

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 & de l'Univers

Département des Sciences de la Terre

Laboratoire de Paléontologie Stratigraphique & Paléoenvironnement



Mémoire de Fin d'Etude

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

Option : Géologie des Bassins Sédimentaires

Thème :

LES AFFLEUREMENTS DE LA FORMATION DES ARGILES DE FOUM TINESLEM
(ORDOVICIEN INFÉRIEUR) DANS LE SECTEUR DE KHENEG EL AATENE
(MONTS D'OUGARTA, SAHARA ALGERIEN NORD-OCCIDENTAL) :
LITHOSTRATIGRAPHIE, SEDIMENTOLOGIE & ORGANISATION SEQUENTIELLE

Présenté par :

M. BOUHADJERA Mohammed Chakib

Soutenu le 27 / 06 / 2022, devant la commission d'examination :

M. OUALI MEHADJI A.

Professeur - Université d'Oran 2

Président

M. BOUTERFA B.

MA-A - Université d'Oran 2

Rapporteur

M. SADJI R.

MC-B - Université d'Oran 2

Examineur

Oran, 2022

Dédicaces

Avoir une pensée profonde pour mon regretté, mon chère Grand père qui m'a beaucoup appris, m'a toujours soutenu, dont la disparition a laissé un grand vide dans nos cœurs. Puisse Dieu tout puissant assurer le repos de son âme.

A mes chères parents, aucune dédicace ne saurait exprimer mon respect, mon amour éternel et ma considération pour les sacrifices que vous avez consentie pour moi et pour mon bien être.

Je remercie ma Grand-Mère pour tout le soutien et l'amour qu'elle m'apporte depuis mon enfance. J'espère que sa bénédiction m'accompagne toujours.

A mon frère et ma sœur à qui j'exprime ma profonde reconnaissances et affection.

J'exprime ma profonde gratitude à tous mes chères camarades qui m'ont accompagné durant mes 5 ans d'étude. A **Salih B., Larbi M., Houari B., Bakary D., Tahar S., Yacine S., Sassi H.** qui ont partagé avec moi les meilleurs moments durant mon cursus universitaire. Je ne vous oublierai jamais.

Je tiens a remercié mes 2 camarades, **Radjaa G.** et **Imen A.** qui m'ont accompagné lors ma mission de terrain à Beni Abbès et pour les meilleurs moments qu'on a partagé ensemble.

Je remercie tous mes enseignants de l'Université Oran 2Mohammed Ben Ahmed qui m'ont donné une bonne formation, partagé leurs expériences pendant les sorties de terrains, et pour tous les bons moments que j'ai vécu pendant mon cursus universitaire avec eux.

Enfin, je remercie l'agent **OMAR**, pour sa gentillesse et le personnel du laboratoire des lames minces, **MM. BOUZA Hocine et Rachid** pour leurs aide.

Avant-propos

Avant tout, je remercie le bon DIEU tout puissant, le tout miséricordieux qui m'a donnée la volonté et le courage de finir ce modeste travail.

Je remercie infiniment mon chère encadrant **M BOUTERFA B.** J'ai eu l'honneur d'être encadré et diriger 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 ses conseils précieux, sa gentillesse. 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 **M. OUALI MAHADJI AEK** pour avoir accepté de présider le jury de ma soutenance. J'ai eu la chance d'être son étudiant durant mes études de master. Je le remercie pour ses encouragements, ses orientations et sa disponibilité a tous instant pour les étudiants. Il représente toujours un exemple en qualité scientifique. Que ce travail soit le témoin de ma profonde estime.

Je remercie profondément **M. SADJI R.** pour m'avoir fait l'honneur d'accepter de faire partie du jury de ce mémoire. Qu'il trouve dans ce travail l'expression de mon profond respect.

Je remercie vivement **M. BENHAMOU M.** pour sa contribution à ma formation depuis L3, ainsi que pour le partage de ses connaissances concernant les carbonates et pour les bons moments partagés au cours du stage dans les Monts des Traras en M1.

Je remercie **M. MANSOUR.B** pour m'avoir fait découvrir la micropaléontologie et pour son partage des connaissances sur les diatomées et pour les bons moments partagés en sa compagnie au cours du stage de terrain de M1. Je n'oublierai jamais le jour où il a consacré 2 heures pour nous apprendre à utiliser le logiciel Corel-Draw, ce qui m'a permis de savoir dessiner ma coupe lithologique.

Je dédie ce travail à mes professeurs, **M. SEBANE A.**, que j'ai eu la chance d'être son étudiant durant la licence, **M. BENRAMDANE H.**, pour ses qualités d'enseignement, pour m'avoir partagé des informations sur le métamorphisme, ainsi que pour sa disponibilité a tous instant pour les étudiants ; **M. ATIF K.F.T.**, pour m'avoir fait découvrir la paléontologie ainsi la stratigraphie en L2 ; **M. BENDELLA M.** qui m'a beaucoup appris sur les figures sédimentaires et **M. MAHBOUBI M.**, pour son aide et ses conseils sur la cartographie.

A tous, MERCI

R é s u m é

Le présent travail a été effectué sur des affleurements appartenant au membre supérieur argileux de la formation des Argiles de Fougues Tineslem d'âge Ordovicien inférieur (Trémadocien supérieur - Floien basal), dans le secteur Kheneg el Aatène (Monts d'Ougarta).

L'étude lithostratigraphique de ce membre (environ 90 m d'épaisseur) a montré un ensemble essentiellement détritique, constitué d'une intercalation d'argiles et de passées ou de bancs de siltites et de grés fins micacés. Celle-ci est d'abord dilatée, puis serrée vers le haut de la formation.

L'étude sédimentologique de ce membre a été effectuée à partir de la définition et de la description des faciès et sous-faciès. Elle a permis de reconnaître 2 faciès principaux, des argiles (FI) et des siltites et/ou grés fins micacés (FII). Ce dernier a été subdivisé, à son tour, en 5 sous-faciès. L'interprétation sédimentologique, en terme de milieux de dépôts, nous a conduit à proposer un environnement de plate-forme détritique distale (*offshore-transition*), soumise de temps à autre à l'action de tempêtes.

En outre, la présence de structures de déformations de sédiments mous (SSDS) (Laminations convolutées et structures en flamme), laisse à supposer une certaine instabilité de la plate-forme, au moins localement, au cours de l'Ordovicien inférieur.

L'essai d'organisation séquentielle des faciès a montré que le membre supérieur argileux de la formation des Argiles de Fougues Tineslem s'inscrit dans une phase transgressive, par rétrogradation des dépôts, dans un milieu *offshore-transition*. Cette tendance se poursuit encore avec la mise en place du membre inférieur de la formation sus-jacente de Kheneg el Aatène, pendant l'Arenig.

Mots-clés : Monts d'Ougarta, Kheneg el Aatène, Formation des Argiles de Fougues Tineslem, Ordovicien inférieur, Lithostratigraphie, Sédimentologie, Organisation séquentielle.

Table de matières

	Pages
Dédicaces	
Avant-propos	
Résumé.....	1

Chapitre I : Généralités

Introduction.....	4
I- Cadre géographique.....	4
A- Cadre géographique général des Monts d'Ougarta.....	4
...B- Cadre géographique du secteur d'étude.....	5
II- Cadre géologique.....	5
A- Cadre géologique général des monts d'Ougarta.....	5
B- Cadre géologique du secteur d'étude.....	9
III- Historique des recherches.....	10
IV- But et méthode de travail.....	11
A- But du travail.....	11
B- Méthodologie de travail.....	11

Chapitre II : Lithostratigraphie

Introduction.....	14
I- Description lithostratigraphique.....	14
A- Situation de la coupe.....	14
B- Description de la coupe.....	14
II- Etude comparative.....	21
II- Attribution stratigraphique.....	23

Chapitre III : Sédimentologie et stratigraphie séquentielle

Introduction.....	25
I- Description et interprétation des faciès.....	25
A- Faciès des argiles (FI).....	25
B - Faciès de siltites et/ou de grès fins micacé (FII).....	26
1- Sous-Faciès de siltites et/ou de grès fins à laminations horizontales.....	26
2- Sous-Faciès de siltites et/ou de grès fins à litages obliques en mamelons (HCS) et siltites à litages obliques en creux (SCS).....	28
3- Sous-faciès de siltites et/ou de grès à rides et à litages de rides de vagues.....	30
4- Sous-faciès des siltite à litages convolutes.....	30
5- Sous-faciès à siltites carbonatées.....	31
II- Milieux de dépôt.....	31
III- Organisation séquentielle des faciès.....	35
Conclusion générale.....	38
Références bibliographiques.....	39
Liste des figures.....	44
Planches Photographiques.....	46

Chapitre 1

Généralités

Introduction

Notre travail a eu lieu dans la région de Béni Abbès où les formations ordoviciennes affleurent largement. Il intéresse l'étude de la formation des Argiles de Foum Tineslem.

Ce chapitre sera consacré à (1) la présentation géographique et géologique des Monts d'Ougarta et du secteur d'étude, (2) à la présentation des formations qui y affleurent, et (3) à un historique retraçant les principaux travaux réalisés par les chercheurs dans cette région.

I- Cadre géographique

A- Cadre géographique général des Monts d'Ougarta

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) distinguent 2 faisceaux qui forment cette chaîne. Avec une direction NE-SW et 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 SE, du Faisceau de la Daoura.

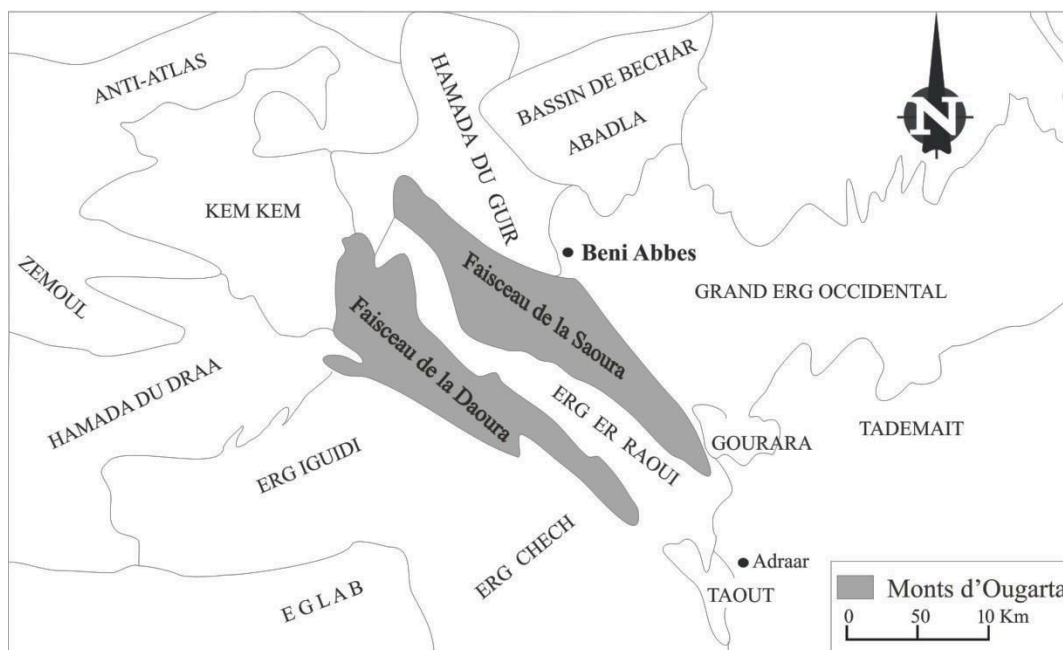


Fig. 1 : Situation géographique des Monts d'Ougarta (d'après FABRE, 1976, modifié, in HERVOUET et DUEE, 1996).

B- Cadre géographique du secteur d'étude

Le secteur d'étude est situé dans le faisceau de la Saoura, à environ 80 Km au SSW de la ville de Béni-Abbès et 20 Km au Sud du village d'Ougarta, à l'extrémité ouest du Kheneg el Aatène (Fig. 2).

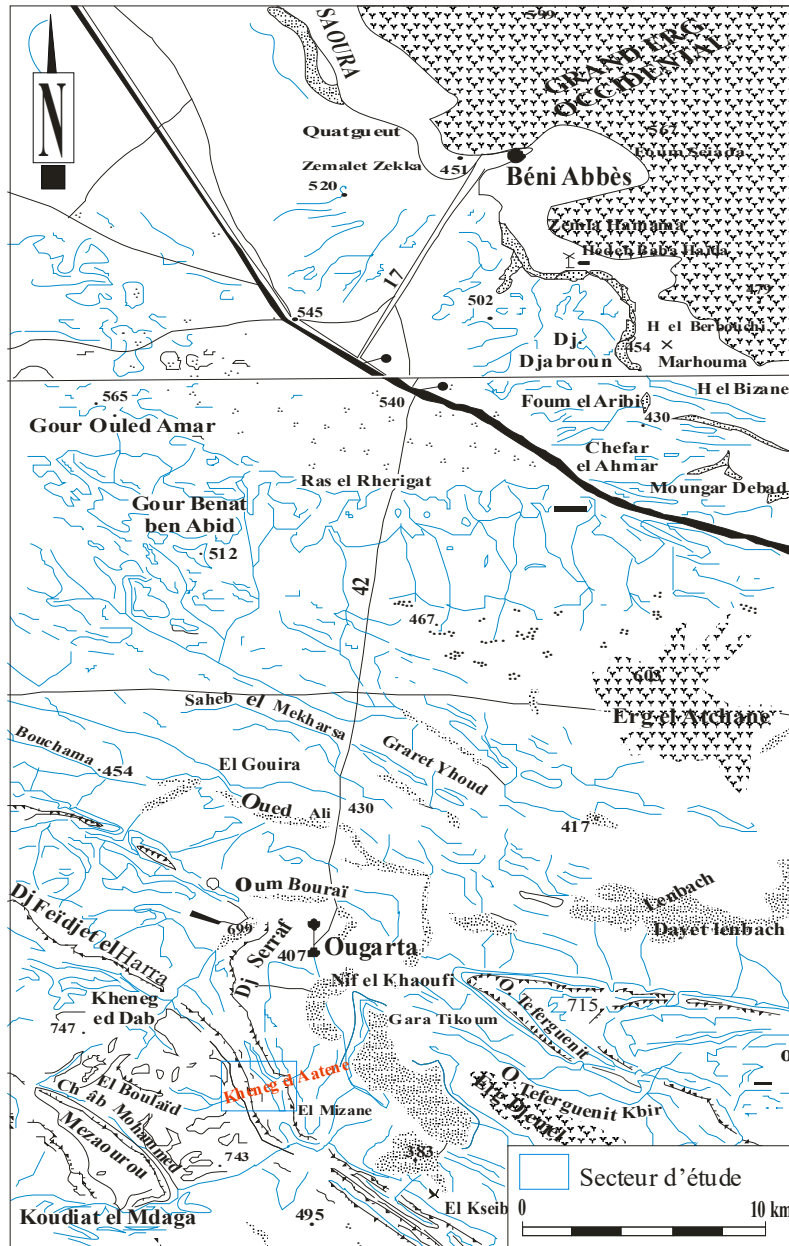


Fig. 2 : Situation géographique du secteur d'étude.

II- Cadre géologique

A- Cadre géologique général des Monts d'Ougarta

Les Monts d'Ougarta sont caractérisés par un socle d'âge précambrien, surmonté par une couverture paléozoïque (MENCHIKOFF, 1933 ; FABRE, 1976 ; AIT KACI, 1990 ; FABRE, 2005) (Fig. 3).

La série précambrienne est constituée par un socle (en rouge sur la fig. 3), matérialisé par des terrains volcaniques ou volcano-sédimentaires (Rhyolites, Ignimbrites, Andésites...) qui occupent le cœur des anticlinaux (CHIKHAOUI, 1974, 1981).

Le Paléozoïque forme une épaisse couverture sédimentaire discordante sur le socle, allant du Cambrien au Carbonifère. Cette couverture primaire est partiellement masquée par des affleurements cénozoïques discordants (Fig. 3).

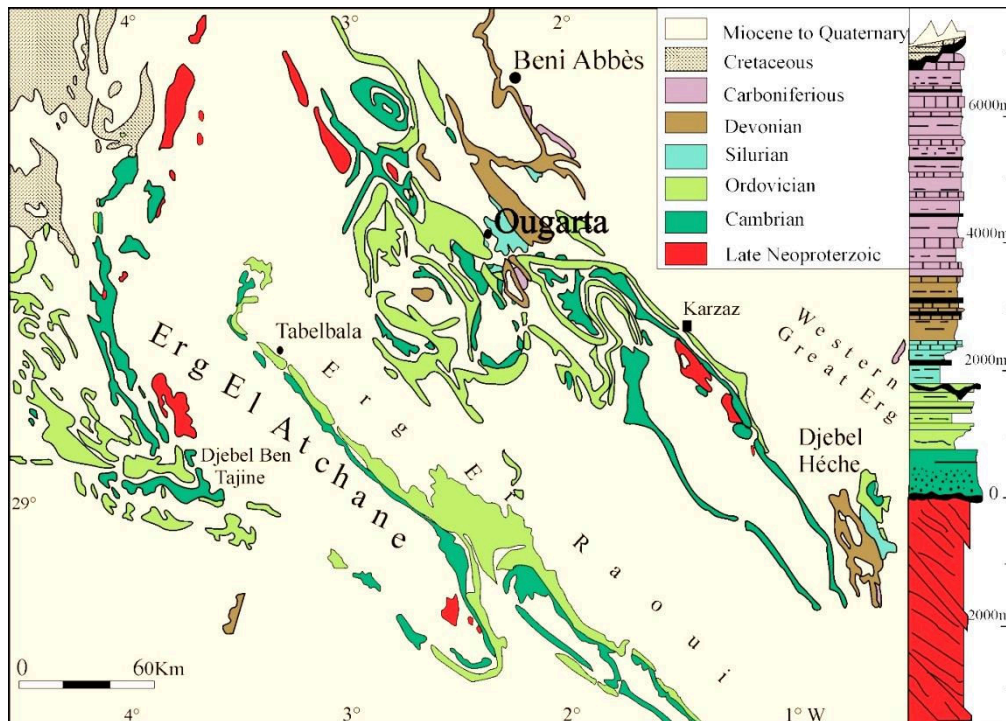


Fig. 3 : Carte géologique simplifiée de l'Ougarta et colonne synthétique de la succession sédimentaire (d'après GHIENNE *et al.*, 2007 ; modifié, in MAIRIA, 2005).

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 & NADJARI, 2006).

Cette chaîne est le résultat du plissement d'une épaisse série paléozoïque pendant la compression varisque (LEGRAND et BOUTERFA, 2021).

Du point de vue géomorphologique, la série cambro-ordovicienne forme 4 principales crêtes dans le paysage (FABRE, 1976, 2005) (Fig. 4).

Une description succincte de cette série est donnée ci-dessous. Elle sera basée principalement sur les travaux de GOMES SILVA *et al.* (1963) à qui revient la nomenclature des formations utilisée jusqu'à l'heure actuelle par les géologues qui s'intéressent à cette région.

Les deux premières formations, d'âge Cambrien, correspondent aux Grès arkosiques de la Sebkhah el Melah et aux Quartzites d'Ain en Nechea (Fig. 5).

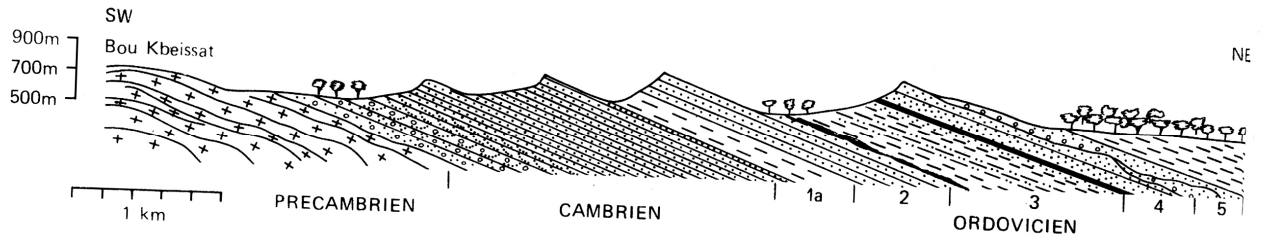


Fig. 4 : Coupe schématique de l'Ordovicien au Kheneg Tlaia (d'après FABRE, 2005).

Légende

1 : Dalle à Lingules (Trémadoc) surmontée par les Argiles du Foum Tineslem (1a) ; 2 : Grès du Kheneg el Aatène (Arénig) ; 3 : Argileux-gréseux de Foum Ez Zeidiya, membre inférieur argileux fossilifère (Arénig supérieur), membre médian gréseux-micacé (Llanvirn), membre supérieur argileux-gréseux puis gréseux ; 4 : Argileux-gréseux à croûtes ferrugineuses de Bou M'Haoud (Llandeilo et Caradoc ?) ; 5 : Formation glaciaire du Djebel Serraf.

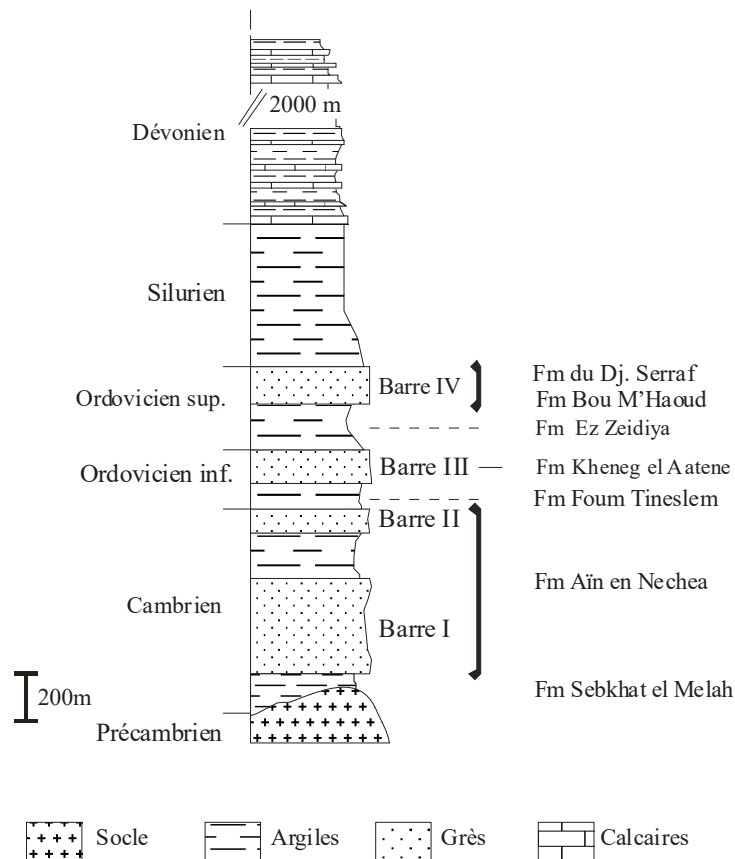


Fig. 5 : Colonne stratigraphique synthétique des formations paléozoïques des Monts d'Ougarta (D'après les travaux de DONZEAU, 1971 et FABRE, 1976, in HERVOUET & DUEE, 1996).

La Formation des Grès arkosiques de la Sebka el Melah est caractérisée par des grès arkosiques à stratifications obliques et montre une évolution grano-décroissante. Le sommet est marqué par des sables fins à rides de courant. Selon AIT KACI (1990), ces arkoses se sont déposées dans un système fluvial en tresses.

Les Quartzites d'Ain en Nechea sont attribués au Cambrien moyen et formées par des grès micacés à stratifications obliques et des schistes gréseux à tigillites (*Skolithos*). Cette formation est clôturée par la *Dalle à Lingules* qui marque le passage vers l'Ordovicien (GOMES SILVA *et al.*, 1963 ; FABRE, 1976, 2005).

Concernant la série ordovicienne, celle-ci constitue les deux dernières crêtes des reliefs des Monts d'Ougarta (Fig. 4). Elle est représentée par 5 formations (GOMEZ SILVA *et al.*, 1963) (Fig. 5) :

(1) Formation de Foum Tineslem : c'est celle qui fait l'objet de notre étude. 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.

* 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.

(2) Formation de Kheneg el Aatène : d'une épaisseur de 200 m, elle est composée par 2 membres :

* Membre inférieur des grès micacés (90 m) : 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 :

* 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.

* Membre médian (100 m) : c'est un ensemble de grés micacés en plaquette et contient 4 à 5 niveaux de lentilles de calcaires gréseux.

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

(4) Formation de Bou M'haoud (150 m) : formé par des grés 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 grés.

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

(5) Formation de Djebel Serraf (180 m) : c'est la dernière formation de l'Ordovicien (Fig. 4 et 5). Elle est subdivisée en 3 membres :

* Membre inférieur : caractérisé par une barre quartzitique ; sa base renferme des lentilles de conglomérats, son sommet est matérialisé par des bancs métriques à grandes stratifications obliques.

* Membre moyen ou Argiles d'el Kseib : il correspond à 45 m d'argiles jaunâtres.

* Membre supérieur ou Grès du Ksar d'Ougarta : ce sont des grés argileux jaunâtres surmontés par des quartzites microconglomératiques, généralement lenticulaires.

B- Cadre géologique du secteur d'étude

Notre travail a été effectué dans le secteur de Khneg el Aatène. Les formations ordoviciennes occupent le flanc oriental d'un grand anticlinal. Il s'agit de (Fig. 6) :

- la formation de Foum Tineslem, notée O¹ ;
- la formation de Khneg el Aatène, notée O², O²⁻³ et O³ ;
- la formation de Foum ez Zeidiya, notée O⁴ ;
- la formation de Bou M'haoud, notée O⁵ ;
- la formation de Djebel Serraf, notée O⁶.

Notons enfin la présence d'une faille à la faveur de laquelle s'est formé le khneg et où passe un oued actuellement.

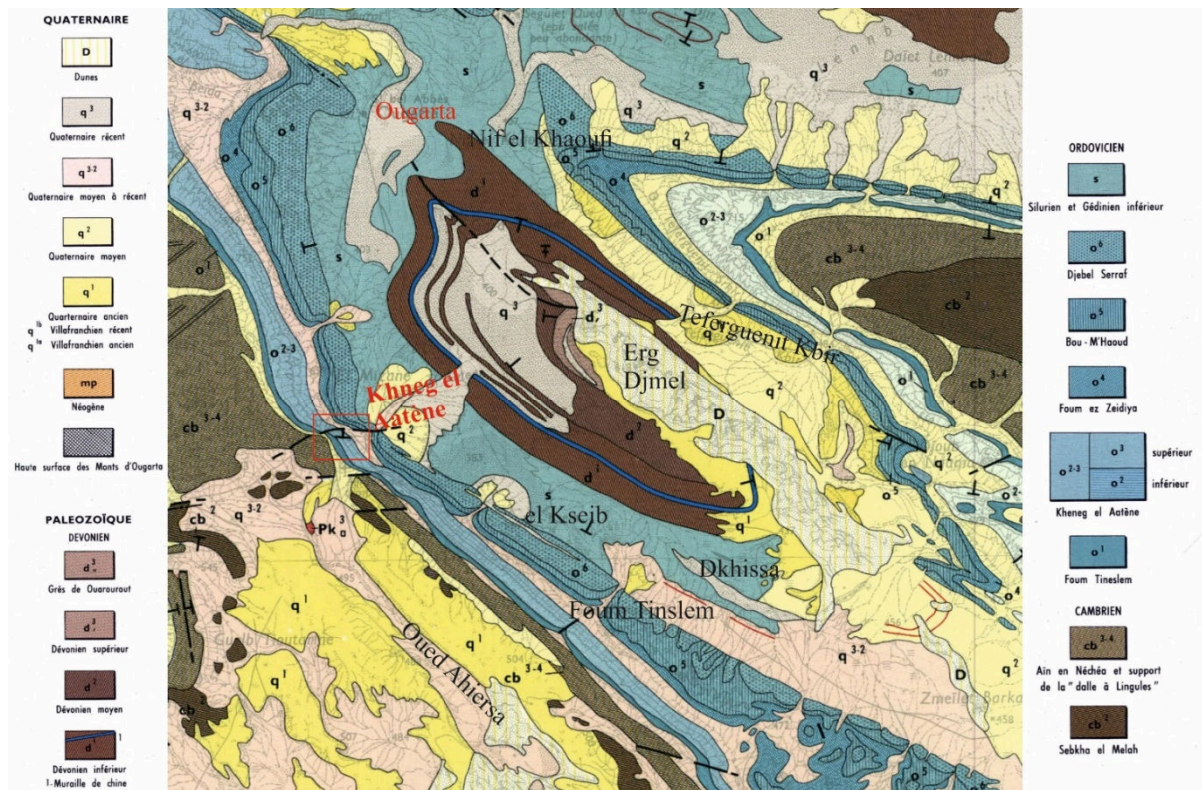


Fig. 6 : Cadre géologique du secteur d'étude (Extrait de la feuille NH-30-X au 1/200 000 d'Ougarta).

III- Historique des recherches

Dans cet historique, nous essayerons de citer les principales études effectuées sur la formation des Argiles de Fom Tinslem.

Dès 1962, ARBEY attribue la Dalle à Lingules, base de la formation d'étude au Trémadocien sans aucune preuve paléontologique.

C'est à GOMEZ SILVA *et al.* (1963) que revient le nom de la formation. Ces auteurs la subdivisent en 2 membres : un membre inférieur argileux-gréseux et un autre supérieur, argileux. Ils suggèrent un âge Trémadocien à partir des débris à graptolites récoltés à la base du premier membre.

Trois années plus tard, LEGRAND précise l'âge Trémadocien inférieur du membre inférieur argilo-gréseux de la formation Fom Tinslem.

En 1987, puis 1988, GUERRAK mentionne la présence de 12 niveaux de minerais de fer oolithique de type extensif (*Extensive Iron Deposition* ou EXID) dans l'Ordovicien des Monts d'Ougarta. Ce sont des lits d'épaisseur constante et ayant une extension horizontale. Le premier niveau a été repéré dans le membre inférieur de la formation des Argiles de Fom Tinslem.

GHIENNE *et al.* (2007) réalisent plusieurs coupes dans le Cambro-Ordovicien de la Chaîne d'Ougarta à partir desquelles ils définissent les environnements de dépôt et des séquences de type transgressif-régressif (T-R). Ils distinguent ainsi 6 séquences de dépôt de faible fréquence (15-25 Ma). Le terme transgressif de la séquence 4 correspond au sommet de la formation cambrienne des Quartzites d'Ain Nechea et la partie basale de l'Ordovicien, correspondant à la base de la formation de Foum Tineslem. Cette dernière est placée dans un environnement de *shoreface* à plate-forme interne.

Une partie du terme régressif de la séquence 4 englobe le reste des affleurements de la formation de Foum Tineslem, déposée dans une plate-forme interne.

La même année, PARIS *et al.* font une étude biostratigraphique basée principalement sur les biozones de chitinozoaires. Ils notent la présence de *Brevicollis-symmetrica* dans la formation de Foum Tineslem et propose un âge Trémadocien supérieur/Flonien inférieur dans la partie inférieure de cette formation.

Enfin, BRADAI (2021) effectue une étude lithostratigraphique, sédimentologique et séquentielle de la formation de Foum Tineslem dans sa localité éponyme. Il note la présence de 2 membres : un membre inférieur gréseux (6 m) qui repose sur *la Dalle à Lingules*, matérialisé par une barre de grès rouge fin, surmontée par des bancs gréseux décimétriques, à laminations horizontales et galets mous, et un membre supérieur argilo-gréseux (77 m) correspondant à une combe argileuse, à intercalations de bancs de siltites rouges, à stratifications obliques en mamelons (*HCS*) et en creux (*SCS*). Le membre inférieur est placé dans le *Shoreface*, le supérieur dans l'*Offshore*-transition à *Shoreface* vers la fin de la formation.

IV- But et méthode de travail

A- But du travail

Le but de notre travail c'est de réaliser une étude lithostratigraphique et sédimentologique détaillée de la formation des Argiles de Foum Tineslem, à partir d'une coupe levée, pour la première fois, dans le secteur de Kheneg el Aatène. Cette étude nous permettra de définir l'environnement de dépôts et l'organisation séquentielle des corps sédimentaires.

B- Méthodologie de travail

Le présent travail a été réalisé suite à une mission de terrain effectuée dans les Monts d'Ougarta au mois de mars 2022. Au cours de cette mission, un levé de coupe détaillé a concerné les affleurements de la formation de Foum Tineslem dans le secteur du Kheneg el Aatène où toutes

les caractéristiques lithologiques, granulométriques, stratonomiques ainsi que l'inventaire de figures sédimentaires ont été pris en compte. Ce travail a été accompagné par un échantillonnage de roches et par des prises de photos pour les illustrations.

Les échantillons de roches ont fait l'objet d'un traitement au laboratoire pour la réalisation puis l'étude microscopique des lames minces.

Chapitre 2

Lithostratigraphie

Introduction

Ce second chapitre sera consacré à l'étude lithostratigraphie de la formation des Argiles de Foum Tineslem dans le secteur de Kheneg el Aatène. Il s'agit en fait, plus précisément, du membre supérieur de cette formation. En effet, dans cet endroit, une faille, par laquelle passe la piste menant à Bou M'haoud, cache se membre.

I- Description lithostratigraphique

A- Situation de la coupe

La coupe a été levée à la sortie ouest de Kheneg el Aatène, pas loin de la piste et des constructions en ruine de l'ancienne prison coloniale (Fig. 7). Ses coordonnées GPS sont :

A : N29°32'36'' – W02°17'20''

B : N29°32'34'' – W02°17'08''



Fig. 7 : Carte satellitaire montrant la situation du secteur d'étude.

B- Description de la coupe

Seul le membre supérieur de la formation des argiles de Foum Tineslem affleure dans ce secteur. Il correspond au **membre argileux** de GOMEZ SILVA *et al.* (1963) et apparaît à la faveur de 2 grands arrachements bien visible dans le paysage (notés A et B sur la fig. 8).

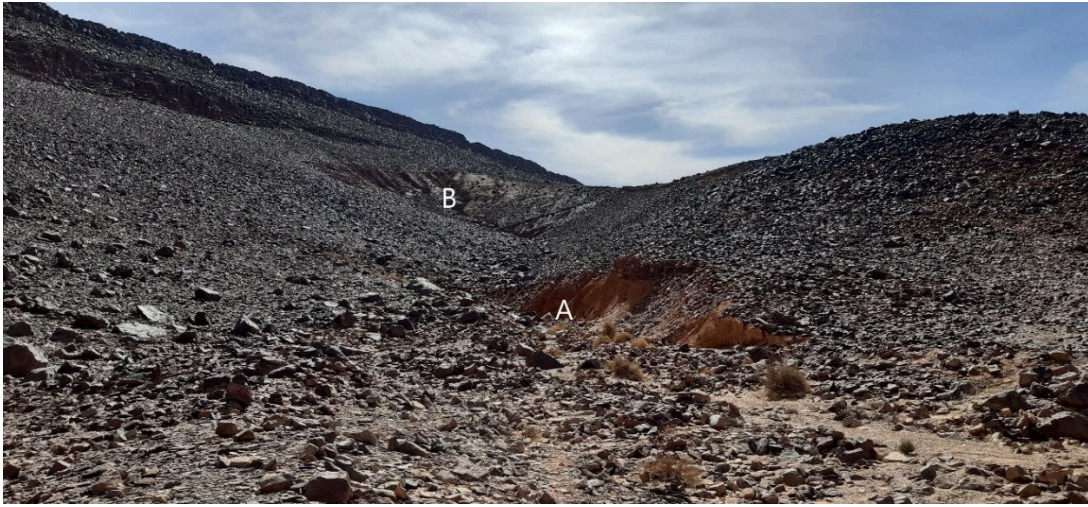


Fig. 8 : Photo panoramique montrant les 2 grands arrachements (A et B) correspondant aux affleurements du membre supérieur argileux de la formation des Argiles de Foum Tineslem.

A : Premier arrachement ; B : Second arrachement.

L'épaisseur du membre argileux a été estimée à environ 90 m. Il s'agit d'un ensemble essentiellement détritique, constitué d'une intercalation d'argiles et de passées ou de bancs de siltites et de grés micacés (Fig. 9).

Dans le détail, la coupe commence par un premier arrachement (Fig. 8A) correspondant à un épais niveau argileux jaunâtre (12 m), d'aspect feuilleté, friable et à intercalation de minces niveaux de siltites à laminations parallèles (Pl. I, fig. 1 et 2).

Ces argiles passent à un niveau d'argilite rougeâtre à *cone-in-cone*, de quelques millimètres à 0,09 m d'épaisseur (Pl. I, fig. 3 et 4), surmonté par des argiles (18 m) qui se chargent de passées de siltites dans leur partie supérieure et qui sont surmontées, à leur tour, par un banc de grés fin micacé à laminations horizontales. Ce banc a une épaisseur de 0,2 m ; il est de couleur sombre à la patine et rougeâtre à la cassure (Pl. I, fig.5).

La coupe se poursuit par un premier banc de siltite carbonatée (0,1 m), à plaques d'échinodermes, brunâtre à la patine et à la cassure et à laminations subhorizontales (Pl. I, fig. 6). Après environ 2,5 m d'argiles à passées de siltites, apparaît le second banc de siltite carbonatée. Il s'agit d'un niveau de 0,15 m d'épaisseur, de même teinte, montrant dans sa partie médiane un mince niveau argileux silteux. Ceci favorise la formation de figures de charge (*Load casts*), de type structures en "flamme" ou *flame structures* (Fig. 10).

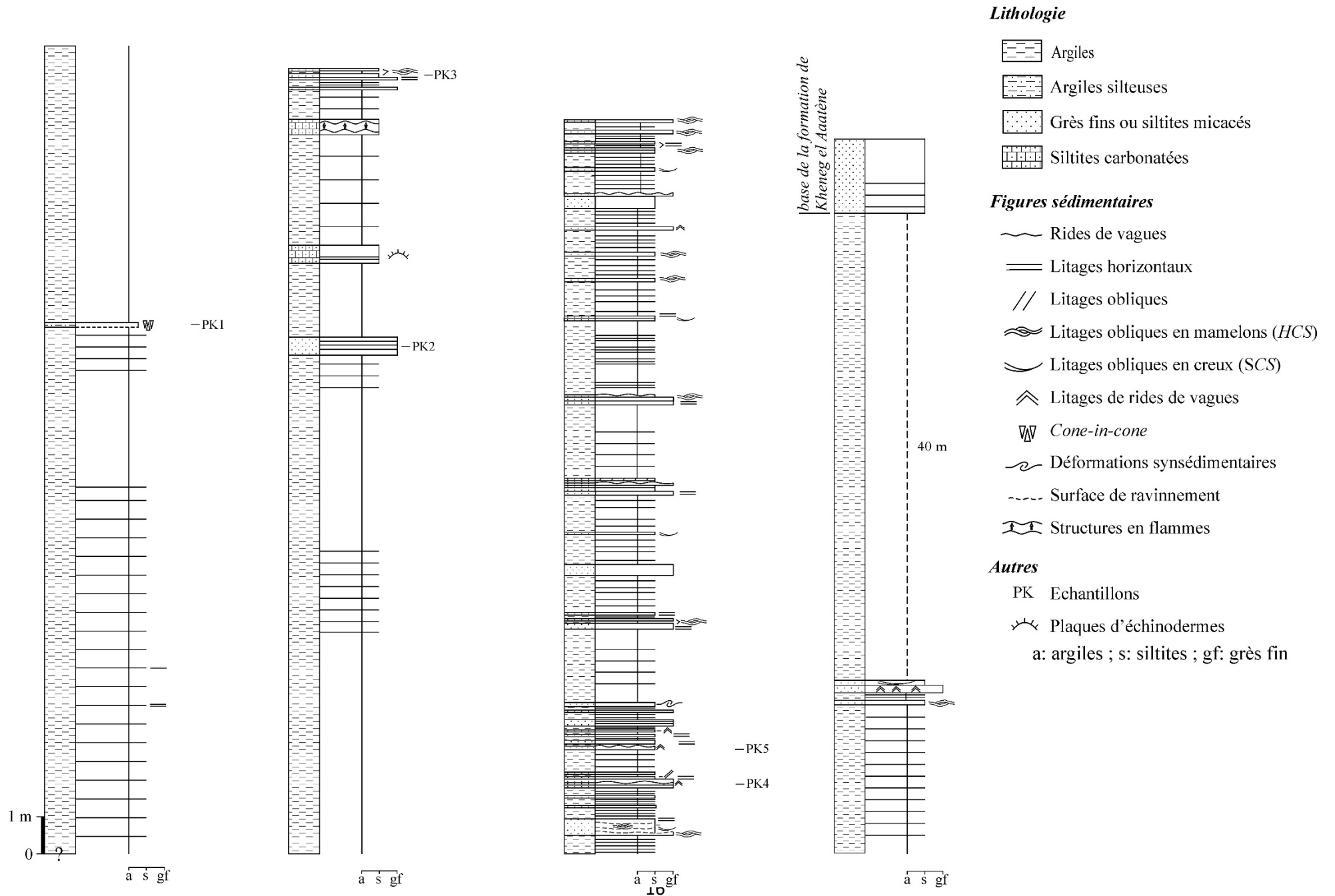


Fig. 9 : Coupe lithostratigraphique du membre supérieur argileux de la formation des Argiles de Fom Tineslem.

La suite des affleurements correspond au second arrachement, bien visible dans le paysage (Fig. 8B). C'est une alternance serrée d'argiles brunâtres, parfois verdâtres, à passées de silts, de couleur brunâtre et de bancs gréseux fins, micacés, jaunâtres à rougeâtres (Fig. 11).

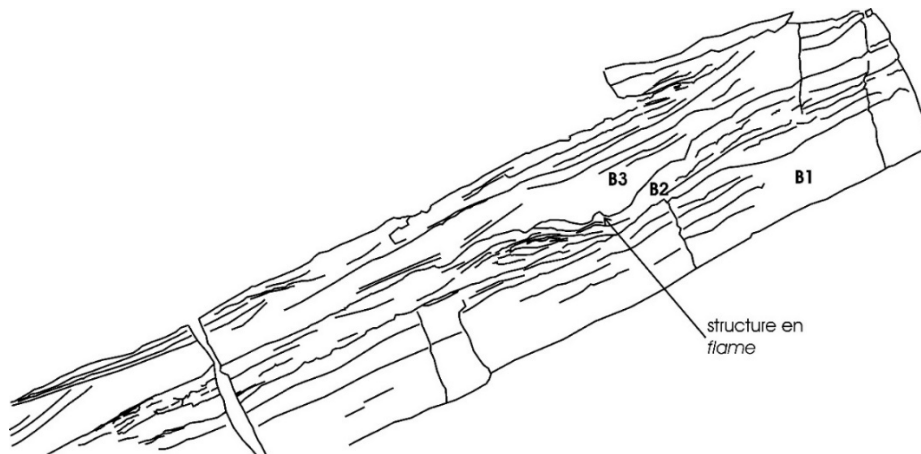


Fig. 10 : Photo et schéma des structures en flamme (*flame structures*).

Légende : B1 : siltite carbonatée ; B2 : argiles silteuses ; B3 : siltite carbonatée.



Fig. 11 : Photo panoramique du second arrachement montrant l'alternance d'argiles, de silts et de grès.

On remarque ici que les argiles deviennent moins épaisses tandis que les siltites augmentent d'épaisseurs et passent de 3-8 cm à environ 40 cm vers la fin du membre où elles se s'effritent en plaquettes (Pl. II, fig. 1).

Il y'a lieu de noter que le faciès silteux est très riche en figures sédimentaires d'interface et de sommet de bancs.

Les figures sédimentaires d'interface de bancs sont représentées par des laminations horizontales favorisant le feuilletage (Fig. 12). Ces laminations peuvent être planes, parallèles et horizontales (Pl. II, fig. 2), ou subhorizontales et parfois même ondulées.

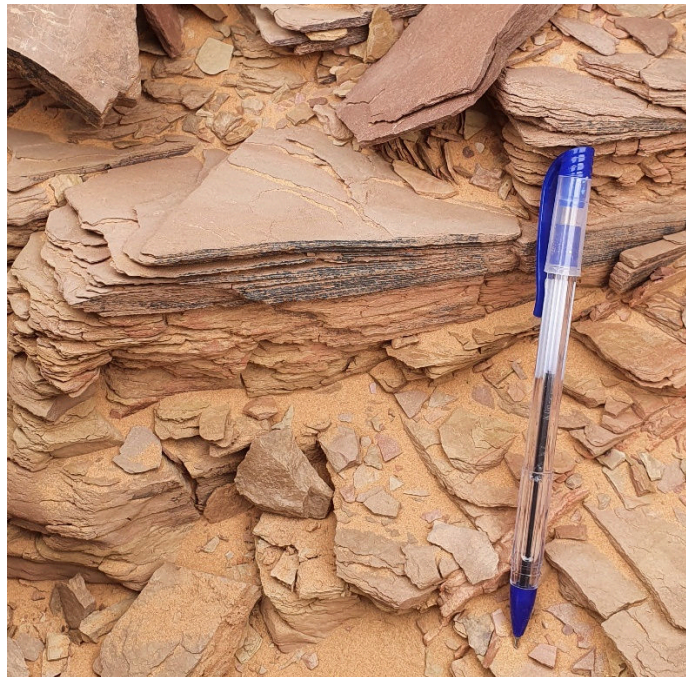


Fig. 12 : Laminations horizontales favorisant le feuilletage d'un banc silteux.

Ces laminations peuvent également être obliques et tabulaires où les lamines possèdent une base souvent angulaire (Fig. 13 et 14).

Nous observons aussi la présence de litages obliques en mamelons ou *Hummocky Cross Stratifications* (HCS). Ce sont des structures caractérisées par des superpositions de dômes (mamelons) et de creux (dépressions). Celles-ci sont de 2 types (Fig. 13) :

(1) type 1 : celles constituées par des laminations courbées, à faible angle (12°), convexes vers le haut (formant des mamelons) et concaves vers le bas (formant un creux) ; (Pl. II, fig. 3).

(2) type 2 : celles formées par un assemblage de laminations croisées à faible angle.

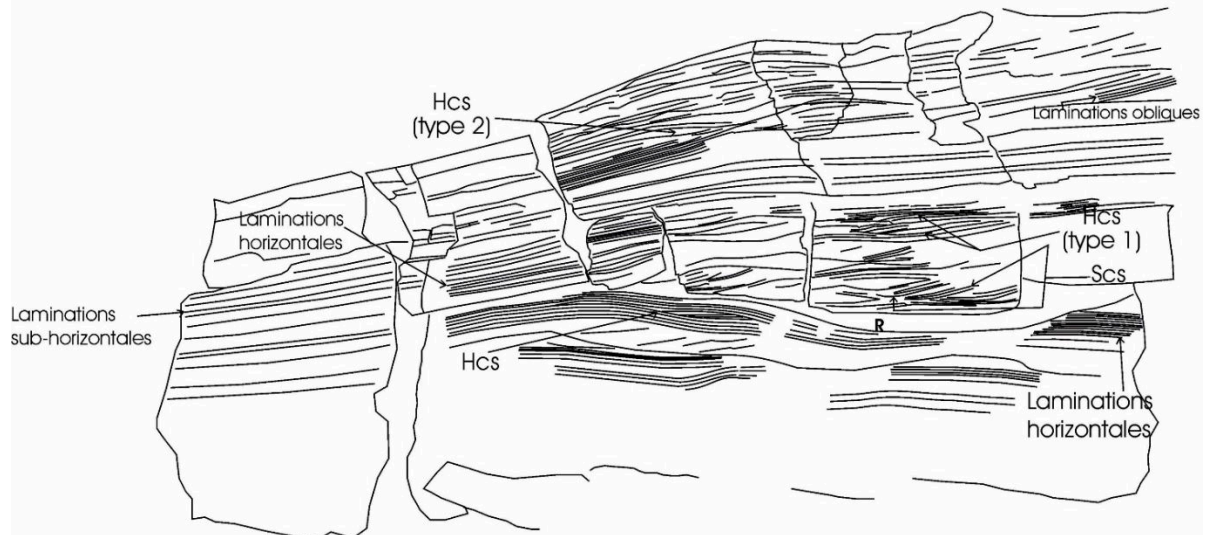
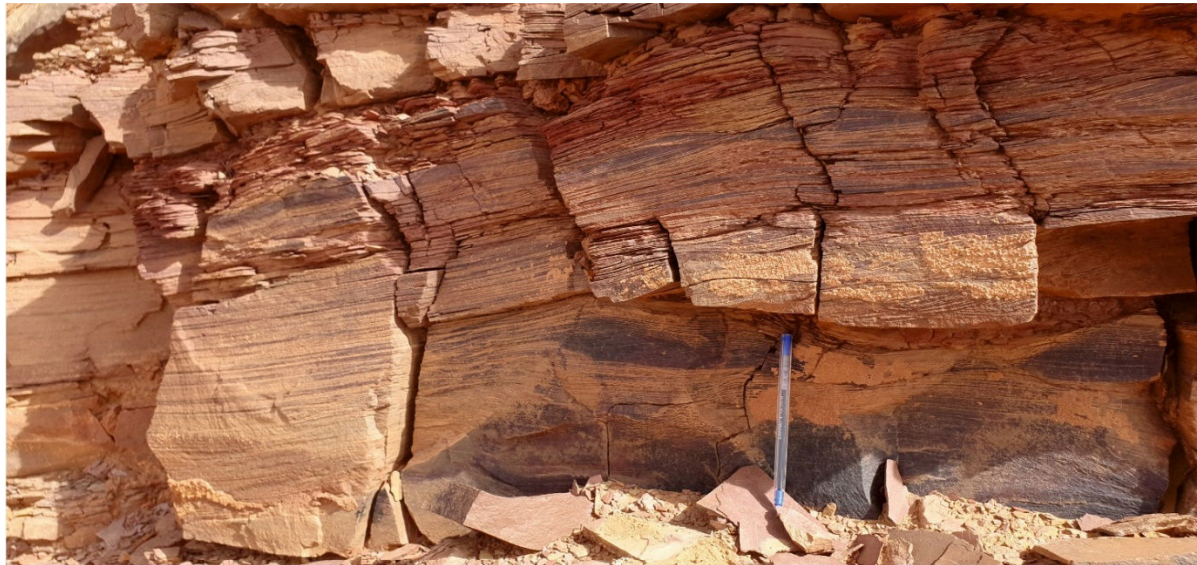


Fig. 13 : Photo et schéma d'un banc de grès, surmonté par des siltites, montrant diverses figures sédimentaires.

Légende : R : Ravinements ; HCS : Litages obliques en mamelons ; SCS : Litages obliques en creux).

D'autres bancs silteux montrent des litages obliques en creux ou *Swaley Cross Stratifications* (SCS), caractérisés surtout par leurs creux symétriques (Fig. 13 et 15 ; Pl. II, fig. 4).

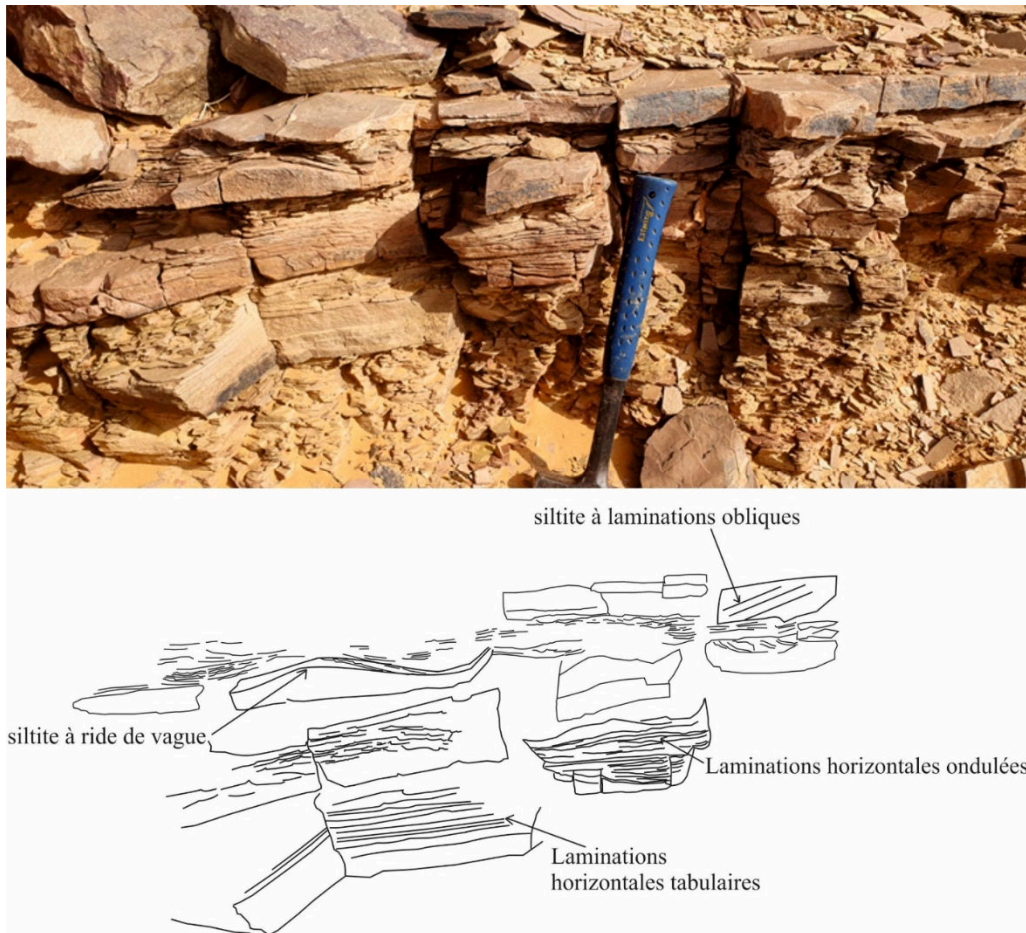


Fig. 14 : Photo et schéma d'un banc de grés micacé à laminations horizontales tabulaires et ondulées, surmonté par un banc de siltites à rides de vagues.

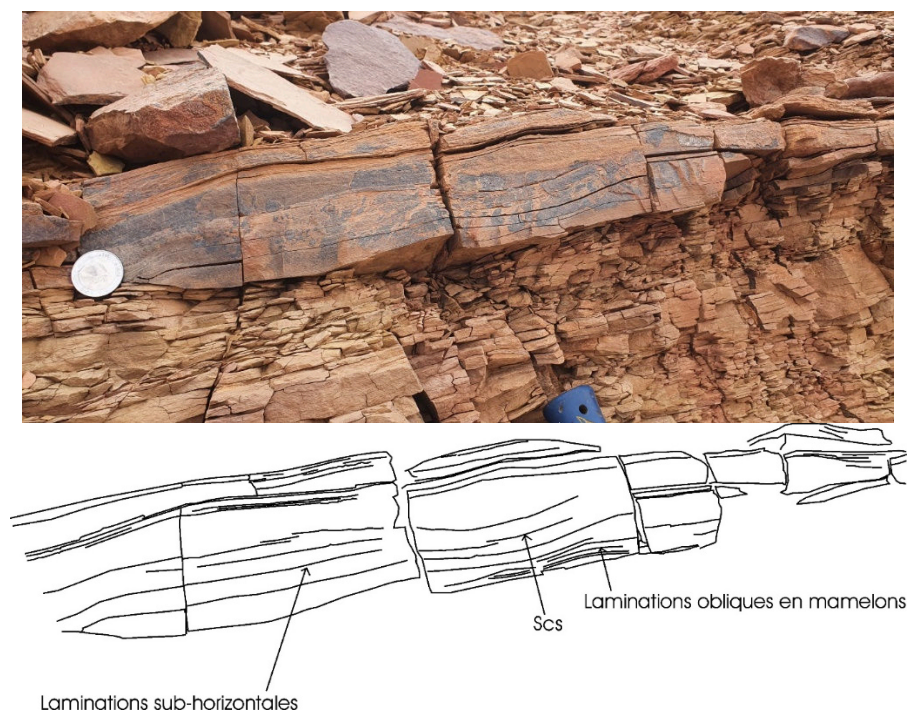


Fig. 15 : Photo et schéma d'un banc de siltite à stratifications obliques en creux (*Swaley Cross-Stratification* ou SCS).

Par ailleurs, un banc silteux (10 cm) est caractérisé par la présence de figures de déformations synsédimentaires. Il s'agit de laminations formant des plis et des replis correspondant aux laminations convolutées (*convolute laminations*) (Pl. II, fig. 5).

Enfin, des litages de rides de vagues façonnent les interfaces de plusieurs bancs de silts (Pl. III, fig. 1).

Pour les figures sédimentaires marquées au sommet (toit) des bancs silteux, il faut citer les rides symétriques de vagues, à crêtes aigues (Fig. 14 ; Pl. III, fig. 1).

Concernant les niveaux gréseux, ce sont des grès fins micacés, d'épaisseur variable (10 à 50 cm), riches en figures sédimentaires telles que les laminations horizontales (Pl. III, fig. 2 et 3), les litages obliques en mamelons (HCS) dont la longueur d'onde augmente progressivement jusqu'à atteindre 30 cm vers la fin du membre (Fig. 16) et, enfin, des rides et des litages de rides de vagues (Pl. III, fig. 4).

Par ailleurs, l'étude microscopique de quelques échantillons de siltites et de grès fin (Pl. IV), prélevés tout au long des affleurements a montré la présence de grains de quartz anguleux ; associés à des oxydes de fer et des paillettes de muscovite.

Enfin, le membre supérieur argileux de la formation des Argiles de Foum Tineslem se clôture dès l'apparition du premier banc de grès marquant la base de la formation sus-jacente de Kheneg el Aatène. Il s'agit d'un niveau gréseux fin psamitique, roux, de 2 m d'épaisseur.

II- Etude comparative

Cette étude comparative concerne notre travail avec celui de BRADAI (2021), effectué sur la même formation, mais dans sa localité type (Foum Tineslem). Le tableau ci-dessous résume les principales caractéristiques notées dans cette formation entre les deux secteurs d'étude (Tab. 1).

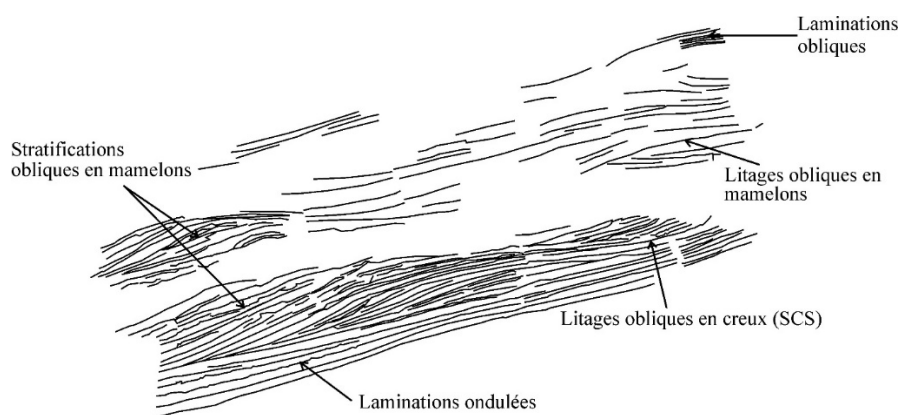


Fig. 16 : Photo et schéma d'un banc de grès fin micacé à Stratifications obliques en mamelons (HCS).

Tab. 1 : Comparaison des caractéristiques de la formation de Foug Tineslem entre notre secteur d'étude et celui de la localité éponyme.

	BRADAI (2021)	Présent travail (2022)
Membre supérieur argileux	<ul style="list-style-type: none"> - Epaisseur : 77 m - Intercalation d'argile, de grés fins et de siltites - Présence de figures de tempêtes (HCS et SCS) - Absence de structures de déformations de sédiments mous (SSDS) - <i>Offshore-transition</i> 	<ul style="list-style-type: none"> - Epaisseur : 90 m - Intercalations d'argiles, de grés fins et de siltites - Présence de figures de tempêtes (HCS et SCS) - Présence de structures de déformations de sédiments mous (SSDS) - <i>Offshore-transition</i>
Membre inférieur	<p>Constitué d'une barre de grés rouge, à stratifications entrecroisées, en plaquettes, de 3 m d'épaisseur, surmontée par un ensemble de bancs décimétriques stratocroissants à laminations horizontales et un niveau à galets mou.</p>	<p>Absence du membre inférieur à cause de la faille</p>

III- Attribution stratigraphique

Durant notre étude, nous n'avons trouvé aucun fossile stratigraphique. Pour cette raison, l'attribution stratigraphique sera proposée à partir des travaux des anciens auteurs.

Tout d'abord GOMEZ SILVA *et al.* (1963) suggèrent un âge Trémadocien après avoir récolté des débris de fossiles de graptolithes (*Rhabdinopora*, *Anisograptidae*) à la base de notre formation.

Par la suite, GHIENNE *et al.* attribuent un âge Trémadocien à partir des graptolithes.

Enfin, la même année, PARIS *et al.* (2007) effectuent une datation par les chitinozoaires et trouvent les biozones à *Brevicollis-Symmetrica* dans la partie inférieure de notre formation. Ils suggèrent ainsi un âge Trémadocien supérieur-Floien basal à la formation des Argiles de Fougues-Tineslem.

Chapitre 3

Sédimentologie & Organisation

Séquentielle

Introduction

Ce troisième chapitre énonce l'étude sédimentologique ainsi que l'application de la stratigraphie séquentielle du membre supérieur argileux de la formation des Argiles de Foum Tineslem. Cette étude est basée sur la description et l'interprétation des principaux faciès à travers, surtout, les caractères lithologiques, granulométriques et les structures sédimentaires. Les associations de faciès nous permettront de suggérer des environnements dépôts dans lesquels se sont mis en place ces affleurements.

I- Description et interprétation des faciès

En fonction de leur fréquence et leur prédominance, 2 principaux faciès ont été définis dans le membre supérieur argileux de la formation des Argiles de Foum Tineslem : des argiles (Faciès FI), des siltites et/ou des grés fins micacés (Faciès FII).

A- Faciès des argiles (FI)

1- Description

Les argiles occupent la quasi-totalité du membre supérieur (argileux) de la formation. Elles sont de teinte jaunâtre, rougeâtre ou verdâtre, indurées et d'aspect feuilleté. Leurs épaisseurs varient de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres.

Notons également la présence d'un banc d'argilite à *cone-in-cone* localisé au début du membre supérieur argileux. Il est de couleur rougeâtre, d'épaisseur variable latéralement (de quelques millimètres à 9 cm - Pl. I, fig. 3 et 4). Il s'agit de structures circulaires, coniques, droites, d'environ 3 cm de longueur, s'emboîtant les unes dans les autres et alignées le long d'un plan.

2- Interprétation

La mise en place des argiles résulte du processus de décantation qui désigne une sédimentation lente dans un milieu calme, dans un régime d'écoulement inférieur (*Lower flow regime*), lors du ralentissement de l'hydrodynamisme.

Concernant l'origine de *cone-in-cone*, cette figure diagenétique a toujours été au centre d'un débat important entre les chercheurs. Leurs descriptions ont été similaires mais leurs conclusions différentes, au moins depuis l'époque de SORBY (1860).

GRESLEY (1894) suppose que l'origine de cette structure pourrait être liée à la pression induite par la croissance des concrétions de carbonate de calcium.

En 1994, JOSESELLES-MARTINEZ suggère que les *cone-in-cone* sont superposés à des agrégats cristallins qui se développent dans des environnements surpressés et se forment à la suite d'une fracture fragile induite par une diminution de la pression interstitielle dans des matériaux ayant des caractéristiques différentes.

TRIBOVILLARD *et al.* (2018) effectuent une étude dans les marnes du Jurassique supérieur (Tithonien) de la région du Boulonnais (Manche, France) qui contiennent des lits carbonatés diagenétiques et des nodules. Certains nodules présentent des structures en *cone-in-cone* sur leur face inférieure. L'utilisation de différentes techniques d'imagerie et les analyses chimiques (éléments majeurs et traces) et isotopiques leur permettent d'interpréter ces structures comme étant le produit final de la formation de nodules carbonatés au cours de la diagenèse précoce. La précipitation diagenétique de carbonate a été induite par l'**activité microbienne** alimentée par des fluides migrant vers le haut. L'expulsion des fluides était elle-même déclenchée par des mouvements de failles synsédimentaires.

B- Faciès de siltites et/ou de grès fins micacé (FII)

Ce second faciès se trouve en abondance à partir de la deuxième moitié du membre supérieur argileux de la formation de Foum Tineslem (Fig. 9, p. 16).

Les siltites sont intercalées au sein des argiles. Elles sont de couleur brunâtre et d'épaisseur allant de 3-8 cm à environ 40 cm vers la fin du membre où elles s'effritent en plaquettes. Les bancs gréseux sont jaunâtres à rougeâtres, fins et micacés et d'épaisseur variable (10 à 50 cm).

En fonction de la fréquence de figures sédimentaires, ce faciès peut être subdivisé en plusieurs sous-faciès.

1- Sous-Faciès de siltites et/ou de grès fins à laminations horizontales (FII-a)

1.1- Description

Suivant la terminologie de CAMPBELL (1967), ces laminations horizontales sont planes, parallèles parfois ondulées ; elles sont observées dans les bancs silteux ou elles favorisent le feuilletage et également dans les grès fins micacé (Fig. 17 ; Pl. II, fig. 2 ; Pl. III, fig. 2 et 3).

1.2- Interprétation

L'organisation des particules sédimentaires s'effectue en lits d'épaisseurs variables (> cm) ; on parle alors de litage (= stratification), et ces litages eux-mêmes sont fréquemment structurés en lamines (de l'ordre du millimètre) (COJAN et RENARD, 2013). Le processus

de mise en place des litages horizontaux résulte de l'action des courants unidirectionnels. Les particules de sables vont être déplacés par 3 modes de transport : charriage, saltation (petits sauts) ou alors glissement contre le fond (CHAMELY, 2000 ; COJAN et RENARD, 2013). Il existe 2 types de régime responsable à la formation de cette structure : un régime d'écoulement supérieur (*Upper flow regime*) et un autre d'écoulement inférieur (*Lower flow regime*). Dans notre cas, puisque ces laminations se trouvent dans les siltites et les grès micacé à grains fin, il s'agit, d'après COLLINSON et MOUNTENEY (2019) d'un régime d'écoulement inférieur (Fig. 18).

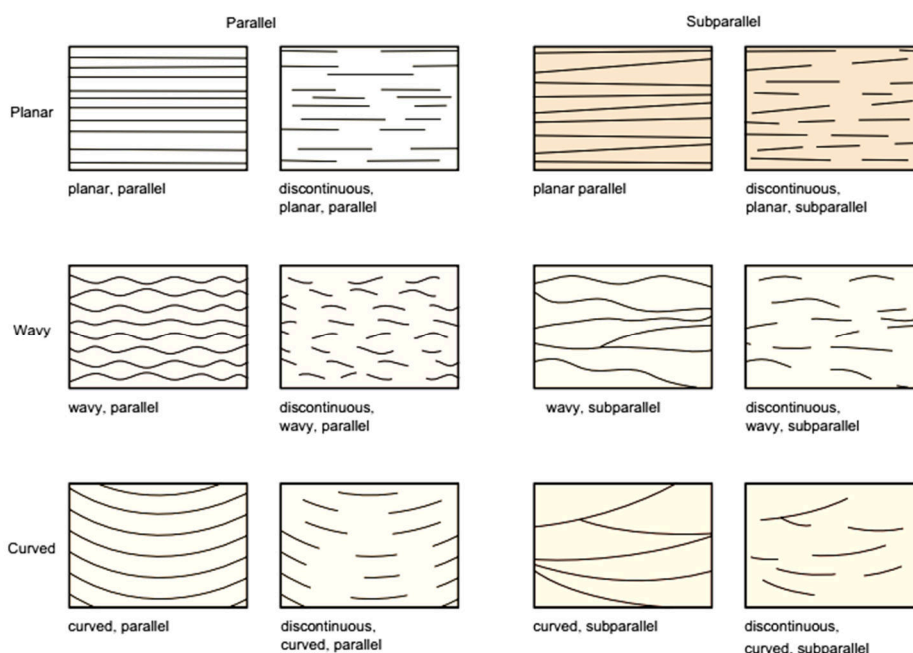


Fig. 17 : Terminologie des stratifications/laminations, d'après CAMPBELL (1967) et REINECK et SINGH (1973) (in COLLINSON et MOUNTENEY, 2019).

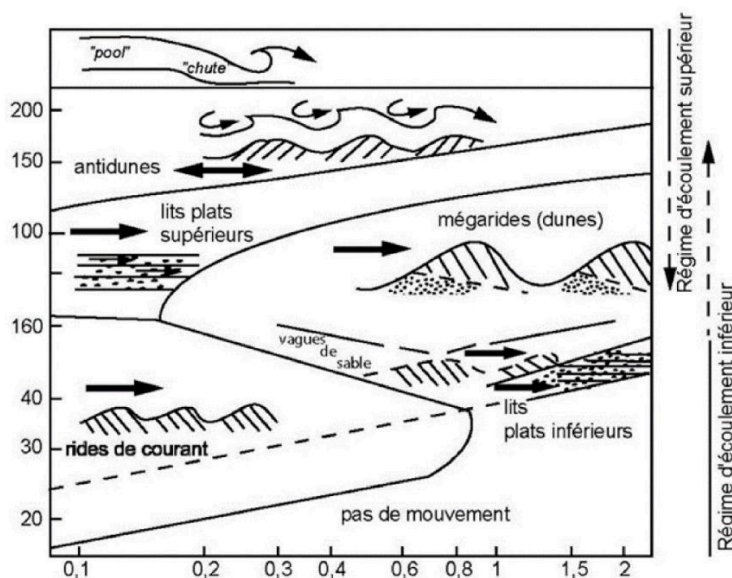


Fig. 18 : Principales formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement d'un courant unidirectionnel (d'après COJAN et RENARD, 2013).

2- Sous-Faciès de siltites et/ou de grès fins à litages obliques en mamelons (HCS) et en creux (SCS) (FII-b)

2.1- Description

Les litages obliques en mamelons (HCS) sont observés à la section des bancs de siltites et de grès. Ils sont de 2 types (Fig. 19, D) : ceux constitués par des laminations courbées à faible angle (12°), convexes vers le haut (formant des mamelons) et concaves vers le bas (formant un creux), et ceux formées par un assemblage de laminations croisées à faible angle. La longueur d'onde structures augmente progressivement jusqu'à atteindre 30 cm vers la fin du membre supérieur argileux de la formation d'étude (Fig. 16, p. 22).

Les litages obliques en creux (SCS - Fig. 19E) sont observés à l'interface des bancs de siltites et sont caractérisés surtout par leurs creux symétriques.

2.2. Interprétation

Les litages obliques en mamelons (HCS) ont été décrits pour la première par CAMPBELL en 1966, sous le nom de *truncated wave ripples*, puis rebaptisées *Hummocky Cross-Stratification* ou *HCS* par HARMS *et al.*, en 1975 (Fig. 19A) comme étant des structures primaires caractérisées par ses lamines parallèles à la surface basale du banc, par une épaisseur des lamines variable latéralement et, enfin, par le prolongement des lamines multidirectionnelles (se recoupent avec un angle faible) (Fig. 19C).

Cette figure sédimentaire correspond à une superposition tridimensionnelle de dômes (mamelons) et de creux (dépressions). Les lamines peuvent être suivies de manière parallèle à tangentielle dans les creux et sur les mamelons (GAY, 2009).

Les HCS se forment 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), sous l'action de courants combinés, unidirectionnels et oscillatoires (CLIFTON, 1976 ; HARMS *et al.*, 1982 ; SNEDDEN *et al.*, 1988 ; FERRY, 2002). Un épisode de HCS correspond à un événement de tempête (GREENWOOD et SHERMAN, 1988).

Concernant les litages obliques en creux ou SCS, souvent liées aux HCS, ceux-ci sont caractérisés par la préservation des creux en raison de l'hydrodynamisme plus important (LECKIE & WALKER, 1982. DUKE, 1985), généré par l'action des vagues de tempêtes dans le *shoreface* (YAGISHITA *et al.*, 1992).

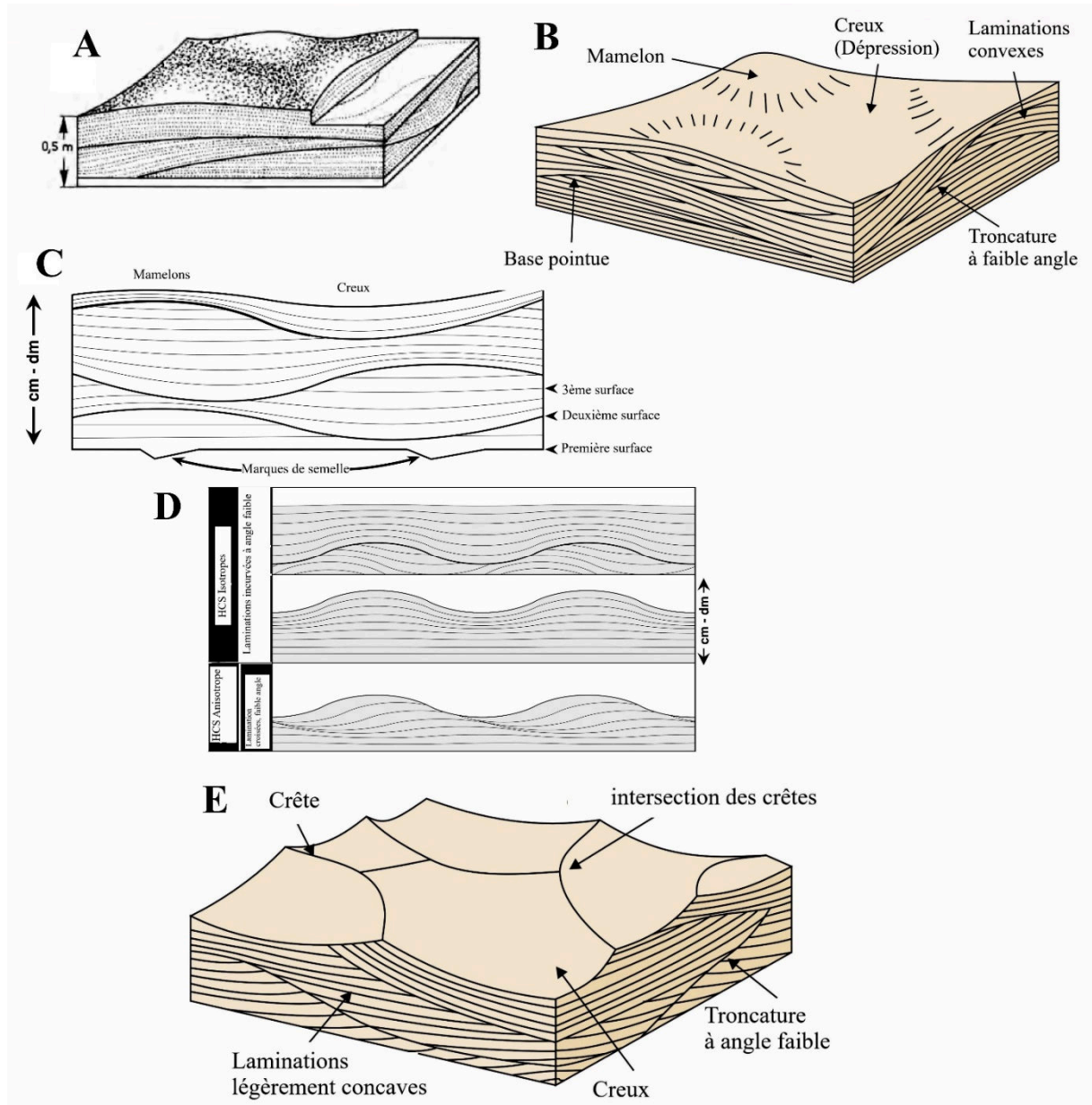


Fig. 19 : Litages obliques en mamelons (HCS) et en creux (SCS).

Légende : A : HCS montrant des lamines à faible angle d'inclinaison (modifié d'après HARMS, 1975). B : Architecture interne et externe des HCS (d'après COLLINSON et MOUNTNEY, 2019) ; C : Détails de la structure interne des HCS (d'après CHEEL et LECKIE, 1992) ; D : Illustration schématique montrant les différentes formes des HCS isotropiques et anisotropiques (d'après NOTTVEDT et KREISA, 1989 ; ARNOTT et SOUTHARD, 1990) ; E : Architecture interne et externe des litages obliques en creux (d'après COLLINSON et MOUNTNEY, 2019 ; modifié).

3- Sous-Faciès de siltites et/ou de grès à rides et à litages de rides de vagues (FII-c)

3.1- Description

Les rides de vagues sont observées au sommet des bancs silteux et/ou gréseux, ce sont des rides symétriques. Elles sont souvent associées à des litages de rides de vagues.

3.2. Interprétation

Les rides de vagues sont des rides symétriques formées à l'interface eau-sédiment. Elles sont caractérisées par des crêtes généralement aiguës et des creux arrondis. Leur genèse est liée au va et vient des vagues, ce qui favorise la mise en place des micro avalanches de sable en transit sur les deux flancs de la ride, ainsi que la formation des laminations qui suivent approximativement le contour de la ride.

4- Sous-Faciès des siltite à litages convolutes (FII-d)

4.1- Définition

Cette figure a été observée à l'interface d'un banc silteux, de couleur sombre à la patine et claire à la cassure, (10 cm d'épaisseur). Elle est caractérisée par les laminations formant des plis et replis et possède généralement des crêtes relativement étroites et des creux (Pl. II, fig. 5).

4.2- Interprétation

Les litages convolutes sont considérés comme étant des structures de déformations de sédiments mous, ou *Soft-Sediment Deformation Structures* (SSDS). Ils se forment au sein d'un sédiment meuble, sableux ou silteux et sont marqués par des lamines à nombreuses circonvolutions (Fig. 20). Ils résultent de processus de liquéfaction interne au sédiment, favorisés par des ondes de choc (séismes), des venues d'eau phréatique, ou encore des courants entraînant les couches à l'interface eau-sédiment et provoquant des effets sous-jacents de succion (CHAMELY et DECONINCK, 2011).

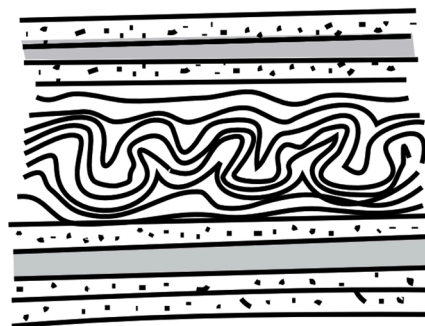


Fig. 20 : Schéma des litages convolute (d'après CHAMELY et DECONINCK (2011)).

5- Sous-Faciès à siltites carbonatées (FII-e)

5.1- Description

Ce dernier sous-faciès est observé dans la première moitié du membre supérieur de notre formation d'étude. Il s'agit de deux bancs intercalés au sein des argiles. Le premier, (10 cm d'épaisseur - Pl. I, fig. 6) à plaques d'échinodermes et à litages subhorizontaux ; le second, d'épaisseur 15 cm, à figures de charge, de type structures en "flammas" (*flame structures*). Ce dernier banc montre une fine couche d'argilite silteuse dans sa partie médiane (Fig. 10, p. 17).

5.2.- Interprétation

Les structures en flammes correspondent à des structures de déformations de sédiments mous, ou *Soft-Sediment Deformation Structures* (SSDS). Elles résultent des effets de superposition de 2 couches de plasticité différente : une couche supérieure (Fig. 21A-a ; siltite carbonatée dans notre cas), moins plastique, s'enfonçant dans une couche inférieure (Fig. 21A-b ; argilite silteuse dans notre cas), plus plastique, ou inversement, une couche inférieure (Fig. 21B-a), pénétrant dans une couche sus-jacente (Fig. 21B-b).

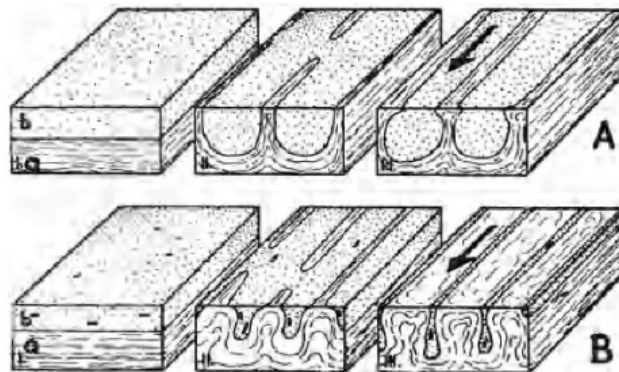


Fig. 21 : Modèle de déformation dans le système mobile (b, a) ; A : $K_a > K_b$; B : $K_a < K_b$, sachant que K désigne la densité (d'après ANKETELL *et al.*, 1970).

II- Milieux de dépôt

L'étude sédimentologique du membre supérieur argileux de la formation des Argiles de Fougues Tineslem a révélé la présence de 2 principaux faciès : un faciès argileux (FI) et un autre de siltite et/ou de grès fin micacé (FII). Ce dernier a été subdivisé en 5 sous-faciès, notés FII-a (siltites et/ou de grès fins à laminations horizontales), FII-b [siltites et/ou de grès fins à litages obliques en mamelons (HCS) et en creux (SCS)], FII-c (siltites et/ou de grès à rides et à litages de rides de vagues), FII-d (siltite à litages convolutés) et FII-e (siltites carbonatées).

Le faciès argileux (Faciès FI) représente, de loin, le faciès dominant de nos affleurements. Sa mise en place résulte des processus de décantation suite à un ralentissement de

l'hydrodynamisme. La remobilisation des siltites et des grès fins micacés au sein de ces argiles est liée, le plus souvent, à l'avènement des tempêtes qui viennent perturber cette sédimentation calme.

Par ailleurs, nous notons une association fréquente de 2 sous-faciès. Il s'agit du sous-faciès à laminations horizontales (FII-a) qui est souvent déposé au-dessous et/ou au-dessus de celui des siltites et/ou de grès fins à litages obliques en mamelons (HCS) et en creux (SCS) (FII-b) (Fig. 13, p. 19 ; fig. 15, p. 20 ; fig. 16, p. 22 ; PL. III, fig. 5). Cette association représente des séquences incomplètes de tempêtes, soulignée parfois par des microravinements. Vue l'absence de figures d'érosion basales de bancs, telles que les sillons et les gouttières d'érosion (*furrow and gutter casts*), elle correspond vraisemblablement aux tempestites distales (AIGNER, 1985 ; GUILLOCHEAU, 1991).

En ce qui concerne l'origine des structures de déformations des sédiments mous ou *Soft-Sediment Deformation Structures* (SSDS) représentées par les siltites à litages convolutes (FII-d) et les structures en flammes (siltites carbonatées - FII-e) observées au sein du membre supérieur de notre formation d'étude, plusieurs hypothèses sont avancées par les auteurs.

SEILACHER (1969) fut le premier à introduire le terme de "seismites" pour désigner les failles synsédimentaires d'origine sismique dans la formation argileuse (*Mountery shales*) en Californie (Etats-Unis d'Amérique). Néanmoins, le problème fondamental est que les séismes sont un mécanisme de déclenchement et non un processus de dépôt. Les types de déclencheurs ne peuvent pas être reconnus dans les archives sédimentaires anciennes car il n'y a pas de preuves de leur existence (la nature ne préserve pas les preuves des déclencheurs).

Pour cette raison, un autre terme a été proposé par les chercheurs. Il s'agit de *Soft-Sediment Deformation Structures* (SSDS) pour désigner les "structures de déformations des sédiments mous". En interprétant la signification des SSDS, MILLS (1983) déclare que "pour obtenir les meilleurs résultats de diagnostic, les structures de déformations des sédiments mous doivent être étudiées en association avec toutes les autres informations disponibles : lithologiques, structurales et paléontologiques".

Par la suite, ALLEN (1984) a fourni un compte rendu précis des déformations des sédiments mous en termes de physique. Pour lui, les deux facteurs qui contrôlent l'origine des SSDS sont la déformation et la liquéfaction. La liquéfaction est un phénomène d'état sédimentaire qui se

produit entre le moment du déclenchement et celui de la formation des SSDS (ALLEN, 1984).

Il faut établir un lien clair entre les secousses sismiques et les SSDS. Un tremblement de terre, comme on l'a signalé précédemment, est un mécanisme déclencheur. La formation de seismites dépend de : l'intensité sismique, la magnitude, la distance hypocentrale et la durée de la secousse sismique (ALLEN, 1984), alors que les SSDS sont les produits de la liquéfaction qui peut être déclenché par de nombreux mécanismes tels que : tremblements de terre, impacts de météorites, tsunamis, charge sédimentaire, etc. De même, divers types de SSDS peuvent être expliqués par des processus synsédimentaires non liés aux séismes. Des études de cas de réservoirs pétroliers gréseux dans le monde entier (Golfe du Mexique, Mer du Nord, Mer de Norvège, Nigeria, Guinée Equatoriale, etc.) révèlent qu'il existe des preuves empiriques convaincantes que la charge sédimentaire est la cause principale des SSDS. Le bassin de Krishnae Godavari, situé sur la marge continentale orientale de l'Inde, est idéal pour les ruptures sédimentaires par des mécanismes de déclenchement multiples où la surpression et la liquéfaction ont conduit à la formation des SSDS.

Un résumé sur les SSDS, à partir des travaux de ALLEN (1984), COLLINSON (1994), BOGGS (2001) et SHANMUGAM (2016) est donné dans le [tableau 2](#).

Concernant les laminations convolutes (convolute laminations) présentes dans le membre supérieur argileux de notre formation d'étude, RODRIGUEZ-PASCUA *et al* (2003) propose un modèle de leur formation. Il suggère, qu'en fonction de l'augmentation des secousses sismiques et de la liquéfaction, les lamines en plaquettes passent aux laminations convolutes, puis, à des couches mélangées (*mixed-layers*) (Fig. 22).

Quant aux figures de charge (structures en flammes), les expériences de laboratoire effectuées par MORETTI *et al* (1999) montrent qu'elles se forment à la faveur de la liquéfaction et de la fluidification du sédiment ; une couche de sable à grains grossiers plus dense surmontant une autre couche à grains fins, engendre une différence de densité. Ce déséquilibre de densité aboutira à la formation des structures de charge.

Tab. 2 : Les principales structures de déformations des sédiments mous ou SSDS proposées par les auteurs (d'après SHANMUGAM, .2016).

Allen (1984)	<ul style="list-style-type: none"> • Convolute lamination • Load cast • Heavy mineral sag • Passively deformed bedding • Dish structure • Fold and sand mound • Sheet slump • Imbricate structure • Deformed cross bedding
Collinson (1994)	<ul style="list-style-type: none"> • Load cast • Flame structure • Pseudonodule • Convolute bedding • Mud diapir • Dish and pillar structure • Sediment injection • Sand volcano • Synsedimentary fault • Sediment shrinkage • Compaction induced structure • Early chemical precipitation
Boggs (2001)	<ul style="list-style-type: none"> • Slump structure • Load and founder structure • Injection (fluidization) structure • Fluid-escape structure • Desiccation structure • Impact structure
This article	<ul style="list-style-type: none"> • Microfold • Convolute bedding • Slumped unit with microfold • Slump fold • Sandy slump, classic SSDS • Muddy slump • Brecciated-clast layer • Tensional fault • Load cast • Boudin • Rotated flame structure • Dish structure • Pipe • Liquefied sand with pillar • Steep clay-rich layer • Liquefied sand blob • Pinch-out sand layer • Deformed cross bedding • Passively deformed layer • Clastic injection with drag • Clastic injection with offshoot • Folded clastic injection with clast • Sand-filled microfracture • Duplex-like structure • Clastic injection with ptygmatic folding • Clastic injection beneath main sand layer • Stretched clasts in slump folds

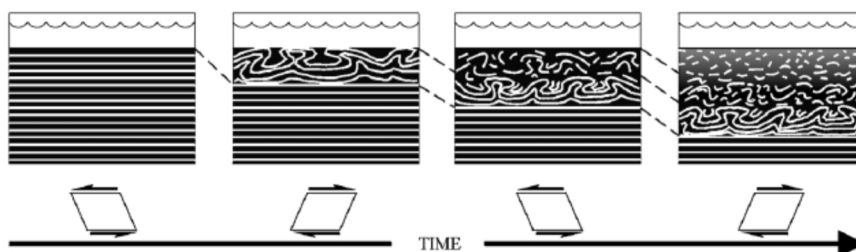


Fig. 22 : Structures liées à des secousses sismiques continues (D'après RODRIGUEZ-PASCUA *et al.*, 2003).

Toutes ces observations nous amènent à proposer un environnement de dépôt relativement calme et profond de type plate-forme détritique distale, à dominance argileuse, soumis épisodiquement à la remobilisation de décharges détritiques, matérialisées par des siltites et des grès fins micacés. Ces épisodes correspondent le plus souvent à des événements de tempêtes, responsables de la mise en place des séquences de tempestites distales, déposées au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes (LAVT), en domaine *Offshore-transition*.

Enfin, nous pouvons supposer que pendant l'Ordovicien inférieur, notre secteur d'étude a connu une instabilité locale, à l'origine de la formation des structures de déformations (SSDS) observées par endroits au sein des affleurements.

III- Organisation séquentielle des faciès

Nous proposons ici le modèle d'organisation séquentielle des dépôts des affleurements du membre supérieur argileux de la formation des Argiles de Foum Tineslem, au cours du Trémadocien/Floien basal.

Ce modèle est basé sur le concept des séquences Transgressive / Régressive (séquence T-R) selon JOHNSON et MURPHY (1984), JOHNSON *et al.* (1985), EMBRY et JOHANNESSEN (1992) et CATUNEANU *et al.* (2009).

Le découpage séquentiel de notre coupe nous a permis de reconnaître plusieurs para-séquences. Chacune de ces para-séquences correspond à une phase transgressive (T) caractérisée par l'abondance des dépôts argileux (Faciès FI), suivie d'une autre régressive (R), matérialisée par les siltites et/ou les grès fins micacés (Faciès FII) (Fig. 23 et 24).

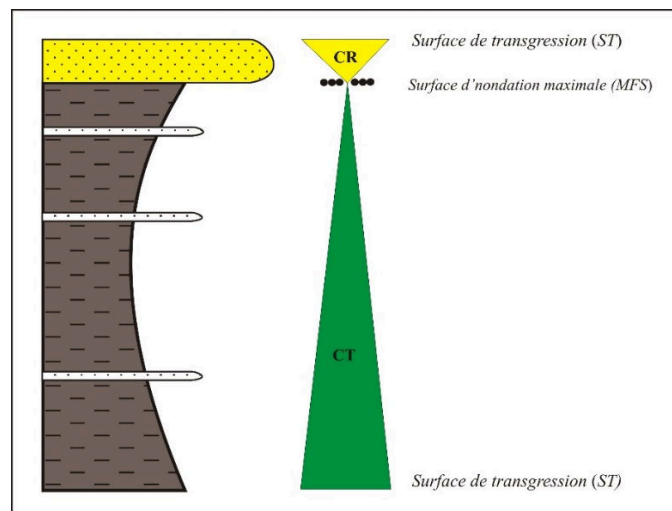


Fig.23 : Schéma montrant un exemple d'un groupement des para-séquences transgressives/régressives de nos affleurements.

L'empilement de ces para-séquences traduit une tendance transgressive, dans une séquence de 3^e ordre *sensu* VAIL *et al.* (1990). Cette séquence transgressive s'est mise en place sur une plate-forme détritique distale (*Offshore-transition*), balayée épisodiquement par des tempêtes. Elle a pris place au sein d'un cortège transgressive (CT), marqué à la base par une surface de transgression (ST), et au sommet, par une surface d'inondation maximale (*Maximum Flooding Surface* ou MFS) (Fig. 24).

Cette tendance transgressive se poursuit au cours de la mise en place des dépôts du membre inférieur de la formation de Kheneg el Aatène, pendant l'Arenig, pour ensuite s'inverser et devenir régressive avec l'arrivée des apports détritiques grossiers du second membre de cette formation (ZENNOUCHE, 2021).

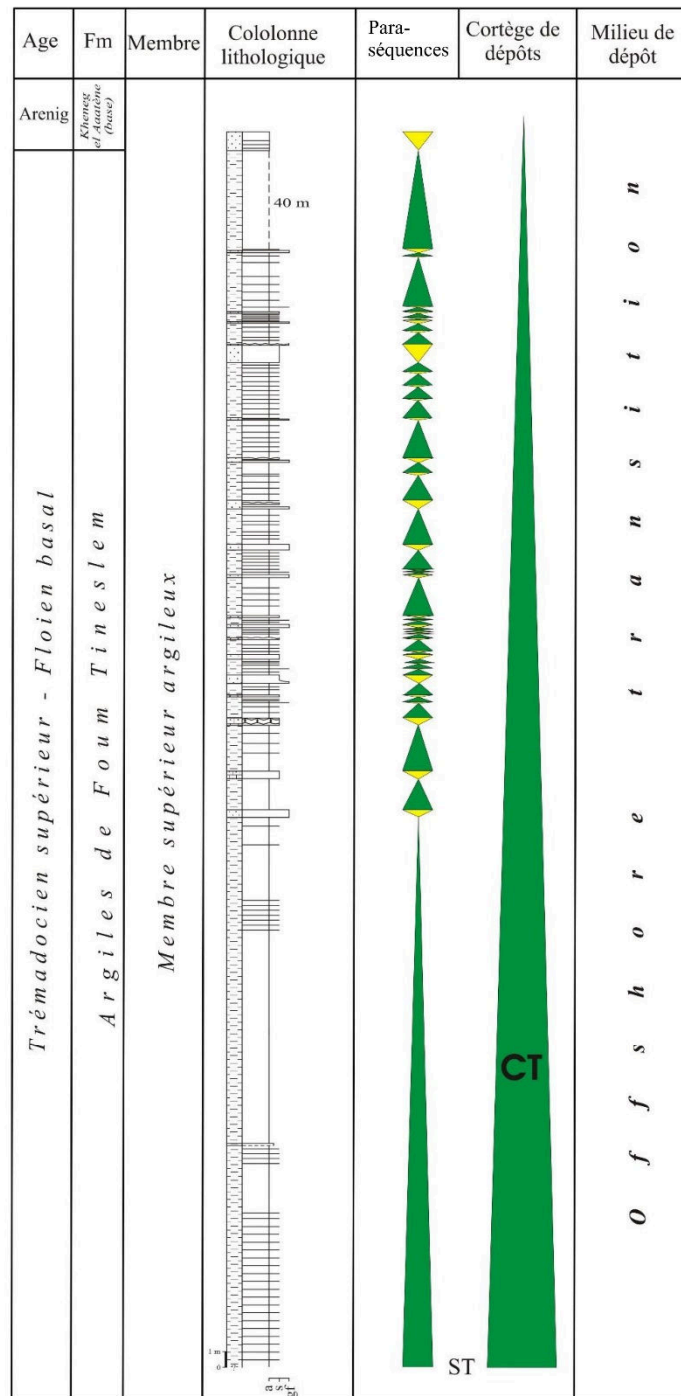


Fig. 24 : Organisation séquentielle du membre supérieur argileux de la formation des Argiles de Foug Tineslem.

Conclusion générale

L'étude lithostratigraphique des affleurements de la formation des Argiles de Fougères dans le secteur Kheneg el Aatène nous a permis de reconnaître seulement le membre supérieur argileux (GOMES SILVA *et al.*, 1963), vu que le membre inférieur est masqué par une faille à cet endroit.

Ce membre est matérialisé par une combe argileuse de couleurs verdâtres à rougeâtre, admettant des intercalations de niveaux de siltites et de grès fins micacés. Ces niveaux sont caractérisés par la présence de plusieurs figures sédimentaires telles que les laminations horizontales, les laminations convolutes, les rides et les litages de rides de vagues, les litages obliques en mamelons (HCS), ou en creux (SCS) ainsi que des figures de charge (structures en flammes).

L'étude sédimentologique, basée essentiellement sur la lithologie et la nature des figures sédimentaires, nous a permis de distinguer 2 faciès principaux : Un faciès argileux (FI) et un autre de siltites et/ou de grès fins micacés (FII). Ce dernier a été subdivisé en plusieurs sous-faciès. L'interprétation de ces faciès et sous-faciès, en terme hydrodynamique, nous a conduit à suggérer un environnement de dépôt relativement calme et profond, de type plate-forme détritique distale, au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes (LAVT), en domaine *Offshore transition*. Par ailleurs, l'étude et l'interprétation des structures de déformations de sédiments mous (SSDS), matérialisées par les laminations convolutes (Sous-faciès FII-d) et les structures en flammes (Sous-faciès FII-e) nous laisse à supposer l'existence d'une possible instabilité due à une activité sismique, ayant touché au moins notre secteur d'étude pendant le Trémadocien/Floien basal.

Enfin, l'essai d'interprétation séquentielle a montré que les faciès du membre supérieur de la formation des Argiles de Fougères se sont inscrits dans une phase transgressive, par rétrogradation sur une plate-forme détritique distale (*Offshore transition*), dans un cortège transgressif de 3^e ordre au sens de VAIL *et al.* (1990). Cette tendance évolutive se poursuit lors de la mise en place des dépôts du membre inférieur de la formation de Kheneg el Aatène, au cours de l'Arenig. La phase régressive a lieu dès l'installation des grès quartzitiques du membre supérieur de cette formation, dans un environnement de shoreface.

Références bibliographiques

- AIT-KACI AHMED ALI. (1990)** - Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des Monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara Algérien Nord-occidental), *Thèse. Doc. USTHB*, Alger, 168 p.
- AIT-OUALI R., NEDJARI A. (2006)** - Le bassin d'Ougarta : une mobilité permanente au Paléozoïque. *Mém. Serv. Géol. Nation.*, n°13, pp. 23-40.
- ALIMEN H., LE MAITRE D., MENCHIKOFF N., PETTER G., POUHEYTO 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 P., UNDERHILL J. (1989)** - Swaley cross-stratification produced by unidirectional flows, Bencliff Grit (Upper Jurassic), Dorset, UK. *Journal of the Geological Society*, v. 146, pp. 241-252.
- ALLEN, J.R.L., (1984)** -. Sedimentary Structures, Their Character and Physical Basis. Elsevier, Amsterdam. I, p. 593 and II, pp. 343-663.
- ANKETELL (1970)** - Pattern of deformation in mobile system (b,a), REINECK & SINGH, p. 86.
- ARBEY F. (1962)** - Données nouvelles sur la sédimentation au Cambro-Ordovicien dans les Monts d'Ougarta (Saoura). *CX. Acad. Sc. Fr.* (1962), t. 254, n°21, pp. 3726-3728.
- ARNOTT R.W.C., SOUTHARD J.B. (1990)** - Exploratory flow-duct experiments on combined flow bed configurations and some implications for interpreting storm-event stratification: *Journal of Sedimentary Petrology*, 60, pp. 211-219.
- BOGGS Jr., S., (2001)** - Principles of Sedimentology and Stratigraphy, *third ed. Prentice Hall, New Jersey*, p. 726.
- BOUTERFA B. (1999)** - Enregistrement sédimentologique et séquentiel des évènements détritiques calloviens, oxfordiens et Kimméridgiens dans les Monts de Rhar Roubane (Algérie occidentale). *Mém. Magister*, Univ. Oran, 188 p.
- BRADAI M.E.A. (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.
- CAMPBELL C. (1967)** - Lamina, laminaset, bed and bedset. *Sedimentology*, v. 8, no. 1, pp. 7-26.

- 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.
- CHAMEL Y.H. (2000)** - Base de sédimentologie. *Dunod (édit)*, Paris, France. 178 p.
- CHAMLEY H., DECONICK J. (2011)** - Base de sédimentologie. *Dunod*, 3e édi., 213 p.
- CHEEL et LECKI E. (1992)** - The details of the internal structure of HCS, *Introduction to Clastic Sedimentology*, 139 p.
- CHIKHAOUI M. (1974)** - Les ignimbrites et les roches basiques du Précambrien supérieur des Monts d'Ougarta. *Th. Doc. 3ème Cycle, Univ. Alger, 2 vol.*, 114 p.
- CHIKHAOUI M. (1981)** – Les roches volcaniques du protérozoïque supérieur de la chaîne Pan-africaine dans le NW de l'Afrique (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Iforas) Caractérisation Géochimique et Minéralogique, implications géodynamiques. *Th. Doct. Sci., Cent. Géol. Et Géoph., Montpellier, France*, 183 p.
- CLIFTON H. E. (1976)** - Wave-formed sedimentary structures a conceptual model. *In: Davis R.A., Ethington R.L. (eds); Beach and nearshore sedimentation. Soc. Econ. Paleont. Mirerai., Spec. Publ.*, 24, pp.126-148.
- COJAN I., RENARD M. (2013)** - Sédimentologie. *Dunod, Paris, 3eme ed.*, 213 p.
- 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*, v. 24, pp. 213-242.
- COLLINSON, J.D., (1994)** - Sedimentary deformational structures. *In: MALTMAN A. (Ed.), The Geological Deformation of Sediments. Chapman & Hall, London*, pp. 95e125.
- COLLINSON J., MOUNTNEY N. (2019)** - Sedimentary structures. *Dunedin Acad. Press, Edinburgh, London*, 340 p.
- DOTT R., BOURGEOIS J. (1982)** - Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. *Geol. Soc. of America Bull*, pp. 663-680.
- DUKE W. (1985)** - Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. *Sedimentology*, v. 32, pp. 167-194.
- FABRE J. (1976)** - Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines. Société Nationale d'édition et de Diffusion, Alger, 422 p.

- FABRE J., KAZI-TANI N. (2005)** - L'Ordovicien. *In* : Fabre J. (ed.) : Géologie du Sahara occidental et central. *Sér. Tervuren African Geosc. Coll, Mus. Roy. Afrique Centrale, Belgique*, v. 108, pp. 147-200.
- FERRY S. (2002)** - Sédimentologie de faciès. *Univ. Géol. Lyon. France*. 73 P.
- GHIENNE J.F., BOUMENDJEL KH., PARIS F., VIDET B., RACHEBOEUF P., AIT SALEM H. (2007)** - The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta Range (Western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician glaciation on the development of the Lower Paleozoic transgression on northern Gondwana. *Bulletin of Geosciences*, v. 82, pp. 183-214.
- GOMES SILVA M., PACAUD M., WIEL F. (1963)** - Contribution à l'étude du Cambro-Ordovicien des chaînes d'Ougarta. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, v. 7, n°1, pp. 134-141.
- GUERRAK S. (1987)** - Paleozoic oolitic ironstones of the Algerian Sahara: a review. *Jour. African Eart. Sci.*, v. 6, n°1, 8 p.
- GUERRAK S. (1988)** - Ordovician ironstone sedimentation in Ougarta ranges: north western sahara (Algeria). *Jour. African Eart. Sci.*, v. 7, n°4, pp. 657- 678.
- GREENWOD B., SHERMAN D.J. (1986)** - Hummocky cross-stratification in the surf-zone: flow parameters and bedding genesis. *Sedimentology*, v. 33, pp. 33-45.
- 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. Sédim.*, p. 40-66.
- GRESLEY, W.S (1894)** - *Cone in cone*, *Quart. Jour. Geol. Soc. London*, vol 50, pp. 731-739.
- HARMS J. C. (1975)** - *Stratification and sequences in prograding shoreline deposits*. *In*: HARMS J. C., SOUTHARD J. C., SPEARING D. R., WALKER R. G. (eds): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course*, 2, pp. 81-102.
- HERVOUET Y., DUEE G. (1996)** - Analyse morphostructurale par imagerie satellitaire et coupes structurales modélisées dans les Monts d'Ougarta (Sahara occidental algérien) : une chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, n° 8. pp. 127-173.
- JOHNSON J. G. & MURPHY M. A. (1984)** - Time rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. *Geological Society of America Bul.*, 95, 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

- JOSESELLES-MARTINEZ (1994)** - new insights in the origin of cone-in-cone structures. *Dpto.de Cs. Geologicas, Facultad de Cs. Exactas Naturales, Universidad de Buenos Aires Pabellon 2, Ciudad Universitaria, 1428, Buenos Aires, Argentina, 15 p.*
- LECKIE D., WALKER R. (1982)** - Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-lower gates interval – outcrop equivalents of deep basin gas trap in Western Canada: Reply. *AAPG bulletin*, v. 66, n°2, pp. 138-157.
- LEGRAND P. (1966)** - Précisions biostratigraphiques sur l’Ordovicien inférieur et le Silurien des chaînes d’Ougarta (Sahara algérien). *Extrait du C. R. Som. Soc. géol. Fr.*, Fasc. 7, p. 243.
- 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, pp. 47-107.
- MAIRIA L. (2015)** - Les affleurements Ordoviciens de la région de Nif El Khaoufi (Monts d’Ougarta, Sahara Algérien) : Lithostratigraphie & Sédimentologie, *Mém. Master, Univ. Oran 2*.
- MENCHIKOFF N. (1933)** - La série primaire de la Saoura et des chaînes d'Ougarta. *Bul. Ser. Géol. Algérie*, v. 2, n°2, pp. 108-124.
- MILLS, P.C. (1983)** Genesis and diagnostic value of soft sediment deformation structures- a review. *Sedimentary Geology*, 35, pp 83-104.
- MORSILLI M., POMAR L. (2012)** - Internal waves vs. surface storm waves: a review on the origin of hummocky cross stratification. *Terra Nova*, pp. 1-10.
- MORETTI, M., ALFARO, P., CASELLES, O. CANAS, J.A (1999)**- Modeling seismites with a digital shaking table. *Tectonophysics*, pp 369-383.
- NÖTTVEDT A. & KREISA R.D. (1987)** - Model for combined-flow origin of hummocky cross-stratification: *Geology*, 15, p. 357-361.
- PARIS F., BOUMENDJEL K., AIT SALEM H., GHIENNE J.F., VIDET B. (2007)** - Datation par les chitinozoaires des principaux épisodes transgressifs identifiés dans l’Ordovicien du Sahara Algérie.
- REINECK H.E., SINGH I.B. (1973)** - Depositional sedimentary environments, *Springer-Verlag, New York*, p. 439.
- RODRIGUEZ PASCUA M.A., DE VICENTE G., CALVO J.P., PEREZ-LOPEZ R. (2003)** - Similarities between recent seismic activity and paleoseismites during the late miocene in the external Betic Chain (Spain): relationship by ‘b’ value and the fractal dimension. *Jour. Struc. Geol.*, 25, pp. 749-763.
- Shanmugam. G. (2016)** - Multi-origin of soft-sediment deformation structures and seismites, *Journal of Palaeogeography*, 2016, 45 p.

- SNEDEN J., NUMMEDAL D., AMOS A.F. (1988)** - Storm and fair-weather combined flow sand beds in modern sediments on central Texas continental shelf. *Jour. Sedim. Petrol.*, v. 58, 595 p.
- SORBY H.C. (1860)** - On the origin of cone in cone, *Brit. Assoc. Adv. Sc.*, vol.29, 124 p.
- TRIBOVILLARD N., PETIT A, QUIJADA M., RIBOULLEAU A., SANSJOFRE P., THOMAZO C., HUGUET A., BIRGEL D., AVERBUCH O. (2018)** - A genetic link between synsedimentary tectonics-expelled fluids, microbial sulfate reduction and cone-in-cone structures. *Marine and Petroleum Geology*, 37 p.
- VAIL P., AUDEMARD F., BOWMAN S., EISNER P., PEREZ-CRUZ G. (1990)** - Stratigraphic signatures separating tectonic, eustatic and sedimentologic effect on sedimentary sections. In: EINSELE G., SEILACHER A. (2012). Cyclic and event stratification. *Springer Science & Business Media*.
- YAGISHITA K., ARAKAWA S., TAIRA A. (1992)** Grain fabric of hummocky and swaley cross-stratification. *Sedimentary Geology*, v. 78, pp. 181-189.
- ZENNOUCHE M. (2021)** - Lithostratigraphie et environnements sédimentaires de la formation du Kheneg el Aatène (Arenig) dans le secteur de Nif el Khaoufi (Monts d'Ougarta, Sahara nord-occidental). *Mém. Master, Univ. Oran 2*, 43 p.

Liste des figures

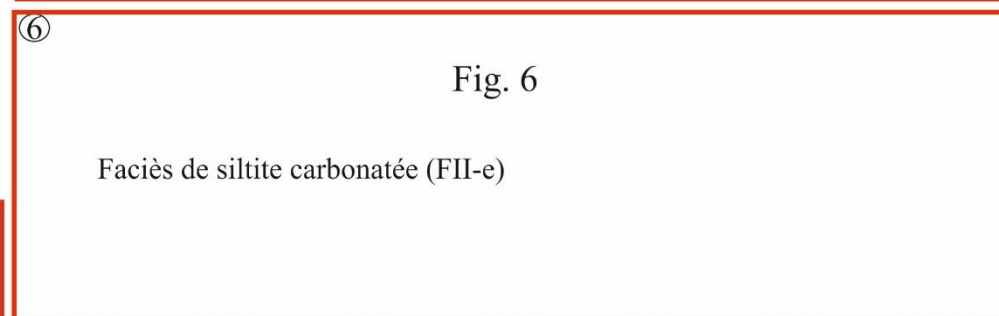
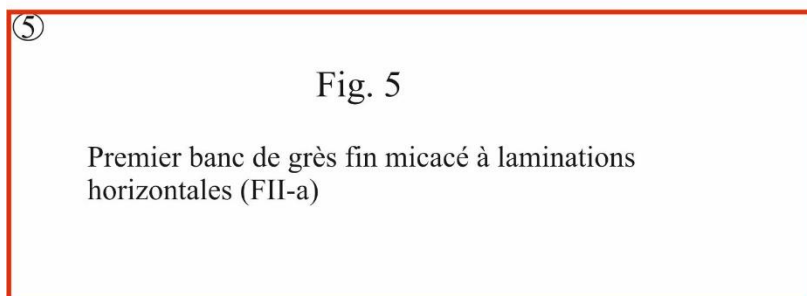
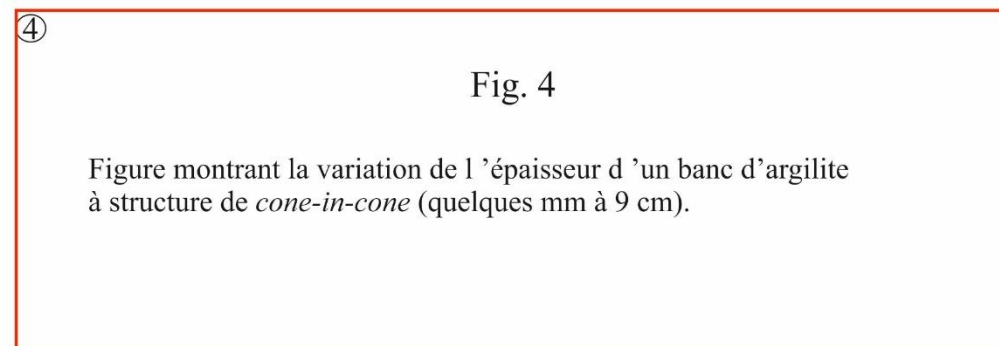
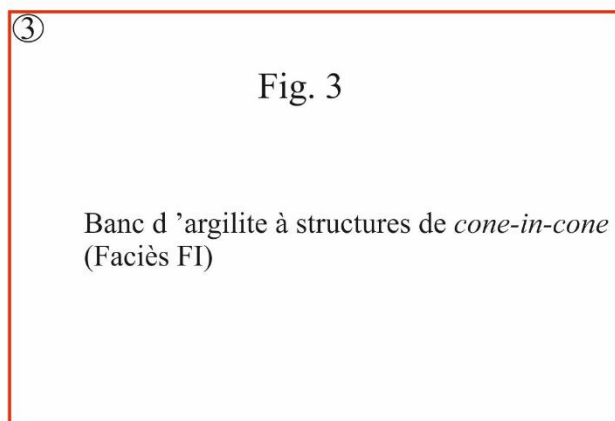
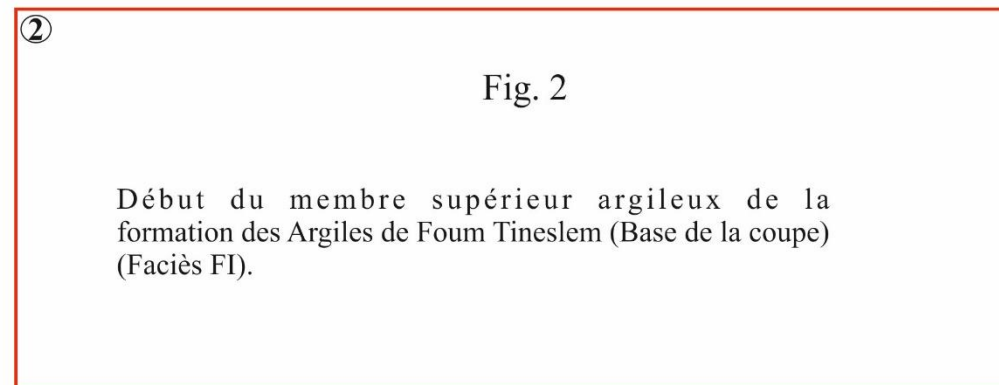
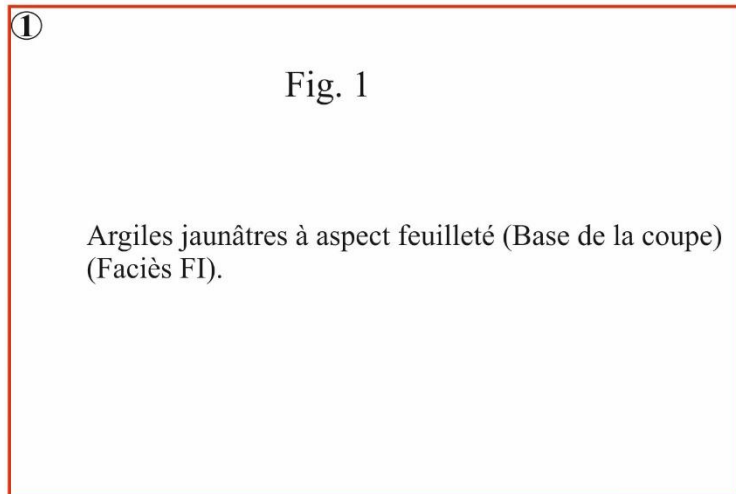
	Page
Fig. 1 : Situation géographique des Monts d'Ougarta.....	4
Fig. 2 : Situation géographique du secteur d'étude.....	5
Fig. 3 : Carte géologique simplifiée de l'Ougarta et colonne synthétique de la succession sédimentaire.....	6
Fig. 4 : Coupe schématique de l'Ordovicien au Kheneg Tlaia.....	7
Fig. 5 : Colonne stratigraphique synthétique des formations paléozoïques des Monts d'Ougarta.....	7
Fig. 6 : Cadre géologique du secteur d'étude (Extrait de la feuille NH-30-X au 1/200 000 d'Ougarta).....	10
Fig. 7 : Carte satellitaire montrant la situation du secteur d'étude.....	14
Fig. 8 : Photo panoramique montrant les 2 grands arrachements (A et B) correspondant aux affleurements du membre supérieur argileux de la formation des Argiles de Foug Tineslem.....	15
Fig. 9 : Coupe lithostratigraphique du membre supérieur argileux de la formation des Argiles de Foug Tineslem.....	16
Fig. 10 : Photo et schéma des structures en flamme (<i>flame structures</i>).....	17
Fig. 11 : Photo panoramique du second arrachement montrant l'alternance d'argiles, de silts et de grès.....	17
Fig. 12 : Laminations horizontales favorisant le feuilletage d'un banc silteux.....	18
Fig. 13 – Photo et schéma d'un banc de grès, surmonté par des siltites, montrant diverses figures sédimentaires.....	19
Fig. 14 : Photo et schéma d'un banc de grès micacé à laminations horizontales tabulaires et ondulées, surmonté par un banc de siltites à rides de vagues.....	20
Fig. 15 : Photo et schéma d'un banc de siltite à stratifications obliques en creux (<i>Swaley Cross-Stratification</i> ou SCS).....	20
Fig. 16 : Photo et schéma d'un banc de grès fin micacé à Stratifications obliques en mamelons (HCS).....	22
Fig. 17 : Terminologie des stratifications/laminations.....	27

Fig. 18 : Principales formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement d'un courant unidirectionnel.....	27
Fig. 19 : Litages obliques en mamelons (HCS) et en creux (SCS).....	29
Fig. 20 : Schéma des litages convolute.....	30
Fig. 21 : Modèle de déformation dans le système mobile (b, a) ; A : $K_a > K_b$; B : $K_a < K_b$	31
Fig. 22 : Structures liées à des secousses sismiques continues.....	34
Fig. 23 : Schéma montrant un exemple d'un groupement des séquences génétiques de nos affleurements.....	35
Fig. 24 : Organisation séquentielle de la formation des Argiles de Foum Tineslem....	37

Listes des tableaux

Tab. 1 : Comparaison des caractéristiques de la formation de Foum Tineslem entre notre secteur d'étude et celui de la localité éponyme.....	22
Tab. 2 : Les principales structures de déformations des sédiments mous ou SSDS proposées par les auteurs (d'après SHANMUGAM, .2016).....	34

Planches
Photographiques



Pl. I

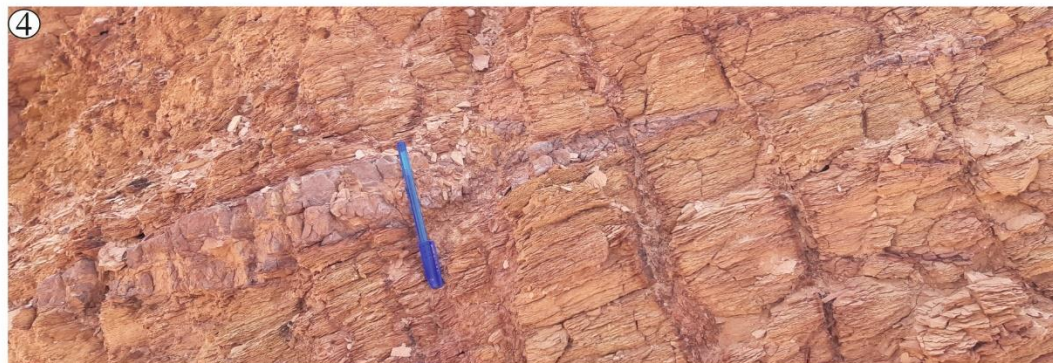


Planche II

①

Fig. 1

Figure montrant l'augmentation de l'épaisseur des bancs de siltites (jusqu'à 40 cm) vers la fin du membre supérieur de la formation d'étude

②

Fig. 2

Siltite à laminations horizontales

④

Fig. 4

Siltite à litages obliques en creux (SCS)

③

Fig. 3

Siltite à litages obliques en mamelons (HCS)

⑤

Fig. 5

Siltite à laminations convolutes *Convolute lamination*

Pl. II

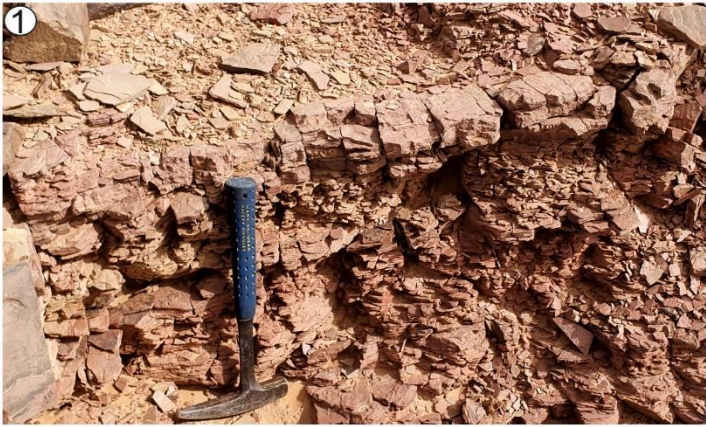


Planche III

①

Fig. 1

Sous-faciès de siltites à rides de vagues et litages de rides de vagues

②

Fig. 2

Sous-faciès grès fin micacé à laminations horizontales

③

Fig. 3

Sous-faciès de grès fins micacés à laminations horizontales

④

Fig. 4

Sous-faciès de grès fins micacés à rides de vagues et à litages de rides de vagues

⑤

Fig. 5

Séquences incomplètes de tempêtes ;
A: sous-faciès de grès fins à laminations horizontales (FII-a)
B: sous-faciès de siltites à HCS (FII-b)
C: sous-faciès de siltites à laminations horizontales (FII-a)

Pl. III

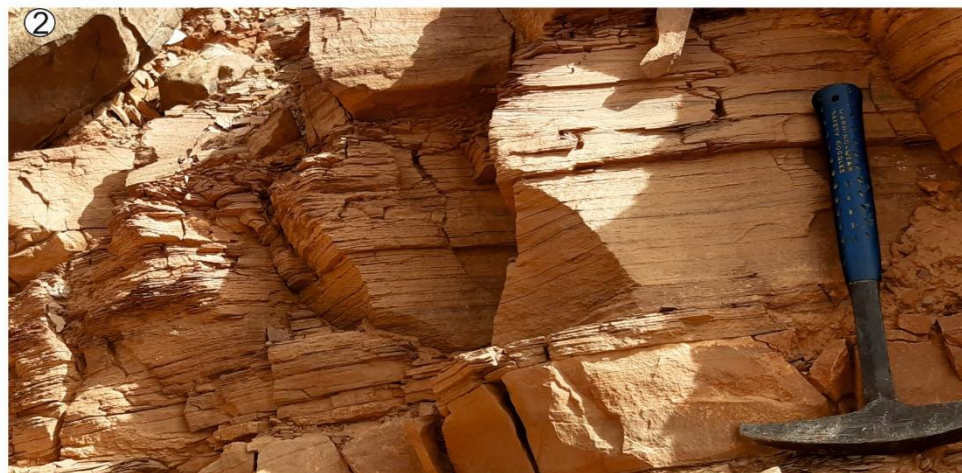


Planche. IV

Photos de microfaciès sous microscope optique, en lumière polarisée, de grès fins (1) et de siltites (2 à 4). Grossissement : x100.

Légende : 1 : échantillon PK2 ; 2 : échantillon PK3 ; 3 : échantillon PK4 ; 4 : échantillon PK5.

Qz : grains de quartz ; Oxy : oxyde de fer ; Mus : paillettes de Muscovite.

Pl. IV

