

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 de 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 :

**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)**

Présenté par :

M. BRADAI Mohammed El Amine

Soutenu le 11/07/2021, devant la commission d'examination :

M. BELKHEDIM S.	MC-B - Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed	Président
M. BOUTERFA B.	MA-A - Université d'Oran 2 Mohamed Ben Ahmed	Rapporteur
M. ABBACHE A.E.K.	MC-A - Université de Mascara Mustapha Stambouli	Examineur

Oran, 2021

AVANT-PROPOS

Tout d'abord je remercie mes chers parents, ma famille, pour leur soutien précieux. Sans eux je ne serai pas à cette place en ce moment. J'espère que qu'ils seront fiers de cette réalisation.

J'exprime ma gratitude à mon cher encadreur, Monsieur **Bouterfa Boumedienne**, pour m'avoir encadré, orienté et m'enseigné pendant mes années d'études. J'apprécie profondément ses efforts. Ensemble, nous avons partagé une bonne expérience et j'espère qu'il en aura d'autres.

Mes vifs remerciements vont à Monsieur **Abbach Abdelkader**, Enseignant à l'Université de Mascara Mustapha Stambouli, pour m'avoir accompagné durant ma mission de terrain et pour ses précieux conseils. Je le remercie également pour le temps consacré à examiner ce mémoire.

J'apprécie également les efforts de Monsieur **Salim Belkhedim**, pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury, pour son temps qu'il me consacre et ses efforts. Je suis honoré de sa présence.

Je profite de ce moment pour remercier **Amanda Collett**, ma gentille amie dont la gentillesse et le soutien m'ont accompagné durant mon amour de la géologie.

Je remercie profondément **Germán Otharín**, Doctorant en Géologie sédimentaire à l'Université National de Sud d'Argentine (Universidad Nacional Del Sur, UNS) pour son humble soutien et sa générosité. Les connaissances que tu m'as données marcheront avec moi tout le chemin.

J'apprécie les efforts de **Susan A. Green** pour ses notes et remarques soignées et pour ses adorables encouragements lors de cette réalisation.

J'adresse mes sincères remerciements et mon respect à mes professeurs, **M. Sebane A., M. Mansour B., M. Atif K., M. Ouali Mehadji A., M. Benramdane H.,** et **M. Bendella M.** qui m'ont fait partager leurs connaissances de qualité durant mes années d'études.

Enfin et surtout, je remercie mes meilleurs amis **Oussama N.** et **Sid Ahmed S.** pour leurs précieux conseils et expérience. A **Mustapha B.** et **Melissa Z.** qui ont partagé avec moi les moments heureux lors ma mission. Je n'oublierai jamais ça.

Trop dans le cœur, et peu dans le papier.

Avec respect et admiration

BRADAI Mohammed El Amine



DEDICACE

Je me dédie ce travail en premier lieu à moi-même, pour avoir été discipliné, pour avoir aimé la géologie, aller sur les terrains, toujours prendre de l'expérience, découvrir et lire en permanence des articles et des livres pour nourrir ma curiosité affamée pour la moindre des choses, pour ne pas écouter les gens négatifs, pour être têtu du bon côté. Je suis satisfais.

Je dédie cet humble travail à ma famille, surtout mes parents, pour ne pas m'avoir expulsé de chez moi, à cause du chaos de ma collection de fossiles et de minéraux.

A mes professeurs qui m'ont enseigné, partagé leurs expériences, leurs conseils et leurs connaissances avec moi pendant mes années d'études. J'espère que vos efforts ne sont pas allés avec le vent.

A mes meilleures amies **Amanda Collett**, **Germán Otharán** et **Susan Green**. Vous êtes incroyables. Je suis chanceux de vous avoir à mes côtés.

“ Those who seek to achieve things should show no mercy. “

Chanakya

R É S U M É

Un levé de coupe géologique détaillé de la formation de Foug Tineslem (Trémadocien supérieur - Floien inférieur) dans sa localité-type dans les Monts d'Ougarta nous permis de reconnaître deux membres, un membre inférieur gréseux et un autre, supérieur argilo-gréseux.

Le premier membre (6 m) repose sur la Dalle à Lingules, niveau repère bien connu des anciens auteurs. Il est matérialisé par une barre de grès rouge fin, à stratifications entrecroisées planes de grande ampleur, surmontée par des bancs gréseux décimétriques, stratocroissants à laminations horizontales et galets mous.

Le second membre (77 m) correspond à une combe argileuse, à intercalations de bancs stratocroissants de siltites rouges, parfois massifs, à stratifications obliques en mamelons (HCS) et, plus rarement, à laminations horizontales et stratification obliques en creux (SCS).

L'étude sédimentologique de cette formation a été réalisée en fonction de la fréquence des figures sédimentaires citées précédemment. Elle nous a permis de définir 2 faciès principaux, argileux et gréseux ; le second étant subdivisé en plusieurs sous-faciès. Deux associations de faciès, notées A_{sh} et A_{off} ont été définies. La première s'est mise en place dans le *Shoreface*, la seconde dans l'*Offshore-transition* à *Shoreface* vers la fin.

Enfin, un essai de stratigraphie séquentielle a montré une séquence d'ordre 2, avec l'existence de 87 séquences génétiques dont l'empilement vertical correspond à un grand cycle transgressif/régressif.

Mots-clés : Formation de Foug Tineslem, Monts d'Ougarta, Trémadocien supérieur, Floien inférieur, Lithostratigraphie, Sédimentologie, Séquences.

ABSTRACT

A detailed geological cross-section of the Foug Tineslem formation (Upper Tremadocian - Lower Floien) in its type locality in the Ougarta Mountains allowed us to recognize two members, a lower sandstone member and another, upper clayey-sandstone.

The first member (6 m) overlies on the *Dalle à Lingules*, a landmark level well known to ancient authors. It is materialized by a very thick bed of fine red sandstone, with large scale planar cross-bedding, surmounted by decimetric sandstone beds, thickening-upwards with horizontal laminations and mud clasts.

The second member (77 m) corresponds to a very thick clay, interbedded of thickening-upwards beds of red siltstones, sometimes massive, with Hummocky Cross-Stratification (HCS) and, more rarely, with horizontal laminations and Swaley Cross-Stratification (SCS).

The sedimentological study of this formation was carried out according to the frequency of the sedimentary structures mentioned above. It allowed us to define 2 main facies, clayey and sandy; the second being subdivided into several sub-facies. Two associations of facies, noted A_{sh} and A_{off} , have been defined. The first setting up in the Shoreface, the second in the Offshore-transition to Shoreface towards the end.

Finally, a sequential stratigraphy essay showed a sequence of 2nd order, with the existence of 87 genetic sequences whose vertical stacking corresponds to a large transgressive / regressive cycle.

Keywords: Foug Tineslem formation, Ougarta Mountains, Upper Tremadocian, Lower Floian, Lithostratigraphy, Sedimentology, Sequences,



CHAPITRE I

Généralités



Introduction

Ce premier chapitre de notre mémoire est consacré à la définition des cadres géographiques et géologiques des Monts d'Ougarta et du secteur d'étude ainsi qu'à la présentation des formations ordoviciennes qui affleurent largement dans la région. Nous présenterons à la fin le but et la méthodologie de travail.

I- Cadre géographique

A- Situation générale des Monts d'Ougarta

Les Monts d'Ougarta sont situés dans le Sahara nord-occidental algérien, à environ 1000 Km au Sud de la ville d'Oran et 200 Km de celle de Béchar. Ils s'étendent sur 450 Km de long et 200 Km de large et sont limités au Nord par le Plateau du Kem Kem et la Hamada du Guir, au Sud, par l'Erg Chech, à l'Ouest, par la Hamada du Draa et Erg Iguidi et à l'Est par le Grand Erg occidental [Fig. 1].

Morphologiquement, les Monts d'Ougarta se présentent sous forme de 2 faisceaux (Alimen *et al.*, 1952), orientés NW-SE (N 130°-140°) et séparés par Erg Er Raoui [Fig. 1] :

- Au NE, le faisceau de la Saoura ou Monts d'Ougarta *sensu stricto* ;
- Au SW, le faisceau de la Daoura : ce dernière comprenant le Kahal Tabelbala, le Djebel Ben Tadjine et les Monts de la Daoura.

Les deux faisceaux se raccordent puis s'estompent au SE dans le Touat et, au contraire, s'évasent vers le NW, en direction de l'Anti-Atlas marocain et du bassin de Béchar-Abadla.

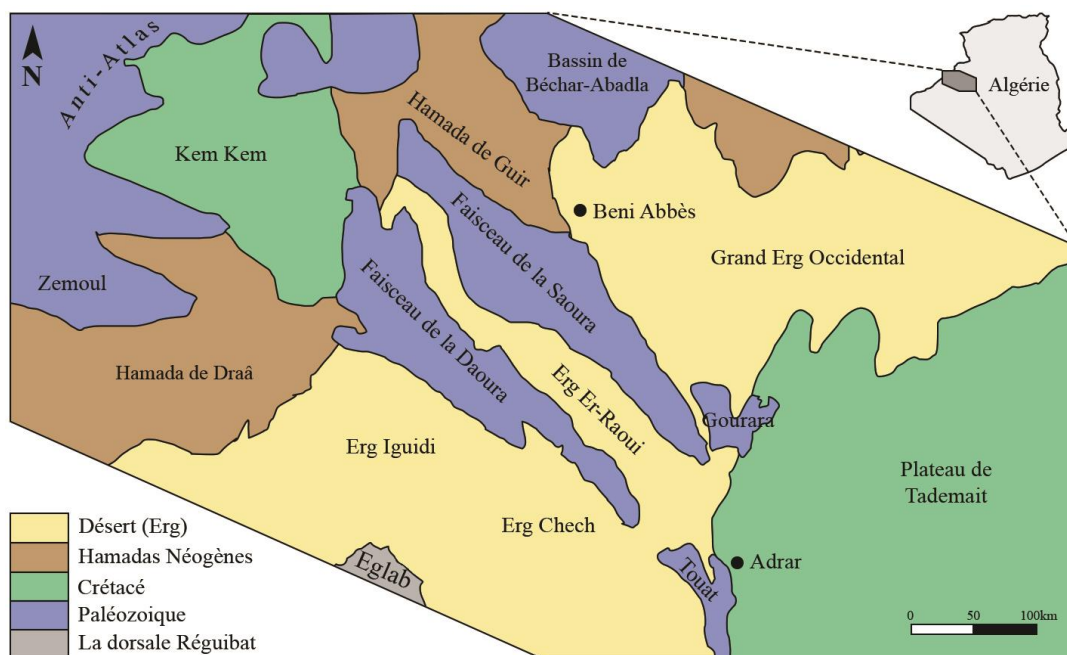


Fig. 1 - Situation géographique des Monts d'Ougarta (d'après Fabre, 1976 ; modifié).

B- Situation du secteur d'étude

Notre secteur d'étude est situé dans le faisceau de la Saoura, au niveau de Foum Tineslem, à environ 80 Km du Beni Abbes et 25 Km au SSE du village d'Ougarta [Fig. 2]. Il est limité au Nord par El Kseib, au Sud par Djebel El Mesdar, à l'Ouest par Oued Ahiersa et à l'Est par Erg Djemel.

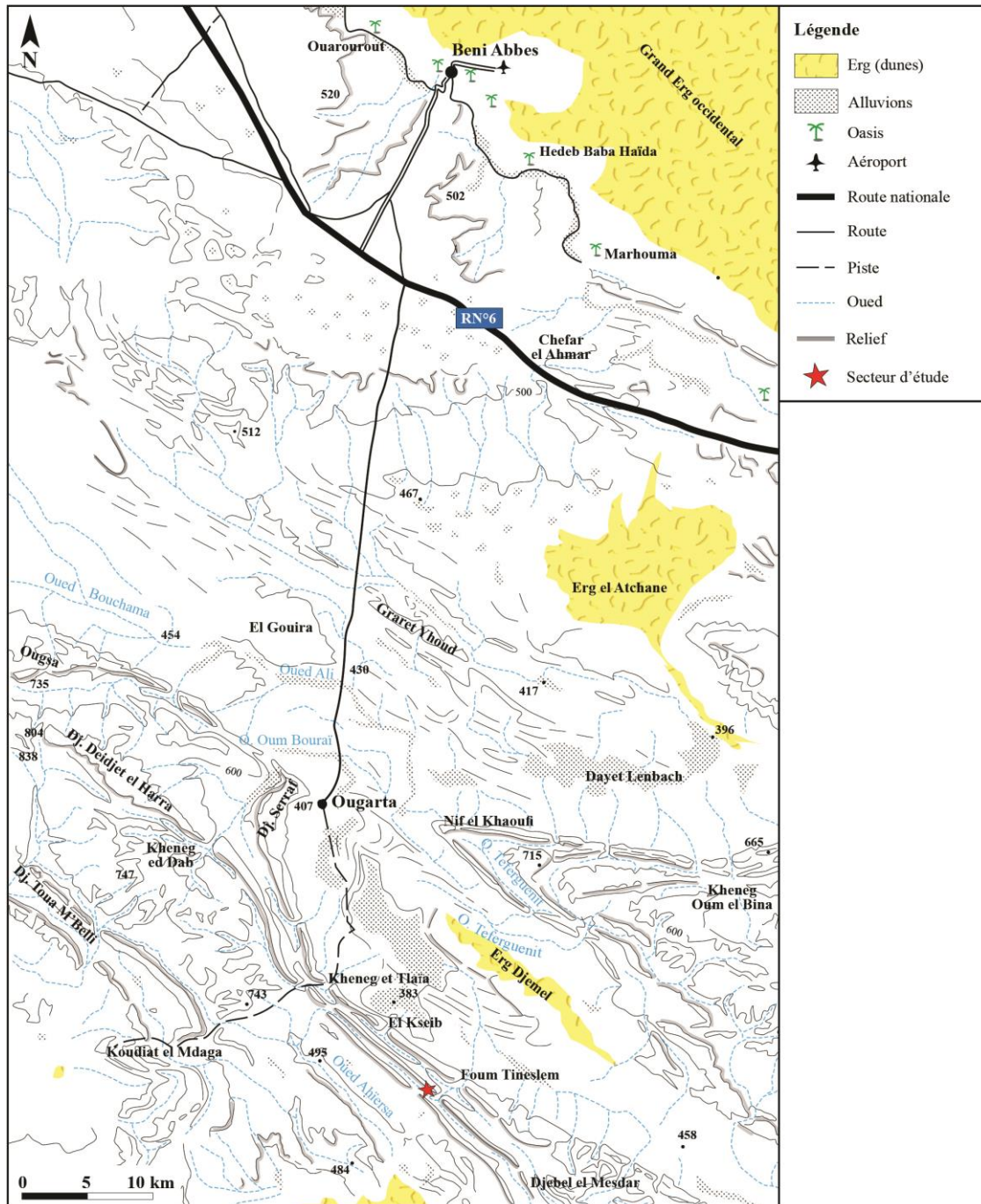


Fig. 2 – Situation géographique du secteur d'étude (Extrait de la carte topographique de Bechar N° NH-30-NE au 1/500 000).

II- Cadre géologique

A- Cadre géologique des Monts d'Ougarta

Les Monts d'Ougarta sont caractérisés par un socle précambrien surmonté, en discordance, par une couverture paléozoïque plissée (Menchikoff, 1933 ; Fabre, 1976 ; Ait Kaci, 1990 ; Fabre, 2005) où,

plus de 80% des sédiments paléozoïques du Sahara sont représentés par des roches silicoclastiques, les 20% restants sont constitués de calcaires et de dolomies avec de rares évaporites (Guerrak, 1991). Les terrains du Cambro-Ordovicien occupent la majorité des deux faisceaux, de la Saoura et de la Daoura [Fig. 3].

Du point de vu structural, Collomb et Donzeau (1974) et Donzeau (1971 ; 1983) notent que la Chaîne d'Ougarta est une structure plissée hercynienne et la classent comme étant un bassin aulacogène.

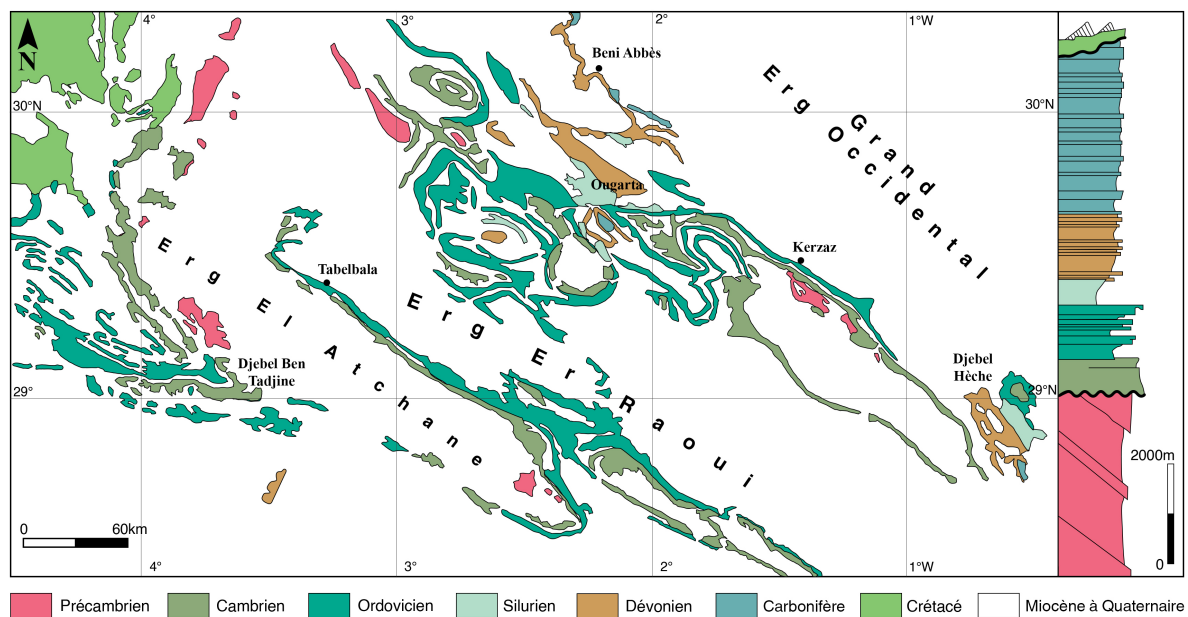


Fig. 3 - Carte géologique simplifiée de l'Ougarta et colonne synthétique de la succession sédimentaire (d'après Ghienne *et al.*, 2007 ; modifié).

Le Cambro-Ordovicien de la Chaîne d'Ougarta forme 4 corniches superposées (Arbey, 1962 ; Fabre, 1976, 2005) [Fig. 4] :

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

Dans les Monts d'Ougarta, les 5 formations de l'Ordovicien, caractérisées par des dépôts détritiques, ont toutes été définies par Gomes Silva *et al.* (1963). Ces formations contiennent 12 niveaux ferrugineux (Guerrak, 1988).

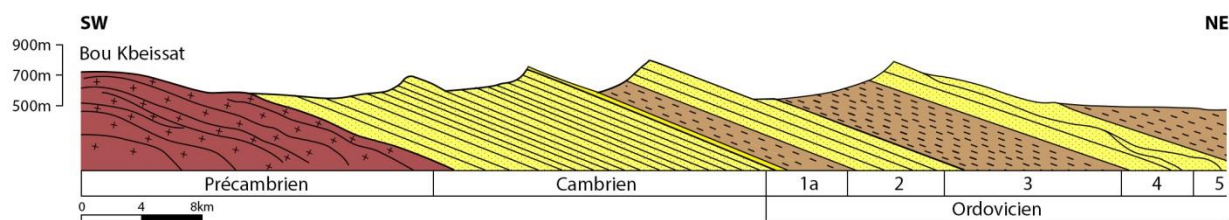


Fig. 4 - Coupe schématique de l'Ordovicien à Kheneg Tlaïa (d'après Fabre, 2005 ; modifié).

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

Il s'agit, de bas en haut, des formations suivantes [Fig. 5] :

- **Formation du Foum Tineslem (130 m) :** d'âge trémadocien, cette formation fait l'objet de notre étude. Elle est composée de 2 membres :
 - **Membre inférieur (30 m),** argilo-gréseux, qui débute par des grès fins, rouges ou verts, et des argiles silteuses vertes. Le premier niveau ferrugineux ordovicien est repéré dans ce membre (Guerrak, 1988).
 - **Membre supérieur (100 m)** qui forme une épaisse série argileuse très micacée. Dans les niveaux supérieurs, s'intercalent des bancs de silts, des plaquettes calcaires à structures "cone-in-cone", parfois riches en graptolites et en débris de Lingules et de trilobites (Gomes Silva *et al.*, 1963).
- **Formation du Kheneg el Aatène (200 m) :** d'âge arénigien, elle est constituée de 2 membres :
 - **Membre inférieur (90 m)** composé de grès rouges ferrugineux, se présentant en bancs décimétriques ou en plaquettes. Vers le sommet, les bancs sont mieux individualisés, plus épais, et formés de quartzite.
 - **Membre supérieur (110 m)** constitué par un ensemble continu de quartzites en bancs métriques, surmonté de bancs plus minces à Tigillites (*Skolithos*).
- **Formation du Foum ez Zeidiya (240 m) :** d'âge llanvirnien, elle est constituée de 3 membres :
 - **Membre inférieur (80 m)** daté l'Arénigien supérieur, formé par des argiles vertes à la base, gris violacées au sommet. Ce membre est caractérisé par l'abondance des lamellibranches, des brachiopodes, des trilobites, des ostracodes et des graptolites. Trois niveaux ferrugineux ont été repérés dans ce membre (Guerrak, 1988).

Âge	Formations	Épaisseurs (mètres)	Cycles sédimentaires	La lithologie des membres	Niveaux ferrugineux
Ashgill	Djebel Serraf	200	IV	Grès	12
				Argiles	
				Conglomérates et Grès	11
Caradoc	Bou M'Haoud	150	III	Grès argileux	10
Llan-deilo				Gréseux	9
					8
					7
Llanvirn	Foum Er Zeidiya	250	II	Argilo-gréseux	6
				Argiles calcaires	5
					4
					3
					2
Aréning	Kheneg El Aatène	200	I	Quartzites	
				Argiles gréseux	
Tremadoc	Foum Tineslem	140		Argiles	
				Grès argileux	1
Cambrian	Ain En Nechéa	> 500		Quartzites	

Fig. 5 - Successions lithostratigraphiques de Cambro-Ordovicien de l'Ougarta. Les barres indiquent les parties inférieures (en blanc) et supérieures (en noirs) des âges (d'après Guerrak, 1988 ; modifié).

- **Membre moyen (100 m)** attribué au Llanvirnien, correspond à une série de grès micacés à délit en plaquettes ; il contient des lentilles de calcaire gréseux, réparties en quatre ou cinq niveaux.
- **Membre supérieur (60 m)**. La base du membre est marquée par un épisode franchement argileux gris ou vert. Au-dessus viennent des bancs de grès fins et de silt argileux contenant 2 niveaux de lentilles calcaires riches en brachiopodes et débris de trilobites. Deux niveaux ferrugineux ont été repérés dans ce membre (Guerrak, 1988).
- **Formation du Bou M'haoud (150 m)** : d'âge caradocien, elle est constituée de 2 membres :
 - **Membre inférieur (60 m)** grésio-ferrugineux, possédant une base argileuse surmontée de deux bancs de grès.
 - **Membre supérieur (90 m)** argilo-gréseux composé par plusieurs niveaux argileux passant verticalement à des silts ou à des grès en plaquettes. Au sommet de ce membre, un niveau à lentilles calcaires contient de nombreux débris de bryozoaires, de

brachiopodes et de trilobites dont *Calymenella (Calymenella) sp.* 4 niveaux ferrugineux ont été signalés dans ce membre (Guerrak, 1988).

- **Formation du Djebel Serraf (180 m) :** d'âge Asghillien, elle est constituée de 3 membres :
 - **Membre inférieur (120 m) :** d'âge caradocien pour Gomes Silva et al. (1963) et asghillien, d'après Guerrak (1988), ce membre est constitué par une barre quartzitique dont la base renferme des lentilles de conglomérats et le sommet quelques bancs métriques à grandes stratifications obliques
 - **Membre moyen (45 m) ou Argiles d'el Kseib (Gomes Silva et al., 1963),** correspond à 45 m d'argiles jaunes à quelques graviers épars, visibles à l'œil nu.
 - **Membre supérieur (15 m) ou Grès du Ksar d'Ougarta (Gomes Silva et al., 1963),** formé de grès argileux jaunâtres surmontés de quartzites microconglomératiques, généralement lenticulaires. Une faune de brachiopodes et de lamellibranches y a été récoltée. Celle-ci a des affinités siluriennes (Gothlandien) indéniables Gomes Silva et al. (1963).

B- Cadre géologique du secteur d'étude

Notre secteur d'étude est localisé en Foug Tineslem dans le faciès O¹ [voir l'étoile rouge, Fig. 6], dans un synclinal dont l'axe est orienté N 320° (NW). Il faut noter la présence d'une faille qui prend sa place le long de l'ouverture (occupé par un Oued).

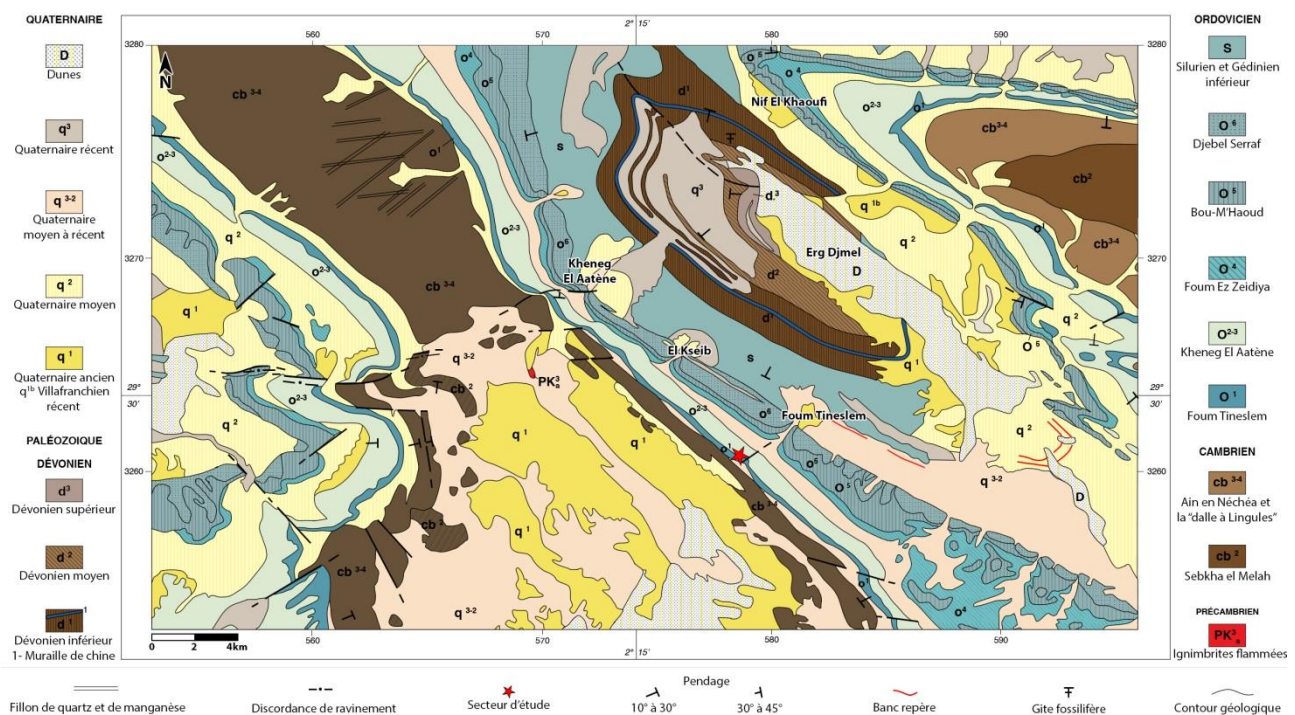


Fig. 6 - Cadre géologique du secteur d'étude (Extrait de la carte Géologique d'Ougarta n°NH-30-X au 1/200 000^e ; modifié).

III- Etat de connaissance sur la formation des Argiles de Foum Tineslem

Nous présentons ici les principaux travaux ayant une relation avec notre formation d'étude (Argiles de Foum Tineslem).

Dès 1952, [Alimen et al.](#) ont estimé qu'en l'absence de fossiles, rien ne permettait de supposer que le Trémadoc était représenté dans notre formation.

Dix années plus tard, [Arbey](#) présente un travail à Kheneg el Aatène et Megsem el Hartani où il fournit une description lithostratigraphique en donnant un âge trémadocien à la Dalle à Lingules (base de la formation), sans donner aucune preuve.

[Gomes Silva et al. \(1963\)](#) définissent le nom de la formation, en donnant une description détaillée dans plusieurs régions des Monts d'Ougarta. Ils la subdivisent en 2 membres, un membre inférieur argilo-gréseux, et un autre supérieur argileux. Ils suggèrent un âge trémadocien basée sur quelques débris de graptolites (*Dendrograptidae* et *Anisograptidae*) et de trilobites (*Megistaspidella*).

En 1966, [Legrand](#) entame une étude au SW de Foum Tineslem, sur la limite cambro-ordovicienne où il donne au membre inférieur de la formation un âge Trémadocien inférieur basé sur la présence de graptolites *Dictyonema flabelliforme*.

Par la suite, [Guerrak \(1987, 1988\)](#) a étudié la formation à Drâ El Kelba et d'autres régions où il signale un niveau ferrugineux oolithique de type EXID (*Extensive Iron Deposition*) dans le membre inférieur de la formation.

En 2002, [Carr](#) mentionne que le début de la formation représente une surface transgressive (ST) et suggère un milieu *Offshore*.

Cinq ans plus tard, [Ghienne et al. \(2007\)](#) abordent l'étude sédimentologique et séquentielle de la formation en Kheneg et Tlaïa dans les Monts d'Ougarta. Ils proposent ainsi un environnement *Shoreface* et la placent dans leur 4^{ème} séquence (Ordovicien inférieur) qui comprend un mince système transgressif, surmonté par un épais système régressif.

Enfin, [Paris et al. \(2007\)](#) s'intéressent aux chitinozoaires de cette formation en suggérant un âge trémadocien supérieur - Floïen inférieur basé sur la biozone à *brevicollis-symmetrica*, signalée dans la partie inférieure de la formation.

IV- But & méthodologie de travail

A- But du travail

L'objectif de ce travail est de présenter une description lithostratigraphique détaillée de la formation des Argiles de Foum Tineslem à partir d'une coupe levée dans la localité-type. Cette description nous permettra d'aborder l'étude sédimentologique afin de définir l'environnement sédimentaire.

B- Méthodologie de travail

Ce travail est composé de plusieurs phases :

- une phase de recherche bibliographique : elle consiste à la lecture des travaux antérieurs ayant une relation avec la géologie des Monts d'Ougarta et du secteur d'étude ;
- une phase de travail de terrain : réalisée suite à une mission dans le secteur d'étude. Une coupe détaillée a été effectuée. Elle a été accompagnée d'un échantillonnage de roches et d'une description basée sur la lithologie, la granulométrie, la stratonomie et les structures sédimentaires ;
- une phase de traitement au laboratoire : elle consiste à la préparation et l'étude microscopique des lames minces à partir des échantillons de roches prélevés dans la coupe.



CHAPITRE II

Lithostratigraphie



Introduction

Ce deuxième chapitre est consacré à l'étude lithostratigraphique de la formation des Argiles de Foug Tineslem dans sa localité-type.

I- Description lithostratigraphique

A- Localisation de la coupe

La coupe a été levée au niveau de Foug Tineslem (localité-type) [Fig. 7], à environ 25 Km au SSE du village d'Ougarta. Les affleurements occupent la dépression entre la 2^e et la 3^e crête du paysage [Fig. 4].

Ses coordonnées GPS sont :

$$\mathbf{A} \begin{cases} \mathbf{X}_1 : \text{N}29^{\circ}28'26.66'' \\ \mathbf{Y}_1 : \text{W}02^{\circ}11'56.48'' \end{cases} \quad \mathbf{B} \begin{cases} \mathbf{X}_2 : \text{N}29^{\circ}28'36.34'' \\ \mathbf{Y}_2 : \text{W}02^{\circ}11'49.89'' \end{cases}$$

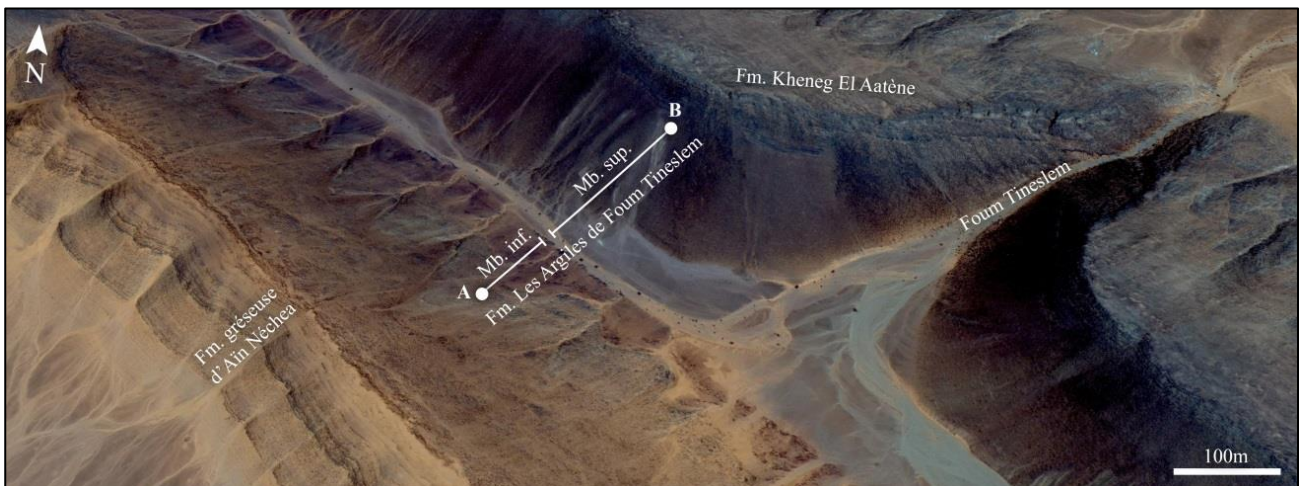


Fig. 7 - Vue satellite des affleurements de la formation (CNES/Airbus, 2012 - Maxar Technologies).

B- Description de la coupe

La formation est composée par une épaisse série argileuse (83 m) dont laquelle s'intercalent des bancs ou des passées silteuses. Elle est limitée à la base par la Dalle à Lingules (sommet de la formation sous-jacente des quartzites d'Aïn en Nechea) et au sommet par les premiers niveaux de grès micacés de formation du Kheneg el Aatène. Les couches ont un pendage moyen de 35° vers le N50° (NE).

Classiquement, la formation des Argiles de Foug Tineslem est subdivisée en deux membres, un membre gréseux et autre argilo-gréseux [Fig. 8].

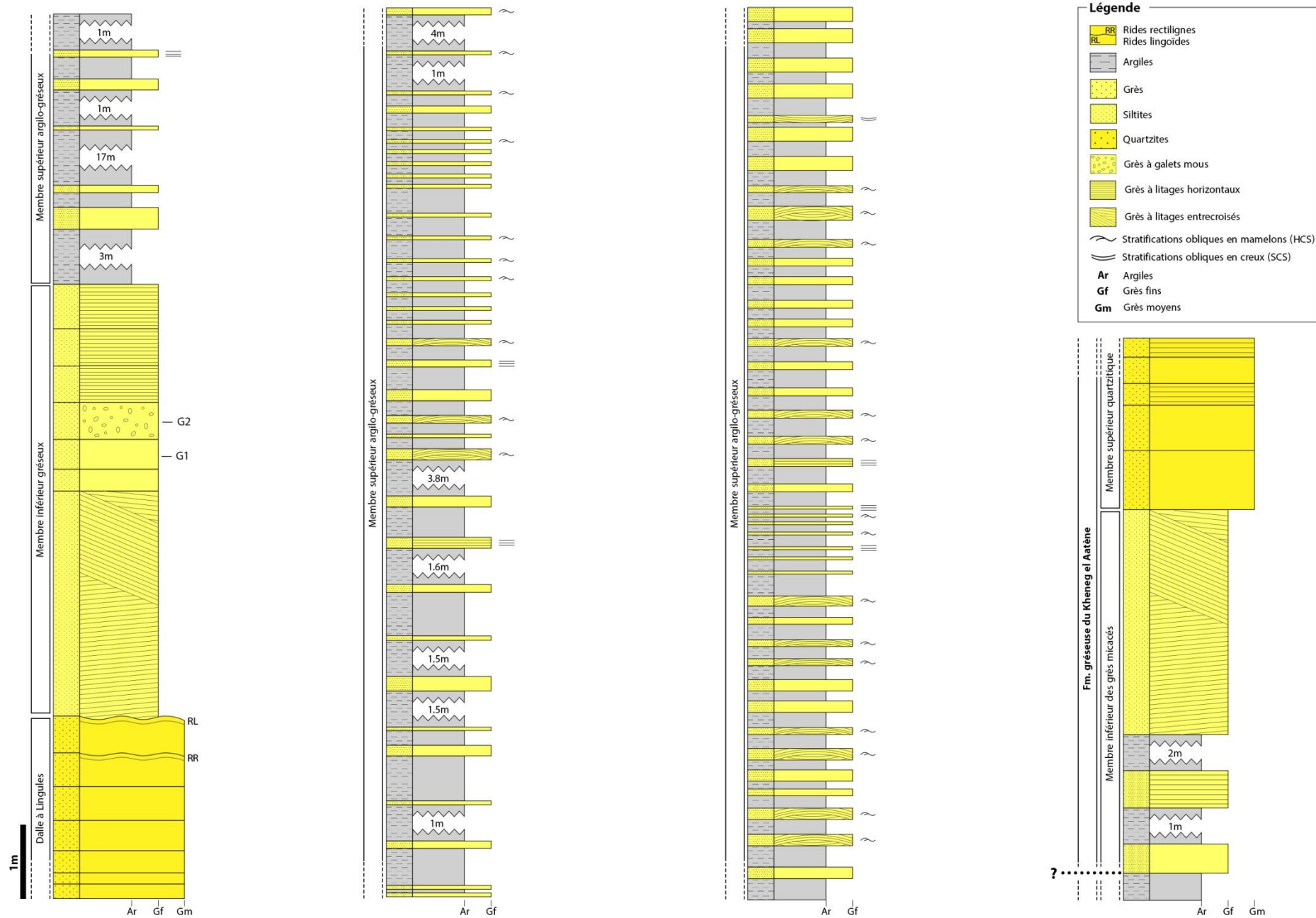


Fig. 8 - Coupe lithostratigraphique de la formation des Argiles de Foum Tinslem.

1- Membre inférieur gréseux (6 m ; Fig. 8)

Il repose, avec un contact visible et continu, sur la Dalle à Lingules [Fig. 10C]. Celle-ci est formée par un ensemble de bancs de quartzites décimétriques grisâtres, souvent altéré, à grains grossiers, stratocroissants et à empreintes millimétriques de *Lingulidés*.

Ce membre commence par une épaisse barre de grès rouges, à stratifications entrecroisées, en plaquettes et d'épaisseur 3 m [Fig. 10A], surmontée par un empilement des bancs décimétriques (30 à 60 cm), stratocroissants, à laminations horizontales, parfois discrètes, et un niveau à galets mous centimétriques.

Les stratifications entrecroisées sont planes et de grande échelle (*Large scale planar Cross-bedding*). Elles sont formées d'un angle relativement faible (environ 30°) [Fig.10A]. Seul l'élément frontal (*foreset bed*) est bien visible et les faisceaux (*coset*) sont limités par des surfaces d'érosion planes.

Les laminations horizontales (*Horizontal laminations*) [Fig. 10D], observées dans les dernières couches, forment des lamines minces, discrètes, planes, parallèles et continues suivant la terminologie de Campbell (1967).

Les galets mous [Fig. 10B], communément appelés les galets d'argiles (*Rip-up clasts/mud balls/mud clasts* dans les littératures modernes) sont bien arrondis. Ils sont liés par une matrice de grès rouges fins et modérément triés selon la classification de Shunli *et al.* (2017).

Du point de vue microscopique, les échantillons de grès rouges fins (G1 et G2) [Fig. 8] correspondent à des grains de quartz anguleux, modérément triés et de taille variable (0,05 à 0,30 mm) [Fig. 10E], ce qui fait que la majorité des grains appartienne à la classe des sables fins (arénites), selon la classification de Wentworth (1922).

2- Membre supérieur argilo-gréseux (77 m ; Fig. 8)

Ce membre débute malheureusement par un niveau tendre de 3 m caché par les alluvions d'un cour d'eau. Il passe ensuite à des affleurements à dominante argileuse, bien visibles à la faveur d'un grand arrachement situé à flanc de colline [Fig. 9]. Ceux-ci commencent par des couches de siltites micacées, rougeâtres parfois verdâtres en plaquettes [Fig. 11A] qui sont surmontées par une succession de combes argileuses très épaisses, de couleur verdâtre, parfois rougeâtre, à aspect schisteux. Ces argiles sont intercalées par des niveaux de siltites rougeâtres et micacées [Fig. 11B], centimétriques d'abord, puis décimétriques vers le haut de la formation (stratocroissance).

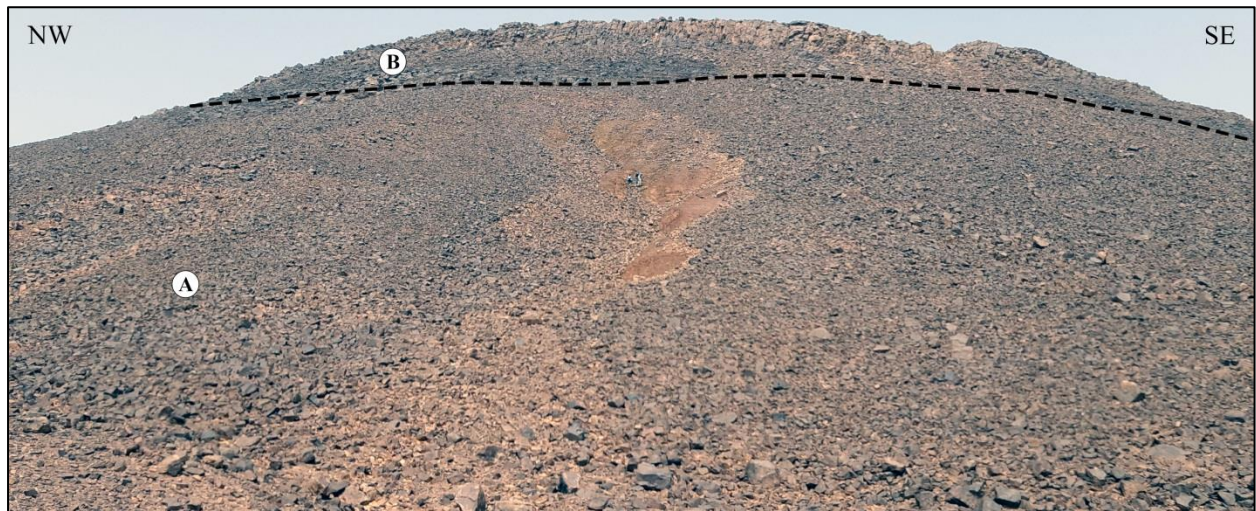


Fig . 9 -Vue panoramique de la membre supérieur argilo-gréseux (A) et de la formation du Kheneg el Aatène (B).

Les niveaux silteux de ce membre sont riches en figures sédimentaires, tels que les laminations horizontales [Fig.11E] qui favorisent le feuilletage des bancs, des stratifications obliques en mamelons (*Hummocky Cross-Stratification* ou HCS), rarement des stratifications obliques en creux (*Swaley Cross-Stratification* ou SCS).

Les HCS sont non-amalgamées et caractérisées par une longueur d'ondes de 20 à 30 cm. Les laminations varient en épaisseur de 0,5 à 5,0 mm et sont de 2 types ;

- (1) HCS isotropes (HCSi) : il s'agit des laminations incurvées à faible angle (environ 10°), concaves vers le bas (*swales*) et convexes vers le haut (*hummocks*) [Fig. 11D] ;
- (2) HCS anisotropes (HCSa) : se caractérisent par un ensemble de laminations croisées, à faible angle, de direction préférentielle unimodale [Fig. 11C].

Il faut noter que la longueur d'onde des stratifications obliques en mamelons devient plus longue vers la fin de ce membre pour atteindre 40 à 50 cm (accrétion horizontale) [Fig. 12C].

Les stratifications obliques en creux (SCS) [Fig. 12B] ont des laminations à faible angle (10°) et le creux est symétrique.

Par ailleurs, il y'a lieu de que les niveaux calcaires à structures *cone-in-cone* signalé vers la fin de la formation par les anciens auteurs, notamment [Gomes Silva et al. \(1963\)](#), n'affleurent pas dans notre secteur d'étude. Néanmoins, on a pu en récolter en éboulis. Ces niveaux sont rougeâtres et les cônes ont une orientation systématique vers le haut. Leur hauteur varie de quelques millimètres à 2,5 cm, voire même 4,0 cm.

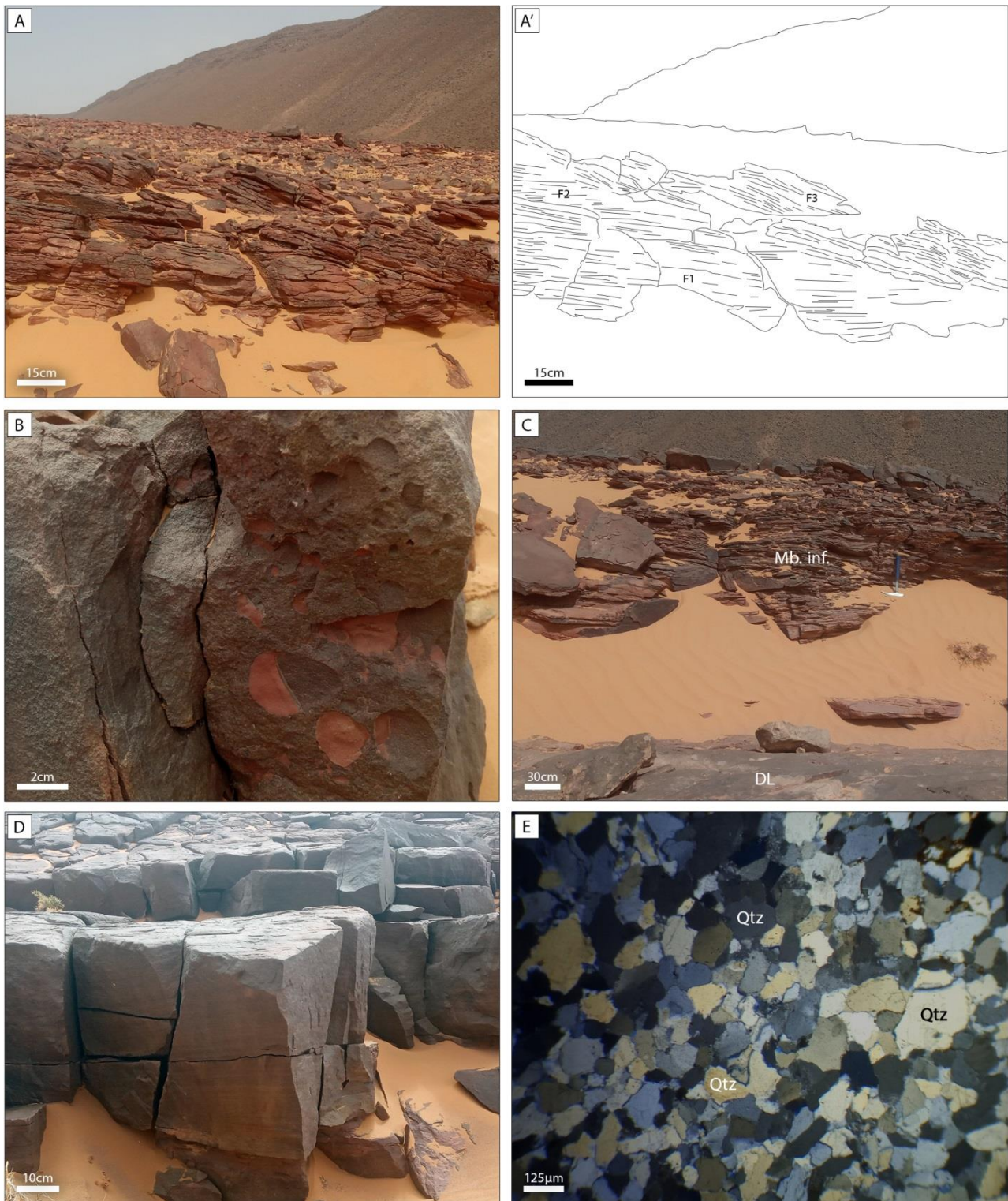


Fig. 10 - Le membre inférieur gréseux de la formation des Argiles de Foum Tineslem.

A et **A'**. Grès fins rougeâtres à stratifications entrecroisées planes de grande ampleur et leur schéma. F1, F2 et F3 : faisceaux (*coset*) séparés par des surfaces d'érosion planes ; **B**. Grès fins rougeâtres à galets mous centimétriques ; **C**. Contact entre la Dalle à Lingules (DL) et le membre inférieur gréseux (Mb. inf.) ; **D**. Dernier banc décimétrique de grès fins rougeâtres du membre inférieur gréseux ; **E**. Lame mince des grès fins rouges (échantillon G1) en lumière polarisée analysée.

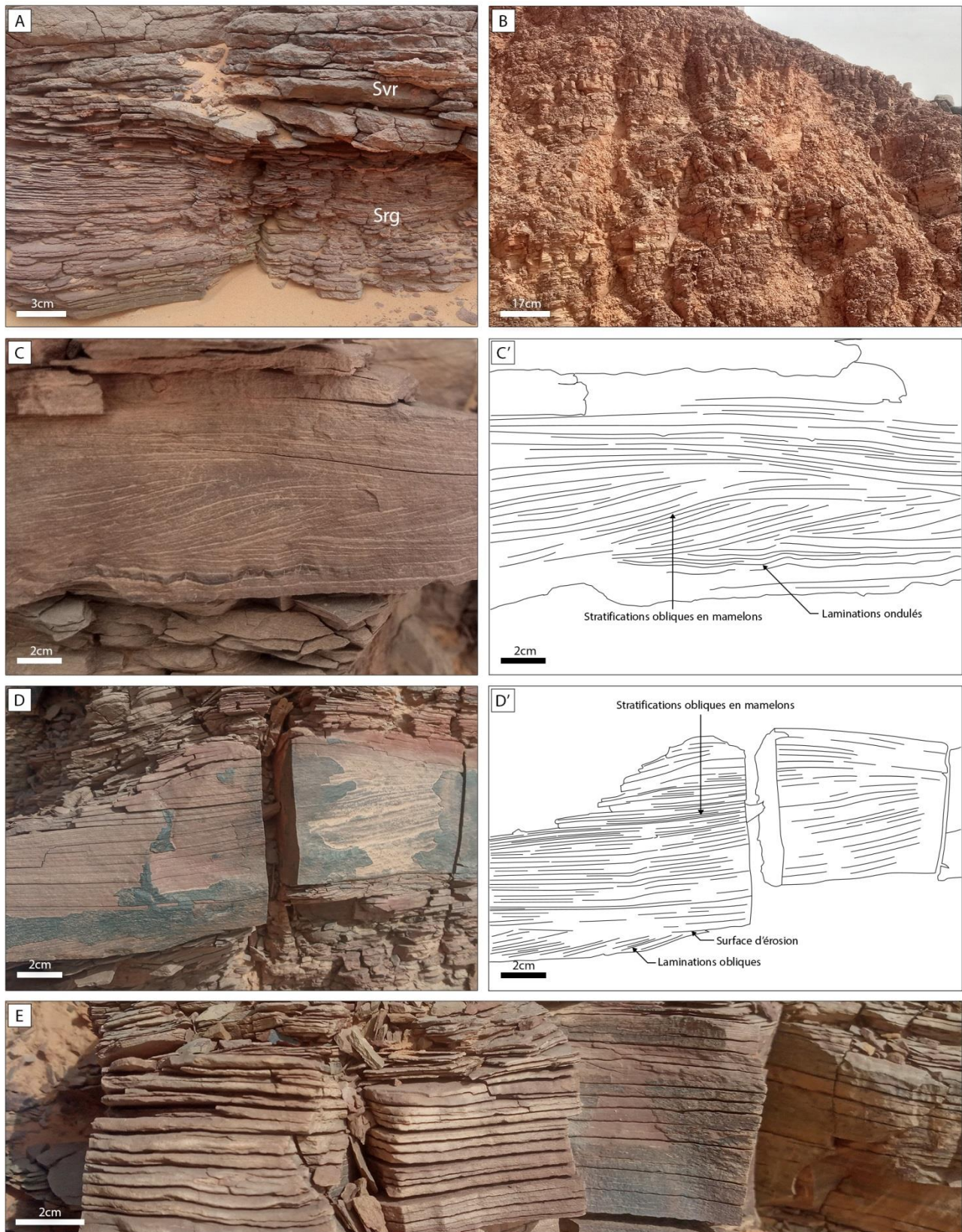


Fig. 11 - Membre supérieur argilo-gréseux de la formation des Argiles de Fom Tineslem.

A. Les premiers bancs de siltites rougeâtres (Srg) et verdâtres (Svr) du membre supérieur argilo-gréseux ; **B.** Affleurement argileux rougeâtre à intercalation de bancs centimétriques de siltites ; **C** et **C'**. Banc de siltite à stratifications obliques en mamelons anisotropes (HCSa) ; **D** et **D'**. Banc de siltite à stratifications obliques en mamelons isotropes (HCSi) ; **E.** Banc de siltite à laminations horizontales.

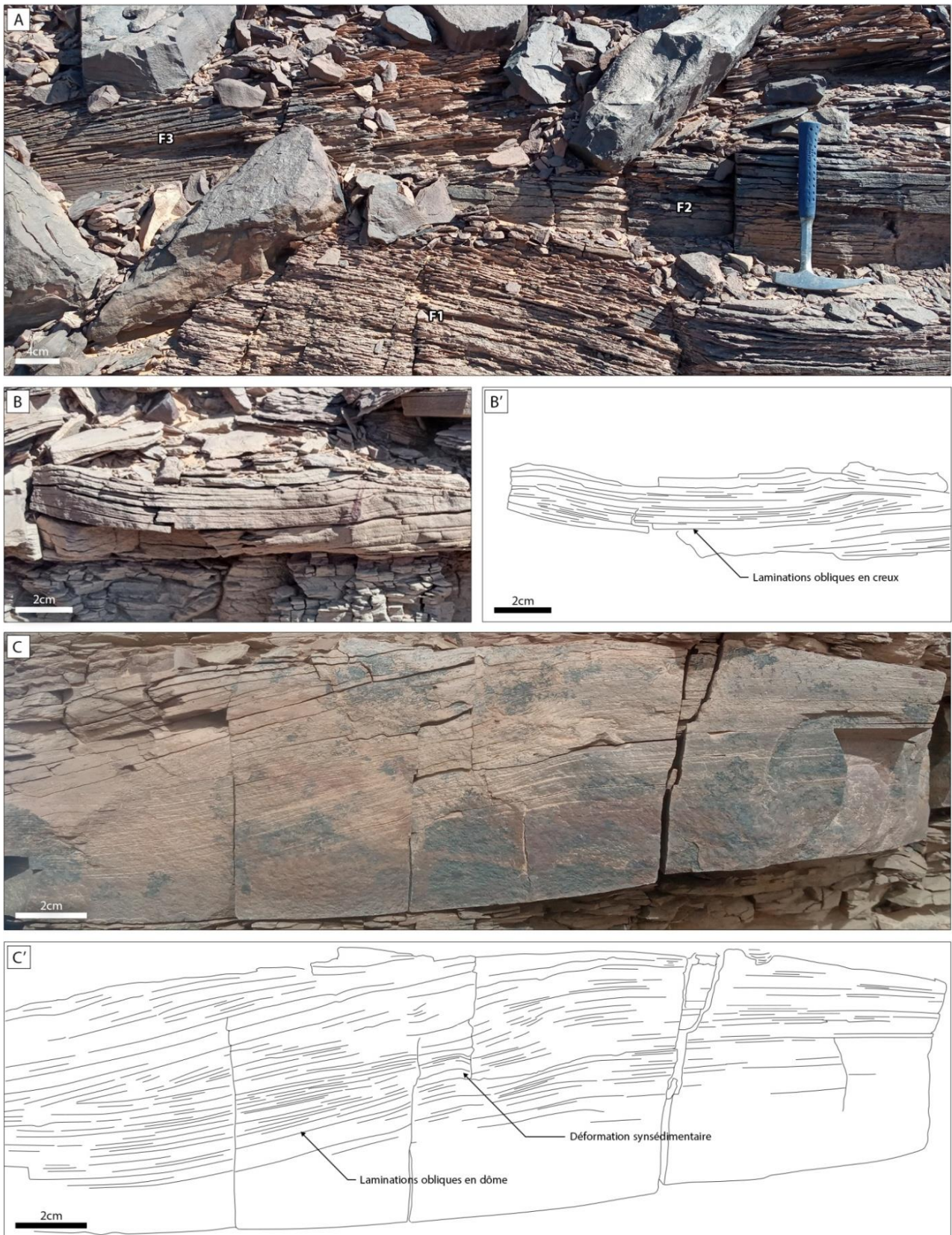


Fig. 12 - Membre supérieur argilo-gréseux de la formation des Argiles de Foug Tineslem (suite).

A. Grès micacé à stratifications entrecroisées planes de grand dimension avec plusieurs faisceaux (*cosets*), F1, F2 et F3 ; **B et B'.** Grès micacé à stratifications obliques en creux (*Swaley Cross-Stratification* ou *SCS*) ; **C et C'.** Bancs de siltite à stratifications obliques en mamelons isotropes (*HCSi*) avec une déformation synsédimentaire.

Enfin, la limite supérieure de la formation de Foug Tineslem coïncide avec les premiers niveaux de grès micacés de celle du Kheneg el Aatène [Fig. 8 et 9]. Il s'agit de couches décimétriques de grès rougeâtres, fins et en plaquettes, intercalés par des argiles et surmontés par une barre de grès micacés grisâtres, de 3 m d'épaisseur. Ces grès sont à stratifications entrecroisées planes de grande ampleur [Fig.12A], qui passent latéralement à des laminations subhorizontales. Ils sont surmontés par des bancs quartzitiques d'abord métriques, puis décimétriques (stratodécroissance), formant l'apex du second membre de la formation du Kheneg el Aatène [Fig. 8 et 9].

II- Attribution stratigraphique

En raison de l'absence de fossiles, il n'y a pas de datation dans cette étude. Néanmoins, nous suivons la dernière datation par les chitinozoaires de Paris *et al.*, 2007, basé sur la biozone à *brevicollis-symmetrica*, signalée dans la partie inférieure de la formation, suggérant un âge trémadocien supérieur - Floien inférieur.



CHAPITRE III

Sédimentologie et Stratigraphie Séquentielle



Introduction

Ce chapitre traite de l'analyse des données sédimentologiques de la formation des Argiles de Fom Tineslem, ainsi qu'un essai de la stratigraphie séquentielle.

Cette analyse sera principalement basée sur les caractéristiques lithologiques, les structures sédimentaires ainsi que la granulométrie. Elle nous permettra d'interpréter les faciès et proposer un environnement de dépôt pour la formation.

I- Définition des faciès et leur interprétation

Deux faciès ont été observés dans la coupe lithostratigraphique. Il s'agit des argiles (Fa) et des grès (Fg).

A- Faciès des argiles (Fa)

1- Définition

Il correspond à la majorité du membre supérieur. Ces argiles sont de teinte rougeâtre, parfois verdâtre, à aspect schisteux, d'épaisseur décimétrique et parfois métrique.

2- Interprétation

Ces argiles sont le résultat d'une décantation longue dans un milieu d'énergie hydrodynamique faible ou nulle, ou pendant les vagues du beau temps (*Fair weather waves*). Cette énergie est suffisamment faible pour permettre la décantation des particules d'argiles en suspension.

B- Faciès gréseux (Fg)

Ce faciès est présent dans les deux membres de la formation, inférieur et supérieur. En fonction des figures sédimentaires qu'il comporte, il est subdivisé en plusieurs sous-faciès.

1- Sous-faciès de grès à stratifications entrecroisées (Fse)

1.1- Définition

Ce sous-faciès occupe la partie basale du membre inférieur. Ce sont des grès fins rougeâtres, d'épaisseur 3 m, en plaquettes, montrant des stratifications entrecroisées planes [Fig. 13], de grande échelle (*Large scale planar Cross-bedding*), avec un angle relativement faible (30°) [Fig. 10A, p. 17].

1.2- Interprétation

Ces stratifications entrecroisées planes sont formés principalement par la migration des dunes de grande échelle (mégarides) et à crête rectiligne. Ces dunes se forment pendant le régime d'écoulement supérieur [Fig. 14]. Leur longueur moyenne se situe entre 0,5 et 10,0 m, leur hauteur entre 0,06 et 1,50 m et elles comprennent communément des grains de diamètre supérieur à 0,1 mm

(Cojan et Renard, 2013). Elles se forment dans des environnements soumis à une haute énergie (Selley *et al.*, 2005).

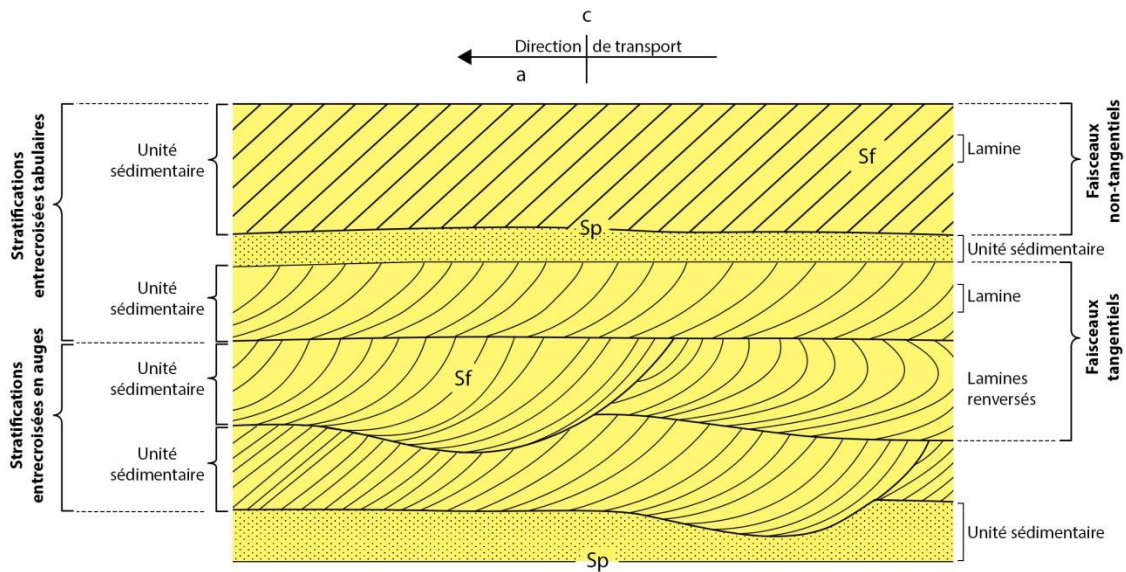


Fig. 13 – Terminologie et caractéristiques définissant les stratifications entrecroisées (d’après Potter et Pettijohn, 1977 ; modifié)

a. direction parallèle à la direction moyenne du transport des sédiments ; **c.** direction perpendiculaire à "a" ; **Sp.** principale surface de stratification ou plan de stratification ; **Sf.** surface des faisceaux de stratifications entrecroisées.

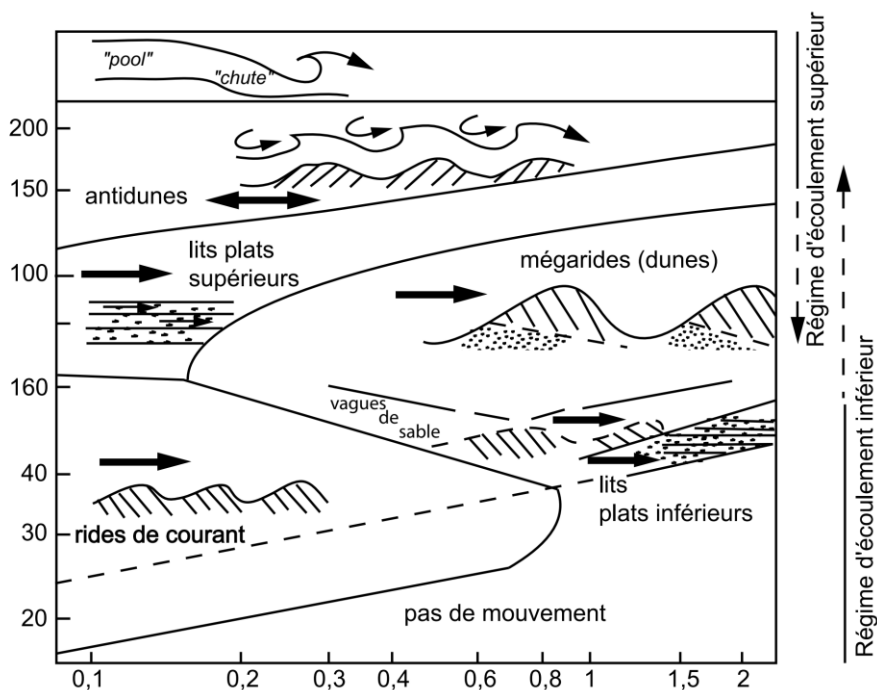


Fig. 14 – Principales formes sédimentaires en fonction du régime d’écoulement d’un courant unidirectionnel (d’après Cojan et Renard, 2013).

2- Sous-faciès de grès à galets mous (Fgm)

2.1- Définition

Dans le membre inférieur gréseux, on observe un banc décimétrique de grès rouges fins, à galets mous (appelés *Mud clasts/Rip-up clasts* dans les littératures modernes), de taille centimétrique, bien arrondis, modérément triés et liés par une matrice gréseuse rougeâtre fine.

2.2- Interprétation

Les galets mous d'argiles [Fig. 10B, p. 17], sont probablement le résultat de l'érosion des sédiments argileux transportés en roulement d'après la classification de Shunli *et al.* (2017). Ils indiquent une large gamme d'environnements de dépôt, allant du littoral, au plateau continental dominé par les vagues [Fig. 15], où leurs formes arrondies indiquent une longue distance de transport ou une érosion intense plus ou moins *in situ*.

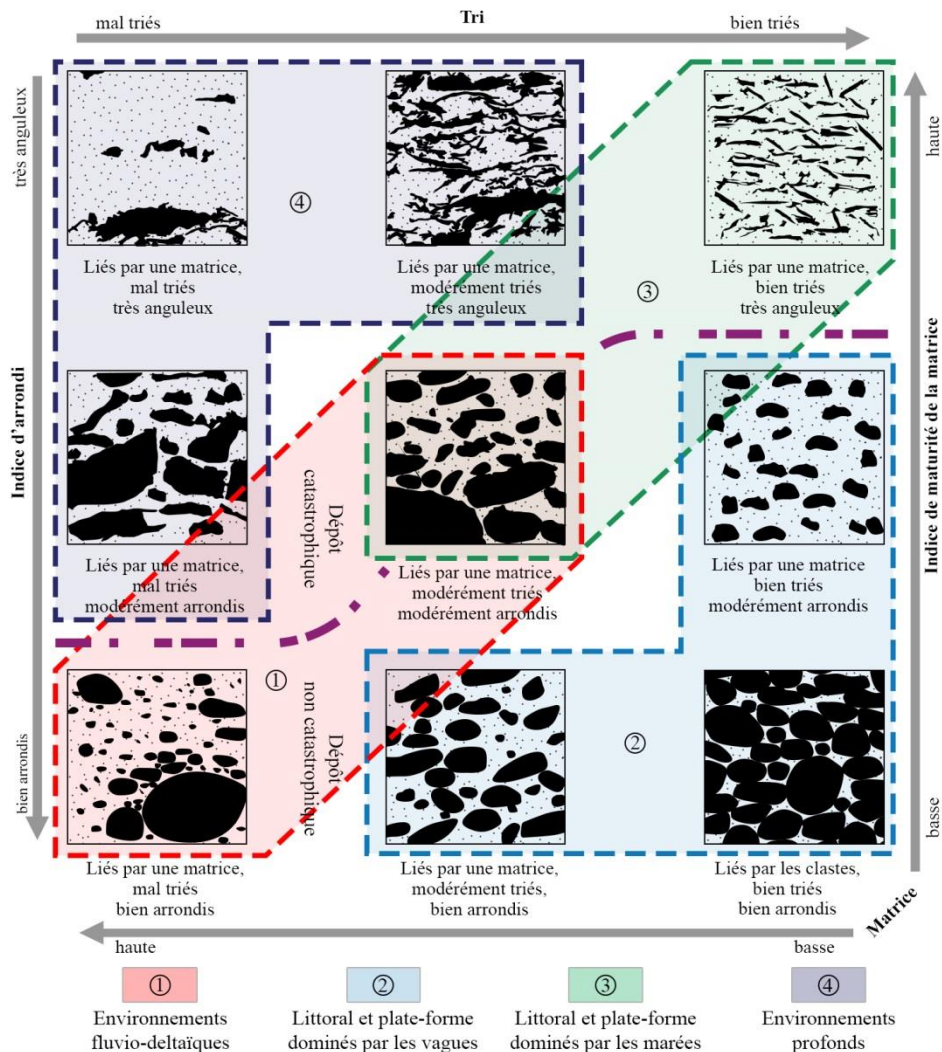


Fig. 15 - Diagramme schématique de la classification des *Mud clasts* (d'après Shunli *et al.*, 2017 ; modifié).

3- Sous-faciès de grès massifs (Fm)

3.1- Définition

On observe ce sous-faciès dans les deux membres. Il est représenté par deux strates décimétriques de grès rouge fin dans le membre inférieur gréseux, et par plusieurs bancs centimétriques à décimétriques de siltites rouges micacées dans le membre supérieur argilo-gréseux.

Ces bancs ne présentent aucune laminations reconnaissables et sont décrits par [Collinson et Mountney \(2019\)](#) comme étant non-structurés, massifs ou non stratifiés en gardant à l'esprit de l'aspect apparent.

3.2- Interprétation

Ces bancs massifs sont le résultat de sédimentation rapide où les grains arrivent sur le fond rapidement et sont enfouis avant qu'aucun mouvement ne puisse se produire et donnent lieu à la formation d'une lamine ([Collinson et Mountney, 2019](#)). Ils peuvent être le produit de la diagenèse ([Dyson, 1996](#)).

4- Sous-faciès de grès à laminations horizontales (Flh)

4.1- Définition

Ce sous-faciès est observé dans les deux membres. Dans le membre inférieur gréseux, il correspond à des bancs décimétriques de grès rouges fins, à laminations horizontales (*Horizontal laminations*) minces, parfois discrètes, planes, parallèles et continues [Fig. 16] suivant la terminologie de [Campbell \(1967\)](#). Dans le second membre argilo-gréseux, ces laminations sont présentes dans certains bancs de siltites dont elles favorisent le feuilletage.

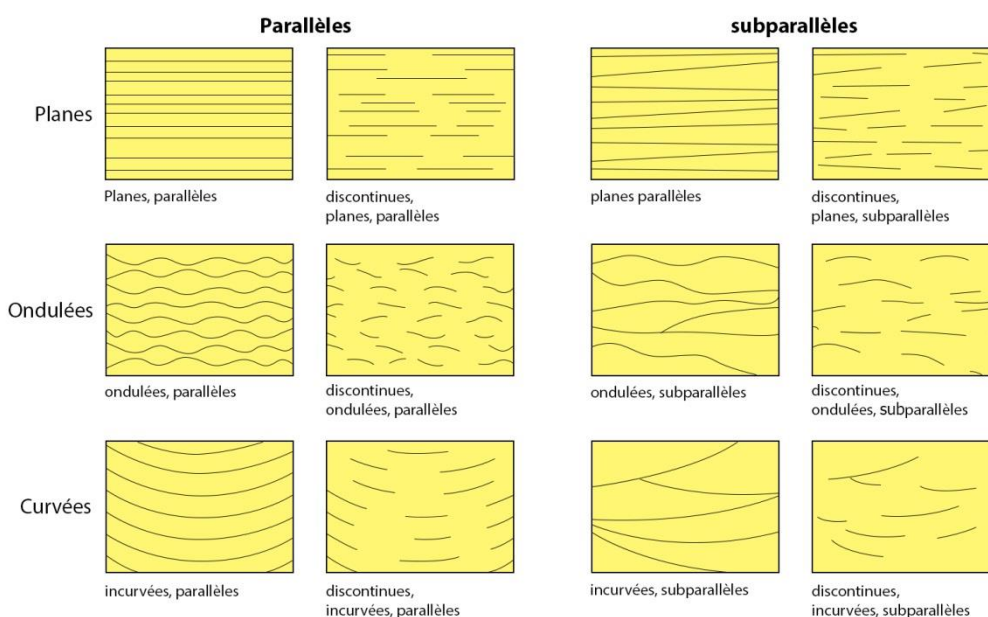


Fig. 16 – Terminologie de stratifications-laminations (D'après Campbell, 1967 ; Reineck et Singh, 1973 ; modifié)

4.2- Interprétation

Les laminations horizontales sont formés sous un régime d'écoulement supérieur ou *Upper Flow Regime* (Cheel, 1990 ; Ashley, 1990). Elles suggèrent une sédimentation sur un fond avec peu/pas de relief (Paola *et al.*, 1989) et sont attribuées aux déplacement des particules par charriage, petits sauts et glissements contre le fond (Cojan et Renard, 2013). Ces laminations indiquent la direction du paléocourant mais pas le sens.

5- Sous-faciès de grès à stratifications obliques en mamelons et en creux (Fhcs)

5.1- Définition

Le membre supérieur argilo-gréseux est riche en stratifications obliques en mamelons (HCS) qui sont observées dans les bancs de siltites micacées. Elles ne sont pas amalgamées et sont caractérisées par une longueur d'ondes de 20 à 30 cm.

On observe 2 types de HCS : isotropes (HCSi) se composent de laminations incurvées à faible angle (environ 10°), concaves vers le bas (creux ou *swales*) et convexes vers le haut (mamelons ou *hummocks*) [Fig. 17A] et les HCS anisotropes (HCSa), caractérisées par un ensemble de laminations croisées, à faible angle, à direction préférentielle unimodale [Fig. 17B].

La longueur d'onde des stratifications obliques en mamelons (HCS) devient plus longue vers la fin de ce membre pour atteindre 40 à 50 cm (accrétion horizontale).

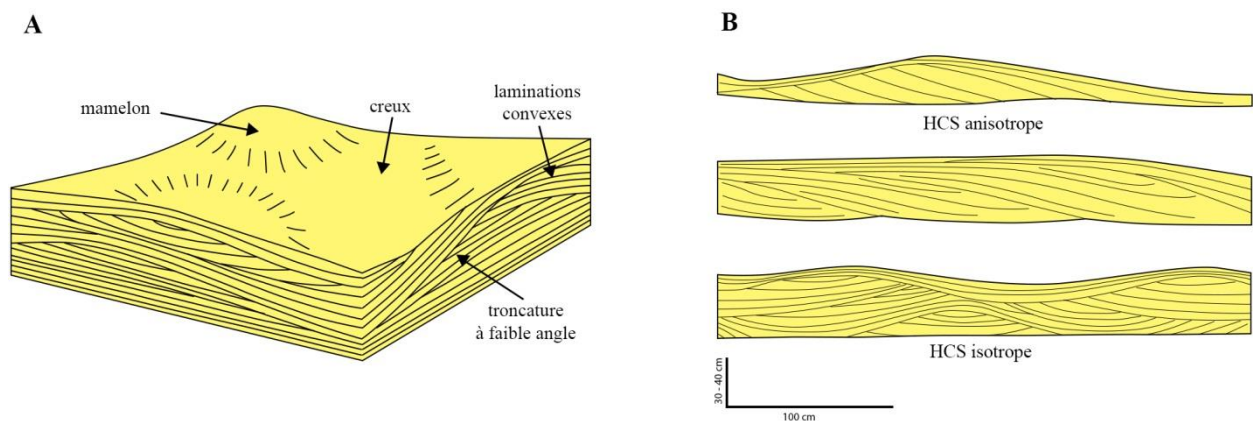


Fig. 17 – Les stratifications obliques en mamelons (HCS).

A. Architecture interne et externe (d'après Collinson et Mountney, 2019) ; **B.** Transition verticale des HCS isotropes aux anisotropes (d'après Mutti *et al.*, 1994) (modifié).

Concernant les stratifications obliques en creux (*Swaley Cross-Stratification* ou SCS - Fig. 18), celles-ci ont été observées vers la fin du membre supérieur argilo-gréseux de notre formation d'étude, au sein de niveaux de siltites. Le pendage de leurs laminations ne dépassent pas 10° et les creux sont symétriques.

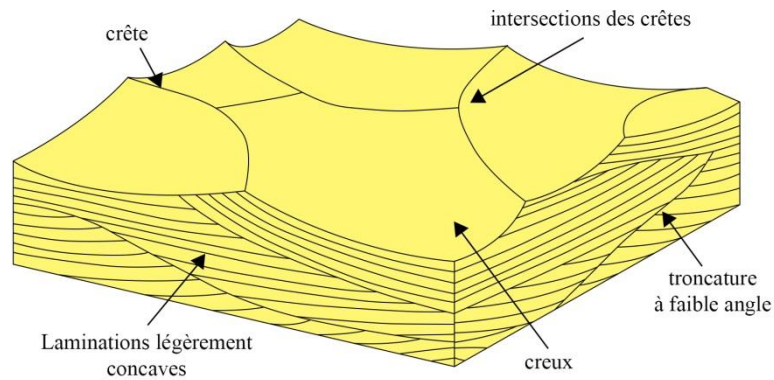


Fig. 18 - Architecture interne et externe des stratifications obliques en creux (d'après Collinson et Moutney, 2019 ; modifié).

5.2- Interprétation

Les stratifications obliques en mamelons (HCS) sont généralement le mieux développés dans les sables fins à très fins (Leckie, 1988 ; Morsilli et Pomar, 2012 ; Boggs, 2014). Elles se forment lors des tempêtes, entre la limite d'action des vagues du beau temps (*Fair Weather Wave Base* ou FWWB) et la limite d'action des vagues de tempêtes (*Storm Wave Base* ou SWB) (Dott et Bourgeois, 1982 ; Allen et Underhill, 1989), depuis le *Shoreface* inférieur, jusqu'à l'*Offshore-transition* (Morsilli et Pomar, 2012),

Les HCS isotropes sont formées par un courant fortement oscillatoire ; par contre, les HCS anisotropes sont dues à l'interaction de courants oscillatoires et unidirectionnels (Dyson, 1996 ; Dumas et Arnott, 2006) qui provoquent la migration de HCS.

L'augmentation de la longueur d'onde notée dans certains bancs silteux à HCS du membre supérieur est due à la diminution de la profondeur de l'eau et à celle de l'augmentation de l'épaisseur des couches (Ito *et al.*, 2001).

Pour Dott et Bourgeois (1982), chaque lamine de HCS représente une seule onde ou ensemble d'ondes de tempête. Par contre, pour Greenwood et Sherman (1998), cette structure dans son ensemble représente un seul événement de tempête dont la durée est de l'ordre de quelques heures, ou d'un jour ou encore au plus deux.

On explique l'abondance de micas dans les niveaux silteux à stratifications obliques en mamelons par sa faible densité. En effet, ce minéral reste en suspension pendant la tempête, jusqu'à ce que l'énergie des vagues diminue pour permettre son sédimentation (Collinson et Moutney, 2019).

Quant aux stratifications obliques en creux (SCS), ces structures se forment dans le *Shoreface* dominé par les vagues de tempêtes (*Shoreface storm-dominated*), sous un courant oscillatoire et

unidirectionnel (Yagishita *et al.*, 1992), mais dans une profondeur d'eau moins profonde que celle de HCS (Duke, 1985 ; Leckie et Walker, 1982).

II- Association de faciès et milieux de dépôt

On distingue 2 associations de faciès, nommées A_{sh} et A_{off} . et basées sur la définition et l'interprétation des faciès et des sous-faciès rencontrés dans notre formation.

A- Association du *Shoreface* (A_{sh})

Cette association correspond au membre inférieur gréseux ainsi que la partie sommitale du membre supérieur argilo-gréseux. Dans la première partie, elle intéresse les sous-faciès des grès à stratifications entrecroisées (Fse), des grès à galets mous (Fgm) et des grès massifs (Fm). Dans la seconde partie, elle englobe les derniers bancs à stratifications obliques en creux (Fhcs), intercalés à des argiles (Faciès des argiles Fa).

Le membre inférieur se distingue par l'absence des particules argileuses et la prédominance des grès rouges fins. Des vitesses de sédimentation assez élevées ont été responsables de la mise de place des grès. En effet, les sous-faciès indiquent une sédimentation dans un milieu énergétique relativement peu profond, responsable du vannage des particules fines argileuses. Ces arguments plaident pour un environnement de dépôt de plate-forme proximale, situé au-dessus de la limite d'action des vagues de beau-temps sur le *Shoreface* [Fig. 19].

Concernant la partie terminale du second membre argilo-gréseux, la dynamique sédimentaire correspond à un environnement dominé par les vagues de tempêtes, sous un courant oscillatoire et unidirectionnel, attesté par la présence des stratifications obliques en creux dont la mise en place se fait sur le *Shoreface* comme l'attestent Yagishita *et al.* (1992). Ces dépôts annoncent déjà l'arrivée brutale des décharges détritiques grossiers de la formation du Kheneg el Aatène sur surmontent notre formation d'étude.

B- Association d'*Offshore-transition* (A_{off})

Cette deuxième association correspond à la majeure partie du membre supérieur argilo-gréseux, excepté les derniers niveaux. Elle est caractérisée par la prédominance du faciès des argiles (Fa) qui vient s'intercaler à certains faciès gréseux (Fg), représentés notamment par les sous-faciès de grès à stratifications obliques en mamelons (Fhcs), massifs (Fgm) et à laminations horizontales (Flh).

Le milieu de dépôt correspond à une zone relativement profonde où la plupart des sédiments s'est mise en place par décantation (argiles), en périodes de beau-temps. Cependant, l'avènement des tempêtes, par moments, a été responsable des apports détritiques (siltites) représentés par les stratifications obliques en mamelons.

Ces arguments nous permettent de proposer un environnement de dépôt plus ou moins proximal, située au-dessous de la limite d'action des vagues de beau temps et correspondant à l'*Offshore-transition* [Fig. 19].

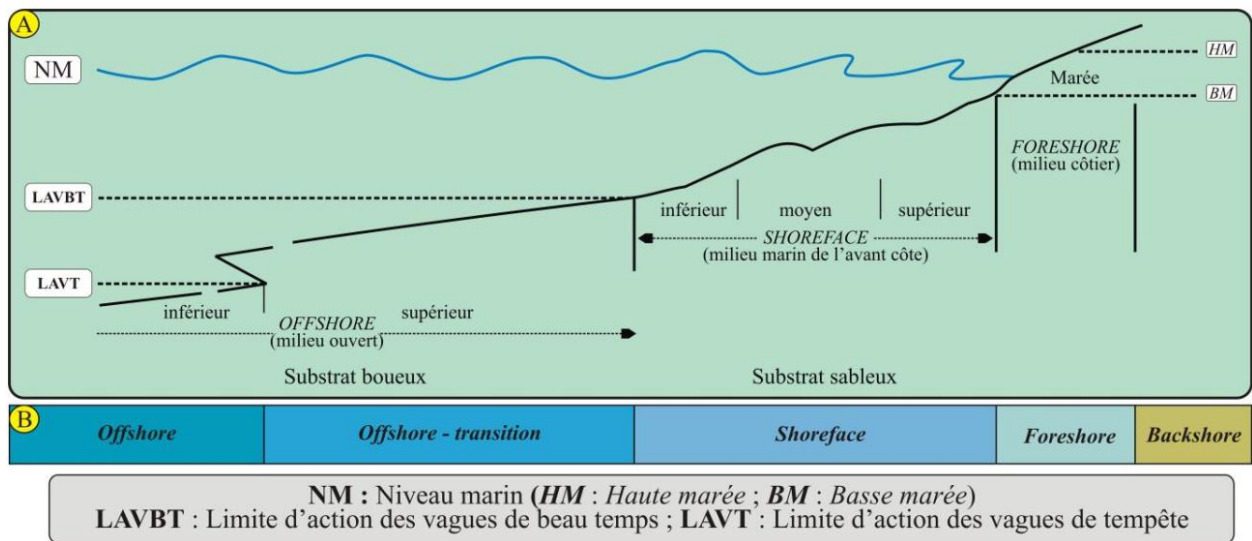


Fig. 19 - Profil de la plate-forme (nomenclature en fonction de l'hydrodynamisme).

A. Subdivision de Guillocheau *et al.* (1983) et Plint *et al.* (1992) ; **B.** Subdivision de Komar (1976), Bourgeois et Leithold (1984) et Reading et Collinson (1996) (*In* Abbache, 2019).

III- Organisation séquentielle de la formation (Fig. 22)

Introduction

Pour mieux comprendre l'organisation de la formation de Foug Tineslem, nous proposons un essai sur l'application du concept de stratigraphie séquentielle et génétique, basée sur la définition et l'empilement des séquences génétiques et leurs tendances évolutives.

A- Définition de l'empilement des séquences génétiques

Les séquences génétiques définies dans notre formation se subdivisent principalement en deux phases, une phase transgressive (T) à dominante argileuse, représentée notamment par le faciès des argiles (Fa), suivie d'une autre phase régressive (R), à dominante gréseuse, présentée par le faciès gréseuse (Fg) [Fig. 20]. La limite entre ces deux phases est marquée par un changement brutal de la lithologie.

L'empilement des séquences génétiques de la formation des Argiles de Foug Tineslem montre deux grandes phases ; (1) phase transgressive (T1), comprenant le membre inférieur gréseux, et (2) une autre régressive (R1), intéressant l'ensemble de membre supérieur argilo-gréseux [Fig. 21]. La formation est constitué de 87 séquences génétiques.

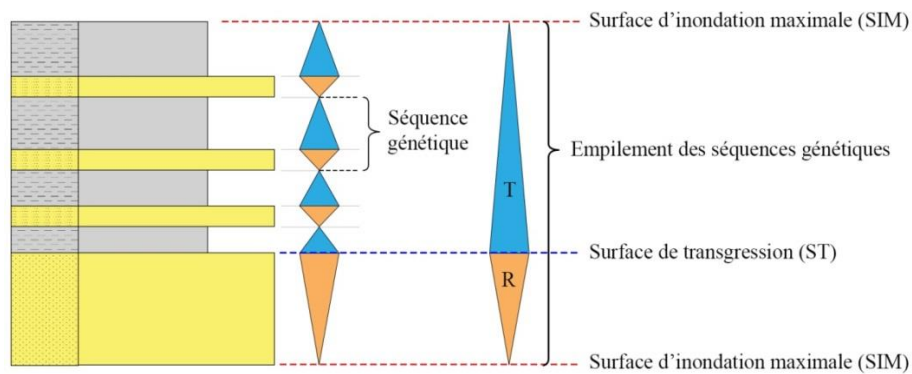


Fig. 20 - Schéma montrant le groupement de séquences génétiques.

B- Tendance évolutive

L'empilement vertical des séquences génétiques montre une tendance évolutive cyclique, correspondant à une séquence d'ordre 2, selon le concept de [Vail *et al.* \(1990\)](#). Ces auteurs attribuent généralement une durée entre 5 et 50 Ma à ce type de séquences, caractérisé par des grands cycles de faciès transgressifs et régressifs ([Jacquin *et al.*, 1990](#)).

Le membre inférieur gréseux de la formation, mis en place dans le *Shoreface* correspond à une séquence transgressive (T1) [[Fig. 21 et 22](#)]. Il est surmonté par des dépôts régressifs du membre supérieur argilo-gréseux de l'*Offshore-transition*, qui passent vers le haut à ceux du *Shoreface* (Séquence R1), liés à une tendance vers un milieu de sédimentation moins profond [[Fig. 21 et 22](#)].

Il ressort que dans l'ensemble, la formation des Argiles de Foum Tineslem est caractérisée par une mince séquence transgressive, suivie par une épaisse séquence régressive [[Fig. 21 et 22](#)].



Fig. 21 - Les séquences transgressive/régressive de la formation des Argiles de Foum Tineslem.

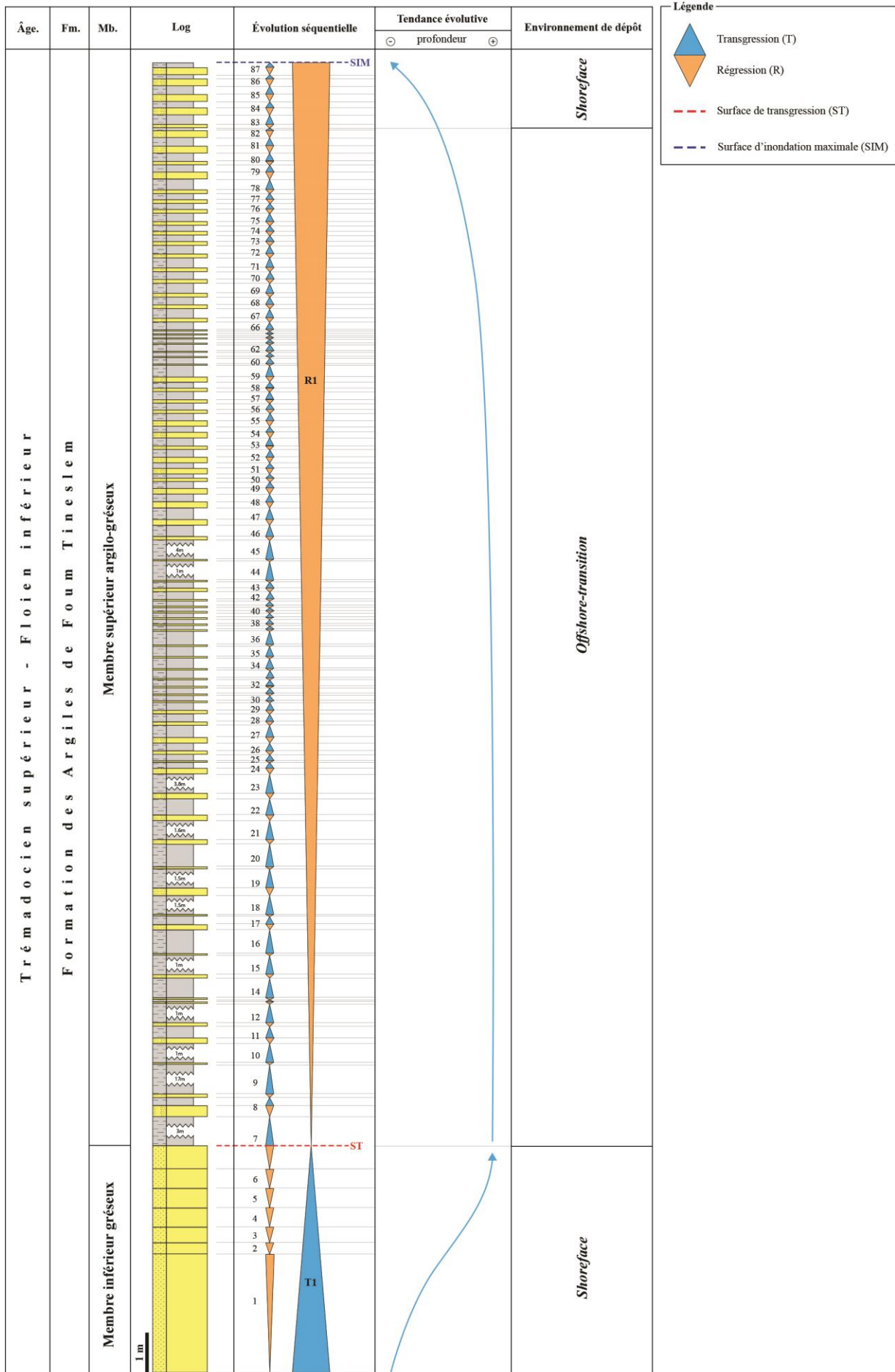


Fig. 22 – Essai de la stratigraphie séquentielle de la formation des Argiles de Foug Tineslem.



Conclusion générale



Conclusion générale

L'étude lithostratigraphique de la formation des Argiles de Fouguesles (Gomes Silva *et al.*, 1963), étudiée dans sa localité-type (Fouguesles), a montré la présence de 2 membres :

- Un membre inférieur gréseux : Il s'agit d'une barre épaisse de grès rouges fins, à stratifications entrecroisées planes de grandes tailles, surmontée par des bancs gréseux décimétriques, stratocroissants, à laminations horizontales et galets fins centimétriques.
- Un membre supérieur argilo-gréseux : Il correspond à une combe d'argiles verdâtres à rougeâtre, intercalées par des niveaux de siltites rouges stratocroissantes, à laminations horizontales, à stratifications obliques en mamelons (HCS), isotropes et anisotropes et, vers la fin du membre, à stratifications obliques en creux (SCS)

L'étude sédimentologique a été basée principalement sur la nature et l'interprétation des structures sédimentaires hydrodynamiques. C'est ainsi que 2 principaux faciès ont été reconnus : un faciès des argiles (Fa) et un autre de grès (Fg). Ce dernier a été subdivisé en plusieurs sous-faciès.

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

- Association du *Shoreface* (A_{sh}) : elle correspond au membre inférieur gréseux de la ainsi que la partie sommitale du membre supérieur argilo-gréseux. Elle s'est mise en place sur une plate-forme détritique proximale, relativement peu profond (*Shoreface*) ;
- Association d'*Offshore-transition* (A_{off}) : elle intéresse la majeure partie du membre supérieur argilo-gréseux, excepté les derniers niveaux. Le milieu de dépôt correspond à une zone relativement profonde, à sédimentation argileuse, balayée épisodiquement par des courants de tempêtes, responsables du dépôt de siltites à stratifications obliques en mamelons (HCS). L'environnement de dépôt correspond à l'*Offshore-transition*.

Enfin, l'essai sur l'organisation séquentielle des faciès de notre formation d'étude nous a permis de définir 87 séquences génétiques dont l'empilement traduit une phase transgressive (membre inférieur gréseux), suivie d'une autre régressive (membre supérieur argilo-gréseux). Cette évolution s'intègre dans un cycle de 2^e ordre *sensu* Vail *et al.* (1990).

Références bibliographiques

Abbache A. (2019)

Paléobiodiversité et événements eustatiques du Dévonien supérieur de Ben-Zireg et Gourara (Sahara nord-ouest ; Algérie).
Thèse. Doc. Oran 2, p. 350.

Ait-Kaci Ahmed Ali. (1990)

Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des Monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara Algérien Nord-occidental).
Thèse. Doc. USTHB, Alger, p. 168.

Alimen H., Le Maitre D., Menchikoff N., Petter G., Poueyto A. (1952)

Les chaînes d'Ougarta et la Saoura.
In : Actes du XIX^{ème} Congrès géologique International, Monographies Régionales 1ère série, Algérie, pp. 49-62. La Typo-litho et Carbonel, no. 15.

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.

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.

Ashley G.M. (1990)

Classification of large-scale subaqueous bedforms: A new look at an old problem.
Journal of Sedimentary Petrology, v. 60, no. 1, pp. 160-172.

Boggs S. (2014)

Principles of sedimentology and stratigraphy.
Pearson Education, England, p. 560.

Carr I., (2002)

Second-order sequence stratigraphy of the Paleozoic of North Africa.
Journal of Petroleum Geology, v. 25, no. 3, pp. 259-280.

Campbell C. (1967)

Lamina, laminaset, bed and bedset.
Sedimentology, v. 8, no. 1, pp. 7-26.

Cheel R. (1990)

Horizontal lamination and the sequence of bed phases and stratification under upper-flow-regime conditions.

Sedimentology, v. 37, pp. 517-529.

Cojan I., Renard M. (2013)

Sédimentologie.

Dunod, Paris, p. 213.

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., Mountney N. (2019)

Sedimentary structures.

Dunedin Acad. Press, Edinburgh, London, p. 340.

Donzeau M. (1971)

Etude structurale dans le paléozoïque des Monts d'Ougarta.

Thèse. Doc. Orsay, p. 95.

Donzeau M. (1983)

Tectonique des Monts d'Ougarta.

In : Fabre J. (1983). Afrique de l'Ouest, Lexique Strat. Intern., Pergamon, Paris, pp. 118-120.

Dott R., Bourgeois J. (1982)

Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences.

Geol. Soc. of America Bull., v. 93, pp. 663-680.

Duke W. (1985)

Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms.

Sedimentology, v. 32, pp. 167-194.

Dumas S., Arnott R.W.C. (2006)

Origin of hummocky and swaley cross-stratification_ the controlling influence of unidirectional current strength and aggradation rate.

Geology, v. 34, no. 12, pp. 1073-1076.

Dyson I. (1996)

Significance of hummocky cross-stratification and quasi-planar lamination in the Lower Devonian Walhala Group at Cape Liptrap, Victoria.

Australian Journal of Earth Sciences, v. 43, pp. 189- 199.

Fabre J. (1976)

Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions voisines.
Société Nationale d'édition et de Diffusion, Alger, p. 422.

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. de l'Afrique Centrale, Belgique, v. 108, pp. 147-200.

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, no. 3, 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, no 1, pp. 134-141.

Guerrak S. (1987)

Paleozoic oolitic ironstone of the Algerian Sahara: a review.
Journal of African Earth Sciences, v. 6, no. 1, pp. 1-8.

Guerrak S. (1988)

Ordovician ironstone sedimentation in Ougarta Ranges: North Western Sahara (Algeria).
Journal of African Earth Sciences, v. 7, no. 4, pp. 657- 678.

Guerrak S. (1991)

Paleozoic patterns of oolitic ironstone sedimentation in the Sahara
Journal of African Earth Sciences, v. 12, no. 1/2, pp. 31-39.

Greenwod B., Sherman D.J. (1986)

Hummocky cross-stratification in the surf-zone: flow parameters and bedding genesis.
Sedimentology, v. 33, pp. 33-45.

Ito M., Ishigaki A., Nishikawa T., Saito T. (2001)

Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: Implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic.
Geology, v. 29, no. 1, pp. 87-89.

Jacquin T., Arnaud-Vanneau A., Arnaud H., Ravenne C., Vail P. (1991)

Systems tracts and depositional sequences in carbonate setting: a study of continuous outcrops from platform to basin at the scale of seismic lines.
Marine and Petroleum Geology, v. 08, pp. 122-139.

Leckie D. (1988)

Wave-formed, coarse-grained ripples and their relationship to hummocky cross-stratification.
Journal of Sedimentary Petrology, v. 58, no. 4, pp. 607-622.

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, no. 2, pp. 138-157.

Legrand Ph. (1966)

Précisions biostratigraphiques sur l'Ordovicien inférieur et le Silurien des chaînes d'Ougarta (Sahara algérien).
Extrait du C. R. Sommaire des séances Soc. Géol. Fr., Fasc. 7, p. 243.

Menchikoff N. (1933)

La série primaire de la Saoura et des chaînes d'Ougarta.
Bulletin du Service Géologique d'Algérie, v. 2, no. 2, pp. 108-124.

Morsilli M., Pomar L. (2012)

Internal waves vs. surface storm waves: a review on the origin of hummocky cross-stratification.
Terra Nova, v. 0, no. 0, pp. 1-10.

Mutti E., Davoli G., Tinterri R. (1994)

Flood-related gravity-flow deposits in fluvial and fluvio-deltaic depositional systems and their sequence-stratigraphic implications.
In: *Second high-resolution sequence stratigraphy conference*, Tresp, pp. 131-136.

Paris F., Boumendjel K., Aït Salem H., Ghienne J.F., Videt B. (2007)

Datation par les chitinozoaires des principaux épisodes transgressifs identifiés dans l'Ordovicien du Sahara Algérie.
In : Séminaire de Géologie Pétrolière 6.

Paola C., Wiele S., Reinhart M. (1989)

Upper-regime parallel lamination as the result of turbulent sediment transport and low-amplitude bed forms.
Sedimentology, v. 36, pp. 47-59.

Potter F., Pettijohn F. (1977)

Paleocurrents and basin analysis.
Springer-Verlag Berlin Heidelberg, p. 460.

Reading H. (1966)

Sedimentary environments: processes, facies and stratigraphy
Blackwell Publishing, Oxford, p. 688.

Selley R., Cocks R., Plimer I. (2005)

Encyclopedia of Geology.
Elsevier Acad. Press, p. 3345.

Shunli L., Shengli L., Xin S., Chenglin G., Xinghe Y. (2017)

Classification, formation, and transport mechanisms of mud clasts.
International Geology Review, pp. 1-12.

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.

Reineck H.E., Singh I.B. (1973)

Depositional sedimentary environments.
Springer-Verlag, New York, p. 439.

Wentworth C. (1922)

A scale of grade and class terms for clastic sediments.
The Journal of Geology, v. 30, no. 5, pp. 377-392.

Yagishita K., Arakawa S., Taira A. (1992)

Grain fabric of hummocky and swaley cross-stratification.
Sedimentary Geology, v. 78, pp. 181-189.

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 à Kheneg Tlaïa	7
Fig. 5 - Successions lithostratigraphiques de Cambro-Ordovicien de l'Ougarta	8
Fig. 6 - Cadre géologique du secteur d'étude	9
Fig. 7 - Vue satellite des affleurements de la formation	13
Fig. 8 - Coupe lithostratigraphique de la formation des Argiles de Foug Tineslem	14
Fig. 9 - Vue panoramique de la membre supérieur argilo-gréseux et de la formation du Kheneg el Aatène	16
Fig. 10 - Le membre inférieur gréseux de la formation des Argiles de Foug Tineslem	17
Fig. 11 - Membre supérieur argilo-gréseux de la formation des Argiles de Foug Tineslem	18
Fig. 12 - Membre supérieur argilo-gréseux de la formation des Argiles de Foug Tineslem	19
Fig. 13 - Terminologie et caractéristiques définissant les stratifications entrecroisées	23
Fig. 14 - Principales formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement d'un courant unidirectionnel	23
Fig. 15 - Diagramme schématique de la classification des <i>Mud clasts</i>	24
Fig. 16 - Terminologie de stratifications-laminations	25
Fig. 17 - Les stratifications obliques en mamelons	26
Fig. 18 - Architecture interne et externe des stratifications obliques en creux	27
Fig. 19 - Profil de zonation bathymétrique de la plateforme continentale	29
Fig. 20 - Schéma montrant le groupement de séquences génétiques	30
Fig. 21 - Les séquences de la formation des Argiles de Foug Tineslem	30
Fig. 22 - Essai de la stratigraphie séquentielle de la formation des Argiles de Foug Tineslem	31

T A B L E D E M A T I E R E

Page

Avant-propos	
Dédicace	
Résumé	1
Abstract	2

Chapitre I : Généralités

Introduction	4
I- Cadre géographique	4
A- Situation générale des Monts d'Ougarta	4
B- Situation du secteur d'étude	5
II- Cadre géologique	5
A- Cadre géologique des Monts d'Ougarta	5
B- Cadre géologique du secteur d'étude	9
III- Etat de connaissance sur la formation des Argiles de Foum Tineslem	10
IV- But & méthodologie de travail	11
A- But du travail	11
B- Méthodologie de travail	11

Chapitre II : Lithostratigraphie

Introduction	13
I- Description lithostratigraphique	13
A- Localisation de la coupe	13
B- Description de la coupe	13
1- Membre inférieur gréseux	15
2- Membre supérieur argilo-gréseux	15
II- Attribution stratigraphique	20

Chapitre III : Sédimentologie et stratigraphie séquentielle

Introduction	22
I- Définition des faciès et leur interprétation	22
A- Faciès des argiles	22
B- Faciès gréseux	22
1- Sous-faciès de grès à stratifications entrecroisées	22

2- Sous-faciès de grès à galets mous	24
3- Sous-faciès de grès massifs	25
4- Sous-faciès de grès à laminations horizontales	25
5- Sous-faciès grès à stratifications obliques en mamelons et en creux	26
II- Association de faciès et milieux de dépôt	28
A- Association du <i>Shoreface</i>	28
B- Association d'<i>Offshore-transition</i>	28
III- Organisation séquentielle de la formation	29
Introduction	29
A- Définition de l'empilement des séquences génétiques	29
B- Tendance évolutive	30
Conclusion générale	33
Références bibliographiques	34
Liste des figures	39
Table de matière	40