

N° d'ordre :

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique
Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers
Département des Sciences de la Terre

Mémoire de Fin d'étude :
Présenté pour l'obtention du Grade
Master en géologie
Option : Géologie des Bassins Sédimentaires



Thème :

**MICROFACIES ET INTERPRETATION DIAGENETIQUE DES GRES DE MARHOUMA
(FAMENNIEN VI, Km 30, SAOURA, SAHARA ALGERIEN)**

Présenté par :

M. SACI Bahous

Mlle REBHI Ines

Soutenu le : 29 / 09/2021, devant la commission d'examinations :

Mr. BOUTERFA B.

M.A-A Université d'Oran2

Président.

Mr. OUALI MEHADJI A.

Professeur Université d'Oran2

Rapporteur.

Mr. BOUALEM N.

MC-B. Université d'Oran2

Examineur.

Oran,2021

AVANT PROPOS

En premier lieu, nous tenons à remercier **le Bon Dieu** de nous avoir donné le courage, la volonté et la patience de mener ce travail à son terme.

Mes remerciements vont, tout d'abord, à Monsieur **A.E.K. OUALI MEHADJI** pour nous avoir accordé sa confiance en nous proposant ce travail. Il a su nous accompagner et nous encourager, tout en laissant une liberté totale dans l'orientation de notre travail. Sa bienveillance nous a permis de bien mener à terme cette étude. Ses compétences, sa rigueur et ses qualités humaines et professionnelles ont suscité en nous une grande admiration et un profond respect.

Un grand remerciement à monsieur **B. BOUTERFA**, Maître de Assistant à l'université d'Oran2 d'avoir accepté de présider ce jury. Nous ne saurons le remercier pour ces cours très bénéfiques de troisième et quatrième année universitaire et ainsi que ses précieux conseils.

Nos remerciements vont également à Monsieur **BOUALEM Nour Eddine**, Maître conférence-B à l'Université d'Oran2, pour avoir examiné ce travail et de faire partie de ce jury.

Nous remercions tous les enseignants du Département des Sciences de la Terre de l'université d'Oran2, notamment **BELKBIR Lahcen ; MAHBOUBI M'hamed ; BENDELLA Mohamed et BENHAMOU Miloud** qui ont contribué à notre formation et qui doivent voir dans ce travail la fierté d'un savoir bien acquis.

Nous exprimons aussi nos remerciements à **MAHBOUBI Chikh Younes** pour son aide pour terminer notre travail.

Nos remerciements vont aussi à tous mes collègues de la promotion pour le temps qu'on a passé ensemble durant nos années d'études.

Enfin nous remercions tous ceux qui ont participé, de près ou de loin, à l'élaboration de ce travail.

بِسْمِ اللَّهِ الرَّحْمَنِ الرَّحِيمِ

Dédicace

Je dédie ce mémoire :

A mon très cher père, et ma très chère mère, pour tous leurs sacrifices, leur amour, leur tendresse, leur soutien et leurs prières tout au long de mes études.

A mes chères sœurs : Cherifa, Amel pour leurs encouragements permanents, et leur soutien moral.

A mes chers frères : Houari, Abd El Majid et Mohamed pour leur appui et leur encouragement.

A mes chers cousins : Chouaib, Sofiane pour leur encouragements.

A toute ma famille pour leur soutien tout au long de mon parcours universitaire.

A mes amis proches : Mouad, Sohail, Yacine, Mohamed, Houari, Saleh et Abd Elali pour leurs conseils et leur soutien moral tout au long mes études.

A tous mes camarades de la promotion spécialement : Khaled, Mohamed Abdelghani, Moustapha , Mohamed Amine et Boulenouar Mustapha.

BAHOUS...

DEDICACE :

Je dédie ce mémoire à :

***Ma grande mère,** Merci de m'avoir fait grandir .Merci de m'avoir élevée avec autant d'amour. Merci de m'avoir appris que la vie est belle et que l'important c'est d'aimer. Merci de m'avoir élevée dans ces valeurs qui sont miennes aujourd'hui. Merci d'être encore là chaque jour .Merci de croire en moi quand je doute. Merci de me remettre dans le droit chemin lorsque je m'en écarte. Merci d'être pétillante, enervante, douce, râleuse, aimante et espiègle, je t'aime.*

***La mémoire de ma mère,** c'est vrai que t'es plus là Maman mais tu resteras éternelle dans mon cœur. J'espère que, du monde qui est sienne maintenant, elle apprécie cet humble geste comme preuve de reconnaissance de la part d'une fille qui a toujours priée pour le salut de ton âme. Puisse Dieu, le tout puissant, t'avoir en sa sainte miséricorde.*

***Mon cher père pour** pour les peines qu'il a endurées tout au long de mes études, je vous remercie pour tout le soutien et l'amour que vous me portez depuis mon enfance et j'espère que votre bénédiction m'accompagne toujours.que ce modeste travail soit l'exaucement de vos vœux tant formulé. Puisse Dieu, le Très haut, vous accorder santé, bonheur et longue vie.*

***Ma tante maternelle,** Merci de m'avoir aidé à surmonter tellement d'obstacle, Merci pour votre gentillesse.*

***Ma sœur** qui signifie tant pour moi .Merci d'être une sœur si merveilleuse et d'enseigner tous les jours de ton sourire .Merci pur les petites plaisirs, pour les rires et pour les fois où nous avons partagés nos rêves ou nous avons pris le temps de vivre tout simplement .je t'aime tellement.*

INAS...

Résumé :

Sur la partie nord-occidentale du Sahara algérien, au Sud de l'Atlas saharien, la Chaîne d'Ougarta offre dans le secteur de Marhouma des affleurements fammenniens sur la rive droite de l'Oued Soura, à environ 35 km Sud-Est de Beni Abbés. Notre étude s'inscrit dans la Formation des Grès de Marhouma d'âge Strurien (Dévonien supérieur).

Sur le plan lithostratigraphique, cette formation est subdivisée en deux membres : i) Membre inférieur à débrites (30 m) et Membre supérieur à grès chenalisés (80 m).

Sur le plane microscopique, l'analyses microfaciologique de 17 lames minces, sur les grès, montre généralement une texture caractérisée par des grains de quartz de taille entre 0.01mm - 0.42mm, 25 à 80 % de quartz, associés à des minéraux secondaires (souvent muscovite). La matrice est argileuse, souvent hematisée par endroits. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, monocristallins.

L'analyse diagénétique suggère un enfouissement progressif mais rapide marqué par L'absence de cimentation calcaire et de bioclastes carbonatés.

La compaction mécanique et chimique a réorganisé les contacts des grains et orientés les minéraux de muscovite, parfois déformés entre les grains rigides (pseudomatrice). Cette compaction avec recristallisation de minéraux argileux se produit à faible profondeur d'enfouissement (éo- à méso-diagenèse) par contre la présence de grains de quartz à sutures suggère que l'enfouissement a dépassé la profondeur de la méso-diagenèse.

Le phénomène d'hématisation se produit vers la fin de la séquence diagénétique après mise en affleurement et circulation de fluides riches en oxydes de fer (tello-diagenèse).

La dominance d'une pseudomatrice pendant l'enfouissement dans la phase diagénétique de compaction influence sans doute sur la qualité du réservoir de ce membre. La matrice diminue la porosité et la perméabilité et empêche la circulation des fluides dans ces pores.

Mots clés : Dévonien supérieur ; Grès de Marhouma, Diagenèse ; L'analyses microscopique

Abstract:

On the north-western part of the Algerian Sahara, south of the Saharan Atlas (the Ougarta chain) offer at the Marhouma area famennian outcrops on the right bank of the Oued Saoura, about 35 km south-east of Beni Abbés. Our work concern the Marhouma Sandstone Formation of Strurian (Upper Devonian) age.

On the lithostratigraphic plane, this formation is subdivided into two members: i) Lower member with debrites (30 m) and Upper member with channelized sandstones (80 m).

On the microscopic plane, the microscopic analysis of 17 thin sections on sandstones beds generally shows a texture characterized by quartz grains of size between 0.01mm - 0.42mm, 25 to 80% quartz, associated with secondary minerals (muscovite). The matrix is clayey, often hematized in places. The quartz grains are angular to sub-angular, monocrystalline.

Diagenetic analysis suggests a gradual but rapid burial marked by the absence of lime cementation and carbonate bioclasts. Mechanical and chemical compaction reorganized the grain contacts and oriented the deformed of muscovite minerals between the rigid grains (pseudomatrix). This compaction with recrystallization of clay minerals occurs at a shallow depth of burial (eo- to meso-diagenesis), on the other hand the presence of sutured quartz grains suggests that the burial has exceeded the depth of meso-diagenesis. Finally, the phenomenon of hematization occurs towards the end of the diagenetic sequence after flushing and circulation of fluids rich in iron oxides (tello-diagenesis).

The dominance of a pseudo-matrix during burial in the diagenetic phase of compaction influences on the quality of the reservoir. This matrix decreases porosity and permeability and prevents the flow of fluids through these pores.

Keywords: Upper Devonian; Marhouma sandstone, Diagenese; The microscopic analysis

Table des matières

Dédicace	
Remerciement	
Résumé	
CHAPITRE I: GENERALITES	
I- CADRE GEOGRAPHIQUE	1
A- Situation générale des Monts d'Ougarta	1
B- Positions géographiques du secteur d'étude.....	2
II-CADRE GEOLOGIQUE.....	2
A- Cadre géologique général.....	2
B- Cadre géologique local.....	3
III- HISTORIQUE SUCCINCTE DES TRAVAUX SUR LE DEVONIEN SUPERIEUR D'OUGARTA	5
IV- OBJECTIF ET METHODOLOGIE DU TRAVAIL	6
V. NOTION SUR LES DETRITIQUES	7
CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE	
I.INTRODUCTION	14
II. LOCALISATION DE LA COUPE	14
III. DESCRIPTION LITHOLOGIQUE	16
III.1. FORMATION DES GRES DE MARHOUMA	16
A- Membre inférieur des alternances argilo-gréseuses	16
B- Membre supérieur des Alternances argilo-gréseuses	19
IV. PARTICULARITES SEDIMENTAIRES	22
Introduction.....	22
IV.1. Inventaire des SSDS dans la formation des « Grès de Marhouma ».....	22
CHAPITRE III : MICROFACIES	
I. INTRODUCTION	26
II. DESCRIPTION DES LAMES MINCES.....	26
II.1. Description des lames minces du membre inférieur	26
II.2 Description des lames minces du membre supérieur	31
III. INTERPRETATIONS	37
III.1. Milieux de dépôt	37
III.2. Interprétation diagénétique du membre inférieur	38

III.3 Interprétation diagénétique du membre supérieur38

CHAPITRE IV: COCLUSION

CONCLUSION42

Références bibliographiques

Liste de figures

Liste de tableaux.

Chapitre I
GENERALITES

CADRE GEOGRAPHIQUE

A- Situation générale des Monts d'Ougarta (Fig. 1)

Notre travail est réalisé dans la Chaîne d'Ougarta qui constitue une chaîne de montagnes, d'orientation NW-SE, située dans la partie nord-occidentale du Sahara algérien, au Sud de l'Atlas saharien. Elle est située à environ 1000 km au Sud de la ville d'Oran et 250 km au Sud de la ville de Béchar, et s'étend sur environ 450 km de long et 200 km de large, limitée au Nord, par la Hamada du Guir, au NE, par le Grand Erg occidental, au NW, par le Kem Kem et la Hamada du Draa, au SE, par le Touat et au SW, par l'Erg Iguidi et Erg Chech.

Géomorphologiquement, cette chaîne est formée par 2 faisceaux : le faisceau de la Saoura, à l'Est, qui représente les Monts d'Ougarta s.s., et le faisceau de la Daoura, à l'Ouest, qui comporte les Monts de la Daoura, le Kehal Tabelbala et le Djebel Ben Tadjine.

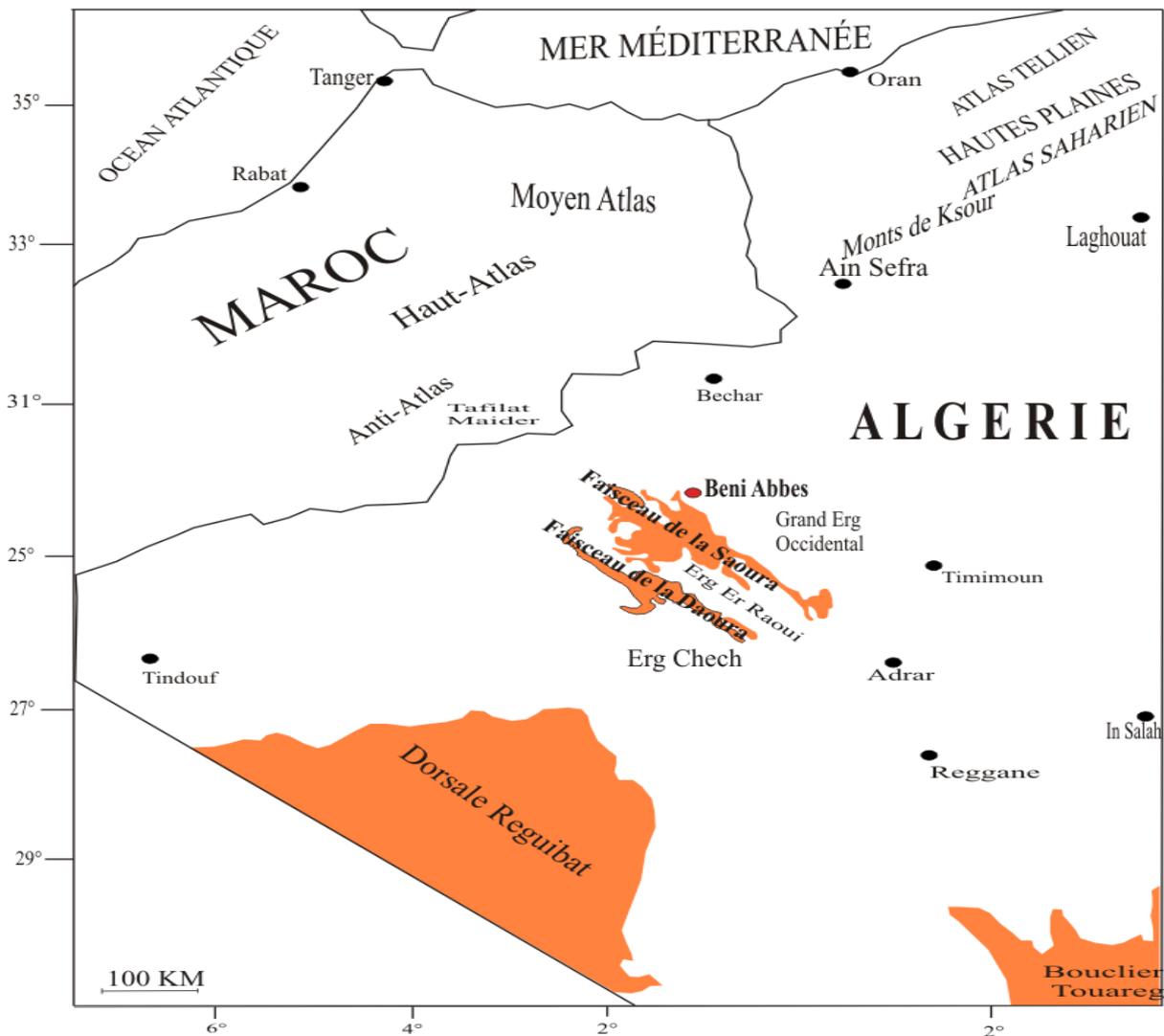


Fig. 1 : Situation géographique des monts d'Ougarta en Algérie

B- Positions géographiques du secteur d'étude :

Le secteur de Marhouma se localise sur la rive droite de l'Oued Soura, à environ 35 km Sud-Est de Beni Abbès et environ 10 km de la ville d'El Ouata. Il est bordé au Nord par Hadeb Baba Haida, au Sud par Erg Atchane, à l'Ouest par Oued Saoura et à l'Est par le Grand Erg Occidentale (Fig. 2).

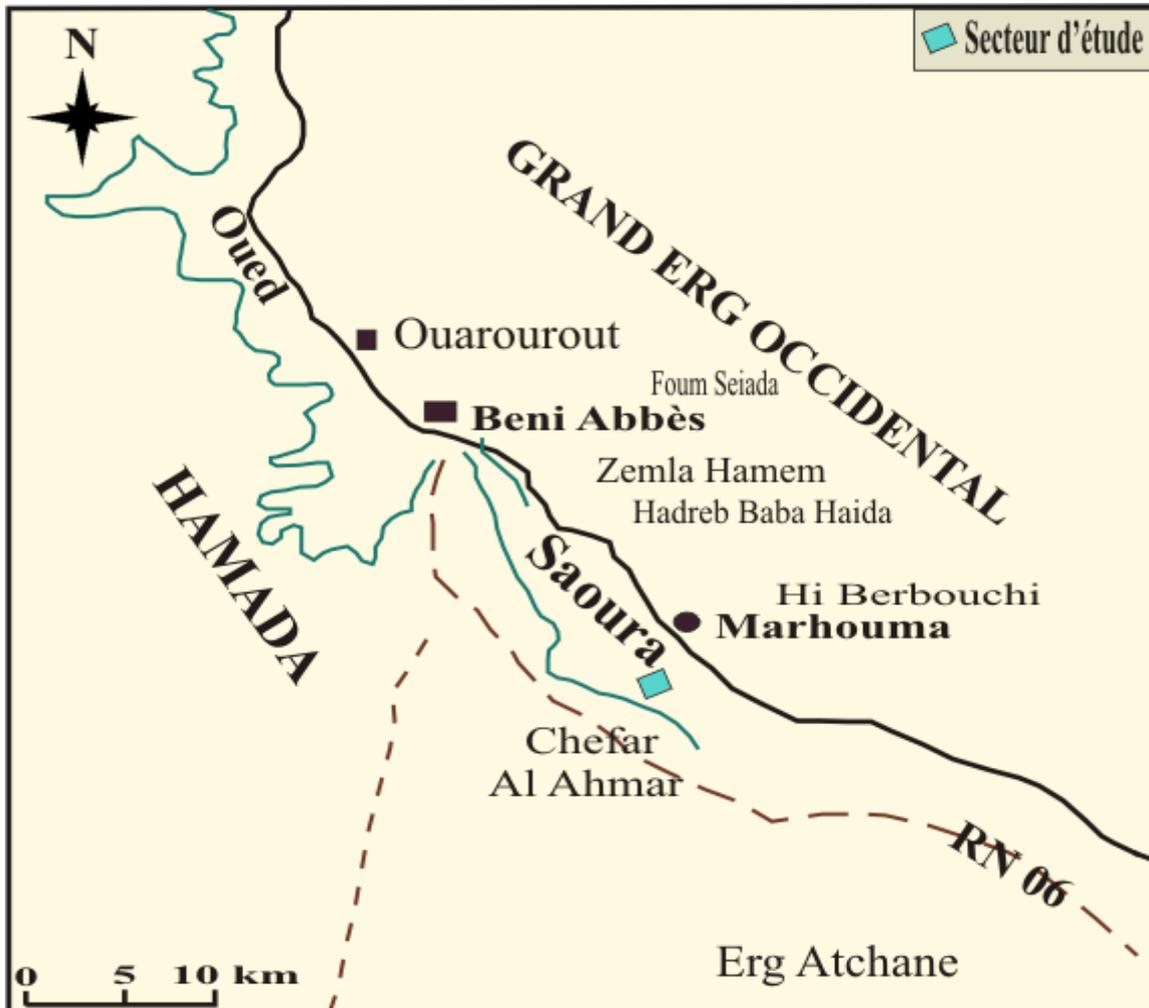


Fig. 2 : Localisation géographique et géologique de secteur d'étude (modifiée)

II-CADRE GEOLOGIQUE

A- Cadre géologique général

La Chaîne d'Ougarta constitue un aulacogène (au sens de SHATSKY, 1955 ; DONZEAU, 1974; COLOMB & DONZEAU, 1974). Elle est formée par un substratum volcanique et volcano-sédimentaire d'âge précambrien surmonté par une couverture sédimentaire allant du Cambrien jusqu'au Carbonifère (Fig. 3). Dans ce cadre géologique notre intérêt sera focalisé sur la partie du Famennien supérieure.

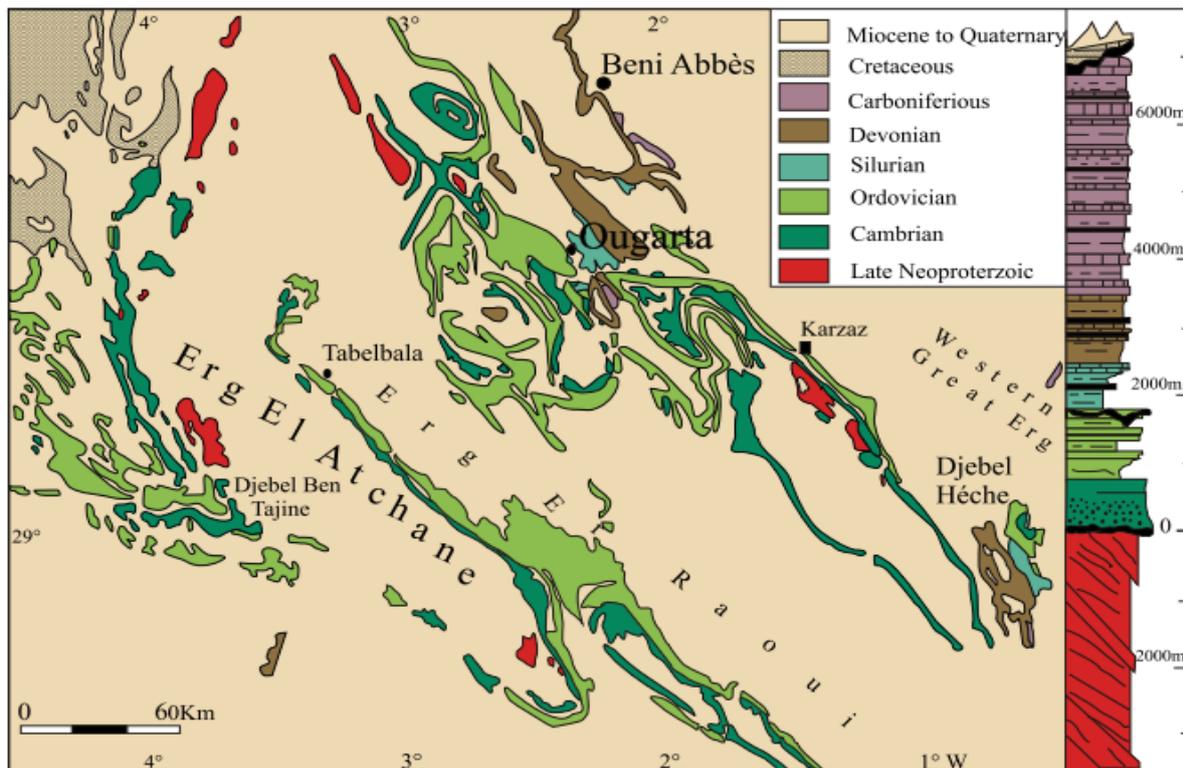


Fig. 3- Carte géologique des Monts d'Ougarta (Ghienne *et al.* 2007)

B- Cadre géologique local (Fig. 4)

Les affleurements rencontrés dans notre secteur d'étude intéressent les formations d'âge Dévonien supérieur. Il s'agit de terrain du **Famennien supérieur (zones V et VI)**, subdivisé en deux formations qui sont: **Formation des Argiles de Marhouma et les Grès de Marhouma.**

1. Argiles de Marhouma (260 m)

Elle correspond à une alternance d'argiles vertes et bariolées, d'aspect schisteux et de siltites se débitant en feuillets. La base de cette formation est matérialisée par une puissante masse argileuse suivie du faciès noduleux de type « Griotte », ensuite on a une reprise des argiles à passées de silts.

2. Formation de Grès de Marhouma : (110 m)

Elle est comprise entre deux discontinuités, une basale matérialisée par une surface irrégulière et une surface sommitale ferrugineuse et à rides dissymétriques. Cette formation est caractérisée par une alternance d'argiles et de grès en barres métriques à structures sédimentaires de déformations.

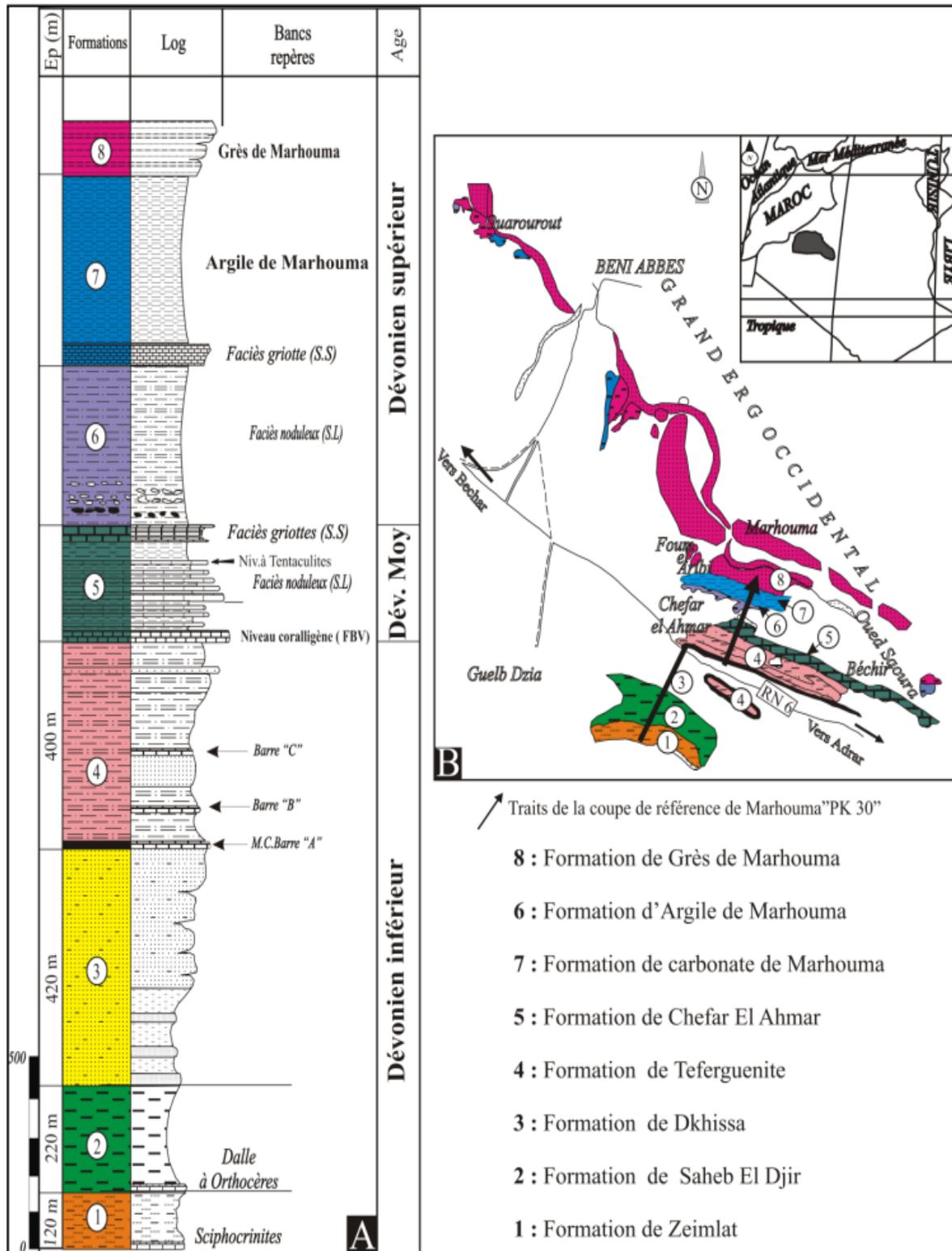


Fig. 4 : Coupe de référence et lithostratigraphie du Dévonien de l'Ougarta; (A) Succession lithostratigraphique; (B) localisation de la coupe (d'après Bastien, 1967 in Hadj Fateh, 2015).

III- HISTORIQUE SUCCINCTE DES TRAVAUX SUR LE DEVONIEN SUPERIEUR**D'OUGARTA**

Gauthier et Haug (1903, 1906) signalent la présence de terrains supposés dévoniens dans la Saoura. En 1906, Gautier récolta les premières faunes, selon lesquelles Haug (1906) a attribué l'âge Dévonien supérieur à la faune récoltée (*Goniatites*) dans la chaîne de la Saoura.

En 1974, au cours de la seconde réunion des sciences de la terre à Nancy, Weyant a signalé dans la Formation des Grès d'Ouarourout les conodontes suivants : *Pseudopolygnathus dentilineatus* (**Branson**), *Polygnathus communis* (**Branson et Mehl**), *Polygnathus* gr. *inornatus* (**Branson et Mehl**) ainsi que *Siphonodella sulcata* (**Huddel**).

En 1976, **Fabre** réalise une synthèse sur la géologie du Sahara algérien au cours du Paléozoïque. Au niveau de la coupe du km 30, cet auteur donne une idée générale sur le Dévonien.

En 1997, **Boumendjel** et al. réalisent une étude biostratigraphique des formations dévoniennes d'Ougarta (Formations de l'Oued Ali, de Dkhissa, de Teferguenite, de Chefar el Ahmar et de Marhouma) à partir de 8 coupes levées dans différents secteurs. Cette étude est basée surtout sur la faune et la microfaune.

En 2001, **Abbache** réalise un mémoire de Magister sur les calcaires « griottes » du Givétien (Dévonien moyen) et Famménien (Dévonien supérieur) au niveau de 2 secteurs différents dans la région d'Ougarta.

Bendella (2004) présenta sa thèse de Magister sur les Grès de Marhouma et d'Ouarourout (Dévonien terminal). Avec l'application du concept d'ichnofaciès, il a proposé le cône sous-marin comme un milieu de dépôt, indiqué par l'ichnofaciès à *Nereites*.

Ait Ouali & Nadjari (2007) publient le bassin d'Ougarta : une mobilité permanente au paléozoïque dans le Mémoire Service Géologique National et dans lequel est intégré un travail de **Ait Ouali** consacré aux Grès de Marhouma considéré comme un complexe deltaïque syntectonique et la fin d'une histoire géologique.

Ouali Mehadji et al. (2006). Présentent les indices de déformations synsédimentaires en contexte de surcharge vs séismes : Exemple du Dévonien terminal de l'Ougarta (Sahara Nord-Ouest) et du Lias –Dogger D'Ain-Ouarka (Atlas saharien occidentale, Algérie) dans une réunion des sciences de la Terre à Oran.

Berka (2008) présente un mémoire d'ingénieur sur les grès de Marhouma d'âge Famennien terminal, dans la région de Tamtert (El Ouata Algérie du Sud-Ouest) par l'étude lithostratigraphique et sédimentologique.

Ouali Mehadji et al. (2012) donnent une estimation de l'épaisseur réelle et des environnements des dépôts d'âge Famennien (Dévonien supérieur) de la région de Marhouma.

Bendella (2012) soutin sa thèse de doctorat sur l'évolution des traces fossile dans l'espace (Tell, Atlas, Sahara), et dans le temps en Algérie occidentale, inventaire et mise en évidence des évènement anoxique.

Bendella & Ouali Mehadji (2014) publient un article intitulé sur les traces fossiles du Dévonien supérieur de la Saoura .

Hadj Fateh (2014) présente un inventaire et interprétation des structure de déformation (soft sédiment déformation structur) des grès de Marhouma (Famennien) dans la cluse de Marhouma (Soura).

Mahboubi (2015) soutint sa thèse de doctorat sur les microfaunes (conodontes, foraminifères) et environnement au Dévonien supérieur du Sahara algérien nord-occidental.

Enfin, en 2019, **Abbache** étudie la paléobiodiversité et les évènements eustatiques au cours du Dévonien supérieur, depuis Ben-Zireg au Nord, jusqu'au Gourara au Sud, en passant par la coupe du « km 30 », près de Beni Abbès. Il montre une différenciation des aires sédimentaires à faciès griottes au Nord par rapport aux ensembles argilo-gréseux, équivalents, de la zone méridionale du Sahara qui semble bien calquer sur un morcellement du socle.

IV- METHODOLOGIE DU TRAVAIL

Le travail est subdivisé en trois parties importantes

A- La documentation : consacrée à la collecte des informations et des données antérieures concernant la région d'étude.

B - Sur le terrain : basé sur la reconnaissance des différentes séries géologique composant la région d'étude, à partir de la réalisation d'un trait de coupe géologique, et surtout sur les observations des successions faciologiques.

C - le travail de laboratoire: La préparation et la confection des lames minces ont été faites au niveau du laboratoire de géologie de l'université d'Oran 2. Après le choix des échantillons, 18 lames minces ont été réalisées pour l'étude microscopique détaillée.

V. NOTION SUR LES DETRITIQUES

Introduction

Les sédiments silico-clastiques sont un groupe diversifié de roches, allant des mudrocks à grain fin, en passant par les grès, les conglomérats et les brèches à grain plus grossier. Lorsqu'elles proviennent de l'érosion de la surface terrestre, elles constituent les particules terrigènes. Les sédiments sont composés en grande partie de grains (notamment de minéraux silicatés et de fragments de roche), dominés par des silicates, notamment du quartz pour les fractions grossières des sédiments, et des minéraux argileux (phyllosilicates) pour les fractions fines. Ce sont donc essentiellement des particules silico-clastiques. (Tucker, 2003)

Les grains clastiques sont libérés par des processus d'altération mécaniques et chimiques, puis transportés vers le site de dépôt par divers mécanismes, notamment le vent, les glaciers, les courants fluviaux, les vagues, les courants de marées, les coulées de débris et les courants de turbidité. La composition des sédiments silico-clastiques est le reflet des processus d'altération, déterminés en grande partie par le climat et la géologie de la zone source (la provenance des sédiments). (Tucker, 2003)

Les zones sources sont généralement les hautes terres, les régions montagneuses subissant un soulèvement, mais les détritiques peuvent également être fournis par l'érosion dans les basses terres et les zones côtières. La composition des sédiments est également affectée par la distance de transport des sédiments et par les processus diagénétiques. (Tucker, 2003)

A- Les Grès sont composés de cinq ingrédients principaux : des fragments de roches (lithiques grains), grains de quartz, grains de feldspath, matrice et ciment. La matrice se compose de minéraux argileux et de quartz limoneux, et dans la plupart des cas ce grain fin de la matière se dépose avec les grains de sable. Le ciment est précipité autour et entre les grains, également pendant la diagenèse ; les agents de cimentation courants sont le quartz et calcite. L'hématite diagénétique colore un grès en rouge. (Tucker, 2003)

La composition du grès est en grande partie le reflet de la géologie et du climat de la zone source. Certains grains et minéraux sont mécaniquement et chimiquement plus stables que les autres minéraux, par ordre décroissant de stabilité, sont quartz, muscovite, microcline, orthose, plagioclase, hornblende, biotite, pyroxène et olivine. Un concept utile est celui de la maturité compositionnelle : les grès immatures contiennent de nombreux grains instables (fragments de roche, feldspaths et minéraux mafiques) qui se déposent à proximité de la zone source, Les grès matures sont constitués de quartz, d'un peu de feldspath et quelques fragments de roche, alors que les grès surmaturés sont presque entièrement constitués de quartz résultant du transport à longue

distance et de nombreux remaniements. Les minéraux présents dans un grès dépendent donc de la géologie de la zone source, de son degré d'altération et de la longueur du chemin de transport.

La classification acceptée des grès est basée sur les pourcentages de quartz (+chert), feldspath, fragments de roche et matrice dans la roche (Fig. 5). Grès contenant un composant supplémentaire non détritique, tel que le carbonate les grains (ooïdes, bioclastes, etc.), sont appelés grès hybrides. (Tucker, 2003)

La composition d'un grès est basée sur une analyse modale déterminée à partir d'une section mince de la roche en utilisant un microscope pétrographique et un compteur de points. Sur le terrain, il est souvent possible d'évaluer la composition et de donner aux grès un nom grâce à un examen minutieux avec une loupe. Cela peut être vérifié plus tard au laboratoire lorsqu'une lame mince est disponible. Avec une loupe, tenter d'estimer la quantité de matrice présente dans un grès et ainsi déterminer s'il s'agit d'une arénite (un grès propre) ou d'un wacke (>15% matrice, un grès boueux). (Tucker, 2003)

La nature des grains eux-mêmes est mieux déterminée à partir de leur fracture surface. Les graphiques en pourcentage de la Fig. 6 peuvent être utilisés pour estimer les proportions des divers constituants présents. (Tucker, 2003)

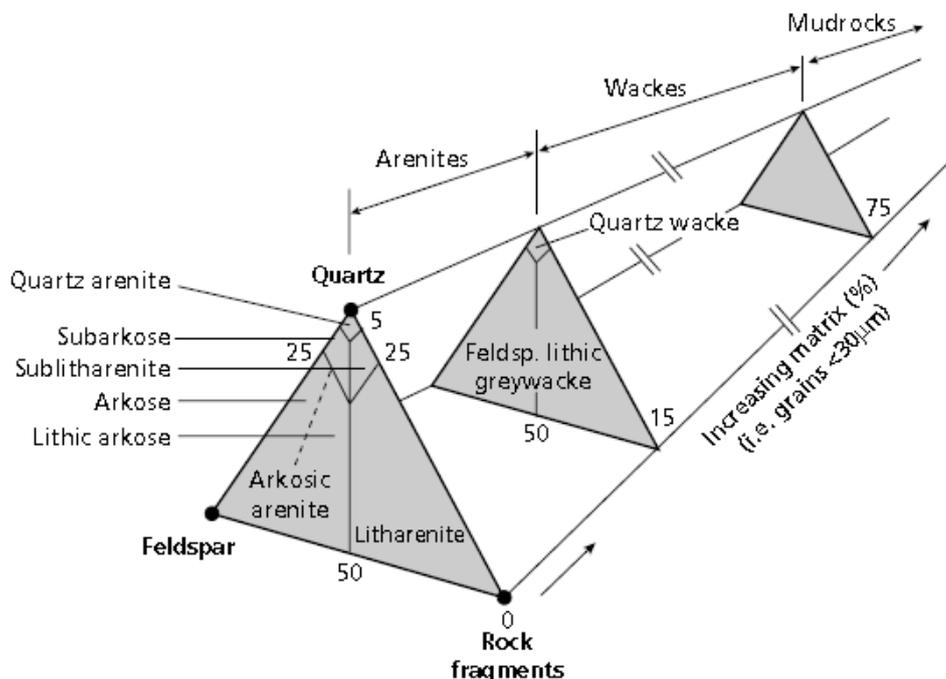


Fig. 5 : Classification de Grès (Pettijohn *et al.*, 1987).

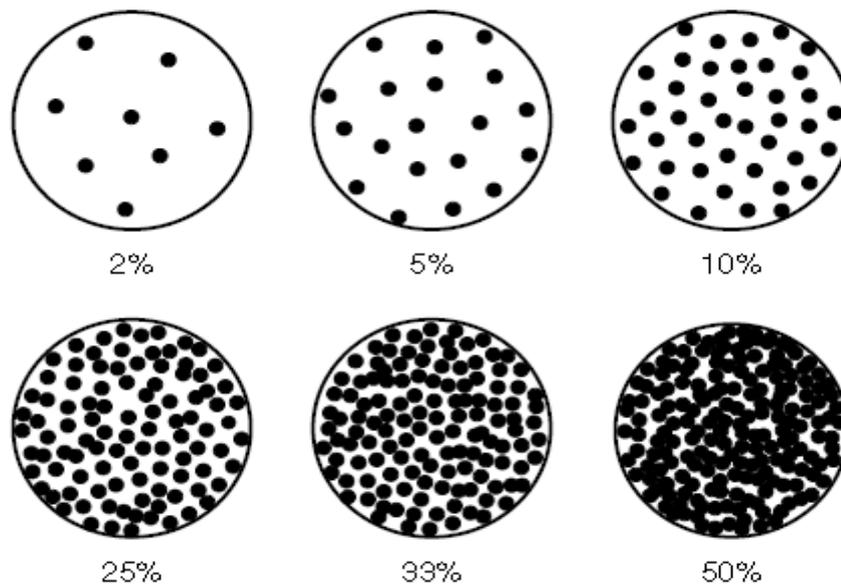


Fig. 6 : Graphiques d'estimation des pourcentages. À utiliser pour donner une estimation approximative du pourcentage de grains ou de bioclastes (fossiles) ou de cristaux (etc.) présents dans la roche. (Tucker, 2003)

Les grains de quartz apparaîtront laiteux à clairs et vitreux, sans surfaces de clivage mais avec des fractures. Les grains de quartz ont généralement une surcroissance de ciment de quartz autour d'eux et cela aura des surfaces cristallines plates, reflétant la lumière. Les grains de feldspath sont généralement légèrement à totalement remplacés par des minéraux argileux, de sorte qu'ils n'ont pas l'apparence vitreuse du quartz; ils sont généralement de couleur blanche, peut-être rose. Les surfaces de clivage et/ou les plans sont généralement visibles sur les surfaces de fractures, car ils réfléchissent la lumière. Dans de nombreux grès à l'affleurement, les grains de feldspath ont été dissous, laissant un aspect poreux, dominé par le quartz, donnant un grès généralement friable. Les grains lithiques (fragments de roches) peuvent être reconnus par leur caractère composite et peuvent présenter des altérations (en chlorite par exemple). Parmi les micas, la muscovite se reconnaît à son gris argenté et de nature feuilletée, et la biotite moins commune par sa couleur brun-noir. (Tucker, 2003)

1- Pétrographie et origine des principaux types de grès

Les quatre types courants de grès sont l'arénite de quartz, arkose, litharénite et grauwacke. Ils sont typiques de certains milieux de dépôt, mais en raison du contrôle de la provenance sur la

composition du grès, ils ne sont pas limités à un seul milieu de dépôt. Ils reflètent la géologie de la zone d'origine dans une plus ou moins grande mesure, selon sur l'altération et le relief.

1.1- Arénites quartzifères

Composition surmature et propre, ces grès sont typiques, mais non limité aux environnements marins peu profonds à haute énergie, et aussi éoliens de sable (soufflées par le vent) dans les déserts. Les structures sédimentaires sont communes, en particulier la stratification croisée, à petite, moyenne et grande échelle. Comme seul le quartz est présent, la couleur des arénites quartzifères est généralement blanc ou gris pâle, en particulier ceux des environnements marins peu profonds. Les arénites quartzifères sont généralement rouges en raison de la présence d'hématite finement disséminée qui enrobe les grains. Les ciments de quartz et de calcite sont communs.

Les arénites quartzifères se forment également par lessivage d'un sédiment, d'où les grains instables sont dissouts. Ganister, un type de sol se trouve sous des filons de charbon et contenant des radicules (stries organiques noires), se forme ainsi. (Tucker, 2003)

1.2-Arkoses

Les arkoses se reconnaissent au pourcentage élevé de grains de feldspath, bien qu'à l'affleurement, ceux-ci peuvent être altérés, notamment en kaolinite (un minéral d'argile blanche). De nombreuses arkoses sont rouges ou roses, en partie à cause de la présence de feldspaths roses mais aussi par pigmentation d'hématite. Certaines arkoses à gros grains ont l'air comme des granites jusqu'à ce qu'on distingue les lamines. Dans de nombreux cas, les grains sont sub-angulaires à sub-arrondis et le tri est modéré ; une quantité considérable de matrice peut être présente entre les grains. Érosion et dépôt relativement rapides sous un climat semi-aride produit de nombreuses arkoses. Systèmes fluviaux (système alluvial, réseau en tresse) sont des environnements de dépôt typiques pour les arkoses, en particulier si des granites et des granites–gneiss sont exposés dans la zone source. (Tucker, 2003)

1.3- Les litharénites

Les litharénites sont très variables en composition et en apparence, liés en grande partie aux types de fragments de roche présents. Dans les phyllarénites, des fragments de roches sédimentaires argileuses sont dominantes, et dans les calcilithites, les calcaires en fragments prédominant. Les grains lithiques d'origine ignée et métamorphique sont communs dans certaines litharénites. Sur le terrain, il suffit généralement d'identifier la roche comme étant une litharénite ; un classement plus précis devrait découler d'une étude pétrographique. De nombreuses litharénites sont des sédiments deltaïques et fluviaux, mais ils peuvent être déposés dans n'importe quel environnement. (Tucker, 2003).

1.4- Les grauwackes

Les grauwackes sont pour la plupart des roches dures, de couleur gris clair à foncé, avec une matrice abondante. Le feldspath et les grains lithiques sont communs et souvent clairement identifiables avec une loupe. Bien que les grauwackes ne soient pas limités sur le plan environnemental, ils ont été déposés par les courants de turbidité dans des bassins d'eau relativement profonds et montrent ainsi des structures sédimentaires typiques des turbidites. Les grauwackes sont généralement gradés vers le haut dans les mudrocks. (Tucker, 2003)

	L'arénite de quartz	Arkose	grauwackes
SiO ₂	95,4	77.1	66.7
Al ₂ O ₂	1,1	8.7	13.5
Fe ₂ O ₂	0,4	1.5	1.6
FeO	0.2	0.7	3.5
MgO	0.1	0.5	2.1
CaO	1.6	2.7	2.5
Na ₂ O	0.1	1.5	2.9
K ₂ O	0.2	2.8	2.0
TiO ₂	0.2	0.3	0.6

Tableau 1 : Composition chimique moyenne des trois types de grès : quartz arénite, arkose et grauwacke (de Pettijohn et al. 1987).

B- Les Mudrocks sont les plus abondantes de toutes les lithologies mais elles sont souvent difficiles à décrire sur le terrain en raison de leur granulométrie fine. Mudrock est un terme général désignant les sédiments composés principalement de limon (4 à 62 µm) et d'argile (<4 µm) pour la taille des particules. (Tucker, 2003)

Les siltites et argilea sont à respectivement par des matériaux limoneux et argileux. (Tucker, 2003)

Les argiles peuvent être reconnues par leur granulométrie extrêmement fine et leur aspect généralement homogène. (Tucker, 2003)

Les mudstones ne sont pas fissiles et beaucoup ont une texture. L'argilite fait référence à un mudrock plus induré, tandis que l'ardoise possède un clivage. Une marne est un mudrock calcaire. (Tucker, 2003)

Les mudrocks sont principalement composés de minéraux argileux, de quartz limoneux et d'autres minéraux qui peuvent être présents. La matière organique peut atteindre des proportions variables, et avec l'augmentation de la teneur en carbone, le mudrock devient de couleur plus foncée et éventuellement noire. Les nodules se développent dans les mudrocks, généralement de calcite, de dolomie, de sidérite ou de pyrite. Les fossiles sont présents dans de nombreux mudrocks, y compris les microfossiles, qui doivent être extraits en laboratoire. Cependant, les macrofossiles sont généralement brisés et comprimés par compactage du mudrock pendant l'enterrement. (Tucker, 2003)

Les mudrocks peuvent être déposés dans pratiquement n'importe quel environnement, en particulier plaine inondable fluviale, lac, rivage à faible énergie, lagune, delta, plateforme marine et bassin océanique profond. Le contexte sédimentologique des mudrocks, avec son contenu fossile, sont importants pour leur interprétation environnementale. Sur le terrain, une fois déterminé le type de mudrock présent, il peut être décrit par l'utilisation d'un ou deux adjectifs. (Tucker, 2003)

Mudrock	Possibilités et termes descriptifs
A- noter la couleur	gris, rouge, noir, vert, marbré, marbré
B- Voir les cassures du Mudrock	fissile (schiste), non fissile (mudstone), en blocs, terreux, papyracé, clivé (ardoise)
C- Rechercher structures sédimentaires	litées, stratifiées, bioturbées, radicales, massif (apparemment sans structure)
D- Vérifier les minéraux non argileux présents	quartzitique, micacé, calcaire, gypsifère, pyriteux, sidérite, etc.
E- Évaluer le contenu organique	riches en matières organiques, bitumineuses, carbonées, organique-pauvre
F- Rechercher des fossiles	les fossilifères, graptolitiques, ostracodes, etc.

Tableau 2 : Caractéristiques à noter dans la description des mudrocks. (Tucker, 2003)

C. Compaction des grès

Pseudo-matrice (= *pseudomatrix*) :

C'est un processus qui comprend une partie mécanique de compactage pour la formation de pseudomatrice, c'est-à-dire une matrice formée par la déformation pseudo-plastique et la compression des grains ductiles entre grains rigides ; (Saigal *et al.*, 1988 ; Morad *et al.*, 1990). dissolution des grains (feldspaths, fragments de roche, intraclastes de boue, bioclastes calcaires, minéraux lourds, et micas) (Morad, 1998) et formation de minéraux qui obturent les pores. Parmi ces minéraux, la smectite, oxyde ou oxy-hydroxyde de fer et argiles riches en fer. La présence de pseudomatrice est fréquente dans les environnements turbidites, grès alluviaux et deltaïques. Ce phénomène a une influence sur la qualité du réservoir surtout sur la porosité et la perméabilité pendant la phase de l'enfouissement.

Le réarrangement mécanique provoque des contacts de type concave-convex ou de surface (selon un axe) et de type suturation (sutures entre grains de quartz) par compaction chimique (Chen *et al.*, 2020).

Processus	Principaux paramètres de contrôle	Faciès de dépôt	Impact sur la qualité du réservoir
Compactage mécanique et formation de pseudomatrice	Abondance de grains lithiques ductiles, intraclastes de boue, ou glauconie	Turbidite, alluvial, grès deltaïques et grès marins peu profonds.	Perte rapide de porosité et perméabilité pendant l'enfouissement

Tableau 3 : Caractéristiques des pseudomatrices (Morad *et al.*, 2000 ; Worden & Morad, 2003).

CHAPITRE II
LITHOSTRATIGRAPHIE

I. Introduction :

Ce chapitre présente une étude descriptive de la succession lithologique de la Formation des Grès de Marhouma dans la Saoura.

Nous avons levé une coupe géologique détaillée (banc par banc) avec description des faciès rencontrés pour servir de base à une investigation microscopique (microfaciès) afin d'identifier les caractéristiques pétrographiques, qui seront combinées aux structures sédimentaires identifiées pour proposer des interprétations hydrodynamiques et paléo-environnementales.

II. Localisation de la coupe :

La coupe étudiée est levée sur la rive de droite de l'Oued Saoura dans le Khneg de Marhouma.

Elle correspond à la Formation des grès de Marhouma d'âge Strurien (Dévonien supérieur), subdivisée en deux membres : i) Membre inférieur à débrites (30 m) et Membre supérieur à grès chenalisés (80 m) (Ouali Mehadji *et al.*, 2012).

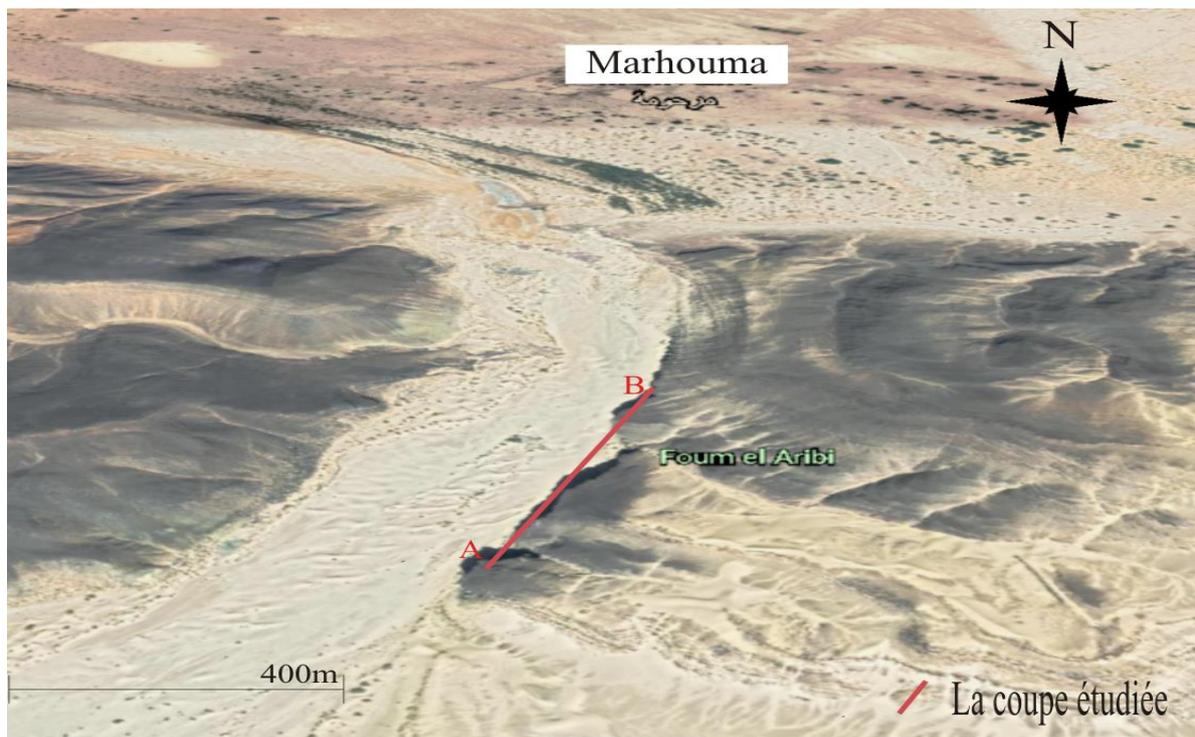


Fig. 7 : Localisation géographique de la coupe.

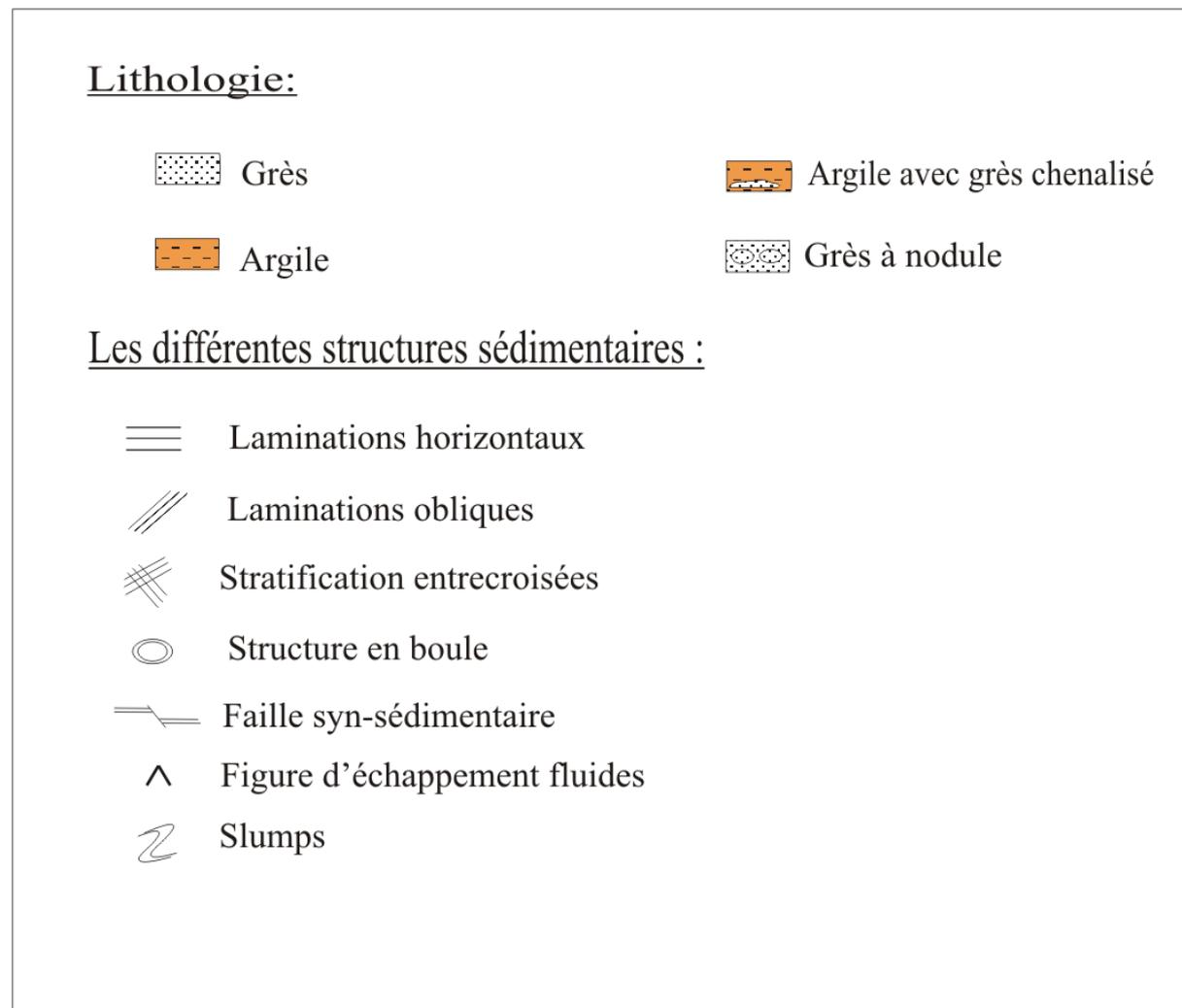


Fig. 8 : Symboles et figurés utilisés dans la coupe.

III. Description lithologique :

La Formation des Grès de Marhouma *sensu* Ouali Mehadji et al. (2012) est équivalente aux Grès de Ouarourout au sens de Poueyto (1965) et Bastien *et al.* (1965) du secteur de Ouarourout (7 km NW de Béni-Abbès) et que certains auteurs (Abbache *et al.*, 2019) ont appliqué au secteur de Marhouma.

Nous adoptons la nomenclature proposée par Ouali Mehadji *et al.* (2012).

III.1. Formation des Grès de Marhouma (98 m)**A. Membre inférieur des Alternances argilo-gréseuses (20 m)**

A la base, une combe d'argiles admet des passées centimétriques de silts à patine noire (1 à 2 cm) surmontée directement par une alternance Argiles/grès ; les bancs de grès sont décimétriques (0,30 à 1,50 m), à patine généralement noire à beige à part le niveau Ei3 à Ei4 qui montre une patine jaune à vert-olive (Pl. I, A). Certains bancs se distinguent par la présence de boules donnant un aspect noduleux (Pl. I, B). A la base, les bancs sont massifs ou à laminations obliques à faible angle devenant horizontales à partir du banc Ei4 et dans la majeure partie sauf quelques structures de déformations (*Soft Sediment Deformation Structure* SSDS) dont des figures d'échappement de fluide (Pl. I, C), et des failles syn-sédimentaires qui parcourent tout le membre (Pl. I, D).

Faciès noirâtre (PL.I. E)	Faciès verdâtre (PL.I. F)
présence d'échappement de fluide	Banc relativement régulier
Plus dur	moins dur
massif ou à laminations	massif ou à laminations
Présence d'oxydes de fer	Pas d'oxydes de fer
L'épaisseur des bancs (0,30 à 1,70 m)	L'épaisseur moins importante (0,15 à 0,60 m)

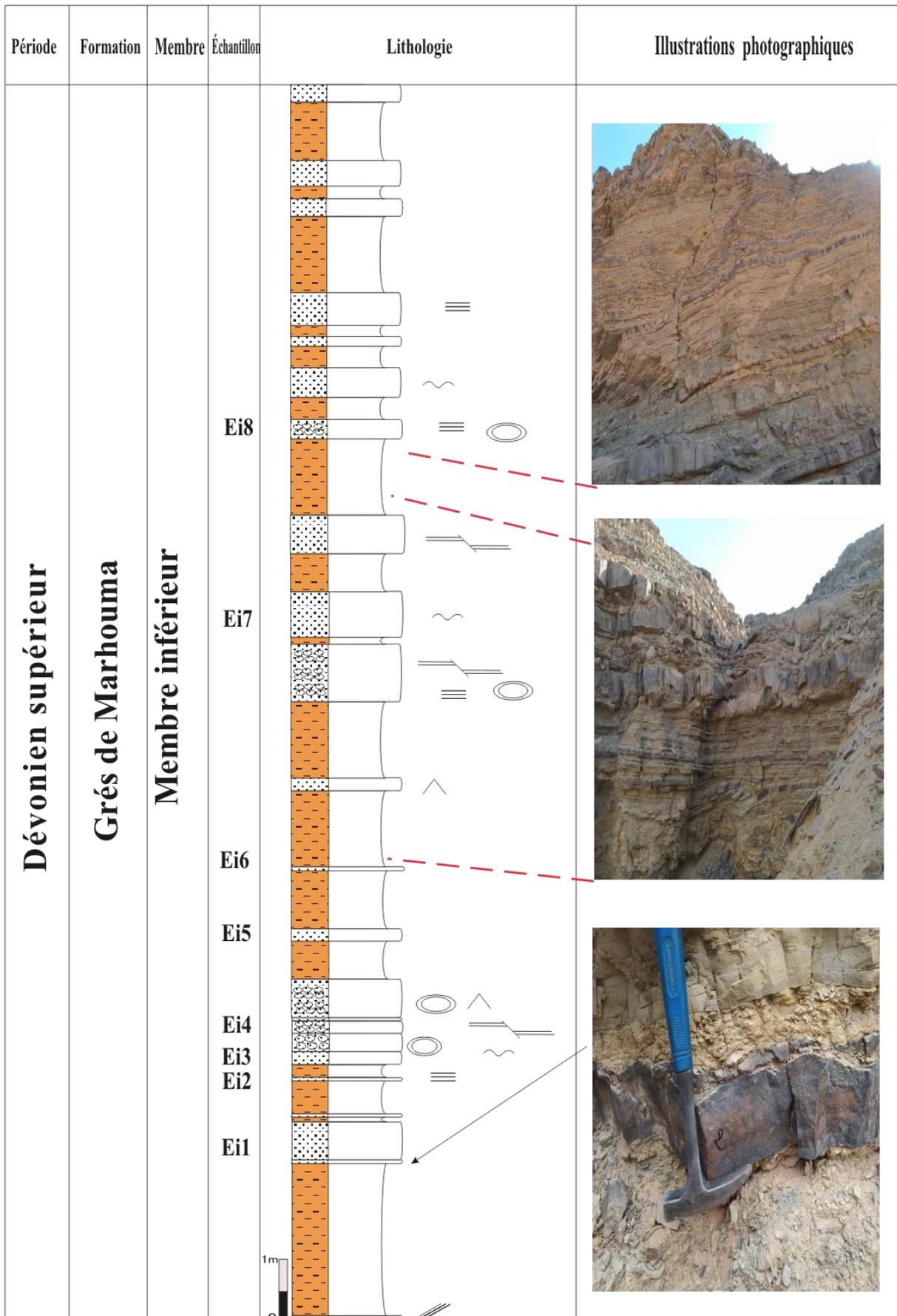


Fig. 9 : Colonne lithologique du membre inférieur de la formation des Grès de Marhouma.

B. Membre supérieur des Alternances argilo-gréseuses (78.7m) :

Ce membre est représenté par une alternance d'argiles verdâtres parfois d'aspect schisteux d'épaisseur centimétrique à métrique (0,35 à 4 m) et des bancs de grès, noirâtre à brun, d'ordre centimétriques à métriques (de 0,05 à 1,2 m).

Les bancs sont représentés par des grès fin, massif (Pl. II, A), strato-croissants, parfois à nodules (Pl. II, B). Certains niveaux chenalisés (Pl. II, C) sont représentés par des paquets de grès séparés par des interlits argileux, avec des grès à matrice argileuse, de couleur noirâtre à la patine et grisâtre à la cassure, à paillettes de micas. La surface sommitale de certains bancs est marquée par des rides de courants symétriques (Pl. II, D) et la partie basale est souvent irrégulière et érosive, associée essentiellement à des *load-casts* (Pl. II, E). On rencontre souvent dans ces grès des structures primaires telles que : les laminations horizontales, obliques (Pl. II, F), entrecroisés, des figure d'échappements de fluides et quelques rares traces d'activité biologique par apport au membre inférieur.

Dans ce membre on remarque la présence de failles syn-sédimentaire de type normale et inverse.

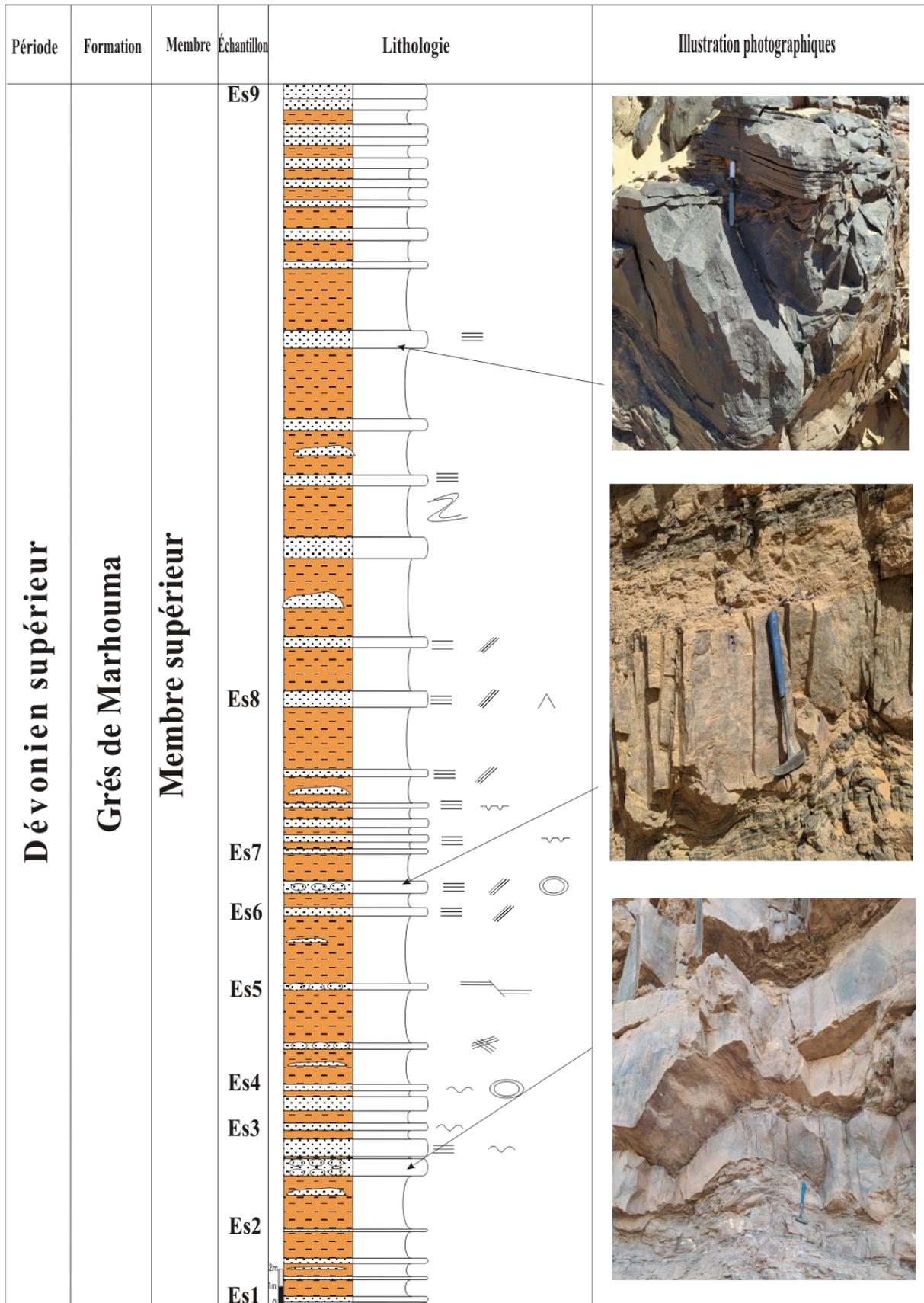


Fig. 10 : Colonne lithologique du membre supérieur de la Formation des Grès de Marhouma.

IV. Particularités sédimentaires :

Les alternances argilo-gréseuses de la formation des « Grès de Marhouma » sont caractérisées par des structures sédimentaires remarquables soulignées par plusieurs auteurs (Fabre, 2005 ; Belkacemi, 2011 ; Ouali Mehadji et al., 2012 ; Hadj-Fateh, 2015) dont les structures sédimentaires de type SSDS et des indices de tectoniques synsédimentaires actives (failles, plissements).

Introduction :

Le terme « *soft sedimentary deformation structures* » ou « SSDS » est couramment utilisé vaguement pour indiquer les déformations qui reflètent des processus de déformation qui ont affecté les sédiments encore non lithifiés. Ces structures de déformation sédimentaire sont liées à des mécanismes qui sont responsables de ces déformations dont certains identifiés par Lowe (1975) comme :

- La liquéfaction qui correspond à la perte de la pression interstitielle.
- La fluidification qui correspond à l'injection d'un fluide vers le haut qui provoque l'effacement total des structures primaires.
- Déformation hydroplastique qui correspond à la déformation des grainstones (*grain-supported*) de sédiment non lithifiés.
- Microfracturation lors d'un séisme, c'est la somme des déplacements centimétriques à plurimétriques sur les plans de faille qui rend compte du rejet de la faille majeure.

IV.1. Inventaire des SSDS dans la formation des « Grès de Marhouma » :

Les structures de déformation synsédimentaires sont classées selon les critères morphologiques.

A. Les structures de charge (*load cast*) :

Ces structures sont abondantes dans la formation étudiée. Les structures de charge se produisent le plus souvent sur les surfaces inférieures des lits de grès à grains fins, sous forme d'irrégularités concaves, d'une taille comprise entre 10 et 20 cm (Fig. 6).

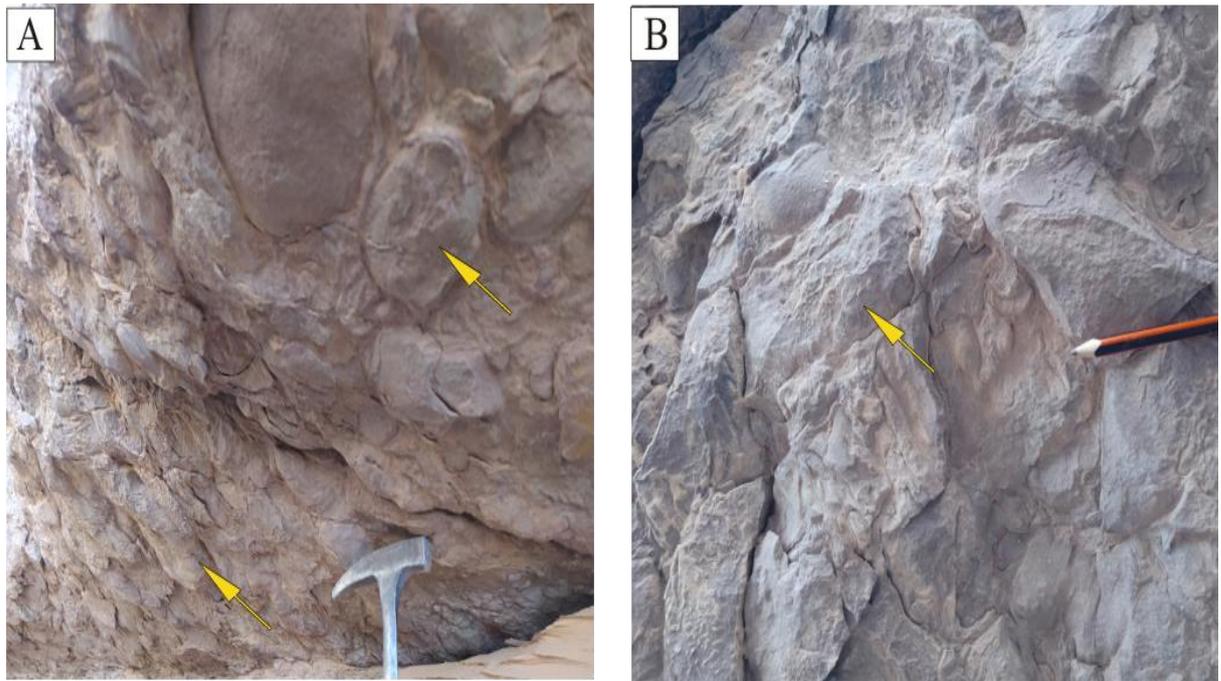


Fig. 11 : Structure de charge (*Load-cast*) ; (A) *load-cast* dans le membre inférieur ; (B) *load-cast* dans le membre supérieur.

B- Les slumps :

Phénomène sous aquatique de glissement en masse de sédiments encore gorgés d'eau (glissement syn-sédimentaire), qui donne naissance à des plis ou à des brèches intra-formationnels. Son déterminisme est encore mal connu ; on a parfois constaté sa relation avec des séismes. Il ne semble pas qu'il exige des pentes très importantes (quelques degrés). Leur échelle est très différente (métrique à pluri-métriques, 0.7 à 4m).



Fig. 12 : Slump dans les argiles du Membre supérieur

C- Les structures en « boules et coussins » :

Ces structures caractérisent généralement l'interface des bancs, et montrent une morphologie en forme de boule et/ou coussin de petites tailles (comprise entre 5 et 7 cm), non jointive. Elles caractérisent les membres inférieur et supérieur. Elles sont associées à des structures sédimentaires telle que les laminations horizontales.

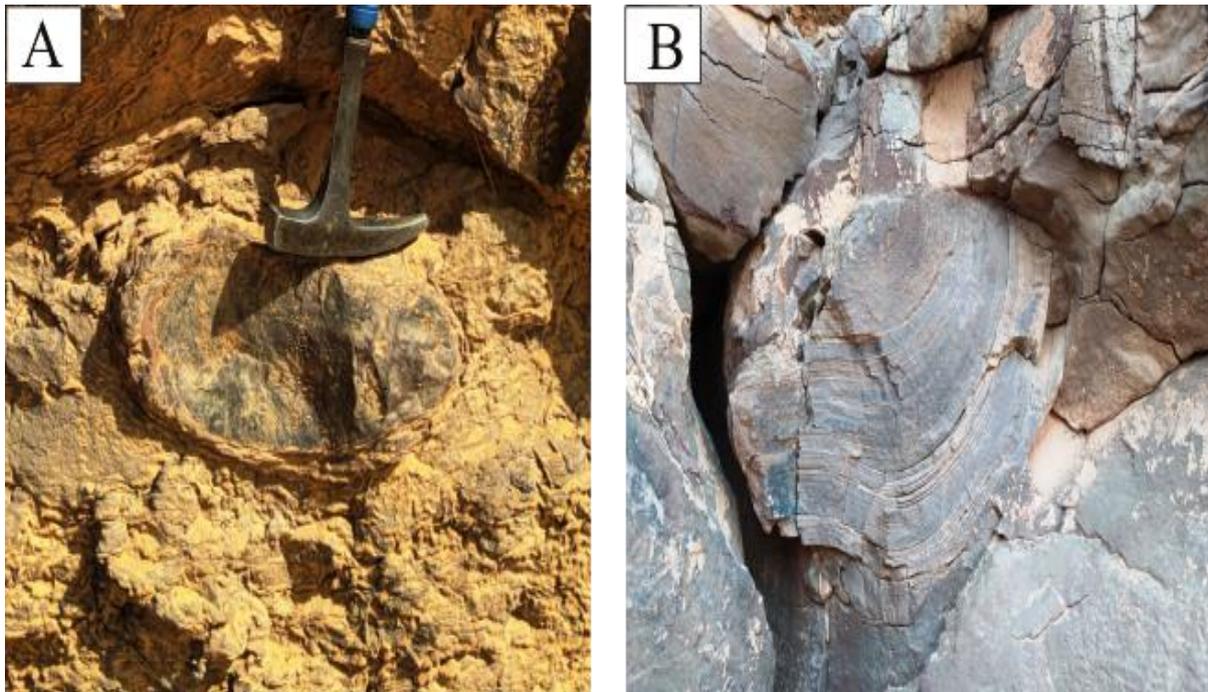


Fig. 13 : Les structures en boules et coussins. (A) structure en boule ; (B) structure en coussin.

D- failles syn-sédimentaires :

Ces failles s'enregistrent dans les membres inférieur et supérieur de la formation des grès de Marhouma. Les failles engendrent un déplacement vertical ou sub-vertical des compartiments de 15 à 20 m, soit encore au niveau des bancs où l'on observe des fractures normales et inverses. Dans le Membre inférieur, un ensemble de failles se combine en une structure (appelée structure en « dos de tortue », Ouali Mehadji et al., 2012) qui correspondrait à des failles polygonales très répandues dans les ensembles sédimentaires à échappements de fluides.

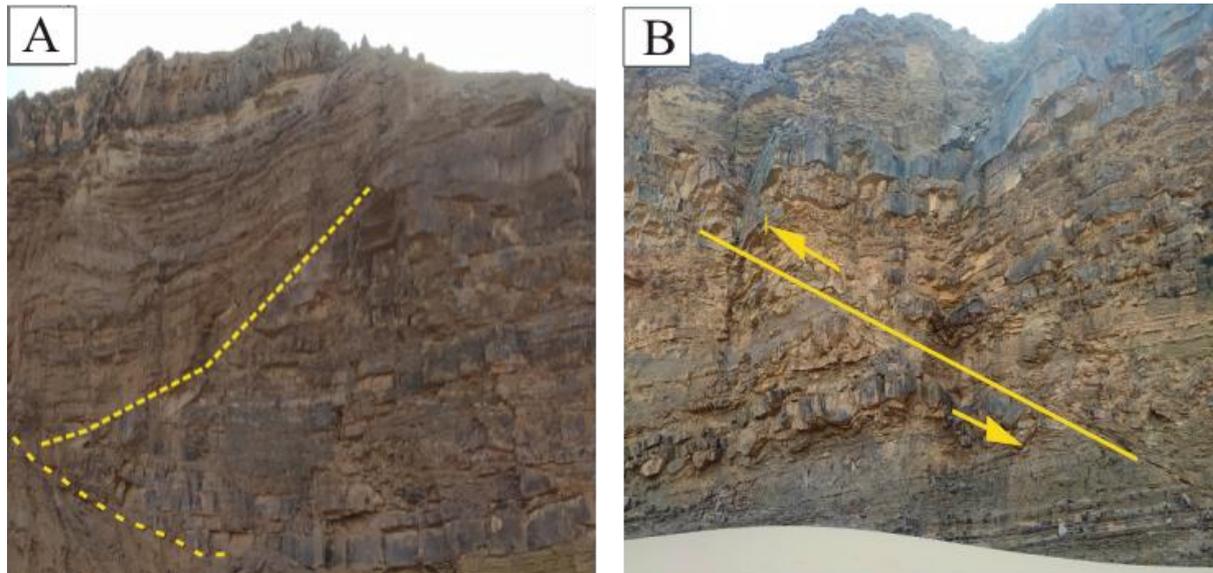


Fig. 14 : les failles synsédimentaires ; (A) faille synsédimentaire dans le membre inférieur (en dos de tortue) ; (B) faille synsédimentaire dans le membre supérieur.

E- Structures d'échappement de fluides :

Ces structures sont caractérisées par des lamines soulevées et écartées. Il s'agit d'un échappement ou expulsion d'un fluide (avant lithification) où les éléments constitutifs suivent l'itinéraire de l'expulsion et l'ascension du fluide. Ce soulèvement atteint les 15cm de hauteur et l'écartement avoisine les 4 cm de largeur



Fig. 15 : Structures d'échappement de fluide.

Chapitre III
MICROFACIES

I. Introduction :

Les études pétrographiques sur la nature et la distribution des constituants sédimentaires (leurs formes, leur textures...) sont susceptibles d'apporter des informations sur la genèse des faciès. Notre investigation sur les microfaciès des grès de Marhouma, sous le microscope optique, de chaque lame mince, est basée sur la description des formes des grains, la nature minéralogique, le pourcentage de chaque minéral et le liant (ciment ou matrice). Il n'est pas possible d'avoir une estimation précise en trois dimensions de la sphéricité, on observe alors tous les degrés d'arrondi, cette propriété peut être estimée de façon approchée dans deux directions. Plus de 17 Echantillons ont été examinés du point pétrographique, et les résultats d'analyses ont été portés sur des tableaux et appuyés par des planches-photos.

II. Description des lames minces :

II.1. Description des lames minces du membre inférieur :

Lame mince N01 (Ei1) : (Fig. 16)

Grains de quartz (QZ) 25 % (Fig. 16A) de taille 0.02mm à 0.22mm, et donc fin à moyen, associés à des minéraux secondaires dont la muscovite (Mus) (Fig. 16A). La matrice représente 70 %, argileuse, hematisée par endroits. On souligne une bioturbation légère. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, avec en certains endroits des contacts grain-matrice. Le contact entre les grains de quartz est de type grain-grain point, parfois de type long ou surface régulière.

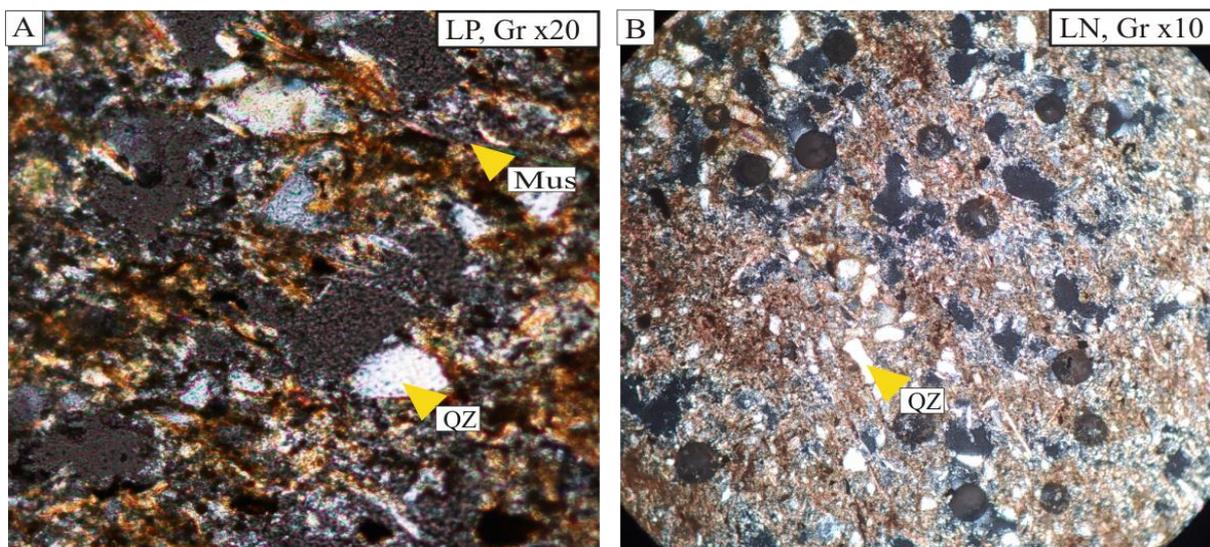


Fig. 16 : Photomicrofaciès de la lame Ei1, membre inférieur des Grès de Marhouma. A. QZ= quartz ; Mus= muscovite. B. QZ= quartz

Lame mince N02 (Ei2) : (Fig. 17)

Grains de quartz (QZ) 80 % (Fig. 17) de taille 0.02 à 0.3 mm, associés à des minéraux secondaires (muscovite (Mus)) La matrice 15 % est argileuse de couleur marron, hematisée. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, à contacts de type grain-grain point, parfois on observe un contact à surface régulière , ou de type concavo-convexe et rarement de type suturé. On peut observer aussi en certains endroits, un contact grain-matrice(Fig. 17B) Pseudomatrice argileuse fréquente entre les grains rigides et légère flexion de la muscovite.

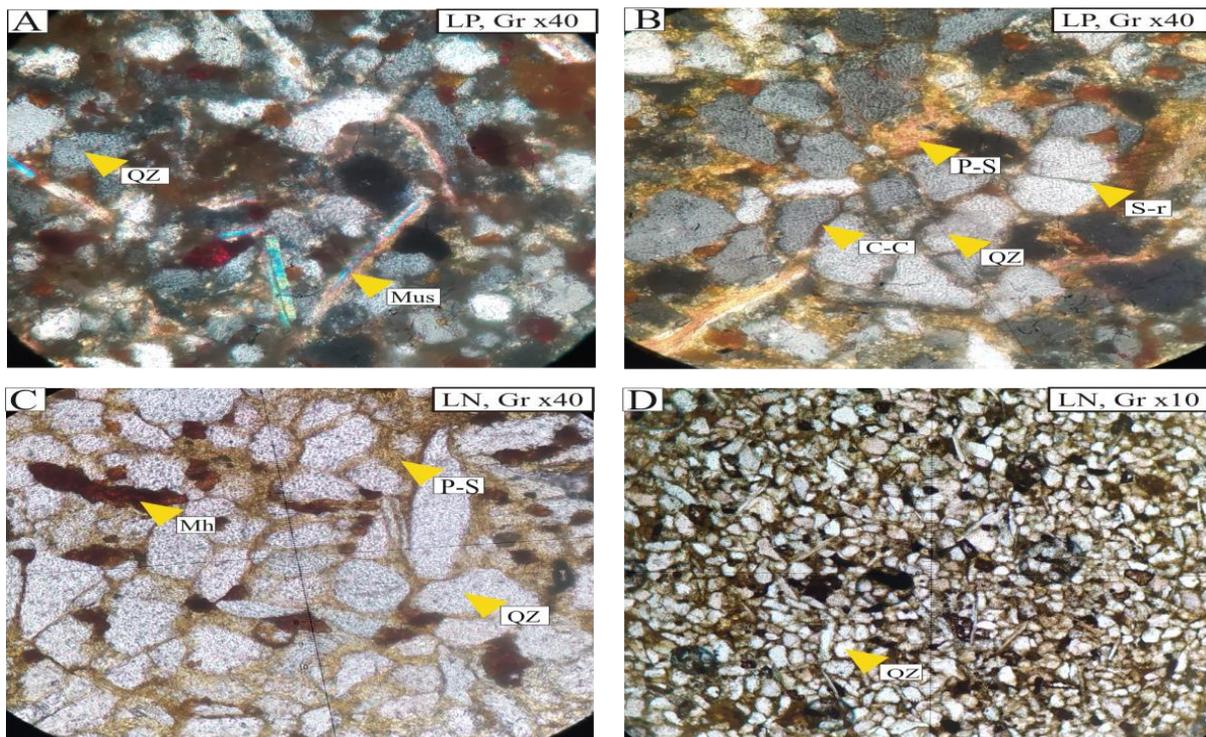


Fig. 17 : Photomicrofaciès de la lame Ei2, membre inférieur des Grès de Marhouma. A. QZ= quartz et flexion de micas (Mus); B. un contact surface régulière (S-r), concave-convexe (C-C). C. Mh= matrice hématisée . P-S= pseudomatrice. . et flexion de micas (Mus) .

Lame mince N03 (Ei3) : (Fig. 18)

Grains de quartz(QZ) 80 % (Fig. 18) de taille 0.02 à 0.32 mm, associés à des minéraux secondaires (muscovite (Mus)). On observe la flexion de la muscovite. La matrice 15 % est argileuse, hematisée. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, à contact entre les grains de quartz de type grain-grain point, ou encore de surface régulière (S-r) à concave-convexe (C-C); en certains endroits, un contact grain-matrice. Pseudomatrice (P-S) fréquente

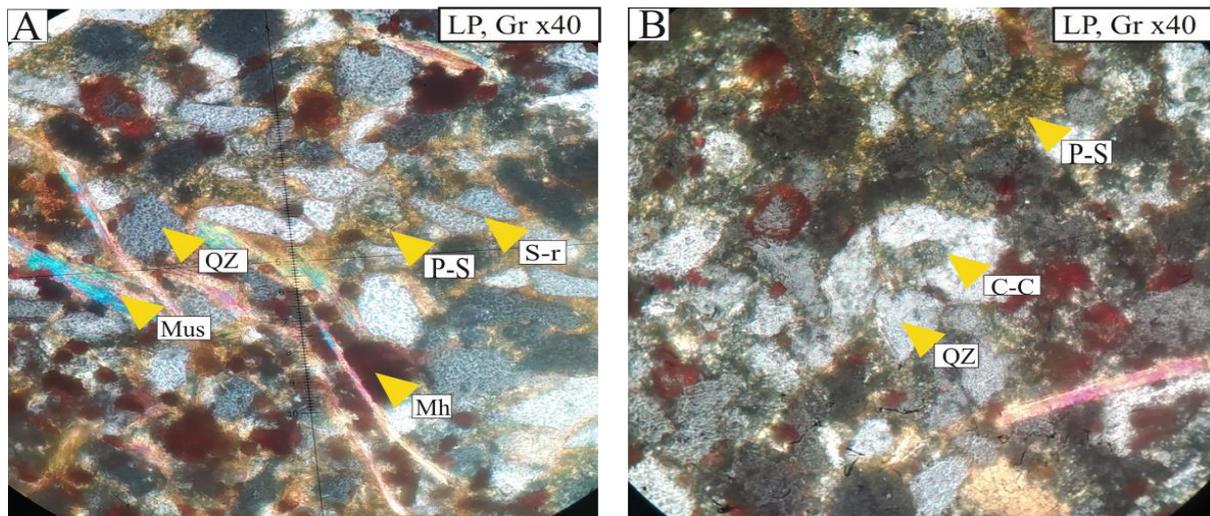


Fig. 18 : Photomicrofaciès de la lame Ei3, membre inférieur des Grès de Marhouma. **A.** Qz= quartz ; Mh= matrice hématisée, flexion de micas (Mus) et un contact surface régulière (S-r) **B.** (P-S)= pseudomatrice. concave-convexe (C-C).

Lame mince N04 (Ei4) : (Fig. 19)

Grains de quartz 35 % (Fig. 19) de taille de 0.01 à 0.2 mm, associés à des minéraux secondaires (muscovite). La matrice 60 % est argileuse, hematisée par endroits. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux. Le contact entre les grains de quartz est de type grain-grain point, parfois on observe un golf de corrosion dans certains grains, contacts de surface régulière à concavo-convexe et de grains suturés. On peut observer aussi en certains endroits, un contact grain-matrice.

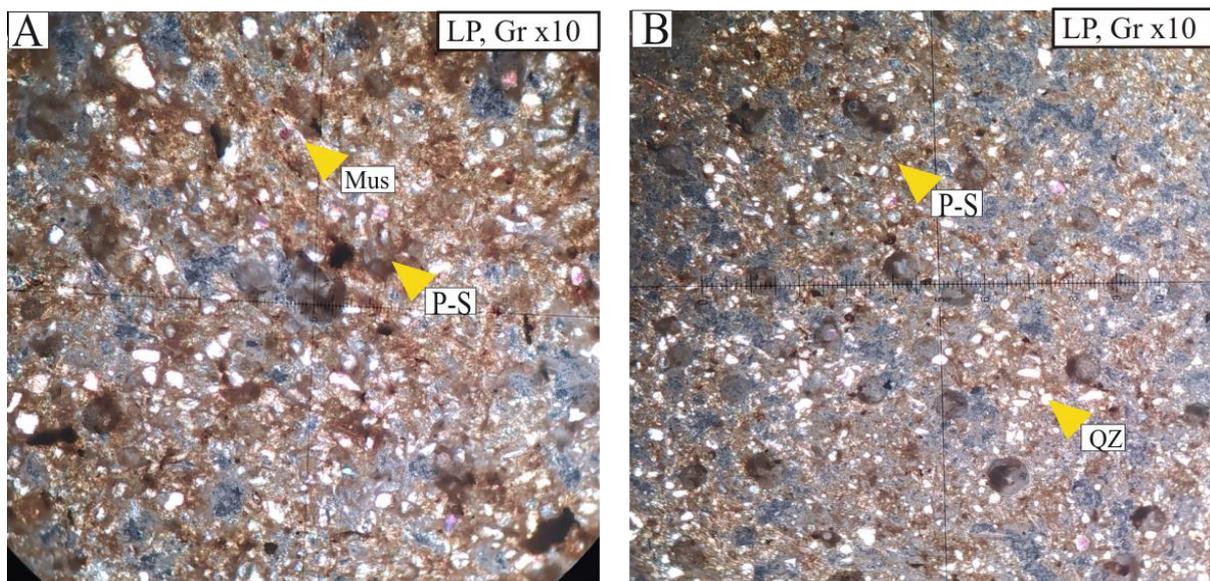


Fig. 19 : Photomicrofaciès de la lame Ei4, membre inférieur des Grès de Marhouma. **A.** Qz= quartz ; Mus= muscovite ; **B.** P-S= pseudomatrice.

Lame mince N05 (Ei5) : (Fig. 20)

Grains de quartz 60 % (Fig. 20) de taille à 0.01 à 0.23 mm, associés à des minéraux secondaires (muscovite très abondantes montrant parfois une flexion par compaction). La matrice 30 % est argileuse, hématisée par endroits. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux. Le contact entre les grains de quartz est de type grain-grain point, avec parfois un golf de corrosion, et contacts de type surface régulière. On peut observer aussi en certains endroits, un contact grain-matrice. La pseudomatrice est aussi présente.

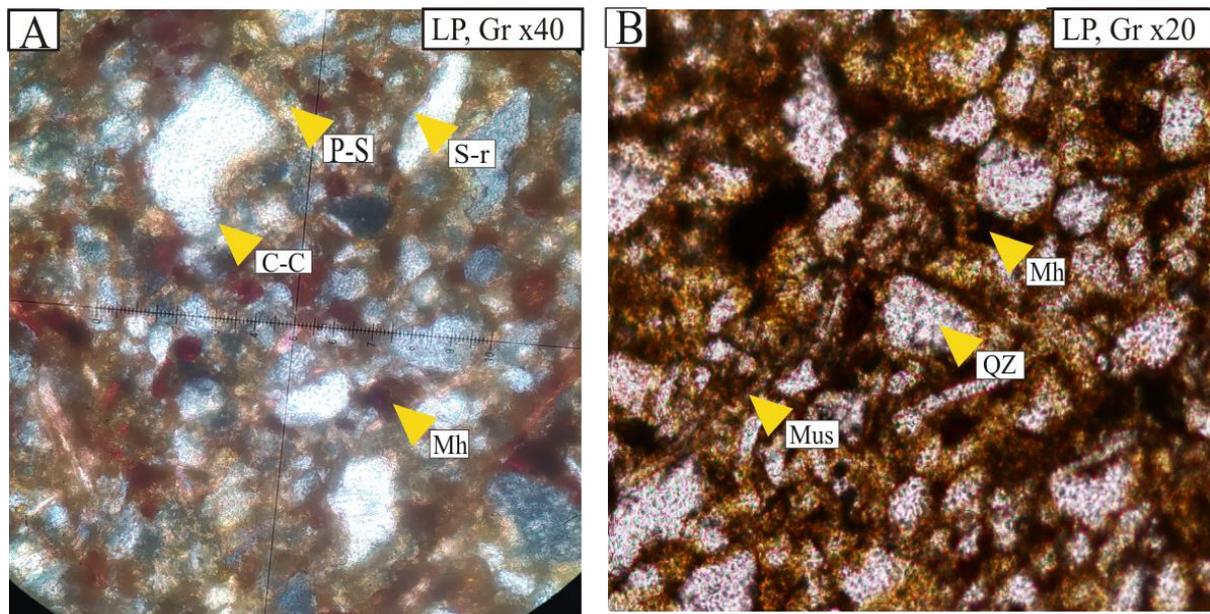


Fig. 20 : Photomicrofaciès de la lame Ei5, membre inférieur des Grès de Marhouma. **A.** QZ= quartz ; Mus= muscovite ; un contact surface régulière (S-r), concave-convexe (C-C). **B.** Mh= matrice hématisée . P-S= pseudomatrice. .

Lame mince N06 (Ei6) : (Fig. 21)

Grains de quartz 70 % de taille 0.01 à 0.15 mm, associés à des minéraux secondaires (muscovite). La matrice 20 % est argileuse, hématisée en certains endroits. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, à contact entre les grains de quartz est de type grain-grain point.

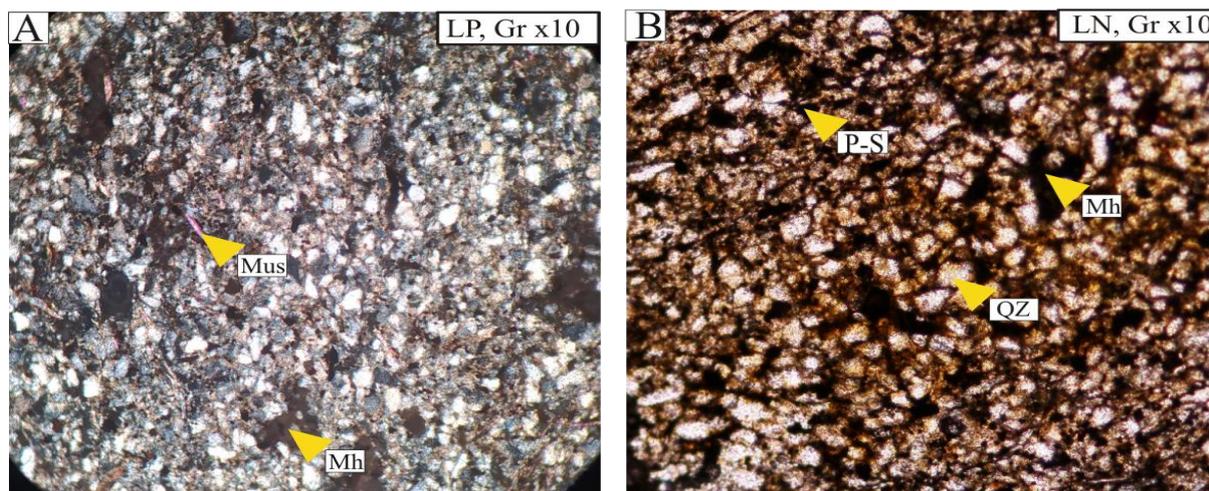


Fig. 21 : Photomicrofaciès de la lame Ei6, membre inférieur des Grès de Marhouma. **A.** QZ= quartz ; Mus= muscovite ; **B.** Mh= matrice hématisée . P-S= pseudomatrice.

Lame mince N07 (Ei7) : (Fig. 22)

Grains de quartz 70 % de taille 0.01 à 0.18 mm, associés à des minéraux secondaires (muscovite très abondantes parfois à flexion). La matrice 20 % est argileuse, hematisée par endroits. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, monocristallins, à contacts entre les grains de quartz est de type grain-grain point On peut observer aussi en certains endroits, un contact grain-matrice.

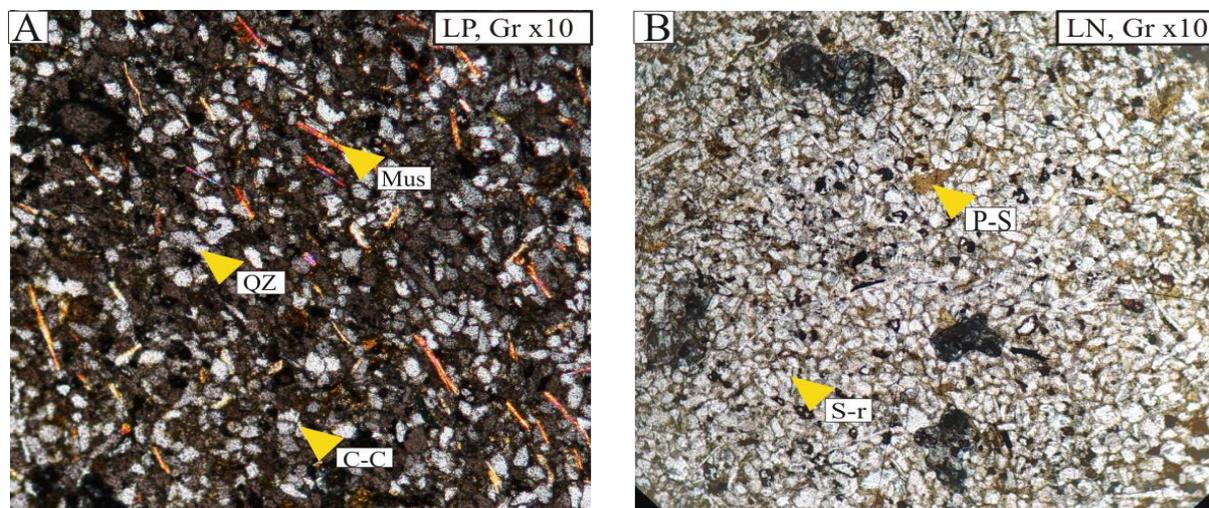


Fig. 22 : Photomicrofaciès de la lame Ei7, membre inférieur des Grès de Marhouma. **A.** QZ= quartz ; Mus= muscovite ; **B.** P-S= pseudomatrice.

Lame mince N08 (Ei8) : (Fig. 23)

Grains de quartz 70 % de taille 0.02 à 0.3 mm, La matrice 25 % est argileuse, hematisée par endroits. On souligne une bioturbation légère. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, monocristallins, à contacts entre les grains de quartz est de type grain-grain point. On peut observer aussi en certains endroits, un contact grain-matrice.

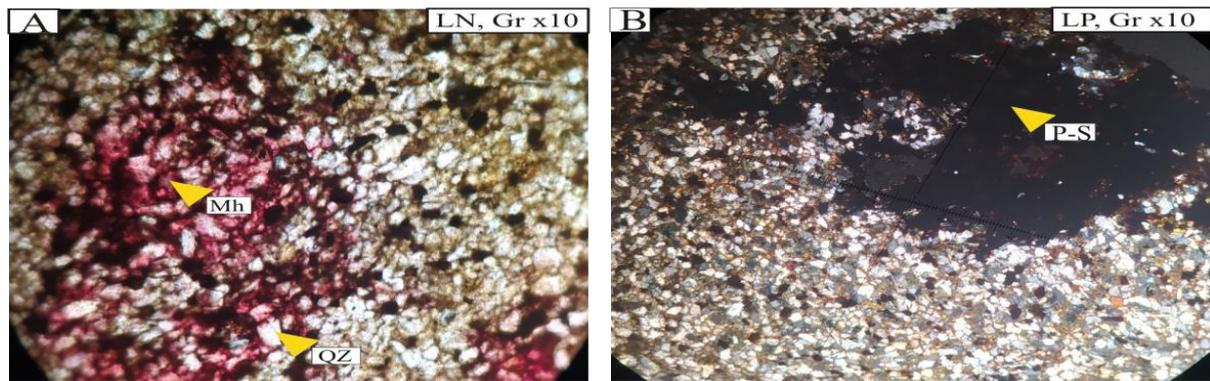


Fig. 23 : Photomicrofaciès de la lame Ei8, membre inférieur des Grès de Marhouma. **A.** QZ= quartz ; Mh= matrice hématisée . **B.** P-S= pseudomatrice.

II. 2 Description des lames minces du membre supérieur :

Lame mince N01 (Es1): (Fig. 24)

Grains de quartz (QZ) 70 % de taille 0.02 à 0.42 mm, associés à des minéraux secondaires (muscovite (Mus), de même orientation, parfois à flexion). La matrice est argileuse, hématisée (Mh). Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, à contacts de type grain-grain point, de surface régulière (S-r), à concavo-convexe (C-C). On peut observer aussi en certains endroits, un contact grain-matrice. Elle est caractérisé par présence de matière organique. On observe aussi une micro-fracture.

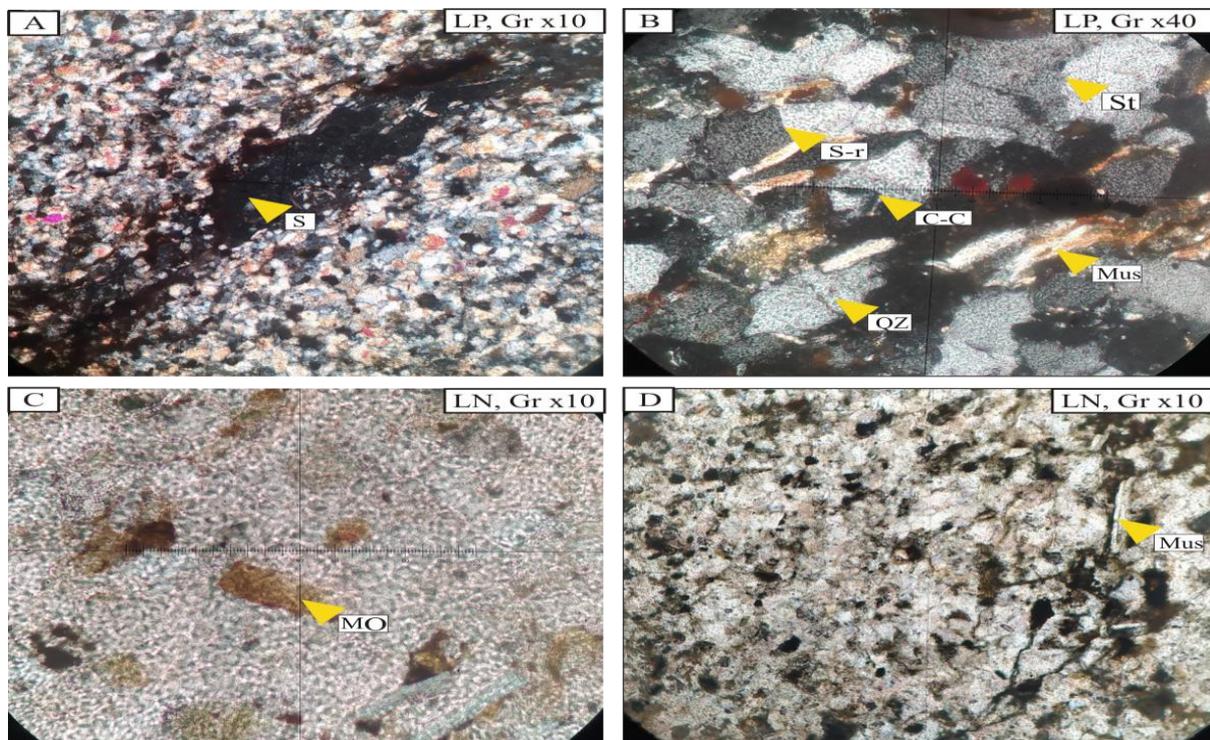


Fig. 24 : Photomicrofaciès des lames minces (Es1) du faciès grés du membre supérieur. **A.** fracture secondaire de la stylolite (S). **B.** un contact surface régulière (S-r), concave-convexe (C-C) et flexion de micas (Mus) .**C.** matière organique (MO).

Lame mince N02 (Es2) : (Fig. 25)

Gains de quartz (QZ) 65 % de taille 0.02 à 0.24 mm. La matrice est argileuse, hématisée (Mh). Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, à contacts entre les grains de quartz de type grain-grain point, à surface régulière et rarement concavo-convexe. On peut observer aussi en certains endroits, un contact grain-matrice. La présence de fracture irrégulière remplie par l'hématite, et quelques taches qui pourraient correspondre à la matière organique.

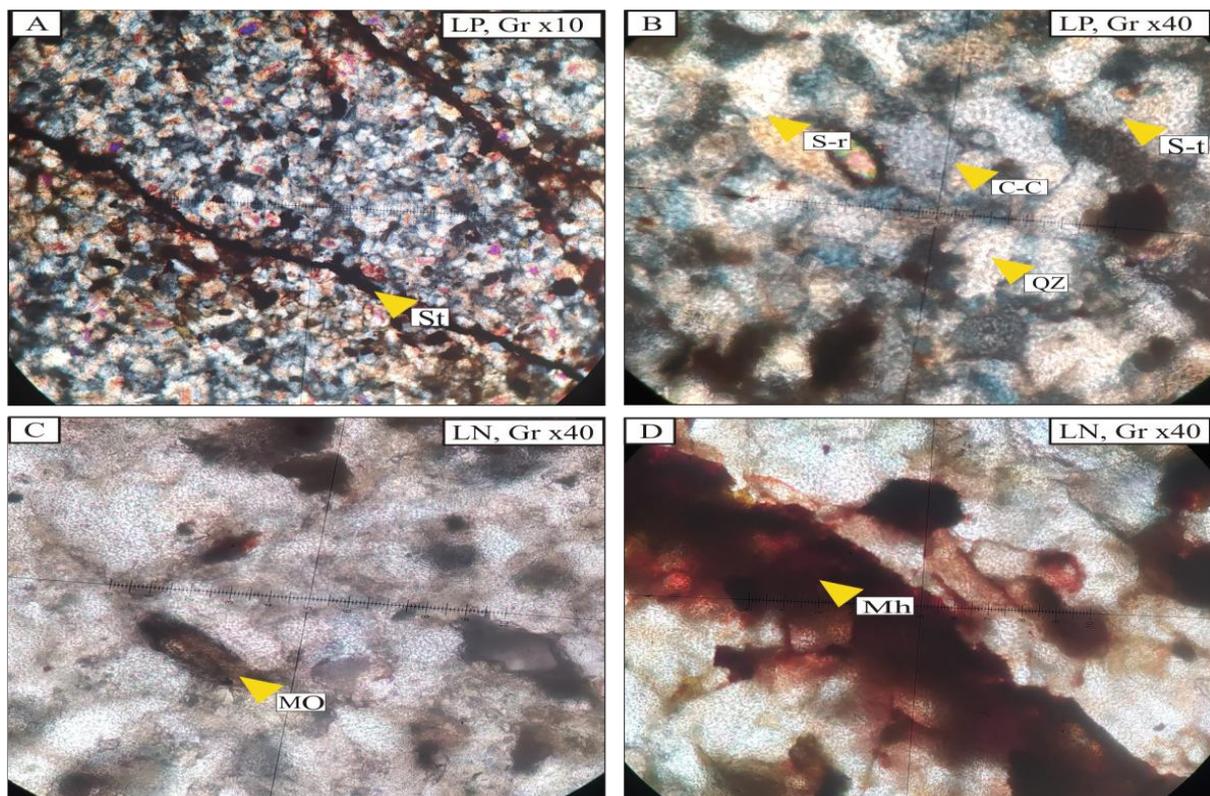


Fig. 25 : Photomicrofacies des lames minces (Es2) du faciès grés du membre supérieur. **A** Fracturation (S) remplie par hématite. **B**. contact concave-convexe (C-C) .**C**. matière organique (MO). **D**. matrice hématisé (Mh).

Lame mince N03 (Es3) : (Fig. 26)

Grains de quartz (QZ) 70 % de taille 0.04 à 0.2 mm, associés à des minéraux secondaires (muscovite (Mus)). La matrice est argileuse, hématisée (Mh). Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, à contacts de type grain-grain point et de surface régulière (S-r), concavo-convexe (C-C). Parfois on observe un golf de corrosion (GC) dans certains grains.

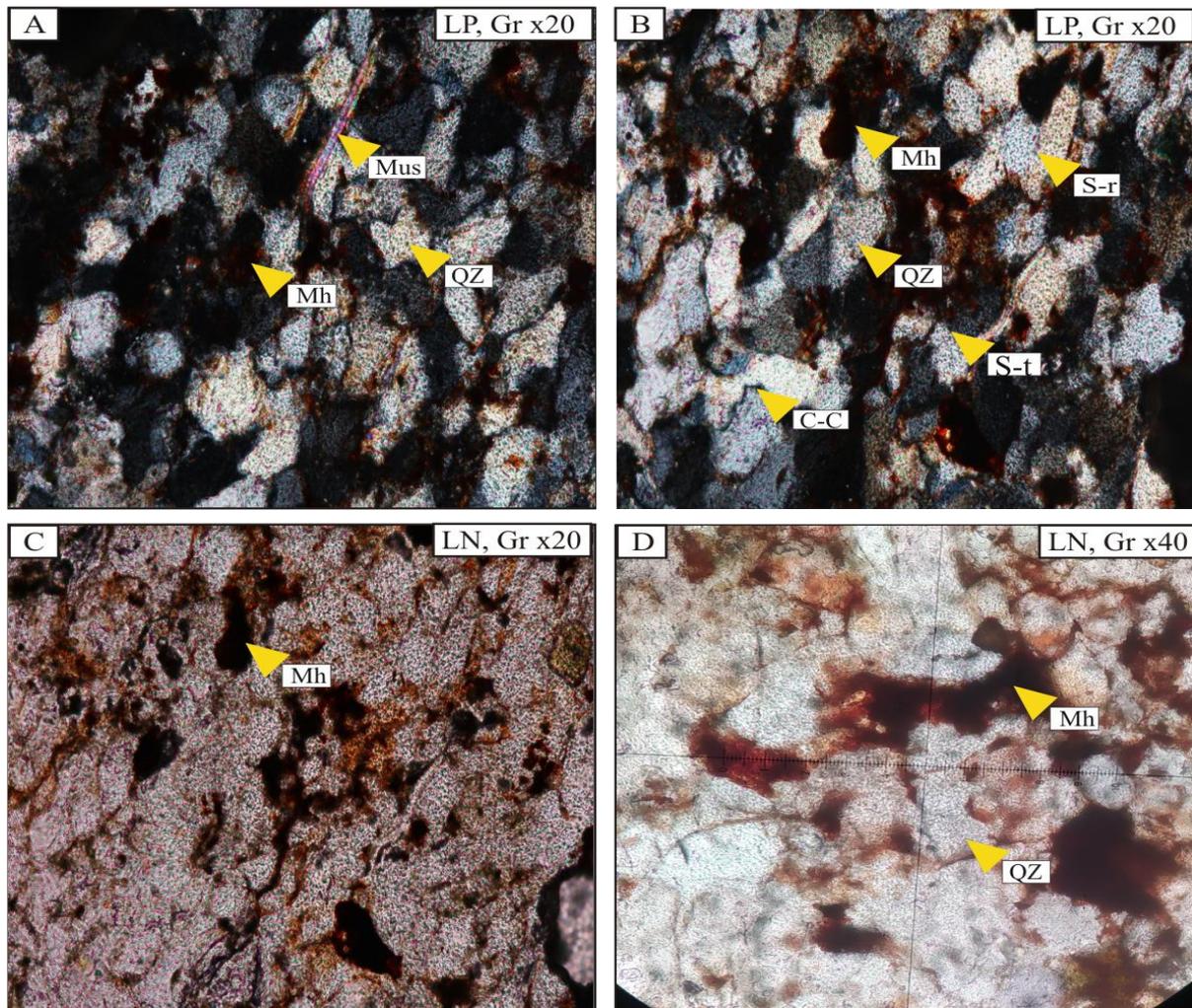


Fig. 26 : Photomicrofaciès des lames minces (**Es3**) du faciès grès du membre supérieur. **A.** matrice hématisée (Mh) ; Muscovite (Mus). **B.** Contact surface régulière (S-r), concave-convexe (C-C). **C.** matrice hématisée (Mh). **D.** matrice hématisée (Mh)

Lame mince N04 (Es4) : (Fig. 27)

Grains de quartz (QZ) 65 % de taille 0.01 à 0.25 mm, associés à des minéraux secondaires (dont muscovite (Mus) à flexion par compaction). La matrice est argileuse, à hematisé (Mh). Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux. On observe des grains de quartz fracturés, à contact entre les grains concave-convexe (C-C). La pseudomatrice (P-S) est fréquente entre les grains.

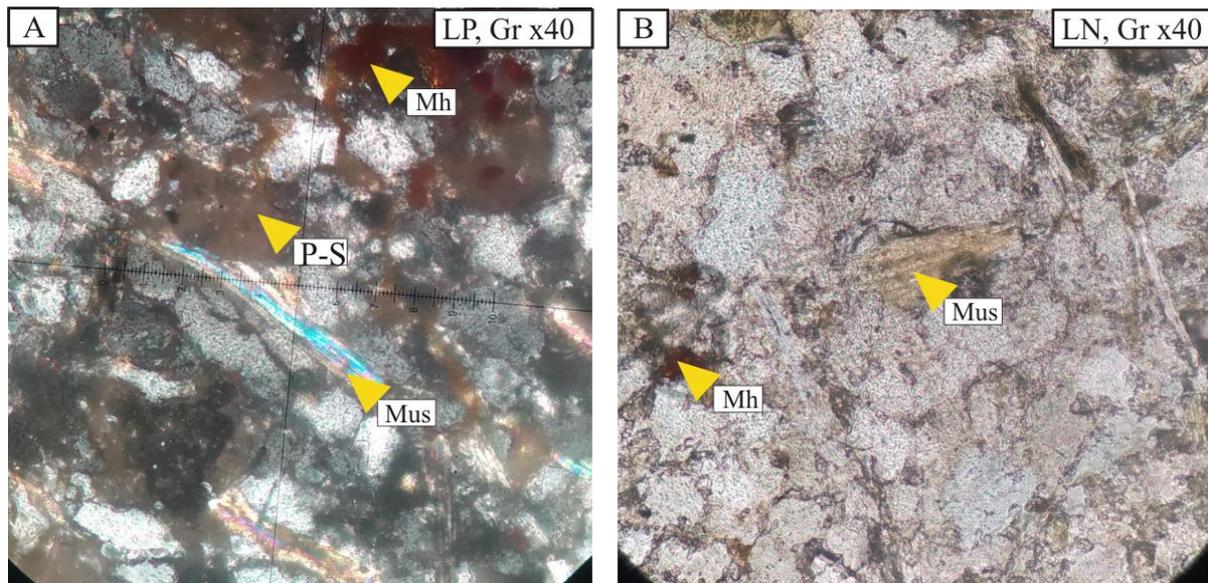


Fig. 27 : Photomicrofaciès des lames minces (**Es4**) du faciès grès du membre supérieur. **A.** ciment hématite (Mh), fracturation des grains (G-f). **B.** muscovite (Mus) en lumière naturelle. Pseudomatrice (P-S).

Lame mince N05 (Es5) : (Fig. 28)

Grains de quartz (QZ) 65 % de taille 0.01 à 0.23 mm, associés à des minéraux secondaires (muscovite (Mus) à flexion). La matrice est argileuse, hématisée (Mh). Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, monocristallin, à contacts de type grain-grain point, de surface régulière (S-r). parfois on observe un golf de corrosion dans certains grains. On peut observer aussi un contact grain-matrice, et pseudomatrice (P-S) fréquente.

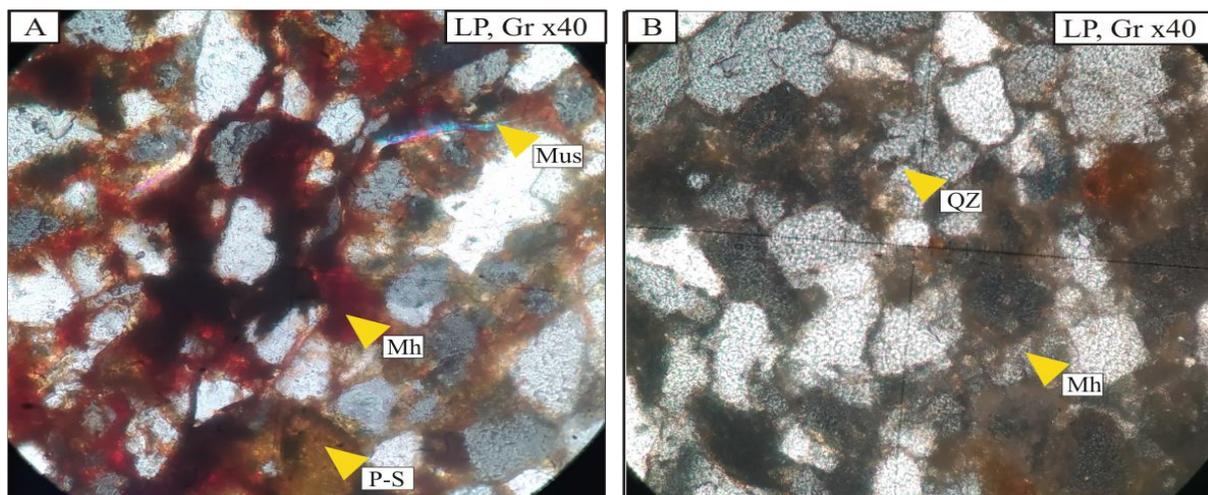


Fig. 28 : Photomicrofaciès des lames minces (**Es5**) du faciès grès du membre supérieur. **A.** matrice argileux hématisé, avec flexion de micas (Mus). Pseudomatrice (P-S). **B.** matrice argileux hématisé.

Lame mince N06 (Es6) : (Fig. 29)

Gains de quartz (QZ) 65 % de taille 0.02 à 0.4mm, associés à des minéraux secondaires (muscovite (Mus), à flexion de micas. Les micas montrent une même orientation. La matrice est argileuse, hématisée (Mh). Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, monocristallin, à contacts entre grains de type grain-grain point, de surface régulière (S-r), concave-convexe (C-C). On peut observer aussi en certains endroits, un contact grain-matrice. Pseudomatrice (P-S) obture les pores.

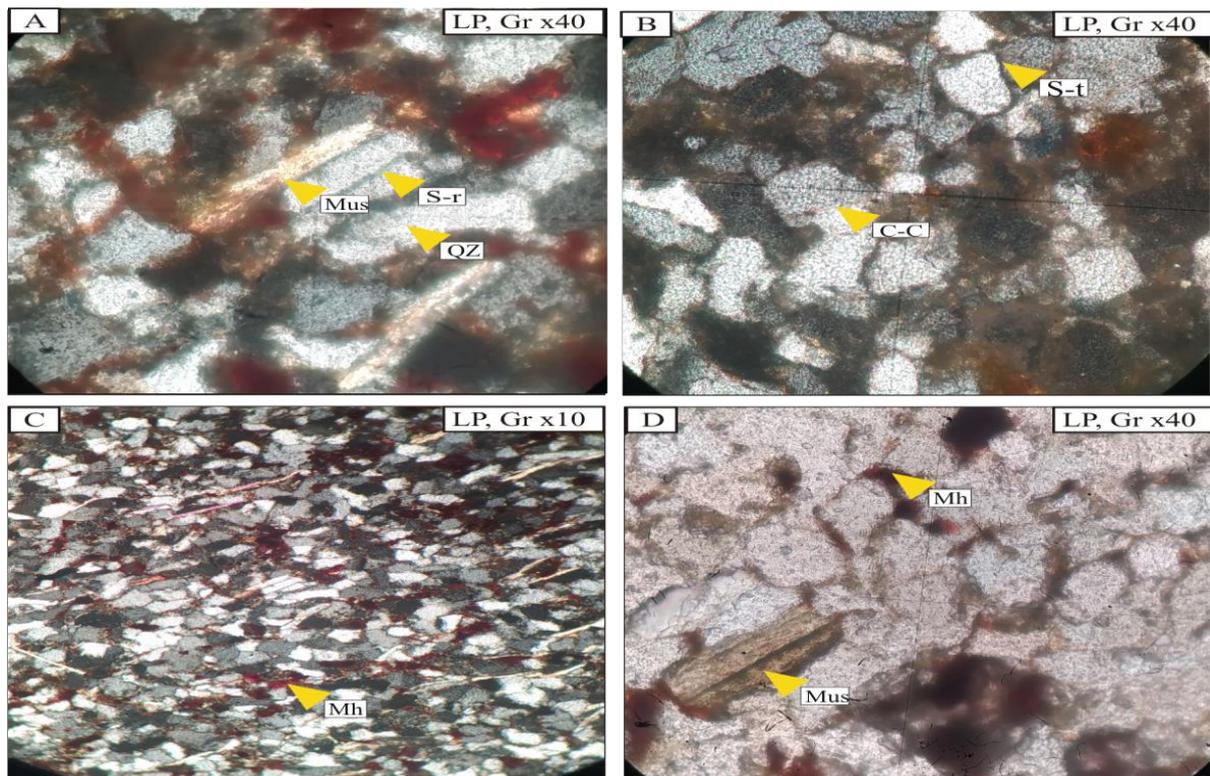


Fig. 29 : Photomicrofaciès des lames minces (Es6) du faciès grès du membre supérieur. **A** Matrice argileuse, légèrement hématisée, à grains de muscovite de même orientation **B**. contacts de surface régulière (S-r), concave-convexe (C-C) et contacts de grains suturés (S-t). **C**. Flexion de micas (Mus). **D**. muscovite (Mus) en lumière naturelle. Pseudomatrice (P-S).

Lame mince N07 (Es7) : (Fig. 30)

Grains de quartz (QZ) 75 % de taille 0.02mm à 0.41mm, associés à des minéraux secondaires (muscovite (Mus)). La matrice est argileuse, hématisée (Mh). Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, monocristallins, à contacts de type grain-grain point, parfois de surface régulière (S-r) à concave-convexe (C-C). On peut observer aussi en certains endroits, un contact grain-matrice et quelques grains à nombreuses microfracturations. Présence de pseudomatrice entre les grains.

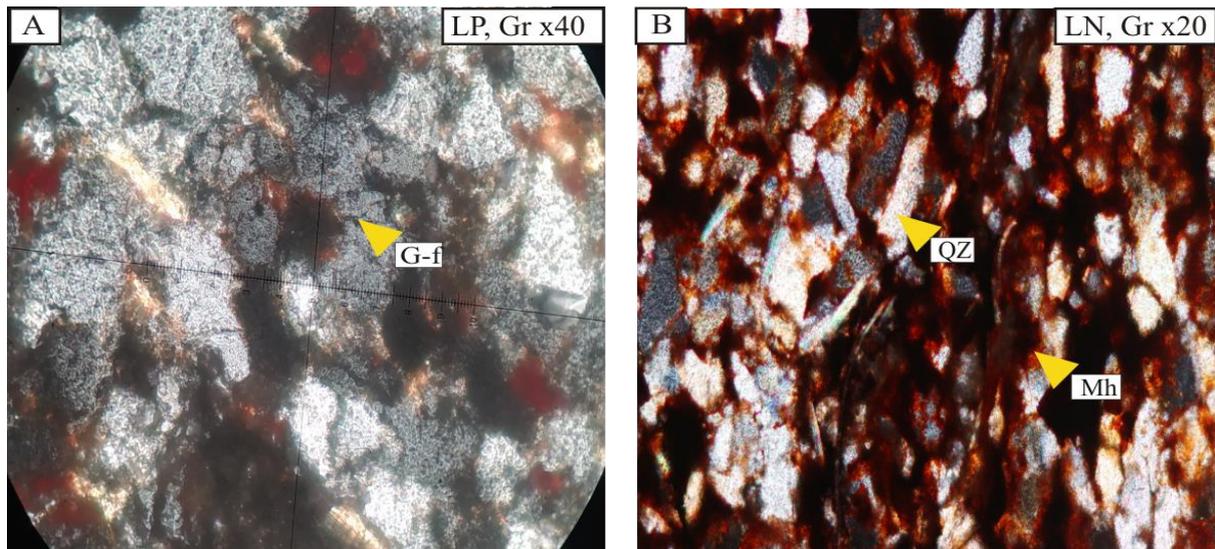


Fig. 30 : Photomicrofaciès des lames minces (**Es7**) du faciès grès du membre supérieur. **A.** fracturation des grains (G-f). **B.** matrice hematisée

Lame mince N08 (Es8) : (Fig. 31)

Gains de quartz (QZ) 75 % de taille de 0.02 à 0.2 mm, associés à des minéraux secondaires (muscovite (Mus)). La matrice est argileuse, hematisé (Mh). Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, monocristallins, à contacts de type grain-grain point (parfois on observe un contacts surface régulière entre les grains détritiques (S-r), (b) concave-convexe (C-C) et contacts de grains suturés (S-t) entre grains. On peut observer aussi en certains endroits, un contact grain-ciment. On peut observer aussi en certains endroits, un contact grain-ciment.

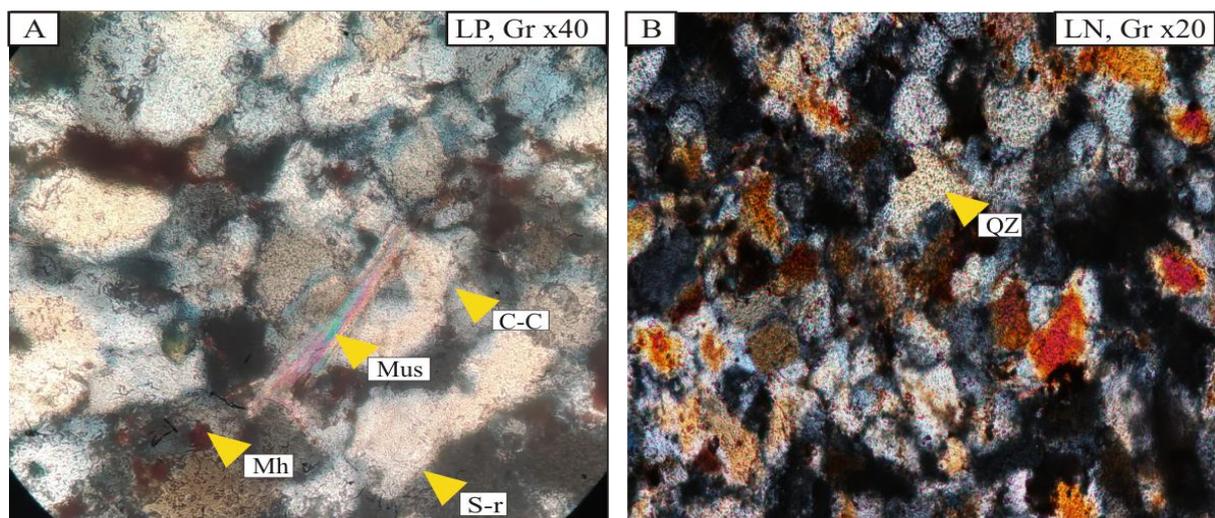


Fig. 31 : Microphotographies des lames minces (**Es8**) du faciès grès du membre supérieur. **A.** Contact de type surface régulière (S-r), concave-convexe (C-C). Muscovite (Mus) à légère flexion entre les grains de Quatz. **B.** Quartz (QZ).

Lame mince N09 (Es9) : (Fig. 32)

Gains de quartz (QZ) 55 % de taille 0.02 à 0.44 mm. La matrice est argileuse, hematisé (Mh). Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, monocristallins, à contacts de type grain-grain point, de surface régulière (S-r), concave-convexe (C-C) et grain-matrice.

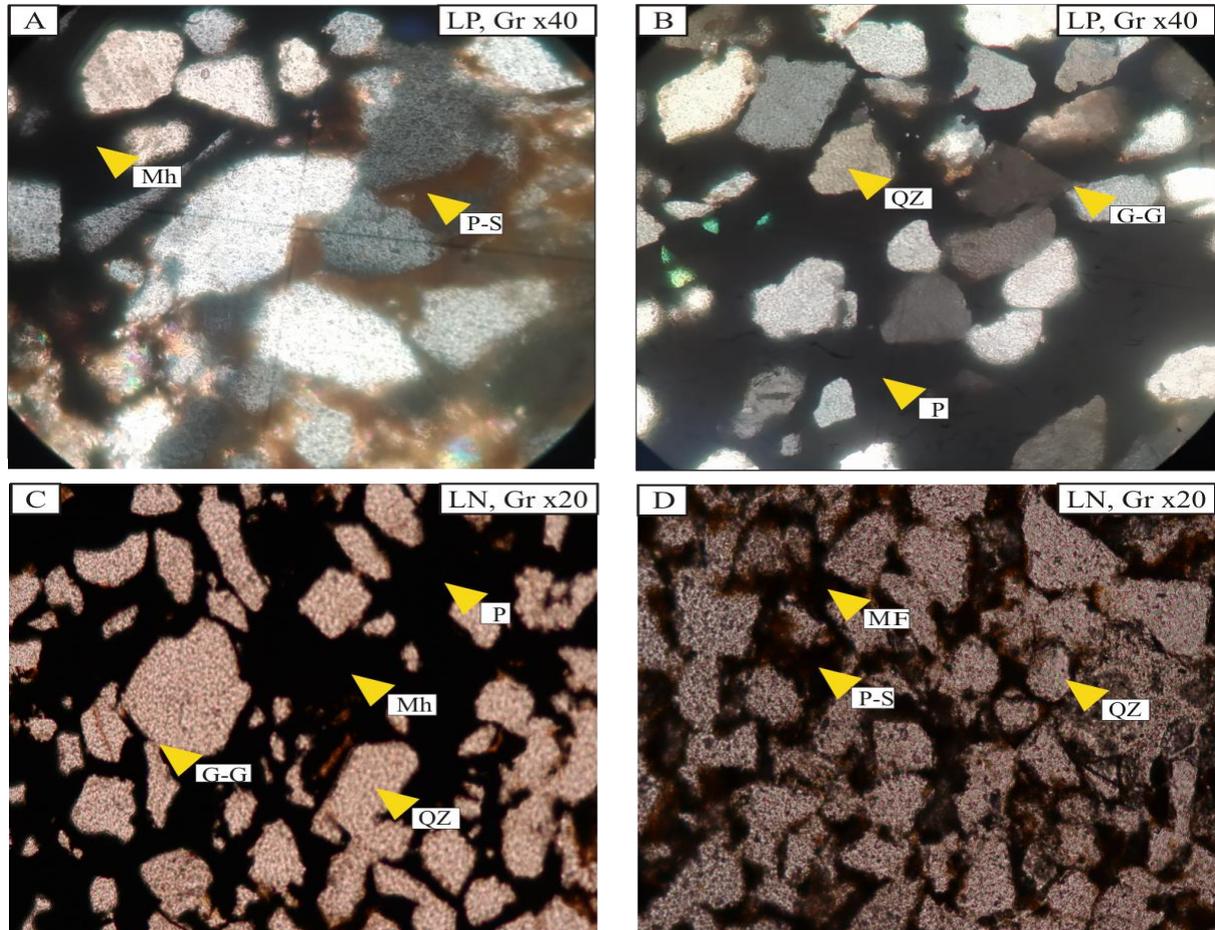


Fig. 32 : Photomicrofaciès des lames minces (Es9) du faciès grès du membre supérieur. A.B.C. contacts grain-grains point (G-G) et grain-matrice. D. Matrice hematisé (Mh).

III. Interprétations :**III.1. Milieux de dépôt :**

Les travaux antérieurs de Fabre (1976 ; 2005) sur la Formation des Grés de Marhouma proposent un talus avec instabilité tectonique relayé par une tendance à l'émergence vers le sommet en milieu deltaïque. Par contre Ouali Mehadji *et al.* (2012) et Bendella & Ouali Mehadji (2014) admettent un environnement de talus (pour le membre inférieur) développant les nombreuses figures de déformations synsédimentaires (SSDS) impliquant des moments d'expulsions de fluides suite à des vibrations sismiques et des effondrements de pans entiers, alors que le membre supérieur correspond à une période de

construction de la plateforme silicoclastique (partie inférieure du membre supérieur, transgressive) à deltaïque (régressif au sommet du membre supérieur).

III.2 Interprétation diagénétique du membre inférieur:

L'étude des microfaciès révèle une présence de pseudomatrice tout au long du membre inférieur avec une variation du pourcentage des grains de quartz (subanguleux à anguleux), toujours monocristallins, avec contacts de type point, surface régulière et parfois concavo-convexe.

La première lecture de la diagenèse montre la formation de pseudomatrices qui se sont produites par la déformation et la compression de sédiments non consolidés (Mud intraclastes, minéraux argileux) comme les argiles dans les pores intergranulaires lors du compactage mécanique. La matrice d'origine est remplacée par la muscovite et ultérieurement l'hématite.

Certains auteurs ont signalé que la composition détritique particulière des dépôts transgressifs avec un volume réduit de bioclastes carbonatés et la présence fréquente de phase silicoclastique avec pseudomatrice indiquerait que la diagenèse s'est faite dans un milieu peu profond. Les pseudomatrices développées durant la transgression auront la distribution latérale la plus étendue dans les parasequences (Ketzer J.M & Mourad, 2005). L'abondance de pseudomatrices réduit la macroporosité intergranulaire d'origine, et donc que la perméabilité a été réduite de la même manière par le blocage de la pseudomatrice des pores intergranulaires. On aura une transformation d'une roche perméable à une roche imperméable. Ces dépôts sont très importants pour l'exploitation des réservoirs car ils constituent des barrières pour l'écoulement vertical des fluides dans les dépôts marins peu profonds et formant un compartiment potentiel de réservoir entre deux corps de grès poreux et perméables de parasequences adjacentes.

III.3 Interprétation diagénétique du membre supérieur :

A)-Cimentation : La cimentation est le processus diagénétique par lequel les minéraux authigènes sont précipités dans les espaces interstitiels des sédiments meubles. Les types de ciment identifiés dans les grès étudiés sont la matrice argileuse ou encore hématite.

A.1- Matrice de minéraux argileux

Les minéraux argileux constituent une part importante du liant dans les grès. Ces minéraux se comportent comme des matrices de revêtement et de remplissage des pores. Ces minéraux argileux sont parfois formés en raison de recristallisation de la matrice fine et dissolution des

feldspaths. En outre, ils peuvent également avoir été formés à la suite de modification ou d'altération d'un type de minéral argileux à un autre, par exemple : séricite qui peut recristalliser en muscovite. Dans notre cas, on remarque la fréquence de la muscovite qui souvent montre une flexion entre les grains rigides (quartz) suite à une compaction mécanique.

A.2- Matrice d'hématite

L'hématite n'est pas aussi commune que les autres types de liant dans les grès. Le liant remplit directement l'espace intergranulaire (pores) ou se met en contact avec les grains sur leurs faces, visibles sous forme de bords brun rougeâtre sur les surfaces des grains. La plupart des minéraux argileux et des grains détritiques ont été imprégnés par l'oxyde de fer, et montrent donc une tache de couleur rouge.

B-Discussion

B.1-Styles de compactage

La texture de la roche est révélée par la relation géométrique entre les grains et la matrice (Ozturk *et al.*, 2014). Le degré de compactage varie considérablement, allant de presque non compacté à modérément et à fortement compacté (Schultz *et al.* 2010). Le compactage mécanique est mis en évidence par la flexion de certains minéraux dont les micas et compression ductile de ces grains (par exemple, intraclastes de boue et métamorphose de faible degrés de fragments de roche) entre le quartz rigide, ce qui a entraîné la formation de pseudomatrice persistante. Le compactage chimique a entraîné la formation de contacts dissolutionnels qui donnent une allure concavo-convexe et contacts en sutures des grains ; tous deux causés par une solution sous pression en enfouissement profond.

Les Grès de Marhouma, dans le membre supérieur, montrent des motifs de contacts de type : contacts en points aux contacts suturés à la suite d'un enfouissement progressif. Les contacts grain à grain sont principalement parallèles le long de l'axe des grains individuels, ce qui suggère que les grains ont été compactés mécaniquement.

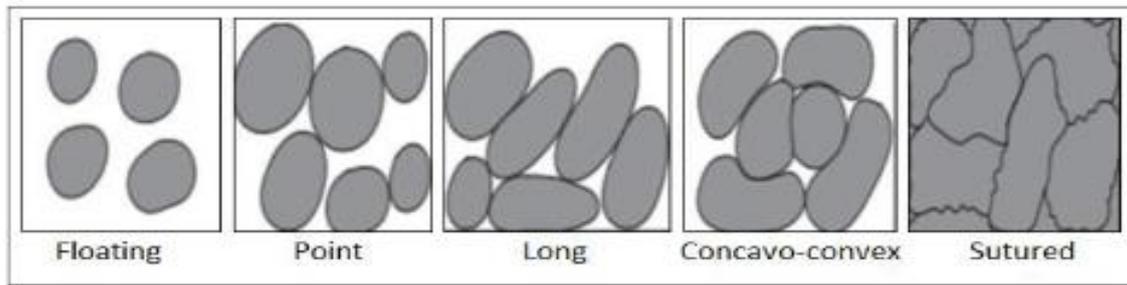


Fig. 33 : Les variables des modèles de contact grain à grain sont dues à une augmentation de la profondeur d'enfouissement (Boggs, 2014).

Nous avons ici une diagenèse d'enfouissement moyen (contacts grain-grain point et de surface régulière) et quelques cas de contacts par sutures ; il nous paraît judicieux de proposer un enfouissement limite situé à la transition diagenèse d'enfouissement moyen à profond.

B.2- Déformation et fracturation des grains

La fracturation des grains, bien que peu intense, a été observée sur quelques grains de quartz détritiques dans des échantillons de Grès de Marhouma dans le membre supérieur . Certains grains de muscovite ont également été déformés sous pression. Au microscope optique, les observations des lames minces montrent également que ces grès ont subi un compactage chimique qui implique la recristallisation et la précipitation. Il existe divers facteurs qui affectent les propriétés mécaniques de la roche, y compris la composition des grains, les textures, les structures, la porosité, la perméabilité et les fluides interstitiels des roches (Boggs, 2014). La fracturation des grains fournit des preuves clés de processus de compactage, de consolidation, et les modèles d'écoulement des fluides. La fracturation des grains prend lieu principalement au cours de la diagenèse tardive et est influencée par des processus tels que la dissolution qui tend à élargir les fractures. Comme le compactage, la compression tectonique et autres processus diagénétiques continuent de se produire, et la partie minérale passe d'un contact ponctuel à un contact de grain linéaire. Dans ce processus, les micro-fractures telles que les joints de grains et des fractures intra-grain se développent.

B.3- La recristallisation

C'est un phénomène courant dans les Grès de Marhouma, notamment la recristallisation des minéraux argileux en muscovite. Les grains détritiques tels que le quartz subissent également une vaste recristallisation par l'augmentation de la taille cristalline sous forme de prolifération. La recristallisation progressive tend à augmenter la taille des grains tout en réduisant l'espace poreux entre les grains affectant ainsi négativement à la fois la porosité et la perméabilité.

B.4- Phases diagénétiques

L'analyse microscopique des grès du membre de la Formation des grès de Marhouma montre des grains de quartz dans une matrice argileuse souvent hématisée par endroits. L'histoire diagénétique comprend les phases suivantes :

- le stade de la diagénétique précoce : comporte cimentation et consolidation. Ces deux processus diagénétiques entraînent souvent la destruction de porosité primaire et/ou de dépôt, par cimentation primaire à travers la précipitation de la matrice argileuse entre les grains de quartz et ultérieurement le développement de minéraux argileux authigéniques. Cette étape est caractérisée par le développement des matrices d'argile (stade d'enfouissement faible à moyen) alors que l'hématite ne se développe qu'après mise à l'affleurement (télogenèse).
- le stade de la diagenèse tardive comporte le compactage. Les principaux facteurs qui affectent la diagenèse tardive sont l'augmentation de la température et la pression. Ces facteurs ont conduit à des phénomènes physiques et chimiques ou des changements minéralogiques afin d'amener les sédiments dans un équilibre avec le milieu diagénétique (Baiyegunhi *et al.*, 2017). Cela a conduit à plus d'étanchéité par tassement des grains et de la perte partielle des espaces interstitiels à la suite du compactage. Les motifs de contact des grains passent d'un contact ponctuel à un contact plan à un contact concave-convexe et enfin à des contacts suturés. De plus, les flocons de muscovite se sont légèrement pliés et déformés en raison d'un compactage excessif.

La dominance d'une pseudo-matrice pendant l'enfouissement dans la phase diagénétique de compaction influence sans doute sur la qualité du réservoir de ce membre. La matrice diminue la porosité et la perméabilité et empêche la circulation des fluides dans ces pores.

Chapitre IV
CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION

Le travail réalisé se localise dans la Chaîne d'Ougarta, au niveau du faisceau de la Saoura. Il s'agit de l'étude lithologique (description macro) des Grès de Marhouma (110 m) combinée à une investigation sur les microfaciès et les éléments de diagenèse.

Notre coupe levée dans sur la rive de gauche de l'Oued Saoura dans le Khneg de Marhouma correspond à deux membres : i) Membre inférieur à débris (30 m) et Membre supérieur à grès chenalisés (80 m).

Le membre inférieur est caractérisé par une alternance Argiles/grès ; les bancs de grès sont décimétriques (0,30 à 1,50 m), à patine généralement noire à beige, certains bancs se distinguent par la présence de boules donnant un aspect noduleux ou montrent un aspect massif avec la présence de structures sédimentaires telles que : laminations obliques, laminations horizontales à des structures de déformations (*Soft Sediment Deformation Structure* SSDS). Le membre supérieur est représenté par une alternance d'argiles verdâtres parfois d'aspect schisteux d'épaisseur centimétrique à métrique (0,35 à 4 m) et des bancs de grès, noirâtre à brun, d'ordre centimétriques à métriques (de 0,05 à 1,2 m) avec des structures primaires telles que : les laminations horizontales, obliques (Pl. II, F), entrecroisés, litages obliques en mamelons (HCS), des figure d'échappements de fluides et quelques rares traces d'activité biologique par apport au membre inférieur.

L'analyses microscopique de 17 lames minces sur les grès montre généralement une texture caractérisé par des grains de quartz de taille entre (0.01mm - 0.42mm), 25 à 80 % de quartz, associés à des minéraux secondaires (muscovite). La matrice est argileuse, souvent hematisée par endroits. Les grains de quartz sont anguleux à sub-anguleux, monocristallins, avec des contacts entre les grains de quartz de types : grain-grain point (parfois on observe un golf de corrosion dans certains grains), de surface régulière à concavo-convexe, et très rarement de sutures. On peut observer aussi en certains endroits, un contact grain-matrice.

L'environnement de dépôt correspond à un milieu de talus avec des déformations synsédimentaires et expulsions de fluides alors que le membre supérieur s'est déposé dans une période transgressive d'abord de plateforme ensuite deltaïque (sommets du membre).

Les résultats de l'analyse diagénétique suggèrent d'abord un enfouissement progressif mais rapide. L'absence de cimentation calcaire est potentiellement liée à un enfouissement rapide car cette cimentation carbonatée nécessite un temps de résidence sur le fond (interface eau-sédiment) plus long (Taylor *et al.*, 1995 ; Ketzer & Morad, 2006). Cette absence peut aussi être expliquée par l'absence de bioclastes carbonatés qui constituent le nuclei de la cimentation carbonatée.

La compaction mécanique et chimique a réorganisé les contacts des grains et orientés les minéraux de muscovite déformés entre les grains rigides (pseudomatrice). Cette compaction avec recristallisation de minéraux argileux se produit à faible profondeur d'enfouissement (éo- à méso-diagenèse) par contre la présence de grains de quartz à sutures suggère que l'enfouissement a dépassé la profondeur de la méso-diagenèse.

Enfin, le phénomène d'hématisation se produit vers la fin de la séquence diagénétique après mise en affleurement et circulation de fluides riches en oxydes de fer (tellodiagenèse).

La prédominance de pseudomatrice suggère une altération profonde et importante de la porosité primaire et donc la perméabilité.

Ceci n'exclut pas que la fracturation (des grès de Marhouma) ait permis d'acquérir une porosité et perméabilité de fractures (non étudiée ici).

Pour les travaux futurs, nous suggérons des analyses minéralogiques (détermination de la nature des minéraux argileux) et géochimiques pour une meilleure caractérisation diagénétique.

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUE

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUE

- Abbache A. (2001)** – Etude sédimentologique des « calcaires griottes » et faciès associés (Givetien - Dévonien supérieur) des environs d'Ougarta (Béni-Abbès, Sahara occidental). *Mém. Magister. Univ. Oran.* . inédit 11 pl. 48 fig., pp .154.
- Abbache A. (2019)** - Paléobiodiversité et événements eustatiques du Dévonien supérieur de Ben Zireg et Gourara (Sahara nord-ouest, Algérie) (Doc diss, univ Oran2).
- Ait Ouali R. &Nadjari A.(2006)** -le bassin d'ougarta :une mobilité permanente au paléozoïque. *Mémoire Service Géologique National*
- Ait Ouali R. (2007)** - Les Grès de Marhouma. Un complexe deltaïque syntectonique et la fin d'une histoire. - *Mémoire Service Géologique National*
Alger, pp. 1-422.
- Allen J. R. L. (1985)** - Principe of physical sedimentology. *Allen et UnwinLtd,analysis. Senckenbergianamaritima, 14* (5-6), pp. 183-215.Application. *Springer-Verlag, Berlin*, 984
- Arnott, R.W.C., (1993)** -Quasi-planar-laminated sandstone beds of the Lower Cretaceous bootlegger member, north-central montana: evidence of combined-flow sedimentation. *Journal of Sedimentology and Petrology*, 63: 488-494.
- Baiyegunhi, C., Liu, K., Gwavava, O.(2017)** -Diagenesis and reservoir properties of the Permian Ecca Group sandstones and mudrocks in the Eastern Cape Province, South Africa. *Minerals*, 2017, 88 (7), 1-26.
- Bastien C. (1967)** - Essai d'étude sédimentologique des grès de Dkhissa (région d'Ougarta – Dévonien inférieur). *Publications du service géologique d'Algérie*, **35**, pp. 81-88.
- Bastien C., Chennaux G., Mazelet P., Umbach P. &Bascone-Lehmenn J.P. (1965)** - Dévonien de l'Ougarta, étude sédimentologique. *SN-REPAL, rapport interne (inédit)*.
- Bastien C., Chennaux G., Mazelet P., Umbach P. &Bascone-Lehmenn J.P. (1965)** - Dévonien de l'Ougarta, étude sédimentologique. *SN-REPAL, rapport interne (inédit)*.
- Belkacemi K. (2006)** - Les grès struniens de la région de Marhouma. Lithostratigraphie, découpage séquentiel et environnements sédimentaires. *Mém. Ing. Etat, Dpt. Sc terre Univ. Oran*
- Bendella M. (2004)** - Séquence et ichnofaciès de la sédimentation silico-clastique d'âge Famennien terminal (Beni Abbès, Saoura).Mém. Univ. Oran,142 p, 38 fig., 2 Tab., 11pl.
- Bendella M. (2012)** - Évolution des traces fossiles dans l'espace (Tell, Atlas, Sahara) et dans le temps en Algérie occidentale : inventaire et mise en évidence des événementsanoxiques. Thèse Doctorat, Université d'Oran, 161 p.

- Bendella M. & Ouali-Mehadji A. (2014)** -Depositional environment and Ichnology (Nereites ichnofacies) of the Late Devonian Sahara region (SW Algeria). *Arabian Journal of geosciences*
- Biju-Duval. B (1999)** - Géologie sédimentaire. Bassins. Environnements de dépôts. Formation d'huile. Institut Français du Pétrole. Édition TECHNIP, 735 p., Paris.
- Boggs, S.J.(2014)** - Principles of Sedimentology and Stratigraphy, Pearson Education, Inc., 2014, 564pp.
- Boumendjel, K., Morzadac P., Paris F., & Pluquellec Y. (1997).** Le Dévonien de l'Ougarta (Algérie) - Lithologie, microfaunes et faunes. *Rapport interne de SONATRACH*, p 1-23
- Chamley, H., 2000.** Base de Sédimentologie. *Coll Géoscience (2er édit)*, Paris (France).
- Collomb P. & Donzeau M. (1974)** - Relations entre kink-bands décamétriques et fractures de socle dans l'Hercynien des Monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Tectonophysics*, 24 (3), pp. 213-242.
- Crilat S. (1983)** - Le Devonien supérieur et le Carbonifère inférieur des Pyrénées et de la Montagne Noire (Frasnien, Famennien, Tournaisien). *IGCP n 5, Newsletter*, 5, pp. 231-254.
- Dévonien supérieur du Sahara algérien nord-occidental. Thèse Doctorat
- Donzeau M. (1974)** - L'Arc de l'Anti-Atlas-Ougarta (Sahara nord-occidental, Algérie Maroc). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 278, p. 417-420.
- Estimation de l'épaisseur réelle et des environnements de dépôts d'âge Famennien (Dévonien
- Fabre J. (1976)** - Introduction à la géologie du Sahara Algérien. *Soc. Nat. Ed. et Diff.*,
- Fabre J. (2005)** - *Géologie du Sahara occidental et central. Tervuren African Geoscience collection, Musée Royal de l'Afrique Centrale. Tervuren, Belgique, 108, pp. 1-572.*
- Gautier E. F. (1903)** - *Le Sahara Oranais. Ann. Géogr.*, 12, 235 p.
- Gautier E. F. (1906)** - *Contribution à l'étude géologique du Sahara (Saoura, Gourara, Geosciences*, 8 (8), pp. 5303-5316.
- Ghienne J. F., Boumendjel K., Paris F., Videt B., Racheboeuf P. & Ait Salem H. (2007)**- The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta Range (Western Algeria) and interference of the late ordovician, glaciation on the development of the lower Paleozoic transgression on northern Gondwana. *Bulltin of geosciences* 82 (3), 183-214 (14 figures).
- Hadj fateh, A. (2014)** - Inventaire et interprétation des structures de déformation (soft sediment déformation structures) des grès de Marhouma (Famennien) dans la cluse de Marhouma (Soura). *Mém. Ing*

Hu, X., Huang, S, (2017) - Physical properties of reservoir rocks. Springer Geophysics, Petroleum Industry Press and Springer- Verlag Berlin Heidelberg, 2017, 159pp.

importance in sequence stratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 172 (1), pp. 1-17.

Kumar N. & Sanders J.E. (1976) – Characteristics of shoreface storms deposits

Lowe , D.R (1975) - Water escapes structures in coarse-grained sediments. *Sedimentology*, 22,157-204.

Lyubiteliy, Otd. Geol., 5, 5-26 (en russe).

Mahboubi A. (2015) - Microfaunes (conodontes, foraminifères) et environnement au modern and ancient examples. *J. Sedim. Petrol.*, v, 46, p. 145-162.

Morad, S., M. Bergan, R. Knarud, and J. P. Nystuen, (1990) - Albitization of detrital plagioclase in Triassic reservoirsandstones from the Snorre field, Norwegian North Sea: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 411–425.

Morad, S., L. F. De Ros, J. P. Nystuen, and M. Bergan, (1998) - Carbonate diagenesis and porosity evolution in sheetflood sandstones: evidence from the middle and lower Lunde members (Triassic) in the Snorre field, Norwegian North Sea, in S. Morad, ed., *Carbonate cementation in sandstones: International Association of Sedimentologists Special Publication* 26, p. 53–85.

Morad, S., J. M. Ketzer, and L. F. De Ros, (2000) - Spatial and temporal distribution of diagenetic alterations in siliciclastic rocks: Implications for mass transfer in sedimentary basins: *Sedimentology*, v. 47, p. 95–120.

Morad S., Khalid Al-Ramadan., Ketzer J. M., & De Ros L. F. (2010) -The impact of diagenesis on the heterogeneity of sandstone reservoirs: A review of the role of depositional facies and sequence stratigraphy

Ouali Mehadji A., Mekahli L., Bouterfa B., Atif K.& Meddah A.(2006) - Déformations synsédimentaires en contexte de surcharge vs séismites : Exmple du Dévonien terminal de l'Ougarta (Sahara Nord-Ouest) et du Lias –Dogger D'Ain-Ouarka (Atlas saharien occidentale, Algérie).12° Séminaire Science de la Terre , Oran, 06-07 mars 2006, p.30-31.

Ouali Mehadji A., Bendella M., Atif K., Belkacemi K. & Abbache A. (2012) - Estimation de l'épaisseur réelle et des environnements de dépôts d'âge Famennien (Dévonien supérieur) de la région de Marhouma (Saoura, Sahara nord-Ouest, Algérie). *Bulletin du Service Géologique National*, 23, 3-27.

Ozturk, C.A., Nasuf, E., Kahraman, S., (2014) - Estimation of rock strength from quantitative assessment of rock texture. *The Journal of the Southern African Institute of Mining and Metallurgy*, 2014, 114, 471-480.

Pettijohn, F.J., Potter, P.E. & Siever, R. (1987) - *Sand and Sandstone*. Springer-Verlag, New York.

Plint A. G. & Nummedal D. (2000) - The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. *Geological Society, London, Special Publications*, 172 (1), pp. 1-17.

Posamentier H. W. & Morris W. R. (2000) - Aspects of the stratal architecture of forced regressive deposits. *Geological Society, London, Special Publications*, 172 (1), pp. 19-46.

Poueyto A. (1965) - Dévonien de l'Ougarta. *SN-REPAL, rapport interne* (inédit).

Saigal, G. C., S. Morad, K. Bjørlykke, P. K. Egeberg, and P. Aagaard, (1988) - Diagenetic bitumination of detrital K-feldspar in Jurassic, Lower Cretaceous, and Tertiary clastic reservoirs from offshore Norway: I. Textures and origin: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 58, p. 1003–1013.

Schatsky J.F. (1955) – Sur l'origine de la fosse de Patchesta. *Byull. Mosk. Obshchestva*.

Schultz, R.A., Okubo, C.H., Fossen, H. (2010) - Porosity and grain size controls on compaction band formation in Jurassic Navajo Sandstone. *Geophysical Research Letters*, 2010, 37 (L22306), 1-5.

Simpson E. L. & Eriksson, K. A. (1990) - Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia : an example of the early history of a passive margin. *Journal of Sedimentary Research*, 60 (1), pp. 84-100. supérieur) de la région de Marhouma (Saoura, Sahara nord-Ouest, Algérie). *Bulletin du Service Géologique National*, 23, 3-27.

Touat). *Bull. Soc. Géol. France*, 6, pp. 729-767.

Tucker. (2003) - *Sedimentary Rocks in the Field*, 3rd ed. The Geological Field Guide Series. ix 234 pp. Chichester: Wiley. Price £15.99 (paperback). ISBN 0 470 85123 6. *Geological Magazine*, 142(2), 226-226. doi:10.1017/S001675680536078X

Worden, R., and S. Morad, (2003) - Clay minerals in sandstones: Controls on formation, distribution and evolution, in R. H. Worden and S. Morad, eds., *Clay cements in sandstones: International Association of Sedimentologists Special Publication* 34, p. 3–41.

LISTES DES FIGURES

PAGES

Fig. 1 : Situation géographique des monts d'Ougarta en Algérie.....	1
Fig. 2 : Localisation géographique et géologique de secteur d'étude (modifiée).....	2
Fig. 3- Carte géologique des Monts d'Ougarta (Ghienne <i>et al.</i> 2007).....	3
Fig. 4 : Coupe de référence et lithostratigraphie du Dévonien de l'Ougarta; (A) localisation de la coupe; (B) Succession lithostratigraphique (d'après Bastien, 1967 <i>in</i> Hadj Fateh, 2015)....	4
Fig. 5 : Classification de Grès (Pettijohn <i>et al.</i> , 1987).....	8
Fig. 6 : Graphiques d'estimation des pourcentages. À utiliser pour donner une estimation approximative du pourcentage de grains ou de bioclastes (fossiles) ou de cristaux (etc.) présents dans la roche. (Tucker, 2003).....	9
Fig. 7 : Localisation géographique de la coupe.....	14
Fig. 8 : Symboles et figurés utilisés dans la coupe.....	15
Fig. 9 : Colonne lithologique du membre inférieur de la formation des Grès de Marhouma.18	
Fig. 10 : Colonne lithologique du membre supérieur de la Formation des Grès de Marhouma.....	21
Fig. 11 : Structure de charge (<i>Load-cast</i>).....	23
Fig. 12 : Slump dans les argiles du Membre supérieur.....	23
Fig. 13 : Les structures en boules et coussins.....	24
Fig. 14 : les failles synsédimentaires.....	25
Fig. 15 : Structures d'échappement de fluides.....	25
Fig. 16 : Photomicrofaciès de la lame Ei1, membre inférieur des Grès de Marhouma.....	26
Fig. 17 : Photomicrofaciès de la lame Ei2, membre inférieur des Grès de Marhouma.	27
Fig. 18 : Photomicrofaciès de la lame Ei3, membre inférieur des Grès de Marhouma.	28
Fig. 19 : Photomicrofaciès de la lame Ei4, membre inférieur des Grès de Marhouma.	28
Fig. 20 : Photomicrofaciès de la lame Ei5, membre inférieur des Grès de Marhouma.	29
Fig. 21 : Photomicrofaciès de la lame Ei6, membre inférieur des Grès de Marhouma.....	30
Fig. 22 : Photomicrofaciès de la lame Ei7, membre inférieur des Grès de Marhouma.....	30
Fig. 23 : Photomicrofaciès de la lame Ei8, membre inférieur des Grès de Marhouma.	31
Fig. 24 : Microphotographies des lames minces (Es1) du faciès grés du membre supérieur.	31
Fig. 25 : Microphotographies des lames minces (Es2) du faciès grés du membre supérieur.	32
Fig. 26 : Microphotographies des lames minces (Es3) du faciès grés du membre supérieur.	33
Fig. 27 : Microphotographies des lames minces (Es4) du faciès grés du membre supérieur.	34

Fig. 28 : Microphotographies des lames minces (Es5) du faciès grès du membre supérieur.34

Fig. 29 : Microphotographies des lames minces (Es6) du faciès grès du membre supérieur.35

Fig. 30 : Microphotographies des lames minces (Es7) du faciès grès du membre supérieur..36

Fig. 31 : Microphotographies des lames minces (Es8) du faciès grès du membre supérieur..36

Fig. 32 : Microphotographies des lames minces (Es9) du faciès grès du membre supérieur..37

Fig. 33 : Les variables des modèles de contact grain à grain sont dues à une augmentation de la profondeur d'enfouissement (Boggs, 2014). Nous avons ici une diagenèse d'enfouissement moyen (contacts grain-grain point et de surface régulière) et quelques cas de contacts par sutures ; il nous paraît judicieux de proposer un enfouissement limite situé à la transition diagenèse d'enfouissement moyen à profond.....40

Liste des tableaux

Tableau 1 : Composition chimique moyenne des trois types de grès : quartz arénite, arkose et grauwacke (de Pettijohn et al. 1987).....11

Tableau 2 : Caractéristiques à noter dans la description des mudrocks. (Tucker, 2003).....12

Tableau 3 : Cractéristiques des pseudomatrices (Morad et *al.*, 2000 ; Worden & Morad, 2003).....13

PLANCHE I

- A- le niveau Ei3à Ei4 qui montre une patine jaune à vert-olive
- B- boules donnant un aspect noduleux
- C- figures d'échappement de fluide
- D- des failles syn-sédimentaires qui parcourent tout le membre inférieur
- E- Faciès noirâtre
- F- Faciès verdâtre

PLANCHE I

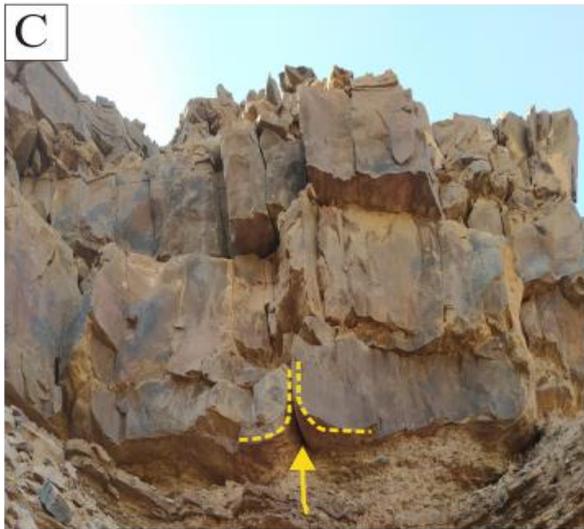
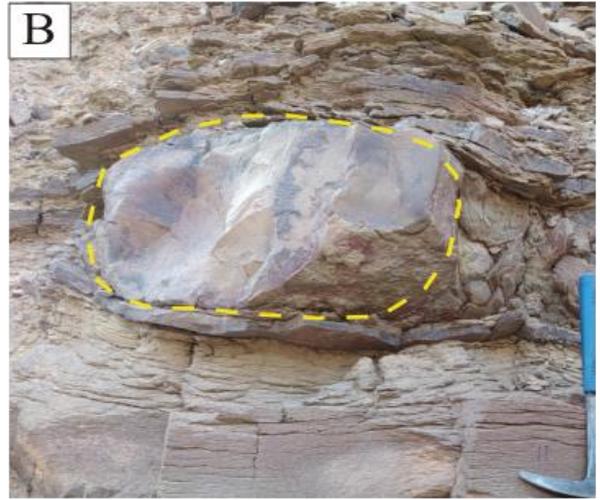


PLANCHE II

- A- Grès massif
- B- Grès nodules
- C- Grès chenalisés
- D- rides de courants symétriques
- E- *load-casts*
- F- Grès a laminations obliques

PLANCHE II

