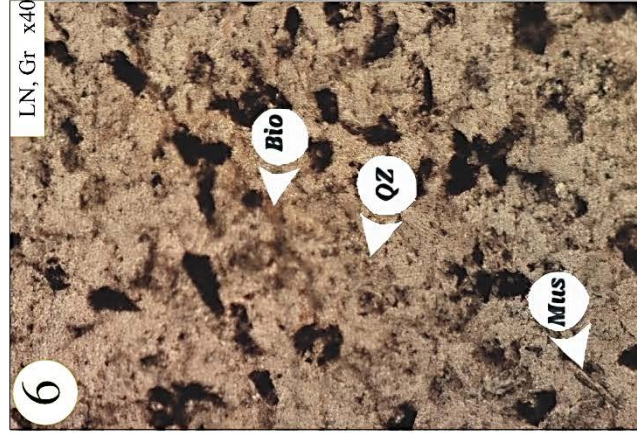
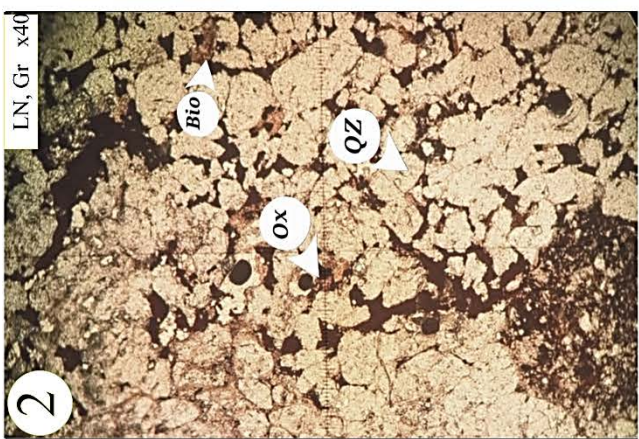
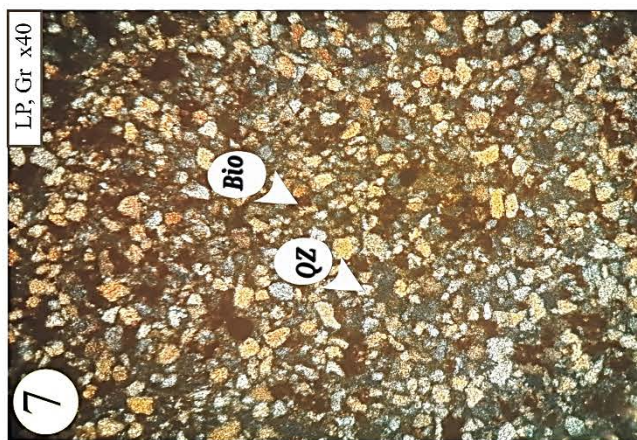
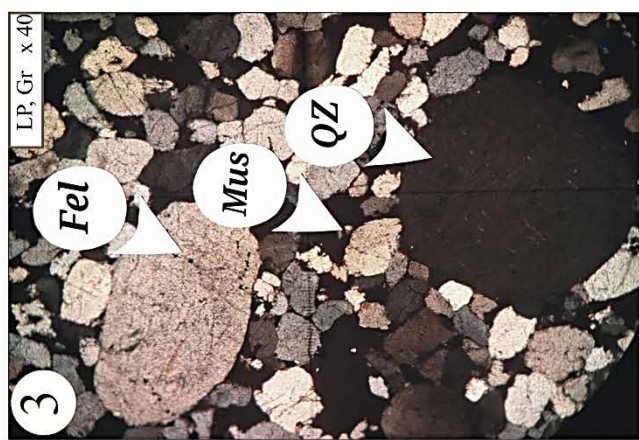
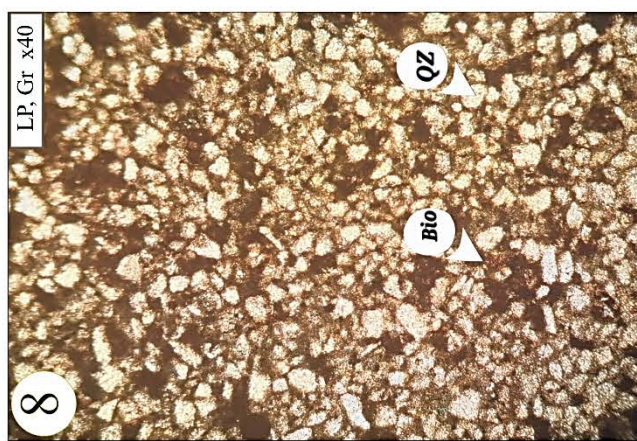
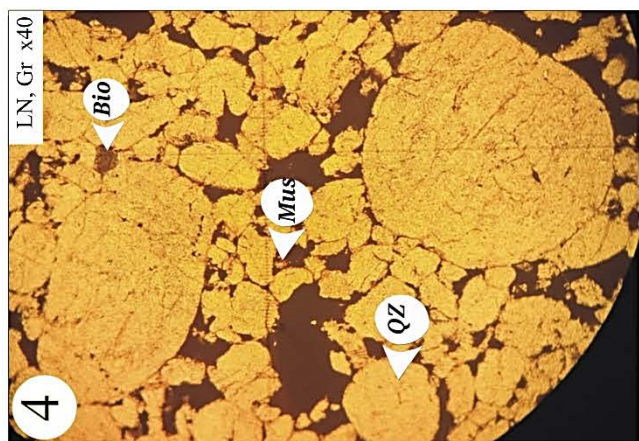


Planche 6

Fig. 1, 2, 3 et 4 : Photomicrofaciès de l'échantillon OB' 3. Grès micacé, Formation du Djebel Serraf, Membre inférieur gréseux. QZ = Quartz, Mus = Muscovite, Bio = Biotite (Mica noir), Fel = Feldspath, c-c = contact concave-convexe, S-r = contact surface régulier.

Fig. 5, 6, 7 et 8 : Photomicrofaciès de la lame OB' 4. Quartzite, Formation du Djebel Serraf, Membre moyen argileux (Argiles d'El Kseib). QZ = Quartz, Mus = Muscovite, Bio = Biotite (Mica noir), Pl = plagioclase, c-c = contact concave-convexe, S-r = contact surface régulière, Ox = Oxyde de fer.

