



Université d'Oran 2
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Mémoire

Pour l'obtention du diplôme de Master 2
Géodynamique des bassins
sédimentaires

*Les assemblages minéralogiques argileux de la coupe du Dévonien inférieur de
Hassi Fegaguira (Timimoune) : Caractérisations et interprétations.*

Présenté et soutenu publiquement par :

Mr. TADJEDDINE Hassane

Soutenu le/..../.....Devant le jury composé de :

BOUTERFA Boumediene	Maître Assistant	Université d'Oran 2	Président
OUALI MEHADJI Abdelkader	Professeur	Université d'Oran 2	Rapporteur
MAHBOUBI Abdessamed	Maître de Conférence	Université l'USTO	Examinateur

Année: 2018

Au nom d'Allah le clément et le miséricordieux

Ce modeste travail est dédié à : Ma mère et mon père, qui m'ont entouré par leurs soutiens, leurs compassions et leurs Encouragements.

A la Mémoire de BOUDAOUED Nacer (Nacrou)

Avant-propos

Au terme de la finalisation de ce mémoire de Master 02, il est de mon devoir d'exprimer nos remerciements et nos reconnaissances à tous ceux qui ont contribué de près ou de loin à sa réalisation.

Je remercie chaleureusement mon encadreur, Mr le professeur OUALI MEHADJI Abdelkader pour m'avoir permis de mener à bien mon mémoire, notamment les parties de réflexion et de rédaction, d'avoir été patient et surtout, d'accepter de reprendre en charge le travail initialement proposé dans un magistère.

Je tiens ensuite à exprimer mes remerciements aux membres du jury, qui ont accepté d'évaluer mon travail, et d'avoir participé activement à ma soutenance orale.

Je remercie Mr. BOUTERFA Boumedien., Chargé de Cours, qu'il nous soit permis d'exprimer notre profonde reconnaissance pour son aide, ces conseils objectifs et pour avoir accepté d'examiner ce Mémoire.

Merci à Mr MAHBOUBI Abdelsamed, qui nous a honoré par sa présence parmi les membres de jury, qu'il reçoit nos sincères reconnaissances et remerciements.

Un grand merci à VIVIAN Bout, Professeur à l'Université de Lille 1, pour l'accueil et le prise en charge dans son laboratoire des manipulations des argiles.

Merci à Hocine de Laboratoire de perfection des lames mince, pour sa paissance et pour m'avoir permis de réaliser un bon nombre de lame.

Je souhaite également remercier mes amis et mes collègues de la géologie, Khaldi Yacine, Ilyes Zaghari, pour leurs encouragements et leurs soutiens.

Un très grand remerciement à ma famille, mes parents et mes frères (Djalil, Abdeka, Yacine et Abderrahman) et ma sœur Farah, que je te souahait une bonne continuité.

Résumé

Une étude diffractométrie par rayon X sur les sédiments du Dévonien inférieur et moyen a été réalisée sur une coupe de Fegaguira (bassin de Sebaa) appartenant à la de la plate-forme occidentale du Sahara. Cet intervalle stratigraphique est caractérisé par une sédimentation continue interrompue occasionnellement par des lacunes.

L'étude minéralogique des argiles a relevé la présence de 5 familles des minéraux argileux : Kaolinite (K), Illite (I), Smectite (S), Interstratifié Chlorite-Vermiculite « IS (C-V) » et Interstratifiés Illite-Vermiculite « IS (I-V) ». La variation verticale de l'abondance de ces minéraux a permis de distinguer sept assemblages argileux de A1 à A7. Les résultats préliminaire obtenus a permis d'avancer deux hypothèses afin d'expliquer l'origine des argiles de la coupe étudiée : origine héritée et une origine diagénétique. Quelques événements globaux peuvent être décelés par cette étude minéralogique des argiles. En effet, le pic de smectite peut être expliqué par l'occurrence des volcans sous-marins, très fréquents dans le Dévonien inférieur/moyen dans la marge gondwanienne. Ainsi, les taux en Kaolinites notamment dans le passage Silurien/Dévonien inférieur peut être corrélé à l'événement thermique d'origine magmatique connus dans le Sahara Occidental.

Mots-clés : Hassi Fegaguira, diffractométrie, Dévonien inférieur, Argile, minéralogie, Diagenèse

Abstract

An X ray diffractometric study had been carried in the Lower/Middle Devonian strata of the Fegaguira section (Sbaa basin, Western Algerian Sahara). This stratigraphical interval is characterized by a continued sedimentary record which can be interrupted by several gaps.

The study of the mudrock mineralogy revealed five major clayey minerals: Kaolinite, Illite, Smectite, Interstratified Chlorite-Vermiculite « IS (C-V) » and Interstratified Illite-Vermiculite « IS (I-V) ». The vertical variation in the abundance of these minerals allowed to distinguish seven main assemblages from A1 to A7. The preliminary results may explain the origin these clayey rocks by proposing an inherited origin and/or diagenetic origin. It is worth to note that some global events can be depicted by some results that have been given so far. However, the high percentage on Smectite can be explained by the occurrence of sub-marine volcanos that have been well-known at the lower/Middle Devonian time of the Gondwana margin. Thereby, the high percentage on Kaolinite at the Silurian/Lower Devonian boundary can me related to the thermic event originated by a magmatic phenomena that have been recognized in the Western Algerian Sahara.

Key-words: Hassi Fegaguira, diffractometric, Devonian, clay, mineralogy, diagenesis

AVANT-PROPOS
TABLES DE MATIERES
RESUME

INTRODUCTION.....	1
--------------------------	----------

**PREMIER CHAPITRE
GENERALITE ET METHODOLOGIE**

I. Cadre Géographique.....	2
II. Cadre Géographique général.....	2
II.1. La plate-forme saharienne.....	2
II.2. Djebel Hêche	4
II.3. Cadre géologique du secteur d'étude.....	5
II.4. Lithostratigraphie de la région de Dj. Hêche.....	6
II.5. Cadre structural générale.....	12
III- But et méthode du travail	15
III.1. Sur le terrain.....	15
III.2. Dans le laboratoire.....	15
III.2.1 Analyse minéralogique par DRX	15
a. Préparation des lames orientées	15
b. Analyse au rayon X des préparations.....	17
III.3. But du présent travail.....	17

**DEUXIEME CHAPITRE
LITHOSTRATIGRAPHIE ET MINERALOGIE**

I. Lithostratigraphie	18
I.1. Localisation de la coupe	18
I.2. Description lithologique	18
I.2.1. Formation de Garef Mfeïned	19
a. Membre inférieur Argilo-Calcaire à Orthocère.....	19
b. Membre Supérieur Argilo-Calcaire Silteux.....	20
I.2.2. Formation de Garef Adeb.....	20
a. Membre inférieur Argilo-Gréseux.....	20
b. Membre Supérieur Argilo-Calcaire	22

II. Minéralogie des argiles	23
II.1. Estimation semi-quantitative des Minéraux Argileux.....	24
II.2. Assemblage minéralogique Argileux	24

**TROISIEME CHAPITRE
RESULTATS ET INTERPRETATION**

I. Etude des argiles du Dévonien inférieur de Hassi Fegaguira.....	27
II. L'Origine des minéraux argileux.....	28
II.1. Mode de formation des minéraux argileux de la coupe Hassi Fegaguira.....	28
II.2. Diagenèse des argiles	29
II.3. Indice d'Esquivin (1969).....	30
II.4. L'enfouissement par subsidence	32
II.5. Profil IC et enfouissement	33
III- Résultats de l'analyse de l'IC	33
CONCLUSION GENERALE	36
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	38
LISTE DES FIGURES	43
LISTES DES TABLEAUX	45
LISTES DES PLANCHES	47

INTRODUCTION GENERALE.

Les argiles sont des roches phylo-silicaté couvrant la plus de 50% de l'écorce terrestre. Le début du 19^{ème} siècle a connu une accélération de la connaissance sur les argiles grâce l'invention de la technique d'analyse fondée sur la diffraction des rayons X. Grâce à cette révolution, la communauté scientifique commença à intéresser aux diverses problématiques relatives à l'origine des argiles et leurs significations bathymétrique et diagénétiques, ainsi sur l'évolution des conditions physico chimiques primaires dans les paléo environnements aquatiques. Outre terre, Les argiles représentent un outil incontournable de base aidant à formuler l'hypothèse quant à l'éventuelle existence de la vie antérieure sur la planète Mars (Bristow et al. 2018).

Contrairement aux autres sédiments, l'origine des argiles reste un sujet énigmatique malgré l'avancée technologique de la spectrométrie laser. En effet, deux théories se confrontent pour expliquer cette origine, la première qui avance l'hypothèse d'une origine détritique (*eg.* Rivière, 1953), et une deuxième optant plutôt pour l'origine diagénétique des argiles (*eg.* Powers, 1957).

L'étude de la diversité minéralogique des argiles en Algérie fût rare. Les rares études existantes sont, en grande partie, ciblées à estimer la fiabilité des argiles pour stocker le Co2 (Aktouf & Bentellis 2016). Dans ce contexte, nous avons choisi l'étude de la composition minéralogique des argiles du Dévonien inférieur et moyen de la région de Fegaguira. Cette dernière, représente un sous bassin intracratonique appartenant à la marge nord du paléo continent du Gondwanien. Pendant cette période géologique cruciale, et sur plusieurs millions d'années, cette région a connu une sédimentation sans interruptions depuis le Cambrien jusqu'au Carbonifère inférieur. Les recherches pétrolières aux années 50 dans la région de Fegaguira, avec comme exemple la découverte des indices de l'huile dans les couches du Tournaisien, confèrent à cette région un intérêt particulier.

Afin d'essayer de répondre à quelques questions relatives à l'origine des argiles de la région de Fegaguira nous proposons ce présent manuscrit qui s'articule en trois chapitres : (i) un premier chapitre introductif qui consiste à des généralités sur la géographie et géologie de la région d'étude, suivie par la méthodologie adoptée pour étudier les argiles. (ii) Le deuxième chapitre qui présentera les résultats obtenus à travers les prospections sur le terrain appuyés par les analyses dans le laboratoire. (iii) Le troisième chapitre à travers lequel nous allons tenter de discuter nos résultats en terme d'assemblage minéralogique des argiles et leur évolution thermique et diagénétiques. Nous clôturons ce manuscrit par une conclusion générale ainsi que les références bibliographies majeurs aidant à l'achèvement de ce travail.

I. Cadre Géographique

La localité du Dj.Hêche (comprenant le secteur du Hassi Fegaguira) est située le Gourara, à environ 100km au Sud-Ouest de la ville de Timimoune. Elle est comprise entre les parallèles 29°03'N et 28°35'N et les Méridiens 0°52'W et 0°13'W (Fig. 1). Elle fait partie de la partie occidentale de la plateforme saharienne.

Cette localité représente une transition entre les Monts d'Ougarta à l'Ouest et la dépression du bassin de Timimoune à l'Est.



Fig. 1. Situation géographique générale du secteur de Hassi Fegaguira.

II. Cadre Géologique général

II. 1. La plateforme saharienne

La plateforme saharienne est située au Sud de la flexure sud-atlasique, et constitue un domaine cratonique stable depuis le Paléozoïque. Elle comprend un socle précambrien sur lequel repose en discordance une puissante couverture sédimentaire plus ou moins plissée, structurée au Paléozoïque en plusieurs bassins séparés par des zones hautes orientées N-S et NO-SE (Follot, 1952 ; Fabre, 1976

& 2005 ; Wendt *et al.*, 2008). Ces derniers sont surmontés par des terrains subhorizontaux du Mésozoïque et du Cénozoïque auxquels s'ajoutent de vastes étendues quaternaires.

Sur la carte géologique (Fig. 2), les affleurements du Paléozoïque montrent clairement la structuration en dépressions à un système de bassins sédimentaires. Ces bassins se succèdent ; à l'Est : les bassins d'Illizi et de Berkine ; au centre-Est : le bassin Triasique de l'Oued Mya ; à l'Ouest : les bassins de Tindouf, de Béchar, de Reggane, de Sbaâ, de Timimoune-Gourara et d'Ahnet.

Les bassins occidentaux de la plate-forme saharienne sont liés à deux cratons qui sont : (i) le Craton Ouest-Africain (bouclier Reguibat) à l'Ouest, estimé à environ 2Ga (Trompette, 1997), (ii) et vers l'Est, le domaine panafricain (bouclier Tergui) résultant de la tectonique panafricaine du supercontinent gondwanien de la fin de Protérozoïque (Liégeois *et al.*, 2003). Ce domaine est limité par une zone de collision entre ces deux cratons, la « suture panafricaine » jalonnée par la chaîne de l'Ougarta, au Nord-Est, et son prolongement au Sud-Est par le Bled El Mas et l'Azzel Matti (Donzeau, 1971 ; Collomb et Donzeau, 1974 ; Fabre, 1976 ; Aït Kaci, 1990), puis vers la bordure Ouest du Hoggar.

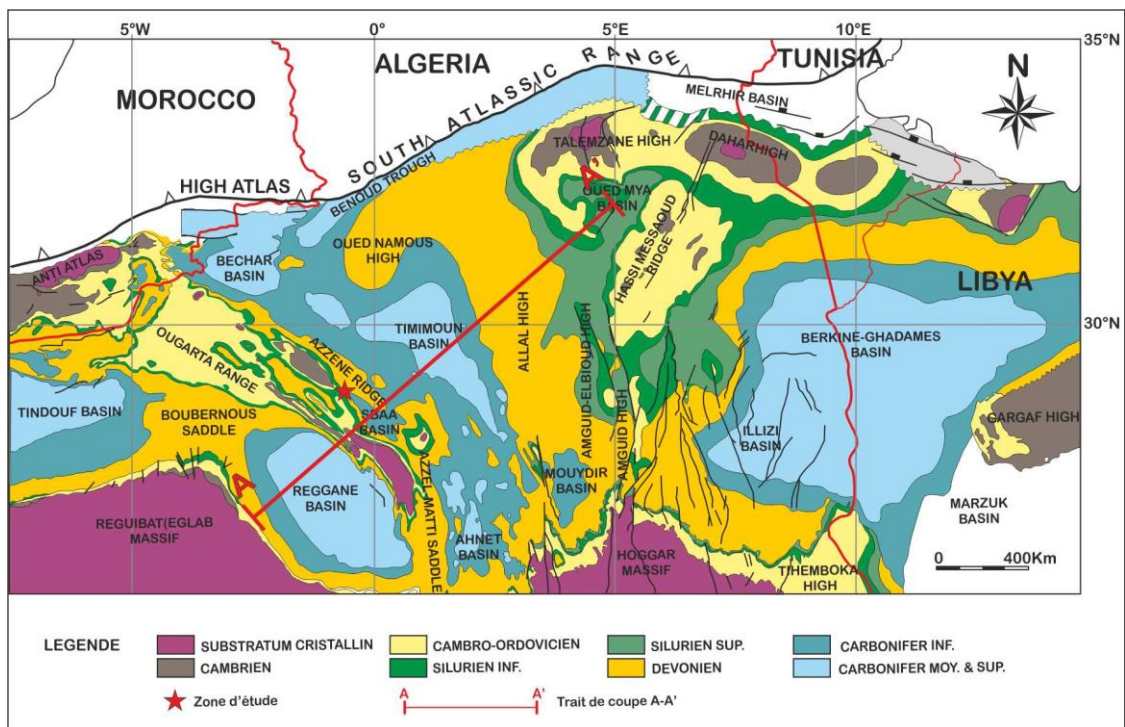


Fig. 2. Carte des affleurements anté-Mésozoïque de la plate-forme saharienne et principaux éléments tectoniques hercyniens avec la position du secteur d'étude. (S. Galeazzi & al., 2010) modifiée.

La suture panafricaine forme alors une nouvelle subdivision au sein de la province Ouest saharienne (Fig. 3). Cette zone de collision est encore très active au Paléozoïque, provoquant ainsi une structuration différente entre les bassins situés au Nord et à l'Est de la suture (Béchar, Timimoune-Gourara, Sbaâ, Ahnet), et les bassins au sud et à l'ouest de la suture (Reggane et-Tindouf). (Fig. 3)

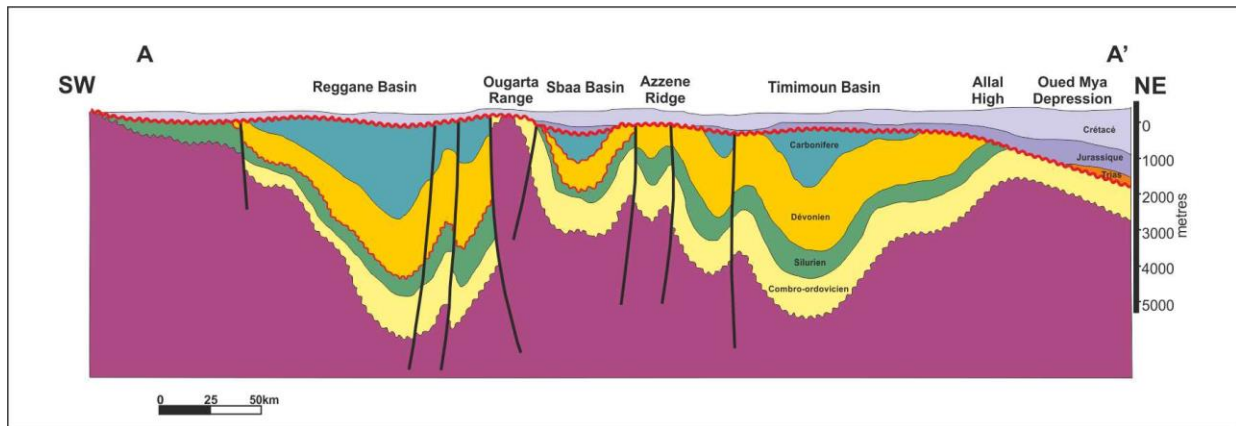


Fig. 3. Coupe transversale simplifiée sur le trait AA' de la plate-forme saharienne. (S. Galeazzi & al., 2010) modifiée.

II. 2. Djebel Hèche

La région du Dj.Hèche et de Hassi Fegaguira constitue une zone de transition entre les Monts d'Ougarta à l'Ouest et la partie occidentale du bassin de Timimoune à l'Est. Cette partie est matérialisée par une dépression appelée « la cuvette de Sbaâ », séparée du reste de bassin de Timimoun par le haut fond de la Vôte d'Azen (Fig. 4).

La cuvette de Sbaâ correspond à un étroit sillon d'orientation NW-SE qui borde les flancs N-E des Monts d'Ougarta (faisceau du Kahal Tabelbala) qui se prolonge plus au Sud par le Bled El Mass en individualisant le bassin de Sbaâ du bassin de Reggane. L'épaisseur des sédiments est relativement peu importante (2500 à 3000m) par rapport au reste du bassin de Timimoun (8000 m) (Aliev et al., 1971 ; Beuf et al., 1971 ; Fabre, 1976 ; 1988 ; Legrand, 1985).

Son histoire est étroitement associée à la chaîne de l'Ougarta qui représente le principal trait structural de l'Ouest saharien.

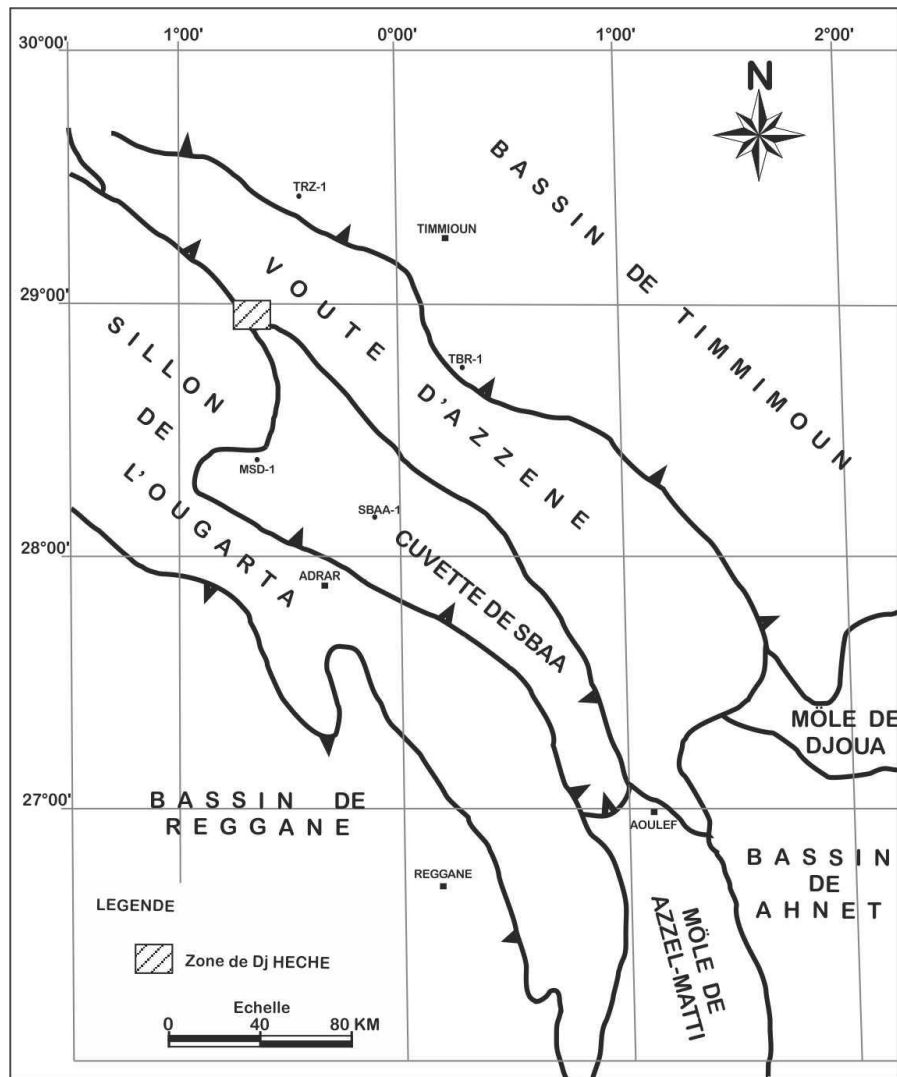


Fig. 4. Carte des limites du bassin de Sbaâ et les structures avoisinent. (Sonatrach DE, 1994).

II. 3. Cadre géologique du secteur d'étude

Le secteur d'étude s'inscrit dans la partie nord de Hassi Fegaguira, représenté par le relief cambro-ordovicien de Dj. Hêche, suivi à l'Ouest par une combe argileuse du Silurien. Le Dévonien présente un affleurement orienté NNO-SSE occupant le synclinale de Hassi Fegaguira. Le Dévonien est bien individualisé dans la région, et s'étend du Dévonien inférieur et moyen sur les flancs Est et Ouest du synclinal, jusqu'au Dévonien supérieur qui occupe la majeure partie du cœur du synclinale.

Les terrains paléozoïques sont recouverts par endroit par les Hamadas du Mio-Pliocène et les alluvions et les dunes quaternaires (Fig. 5).

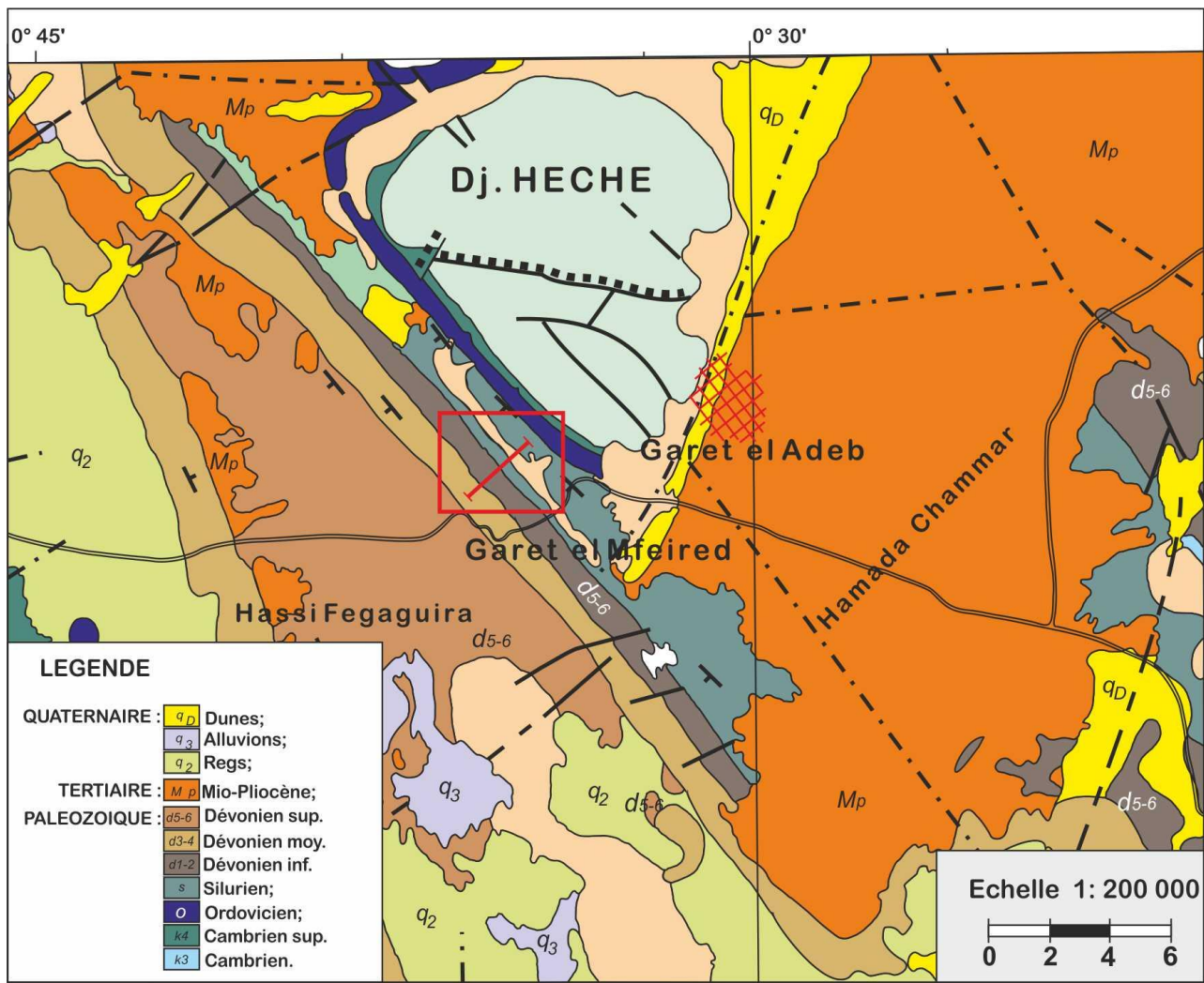


Fig. 5. Extrait de la Carte Géologique de la région de Dj. Hèche (Wilczinsky et al , 1986) modifiée.

II. 4. Lithostratigraphie du Dj. Hèche

La colonne sédimentaire phanérozoïque repose sur un socle granitique précambrien et sur des formations détritiques argilo-gréseuses et ferrugineuses d'âge infracambrien (Fig. 6).

a- Le substratum

Le substratum n'affleure pas dans le secteur de Dj. Hèche. Il est atteint dans le sondage LT-1 bis (Drid, 1989), situé au bord Sud-Ouest du sillon de Sbaâ. Il s'agit d'éléments détritiques composés essentiellement de la série pourprée (Allègre & Caby, 1972 ; Clauer et al., 1982).

b- Paléozoïque

Les formations sédimentaires du Paléozoïque s'étalent du Cambrien moyen jusqu'au Carbonifère inférieur.

b-1 Cambrien (Quartzites d'Ain Nechea)✓ *Cambrien moyen (250-300m)*

Il est constitué essentiellement par des barres de 1 à 5m de grés mal classés grossiers parfois conglomératiques, avec des litages obliques et des stratifications chenalisées sur des surfaces d'érosion. La limite supérieure correspond à la base des grés à Tigillites (Wilczynski et *al.* 1987)

✓ *Cambrien supérieur (110-150m)*

Il est formé par des grés quartzitique à grain fin et moyen à *Scolithos*, intercalés de minces lits de microconglomérats ; la stratification est généralement oblique. Le passage vers l'Ordovicien est marqué par un ravinement dans la partie sommitale. La partie érodée correspond à un niveau à Lingules qui marque la fin du Cambrien supérieur dans les terrains de l'Ougarta.

b-2 Ordovicien (220-380m)

Les dépôts de l'Ordovicien reposent sur une lacune sédimentaire représentant le Cambrien supérieur, et correspond à une surface de transgression avec une discordance des argiles ordoviciennes sur les quartzites d'Ain Nechea. Cette discordance est décelée dans d'autres endroits du Sahara algérien et les régions voisines.

✓ *La formation de FoumTineslem (Tremadocien)*

L'Ordovicien débute par une couche de conglomérats avec des concrétions de phosphates, de 10cm d'épaisseur, surmontée par les sédiments argilo-silteux, bariolés, à stratification horizontale (Legrand, 1973 ; Wilczynski et *al.*, 1987).

✓ *La formation de Kheneg El-Aâtene*

Cette formation est caractérisée par une alternance des grés gris à grains fins et des argiles grises parfois bariolées à trilobites et brachiopodes. Elle repose sur la formation de FoumTineslem par un ravinement à conglomérats.

✓ *Formation de Djebel Serraf (20-50m)*

Elle affleure dans la partie nord de l'anticlinal de Djebel Hêche. Les grés arénigiens de cette formation sont surmontés, avec une nette lacune stratigraphique, par des grés quartzitiques à intercalation conglomératique et stratification oblique.

b -3. Silurien (900-1100)

Le Silurien affleure sur le flanc Ouest de l'anticlinal de Djebel Hêche (Hassi Fegaguira Nord) ainsi qu'au Sud-Est de cette structure, entre l'Erg-El-Aatchane et l'Erg Moulay-Mohammed (Hassi Fegaguira Sud). On distingue trois formations lithologiques : inférieure argileuse, moyenne argilo-calcaire et supérieure argilo-silteuse (Wilczynski et *al.*, 1987).

✓ **Formation argileuse (400m)**

Elle correspond à des argiles bariolées à Graptolites (*Spirograptus spiralis*). Cette formation argileuse se termine par des intercalations de grés bioturbés et de silts noirs.

✓ **Formation argilo-calcaire (300m)**

Elle est d'âge wenlockien-(la base du Ludlewien). Sa partie inférieure est constituée d'argiles noires, brunes, légèrement gréseuses bet à silts et calcaires micritiques gris. Dans les calcaires, on note une faune très abondante d'orthocères et de crinoïdes.

✓ **Formation argilo-silteuse (300m)**

La sédimentation de la formation supérieure du Silurien débute par les argiles intercalées par des silts gréseuses, avec une stratification oblique, parfois horizontales, et une stratification lenticulaire. Plus haut, un complexe métrique, argilo-silteux, s'intercale au sein des calcaires micritiques à orthocère et à crinoïdes.

b -4. Dévonien

✓ **Dévonien inférieur (400-550m)**

i) La formation silteuse (300m)

Cette formation débute par des silts gréseux à muscovite et des intercalations de calcaires légèrement gréseux et des grés à laminations horizontales et obliques. On note aussi la présence de minces couches de calcaires bioclastiques riches en brachiopodes, en trilobites, et des éléments cuirassés de poissons, avec une fréquente bioturbation. (Wilczynski et al., 1987)

ii) La formation gréseuse (200m)

C'est une formation uniforme, de grés fins, brun rouge, intercalés par des grés et des silts rouges violacés, ainsi que des argiles bariolées. La partie supérieure correspond à des grés fins à ciment carbonaté avec des intercalations de calcaires oolitiques ferrugineuses. La limite supérieure correspond à des calcaires bruns, finement laminés, riche en brachiopodes et crinoïdes, formant parfois des niveaux lumachelliques.

✓ **Dévonien moyen (400-570m)**

i) La formation carbonatée (150-220m)

Elle est constituée de calcaires gréseux intercalés dans des argiles, et des calcaires à faune abondante de coraux, brachiopodes, et goniatites. Les laminations horizontales sont fréquents au sein de cette formation.

✓ **Dévonien supérieur (700-1300m)**

Trois formations se distinguent au Dévonien supérieur :

i) La formation argileuse inférieure (360 m)

Elle est constituée d'argile bariolée (gris, rouge, griotte) à laminations horizontales. La base est marquée par des concrétions carbonatées et des concrétions mangano-ferrugineuses.

ii) La formation silto-gréseuse (500m)

Elle présente un important changement du rythme de sédimentation annonçant une alternance d'argiles, de silts, des calcaires et des calcaires gréseux. Les calcaires sont riches en débris fossilifères : brachiopodes, bivalves, et des goniatites

iii) La formation argileuse supérieure (260 m)

Elle est constituée d'argiles bariolées et des bancs de calcaire centimétrique à goniatites.

b -6. Carbonifère

✓ ***Tournaisien -La formation argilo-silteuse- (120-180m)***

Représenté par trois formations (Conrad, 1984) qui sont de bas à haut :

-Formation des grés supérieurs du Khenig : attribuée au Tournaisien inférieur, matérialisée par des dépôts terrigènes, essentiellement des grés fluviatiles, chenalisés, à litages obliques avec des pistes de terriers.

-Argiles de Teguentour : elle est constituée d'argiles à faune marine.

-Formation de grés de Tibaradine : d'âge Tournaisien supérieur, formée par des grés à miches de calcaires lumachelliques à brachiopodes (Conrad, 1984).

✓ ***Viséen (1300-1500m)***

Caractérisé par une sédimentation terrigène fine, argileuse et marine. Limité à sa base Par une dalle calcaire à goniatites et à conodontes appelée « Dalle des Iridet», sur laquelle reposent en concordance trois formations qui sont de bas à haut :

- Formation de Grés de Kreb Ed Douro

-Formation des Argiles de Tirechoumine : attribuée au Viséen inférieur avec sa partie supérieure du Viséen supérieur ; elle est matérialisée par des argiles grises, pyriteuses, à intercalations de fines passées de grés fins, de couleur gris claire et parfois blanc.

-Formation de Grés de Garet Dehb: représentée par des grés fluviatiles, deltaïques à végétaux et à litages obliques (Conrad, 1984).

c. Mésozoïque : représenté par le Crétacé inférieur

Les terrains du Crétacé inférieur reposent en discordance angulaire sur la série paléozoïque. Ils sont constitués essentiellement d'un dépôt grés-conglomératique rouge à brun, avec des intercalations d'argiles et de silts. Désignés sous le nom de continental intercalaire (Lapparent, 1947a), ces dépôts ont été intégralement attribués au Crétacé inférieur à la suite de la détermination de leurs flores et faune, (Lefranc 1983 ; Wilczynski et *al.*, 1987).

d. Le Cénozoïque

Le Cénozoïque est représenté par la formation de la Hamada. Il est marqué par une barre métrique carbonatée associée à des grès et des argiles. Cette formation, d'origine continentale lacustre, affleure dans presque tout le territoire sud-ouest de la plate-forme saharienne recouvrant les formations paléozoïques (Hamada du Draa). Ces dépôts sont attribués au Pliocène (Gevin, 1960).

Ces dépôts sont parfois recouverts par des « lambeaux » peu étendus de dépôts mio- pliocènes au quaternaires.

e. Quaternaire

Pour décrire le Quaternaire, Wilczynski et *al.* (1987) ont adopté la subdivision utilisée par Conrad (1969).

✓ . Villafranchien

Les sédiments du Villafranchien affleurent dans la partie ouest et sud-ouest d'El Kseibat, et à l'Ouest de l'Oued Messaoud.

Le facies de type fluviatile est dominé par des grés et des conglomérats, de 2 à 5m d'épaisseur, intercalant des couches de calcaires gréseux et des niveaux de sols riche en végétaux carbonisés.

✓ . Pléistocène moyen

Il correspond à une alternance de périodes sèches et humides. La fin du Villafranchien et le début du Pléistocène moyen, témoignent d'un climat aride. Pendant cette période (Conrad, 1969), il y a eu la formation d'un manteau de débris de roches altérées, le reg. La partie supérieure du Pléistocène moyen annonce une période sèche représentée par des dépôts alluvionnaires conglomératiques et gréseux d'origine éolienne.

✓ . Holocène

L'Holocène est la dernière période sèche, qui dure jusqu'à présent et pendant laquelle a lieu la formation de dunes.

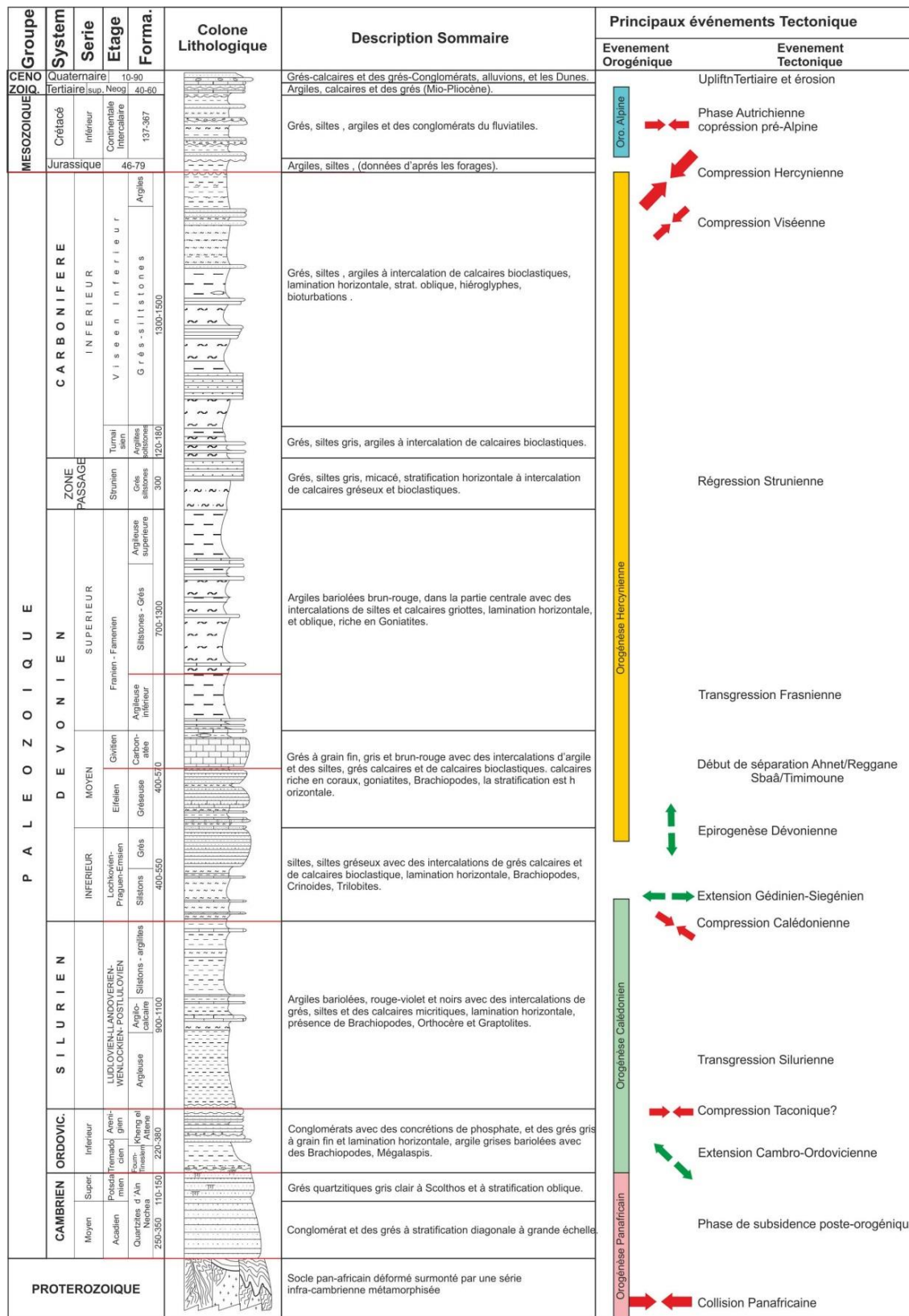


Fig. 6. Colonne synthétique stratigraphique de la région du Dj. Hêche (Wilczynski et al, 1986) et événements tectoniques (Boudjema, 1987)

II. 5. Cadre structural générale

La région de Dj. Hèche et Hassi Fegaguira se situent structurellement entre la chaîne de l'Ougarta, la cuvette de Sbaâ et la voûte d'Azzen d'orientation Nord-Est/Sud-Est. Certains auteurs considèrent que cette dernière forme avec le sillon de Sbaâ proprement dit le bassin de Sbaâ (Laggoune Defarge, 1987).

La région d'étude se prolonge sous forme d'un axe anticlinale à cœur cambro-ordovicien au niveau de Djebel Hèche qui passe à l'Ouest en axe synclinal appelé Fegaguira Nord (Ouali Mehadji, 2004 ; Messaoudi, 2008). Parallèlement, le synclinal dévonien de la région de Charouine va s'étendre dans le secteur du Fegaguira Sud). (Figure 7)

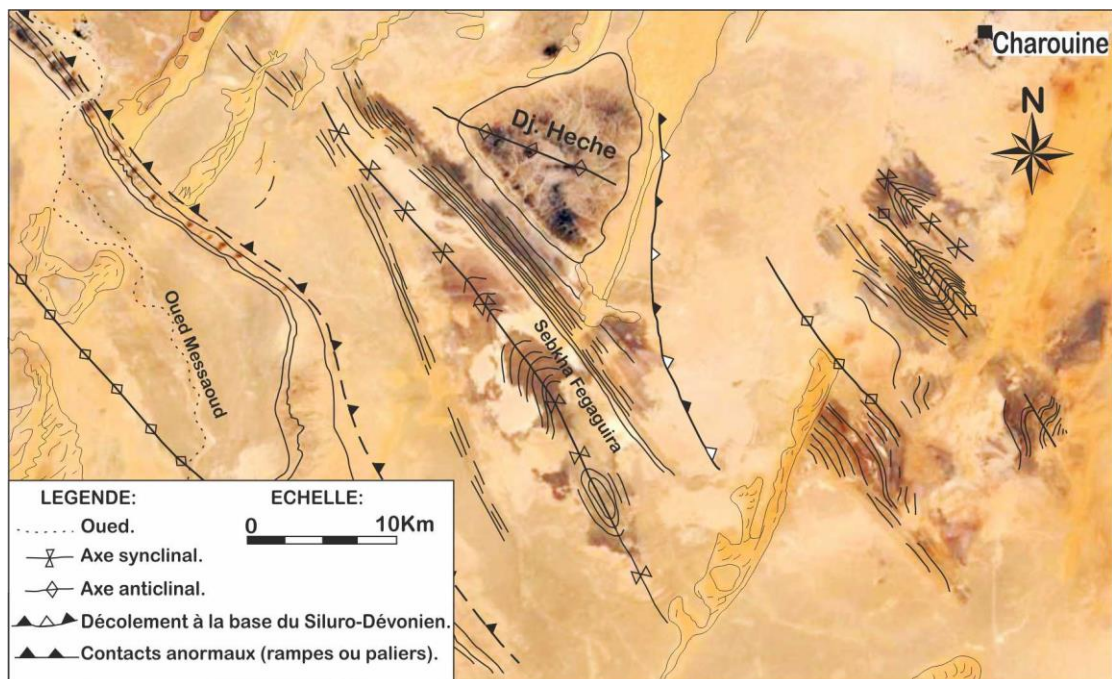


Fig. 7. Interprétation morphostructurale au sud du Dj. Hèche (Hervouet & Duee, 1996) modifiée.

Le style tectonique en rampe-palier de cette région trouve son expression dans le comportement plastique de la couverture paléozoïque par rapport à un socle panafricain rigide (Donzeau et *al.*, 1981; Haddoum, 1997).

Dans ses notes sur le Gourara, Meyendroff (1938) distingua dans la région de Fegaguira deux principales régions d'affleurements primaires, séparées par des Hamadas. Ce bassin est un vaste synclinal siluro-dévonien affleurant entre deux anticlinaux ordoviciens Dj. Hèche au Nord et la prolongation des chaînes d'Ougarta au Sud. Au Sud de Charouine, l'anticlinal est érodé jusqu'au silurien avec un synclinal dévonien dans son flanc Nord. (Figure 8)

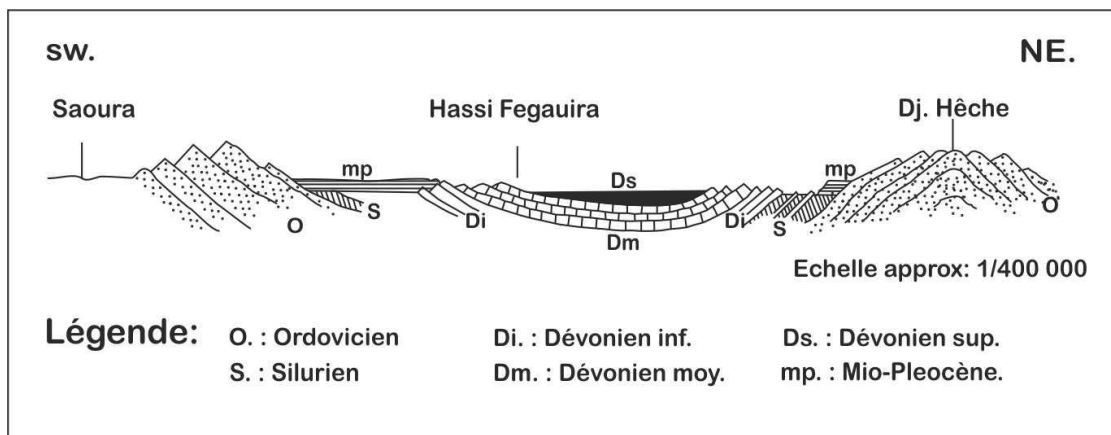


Fig. 8. Interprétation morphostructurale de Dj. Hêche (Meyendroff, 1938) modifiée.

Legrand (1985) place la région de Dj. Hêche (Hassi Fegauira) dans le Gourara à base d'une subdivision à caractère paléogéographique, basée sur les épaisseurs des dépôts cambro-ordoviciens.

Les recherches pétrolières dans la cuvette de Sbaâ depuis les années 50, a accéléré les études dans cette région. Dans la carte morpho-structurale de la division exploration SONATRACH, Ait-Said & Cherif (1995) font apparaitre la région de Dj. Hêche sur la terminaison nord-ouest du voûte d'Azzène et la limite nord de la cuvette de Sbaâ. (Figure 9)

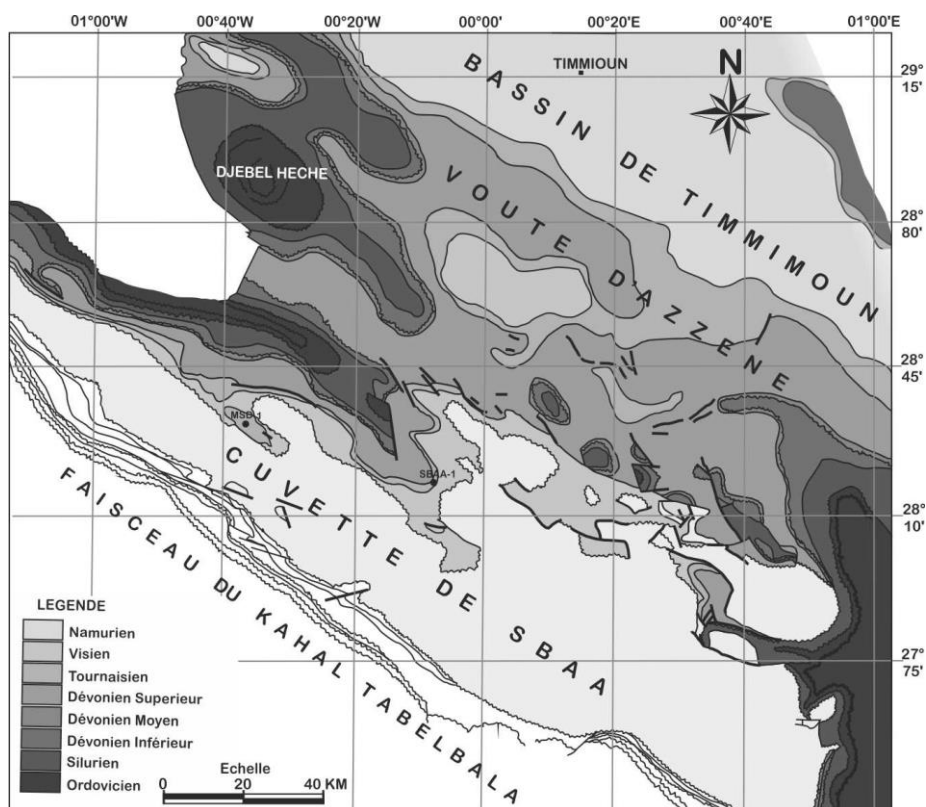


Fig. 9. Carte isobathe anté-secondaire du Sbaâ et des structures avoisinantes (Sonatrach DE, 1994).

Hervouet&Duée (1996) définissent quatre unités structurales relatives à la chaîne d'Ougarta et placent Dj. Hêche dans la sous-unité de Guerzim (unité 1c). Ils montrent la relation du Dj.Hêche avec la branche la plus septentrionale du faisceau de la Saoura. (Figure 10)

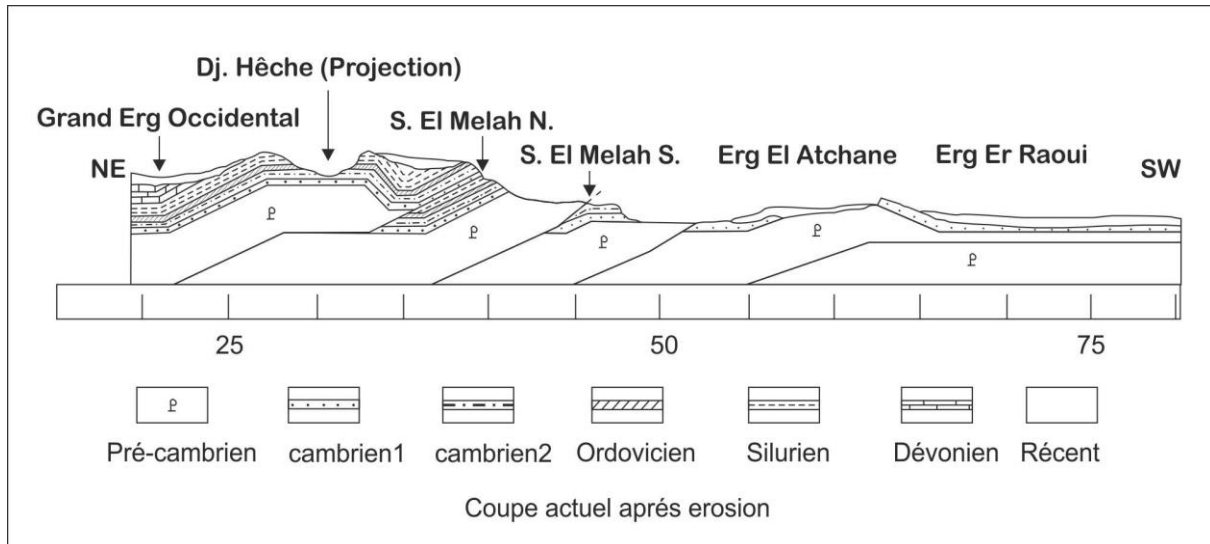


Fig. 10. Modélisation de la structure de Sebka el Melah (Hervouet&Duée, 1996) modifiée.

III. Méthode de travail :

III. 1. Sur le terrain.

Le trait de coupe a été choisi en fonction de la qualité et la continuité des affleurements. Il a été succédé par un levé de coupe détaillé (banc par banc) avec un échantillonnage des bancs de calcaires, de grés, des argiles ainsi que les fossiles rencontrés sur le terrain. La coupe de Hassi Fegaguira a été complétée par la mesure des pendages des couches et des prises photographiques.

III. 2. Au laboratoire.

III. 2. 1. Analyse minéralogique par DRX

La technique d'analyse par diffractométrie des rayons X (DRX) a concerné les fractions fines des échantillons argileux. Ces derniers ont été qualitativement et semi-quantitativement analysés en vue d'une caractérisation minéralogique de 12 échantillons appartenant au Dévonien inférieur de la coupe de Fegaguira. Le protocole d'analyse a été décrit par divers auteurs : Chamley (1966), Collectif (1978) et Thiry et al(1983), Il se résume aux étapes suivantes :

a- La préparation des lames orientées : Sept étapes sont indispensables pour la réussite de cette préparation.

1. Broyage : il se fait à l'aide d'un mortier mécanique pour obtenir une poudre fine ($\leq 2\text{mm}$) .

2. Délitage : on utilise de l'eau distillée versée dans un erlenmeyer. L'élimination du matériel grossier se fait par décantation.

3 et 4. Décarbonatation et lavage : elle se fait à l'aide de l'acide chlorhydrique à N/5 de concentration, suivie aussitôt de plusieurs centrifugations (2500tr/mn durant 3mn) afin d'éliminer l'excès de l'acide.

5. Microhomogénéisation : cette étape se réalise à l'aide d'un mixeur pour assurer la défloculation des particules.

6. Sédimentation : elle est basée sur la loi de Stokes, elle consiste à prendre un prélèvement de 2cm supérieur de la suspension après 1 heure 35 mn.

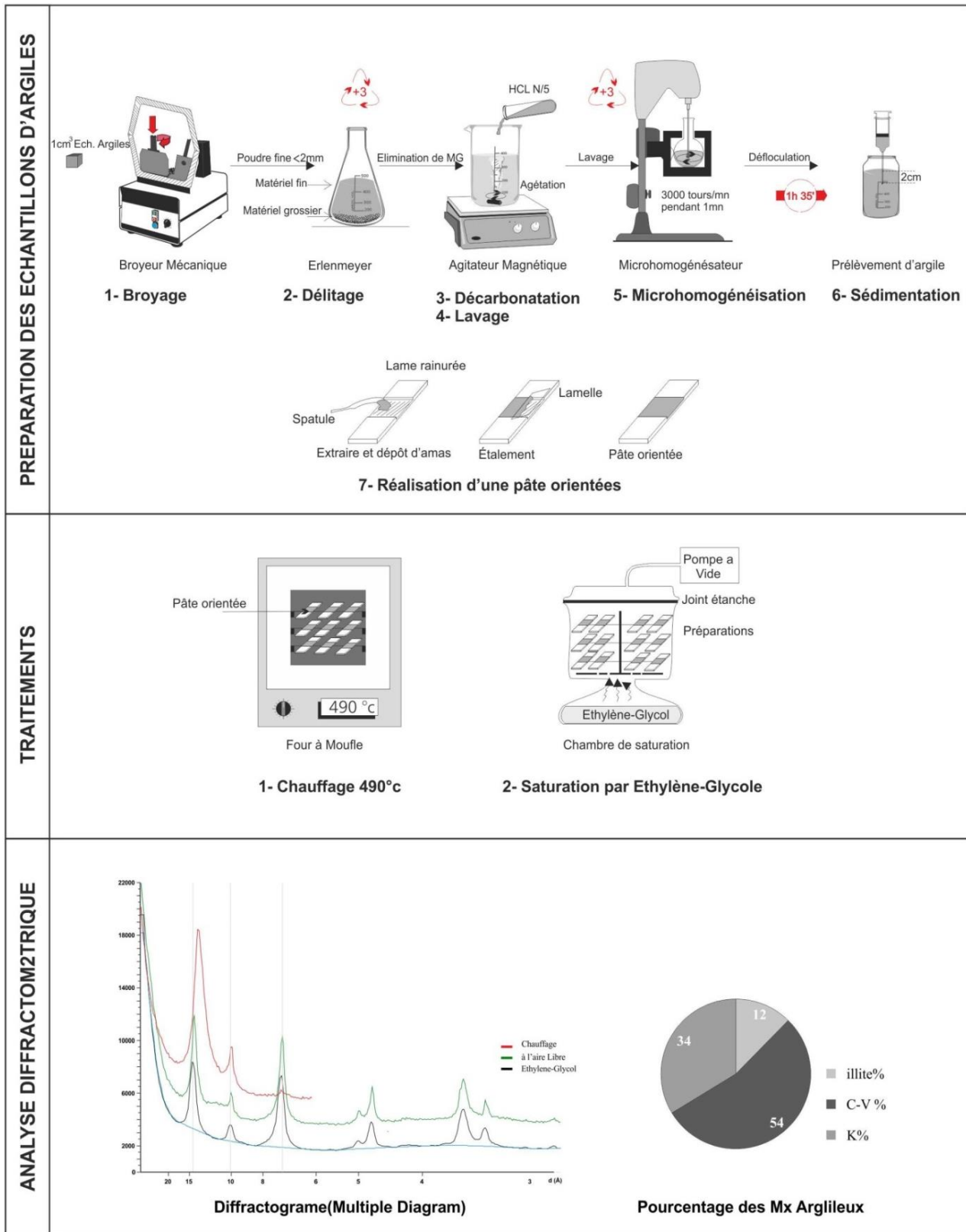


Fig. 11. Les étapes de préparation traitements des échantillons d'argile.

7. Préparation des pâtes orientées après centrifugation de la suspension prélevée.

b- *L'analyse aux rayons X des minéraux argileux*

Cette analyse est basée sur la connaissance des distances réticulaires (001). Pour certains minéraux argileux, les distances réticulaires (001) varient d'une manière caractéristique après certains traitements. Les diagrammes de diffraction obtenus sont :

- Diagramme normal : Il est enregistré à partir d'une lame séchée à l'air sans traitement.
- Diagramme chauffage : on chauffe l'échantillon à 490°C pendant 4 heures pour détruire la Kaolinite, les Vermiculites et les Smectites par déshydratation.
- Diagramme éthylène glycol : les lames sont placées pendant une nuit dans le vide en présence d'éthylène glycol. Ce traitement a pour effet d'intercaler les molécules organiques entre les feuillets (exemples les smectites gonflent).

IV. But de présent travail :

Le présent travail a pour but de décrire et expliquer l'évolution des assemblages minéralogiques argileux du dévonien inférieur de la coupe de Hassi Fegaguira, cette coupe montre des affleurements du dévonien inférieur à prédominance argileuse (98%).

I- LITHOSTRATIGRAPHIE

I-1. Localisation de la coupe

Le secteur de Fegaguira Nord est situé à 100 km au Sud-Ouest de la ville de Timimoune, à proximité de la route nationale N°06 reliant la ville de Timimoune et la Wilaya de Béchar. Il est limité au Nord et à l'Est par Dj. Hèche, à l'Ouest par Oued de Messaoud et au Sud par le Sebkhha de Fegaguira (Fig 12).

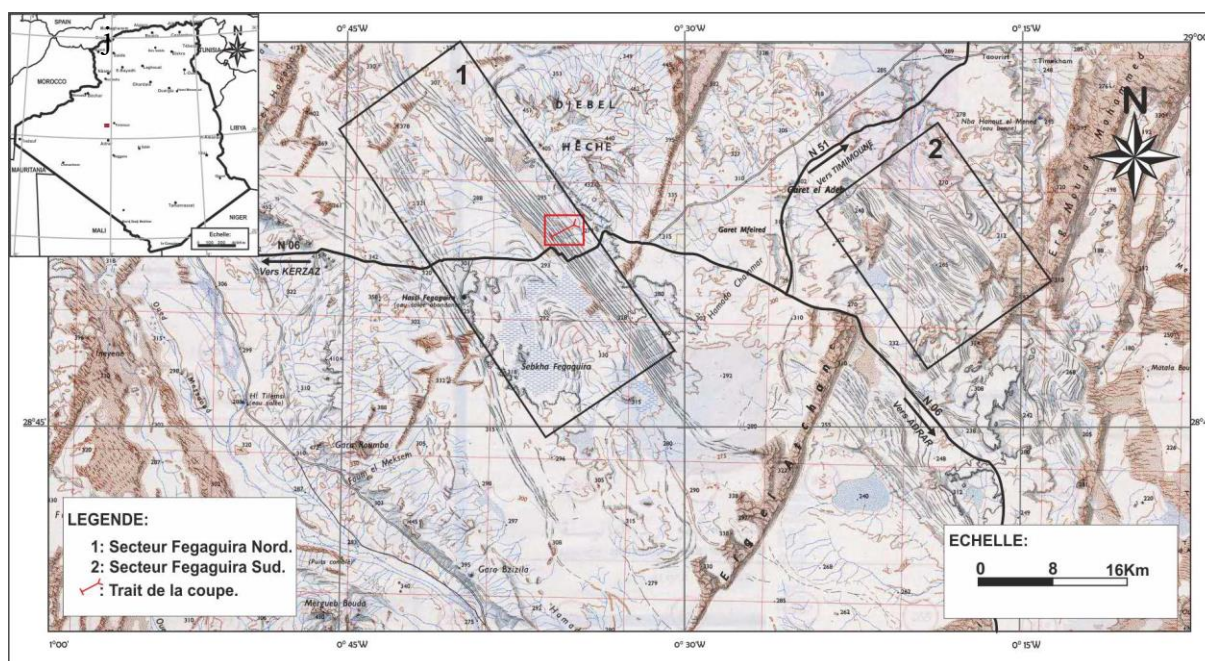


Fig.12. Délimitation du secteur de Fegaguira et localisation géographique de la coupe.

I-2. Description lithologique

Le Dévonien inférieur de la coupe Hassi Fegaguira est représenté sous-forme des barres métriques à faible hauteur, intercalées par des combes décamétriques argileuses à grande extension latérale.

La coupe de Fegaguira est subdivisée en deux formations lithologiquement distinctes : (i) la formation de Garets Mfeined, marquant la base du Dévonien inférieur, (ii) la formation de Garets Adeb affleurant au sommet du Dévonien inférieur et la partie inférieure du dévonien moyen (Messaoudi, 2008)(Fig.13).

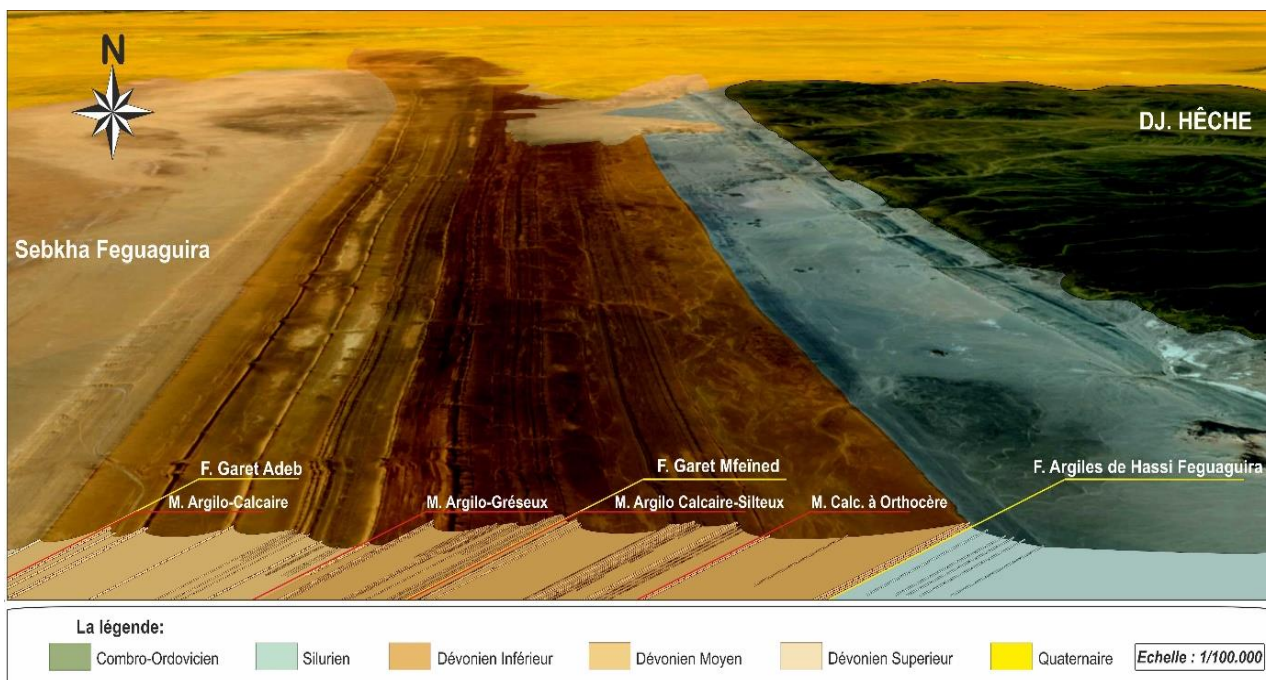


Fig. 13 : Image satellitaire de la succession lithostratigraphique de la coupe de Hassi Feguaira.

I-2-1. Formation de Garet Mfeïned : épaisseur 256m

Il s'agit d'une alternance irrégulière de bancs calcaires (centimétrique à métrique) et d'argile, verdâtre à grisâtre. L'ensemble est intercalé par des passées de silts. Cette formation est subdivisée en deux membres :

a. Membre inférieur : argilo-calcaire à Orthocère (épaisseur 106m).

Il est d'âge Lochkovien inférieur (Messaoudi, 2008). Il est représenté par deux bancs de calcaires entroquitiques à orthocères, séparés par une combe argileuse de 100m à rares passés silteux. La base de ce membre inférieur est marquée par une barre de 5m de calcaire à entroques, grisâtre à la patine et à la cassure, et riche en Orthocère de grande taille. Ce membre surmonte les argiles du Silurien *via* une discordance de ravinement D1.

Pour Legrand (1981), ces deux barres sont du Silurien, alors que les brachiopodes (détermination Ouali Mehadji), suggèrent du Lochkovien (partie supérieur). Ce problème doit être résolu. Soit les barres ne sont pas les mêmes, soit il y a une confusion quelque part.

b. Membre supérieur : argilo-calcaire silteux (épaisseur 150m).

Ce membre est matérialisé par une alternance irrégulière d'argile, calcaire silteux et des silts en plaquettes. Les argiles sont de couleur grisâtre parfois versicolore, riches en silts gris, à entroques, en plaquettes (5cm à 40 cm d'épaisseur). Ces derniers montrent une stratification parallèle à la base. Ces passés de silts à HCS deviennent plus épais par la suite, associés à des bancs, beiges, de calcaires lenticulaires à noduleux, riche en débris de brachiopodes.

Ce membre supérieur est caractérisé par deux barres métriques de calcaires silteux. La première barre représente une forme lenticulaire à base ravinante associée à de la bioturbation. Ainsi, cette même barre montre une stratification entrecoupée, associée à des rides d'oscillation et des rides de vagues. Des concrétions d'oncolithes stromatolitiques et un film ferrugineux sont observés dans la partie sommitale. Cette barre passe latéralement à des silts verts en plaquettes riches en micas montrant des stratifications entrecoupées et des HCS.

La deuxième barre correspond à des silts carbonatés en plaquettes évoluant progressivement à des calcaires silteux sombres, affectés par la bioturbation.

Il est important de signaler la présence d'une lentille rouge de calcaire silteux, microconglomératique au sein de ce membre supérieur

I-2.2. Formation de Garet Adeb (épaisseur 364m)

Cette formation est comprise entre la partie supérieure du Dévonien inférieur (Emsien) et la partie inférieure du Dévonien moyen (Eifelien inf) (Messaoudi H., 2008). Elle est représentée par une alternance entre des argiles, des grés et calcaires. Deux membres se distinguent au sein de cette formation :

a. Membre inférieur : argilo-gréseux (épaisseur 155m)

Il s'agit d'une alternance d'argiles et des grés rouges. La base de ce membre est marquée par une surface de ravinement décrite dans un banc de grés fin montrant des stratifications en HCS à la base et des stratifications obliques au sommet achevées par des rides de courant sur la surface du banc. Une combe argileuse à passées silteux s'observe par la suite. Ces silts micacés montrent des stratifications en HCS, des stratifications entrecroisées (Fig. 14).

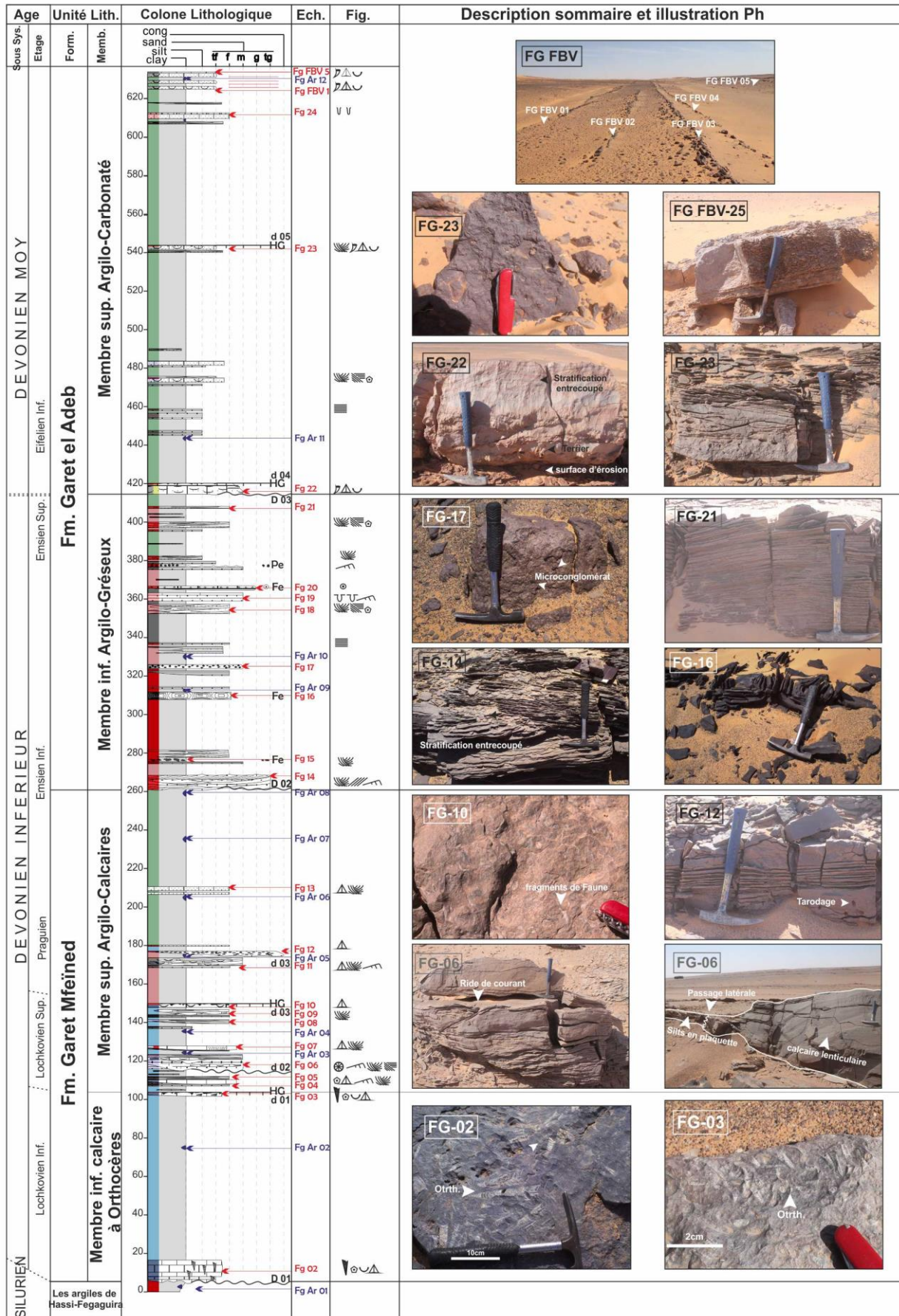


Fig. 14. Colonne lithostratigraphique de Hassi-Fegaguira Nord.

Les bancs de grés épais de 20 cm à 1 m, de couleur rouge ocre, présentent des taraudages, des stratifications en HCS et des rides de courants. Ils sont intercalés par quelques niveaux roses de quartzite.

On note la présence de plusieurs niveaux de concrétions ferrugineuses dans ce membre inférieur de la formation de Garet Adeb, ces concrétions sont injectées dans les argiles, dans les bancs de grés. Elles sont également observées dans un banc gréseux métallifère.

Ce membre est chapoté par une combe argileuse (50m), violacée à rougeâtre, intercalée par des passées de silts rouges.

b. Membre supérieur : argilo-calcaires épaisseur 210m

Ce membre est attribué à l'Eifélien inférieur (Messaoudi, 2008). Il marque la fin de la sédimentation gréseuse qui est remplacée par la sédimentation argilo-carbonatée.

Ce membre commence par une barre de calcaires brun (1,5 m) riche en silts. Cette barre est constituée de plusieurs bancs de même nature, séparés par des passées argilo-silteux en plaquette et à stratification parallèle. Une surface de ravinement et des structures d'érosion en Flute casts sont observés au niveau du premier banc. La bioturbation horizontale et verticale est également présente. On note la présence de lentilles centimétriques de calcaires bioclastiques surmontées par une surface ferrugineux et des rides de courants.

Le membre argilo-calcaires continue avec une combe argileuse de 55m d'épaisseur. Cette dernière est intercalée par des à passées centimétriques des silts. Ces silts deviennent plus épais et plus rapprochés pour former une barre de 3m exposant des stratifications entrecoupées. Cette barre est intercalée par des bancs centimétriques de grés quartzitiques, gris à la patine et ocre à la cassure. Ces grès sont affectés par de la bioturbation. Un autre épisode argileux s'installe postérieurement sur environ 50m, cette arrivée détritique est suivie par une alternance de calcaires argileux constituant une barre de 2m d'épaisseur, de couleur grisâtre à verdâtre. Cette barre s'alternent avec des silts bioturbés en plaquettes et à stratification entrecoupée. Cette dernière sédimentation s'achève par un banc centimétrique de calcaire bioturbé de couleur rouge ocre, riche en brachiopodes. Ce membre se termine par une alternance argilo calcaire riche en fossiles notamment en brachiopodes et en polypiers. Ces niveaux correspondent aux niveaux FBV de Ouali Mehadji (2004).

II. Minéralogie des argiles :

Les argiles sont des phyllosilicates (silicates en feuillets) d'une taille inférieure à 2 μm . Elles sont formées par l'empilement des feuillets. Ces derniers sont constitués par des couches tétraédriques (T) et des couches octaédriques (O), séparées les unes des autres par des espaces interfoliaires pouvant contenir des molécules d'eau et des ions (fig. 17). L'ensemble d'un feuillet et d'un espace interfoliaire est une unité structurale.

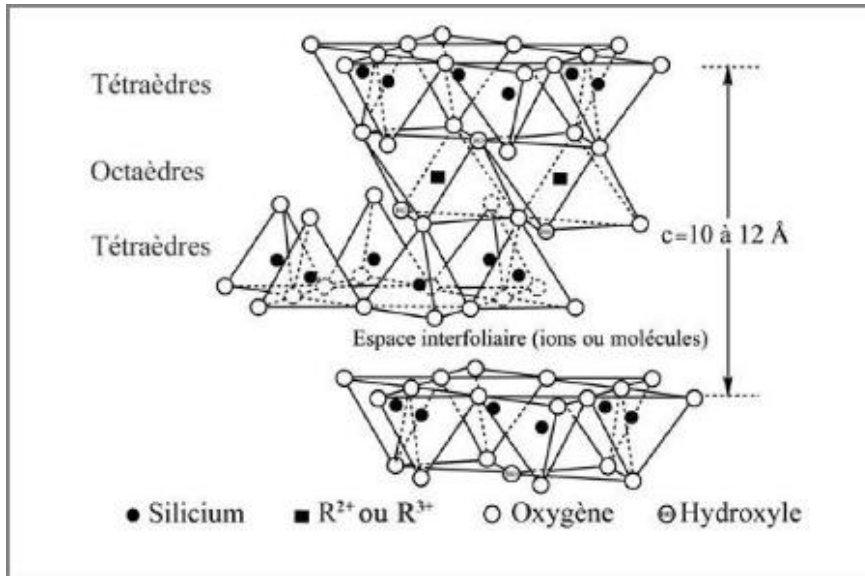


Fig. 15. Représentation schématique des structures cristallines de minéraux argileux.

Les critères de distinction entre les familles d'argiles sont basés sur : (1) le nombre des couches octaédriques dans le feuillet élémentaire (1 ou 2), (2) l'équidistance entre 2 feuillets dans les conditions naturelles et (3) la variabilité de l'équidistance entre deux feuillets, sous l'action de traitements variés (Fig. 18).

Nombre des couches	Mx 1:1 T-O		Mx 2:1 T-O-T				
Equidistance	$\approx 7 \text{ \AA}$	$\approx 10 \text{ \AA}$	$\approx 9.4 \text{ \AA}$	$\approx 10 \text{ \AA}$	$\approx 10.4 - 12 \text{ \AA}$	$\approx 14 - 15 \text{ \AA}$	
Traitements	Stable	Variable	Stable	Stable	Stable	Stable	Variable
Famille d'argiles	KAOLINITE	HALLOYSITE	TALC	ILLITE	ATTAPULGITE SEPIOLITE	CHLORITE	SMECTITE VERMICULITE

Tab. 01. Classification des phyllosilicates (Bailey, 1980).

II-1 Estimation semi-quantitative des Minéraux Argileux :

La coupe de Hassi Fegaguira montre des affleurements du Dévonien inférieur à prédominance argileuse. L'étude des 12 échantillons d'argile nous a permis de distinguer 5 familles des minéraux argileux : Kaolinite (K), Illites (I), Smectites (S), Interstratifiés Chlorite-Vermiculite « IS (C-V) » et Interstratifiés Illite-Vermiculite « IS (I-V) » (Tab. 01)

Echantillons	smectite%	illite%	I-V %	C-V %	K%
FG-01	0	12	0	54	34
FG-02	0	12	4	0	83
FG-03	0	31	16	15	37
FG-04	0	63	12	11	13
FG-05	0	17	24	27	31
FG-06	0	61	12	5	22
FG-07	0	27	7	1	65
FG-08	0	41	7	0	52
FG-09	0	37	8	6	49
FG-10	0	11	0	52	37
FG-11	0	63	16	9	12
FG-12	56	18	4	18	2

Tab. 02. Inventaires des minéraux Argileux de la coupe Hassi Fegaguira Nord.

- **II-2. Assemblage minéralogique Argileux :**

a- Formation de Garet Mfeïned :

-L'assemblage argileux de la fin du Silurien (FGar-1) est dominé par les IS (C-V) (54%), Kaolinite (34%) et l'Illite (12%).

Le membre inférieur de Garet Adeb est représenté par un seul échantillon : FGar-2. Ce niveau est dominé par la Kaolinite atteignant 83%, avec des proportions réduites d'Illite (12%), et l'Interstratifiés I-C en trace (4%).

Le membre supérieur est caractérisé par 4 assemblages argileux :

-FGar-3 et FGar-4 : ils sont marqués par une augmentation rapide de l'illite (63%) au profit de la Kaolinite (13%), et des proportions égales des interstratifiés I-V (12%) et C-V (11%).

-FGar-5 : correspond à un pic de régression de pourcentage d'illite (17%) et les interstratifiés IV (24%) et CV (24%), avec une augmentation de la Kaolinite (31%).

-FGar-6 ressemble à FGar-04 mais avec une diminution de l'interstratifiés C-V (5%), laissant place à la Kaolinite (31%).

-FGar-7 : il est marqué par l'augmentation rapide du pourcentage de la Kaolinite (65%), et la diminution des Illites et de l'interstratifiés I-V (27% et 7%) et l'interstratifiés C-V en trace (1%).

- **Formation de Garet Adeb :**

Le membre inférieur contient deux assemblages argileux :

FGar-8 et FGar-9 : ils présentent une augmentation légère dans les proportions de l'illite (41%-37%) et de l'interstratifiés I-V (7% et 8%). La Kaolinite reste importante (52%-49%). L'interstratifié C-V remonte à 6% dans le FGar-9

FGar-10 : cet échantillon montre une augmentation rapide de l'interstratifiés C-V (52%) et la disparition de I-V. Le taux en l'illite chute vers une valeur minimale de 11% et la Kaolinite à 37%.

Le Membre supérieur est représenté par deux assemblages argileux :

-FGar-11 : il montre une augmentation brusque de l'illite (63%) et des minéraux interstratifiés I-V (16%) et C-V (9%). La kaolinite atteint 12%.

-FGar-12 : cet échantillon est marqué par la première apparition des Smectites (56%) au profit des autres minéraux. L'illite est à 18%, l'interstratifiés I-V à 4%, le C-V est à 18% et la kaolinite en trace dont le pourcentage est estimé à 2%.

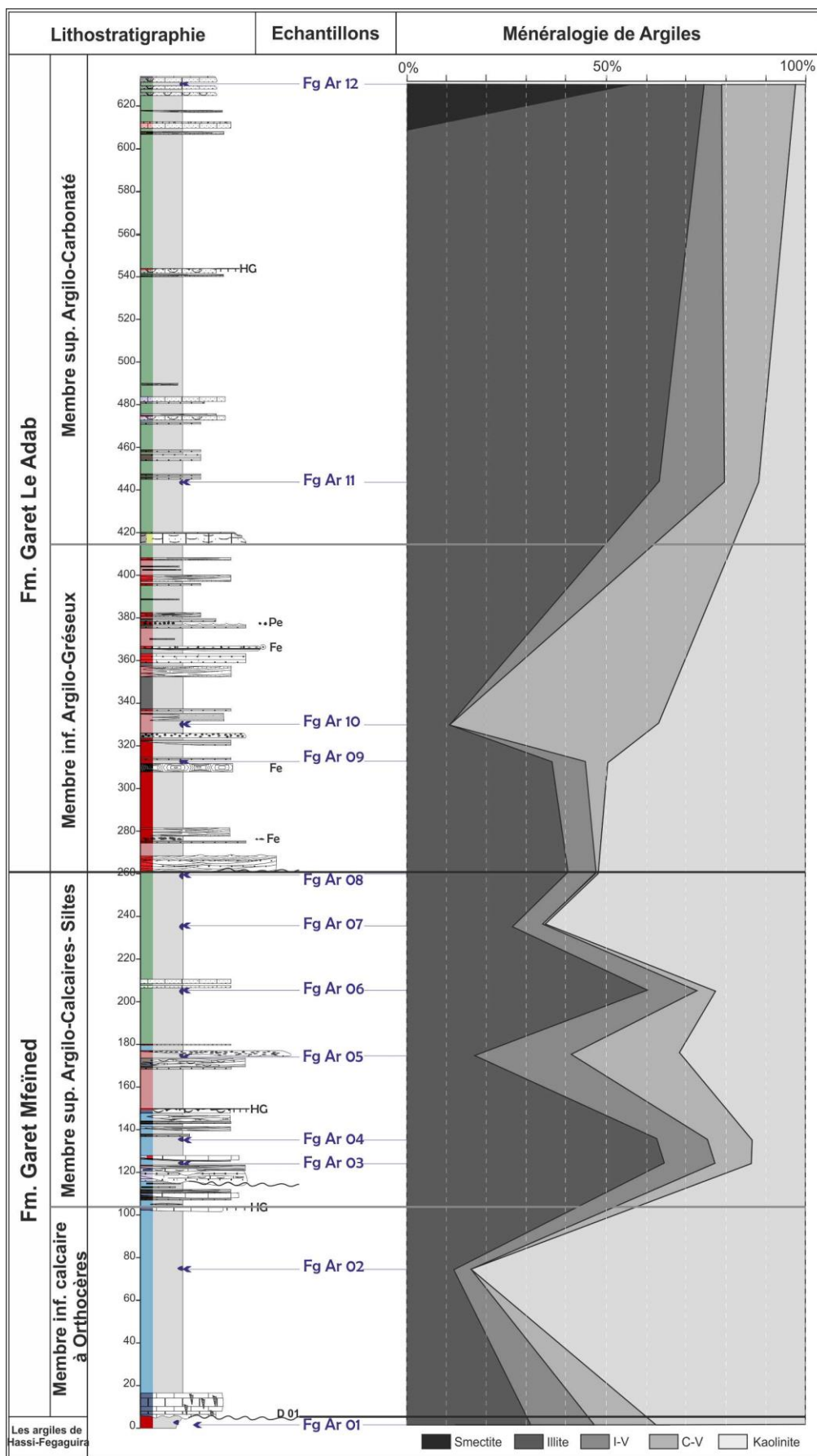


Fig. 16. Distributions des assemblages Argileux de Hassi-Fegaguira Nord.

I. Etude des argiles du Dévonien inférieur de Hassi Fegaguira :

L'argile constitue plus de 98% de la coupe du Dévonien inférieur de Hassi Fegaguira. Elle est de couleur verte bleuâtre à la base de la première formation, puis versicolore à rouge au début de la deuxième formation, verdâtre à grisâtre au sommet de la coupe. Elle est constituée de 5 minéraux argileux, Illite (I), Kaolinite(K), Interstratifiés régulière Chlorite-Vermiculite (C-V) et irrégulier Illite-Vermiculite (I-V).

Nous distinguons donc dans le faciès argileux, des sous-faciès sur la base des particularités minéralogiques. Ces sous-faciès argileux sont exprimés en assemblages :

- a. **Assemblage A1** (Fg-1, Fg-10) : constitué de trois minéraux argileux : IS(C-V) de 50 à 55%, Kaolinite de 30 à 35%, et Illite de 10 à 15%. C'est une argile silteuse, versicolore.
- b. **Assemblage A2** (Fg-3, Fg-9) : représenté par quatre minéraux argileux : Kaolinite (40-50%), Illite (30-35%), Illite-Vermiculite (10-15%) et chlorite-Vermiculite (5-15%).
- c. **Assemblage A3** (FG-2) : représenté essentiellement par la Kaolinite (80%), l'illite (15%), et l'Illite-Vermiculite (5%).
- d. **Assemblage A4** (Fg-4, Fg-6 et Fg-11) : définit par l'abondance de l'Illite (60-65%), la Kaolinite (10- 20%), l'Illite-Vermiculite (10-15%), et la Chlorite-Vermiculite (5-10%).
- e. **Assemblage A5** (Fg-5) : constitué de la même proportion en Kaolinite et en IS Chlorite-Vermiculite avec un taux de 30%, l'Illite-vermiculite à 25% et l'Illite à 15%.
- f. **Assemblage A6** (Fg-7, Fg-8) : constitué de la Kaolinite (50-65%), l'Illite (30-40%), et IS Illite-Vermiculite (5%)
- g. **Assemblage A7** (Fg-12) : caractérisé par la disparition de la Kaolinite et l'apparition de la Smectite (55%). l'Illite et l'Interstratifiés Chlorite-Vermiculite représentent la même proportion (20%). l'Illite-Vermiculite est la proportion la plus inférieure de cet assemblage (5%).

Afin d'interpréter les assemblages argileux de la coupe de Hassi Fegaguira, il convient en premier temps de faire part de l'influence de l'héritage et la diagenèse, et de rechercher les facteurs contrôlant l'origine des minéraux argileux

II. L'Origine des minéraux argileux :

Les minéraux argileux sont, dans certaines conditions (absence de diagenèse et/ou d'enfouissement importants, de néoformation...) de bons indicateurs de l'intensité des processus de lessivage, et donc des variations d'humidité (Ruffell *et al.*, 2002; Godet *et al.*, 2008; Dera *et al.*, 2009). Ces minéraux sont généralement formés dans les sols et ont donc un fort potentiel à l'érosion et à l'exportation en domaine marin. Au cours de ce transport, une sédimentation différentielle des minéraux argileux apparaît, compte tenu de leur taille, leur charge spécifique et leur capacité à flocculer. Celle-ci aboutit à déposer préférentiellement les kaolinites ou chlorites dans les environnements proximaux et à exporter sur de plus grandes distances les Interstratifiés et les Illites (Godet *et al.*, 2008).

II. 1. Mode de formation des minéraux argileux.

- a. **La kaolinite** : c'est un produit commun d'altération dans les sols de climat humide tempéré, et se retrouve fréquemment dans les sédiments de type côtier. Mais peut également se développer au cours de la diagenèse précoce. La dickite et la nacrite sont des espèces de la famille Kaolinite, mais elles correspondent généralement à des environnements hydrothermaux spécifiques.
- b. **L'illite** : il présente aussi plusieurs polytypes, caractérisés par un empilement particulier de feuillets d'illites, de même que pour l'indice de cristallinité. Ces polytypes peuvent être mis en relation avec les conditions d'enfouissement :
 - Le type 1M : ce sont des espèces de faible température et sont généralement représentatives de conditions diagénétiques.
 - Le type 2M : il correspond à des températures de formation élevées (>250°C) et associe généralement à des conditions métamorphiques et/ou hydrothermales.
 - Le type 2Md : il est interprété dans les roches sédimentaires comme un apport détritique.
 - Le type 3T : il est plus rare et semble également être associé à des conditions hydrothermales (Milot ; 1964).

c. La smectite : c'est l'un des minéraux argileux les plus abondants, notamment dans les sédiments marins et continentaux récents (Chamley, 1989). Les origines possibles dans les sédiments sont :

- Remaniement de sols développés sous des conditions hydrolysantes.
- Remaniement des produits d'altération de volcans aériens.
- Evolution diagénétique précoce du matériel volcanique sous-marin, (Wilson, 1987).

d. Les Interstratifiés : Sont des minéraux communs dans les sédiments et les roches sédimentaires, mais leur origine détritique ou authigène est toujours difficile à préciser.

- Formation dans les sols sous climat tempéré humide (Millot ; 1964, 1970) :

Chlorite → Open Chlorite → Chlorite-Vermiculite.

Mica → Open Illite → Illite-Vermiculite.

Les Interstratifiés peuvent être transportés à de grandes distances loin de rivage.

II. 2. Diagénèse des argiles :

Les cortèges argileux peuvent refléter les environnements de dépôt par leurs sensibilités aux changements des conditions physico-chimiques, mais avant, il faut faire part des modifications survenues après le dépôt, le degré d'exposition de ces derniers à l'altération et à l'enfouissement.

a- Héritage : les minéraux argileux dits hérités s'ils ne subissent pas des modifications durant leur transport ou lors de la sédimentation (Millot, 1962), ainsi, lors de la diagénèse, les minéraux argileux peuvent rester stables, ce qu'ils nous permettent la reconstitution de paléogéographie, les paléocourants, les climats et les conditions tectoniques (Chamley, 1979 ; 1981 ; Leroy, 1981).

b-Transformations : le passage d'un type minéralogique à un autre par changement de la nature et de l'agencement des feuillets élémentaires, elle intervient lors de la sédimentation comme dans les milieux évaporitiques (Lucas, 1962), et dans la diagénèse tardive sous l'influence de la pression et de la température (Dunoyer de Segonzac, 1969 ; Kisch, 1983), elle est marquée par la disparition des Smectites et de la Kaolinite.

c-Néoformations : elle correspond à l'ensemble des mécanismes de croissance des minéraux argileux à partir des solutions ioniques. Elles interviennent lors de la sédimentation comme dans les argiles rouges des grands fonds (Hoffert, 1980), également lors de la diagénèse dans un milieu poreux comme les grés (Wilson et Pittman, 1977).

II. 3 Indice d'Esquivin (1969)

Les résultats de cette technique servent à appliquer la méthode classique pour déterminer les stades diagénétiques des argiles ; à savoir la méthode dite d'Esquivin (1969). Cette méthode est basée sur l'élaboration des graphiques de cristallinité de l'Illite (IC) en fonction du rapport $i(002)/i(001)$. L'indice (IC) se calcule par la mesure de la largeur du pic de l'Illite (001) à mi-hauteur. Le rapport $i(002)/i(001)$ est le rapport de l'intensité du pic de l'illite qui apparaît à 5Å et à 10Å. (Tab. 03)

Ech	I5/I10	CI H [Δ]
FG-1	0,475609756	0,455
FG-2	0,347000465	0,417
FG-3	0,226699685	0,427
FG-4	0,325696507	0,734
FG-5	0,468879961	0,975
FG-6G	0,319021739	0,559
FG-7G	0,30049477	0,579
FG-8G	0,273230526	0,595
FG-9G	0,384831693	0,524
FG-10G	0,536551724	0,529
FG-11G	0,282695766	0,496
FG-12G	0,30705714	0,645

Tab. 03. Rapport I (002)/I(001) sur l'indice Ci de la cristallinité de l'illite

L'indice d'Esquivin est fréquemment calculé pour estimer la gamme de températures liée à l'enfouissement, car la valeur de l'ICI diminue avec le degré d'enfouissement (Kübler, 1966,

1968 ; Kübler et Jaboyedoff, 2000). Warr et Rice (1994) ont défini des valeurs limites pour séparer trois grandes zones correspondant à l'épizone (zone métamorphique, l'anchizone et la zone de diagenèse) (Fig. 17)

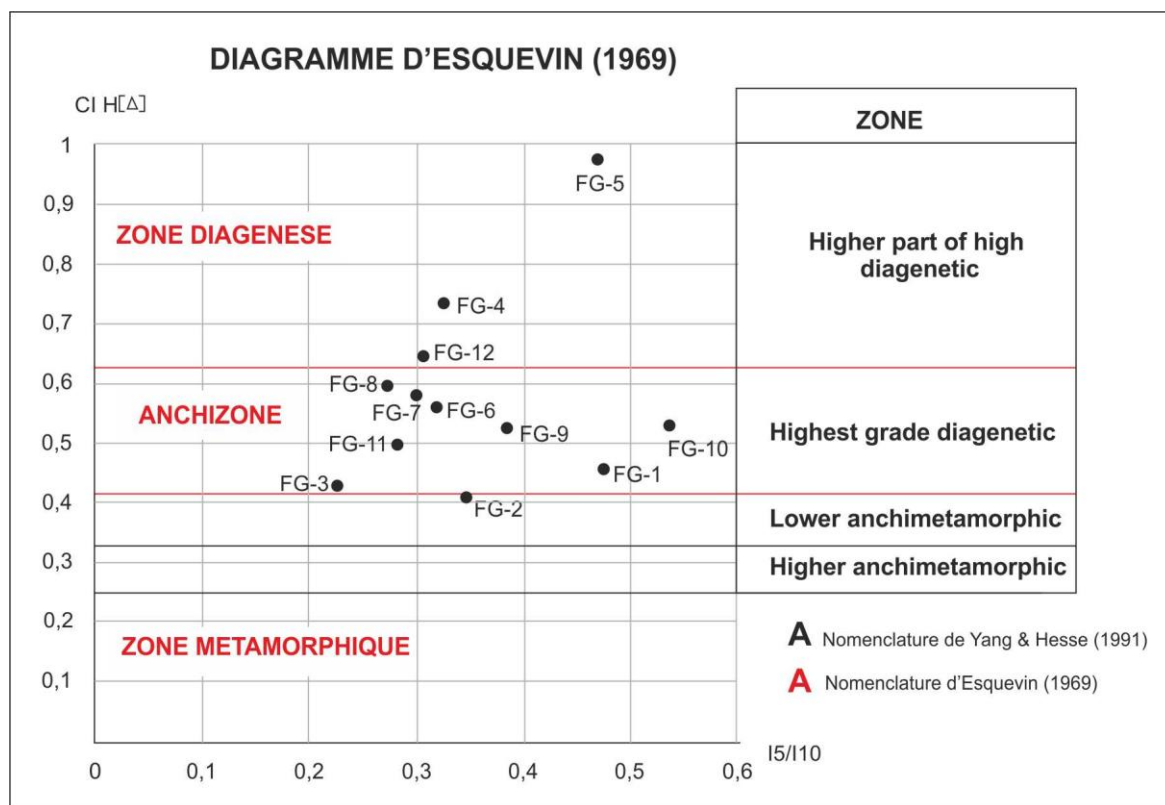


Fig. 17. Diagramme d'Esquevin Rapport I(002)/I(001) en fonction de la cristallinité de l'illite [CI (Δ)]

L'analyse de diagramme d'Esquevin (1969) montre que la plus grande partie des niveaux argileux étudiés ont une évolution diagenétique traduite par leur distribution dans l'Anchizone ; le niveau Fg-2 montre une affinité vers la zone de l'anchimetamorphisme inférieure tandis que l'ensemble Fg-04 et Fg-05 est situé dans la zone de Diagenèse (partie élevée de la Diagenèse).

Les estimations de la limite entre diagenèse et anchizone correspondrait à une gamme de températures de l'ordre de 210°C ± 20°C (Garcia-Lopez et al., 1997).

Les résultats obtenus à partir de l'analyse du cortège argileux et du calcul de l'IC sont comparés avec les données de la subsidence dans l'Ougarta (Hamdidouche, 2009) pour corréler les événements qui peuvent être détectés.

II. 4. L'enfouissement par subsidence.

La subsidence constitue le facteur géodynamique le plus important dans l'enfouissement des sédiments au sein d'un bassin sédimentaire. Elle peut être progressive, régulière ou saccadée. Le travail de Hamdidouch (2009) illustre la courbe de la subsidence dans le bassin mitoyen (Ougarta) à celui du Timimoune (Fig. 18). Elle montre quatre paliers, représentant des intervalles de temps à subsidence lente et régulière (Cambro-ordovicien) séparés par des modifications de la vitesse de subsidence (Silurien et Dévonien).

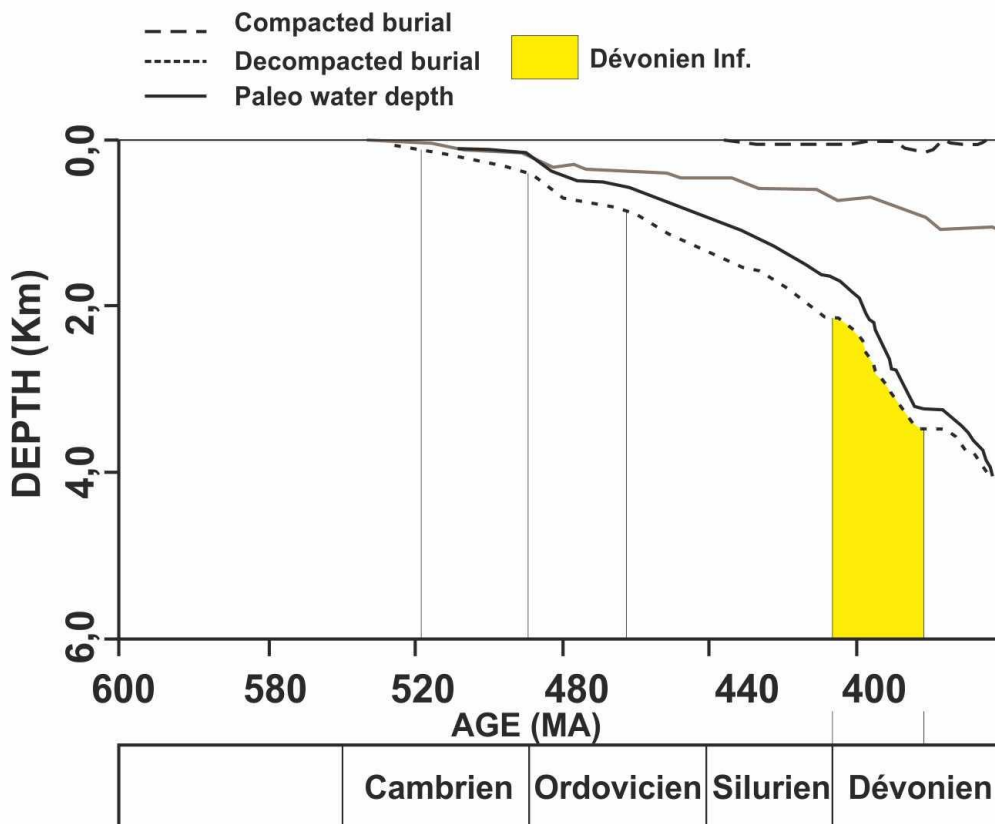


Fig. 18. Courbes de subsidence totale et d'enfouissement du substratum décompacté, et des paléo-profondeurs du Paléozoïque d'Ougarta (Hamdidouch, 1999).

Le Dévonien inférieur est caractérisé par une forte subsidence expliquée par une surcharge sédimentaire (grande épaisseur des sédiments durant le dévonien inférieur) et probablement

liée à la tectonique (fractures). Le Dévonien moyen est matérialisé par un ralentissement de la subsidence conforme avec les épaisseurs réduites des sédiments traduisant une phase d'homogénéisation des faciès.

II. 5. Profil IC et enfouissement.

La distribution verticale des valeurs IC, montre une tendance linéaire normale, avec des anomalies dans les niveaux Fg-4, Fg-5 et Fg-12 de la zone « partie élevée de la diagenèse ». Cette tendance régulière depuis la zone diagenétique jusqu'à la zone de l'anchimétamorphisme caractérise un enfouissement suivant un gradient géothermale normale (Tab. 04).

Les anomalies des niveaux Fg-04, Fg05 et Fg-12, de la zone diagenétique élevée correspond soit à des argiles d'altération récente, soit à un autre phénomène dont le plus soupçonné serait des évènements liés à un hydrothermalisme.

Température équivalente (burial time : 30-80 Ma (Helsen 1992, 1955a)	Valeur IC [CI (Δ)]	Zone IC [CI (Δ)] de Hassi Fegaguira	T° équivalente (Kisch, 1987)
310-300°C	Lower anchizone (0,33-0,42)	/	/
245-340°C	zone de transition (0,42)	0,41	200-250°C
195-150°C	Highest grade diagenetic (0,42-0,62)	0,595-0,43	/
/	Higher part of high diagenetic (0,62-1)	0,645-0,975	/

Tab. 04. Distribution de l'indice de cristallinité de l'illite par rapport à leur équivalence de Température.

La confrontation des valeurs donne une fourchette de variation de température comprise entre 150°C et 340°C.

III. Résultats de l'analyse de l'IC :

L'analyse de la cristallinité de l'illite dans les niveaux argileux étudiés varie de 0,417 à 0,975. Trois zones se distinguent en se basant sur cette analyse (Fig. 1 :

- a- **Zone « Lower Anchimetamorphisme »** : l'indice IC varie entre 0,33 et 0,42. Il est représenté par le seul échantillon Fg-2 (Planche 3) de l'assemblage A3 (K, I), montrant un indice de cristallinité IC= 0,41 qui est le plus faible parmi les niveaux argileux étudiés. Il est associé à une kaolinite de type dickite ou la nacrite (leur différenciation

nécessite un autre type d'analyse), reconnaissable dans le diffractogramme par un pic important dans le réflecteur d(001).

Interprétation : le niveau Fg-2 correspond à un indice de diagenèse thermique de type hydrothermale.

b- **Zone « Highest Grade Diagenetic » :** Cette zone à un indice IC variant entre 0,42 et 0,62. Elle regroupe la plus part des assemblages argileux, A1 (C-V, K, I), A2 (K, I, C-V, I-V), A4 (I, K, IV) à part le niveau Fg-4, et enfin le A6 (K, I, I-V). Les niveaux argileux de ces assemblages sont matérialisés par une distribution régulière des valeurs d'IC dans le membre supérieur de la formation de Garet M'feined, Cette tendance donne un bon profil d'enfouissement suivant le gradient géothermique. Cette thermicité favorise l'héritage des minéraux argileux.

Interprétation : les assemblages de cette zone sont constitués par des minéraux résiduels d'altération des sols (kaolinite et les interstratifiés) qui ont été transportés, dans un contexte de climat tempéré humide (Chamley, 1989).

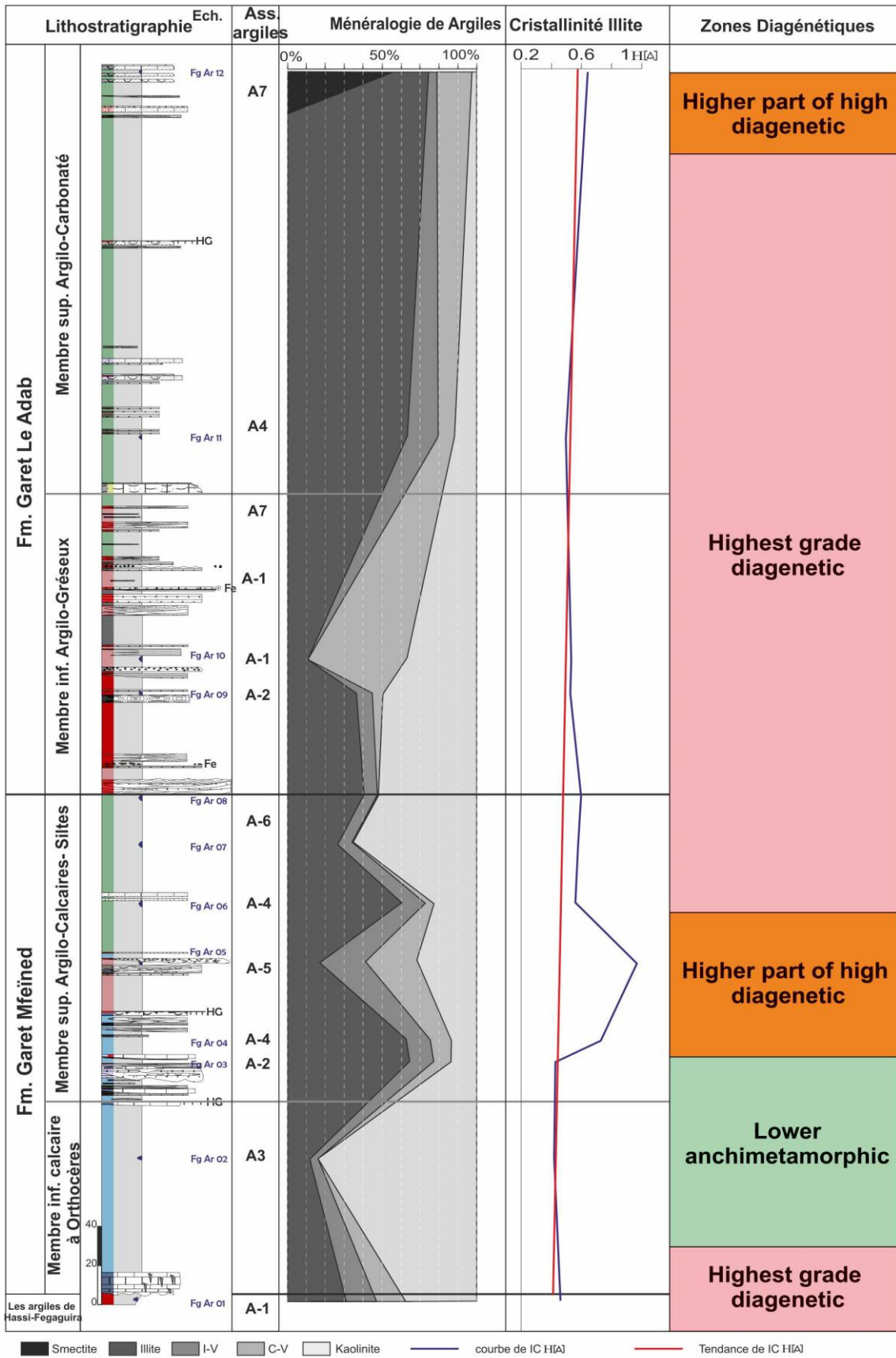


Fig. 19. Distribution des zones diagénétiques dans la coupe de Hassi Fegaguira

CONCLUSION GENERALE

L'étude réalisée du Dévonien inférieur/moyen de la coupe de Hassi Fegaguira a révélé plusieurs résultats de différents aspects :

a) *La lithostratigraphie :*

On distingue deux formations : (i) la formation basale de Garet Mfeined (256m) qui s'étend depuis le Lochkovien inférieur jusqu'à la limite du Praguien/Emsien inférieur. Elle est définie par un membre inférieur marqué par une alternance argilo-calcaire à orthocères et un membre supérieur à argiles et silts ; (ii) la formation sommitale de Garet Adeb (364m) d'âge Emsien inférieur-Eifélien inférieur, composée par un membre inférieur argilo-gréseux superposé par un membre supérieur argilo-carbonaté.

b) *La minéralogie des argiles*

L'étude de 12 échantillons d'argiles nous a permis de distinguer 5 familles de minéraux argileux : Kaolinite (K), Illites (I), Smectites (S), Interstratifiés Chlorite-Vermiculite « IS (C-V) » et Interstratifiés Illite-Vermiculite « IS (I-V) ». La variation de l'abondance de ces minéraux avait permis de mettre en évidence 7 assemblages argileux allant du A1 à A7. L'assemblage A1 est dominé par l'IS (C-V) avec un pourcentage variant entre 50 et 55%. Les assemblages A2, A3 et A6 sont dominés par la Kaolinite (40-50 %, 80% et 50-65% respectivement). L'assemblage A4 est marqué par l'abondance de l'Illite (60 à 65%). L'assemblage A5 est caractérisé par la dominance de la Kaolinite et l'IS Chlorite-Vermiculite avec un taux de 30% pour chacun. L'assemblage A7 est marqué la dominance de la Smectite (55%). L'indice de cristallinité IC montre des valeurs allant de 0.417 à 0.975 H[Δ], les valeurs les plus élevées (25% de totale des échantillons) indiquent la zone "Higher part of high diagenetic" et les valeurs les plus basses (8%) appartiennent à la zone "lower anchimetamorphic". La plupart des valeurs (67%) appartiennent à la zone "Highest grade diagenetic". Les assemblages définis illustrent une évolution d'enfouissement qui atteint :

- Les conditions de diagenèse élevée (150 à 195 °C) pour les Fg-04 et Fg-05 (= formation de Garet M'feined) et du Fg-12 (= fin de Garet el Adeb.)

- Les conditions de l'anchimétamorphisme (300 à 310°C) pour tous les autres échantillons situés pour la plus part dans les deux formations.

Ces données illustrent que nous restons dans l'intervalle diagenétique et l'intervalle de transition (= anchimétamorphisme).

Des événements thermiques signalés par plusieurs auteurs (voir synthèse de Fabre, 2005) peuvent être impliqués dans l'évolution thermique des minéraux. En effet, un apport thermique va antagoniser la courbe d'enfouissement normale. Ainsi, on peut passer à des températures supérieures mais à des profondeurs beaucoup moins que la normale. Ces événements thermiques sont signalés au passage siluro-dévonien, au Praguien, au Dévonien moyen et enfin au Carbonifère et même Jurassique (Fabre, 2005 ; Kazi-Tani, 1996; Nedjari, 1991).

Les événements thermiques dévoniens sont corrélés à des épisodes volcaniques (Fabre, 2005).

Ceux du Carbonifère sont liés à la phase orogénique hercynienne (Nedjari, 1991).

Enfin, les événements triasico-jurassiques sont liés aux rifting des bassins sud thétyzien (liés à l'Atlantique centrale) (Wildi, 1983 ; Elmi et *al.*, 1982 ; Meddah et *al.* 2017)..

REFERANCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AIT KACI A.** (1990). Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des Monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara algérien Nord Occidental). Thèse 3ème cycle, IST, USTHB, Alger, 168p., 49 fig.
- ALIEV M., N. AÏT LAOUSSINE, V. AVROV, G. ALEKSINE, G. BAROULINE, B. LAKOV-LEV, M. KORJ, J. KOUVYKINE, V. MAKAROV, V. MAZANOV, E. MEDVEDEV, O. MKRTCHIANE, R. MOUSTAFINOV, L. ORIEV, D. OROUDJEVA, M. OULMI, A. SAÏD,** (1971). Geological structures and estimation of oil and gas in the Sahara in Algeria. *Altamira-Rotopress, S.A., Madrid, Espagne, 275 p.*, 68 fig.
- ALLEGRE C., CABY R.** (1972). Géochronologie absolue du Précambrien de l'Ahaggar occidental. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris 275*, 2095–2098.
- BEUF S., BIJU-DUVAL B., CHARPAL O., ROGNON P., GARIEL O., BENACEF A.,** (1971). Les grès du Paléozoïque inférieur du Sahara. *Ed. Technip, Paris. 464 p.*
- BOUDJEMA K.** (1987) : Evolution structurale du bassin pétrolière triasique du Sahara Nord-Oriental. Algérie. Thèse de doctorat es-sciences de l'université Paris XI, 290p.
- BOUTERFA B.** (1998). Enregistrement sédimentologique et séquentiel des événements détritiques calloviens, oxfordiens et kimméridgiens dans les monts de Ghar Roubane (Algérie occidentale). Thèse Mag., Oran, 182p.
- BRENCHELY P.J., ROMANO M. et GUTIERREZ-MARCO J.C.** (1986). Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia in Knight. R.J. and Mclean.J.R. (Eds), Shelf Sands and Sandstones. Canadian Society of Petroleum Geologists, Memo II, p.241-255.
- CHAMLEY H.** (1979). North atlantic clay sedimentation and paleoenvironnement since the late Jurassique. Reprint from: Deep drilling results in the Atlantic Ocean; continental margins and paleoenvironment. Maurice Eving series. 3, Amer. Geoph. Unior. Publ. Ed. M. Talwani, W. Hay, W.B.F. Ryan: p.342-361.
- CHAMLEY H.** (1981). Long-term trends in clay deposition in the ocean. *Oceanologica Acta*, Proceeding 26th International geological congress, Geology of the oceans symposium. Paris, p 105-110.
- CHAMLEY, H.** (1989). Clay sedimentology. Springer, New York, 623 p.
- CHAMLEY, H.** (2000). Bases de sédimentologie. Dunod 2ème Ed, 178 p.

- CLAUER N., CABY R., JEANNETTE D., TROMPETTE R. (1982).**- Geochronology of sedimentary and metasedimentary Precambrian rocks of the West African craton. *Precambrian Res*; 18: 53-71.
- COJAN I. RENARD M. (1999)** : Sédimentologie. 2ème éd. Dunob, Paris, p. 1-418.
- COLLOMB P., DONZEAU M., (1974).** Relation entre Kink-Bands décamétriques et fractures du socle dans l'Hercynien des monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Tectonophysics*, 24,213-242.
- CONRAD G. (1969).** L'évolution continentale post hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg Chech-Tanezrouft, Ahnet-Moudir) CRZA, CRS, série de géologie n° 10.
- CONRAD J. (1984).** Les séries carbonifères du Sahara central algérien. Stratigraphie, sédimentation, évolution structurale. *Thèse Doct. Etat*, Univ. Aix-Marseille, 1-141 p.
- DONZEAU M., (1971).** Etude structurale dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta. Thèse 3ème cycle, Fac. Sci. Oray, France.
- DONZEAU M., FABRE J. AND MOUSSINE-POUCHKINE A. (1981).** Comportement de la dalle saharienne et orogénèse varisque. Essai d'interprétation, *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, 69 (3-4), p.137-172.
- DOYLE, L.J. & ROBERTS, H.H. (eds.) (1988).** Carbonate– Clastic Transitions.– Elsevier, Amsterdam, *Developments in Sedimentology*, 42, 304 p.
- DRID M. (1989).** Sur quelques aspects de la diagenèse organique et minérale dans le bassin de Timimoune et le sillon de Sbaâ (Sahara central algérien).
- DUNHAM R. J. (1962).** Classification of carbonates rocks according to texture, in classification of carbonates rocks. A synp Amerecan, Assoc. Petrol; Tulsa, Mém. 1, pp.108-12, 1 tabl.VII pl.
- DUNOYER DE SEGONZAC G. (1969).** Les minéraux argileux dans la diagénèse, passage au métamorphisme. Mém. Serv. Carte géol. Als-Lon., 29, 320p.
- FABRE J. (1976).** Introduction à la géologie du Sahara Algérien et des régions voisines. *Soc.nat. Ed. Diff. Alger*.422 p.
- FABRE J. (1988).** Les séries Paléozoïques d'Afrique : une approche. *J. African Earth Sci.*, 7 (1), p. 1-40.
- FABRE J. (2005).** Géologie du Sahara occidental et central. Musée royal de l'Afrique centrale-Belgique. *Géosci.*, p. 1-572.
- FOLLOT J. (1952).** Ahnet et Mouydir. 19ème *Congr. Intern. Géol., Alger*. Monographie Régionale, Série 1, Alger, pp. 1-80, 36 fig.

- GALEAZZI S. O. POINT, N. HADDADI, J. MATHER, D. DRUESNE, (2010)** Regional geology and petroleum systems of the Illizi–Berkine area of the Algerian Saharan Platform: An overview, *Marine and Petroleum Geology*, 27 (2010) 143–178.
- GEVIN P.** (1960). Etudes et reconnaissances géologiques sur l’axe cristallin Yetti-Eglab et ses bordures sédimentaires. *Publ. Serv. Carte Géol. Algérie*, bull, n° 23, 328p.
- HADDOUM H.** (1997). le Sahara central dans les régions de l’Ahnet et Bled El Mass : une zone mobile hercynienne. Résumé 3° séminaire de géologie pétrolière, Algérie pp. 82-83.
- HARMS J.C.** (1975). Stratification and sequences in prograding shoreline deposit. In: “depositional environments as interpreted from primary sedimentary and structures and stratification sequences”, J.C Harms; J.B. Southard; D.R. Spearing & R.G. Walker (éds). Soc. Econ. Paleontologists, short course, 2, pp. 81-102.
- Helsen, S.** (1995a). Burial history of Palaeozoic strata in Belgium as revealed by conodont colour alteration data and thickness distributions. *Geol. Rundsch.* 84, 738–747.
- Hervouet Y., Duee G.** (1996). Analyse morpho structurale par imagerie satellitaire et coupes structurales modélisées des monts d’Ougarta (Sahara occidental algérien): une chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. *Mémoires du Service Géologique d’Algérie*, n°8, p 127-173, 57 fig.
- HOFFERT M.** (1980) Les “argiles rouges des grands fonds” dans le Pacifique centre est. Authigenèse, transport, diagenèse. *Sci. Géol.*, Strasbourg, Mém. n°61, 231p.
- KISCH H. J.** (1983). Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, Vol. II, p. 289-494, Elsevier, Amsterdam.
- KÜBLER, B.** (1967). La cristallinité de l’illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme : Etages tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966, pp. 105–121.
- LAGGOUN-DEFARGE F.** (1987). Etude de la diagenèse organique des séries paléozoïques du bassin de Sbaâ (Algérie). Approche géochimique et pétrologique. *Thèse Doct.*, Univ. Orléans, 179p.
- LAPPARENT A. F.** (1947a). Stratigraphie et l’âge du continental intercalaire dans le Gourara, le Touat et le Tidikelt (Sahara algérien). *C. R. Acad. Sci.*, 255, p. 754-756.
- LEFRANC J. P.** (1983). Corrélation vers le Nord et description stratigraphique détaillée du continental intercalaire de la Sebkha de Timimoun, Gourara. *C.R.A.A.S 147 Paris*, p 296.

LEGRAND P. (1985). Réflexions sur la transgression Silurien au Sahara algérien. *110e Congr. Nat. des sociétés savantes*, Montpellier, 1985, fasc. VI. *géologie africain- colloque série*. Paris C. T. H.S, p. 1-170.

LEROY P. (1981). Contribution à l'étude de la sédimentation argileuse sur les marges de l'océan atlantique nord depuis le jurassique sup. Thèse 3ème cycles, Lille, 146.

LIÉGEOIS J. P., LATOUCHE L., BOUGHRARA M., NAVEZ J. & GUIRAUD M., (2003). The Latea metacraton (Central Hoggar, Tuareg shield, Algeria) : Behaviour of an old passive margin during the Pan-African orogeny. *J. African Earth Sci.*, 37: 65-87.

LUCAS J. (1962). La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias. Mém. Serv. Carte. Géol. Als.-Lon, 23, 202p.

MASSOUDI H. (2008). Lithostratigraphie, paléontologie, biostratigraphie, environnements sédimentaires dans les terrains du dévonien inférieur et moyen (Eifelien) de Gara Djebilet (bassin de Tindouf) et Haci Fegaguira (monts D'Ougarta) Mém. Ing. Univ. Oran, P.89, Fig.34, Tab. 7, pl. 4.

MEYENDORFF A. (1938). Note sur le Gourara (Sahara occidental). *Rev. Geogr. Phys. Et Géol. Dyn.*, 11, 2, 150-155.

MILLOT G. (1964) : Géologie des argiles, altération, sédimentologie, géochimie. Masson, Paris, 499p.

OUALI MEHADJI A.E.K. (2004) : les brachiopodes de niveau majeur Emsien supérieur-eifelien inférieur de la Saoura (Sahara nord-occidental, Algérie). Marqueur événementiel de la transgression fini-emsienne. (Paléontologie, biostratigraphie, taphonomie et environnement sédimentaires). Th. Doct. Etat, Univ. Oran, p. 1-226, 97fig, 3pl.

SHINN, E.A. (1968): Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. *J. Sed. Petrol.*, 38, 215-223.

TORSVIK T.H., CARLOS D., MOSAR J., COCKS L.R.M. ET MALME T. (2002)- Global reconstructions and North Atlantic palaeogeography 400 Ma to recent, in: Eide, E.A., (coord.), *BATLAS-Mid Norway plate reconstructions atlas with global and Atlantic perspectives*. Geological Survey of Norway, p. 18-39.

TROMPETTE R. (1997) Neoproterozoic (600 Ma) aggregation of western Gondwana a tentative scenario. *Precambrian Research*, 82 (1-2): 101-112.

TUCKER, M.E. and Wright, P. (1990): *Carbonate sedimentology*, Blackwell Publishing, 496 pp.

WENDT J., KAUFMANN B., BELKA Z., KLUG C. & LUBESIEDER S. (2006): sedimentary evolution of a Paleozoic basin and ridge system: The Middle and Upper Devonian of Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara). *Geol.Mag.*, 143 (3), 2006, p.269-299. *Cambridge University Press*, United Kingdom.

WILCZYNSKI M., PIZON A., POKORSKI J., JUSKOU O., MOSCICKI W. (1987)- Travaux de levé et de recherche systématique au 1/200000 sur la feuille NH-30-VI El KSEIBAT, *Rapport final, inédit, EREM Unité de Béchar, Algérie*, p. 100

WILSON M. D. et PITTMAN E. D. (1977): Authigenic in sandstones: recognition and influences on reservoirs properties and paleoenvironmental analysis. *J. Sedim. Petrol.*, Vol. 47, n°1, p.3-31.

YANG, B., DALRYMPLE, R. W. and Chun, S. (2006): The significance of hummocky cross-stratification (HCS) wavelengths: evidence from an open-coast tidal flat, south Korea. *Journal of sedimentary Research*, 76, 2-8.2-8.

Liste des figures

Fig.1 : Situation géographique générale de secteur de Hassi Fegaguira	2
Fig.2 : Carte des affleurements anti-Mésozoïque de la plate-forme saharienne et principaux éléments tectoniques hercyniens avec la position du secteur d'étude. (S. Galeazzi & <i>al.</i> , 2010)	3
Fig.3 : Coupe transversale simplifiées sur le trait AA' de la plate-forme saharienne.(S. Galeazzi & <i>al.</i> , 2010)	4
Fig.4 : Carte de limites de bassin de Sbaâ et les structures avoisinent. (Sonatrach DE, 1994)....	5
Fig.5 : Extrait de la Carte Géologique de la région de Dj. Hèche (Wilczynski et <i>al.</i> , 1986) modifiée	6
Fig.6 : Colonne stratigraphique de la région de Dj. Hèche (Wilczynski et <i>al.</i> , 1986) modifiée....	11
Fig.7 : Interprétation morphostructurale au sud du Dj. Hèche (Y.Hervouet & G. Duee, 1996) modifiée	12
Fig.8 : Interprétation morphostructurale de Dj. Hèche (André Meyendroff, 1938) modifiée	13
Fig.9 : Carte isobathe anti-secondaire du Sbaâ et les structures avoisinent. (Sonatrach DE, 1994) modifié.....	13
Fig.10 : Modélisation de la structure de Sebkha el Melah (Y.Hervouet & G. Duee, 1996)	14
Fig.11 : Les étapes de préparation et traitements des échantillons d'argile	16
Fig.12 : Délimitation du secteur de Fegaguira et localisation géographique de la coupe.	18
Fig.13 : Image satellitaire de la succession lithostratigraphique de Hassi Fegaguira	19
Fig.14 : Colonne lithostratigraphique de Hassi-Fegaguira Nord	14
Fig.15 : Représentation schématique des structures cristallines de minéraux argileux	23
Fig.16 : Distributions des assemblages Argileux de Hassi-Fegaguira Nord	26
Fig.17 : Diagramme d'Esquivin Rapport I(002)/I(001) en fonction de la cristallinité de l'illite [CI (Δ)].....	31
Fig.18 : Courbes de subsidence totale et d'enfouissement du substratum décompacté, et des paléo profondeurs du Paléozoïque d'Ougarta (Hamdidouch, 1999).....	32
Fig. 19 : Distribution des zones diagénétiques dans la coupe de Hassi Fegaguira	35

Liste des tableaux

Tabl.1 : Classification des phyllosilicates (Bailey, 1980).....	23
Tabl.2 : Inventaires des minéraux Argileux de la coupe Hassi Fegaguira Nord	24
Tabl.3 : Rapport I (002)/I(001) sur l'indice Ci de la cristallinité de l'illite	30
Tabl.4. Distribution de l'indice de cristallinité de l'illite par rapport à leur équivalence de Température.....	33

Liste des planches

Planche1.....	46
Planche2.....	48
Planche3.....	50

PLANCHE I

1. Calcaires entroque à Orthocère, marque le passage Silurien-Dévonien inférieur.

2. Calcaire Dolomitique à Orthocère de petite taille, la fin du membre inférieur de la formation de Garet Mfeined.

3. Silts à stratification horizontale, passe à litage oblique mamelonné. Membre supérieur argileux-calcaire (Formation de Garet Mfeined).

4. Barre de calcaire silteux à stratification entrecoupé sein de la formation de Garet Mfeined (membre supérieur).

5. Vue panoramique d'une barre métrique chenalisé de calcaire silteux, passe latéralement à des silts, formation de Garet Mfeined (membre supérieur).

6. Calcaire silteux, à litage oblique mamelonné de grand angle, passe à un litage subhorizontal par une surface d'érosion, formation de Garet Mfeined (membre supérieur).

7. Calcaire bioclastique lenticulaire, surmonté par des silts en plaquettes à stratification entrecoupé, formation de Garet Mfeined (membre supérieur).

8. Calcaire bioclastique ferrugineux, riche en fragments des Brachiopodes, gastéropodes, formation de Garet Mfeined (membre supérieur).

PLANCHE I

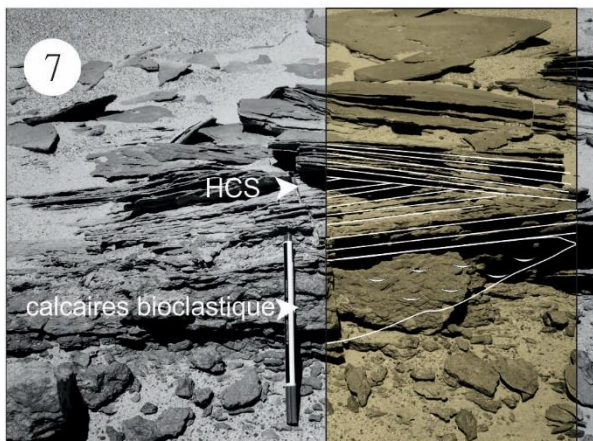
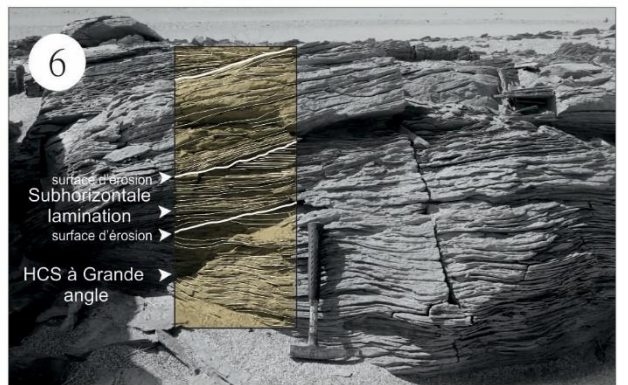
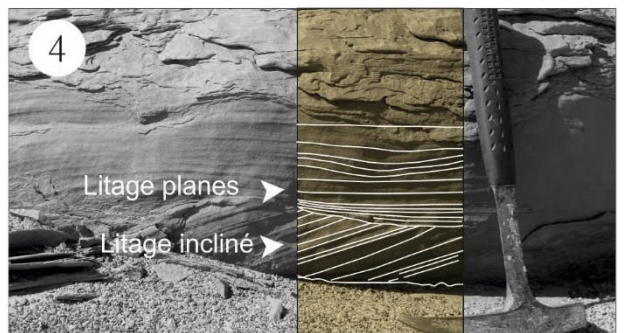
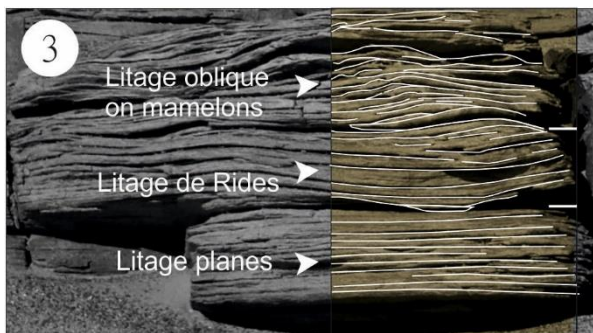
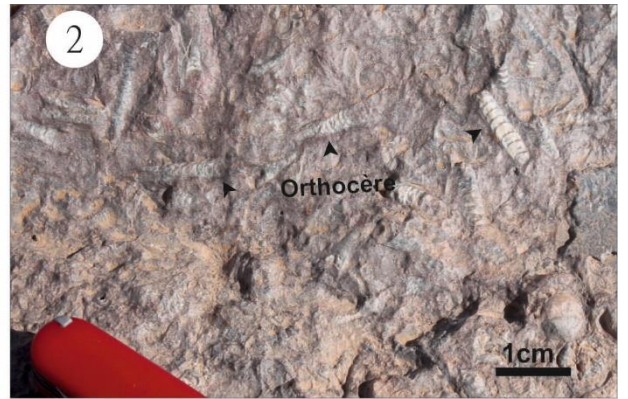
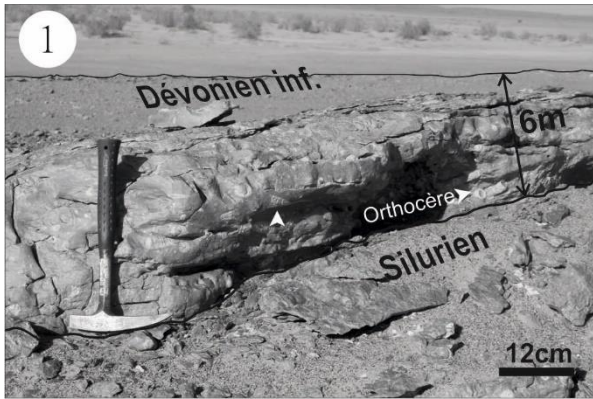


PLANCHE II

1. Grés métrique à litage oblique mamelonnée (HCS), marque le début de la deuxième formation de Garete Adeb (membre inférieur).

2. Grés ferrugineux, fin à moyen, se présente sous forme d'une concrétion diagénétiques. Formation de Garete Adeb (membre inférieur).

3. Vue panoramique de la formation Garete Adeb, montre le passage du membre inférieur argileux-gréseux au membre supérieur argileux-calcaire.

4. Grés quartzitique (arénite) dans la formation de Garete Adeb (membre inférieur).

5. Calcaire silteux bioturbé à la base, montre un litage mamelonnée vers sa partie somitale, marque le début du membre supérieur argileux-carbonaté de la formation de Garete Adeb.

6. surface ferrugineuse (Hard ground) sur la première barre carbonatée, formation de Garete Adeb (membre supérieur).

7. calcaire bioclastique ferrugineux, mince et très bioturbé, formation de Garete Adeb (membre supérieur).

8. Niveaux FBV, marque la fin de la formation de Garete Mfeined (membre supérieur).

PLANCHE II

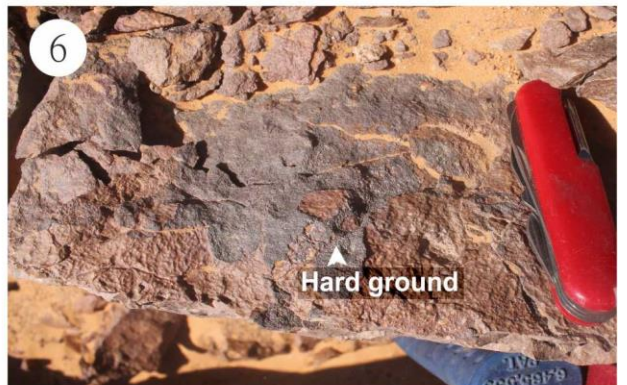
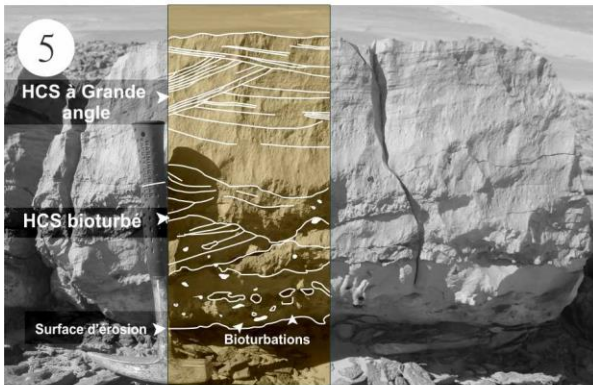
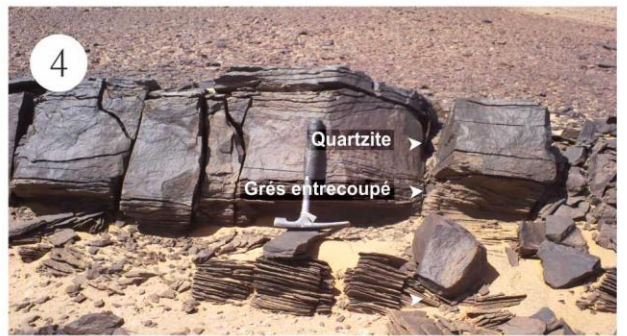
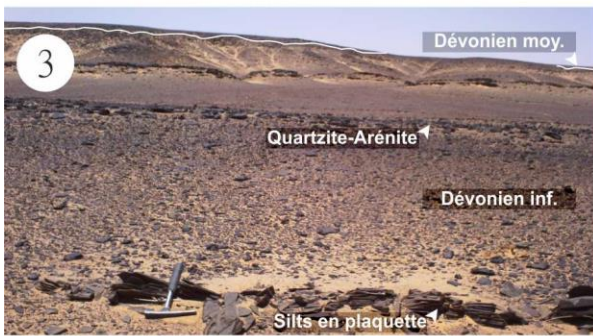
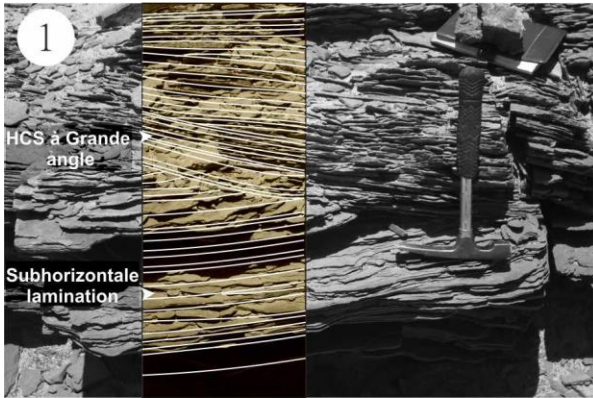


PLANCHE III

Diffractogramme des différents niveaux argileux échantillonnés de la coupe de Hassi Fegaguira Nord.

PLANCHE III

