

N° d'ordre

Ministère de l'enseignement supérieur et de la recherche scientifique

Université d'Oran

Faculté des Sciences de la Terre, de Géographie et de l'Aménagement du Territoire

Laboratoire de Paléontologie, Stratigraphie et Paléoenvironnement

Mémoire :

Présenté pour l'obtention du grade de
Magister en Sciences de la Terre

**Option : géodynamique des bassins sédimentaires intégrée
à la recherche de la matière utile**

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE, ENVIRONNEMENTS ET SEQUENCES DE DEPOTS DES TERRAINS DU DEVONIEN INFERIEUR DES COUPES DU 'KM30' (OUGARTA) ET DE AIN CHEIKH (REGGANE) (SAHARA ALGERIEN NORD-OUEST ET CENTRAL)

Par

Habib ELHADJ

Soutenu le / /2011, devant la commission d'examen :

L. BELKEBIR	Professeur	Université d'Oran	Président
A. OUALI MEHADJI	Maître de conférences A	Université d'Oran	Rapporteur
C. DERYCKE	Maître de conférences	Université de Lille 1	Co-rapporteur
M. BENHAMOU	Professeur	Université d'Oran	Examineur
M. BENYAHIA	Maître de conférences A	Université de SBA	Examineur

Oran, 2011

SOMMAIRE

SOMMAIRE	
DEDICACE	
AVANT PROPOS	
RESUME	
ABSTRACT	

PREMIER CHAPITRE GENERALITES

I-Introduction.....	01
II- Généralités sur les secteurs étudiés.....	01
II-1 Le secteur de Beni Abbès.....	01
II-1-1 CADRE GEOGRAPHIQUE.....	01
II-1-2 CADRE GEOLOGIQUE	03
II-1-3 APERÇU STRUCTURAL.....	09
II-1-4 HISTORIQUE DES TRAVAUX.....	11
II-2 Le secteur d'Ain Cheikh (Reggane).....	14
II-2-1 INTRODUCTION.....	14
II-2-2 CADRE GEOGRAPHIQUE GENERAL ET LOCAL.....	15
II-2-3 CADRE GEOLOGIQUE GENERAL.....	15
II-2-4 CADRE GEOLOGIQUE LOCAL.....	21
II-2-5 CADRE STRUCTURAL.....	23
II-2-6 HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LE SAHARA CENTRAL.....	25
III- Problématique méthodologie et déroulement du travail.....	27

DEUXIEME CHAPITRE LITHOSTRATIGRAPHIE

I- Introduction.....	31
II- Le secteur de "km 30".....	31
III- Le secteur de Reggane.....	37
IV- Corrélation lithostratigraphique.....	43

TROISIEME CHAPITRE FACIES SEDIMENTAIRES ET SEQUENCES DE DEPOT

Introduction.....	46
PREMIERE PARTIE : FACIES ET ASSOCIATIONS DE FACIES.....	46
I- INTRODUCTION AUX ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES SUR LE PLATEAU CONTINENTAL	46
1- LA PLATE-FORME CONTINENTALE.....	46
2- LES DELTAS.....	48
II- FACIES ET ASSOCIATIONS DE FACIES.....	48

1- LES FACIES SEDIMENTAIRES.....	48
2- LES ASSOCIATIONS DE FACIES ET LES MILIEUX SEDIMENTAIRES.....	59
I- Les associations de faciès de la coupe de "km30"	61
II- Les associations de faciès de la coupe de Ain Cheikh	63
Conclusion.....	67
DEUXIEME PARTIE : SEQUENCES ET CORTEGES DE DEPOT.....	67
I- INTRODUCTION	67
II- RAPPEL SUR QUELQUES NOTIONS.....	67
1- SEQUENCES.....	67
2- DEFINITIONS ET CONCEPTS DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.....	68
III- L'ANALYSE SEQUENTIELLE.....	70
A- La coupe de "km30"	70
B- La coupe de Ain Cheikh.....	77
Conclusion.....	81
IV- STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.....	81
A- La coupe de "km30"	82
B- La coupe d'Ain Cheikh	82

QUATRIEME CHAPITRE CONCLUSION GENERALE

A- Conclusion en terme lithostratigraphique.....	87
B- Conclusion en termes d'environnements sédimentaires.....	87
C- Conclusion en termes de l'eustatisme.....	88
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	89
LISTES DES FIGURES ET TABLEAUX.....	106
TABLE DES MATIERES.....	108
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	114

Je dédie ce travail

A mes parents, qui sans leur amour, leur appui et leur soutien, ce travail n'aurait pu être possible.

A mes sœurs et mon unique frère

A tous mes amis des quatre coins du monde

A tout les « fossil's hunters »

Et à tout qui cherche à comprendre ce mystère univers

AVANT PROPOS

Ces années de travail ont été pour moi particulièrement enrichissantes tant au point de vue scientifique qu'humain. La réalisation de ce modeste travail n'aurait pas été possible sans le soutien et la bonne humeur de l'ensemble des personnes avec lesquelles j'ai eu la chance d'étudier.

Je suis tout d'abord heureux de pouvoir adresser mes remerciements les plus sincères au dirigeant de ce travail, Monsieur OUALI MEHADJI, Maître de conférence à l'Université d'Oran, qui m'a toujours épaulé et m'a accordé la confiance et le soutien au cours de ces années. Je le remercie pour ses conseils, ses encouragements mais aussi pour la patience et la disponibilité dont il a su faire preuve à mon égard.

Je désire vivement remercier le Co-rapporteur Madame DERYCKE, Maître de conférence à l'Université de Lille 1, qui m'a accordé la confiance en travaillant sur les micro-restes vertébrés, je suis très reconnaissant pour l'accueil et la disponibilité durant mon stage à Lille, (laboratoire SN5).

Ma profonde reconnaissance va tout naturellement à Monsieur BELKEBIR, Professeur à l'Université d'Oran pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury de ce travail. Je le remercie pour m'avoir fait enseigner et enraciner la paléontologie.

Il m'est également agréable d'adresser mes remerciements à Monsieur BENHAMOU, Professeur à l'Université d'Oran qui m'a honoré de sa participation avec les jurys.

J'adresse également mes remerciements à Monsieur BENYAHIA, Maître de conférences à l'Université de Sidi Bel Abbes, pour avoir accepté de lire l'ensemble de ce long... manuscrit en tant qu'examineur.

Mes remerciements s'adressent à C. DERYCKE, A. BLIECK, P. NICOLIN, CRONNIER, E. LOCATELLI, M. VECOLI du laboratoire SN5 (l'université de Lille1), pour l'accueil chaleureux qui m'ont accordé durant le stage. Je remercie également les Thésards Chrystian et Li du Laboratoire SN5, pour la sympathie et la disponibilité.

Je tiens à remercier l'ensemble des enseignants et personnels du département des Sciences de la Terre de l'Université d'Oran, pour les efforts consacrés à nous former. Je remercie les personnels du laboratoire de la chimie, pour le matériel mis à ma disposition.

J'exprime mes remerciements à mes collègues qui m'ont soutenu moralement et physiquement : ABDELFETTAH, YOUNES, HAMZA, HOUARI, MOHAMMED, MOURADE, KADA, HOUCINE, ABDESLAM, AMINE, ALI, YACINE, SOULEM et BESSEGHIR.

Je n'oublierai jamais l'aide des gens de la ville de Reggane et de Beni Abbès, notamment LAARIBI, ABDELLAHI et la famille ELMOUMEN (Abdenasser et l'Aid) qui nous ont réservé un accueil super chaleureux.

RESUME

Le Dévonien inférieur offre des affleurements bien exposés à lithologie dominée par les silico-clastiques. Le Dévonien inférieur de la Saoura et la bordure orientale de Reggane était l'objectif de l'étude de deux coupes géologiques ; une coupe dans la Saoura aux environs de Beni Abbès, dite "km30" ; la deuxième coupe levée dans le bassin de Reggane, au niveau de Ain Cheikh.

Le découpage lithostratigraphique nous a permis de distinguer ; dans l'Ougarta, une épaisse série à lithologie argilo-gréso-calcaire dominée par les silicoclastiques ; à Reggane, le Dévonien inférieur est représenté par des formations peu épaisses, essentiellement argilo-gréseuses et souligné de niveaux ferrugineux.

L'étude sédimentologique a mis en évidence trois principaux faciès : argile, grès et calcaire, dont la mise en place est contrôlée par les facteurs hydrodynamiques du plateau continental, tels que la marée, la houle et notamment les tempêtes qui sont responsables de la sédimentation d'une partie importante des faciès. De ce fait, la coupe de "km30" correspond à un environnement marin peu profond d'une plate-forme détritique, qui se charge progressivement de carbonates vers le haut (Eifelien). A Ain Cheikh, le Dévonien inférieur correspond à des dépôts dans un milieu marin peu profond, à influence continentale dans un contexte deltaïque.

L'enchaînement faciologique vertical de la coupe de "km30" est organisé en deux mésoséquences de comblement de quatrième ordre (Lochkovien-Praguien), et une mésoséquence d'approfondissement (Emsien), qui en terme de cortège de dépôt, sont organisées en cinq cycles eustatiques de troisième ordre. Dans le secteur de Ain Cheikh, le Dévonien inférieur est une suite de quatre mésoséquences (de quatrième ordre) qui s'organisent en cinq cycles eustatiques de troisième ordre.

Mots clés : Dévonien inférieur, "km30", Ain Cheikh, lithostratigraphie, environnement, cortège de dépôt,

ABSTRACT

The lower Devonian offers a well exposed outcrops dominated by the siliciclastic lithology. This period was the objective in two sections; first section from the North-Western Sahara, in the Saoura around Beni Abbès, so called "km30"; the second section situated in the Reggane basin, in the area of Ain Cheikh.

The lithostratigraphical study, allowed us to distinguish; a very thick lower Devonian in Ougarta, composed of clay, sandstone and limestone in which the siliciclastic lithology is predominant; in the Reggane basin, this period is represented by a less thick formations that are formed of clay and sandstone, in which some levels are ferruginous.

The sedimentology study highlights three main facies: clay, sandstone and limestone, which their setting up is controlled by the whole hydrodynamic actions of the continental shelf, such as the tide, the surge and the storms that are responsible for the sedimentation of an important part of the facies. That's why the section of "km30" corresponds to a shallow marine environment of a detrital platform, which becomes progressively and relatively deeper in a carbonated platform (Eifelian). In Ain Cheikh, the lower Devonian is deposited in a shallow marine environment with continental influence in a deltaic context.

The vertical stacking of facies in the "km30" section, is organized in two shallowing mesosequences of fourth order (Lochkovian-Pragian), and one deepening mesosequence (Emsien), that in term of system tract, are organized in five eustatic cycles of third order. However, the lower Devonian of Ain Cheikh is a stacking of four mesosequences (of fourth order) that is a result of five eustatic cycles of third order.

Key words: lower Devonian, "km30", Ain Cheikh, Lithostratigraphy, Environment, System tract.

I- Introduction

Le Sahara algérien occupe la majeure partie de la superficie du pays. Cette aire désertique est occupée par la plate forme saharienne située au Sud de l'Atlas saharien.

La plate forme saharienne est essentiellement paléozoïque, avec un grand intérêt économique. Il s'agit de l'énergie fossile ou les hydrocarbures emmagasinés dans les réservoirs détritiques de l'Ordovicien, du Dévonien et même du Carbonifère.

Ce vaste domaine offre des affleurements où les séries sont continues. Cela a attiré l'attention de nombreux géologues qui ont étudié les événements paléozoïques responsables de ces dépôts.

La présente étude touche deux bassins bien distincts ; le bassin de l'Ougarta dans la région de Beni Abbès et le Bassin de Reggane dans le secteur de Ain Cheikh. L'objectif fixé au début, concernait la recherche de micro-restes vertébrés, dans les terrains du Dévonien inférieur de ces deux régions et une reconstitution des événements sédimentaires et eustatiques et leurs corrélations afin de visualiser l'extension spatiale de ces événements. Malheureusement, nos recherches des micro-restes de vertébrés, après plusieurs traitements d'échantillons, n'ont pas été couronnées de succès. J'ai respecté le protocole d'attaque des calcaires, mais leurs compositions (entroquites) n'ont pas permis de récoltes exploitables. De ce fait, cette étude va concerner la lithostratigraphie et les environnements sédimentaires et enfin une tentative de corrélations lithostratigraphique et événementielle.

II- Généralités sur les secteurs étudiés

II-1 Le secteur de Beni Abbès

II-1-1 CADRE GEOGRAPHIQUE

1. Situation de la chaîne d'Ougarta (Fig. 1)

C'est dans la partie nord occidentale du Sahara algérien que se situe la chaîne d'Ougarta. Cette dernière est à 1000 km au sud de la ville d'Oran et à 250 km au sud de la ville de Bechar. Elle comprend deux faisceaux parallèles, d'une direction NW-SE, séparés par Erg Er Raoui. Il s'agit du faisceau de la Saoura au NE qui représente les Monts d'Ougarta au sens strict, et le faisceau de la Daoura au SE qui comporte les Monts de la Daoura, le Kehal Tabelbala et le Djebel Ben Tadjine.

D'une longueur de 450 km et une largeur de 200 km, ces deux faisceaux font la transition entre deux domaines :

- le domaine de l'Anti Atlas au Maroc.
- Le domaine du Bouclier Touareg au Sud-Est.

Les Monts d'Ougarta sont limités au Nord par La Hamada du Guir, au Sud par l'Erg Chech, la Hamada de Draa à l'West, les Monts de Kem Kem au NW, l'Erg Chech au SW, et au NE par le grand Erg occidental.

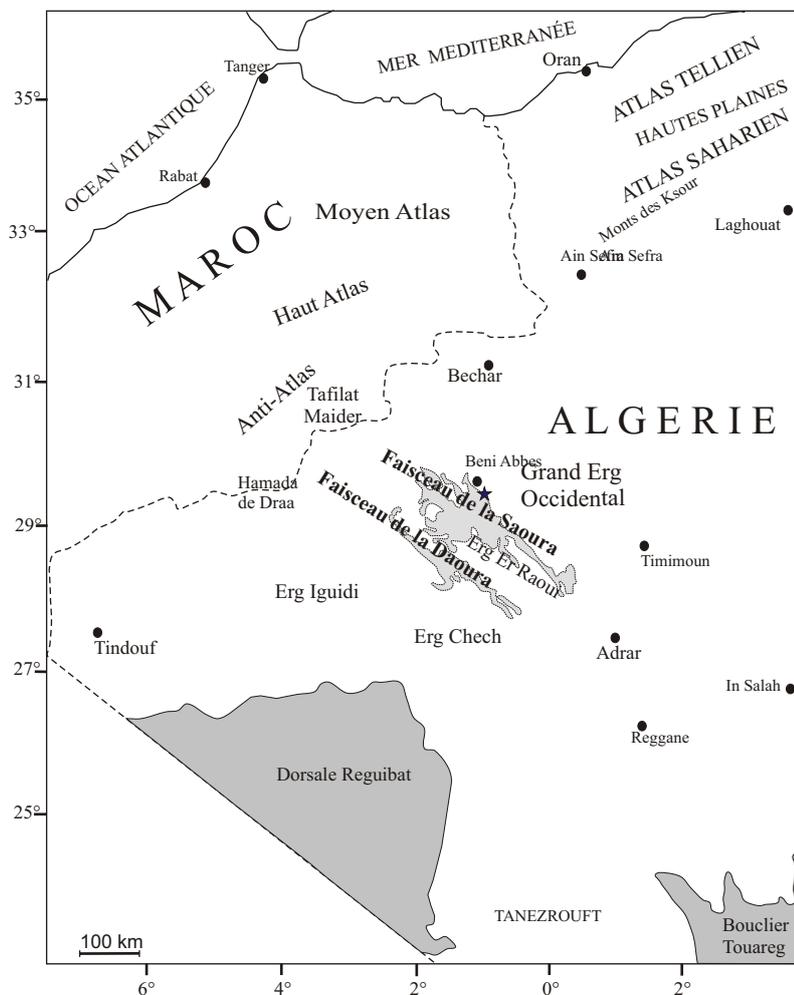


Fig. 1: localisation de la chaîne d'Ougarta et la position du secteur d'étude (étoile).

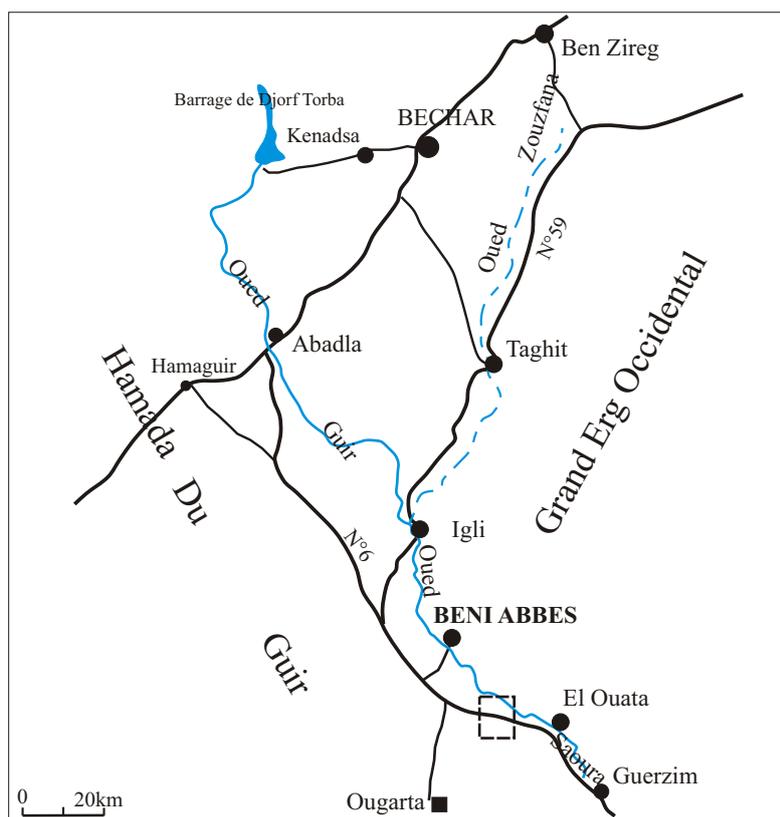


Fig. 2 : localisation de la région (encadré) d'étude.

2. Situation du secteur d'étude

La ville de Beni Abbès est située à environ 250 km au Sud de la ville de Bechar. Le secteur d'étude qualifié par le vocable "Km 30", se trouve à 30 km au Sud de la ville de Beni Abbès et traversé par la route nationale N° 6 reliant Bechar à Adrar (Fig. 2). Les affleurements du Dévonien sont situés au Sud de la Hamada du Guir.

II-1-2 CADRE GEOLOGIQUE

1. Cadre Géologique des Monts d'Ougarta

La chaîne d'Ougarta offre une série géologique lithostratigraphiquement continue allant du Précambrien jusqu'à le Carbonifère (Fig. 3)

La lithostratigraphie de la chaîne d'Ougarta :

A- Le Précambrien

Dans l'Ougarta, les premiers enregistrements sédimentaires sont des dépôts volcaniques (rhyolithes) et volcano-sédimentaires, en concordance avec les grès de l'Ougarta, mais dans certains cas elles en sont séparées par une discordance angulaire bien marquée (Poueyto, 1952).

B- Le Paléozoïque

1- les séries anté-Dévoniennes :

Le Cambrien est généralement détritique, il a été subdivisé en trois formations dans le colloque de la géologie pétrolière (1962). Concernant l'Ordovicien, il comprend cinq formations détritiques, et sont poursuivies d'un Silurien argileux a quelques niveaux calcaires.

2- Le Dévonien :

Le Dévonien de la Saoura fait plus de mille mètres d'épaisseur, et comprend un Dévonien inférieur à dominance détritique, un Dévonien moyen carbonaté et un Dévonien supérieur généralement détritique ;

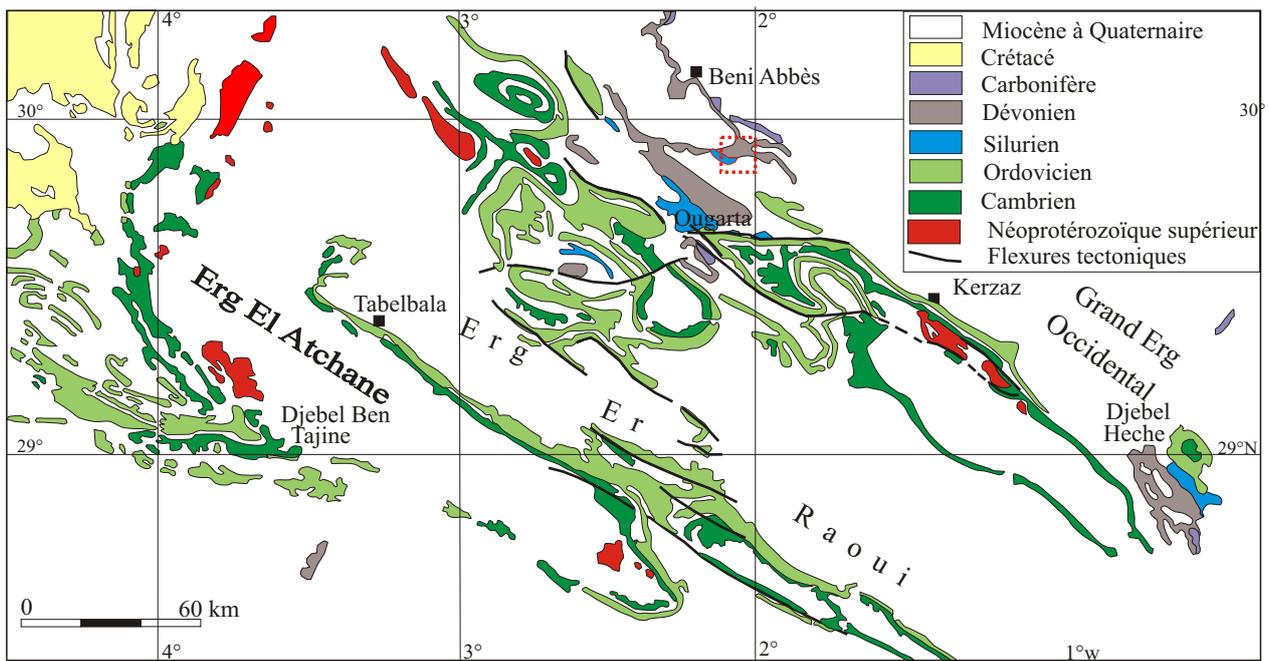
1) le Dévonien inférieur: comporte quatre formations

La formation de Zeimlet

Le Lochkovien débute dans les argiles de la formation des argiles de Oued Ali avec la première apparition de l'espèce *Monograptus uniformis uniformis* (Legrand, 1977). Cette formation est à dominance argileuse comportant quelques passées de calcaire bioclastique.

La formation de Saheb El Djir:

Elle commence par une barre de calcaire à orthocère suivie d'épaisse combe argileuses en alternance avec des bancs de calcaire bioclastique.



 Le secteur de km30

Fig. 3 : La carte géologique de la Chaîne d'Ougarta (Ghienne et *al.*, 2007).

La formation de Dkhissa:

Elle débute par une barre gréseuse, et matérialisée par une lithologie argilo-grésocalcaire, dont les bancs, gréseux et carbonatés, sont séparés par d'épaisses combes argileuses.

La formation de Teferguenit:

La base de cette formation coïncide avec la dalle de calcaire nommée "Muraille de chine", suivie de deux autres barres de calcaire entroquitiques séparées par des combes argileuses décamétriques. Le sommet de cette formation se situe juste au dessous du FBV (Sensu Ouali Mehadji, 2004 ; Coralligène de LeMaître, 1952) (Boumendjel et *al.*, 1997)

2) Le Dévonien moyen:

La formation de Cheffar El Ahmar:

Elle débute par le FBV et se termine par un niveau de calcaire noduleux de type "Griottes". Elle est essentiellement marno-calcaire à rare passées gréseuses.

3) Le Dévonien supérieur:

La Formation des Argiles de Marhouma:

La base de cette formation est matérialisée par une puissante phase argileuse suivie du faciès noduleux de type "Griotte". Le sommet du Dévonien ou la Formation des "Grès de Marhouma" (Strunien) est marqué par une sédimentation gréseuse.

2. Cadre Géologique du secteur d'étude

Le secteur du "km30" comprend des terrains d'âge varié (Fig. 4). Le Dévonien offre une coupe de référence, dont la série inférieure est marquée par la superposition de quatre formations, tandis qu'une seule formation caractérise le Dévonien moyen (Fig. 5). Ces terrains ont un pendage faible, et sont couverts par endroit d'un matériel néogène tabulaire (Hamada du Guir) dont le contact dessine une discordance angulaire bien visible sur le terrain.

La lithostratigraphie:

Le passage Sillurien-Dévonien se fait dans les argiles sans discontinuité, il est souligné par l'apparition de *Monograptus uniformis uniformis* (Legrand, 1977 ; 1985).

1- La formation de Zeimlet

Elle débute au dessus du niveau à *Scyphocrinites* et se termine sous la première dalle de calcaire à orthocère de la formation de Saheb el Djir. Concernant les épaisseurs de cette formation, elle est évaluée à 150 m dans la coupe de Dkhissa et à 170 m dans la coupe de Oued Ali (Boumendjel et *al.*, 1997). L'âge de cette formation est Lochkovien inférieur *pro parte* (Zone à *Monograptus uniformis uniformis*). Cette datation est conforme aux résultats fournis par les chitinozoaires (biozone à *Eisenackitina bohémica*) (Boumendjel et *al.*, 1997) et par les trilobites *Warburgella rugulosa maura* et *Acastella jacquemonti* (Morzadec, 1997).

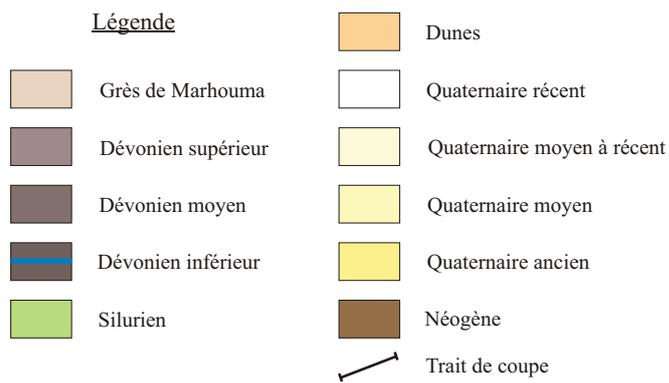
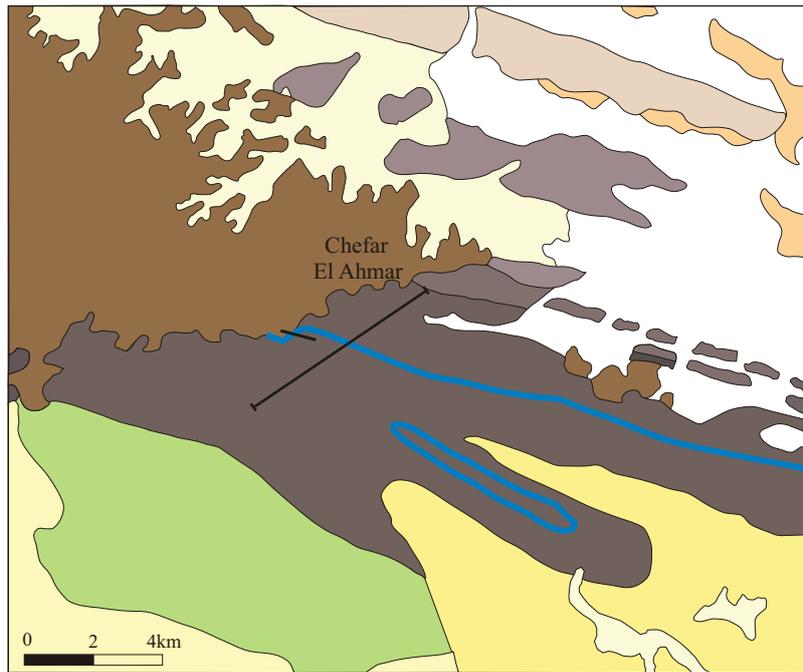


Fig.4 : Carte géologique du “km30” (extrait de la carte géologique de l’Ougarta 1/200 000)

2- La formation de Saheb el Djir

Elle commence par une barre de calcaire à orthocères et se termine sous les premiers niveaux de grès de la formation de Dkhissa. Elle est essentiellement argileuse, renfermant quelques bancs de calcaire bioclastique, sa puissance est estimée à environ 230 m.

Legrand (1967 ; 1977) donne un âge lochkovien inférieur et supérieur *pro-parte* (zone à *Monograptus uniformis uniformis* et à *Monograptus hercynicus*) à cette formation. Les chitinozoaires confirment cette datation (*Eisenackitina bohémica*). La présence du brachiopode *Lanceomyonia borealiformis*? (Brice, 1997) et du trilobite *Acastella levis* (Morzadec, 1997) concordent avec le Lochkovien.

3- la formation du Dkhissa

Elle débute par une barre gréseuse surmontant une combe argileuse de la formation de Saheb el Djir. Le sommet se trouve sous la barre de calcaire dénommée Muraille de Chine par les géologues pétroliers. Elle est essentiellement argilo-gréso-calcaire, d'une puissance totale de 380 m (Ouali Mehadji, 2004). Elle est d'âge lochkovien *pro parte*-Praguien, dont la limite entre ces deux étages se trouve au sommet du membre moyen (Boumendjel et al., 1997) soulignée par le genre *Cingulochitina*. L'occurrence du Tabulé *Cleistopora geometrica* dans le membre inférieur de cette formation attribue un âge Lochkovien supérieur pour cette formation (Plusquellec, 1997). Les brachiopodes confirment cette attribution avec *Hysterolites* cf. *gandli* ; l'espèce *gandli* apparaît au Praguien (Gourvenec, 1997). La base du membre supérieur contient des espèces du Praguien comme *Brachyspirifer (Torosospirifer) rousseaui* et *Acrospirifer primaevus* (Gourvenec, 1997).

4- La formation de Teferguenit

D'une épaisseur estimée à environ 400 m, la formation de Teferguenit débute avec la Muraille de Chine (Barre A), et se termine sous le FBV (*Sensu* Ouali Mehadji, 2004).

Cette formation a été subdivisée en deux membres (Boumendjel et al., 1997). Un membre inférieur (160m) qui s'étend de la base de cette formation (Barre A) jusqu'au sommet de la Barre C. Il est essentiellement argilo-calcaire à quelques passées gréseuses ; le membre supérieur (250 m) débute au sommet de la Barre C et se termine au dessous du FBV. Il est argilo-gréseux à quelques niveaux de calcaire bioclastique.

La formation de Teferguenit est datée dans l'intervalle Praguien *pro parte* (*Nowakia acuarina*) au niveau de la Barre A, (Lardeux et al., 1997)-Emsien supérieur *pro parte* (*Bursachitina riclonensis*) (Boumendjel et al., 1997). Avec le membre inférieur pour l'essentiel d'âge Emsien inférieur tandis que le membre supérieur appartient à la majeure partie de l'Emsien supérieur.

5- La formation de Cheffar El Ahmar

Elle commence par le FBV et se termine avec le niveau de calcaire argileux de type "Griotte" dont l'épaisseur est évaluée à 260 m (Boumendjel et al., 1997). La lithologie de cette formation est essentiellement marno-calcaire renfermant quelques minces niveaux gréseux. Les calcaires sont noduleux et riche en goniatites.

La base de la formation est d'âge Emsien supérieur signalé par *Anarcestes lateseptatus* et l'association *Pleurodictyum crassum* et *Paracleistopora*. Le sommet contient des goniatites du Frasnien Ib (Goddertz, 1987).

II-1-3 APERÇU STRUCTURAL

La chaîne d'Ougarta d'une direction ougartienne (NW-SE) et d'une morphologie héritée à caractère appalachien (Ait Kaci, 1990), se comporte comme un coin inséré dans la plate forme africaine (Fabre, 1969). Cette chaîne considérée comme bassin aulacogène (Shatsky, 1955; Donzeau, 1974; Collomb et Donzeau, 1974) se prolonge vers NW dans le Maroc (Anti-Atlas) et forme avec celui-ci le sillon ou l'aulacogène Anti-Atlas/Ougarta.

Les failles

Trois principaux groupes de failles caractérisent la chaîne d'Ougarta (Donzeau, 1971a-b, 1974 et 1983) (Fig.6).

1- les failles de direction NE-SW (N45° à N60°): ces failles sont alignées verticalement par rapport à l'alignement de la chaîne d'Ougarta en formant une longue bande de 250 Km depuis la Daoura jusqu'à la région de Béchar. D'après Chikhaoui (1974), ces failles forment la jonction entre l'Ougarta et l'Anti-Atlas Marocain, et sont responsable de la mise en place de l'édifice volcanique de "la Formation de Cal Robert".

2- les failles de direction NW-SE (N130° à N°140): ces failles contrôlent et donnent l'orientation des Monts d'Ougarta et sont responsable à l'alignement des massifs volcaniques dans le faisceau de la Saoura;

3- les failles de direction E-W (90° à 100°): les conséquences de ces failles sont les suivantes:

- *Ensemble de plis vers l'Est à l'axe de Djebel Ben Tadjine;
- *Plis en dômes et bassins du centre du faisceau de la Saoura
- *Ensemble de plis vers l'Ouest qui se situe au Nord de la Sebkh El Melah.

Pour Ait Kaci (1990), les deux dernières familles de failles ont joué de façon synchrone à la fin du Paléozoïque.

D'après Hervouet et Duée (1996), la chaîne d'Ougarta a été subdivisée en cinq unités tectoniques (Fig.7), cela en s'appuyant sur l'imagerie satellitaire. Ces unités sont séparées par des contacts relativement redressés (rampes).

L'unité septentrionale (Unité I)

Elle comporte des terrains d'âge précambrien à siluro-dévonien et elle peut être divisée en trois sous unités:

- La sous-unité 1a
- La sous-unité 1b
- La sous-unité 1c

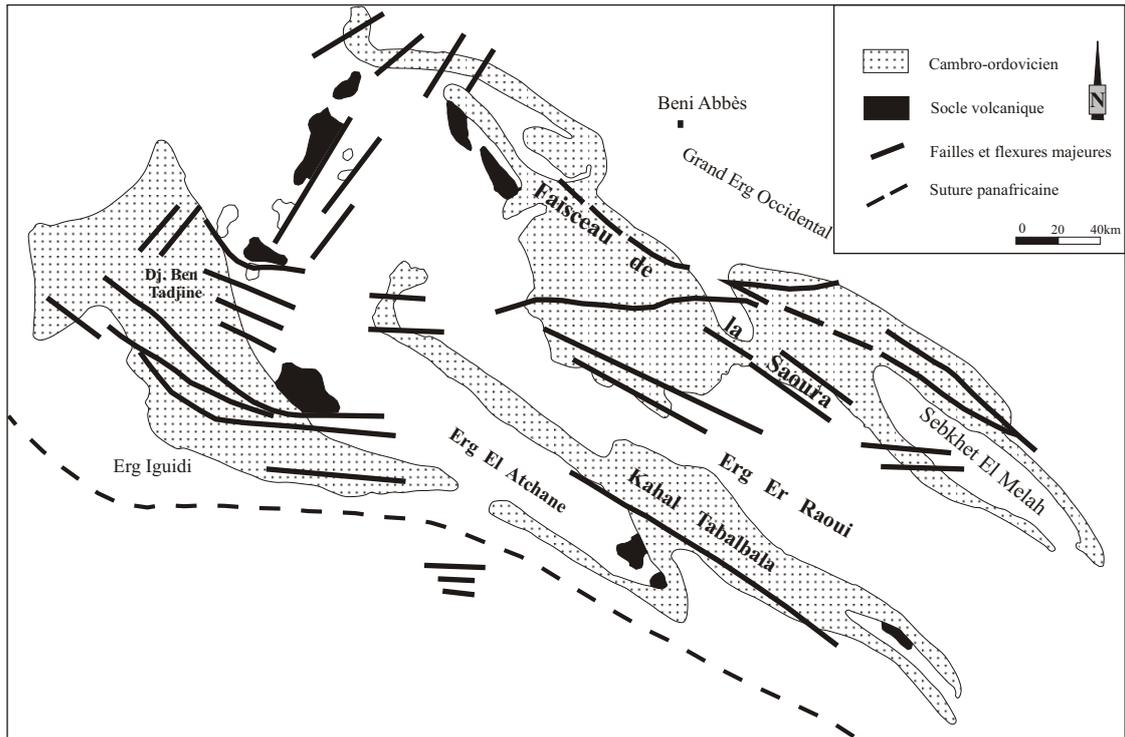


Fig. 6 : Aperçu structural des Monts d'Ougarta (in Aït Kaci, 1990)

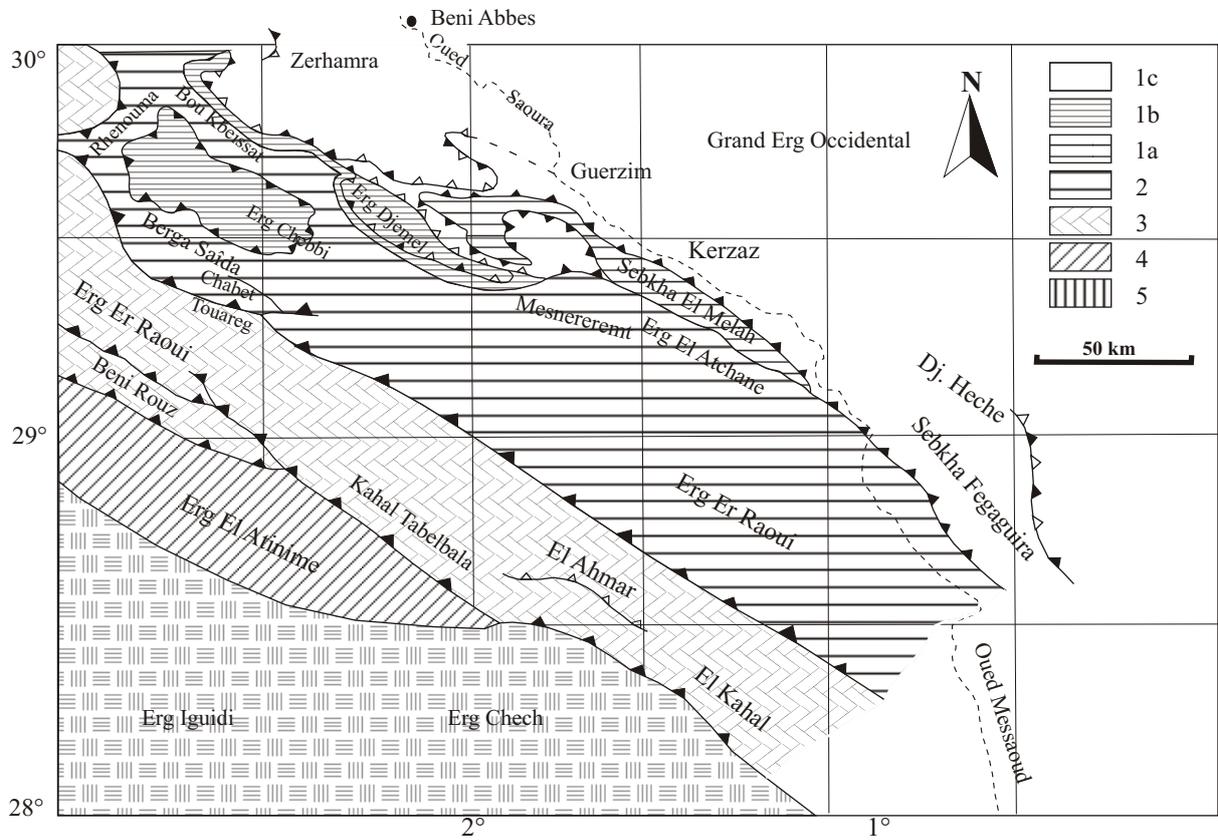


Fig. 7 : Les unités structurales des Monts d'Ougarta (Hervouet et Duée, 1996)

L'unité 2 : Djebel Bou Kbaïssat-Ergh El Atchane

L'unité 3 : Kahal Tabalbala-Saheb el Rhsal

L'unité 4 : Erg el Atimine-Djebel Ben Tadjine

L'unité 5 : Erg Chech-Erg Iguidi

II-1-4 HISTORIQUE DES TRAVAUX:

On va citer les plus importants travaux qui ont marqué l'histoire de la géologie saharienne en commençant par les pionniers de la géologie paléozoïque du Sahara nord occidental et notamment la chaîne d'Ougarta.

En 1902, Gautier récolta la première faune et donna (en 1906) la première nomination des couches de Marhouma (Grès de Marhouma de la lithostratigraphie actuelle). Ensuite en 1906, Haug détermina la collection de Gautier en signalant pour la première fois un Dévonien supérieur riche en céphalopode dans la Saoura.

En 1914, Rey a fait des observations géologiques et géographiques sur le Paléozoïque de la chaîne d'Ougarta, en mettant en évidence la présence du Silurien.

En 1928, Menchikoff a attribué l'âge Cambro-ordovicien des Grès d'Ougarta. Il a donné une échelle stratigraphique détaillée de la série primaire en étudiant les biozonations des ammonoïdes du Dévonien moyen et supérieur.

Le même auteur a attribué les grès azoïques, à l'Ordovicien. Puis en 1933, il subdivisa ces grès en grès inférieur d'âge cambrien et les grès supérieur d'âge ordovicien.

Poueyto (1952) rectifia les levées 1/500 000 de la Saoura par la révision du Cambrien et le Silurien.

Choubert (1952) et dans une monographie régionale sur les confins algéro-marocains, a mis au point les grands événements géologiques depuis le Paléozoïque jusqu'au Quaternaire.

En 1952, Gévin a récolté des graptolithes dans le secteur de "Hassi Chaamba".

Le Maître (1952) a étudié les brachiopodes et les polypiers du Dévonien inférieur et moyen.

Alimen *et al.* (1952), et à l'occasion du congrès géologique international, ont publié une monographie régionale sur la chaîne d'Ougarta, en étudiant la série depuis le Précambrien jusqu'au Quaternaire.

En 1956, Mutvei découvra une riche microfaune dans les calcaires siluriens et siluro-dévoniens de la Saoura (à l'Est du village d'Ougarta) qui correspond à la formation des Argiles de Oued Ali et celle de Zeimlet. Il a signalé la présence de restes de poissons agnathes (?) et gnathostomes (Acanthodien).

En 1957, Burollet a proposé une nomenclature des différentes formations des Monts d'Ougarta. Cela a été dans le cadre des travaux de la société française du pétrole.

Dans sa Thèse intitulée "Goniatites dévoniennes du Sahara", Petter (1959) a étudié les ammonioïdés des terrains dévoniens de la Saoura. Une année après, elle a publié une note sur les clyménies des séries dévoniennes.

La période : 1960-1970

En 1962, Arbey a travaillé sur le Cambro-ordovicien de la Saoura en distinguant quatre formations. Dans la même année cet âge a été étudié par Pruvost.

Legrand (1962) effectua une étude sur la limite entre le Silurien et le Dévonien en se servant des graptolithes. Il a signalé que la limite entre ces deux périodes se fait dans la partie supérieure (membre supérieur) de la formation des Argiles de Oued Ali.

En 1963, Gomez Silva *et al.*, ont travaillé sur le Cambro-ordovicien de la chaîne d'Ougarta. Ils ont distingué cinq formations entre la "dalle à lingules" et les argiles siluriennes.

Poueyto (1965) réalisa des cartes géologiques d'Ougarta, et travailla essentiellement sur la série dévonnaise.

Bastien *et al.* (1965), et dans un rapport interne de la SN-Repal, ont effectué une étude sur le Dévonien de la chaîne d'Ougarta.

En 1967, Bastien a étudié et en détail la formation du Dkhissa. Il a effectué plusieurs coupes au niveau de cette formation afin de retracer les variations latérales d'épaisseur et de faciès.

Le Fevre (1967) a étudié les associations des ostracodes et les conodontes du Silurien, Dévonien inférieur et l'Eifelien de l'Ougarta.

En 1967, Magloire a effectué une étude stratigraphique sur la palynologie de la formation du Dkhissa en travaillant sur des carottes de sondage.

De 1970 à nos jours.

Beuf *et al.* (1971) ont travaillé sur la glaciation ordovicienne, en réalisant des cartes d'écoulement glaciaire basée sur les traces laissées par la glaciation.

Donzeau (1971a, 1971b) a étudié la structure et la signification des diaclases dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta.

Arbey (1971) a signalé la présence de grands végétaux dans les dépôts glaciaire des Monts d'Ougarta. Et en 1973 découvra trois gisements de Prototaxites dans l'Ordovicien terminal dans le secteur de Zeimlet Barka.

Aliev *et al.* (1972) ont donné une synthèse stratigraphique sur le Paléozoïque du Sahara algérien.

Delfaud (1973) interprète la formation de Dkhissa et sa riche faune marine comme un "pseudoflysch" déposé au front du grand delta des Tassilis externes.

Chikhaoui a travaillé essentiellement sur les roches volcaniques précambriennes, on signale Chikhaoui et Donzeau (1972) ; Chikhaoui (1974, 1981).

Colomb et Donzeau (1974) ont effectué une étude structurale sur le Paléozoïque des Monts d'Ougarta, en se basant sur les structures de type *kink bands*.

En 1975, Koeniguer réalisa un travail sur les Prototaxites d'âge ordovicien et dévonien du Sahara algérien.

Fabre (1976) donna une synthèse globale sur tous les temps géologiques du Sahara algérien, considéré comme un ouvrage de référence pour la géologie algérienne.

En 1979, Arbey et Koeniguer ont publié sur les Nématophytes et les algueraies de l'Ordovicien et du Dévonien dans le Sahara.

Blieck et *al.* (1982) ont publié sur les micro-restes de vertébrés du Siluro-Dévonien d'Algérie, au niveau de la coupe de la piste d'Ougarta. Ils ont signalé la présence des poissons agnathes (Hétérostracés) et gnathostomes (Acanthodiens) considérés comme les plus anciens vertébrés jamais signalés en Algérie à cette époque.

En 1983, Fabre diffusa le lexique stratigraphique international de l'Afrique de l'Ouest sous la commission stratigraphique de l'IUGS.

Casier (1983, 1985) réalisa un travail sur les ostracodes du Frasnien et du Famennien dans la coupe de "KM 30".

Legrand (1983, 1985) s'intéresse de la glaciation ordovicienne et la relation entre cette glaciation et la transgression silurienne.

Maâche (1987) étudia la lithostratigraphie, la diagenèse et la paléogéographie du Dévonien de l'Ougarta. Dans la même année Remichi travailla sur les minéralisations des roches volcaniques précambriennes.

Lelièvre (1988) a publié sur les Placodermes (*Antineosteus lehmani*), et sur les Acanthodiens (poisson à mâchoire) du Dévonien inférieur (Emsien).

En 1990, Ait Kaci effectua une étude sur l'évolution lithostratigraphique et sédimentologique du Cambro-ordovicien des Monts d'Ougarta.

Hervouet et Duée (1996) réalisèrent une étude structurale sur la chaîne d'Ougarta. En s'appuyant sur l'imagerie satellitaire, ils ont distingué cinq unités structurales.

Boumendjel et *al.* (1997) ont donné des précisions biostratigraphiques sur les formations dévoniennes de la région de Beni Abbès. En se basant sur des micro et macro faunes et flores, ils ont rectifié toutes les limites des étages du Dévonien dans l'ensemble des affleurements.

En 2000, et à l'occasion du 4^{ème} séminaire de géologie pétrolière, Mekahli et *al.* ont présenté une étude lithostratigraphique et sédimentologique du Dévonien de la coupe de "km 30".

Abbache (2001), dans sa thèse de Magister, présenta une étude sédimentologique des calcaires "Griottes" et faciès associé au cours du Givétien jusqu'au Famennien.

Legrand (2002) dans une publication a synthétisé les travaux effectués dans le paléozoïque saharien en retraçant les difficultés rencontrées dans l'établissement d'une fine biostratigraphie.

En 2002, Ait Ouali a présenté une étude tectonique sur les phases compressives finie-orдовicienne dans la chaîne d'Ougarta.

Ouali Mehadji (2004) présenta sa thèse de Doctorat sur le passage Emsien-Eifelien. Cet intervalle correspond à un niveau riche en faune benthique "F.B.V" (*sensu* Ouali Mehadji, 2004), banc coralligène (*sensu* Le Maitre, 1952). Il a étudié les assemblages fauniques de ce niveau en suivant leur extension dans d'autres bassins paléozoïques dans le Sahara algérien. Ensuite les résultats ont été publiés par Ouali-Mehadji et *al.*, dans la même année en illustrant la signification des niveaux coquilliers dans l'enregistrement sédimentaire.

Benhammou et *al.* (2004) ont publié un travail sur les calcaires "Griottes" du Dévonien supérieur du Djebel Hèche.

En 2004, Nedjari et *al.* présentèrent une étude sur la transition Ordovicien-Silurien, ils ont mis en évidence l'impact de la glaciation ordovicienne sur la transgression silurienne.

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

En 2007, Nedjari et *al.* ont publié une synthèse sur le Paléozoïque de l'Ougarta. Ils ont retracé l'évolution lithologique et géodynamique de la couverture Paléozoïque.

En 2008, dans une première datation du Cambrien de subsurface, Veccoli donna une étude biostratigraphique palynologique (acritarches) sur le Cambrien moyen et supérieur de la région de Djorf el Atfal (Béchar).

II-2 Le secteur de Ain Cheikh (Reggane)

II-2-1 INTRODUCTION

Le paléozoïque du Sahara central est essentiellement localisé au Nord et au sud du Bouclier Touareg. Durant l'Ordovicien jusqu'au Dévonien inférieur, d'anciennes failles N-S et NW-SE ont été réactivées (Beuf et *al.*, 1971; Fabre & Kazi-Tani, 1987; Haddoum, Guiraud & Moussine-Pouchkine, 2001), ceci a provoqué (au niveau des lignes de faiblesses héritées du socle) des soulèvements et des abaissements, dont la conséquence est la subdivision du craton en moles et bassins (SONATRACH, 1979). D'Ouest en Est on a : le bassin de Tindouf; le mole de Bou Bernous; bassin de Reggane; mole de Azel Matti; bassin de l'Ahnet; mole de Foug Belrem; Bassin de Mouydir; mole d'Amguid; Bassin d'Illizi; mole de Tihemboka et le Bassin de Murzuq (Fig.08). Depuis le Cambrien jusqu'au Dévonien inférieur, ces bassins

étaient le siège d'une sédimentation homogène et soumis à une faible subsidence. A partir du Dévonien inférieur, ces bassins deviennent individualisés et séparés par des haut-fonds (*ridge*) (Lüning *et al.*, 2004).

II-2-2 CADRE GEOGRAPHIQUE GENERAL ET LOCAL

Le bassin de Reggane se trouve au Sud Ouest de la plate-forme saharienne, distant de 1300 Km au sud de la ville d'Oran et en occupant une surface de 140000 Km². Cette cuvette est bordée au Nord par la chaîne d'Ougarta, au Nord Ouest par l'ensellement de Bou Bernous qui le sépare du bassin de Tindouf, au Sud par le Tanezrouft, et à l'Est par l'ensellement de Azel Matti en le séparant du bassin de l'Ahnet (Fig.09).

La région d'étude s'incère dans l'extrême partie orientale du bassin de Reggane (Bled el Mass) et précisément aux environs de la ville de Reggane qui se trouve à 150 Km au sud de la ville de Adrar.

II-2-3 CADRE GEOLOGIQUE GENERAL

D'une couverture sédimentaire essentiellement paléozoïque (Fig.10, 11), le bassin de Reggane a un profil lithostratigraphique daté de l'Infracambrien jusqu'au Carbonifère supérieur. Cette couverture repose sur un socle d'âge précambrien pouvant être de même nature que celui des Eglabs avec des roches plutoniques (granites) et des roches métamorphiques (schistes et gneiss).

Ce bassin a un profil dissymétrique dont le maximum d'épaisseur se trouve dans le Nord du bassin (Fig. 12)

A- L'Infracambrien

A cette époque, la structuration (NW-SE) du bassin de Reggane et (N-S) du bassin de l'Ahnet est déjà esquissée avec notamment une profondeur importante au Sud des bassins suivant une direction ougatiennne (NW-SE).

L'Infracambrien est constitué par un faciès volcano-sédimentaire à sédiments plus ou moins métamorphisés. Le faciès est un grès brun rouge à marron, siliceux à quartzitique, ferrugineux, pyriteux, de grains moyens à grossier vers micro-conglomératique, en alternance avec des argiles grises noires à verdâtres, indurées, silteuses et micacées. Dans le bassin de l'Ahnet cette époque est représentée par la série pourprée qui caractérise des dépôts molassiques.

B- Le Paléozoïque

1- Le Cambrien

Après la pénéplanation post-panafricaine, les sédiments du Cambrien reposent en discordance sur les roches du craton précambrien. Beuf *et al.* (1971) parlent de mouvements normaux le long des failles N-S qui ont initié le développement des deux bassins (Reggane, Ahnet).

Cette période est caractérisée par des grès moyen à grossier, siliceux à silico-quartzitique et quartzitique, compacts, mal classés, rarement friables, quelquefois micro-conglomératique à sa base. Ces grès sont accompagnés d'argile grise noire à verdâtre, indurée, silteuse et micacée.

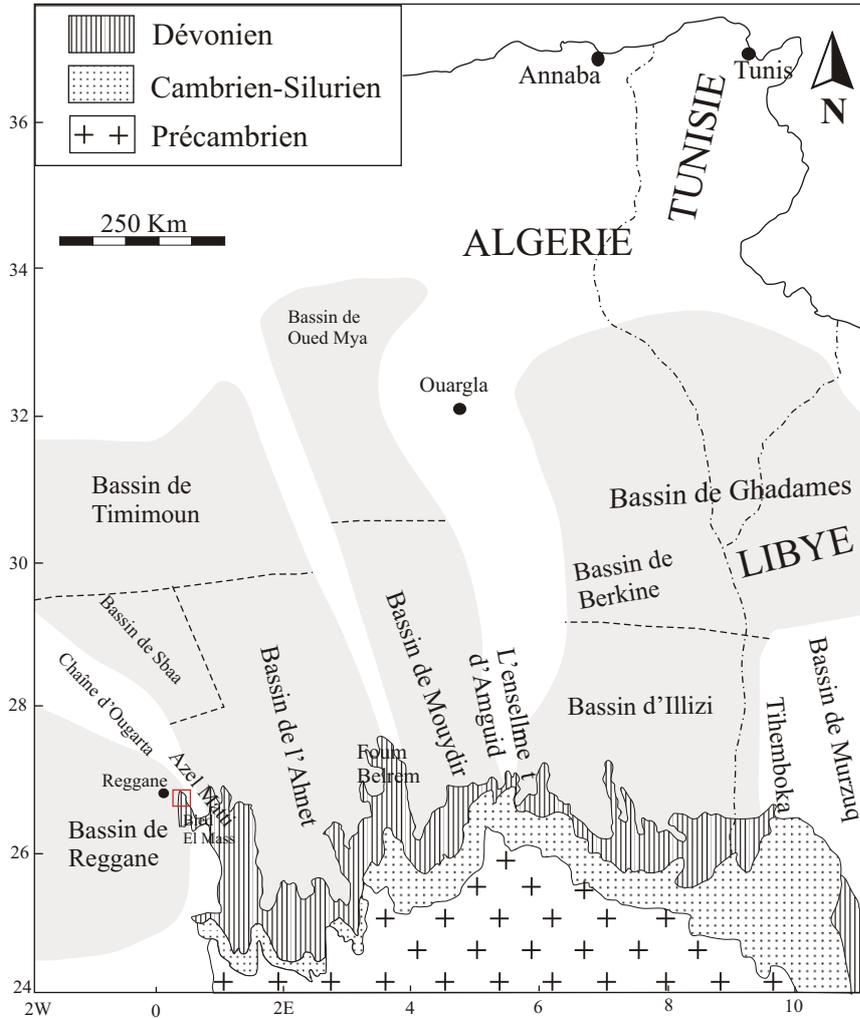


Fig. 8 : Bassins et moles paléozoïques de la marge nord du Massif du Hoggar (L'encadré est le secteur d'étude) (modifiée après Lüning et *al.*, 2004)

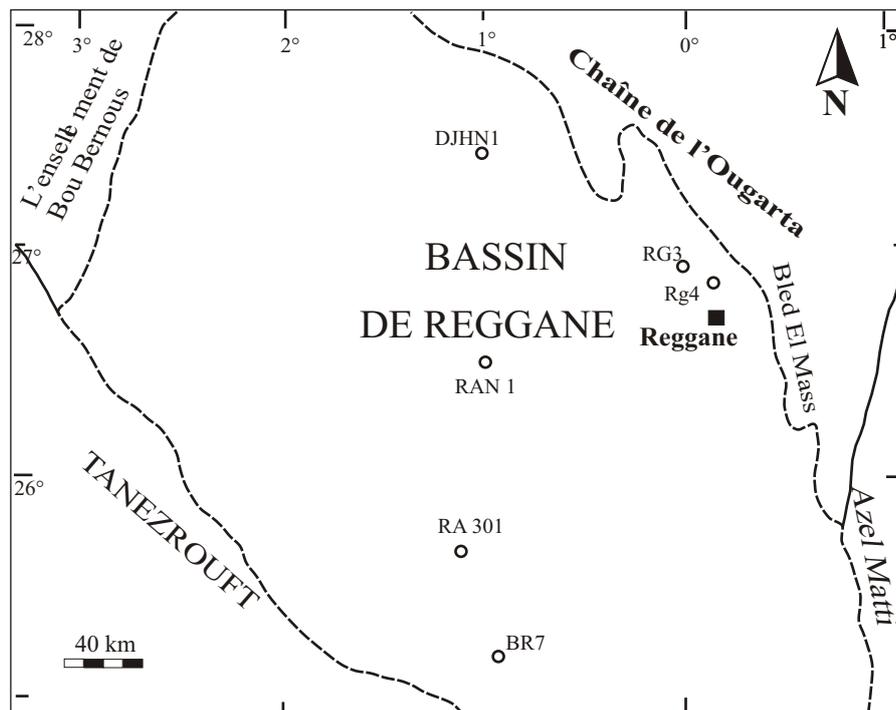


Fig. 9: Localisation géographique du bassin de Reggane (Sebbar, 1998). RG3, RG4, DJHN... Etc : des sondages exécutés par SONATRACH.

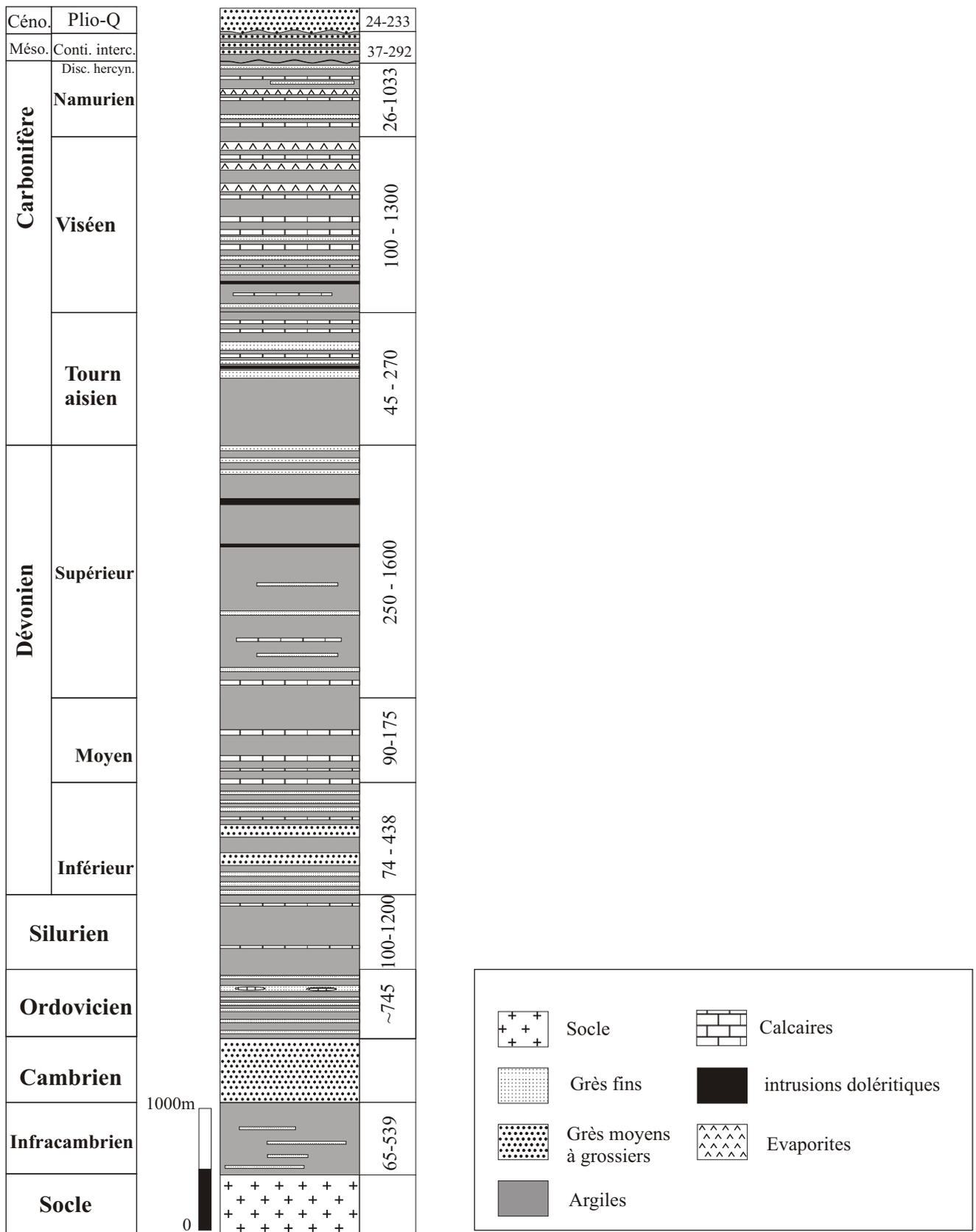


Fig. 10 : colonne stratigraphique type du bassin de Reggane.

2- L'Ordovicien

Au cours de l'Ordovicien, l'Afrique a dérivé en passant par le pôle sud. A la fin de l'Ordovicien (environ 445 Ma) une glaciation a eu lieu et les glaciers ont divergé depuis le bouclier nigérian et l'Afrique centrale jusque vers 60° de latitude. Cette glaciation a cessé à la fin de l'Ordovicien, au moment où l'Afrique dérivait vers le Nord. La limite supérieure de la série cambro-ordovicienne, correspond à une surface de discontinuité formée par des traces d'érosion glaciaire.

L'Ordovicien est une suite de trois formations : les quartzites de Hamra de granulométrie grossière à la base qui s'affine au sommet, et déposée dans un milieu fluviatile ; les Grès d'Oued Saret à faciès argilo-gréseux à Tigillites, déposé dans un milieu mixte à marin franc (dans la région de Bled El Mass, cette formation est nommée "Formation d'In Tahouite") ; et la formation de Tamadjert "Dalle de M'Kratta" qui caractérisent l'Ordovicien supérieur, elle est bordée à sa base par une discordance de ravinement glaciaire et au sommet par les argiles siluriennes à graptolithes. Cette formation correspond aux sédiments déposés dans un milieu glaciaire et périglaciaire.

3- Le Silurien

Durant le Silurien, trois dépôts-centres sont individualisées dans les bassins de Reggane et de l'Ahnet. La région de Reggane fait partie du dépôt-centre occidental. La carte en isopaques montre que le maximum de puissance est situé dans le dépôt-centre méridional dans le bassin de l'Ahnet (2100 m).

Cet intervalle est subdivisé en deux unités lithologique; à la base une unité transgressive marine représentée par des argiles à graptolithes; au sommet une unité dite aussi zone de passage où les argiles à graptolithes sont accompagnées de grès fin argileux et des siltstones. Les argiles noires siluriennes sont la roche-mère par excellence du Sahara algérien.

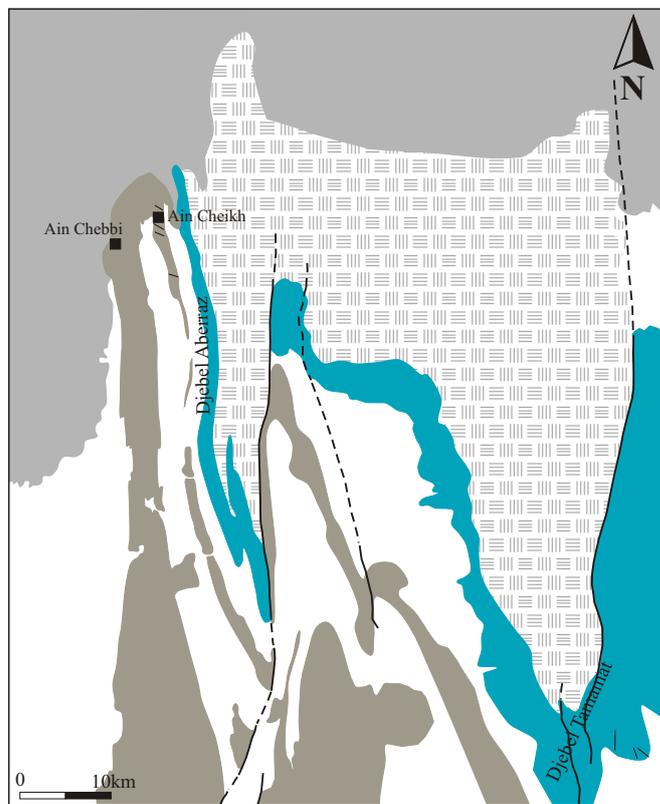
4- Le Dévonien

1) Le Dévonien inférieur

Vers la fin du Silurien, l'Orogenèse calédonienne contribue à un soulèvement local provoquant des topographies assez localisées redressées vers le Nord. La mer s'est retirée vers le Nord et le Nord Ouest, et le résultat était le dépôt de sédiment dans une mer peu profonde à influence continentale. Ces conditions ont persisté jusqu'au Dévonien moyen (Logan & Duddy, 1998).

D'après la carte en isopaques, l'épaississement se fait suivant une direction ougartienne (SE-NW). Les épaisseurs sont presque constantes ce qui suppose que nombreuses structures actuelles ont connu de faibles mouvements pré-givétiens et étaient rajeunis à l'Hercynien (Mezlah, 2006).

Les événements tectono-sédimentaires ont pour origine des mouvements épirogéniques qui ont affecté le Gondwana (Beuf et al., 1971 ; Boudjemâa 1987). La plate-forme dévonienne émerge progressivement et bascule vers le NW (direction des paléocourants du Dévonien (Beuf, 1974).



Légende

-  Failles
-  Zone de déformation maximum de la couverture correspondant au décrochement au niveau du socle.
-  Quaternaire
-  Crétacé continental
-  Siluro-Dévono-Carbonifère
-  Cambro-Ordovicien
-  Socle et séries intermédiaires

Fig. 11 : esquisse géologique de la région de Bled el Mass (extrait de la carte géologique de Reggane 1/200000)

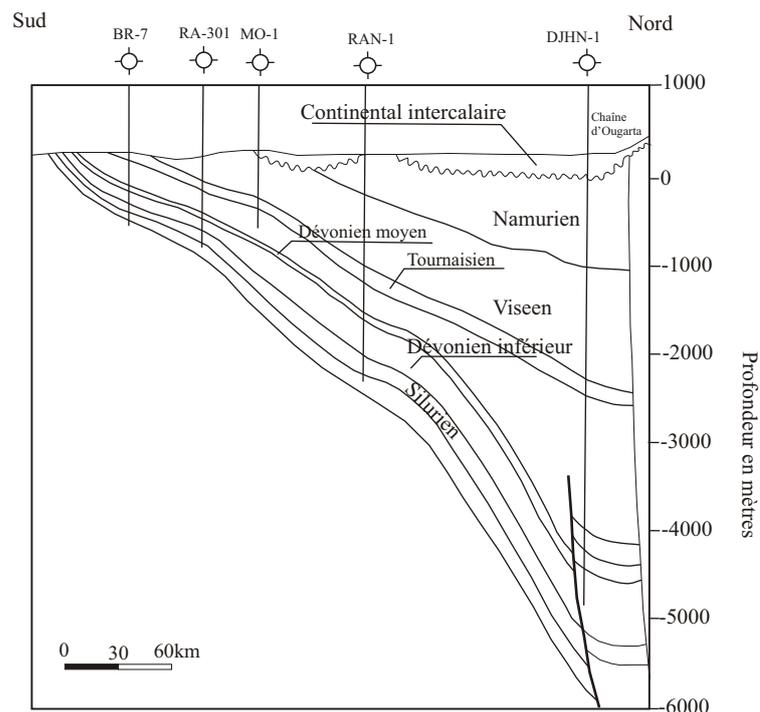


Fig. 12: Coupe schématique du bassin de Reggane (Logan & Duddy, 1998). (les sondages sont localisés dans la figure 9)

Le Dévonien inférieur s'individualise au dessus de la zone de passage d'âge silurien par sa limite inférieure. Cette partie inférieure est représentée par un ensemble argilo-gréseux déposé dans un milieu marin peu profond ou littoral.

Ensuite l'arrivée massive des grès grossiers à moyen, dont la granulométrie s'affine au sommet en donnant une barre quartzitique massive constante correspondant au maximum régressif du Dévonien inférieur. Elle montre par ailleurs une réduction d'épaisseur d'Est en Ouest jusqu'à la disparition dans l'extrême Ouest du bassin.

La partie supérieure du Dévonien inférieure débute au sommet de la barre quartzitique et se termine sous la base des argiles de l'Eifelien. Il est représenté par une série argilo-gréseuse, dont les grès sont grossiers à conglomératiques déposés dans un milieu marin.

2) Le Dévonien moyen

Eifelien

Il est manifesté par des argiles grises à noires qui renferment des intercalations de calcaire, et des grès gris blanc. Ils marquent une sédimentation dans un milieu marin liée à la transgression eifélienne.

Le Givétien

Cet étage est représenté par des calcaires bioclastiques riche en faune (polypiers brachiopodes, trilobites, goniatites), accompagnés d'argile gris foncé. La faune indique un milieu marin ouvert peu profond qui passe latéralement à des conditions de bassin.

3) Le Dévonien supérieur

Cette série a été déposée dans une mer franche qui a envahit toute la région, en contribuant à une épaisse séquence d'argilites. Durant le Dévonien supérieur, le bassin de Reggane et de l'Ahnet étaient le principale dépo-centre dans le centre et le Sud de l'Algérie. Les basculements du Frasnien ont isolé des zones anoxiques laissant le dépôt des argiles à forte radioactivité "*hot shale*" (Logan & Dubby, 1998).

Le Frasnien

Le Frasnien est constitué par des argiles silteuses grises noires "*black shale*", des fines passées de grès fin silico-argileux et de calcaires gris argileux riche en fossiles. La séquence frasnienne atteint une puissance d'environ 400m. Les argiles de type "*hot shale*" d'une épaisseur maximum de 230 m, sont la principale source des hydrocarbures dévoniens en Algérie et en Libye, et sont connues partout dans Nord africain.

Le Famennien

Il est essentiellement argileux, constitué d'une puissante combe argileuse de couleur gris noire à noire. Les argiles qui occupent la quasi-totalité du Famennien sont représentées par la formation des Argiles de Temertasset (Argiles de Khenig *sensu* Conrad, 1984). Elles sont silteuses, micacées, fossilifères et pyriteuses, et sont accompagnées d'intercalations de grès

blanchâtre, fin, siliceux à silico-argileux et des calcaires argileux très fossilifères, et traversées par des dykes doléritiques.

Au sommet du Famennien, une majeure période de régression associée à la phase Bretone de l'orogénèse hercynienne qui a causé le retour à des conditions d'une mer peu profonde. Cet intervalle est traduit par la formation de Grès de Khenig qui marque le passage du Dévonien au Carbonifère.

5- Les séries post-dévonniennes

Les conditions de bas niveau ont persisté à travers le Tournaisien et le Viséen. La séquence viséenne est affectée par des sills et particulièrement dans la région de Djebel Heirane. Le sommet du Viséen est marqué par une chute prononcée du niveau marin résultant une phase régressive au Namurien.

A la fin du carbonifère, l'orogénèse hercynienne a causé des soulèvements, plissements et failles. La surrection a provoqué une considérable érosion de la stratigraphie existante.

Concernant le Mésozoïque, le Jurassique n'a jamais été signalé dans le bassin de Reggane et de l'Ahnet. En fait, cette ère n'est représentée que par le Crétacé inférieur autrement dit, le continental intercalaire.

II-2-4 CADRE GEOLOGIQUE LOCAL

Le secteur étudié qui fait partie de la bordure orientale du bassin de Reggane, est occupé par des terrains d'âge allant du Cambrien jusqu'à le Quaternaire, dont le Paléozoïque et précisément le Dévonien est parfaitement représenté (Fig. 13).

A- Les séries anté-dévonniennes

La série Cambro-Ordovicienne (formation des Ajjers) reconnue partout autour du Bouclier Touareg, repose sur un socle cristallin Antécambrien à Cambrien inférieur.

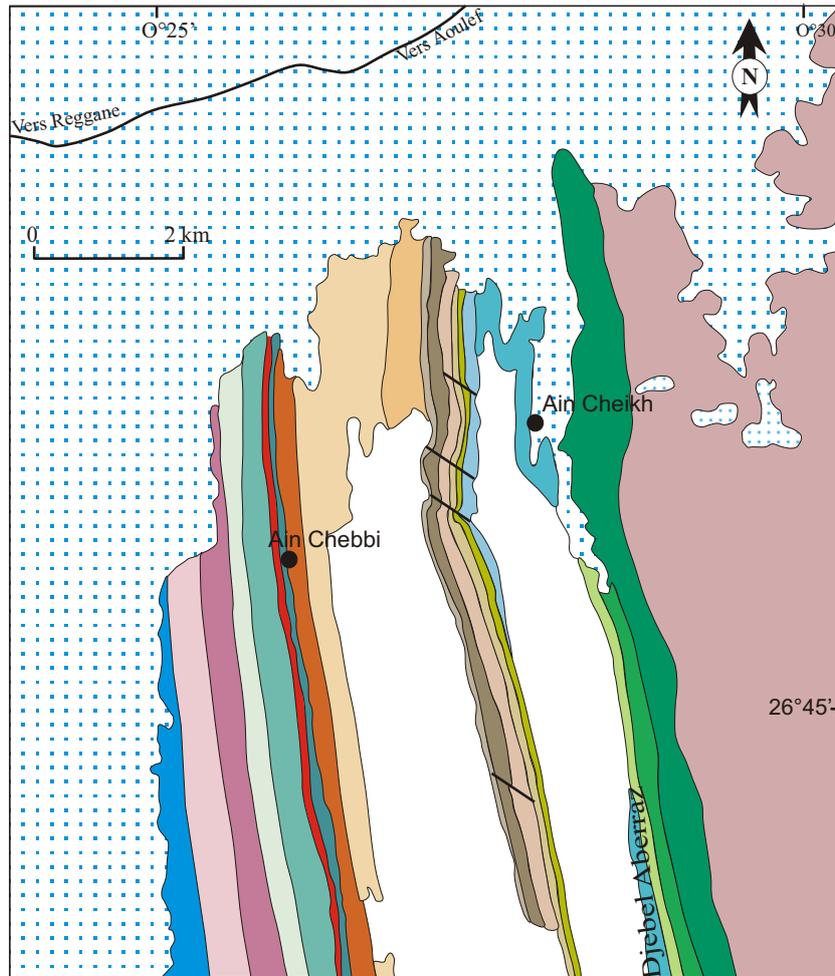
L'Ordovicien est représenté par deux formations; la formation d'In Tahouite à la base, et la formation de Tamadjert au sommet.

Le Silurien est quasiment argileux qualifié par la formation des Argiles d'Ain Cheikh (Legrand, 1981). Cependant la zone du passage Siluro-Dévonien est caractérisée par la formation de l'Asedjrad 1 (Carte géologique 1/200000).

B- Le Dévonien

1- Le Dévonien inférieur

Il est représenté par trois unités lithostratigraphiques; la formation de l'Asedjrad 2 d'âge Lochkovien; la formation de l'Oued Samene caractérisée par deux barres gréseuse d'âge Praguien; et l'ensemble argilo-gréseux d'âge Emsien.



Légende:

<u>Dévonien moyen</u>		<u>Formations post-Paléozoïques</u>	
	Givétien		Quaternaire
	Eifelien		Crétacé inférieur
<u>Dévonien inférieur</u>			Jurassique continental
	Dévonien inférieur argilo-gréseux (Emsien?)		Dolérites et fillons (Jurassique)
	Formation de Oued Samene (Praguien?)	<u>Carbonifère</u>	
	Formation de l'Asedjrad 2		Namurien supérieur (B et C)
<u>Silurien à Dévonien inférieur (?)</u>			Namurien inférieur (A)
	Formation de l'Asedjrad 1		Viséen supérieur
<u>Silurien</u>			Viséen inférieur
	Formation de l'Imirhou		Tournaisien supérieur
<u>Ordovicien</u>		<u>Dévonien supérieur à Carbonifère</u>	
	Formation de Tamadjert		Famennien supérieur à Tournaisien inférieur (Grès du Khenig)
	Formation d'In Tahouite	<u>Dévonien supérieur</u>	
<u>Cambro-Ordovicien</u>			Famennien { Argiles et grès
	Formation des Ajjers		Argiles
<u>Antécambrien à cambrien inférieur</u>			Grès de Meden Yahia
	Socle		Argiles
			Frasnien

Fig. 13: Cadre géologique détaillé du secteur de Ain Cheikh.
(Inspiré de la carte géologique de Reggane 1/200 000)

2- Le Dévonien moyen

L'Eifelien et le Givétien sont bien représentés par des combes décamétriques à hectométriques d'argile intercalées par des barres de calcaire riche en faune.

3- Le Dévonien supérieur

Il est très épais (plus de 1000 m). Le Frasnien inférieur est argileux, cependant la formation de Grès de Meden Yahia occupe la tranche supérieure de cet intervalle. Le Famennien couvre la majeure partie du Dévonien supérieur. Il est argileux à la base et devient argilo-gréseux au sommet.

II-2-5 CADRE STRUCTURAL

Dans un contexte paléogéographique général à l'échelle de la plaque africaine, le bassin de Reggane se trouve sur la bordure orientale du Craton Ouest Africain (Fig. 14). L'ossature de ce craton avec le domaine Pan-Africain situé à l'Est, s'est fait par l'Orogenèse pan-africaine (600 Ma). Cette zone active de rencontre entre les deux domaines est qualifiée par la suture Trans-Saharienne ou Pan-africaine, qui se trace depuis le Bénin jusqu'au Maroc en passant par le Dahomeyides, Hoggar-Iforas, Ougarta et l'Anti-Atlas.

L'aspect essentiel de l'empreinte de l'orogénèse hercynienne est que les hauts fonds bordiers majeurs des bassins ainsi que les plissements et les fracturations à petite échelle à l'intérieur des bassins doivent leur formation à la réactivation des réseaux de failles précambriennes, principalement N-S et NW-SE.

Les directions N-S et NW-SE des structures et des failles déjà rencontrées dans le socle ont conditionné et imprimé l'image structurale de la région. C'est au cours du Cambrien qu'il y a eu individualisation des bassins de Reggane et de l'Ahnet. L'orientation des directions de ces deux bassins est d'une manière générale NW-SE et N-S respectivement.

Le bassin de Reggane qui est caractérisé par un axe orienté sensiblement NW/SE, montre un profil dissymétrique avec un flanc sud très large, peu structuré et un flanc Nord court très tectonisé sur lequel est développée la majorité des structures.

Le flanc occidental du bassin est un vaste monoclin à pendage très doux vers le Nord-Est, avec la présence de failles normales et inverses. Le flanc oriental très structuré, étroit (suite probablement à un important taux de raccourcissement), renfermant des anticlinoriums compartimentés par des failles de géométries complexes (Ibrihen & Zattouta, 2003).

Vers l'extrême Est du bassin au niveau de l'anticlinorium de Bled El Mass (*Sensu* Follot, 1952), cet auteur a défini deux unités structurales en allant de l'Ouest vers l'Est (Fig. 15) :

L'anticlinal du Djebel Aberraz, dont la terminaison méridionale est affectée par un repli synclinal très étroit, et dont le flanc oriental est faillé. En effet sur une vingtaine de kilomètres, les Grès inférieurs (Ordovicien) et les schistes à graptolites disparaissent. Le Dévonien inférieur et moyen, très étiré, vient directement au contact de la série du Bled el Mass.

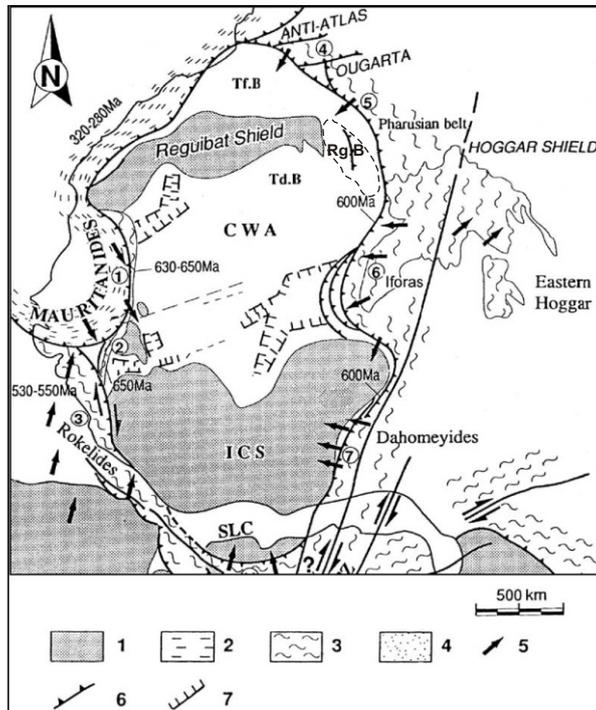
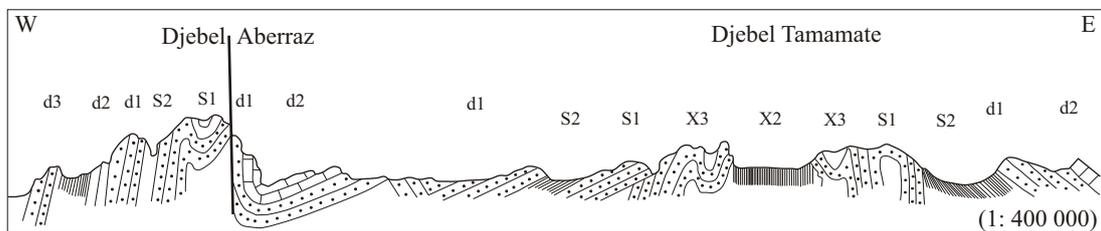


Fig. 14: Les grands traits structuraux du Craton Ouest Africain (Villeneuve & Cornée, 1994)
 Numéros en cercle: 1- Ceinture des Mauritanides, 2- Ceinture des bassarides, 3- Ceinture des Rokélides, 4- Ceinture de l'Anti Atlas, 5,6,7- Ceinture Trans-Saharienne.
 CWA: Craton west Africain, Tf.B: Bassin de Tindouf, Td,B: bassin de Taoudenni
 Rg.B: Bassin de Reggane.
 Légende: 1- socle cristalin, 2- ceinture hercynienne, 3- ceinture Pan-Africaine
 4- bassin d'avant-pays, 5- sens du charriage, 6- charriage, 7- limite de bassin.



X1, X2, X3; Ordovicien inf., moy., sup; S1, S2; Silurien inf., sup; d1,d2, d3: Dévonien inf., Moy., sup.

Fig. 15: Coupe des anticlinaux du Djebel Aberraz et du Djebel Tamamate (Follot, 1952).

A l'Est vient le grand anticlinal du Djebel Tamamate dirigé NS sauf à sa terminaison S, où les couches tournent vers le SW. Il est affecté par plusieurs accidents, surtout dans les Grès inférieurs qui suivent plus ou moins fidèlement les mouvements du socle.

II-2-6 HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LE SAHARA CENTRAL

Les premières archives indiquant la présence des terrains dévoniens au Sahara central reviennent à la seconde moitié du 19^{ème} siècle. L'existence du Paléozoïque en Algérie a été mis en évidence par Pomel (1866) " *in documents Sonatrach, inedit*", puis a été étayé par (Pomel et Pouyane, 1882 ; Pouyane et Pomel, 1889).

En effet, c'est a Foureau et Flamand (1898)" *in documents Sonatrach, inedit*" qui ont rapporté un bloc d'argile du Sahara occidentale (Tidikelt). Ce bloc a été analysé par Munier et Chalmas (1902) " *in documents Sonatrach, inedit*" qui ont pu le dater au Silurien.

Avant 1950, les travaux sur le Sahara central étaient essentiellement de reconnaissance et de synthèse. On signale Kilian (1923 1925) qui attribua un âge Précambrien au socle cristallin. A cet effet, il donna le premier schéma de la stratigraphie du Paléozoïque inférieur entourant l'Ahaggar et il a introduit les termes de Grès inférieur pour l'Ordovicien ; Dépression intra-tassilienne pour le Silurien et les Grès supérieur pour le Dévonien. Meyendorf (1938, 1939) étudia le Gourara et le Touat, malheureusement sa mort tragique au cours d'une mission dans la région de Taoudenni nous a privé du magnifique travail qu'il préparait sur le Paléozoïque du Sahara central.

Menchikoff (1939), dans son retour du Hoggar, a eu l'occasion de faire une coupe dans la région de Bled El Mass. Il a étudié les terrains paléozoïques d'une coupe qui commence par les grès Cambro-Ordovicien (Ain Cheikh) et se termine par les premiers niveaux du Carbonifère inférieur (Tournaisien ?) (Ain Chebbi).

Follet (1948; 1950a et b ; 1951a et b ; 1952) a mis à l'air libre la reconnaissance géologique d'une bonne partie du Sahara en étudiant la série pourprée de l'Ahnet, le Dévonien et le Carbonifère de l'Ahnet et le Mouydir.

Les travaux sur le Dévonien ont commencé dans les années 1930 (*in* Follet, 1952 et Legrand, 1967) et se sont intensifiés avec la découverte des ressources en hydrocarbures durant les années 1950 (*in* Echikh, 1975; Boote, Clark-Lowes & Traut, 1998; Traut, Boote & Clark-Lowes, 1998).

Les recherches pétrolières

Après 1950 et avec la découverte des hydrocarbures, les travaux sont multipliés au Sahara central. En 1954, la première exploration dans le bassin de Reggane, suivie des campagnes gravimétriques (1955; 1959) et magnétométriques (1969; 1971).

Les principales observations systématiques et de détail ont été faites et intensifiées notamment par les compagnes pétrolière, plus particulièrement CREPS (Compagnie de Recherche et d'Exploration Pétrolière du Sahara) , CEP (Compagnie d'Exploration Pétrolière) , CFPA (Compagnie Française des Pétroles en Algérie) , SN REPAL (Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine) , CPA (Compagnie Pétrolière d'Algérie) ; BRP (Bureau de Recherche Pétrolière) ; IAP (Institut Algérien du Pétrole) et IFP (Institut Français du Pétrole).

Les recherches récentes

En 1957, Lys et Serre ont été les premiers à explorer la microfaune du bassin de Reggane en établissant un inventaire de conodontes de la coupe d'El Ahmar.

Remack-Petitot (1960a et b) a déterminé les conodontes du Viséen-Namurien, recueillis dans les coupes de Foum Hassi Taïbine, El Ahmar et Azel Matti.

La micropaléontologie du Carbonifère (Viséen supérieur-Namurien) du bassin établie par les foraminifères et les ostracodes est entreprise par Tintant (1962).

Dubois et *al.* (1964, 1965) se sont intéressés de la lithostratigraphie du Silurien et du Dévonien inférieur du Tassili N'Ajjer.

L'analyse micropaléontologique du Carbonifère a connu un grand essor avec les travaux de Lys (1964, 1975, 1986) grâce à l'étude des matériaux récoltés par Conrad dans trois coupes (Azel Matti, Hassi Taïbine, El Ahmar).

En 1968, Beuf et *al.*, décrivent le cambro-Ordovicien dans l'anticlinorium du Bled El Mass et proposent une nomenclature propre à cette région.

Biju-Duval et *al.*, 1968 ont effectué une lithostratigraphie du Dévonien inférieur dans l'Ahnet et le Mouydir.

Caby (1970) a fait une étude sur l'Ahaggar dans le Sahara central.

En 1971, Moussine-Pouchkine a signalé les constructions récifales de type *mud mound* du Dévonien moyen de l'Ahnet.

On note également les travaux de la SONATRACH et BEICEIP (1972) sur le Cambro-Ordovicien et le Siluro-Dévonien.

Conrad (1984) et dans le cadre de sa thèse de Doctorat, a étudié la sédimentation, la stratigraphie et l'évolution structurale du Sahara central.

Dans les vingt dernières années, les travaux sont focalisés dans le bassin de l'Ahnet en étudiant les spectaculaires constructions récifales (*mud mound*), on cite Wendt & Moussine-Pouchkine (1993); Wendt et *al.*, 1997; Wendt & Kaufmann (1998); Belka (1994); Kaufmann & Wendt (1988 2000). Et enfin ces constructions ont été bien étudiées en détail par Mezlah (2006) dans sa Thèse de Doctorat.

Logan & Duddy (1998) dans le domaine des hydrocarbures, ils ont retracé l'histoire thermique des bassins de l'Ahnet et de Reggane, et ses conséquences sur les générations d'hydrocarbures.

En 2000, Sebbar clôture sa Thèse de Doctorat sur les microfossiles (foraminifères et algues calcaires) du carbonifère des bassins de Béchar, Reggane et Tindouf.

En 2003, Eschard *et al.* ont publié sur la stratigraphie séquentielle du Siluro-Dévonien dans le craton saharien. Ils ont ressortis les paramètres qui ont contrôlé l'architecture de la succession siluro-dévonienne.

Lüning *et al.* (2004) se sont intéressés de l'anoxie du Dévonien supérieur (Frasnien basal) de l'Ahnet.

Wendt *et al.* (2006) a travaillé sur le Dévonien moyen et supérieur du bassin de l'Ahnet et celui de Mouydir, en établissant des calibrations biostratigraphiques par les conodontes, goniatites et les brachiopodes.

En 2008, Khodjaoui clôtura sa thèse de Magister sur le Dévonien inférieur du bassin de Reggane. Il a établi une étude sédimentologique, biostratigraphique (palynologie) et séquentielle à l'échelle du bassin.

III- Problématique méthodologie et déroulement du travail

A) Problématique

Le Dévonien inférieur de la plate-forme saharienne est partout détritique, mais le taux du matériel gréseux diffère d'un bassin à un autre. Cela est dû à des raisons paléogéographiques et paléoenvironnementales.

Les deux coupes, situées dans deux bassins (Ougarta et Reggane), montrent des caractères sédimentologiques bien distincts. Cela implique des conditions de dépôt qui diffèrent. En fait, le milieu deltaïque a été proposé comme environnement de dépôt pour le Dévonien inférieur de la région de Beni Abbas (Fabre, 1976; 2005), cette proposition reste avec incertitude puisque les caractères faciologiques ne sont pas compatibles avec ce milieu, comme l'atteste la nature et la géométrie des corps sédimentaires. De ce fait, une étude complémentaire avec le bassin de Reggane est réalisée afin d'établir l'extension spatiale des environnements de dépôts pour aboutir à des cartes paléogéographiques plus précises que celles réalisées par Ouali *et al.* (2009).

B) Méthodologie

B) 1- La sédimentologie

La sédimentologie est l'étude des sédiments ou de la formation des roches sédimentaires qui vont s'accumuler dans les bassins. Elle regroupe les différents aspects de leur genèse, depuis l'origine des sédiments jusqu'à leur modification lors de l'enfouissement, en passant par les phases de transport, résidence temporaire, et de dépôt.

La sédimentation résulte d'une somme de processus incluant la mobilisation des sédiments, leur remaniement et modification par des processus physiques, chimiques et biologiques, et les variations de l'espace d'accommodation (Reading et Levell, 1996). De leur source à leur lieu de dépôt, les constituants des sédiments sont soumis à des mécanismes physiques de transport latéral puis de sédimentation verticale voire gravitaire. Ils sont aussi soumis à des interactions complexes dans le système chimique où s'opèrent ces déplacements et le dépôt (air, eau douce, glace, eau salée) (Biju-Duval, 1999).

B) 2- La stratigraphie

L'ensemble des processus, tant physiques que chimiques, conduit à la constitution des couches, dont la superposition progressive avec le temps, va conduire à un enfouissement dans le bassin. Si les processus varient dans le temps, la nature et la structure des couches, voire leur stratigraphie, va différer de l'une à l'autre (Biju-Duval, 1999).

La stratigraphie est l'étude de l'agencement dans l'espace et dans le temps, des formations géologiques et des événements qu'elles matérialisent, afin de reconstituer l'histoire de la terre et de ses états aux divers moments du temps (Rey et *al.*, 1997).

B) 3- Les faciès et modèles de dépôt

Un faciès est une association de caractéristiques spécifiques, formé dans des conditions de sédimentation, reflétant des processus particuliers ; un ensemble de conditions ou un environnement particulier. Les faciès peuvent être divisés en subfaciès (sous-faciès) ou groupés en associations (Reading et Levell 1996). Ils peuvent être descriptifs, nommés selon leurs caractéristiques propres :

Biofaciès (par son contenu biologique), lithofaciès (par ses caractéristiques lithologiques) ;

Microfaciès (par ses traits en lames minces) ;

Ichnofaciès (par l'association des bioturbations) (Buatois et *al.*, 2002), et même électrofaciès par les caractères des diagraphies.

Ils sont aussi employés pour donner un sens génétique, en termes de processus (e.g. faciès turbiditiques), d'environnement (e.g. faciès fluviatile), ou de contexte tectonique (e.g. faciès de molasse) (Reading et Levell, 1996).

Les faciès doivent être interprétés, au niveau environnemental, par référence aux faciès voisins et sont par conséquent groupés en associations de faciès que l'on pense paléogéographiquement ou génétiquement liés (Collinson, 1996).

On crée des modèles d'environnements actuels pour interpréter les environnements anciens. Les modèles sont des simplifications construites pour nous aider à comprendre les phénomènes et processus naturels complexes pour les modèles de sédimentation. Les objectifs sont de comprendre les processus par lesquels les couches (les faciès) ont été formées.

Les produits sédimentaires reflètent la somme des contrôles autogéniques ou autocycliques (internes au système, e.g. les processus sédimentaires) et allogéniques ou allocycliques (externes au système, e.g. tectonique, climat, variations du niveau des océans, ...) (Allen et Allen, 1990). L'origine des faciès est essentiellement liée aux facteurs autocycliques et ne montre pas les changements allocycliques. Leurs modèles donnent une image des relations latérales des environnements et faciès. (Reading et Levell, 1996).

Dans la littérature, existent des modèles de faciès qui résument les caractéristiques géologiques majeures des grands environnements sédimentaires : continental, marin-marginal (transitionnel) et marin. Dans notre étude, les modèles les plus compatibles sont ceux associés aux environnements marins, de plate-forme clastique et calcaire, marin-marginaux.

B) 4- L'ichnologie

Un outil utilisé pour compléter l'information sédimentologique, paléontologique et environnementale des séries étudiées. C'est l'étude des traces fossiles ou des structures biogéniques. L'étude des ichnogenres, de leurs associations, et de leur signification éthologique, voire environnementale, apporte des compléments d'information intéressants, dans la mesure où l'on prend en compte des facteurs de contrôle comme la profondeur, le type de substrat, la disponibilité en nutriment (Doyle et Bennett, 1998) en oxygène, en salinité et le taux de sédimentation (Taylor et *al.*, 2003). Dans cette approche, onze modèles d'association d'ichnogenre/ ichnofaciès, ont été décrits par Pemberton et *al.*, (2001) et Buatois et *al.* (2002).

C) Déroulement du travail

Le travail se déroule en deux étapes, la première sur terrain et la seconde au laboratoire.

1- Sur le terrain

C'est l'étape la plus importante, consistant à un levé des coupes en détail (banc par banc). Le trait a été choisi en fonction des conditions d'observations sont réunis, en cherchant les niveaux repères encadrant les unités lithostratigraphiques. Un échantillonnage a été effectué pour des investigations faciologique (lithofaciès et biofaciès) et paléontologique (recherche des microvertébrés). La récolte de la faune et notamment les brachiopodes a un intérêt biostratigraphique.

2- Au laboratoire

Il consiste à examiner les échantillons pour des raisons sédimentologiques (microfaciès). Il est à noter qu'un traitement par attaque acide a été effectué pour rechercher les microvertébrés de nature phosphatée (apatite) à partir de la gangue calcaire. Cette technique se fait en utilisant l'acide acétique (ou formique) dilué à 10%, en ajoutant le triphosphate de calcium pour éviter l'altération des éléments phosphatés.

Il est à signaler que les attaques acides n'ont pas été fructueuses, due vraisemblablement à la nature des calcaires qui sont généralement à entroques et à décharges détritiques.

Lithologie:

	Argiles
	Grès
	Grès micro-conglomératique
	Grès à concentration coquillière
	Calcaire
	Calcaire gréseux

Les structures sédimentaires:

	Litages horizontaux
	Litages obliques
	Stratifications entrecroisées
	Litages de rides
	Litages de vague 'wavy bedding'
	Litages obliques en mamelons (<i>HCS</i>)
	Litages de rides grimpantes
	Figures de glissement synsédimentaire
	Rides de courant
	Bioturbations
	Terriers verticaux (<i>Skolithos</i>)

La faune

	Brachiopodes
	Tiges et ossicules de crinoïde
	Trilobites
	Polypiers
	Orthocères
	Gastéropodes
	Bryozoaires

Abréviations utilisées:

A:	argile
C:	calcaire
Gf:	grès fin
Gm:	grès moyen
Gg:	grès grossier
Sup:	supérieur
Inf:	inférieur
For:	formation
Hg:	" <i>hard ground</i> "
HCS:	<i>hummocky cross stratifications</i>
SCS:	<i>swaley cross stratifications</i>
Fer:	niveaux ferrugineux

Fig. 16: figurés et symboles utilisés.

I- Introduction

Ce chapitre est basé sur la description lithologique des formations du Dévonien inférieur (Lochkovien-Praguien-Emsien) dans deux secteurs ; le secteur du "km 30" dans la région de Beni Abbès, et le secteur de Ain Cheikh dans la région de Reggane, avec corrélation entre les deux coupes.

Les levés lithostratigraphiques sont faits en détail (banc par banc) tout en choisissant les meilleurs affleurements. La description des faciès se fait selon plusieurs critères : la lithologie, la granulométrie, la nature des grains, la couleur du faciès (chromo-faciès), la stratonomie (épaisseurs des bancs, organisations des couches, limites supérieures et inférieures des bancs), la présence d'éléments particuliers (fossiles et traces biogéniques) ainsi que les phénomènes d'ordre chimique (ferruginisation).

II- Le secteur de "km 30"

A- LOCALISATION DE LA COUPE :

Le trait de coupe ayant une direction SW-NE, se situe à 30 km au sud de la ville de Beni Abbès, de part et d'autre de la route nationale N°6 menant Bechar à Adrar (Fig. 17)

B- DESCRIPTION DE LA COUPE :

Dans ce secteur, affleurent trois formations; la formation de Dkhissa ; la formation de Teferguenit et la formation de Chefar El Ahmar. On s'intéresse aux deux premières formations et la base de la troisième, correspondant à l'intervalle (Lochkovien-Praguien-Emsien). Les couches plongent vers le NE avec un pendage qui varie largement (de 10° à 22°).

B-1- La formation de Dkhissa (424 m) (Fig. 18)

Elle est essentiellement argilo-grésocalcaire, et selon la prédominance de chaque faciès on distingue deux membres;

Le membre inférieur (202 m)

A : 0-57m : la partie inférieure est argilo-gréseuse ; elle commence par la première barre qui caractérise la topographie. Il s'agit d'une alternance espacée de bancs centimétriques à décimétriques de grès fin à paillettes de micas, dépourvue de structures internes, et séparés par des interbancs décimétriques d'argilites ou de combes métriques à décamétrique d'argile verte.

B : 57-160m : est essentiellement argilo-calcaires à quelques bancs de grès. Il commence par une barre argilo-grésocalcaire qui débute par un niveau de grès à figures de base de banc (érosives), puis un grès de couleur lie de vin d'aspect en boule (débitant en pelure d'oignon). Le sommet comporte des calcaires à entroques (brachiopodes, crinoïdes, trilobites, gastéropodes) montrant des litages obliques en mamelons (HCS) (Pl.II.A) et des grès à ciment calcaire à litages entrecroisé et à HCS. Au dessus, on passe à une alternance espacée de combes argileuses plurimétriques séparant des bancs décimétriques de calcaire à entroques de couleur lie de vin, à faune variée (brachiopodes, crinoïdes, orthocères,

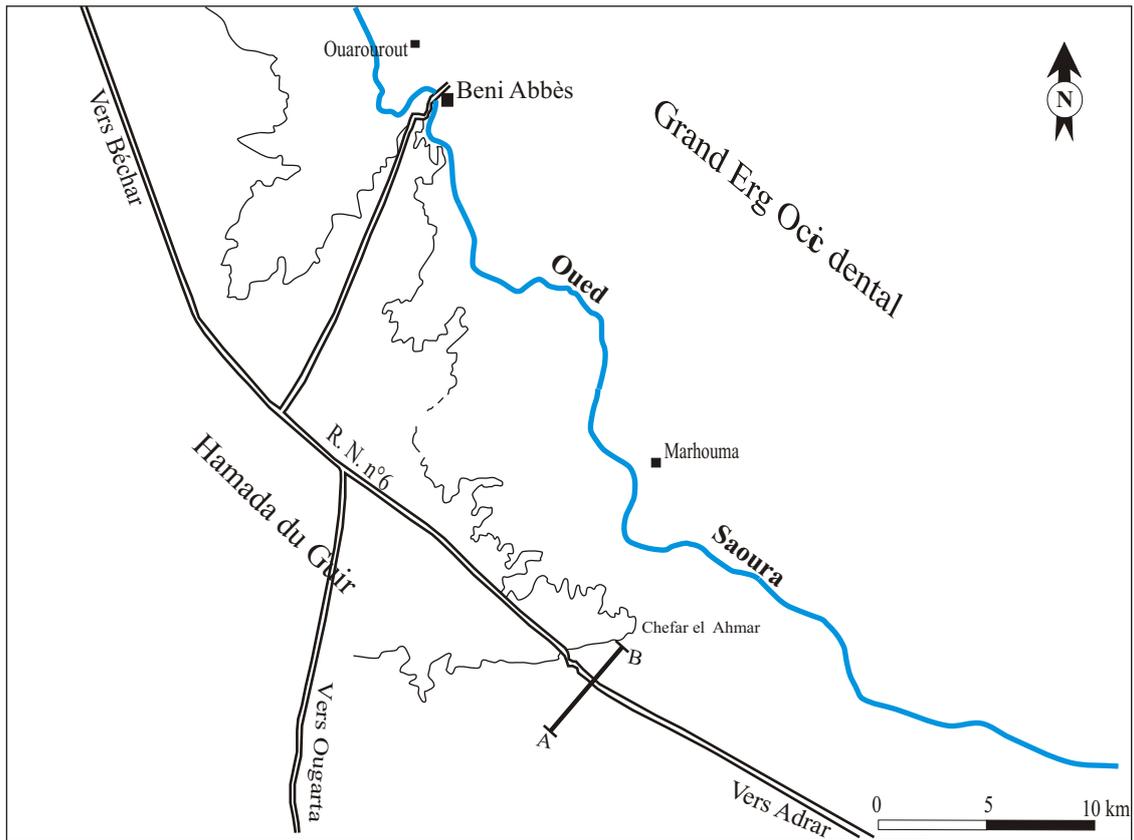


Fig. 17: Localisation de la coupe du “km30” (A-B: trait de coupe)

gastéropodes, Tabulés du genre *Favosites* (Pl.II.C) et *Cleistopora geometrica*, (Pl.II.B). Latéralement, ces niveaux sont soit continus et soit lenticulaires (Pl. I. A).

C : 160-202m : est essentiellement argilo-gréseux, avec une remarquable barre argilo-gréseuse (Pl.I.B). Les bancs décimétriques, de grès fin à paillettes de micas, sont massifs parfois en boules. Les figures d'interface sont les laminations ou litage parallèles et obliques en mamelons (HCS) (Pl.II.D), et une intense bioturbation (terriers verticaux et d'habitat *Gastrochaenolite isp.*) à deux niveaux massifs (Pl.II.E). La partie supérieure de ce membre est une alternance argilo-gréseuse plus ou moins espacée interrompue par quelques niveaux de calcaires bioclastiques (à *Favosites*). Les grès à ciment argileux ou calcaire sont souvent à paillettes de micas ; l'interface montre des chenalisations (Pl.II. F), stratifications planes, entrecroisées, obliques et ondulées. Ils renferment une faune variée dont quelques niveaux sont caractérisés par une accumulation importante de brachiopode et de polypiers '*Cleistopora geometrica*' à la surface basale du banc (Pl. II.G).

Le membre supérieur (222m)

Ce membre est essentiellement argilo-calcaire.

D :202-335m : est argilo-gréso-calcaire, matérialisé par une alternance irrégulière, de niveaux centimétriques (à l'exception d'un niveau massif) de grès à laminations parallèles, de niveaux décimétriques de calcaire à entroques parfois gréseux, de couleur lie de vin, renfermant des brachiopodes et des polypiers. On note des stratifications entrecroisées et des surfaces durcies "*hard ground*" à quelques niveaux de calcaire (Pl. II.H).

E :335-424 m : est quasiment argilo-calcaire, avec alternance espacée de combes métriques à décamétriques d'argile qui séparent des bancs décimétriques de calcaires. Dans cet intervalle, les intercalations calcaires sont plus importantes, en bancs ou dalles décimétrique de calcaire à entroques (Pl. I.C), avec notamment des brachiopodes, des polypiers, des tiges de crinoïde et des structures concentriques qui peuvent être assimilées à des oncolithes stromatolitiques (Pl. III.B) (dans le dernier niveau carbonaté). Ces calcaires sont caractérisés par des figures d'interfaces tel que les stratifications entrecroisées (Pl.III.A) tandis que la surface de certains niveaux est marquée par des rides de courant associées ou non à des surfaces durcies "*hard ground*".

C'est dans la partie supérieure de ce membre, la fraction gréseuse réapparaît de nouveau sous forme de minces passées de grès très fin à ciment siliceux. Au dessus de cette alternance, repose la formation de Teferguenit par l'intermédiaire d'un micro-ravinement à la base de la Barre A.

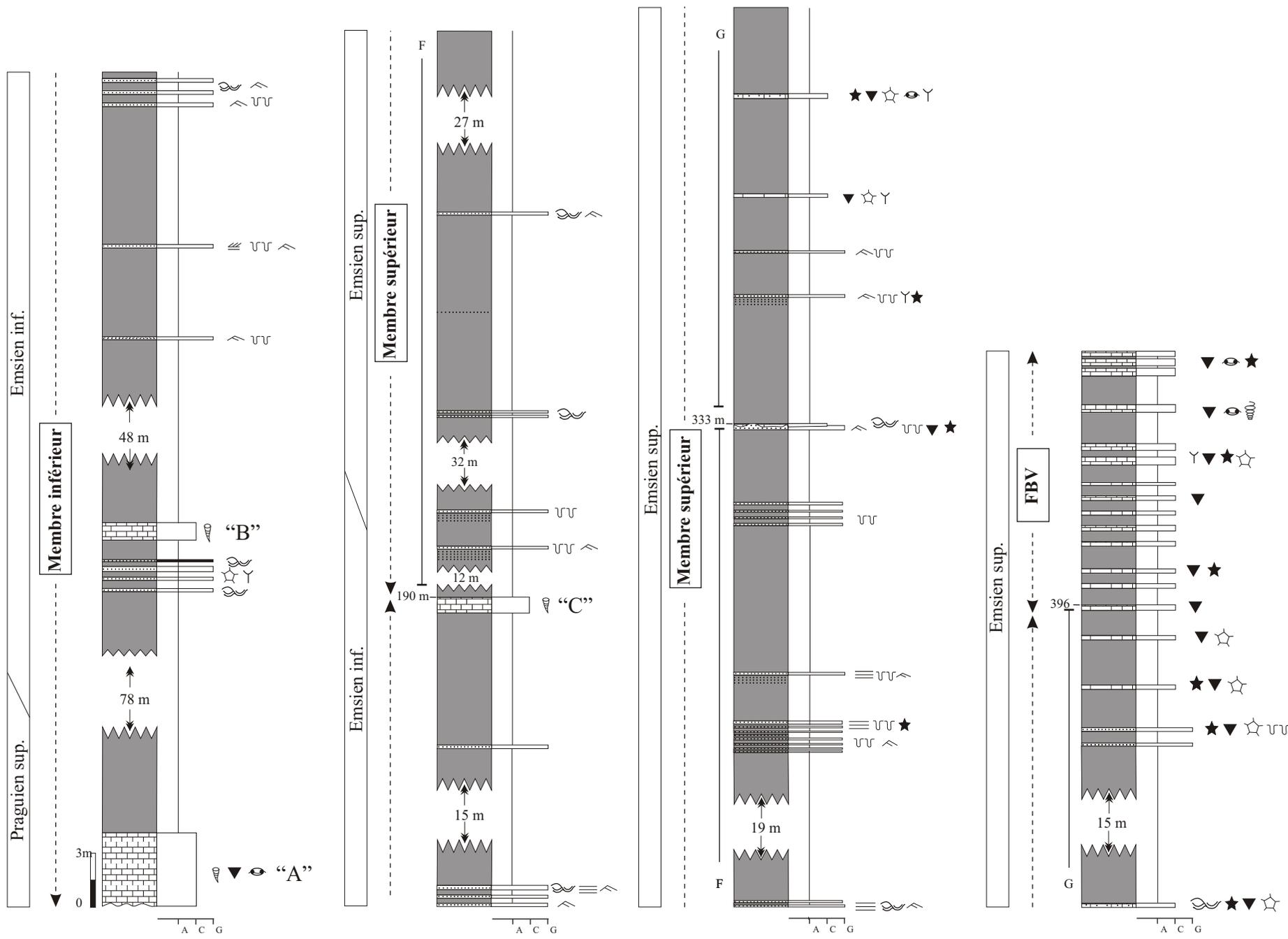
B-2- La formation de Teferguenit (396 m) (Fig. 19)

Cette formation est subdivisée en deux membres (Pl. I.D) ; le membre inférieur comporte les trois barres (A, B, C) ; le membre supérieur s'étend du sommet de la barre C jusqu'à la base du niveau coralligène (FBV) (Boumendjel et *al.*, 1997).

Le membre inférieur (190 m)

Il débute par la Barre A (Pl.III.C) (Muraille de Chine) de 5 à 8 m d'épaisseur. C'est un empilement de quatre à cinq bancs de calcaire à entroques, de patine et cassure grisâtre à blanchâtre, renfermant des brachiopodes, des trilobites et de gros orthocères. Elle est

Fig. 19: La colonne lithologique de la formation de Teferguenit et le niveau à FBV dans la coupe du "km30"



surmontée par une épaisse combe d'argiles vertes (90 m) au sommet de laquelle affleurent des niveaux gréseux à figures de tempêtes (HCS), et dont certains montrent une accumulation importante de fragments biogéniques (notamment des bryozoaires) avec des galets mous (Pl.III.D). Cette combe est clôturée par la Barre B, cette dernière formée d'un seul banc (1m) de calcaire à entroques dont le sommet est caractérisé par une surface durcie.

Entre la barre B et C, une combe d'argile (97 m) à passées gréseuses, séparées par des interbanques métriques à décimétriques d'argile. Les grès à grains fins sont bioturbés, à rides de courant ; l'interface est dominée par les litages obliques en mamelon (HCS) (Pl.III.E), litages parallèles, parfois entrecroisés.

Le membre inférieur est clôturé par la barre C. Il s'agit d'un calcaire gris à entroques, riche en orthocères et notamment de forme enroulée (Pl.III.F).

Le membre supérieur (206 m)

F : (190-333 m) est argilo-gréseux. A la base, une épaisse combe d'argile (125 m) interrompue par de fines passées de grès à grains fins, à rides de courant, et à litages obliques en mamelons (HCS). Au dessus affleurent trois petites barres (Pl. I. E) stratocroissante de grès (d'épaisseur 2 à 3 m chacune) fortement bioturbées (terriers simples non identifiables et des *Thalassinoïdes*) (Pl.III.G) à rides de courant. Au sommet de ce paquet détritique, apparaît un banc de grès à micro-ravinement (Pl.III.H) rempli de calcaire à litages obliques en creux "*swalley cross stratification*" (SCS) ; le sommet de ce banc comporte des rides de courant (Pl.IV.A) accompagnées d'une intense bioturbation (pistes et terriers) avec des brachiopodes et des tiges de crinoïdes.

G : (333-396 m) est à dominance argilo-calcaire ; à la base, apparaissent des niveaux gréseux bioturbés à rides de courant suivis d'une alternance espacée argilo-calcaire avec des combes métriques d'argiles. Le sommet du membre comporte quelques niveaux gréseux ou "grès ruiniforme" (Ouali Mehadji, 2004) très fossilifère (tiges entières de crinoïdes en abondance, brachiopodes, polypiers). Ils sont surmontés par deux niveaux de calcaire très riche en brachiopodes accompagnés de crinoïdes et de polypiers de formes diverses.

B-3- La formation de Chefar el Ahmar

Le niveau coralligène (FBV) correspond à une alternance régulière (15 m) argilo-calcaire plus ou moins strato-croissante. Les bancs calcaire d'épaisseur décimétrique, sont micritique à entroques, de couleur grise à verdâtre et à faune variée ; on signale des brachiopodes bien conservés, des polypiers (surtout Tabulé du genre *Syringopora*), des trilobites, des bryozoaires de forme branchue et encroûtante, des tiges de crinoïdes. Une bioturbation caractérise certains bancs sous forme de ramification rappelant celle des *Zoophycos* (ex-*Cancellophycus*) (Pl.IV.B). Au sommet de ce paquet se succèdent des niveaux à forte concentration bioclastique (bryzoaire, polypiers et crinoïdes) (Pl.IV.C) qui sont clôturés par les dernières dalles (Pl.IV.D) à trilobite (*Diademaproetus* sp., cf. *Gerastos tuberculatus marocensis*, *Hollardops mesocristata*, aff. *Austerops smoothops*) qui forme le toit du (FBV). Les interbanques argileux sont décimétriques rarement métriques, parfois indurées et à faune bien conservée (trilobites et brachiopodes).

III- Le secteur de Reggane

A- LOCALISATION DE LA COUPE :

La coupe se situe à environs 30 km à l'Est de la ville de Reggane, et à 4 km au Sud de la route menant de Reggane à In Salah. Ce secteur fait partie du Djebel Aberraz. Le tracé a une direction Est-Ouest (Fig. 20).

B- DESCRIPTION DE LA COUPE :

Le trait de coupe débute dans un replat représentant la partie sommitale des argiles siluriennes, et se termine sous les premières barres calcaires du Dévonien moyen. En se basant sur des critères morphologiques, lithologiques et bibliographiques, on a pu distinguer trois formations lithostratigraphiques représentées par treize barres, dont les couches ont une direction Nord-Sud, et plonge vers l'Ouest avec un pendage de 67° à 70° (Fig. 21).

B- 1. La formation d'Asedjrad 2: (60 m) (Fig. 22)

Elle commence par la première barre gréseuse qui se trouve au dessus d'une épaisse combe argileuse du Silurien (dépression intratassilienne), et se termine sous la première grande barre qui domine la topographie (B4) appelée autrement "barre siegenienne" par les pétroliers. Cette formation est formée d'un seul membre :

Elle est matérialisée par trois barres (B1, B2, B3) séparées par des combes d'argile. La barre (B1) (5 m) est une alternance de bancs gréseux et d'interbancs argileux décimétriques à métriques. Les grès à grains fins sont psammitiques d'épaisseurs centimétriques rarement décimétriques, ont une patine et cassure jaunâtre à marron. L'interface des bancs gréseux présente des stratifications entrecroisées et litages de rides, tandis que le sommet comporte des rides lingoïdes.

La barre 2 (B2) est une alternance d'interbancs d'argilites vert grisâtre et des passées gréseuses centimétriques. Le dernier banc gréseux montre des stratifications entrecroisées à l'interface, et des terriers avec des rides lingoïdes sur la surface.

La dernière barre de cet ensemble (B3) est la plus importante de point de vue puissance (11 m). A la base se trouve une alternance d'épais niveaux gréseux et des interbancs argileux décimétriques à métriques. Les grès d'épaisseurs décimétrique sont fins montrant des figures hydrodynamiques diverses tel que les litages madrés *flaser bedding*, couplets argile/grès, parfois des stratifications entrecroisées (Pl. VII.C) de grande ampleur qui donne l'allure chenalisée du banc, et des figures de glissement synsédimentaire (Pl.VII.A). Il est à noter que le deuxième banc, est un grès à galets (de 1 à 6 cm de diamètre) parfois microconglomératique (Pl. VII.B), et il est affecté par une forte ferruginisation attestée par la couleur noirâtre à la patine, jaunâtre à la cassure et les petits nodules qui donnent l'aspect grenue à la roche. Au dessus on passe à une autre alternance où les bancs gréseux sont minces. La base est marquée par un niveau gréseux fossilifère (brachiopodes, orthocères) surmonté par une alternance dans laquelle les grès de couleur verdâtre à jaunâtre, sont bioturbés (terriers horizontaux de l'ichnogenre *Planolites* et verticaux) (Pl. VII.D) et présentant des litages obliques en mamelon (HCS), cependant la surface des bancs est ornée de rides lingoïdes (Pl. VII.E).

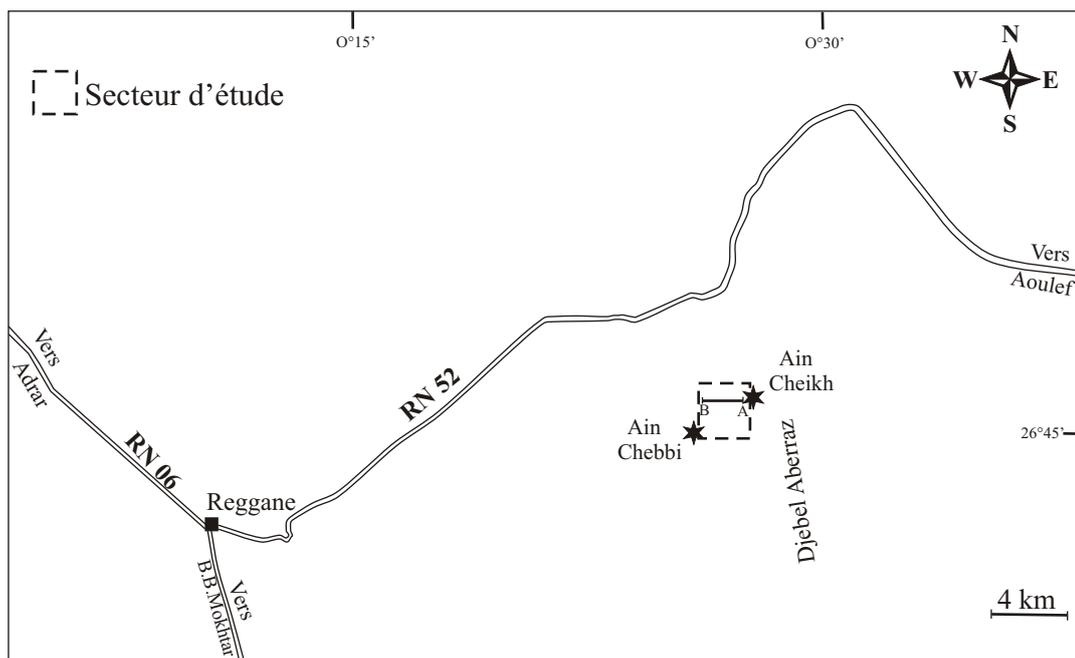


Fig. 20 : localisation de la coupe de Ain Cheikh (A-B: trait de coupe)

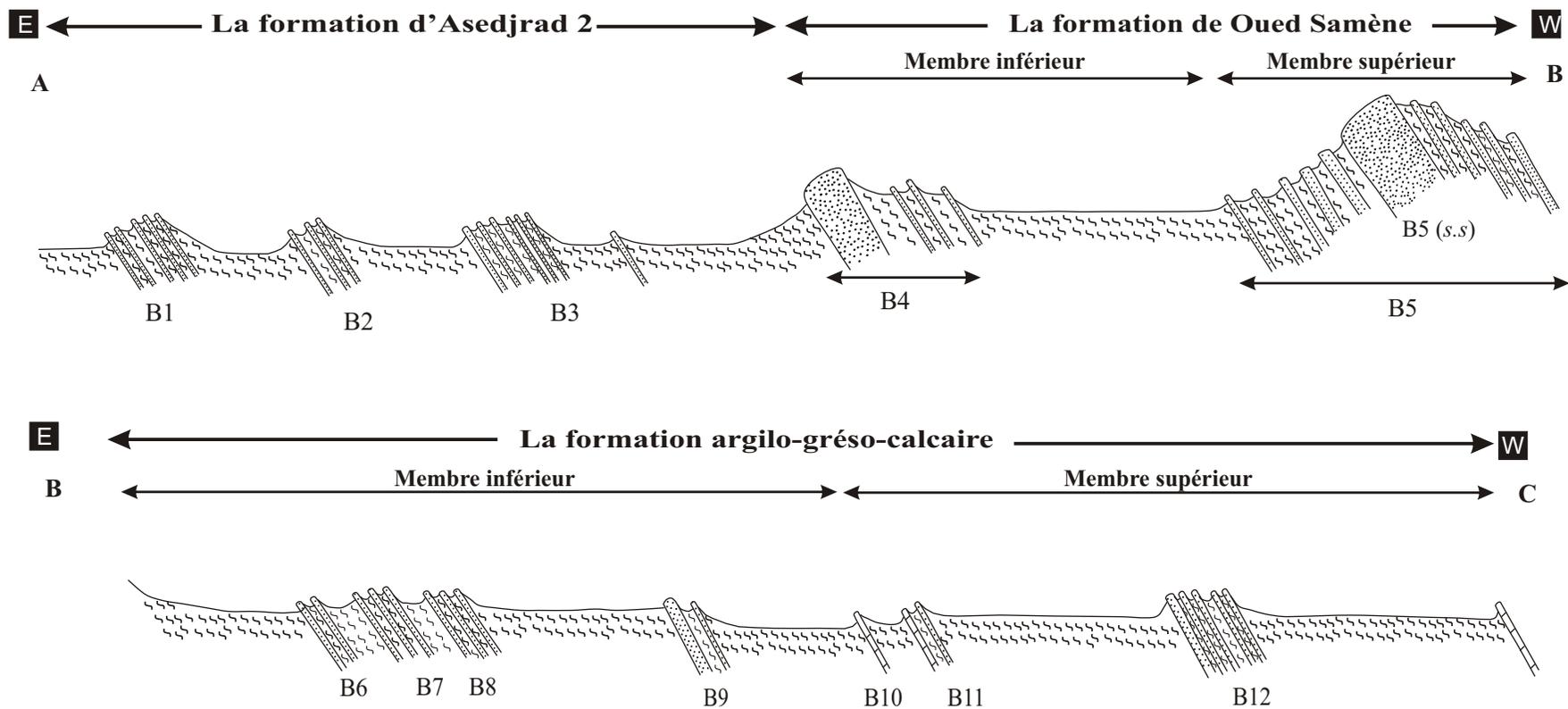


Fig. 21: Profil topographique simplifié des trois formations étudiées.
(L'épaisseur des bancs est exagérée)

Sens de lecture: A-B-C



La partie supérieure de ce membre, est une combe argileuse (22 m) qui comporte un banc de grès ferrugineux, microconglomératique de forme lenticulaire.

B- 2. La formation de Oued Samène : (97 m)

Cette formation est occupée par deux grandes barres bien repérables sur terrain (B4, B5). On a subdivisé cette formation en deux membres correspondant aux B4 et B5 respectivement.

Membre inférieur (52 m)

Il s'agit de la première grande barre (B4). Il débute par un niveau gréseux massif de 4 à 6 m d'épaisseur (Pl.VII.F) à base irrégulière, l'interface à rares structures hydrodynamiques (sauf quelques stratifications entrecroisées) et caractérisé par l'amalgamation des bancs. Le sommet de quelques bancs est bioturbé (terriers verticaux du genre *Skolithos*, et des perforations abondantes) (Pl.VII.G) et par endroits ferruginisé. Au dessus se succède une alternance argilo gréseuse, strato-décroissante, dont les interbancs argileux sont métriques, et les niveaux gréseux, d'épaisseur décimétrique, sont à grains moyens à grossiers, de couleur grise à la patine, rougeâtre à jaunâtre à la cassure, et sans structures internes sauf la bioturbation à quelques niveaux sous forme de terriers verticaux.

La majeure partie du membre C est matérialisée par une combe d'argile (35 m) où la partie inférieure est interrompue par deux niveaux de grès à grains fin à moyen, de couleur rouge à marron et faiblement ferruginisé. La surface des bancs est garnie de rides lingoïdes et d'intense perforation biogénique.

Membre supérieur (45 m)

Il est occupé par la barre (B5). A la base, affleure une alternance argilo-gréseuse dont les interbancs argileux sont décimétriques et les bancs gréseux sont décimétriques à grains fins, à patine et cassure violacé. Au dessus, on passe à une autre alternance où les niveaux gréseux deviennent massifs, elle commence par une petite barre (2 m) de grès bioturbé, surmontée par deux niveaux massifs de grès à grains fins à moyen de couleur verdâtre à figures de glissement synsédimentaire telles que les boudins de glissement (Pl.VII.H).

Au dessus, on passe à une barre gréseuse massive (7 à 8 m) (Pl.VIII.A) qui caractérise la barre (B5). C'est un grès psammitique parfois quartzitique à grains fin à moyen, d'aspect massif, en plaquette, en boule et montrant des stratifications entrecroisées, obliques et ondulées due aux figures de glissement qui se trouve en abondance au niveau de cette barre.

La partie supérieure de cet ensemble ou le talus de la barre (B5) est traduite par une succession qui commence par des bancs centimétriques de grès à grains fins, de couleur blanchâtre montrant des litages obliques et plans à ride de courant, suivi d'un paquet argilo-gréseux grano-décroissant (*fining upward*), avec des bancs de grès décimétriques d'aspect massif ou en boules qui sont discontinus et disparaissent latéralement. Il est à signaler que le dernier niveau comporte des nodules millimétriques de fer de couleur noire en donnant l'aspect en mouchetures (Pl. VIII.B).

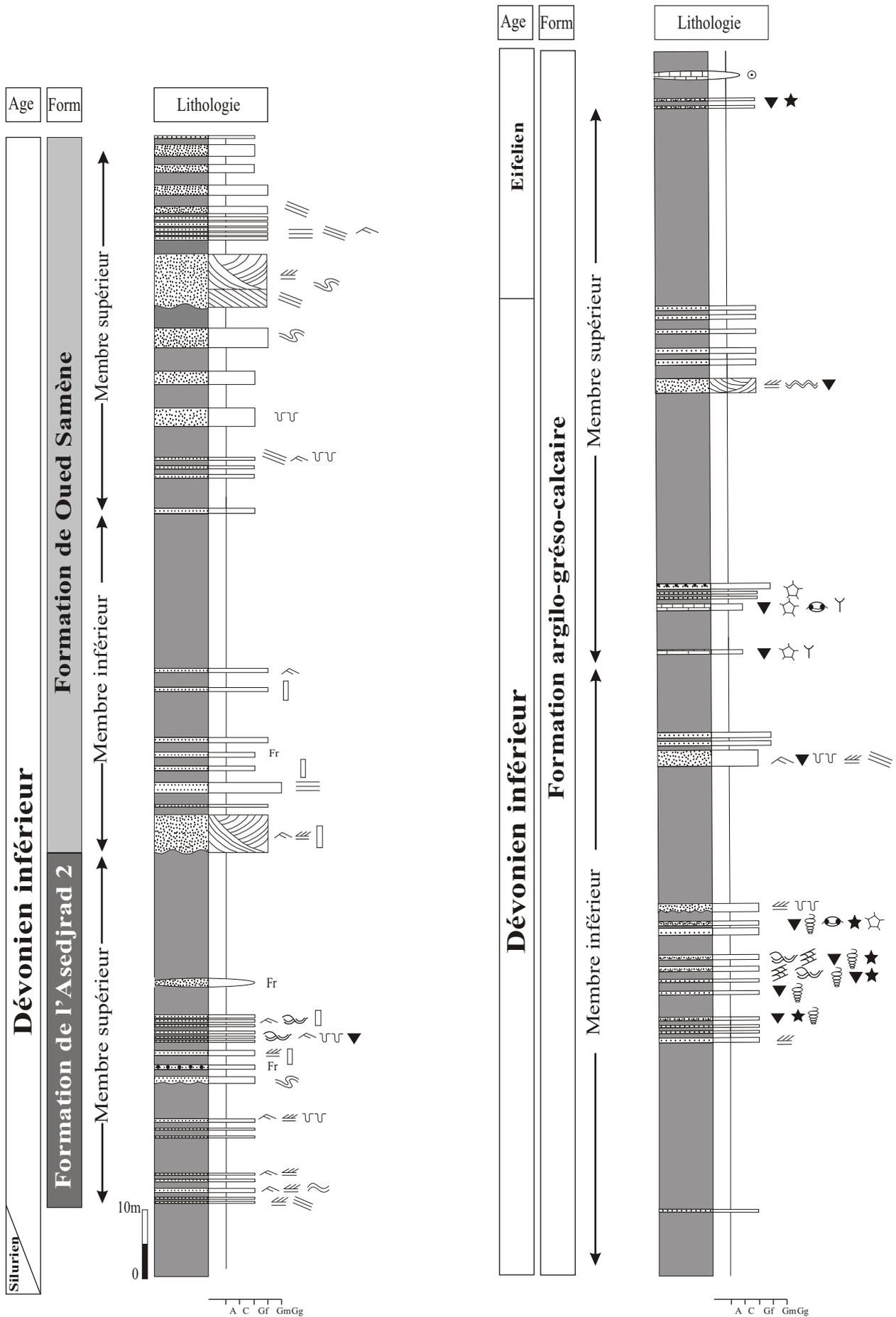


Fig. 22: La lithostratigraphie des trois formations du secteur de Ain Cheikh.

B- 3. La formation argilo-gréso-calcaire (150 m)

La troisième formation est la plus épaisse, dessinée par sept petites barres (B6 à B12) (Pl. VI.D). Selon la lithologie, on a subdivisé cette formation en deux membres :

Membre inférieur (80 m)

Il est argilo-gréseux, débute par une combe d'argile (30 m) au dessus de laquelle apparaît une petite barre (B6) formée de quatre bancs de grès dont certains montrent des micro-chenaux (Pl.VIII.C) accompagnés de stratifications entrecroisées. Le dernier niveau de couleur lie de vin est un grès à paillettes de micas, à concentration coquillière (Pl.VIII.D) et d'aspect lenticulaire.

Une petite combe précède la barre (B7). Cette dernière est une alternance argilo-gréseuse dont les bancs de grès sont décimétriques à grains fins et à paillettes de micas. Quelques niveaux sont fossilifères (brachiopodes, gastéropodes) dont un niveau est micro-conglomératique à la base accompagné d'une concentration de test de brachiopode et de tiges de crinoïdes. L'interface montre des stratifications entrecroisées en mamelon (HCS) (Pl.VIII.E) et des litages de ride grimpanche "*climbed ripple laminations*" (Pl.VIII.F,G).

Au dessus affleure la barre (B8) avec la même lithologie, mais on signale la présence d'un niveau gréseux purement lumachellique (falun) (Pl. VIII.H) superposé par un banc de grès à base ravinée, à sommet perforé et à stratifications entrecroisées.

La partie supérieure de ce membre est une combe d'argile (13 m) clôturée au sommet par la barre (B9). Cette barre débute par un niveau massif qui latéralement se dilate en ensemble de petits bancs à rides de courant. Suivi de deux bancs de grès à grains moyens à grossier micro-conglomératique à conglomératique.

Membre supérieur (70 m)

Ce membre est argilo-gréso-calcaire englobant trois barres (B10, B11, B12) (Pl. VI.E). A la base, apparaît la première barre d'un calcaire bioclastique de couleur violacé à grisâtre qui a livré des brachiopodes, des polypiers et des bryozoaires. La deuxième barre (B11) débute par un niveau de calcaire gréseux bioclastique (brachiopodes, trilobites, polypiers solitaire). Le sommet de la barre est un grès fin à moyen très friable à polypiers (Rugosa), dont le sommet est souvent micro-conglomératique à conglomératique.

Au dessus, une épaisse combe précède la barre (B12). Il s'agit d'une alternance argilo-gréseuse strato-décroissante (*thinning upward*). A la base, un niveau massif de grès à stratifications entrecroisées qui a livré des fragments de brachiopodes. Il est suivi d'une alternance de bancs de grès dépourvus de structures internes et séparés par des interbancs métriques d'argile.

Le sommet de cette formation est une combe d'argile au dessus de laquelle apparaît la première barre de calcaire oolithique du Dévonien moyen.

C- ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE

D'après les travaux de Beuf *et al.* (1971) la formation de l'Assedjrad 2 est attribuée au Dévonien inférieur. Et selon la carte 1/200 000 réalisée par la SONATRACH et le BEICP (1971-1972), cette formation serait d'âge Gedinien (Lochkovien).

Concernant la formation de Oued Samène, elle a été attribuée au Siegenien-Emsien par Beuf *et al.* (1968 ; 1971). Ces résultats sont conformes avec le travail de Legrand (1983) qui a donné un âge Siegenien-Emsien inférieur. Cette formation est attribuée au Siegenien, dans la carte géologique 1/200 000 de Reggane.

Récemment Wendt *et al.* (2006) ont attribué (par les brachiopodes) l'Emsien basal à cette formation (la barre supérieure), dans la région de Bled el Mass.

La formation argilo-gréso-calcaire est attribuée au Siegenien?-Emsien (Legrand, 1968 ; 1985). Dans notre secteur d'étude et à Bled el Mass, Wendt *et al.* (2006) ont signalé l'absence de Emsien moyen et supérieur (hiatus), et donc la formation de Oued Samène, considérée comme le toit du Dévonien inférieur.

D'après les brachiopodes récoltés par Khaldi & Elmoumen (2008), cette formation est d'âge Emsien inférieur-Eifélien inférieur avec absence de l'Emsien supérieur qui a été expliqué par un hiatus sédimentaire.

IV- Corrélation lithostratigraphique (Fig. 23)

* Avant d'entamer la corrélation, il est préférable d'illustrer chaque coupe dans son contexte local et régional.

Le Dévonien inférieur de l'Ougarta (la coupe de référence) fait environs 1160m (Mekahli *et al.*, 2000). Dans notre coupe, où les deux dernières formations affleurent, avec une épaisseur de (835m), représentant le Lochkovien supérieur *pp.*, le Praguien et l'Emsien.

La formation de Dkhissa dans la coupe de "km30" fait 424m (présente étude), dans la coupe de la piste d'Ougarta elle mesure (405m), et (340m) dans la coupe de Dkhissa-Kseib (Boumendjel *et al.*, 1997). D'une lithologie monotone argilo-gréso-calcaire et sans changement lithologique important, mais on note qu'un changement latéral d'épaisseur et de lithologie est attesté.

La formation de Teferguenit est caractérisée par les Barres calcaires (A, B, C) qui se généralisent dans la Saoura et constituent des excellents repères. Cette formation fait 396m dans la coupe de "km30" (présente étude), 385m dans la coupe de Erg Djemel, et 505m dans la coupe de Kseib (Boumendjel *et al.*, 1997). Cette différence d'épaisseur est induite par le membre supérieur. Le niveau à FBV (15m) est une suite monotone argilo-calcaire.

Dans la coupe d'Ain Cheikh (307 m), on a reconnu trois formations. On a la formation d'Assedjrad2 avec une épaisseur de (60m) attribué au Lochkovien ; la formation de Oued Samène d'une épaisseur de (97m) d'âge Praguien ; et la formation argilo-gréso-calcaire (150m) attribuée à l'Emsien-Eifélien basal, avec un éventuel manque d'une partie non précisée de l'Emsien. Dans le Bled El Mass (40 km vers le SSE), l'Emsien mesure

environs (60m) à dominance carbonatée et clôturé d'une barre gréseuse (Wendt et *al.*, 2006).

En allant vers l'Est, dans le bassin de l'Ahnet au niveau de Fom Belrem, le Dévonien inférieur occupe une épaisseur d'environ 190m (Bessegir, 2008). La formation d'Asedjrad 2 (Lochkovien) fait 95m, de nature argilo-gréseuse à niveaux ferrugineux ; la formation de Oued Samène (Praguien) (90m) essentiellement gréseuse ; et l'Emsien mesure quelques mètres seulement, sur lequel se superpose la formation argilo-calcaires d'Adrar Morrat (Eifelien). Dans le Bassin de Mouydir (à Oued Insormar), l'Eifelien (zone à *costatus*) repose directement sur le Praguien (Wendt et *al.*, 2006).

* Il est à signaler que les lignes temps entre les deux coupes, ont une faible résolution et sont établies à l'échelle de l'étage, cela est dû aux manques de données biochronologiques de la coupe d'Ain Chebbi. En revanche, la biostratigraphie de la coupe du "km30" a été établie, et les unités lithologiques sont bien calées chronologiquement d'après les anciens travaux, et notamment ceux de Boumendjel et *al.* (1997) :

A) Dans la coupe de "km30", la formation de Dkhissa mesure 424m, attribuée au Lochkovien supérieur-Praguien ;

Le membre inférieur (202m) daté Lochkovien supérieur, est argilo-gréseux, à dominance argileuse, ponctué de quelques niveaux de calcaires bioclastiques à faune benthique. Stratigraphiquement, dans la coupe de Ain Cheikh, ce membre correspond à une partie de la formation d'Asedjrad2 (60m), d'une lithologie formellement argilo-gréseuse et à faible stratonomie, dont le rapport argile/grès est peu important. Il est à noter que le sommet de la formation est ponctué de niveaux ferrugineux.

Le membre supérieur (222m) d'âge praguien, est argilo-calcaire-gréseux de stratonomie relativement prononcée au niveau des crêtes, et dominé par les combes argileuses. Dans ce membre, les figures sédimentaires (litages entrecroisés et obliques en mamelons) caractérisent les niveaux gréseux et carbonatés. Vers le Sud, à Ain Cheikh, ce membre correspond à la formation de Oued Samène (97m) d'âge praguien. Cette formation est argilo-gréseuse, caractérisée par la géométrie massive des niveaux gréseux de granulométrie moyenne à grossière, dont le rapport argile/grès devient quasiment nul.

B) En "km30", la formation de Teferguenit (et le niveau à FBV) occupe une épaisseur de 410m, attribuée au Praguien terminal-Emsien. Elle est argilo-calcaire-gréseuse dans le membre inférieur, à remarquable barres calcaires (Barre A, B, C), tandis que le faciès gréseux devient important dans le membre supérieur en minces niveaux bioturbés et à litages obliques en mamelons. Le niveau à FBV d'âge Emsien terminal est argilo-calcaire à faune benthique pléthorique. A Ain cheikh, la formation de Teferguenit correspond stratigraphiquement à la formation argilo-gréso-calcaire (150m) d'âge Emsien-Eifelien basal. Cette dernière dominée par le faciès silico-clastique, dont la stratonomie est organisée en barres métriques et interbarres argileuses métriques à décamétriques. Dans le membre inférieur, le faciès gréseux à figures sédimentaires variées, et caractérisé par des accumulations coquillères. Le membre supérieur dominé par les combes argileuses, est souligné de deux niveaux de calcaire bioclastique.

Finalement, on peut parler de deux provinces lithostratigraphiques complètement distinctes : au Nord, un Dévonien inférieur à épaisseur importante, et à lithologie argilo-gréso-calcaire. Vers le sud, le Dévonien inférieur moins épais et formellement silico-clastique à stratonomie plus ou moins prononcée.

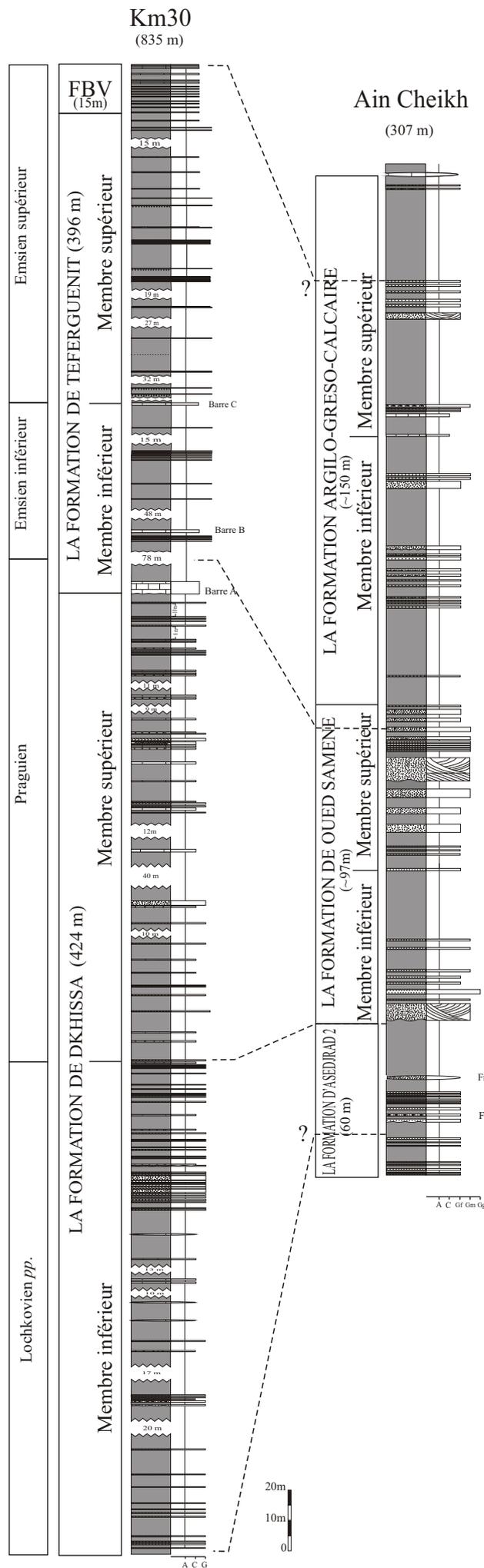


Fig 23: Corrélation lithostratigraphique entre les deux coupes étudiées..

Introduction

Ce chapitre est consacré aux reconstitutions des environnements sédimentaires des formations étudiées. La démarche est basée sur l'identification des faciès, des mécanismes hydrodynamiques, et de la relation des faciès (séquences) afin de retracer l'évolution de l'enchaînement faciologique dans l'espace et le temps.

Les terrains du Dévonien inférieur des deux secteurs étudiés portent des caractères sédimentologiques relativement différents, donc les conditions de mise en place de sédiments ne sont pas similaires. Pour cela, il est indispensable d'établir les modèles de mise en place des séries détritiques. Le milieu deltaïque a été proposé comme environnement de dépôt (Fabre, 1976 ; 2005) pour le Dévonien inférieur de l'Ougarta, tandis que le milieu fluvio-deltaïque a été adopté comme milieu de sédimentation pour le Dévonien inférieur du bassin de Reggane (Beuf et *al.*, 1971, SONATRACH-BEICP, 1972 ; Fabre, 1976 ; 2005).

PREMIERE PARTIE : FACIES ET ASSOCIATIONS DE FACIES

I- INTRODUCTION AUX ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES SUR LE PLATEAU CONTINENTAL

La sédimentation siliciclastique s'effectue dans les milieux continentaux (lacustre, fluvial, alluvial, éolien, glacier), comme dans le domaine marin. La rencontre de ces deux domaines se fait dans un milieu intermédiaire (delta et estuaire) soumis à l'action conjuguée du domaine marin et continental (Fig. 24).

1- LA PLATE-FORME CONTINENTALE

Les plates-formes continentales sont par définition les fonds marins situés entre la ligne de rivage et la rupture de pente du talus continental, avec une profondeur ne dépassant pas 200m. La largeur moyenne de ces plates-formes est de 78 km mais peut atteindre 1500 km; si la limite externe se situe en moyenne à 135 m de profondeur, (Emery, 1969). La topographie des plateaux continentaux est généralement plane avec une pente faible de l'ordre de 0,1°. Les plates-formes sont souvent considérées comme un lieu de transit des matériaux sédimentaires issus du continent allant s'accumuler sur le talus continental ou au-delà (Garnaud, 2003).

Une alternative est fournie par la zonation basée sur la position par rapport à la ligne de rivage (« shore »). Enfin, la zonation bionomique, définie par les biologistes (Pérès, 1961 ; Pérès & Picard, 1961), fondée sur l'étagement vertical des peuplements benthiques marins, permet un découpage plus fin, en cinq zones pour le seul domaine phytal (caractérisé par la pénétration des rayons lumineux permettant la vie des végétaux). L'ensemble des termes utilisés est présenté dans la figure (Fig. 25).

Le balancement des marées et l'énergie des vagues délimitent un certain nombre de zones d'hydrodynamisme différent dont les noms varient selon les auteurs et le type de sédimentation (Fig.26) :

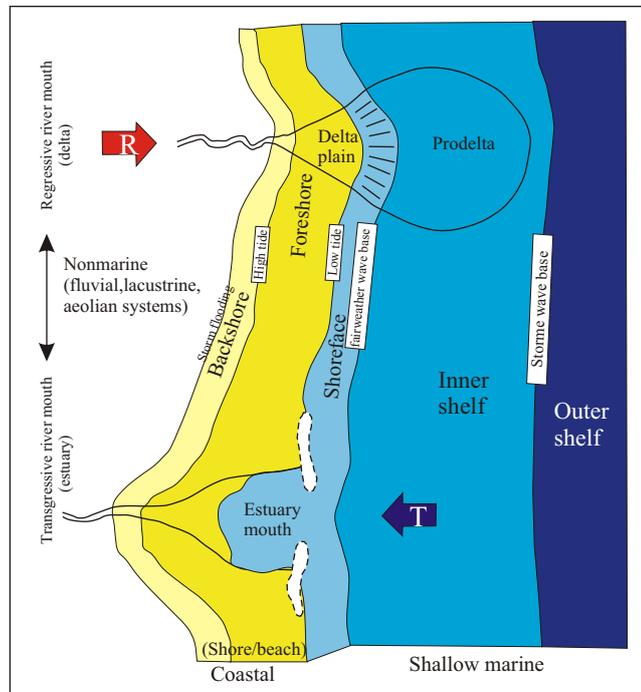


Fig.24: Vue en plan de la transition du milieu marin au milieu continental (modifiée après Posamentier et al., 1992b)

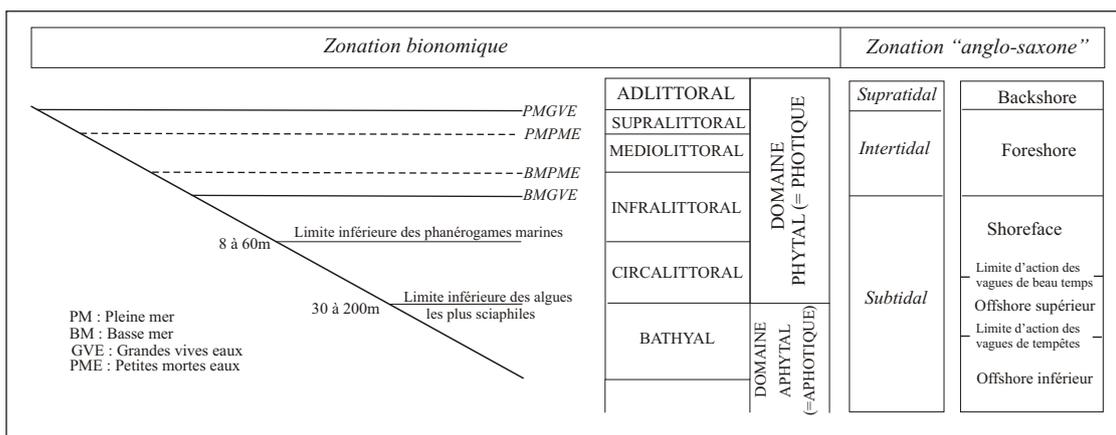


Fig.25: Zonation verticale des fonds marins (Pérès, 1961). Cette zonation est principalement fonction de l'éclairage et de l'exondation. Correspondance avec le découpage anglo-saxon reposant sur le coefficient d'exondation

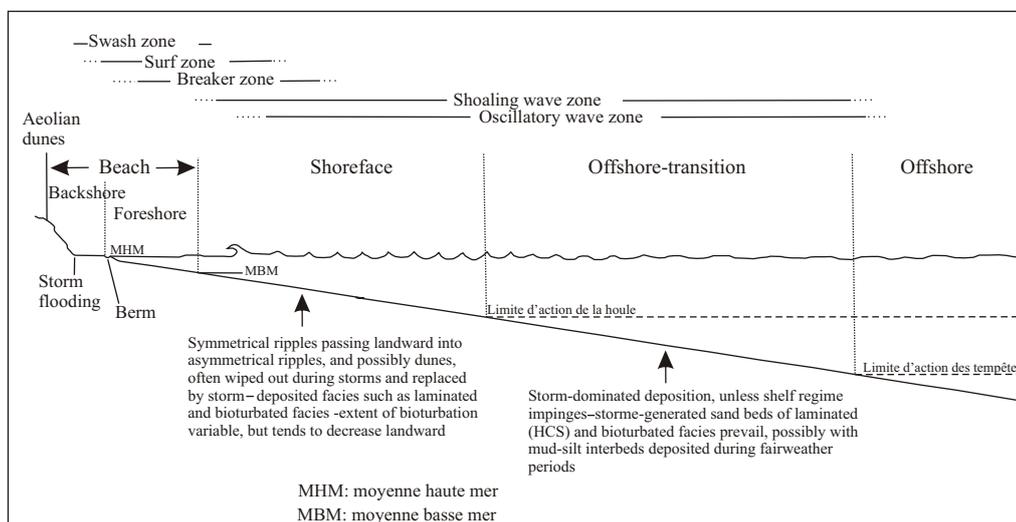


Fig.26: Zonation environnementale d'une plate-forme de type rampe soumise à la houle. (Modifiée après Walker & Plint, 1992; Reading & Collinson, 1996)

Le budget sédimentaire de la plate-forme est dominé par les apports fluviaux puis viennent les autres sources ; la production carbonatée ; les apports éoliens ; les cendres volcaniques. Dans ce bilan des sources particulières, l'érosion du littoral et des fonds marins doit être également prise en compte dans le budget sédimentaire en domaine marin.

2- LES DELTAS

La notion du delta a été introduite par Herodote (400 ans avant J-C) pour désigner la forme de la plaine alluviale dans l'embouchure du Nil qui ressemble à la lettre Δ .

Depuis longtemps, les deltas étaient l'objectif de nombreuses études à cause de l'intérêt pétrolier qu'ils portent. Ils forment un excellent réservoir de sédimentation terrigène silico-clastique pour les substances utiles : pétroles, charbon, uranium (Broussard, 1975 ; Blanc, 1982 ; Galloway et Hodday, 1983)

Ce milieu considéré comme intermédiaire, là où se fait la rencontre entre les grands fleuves (qui ramènent la charge clastique) et le milieu marin (représenté par la plate-forme). Ce milieu, à influence marine et continentale, est soumis à la plupart des processus existants dans la zone de "surf" et ceux de la partie interne du plateau continental. De ce fait, la morphologie des deltas dépend de la prédominance relative de 3 facteurs ; le volume des apports sédimentaires du fleuve, l'énergie de la houle et l'énergie de la marée. Une classification génétique (Galloway, 1975) est adoptée qui tient compte des facteurs sus-cités. Elle met en évidence trois types de deltas : delta à prédominance fluviale ; delta à prédominance de la houle ; et delta à prédominance de la marée (Fig.27).

Morphologie et géométrie des deltas

Les deltas comportent différents types d'environnements qui sont, de l'amont vers l'aval (Fig. 28) : la plaine deltaïque exondée avec des chenaux et des marais, le front de delta ou peuvent se développer les lobes et le prodelta, en mer, plus ou moins étendue selon la pente, la rapidité du courant et la charge solide (Biju-Duval, 1999). Chaque sous-environnement se caractérise par un hydrodynamisme et un taux de sédimentation particulier.

II- FACIES ET ASSOCIATIONS DE FACIES

1- LES FACIES SEDIMENTAIRES

Le faciès sédimentaire introduit par le suisse Gressly (1838 *in* Koutsoukos, 2005) est défini comme l'ensemble des caractères macroscopiques propres au sédiment comme la lithologie, les structures sédimentaires, le contenu biologique, la texture et les traces fossiles, observables en macroscopie. Ces informations sont complétées par le microfaciès, qui englobe l'ensemble des caractères sédimentologiques et paléontologiques visibles en lames minces à l'aide de microscope optique (Flügel, 1982). Les lames minces permettent ainsi une meilleure définition du contenu fossilifère et des caractères diagénétiques des faciès, permettant une interprétation précise des milieux de dépôts.

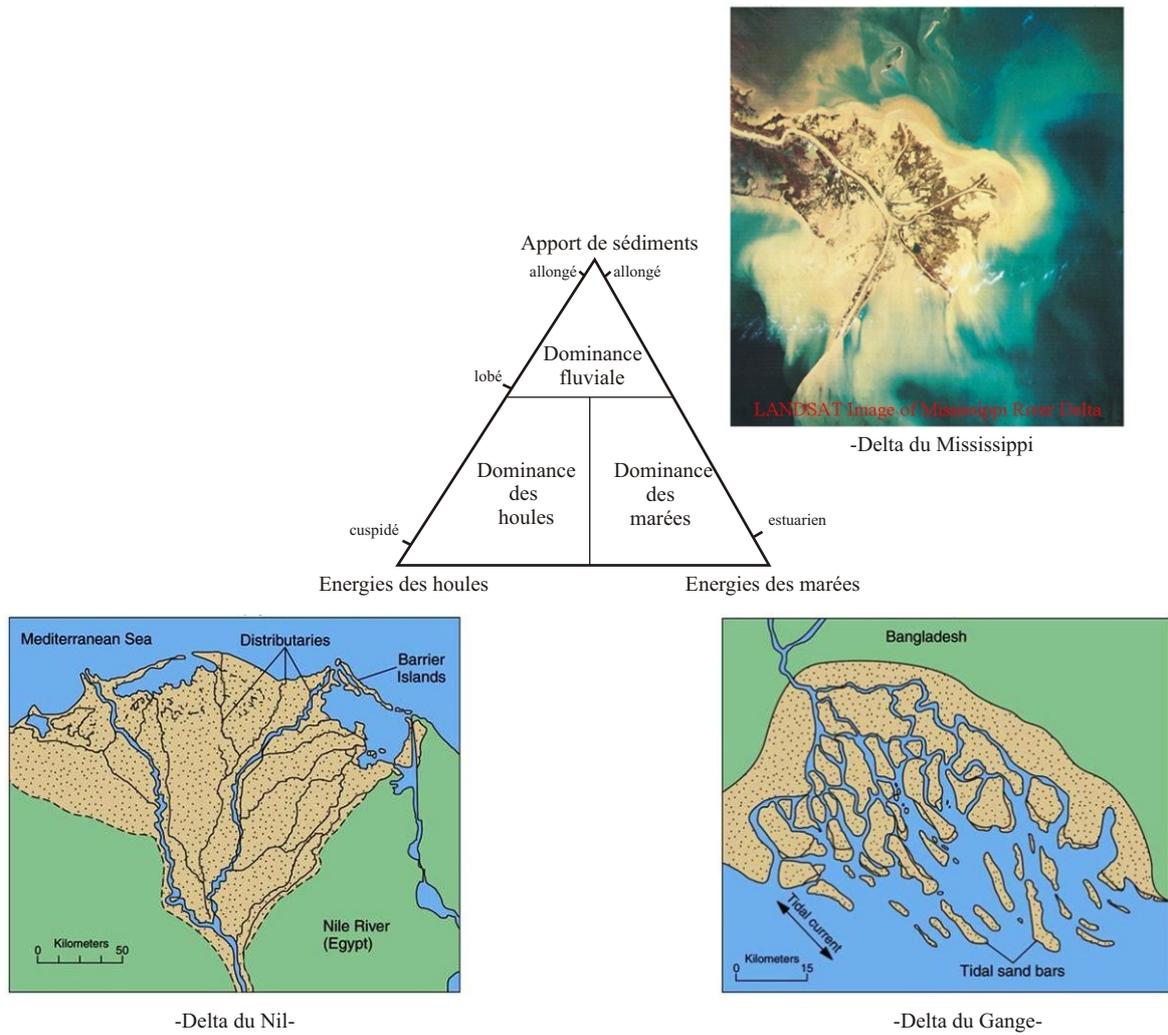


Fig.27: Classification génétique des deltas en trois catégories, en fonction du facteur prédominant (Galloway, 1975)

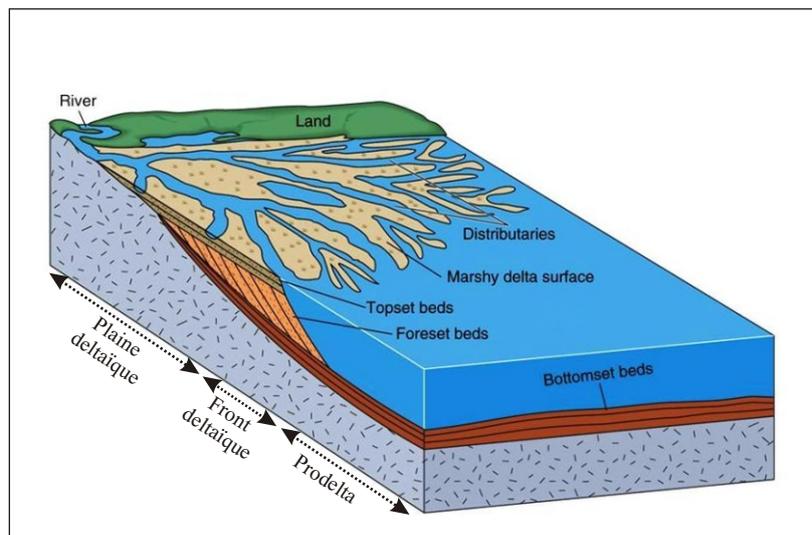


Fig.28: Caractéristiques morphologiques et géométriques d'un delta

Les processus de dépôt recouvrent l'ensemble des phénomènes physiques, chimiques et biologiques conduisant à la sédimentation. Les caractéristiques hydrodynamiques de l'écoulement à l'origine des structures sédimentaires sont déterminées par analogie avec les processus opérant dans les milieux de sédimentations actuels, ou par comparaison avec les expérimentations hydrauliques (Homewood et *al.*, 1992)

A travers les coupes de Beni Abbès "km30" et de Reggane (Ain Cheikh ou AC), on constate une certaine rythmicité des faciès argiles, grès et calcaires. On peut subdiviser chaque faciès en sous-faciès, en se basant sur les caractères macro et microscopique, afin de donner les modalités de mise en place qui correspondent à des conditions environnementales.

1-1 Les argiles (A)

Ce faciès est dominant dans les deux coupes, et prend une couleur généralement verte parfois violacée. Elles forment des interbanco décimétrique à métrique d'aspect schisteux lités et indurés qualifié d'argillites "*shale*".

Interprétation

La mise en place des argiles se fait par décantation des particules très fines sous l'effet de la gravité. Les particules une fois formées par floculation des feuillets ou minéraux argileux et atteignent un certain poids, sont déposés par gravitation. La sédimentation des argiles s'effectue sous des conditions de calme après la diminution de la vitesse du flot hydrodynamique.

1-2 Les grès (B)

Ce faciès est plus important pour déterminer le milieu de dépôt car il porte les empreintes des processus intervenant lors et après la sédimentation. Ces empreintes sont les figures sédimentaires et biogéniques observées à la base, à l'interface et à la surface du banc. On peut subdiviser ce faciès en trois catégories :

1-2- A- les grès liés à une dynamique gravitaire (B1) :

Il s'agit d'un faciès gréseux à granulométrie fine à moyenne d'aspect massif ou laminaire, et présentant des figures de déformations et de glissement synsédimentaire comme les plis et les boudins de glissement. Ce faciès est présent dans la formation de Oued Samène et caractérise quelques niveaux dans la formation argilo-grésocalcaire (AC).

Interprétation

Les figures de glissement sont interprétées comme des déséquilibres gravitaires dus à une légère pente qui déclenche un glissement '*slides*' sous marin des sédiments imbibés d'eau. Un autre facteur qui provoque ces figures correspond aux secousses sismiques. Le front deltaïque est le site par excellence de ce type de sédimentation à cause du taux élevé de la sédimentation sur une pente douce.

1-2- B- les grès liés aux courants unidirectionnels

1-2- B-1/ Les grès d'aspect massif (B2)

Ce faciès se présente en bancs décimétriques à métriques, de grès à granulométrie fine, moyenne ou grossière. Le phénomène d'amalgamation est souvent remarqué qui fait réunir des petits bancs latéralement individualisés. La base de ce faciès peut être affectée par un ravinement (chenalisé) qui donne un aspect irrégulier. Les structures sédimentaires sont limitées et caractérisées par les phénomènes de déformations synsédimentaires, laminations peu abondantes et les bioturbations sous forme de terriers verticaux.

Interprétation

Différents mécanismes sont invoqués dans la littérature pour expliquer ce genre de faciès : un dépôt rapide d'une coulée hyperconcentrée, gel de coulées sablonneuses cohésives, coulées de débris (Kim et al., 1995) ou le résultat d'une intense bioturbation. Dans notre cas, les trois dernières hypothèses ont été écartées.

L'aspect massif des grès atteste d'un milieu à sédimentation rapide et à taux élevé (Simpson et Erikson, 1990) là où les lamines n'ont pas le temps nécessaire pour s'y former. Un courant de type hyperpycnal à caractère turbiditique est le facteur responsable de la mise en place de cette division massive. Kneller & Branney (1995) ont proposé que le grès massif puisse être déposé sous un courant turbiditique à forte densité. Cette hydrodynamique est prouvée par l'aspect érosif (ravinement) de la base des bancs et les structures biogéniques (terriers verticaux) qui attestent un milieu à forte turbulence. Pour l'amalgamation, ce phénomène est lié avec les niveaux chenalisés (Mattern, 2002).

1-2- B-2/ Les grès à laminations parallèles (B3)

Cette structure est marquée par un contraste entre les lamines, dues à un changement granulométrique et/ou pétrographique. Il est rencontré dans tous les ensembles lithologiques des deux coupes.

Interprétation

Les laminations parallèles résultent de l'un des deux régimes d'écoulement (Fig.29). Les lits plans supérieurs sont distingués par les linéations de délit '*parting lineation*' sur la surface plane du banc (Tucker, 1991) qui sert à identifier la direction du courant. Dans les grès à grains supérieur à 0,6 mm, les lits plans peuvent résulter d'un transport par charriage sur le fond avec écoulement à faible vitesse (lits plans inférieur).

1-2- C- Les grès liés aux courants oscillatoire multidirectionnel

1-2- C-1/ Les grès à litages obliques en mamelons (B4) (Fig.30)

Il s'agit d'un faciès gréseux à litages obliques en mamelons (HCS) (Harms, 1975) et en creux (SCS) "*Swalley cross stratification*" (Leckie & Walker, 1982). Les HCS se répartissent dans la formation de Teferguenit dans la coupe "km 30" et dans la formation d'Assedjrad 2 et la formation argilo-gréso-calcaire, dans la coupe de Ain Cheikh. Elles se

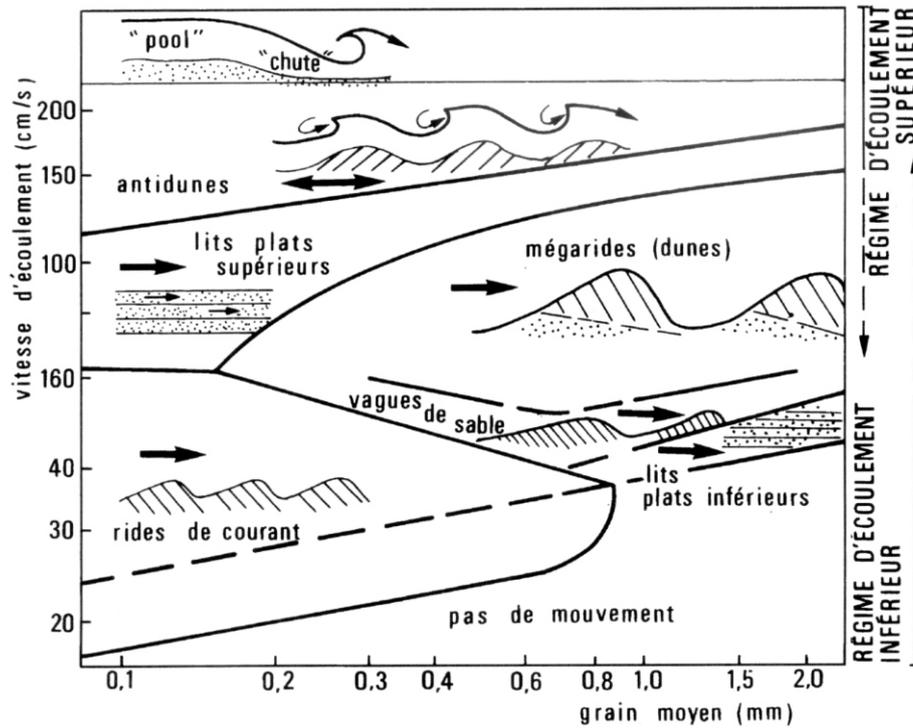


Fig.29: Principales formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement d'un courant unidirectionnel (d'après Blatt et al., 1980 et Reineck et Singh, 1980).

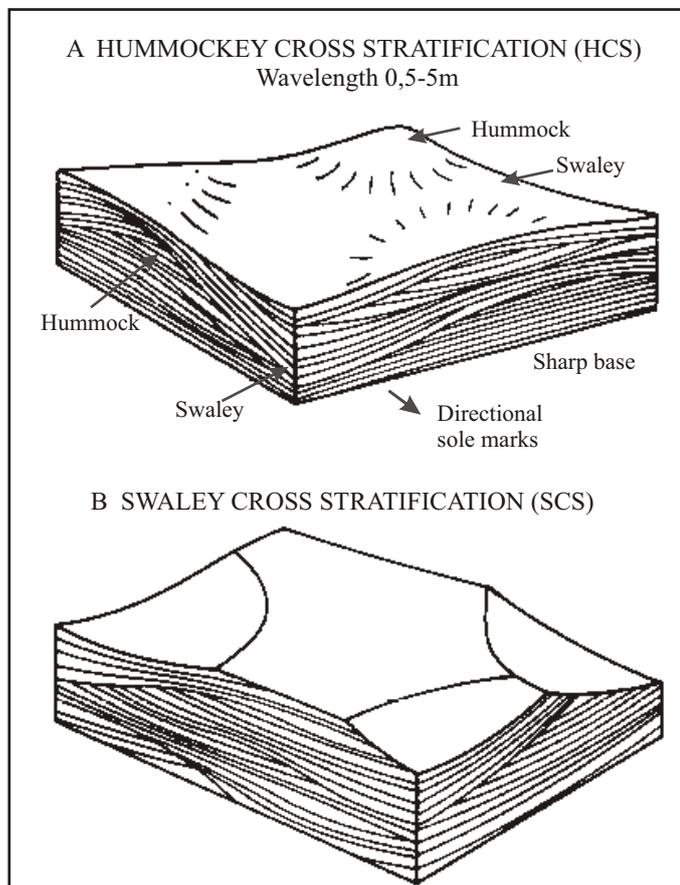


Fig.30: Les litages obliques en mamelons (A) et en creux (B) (Tucker, 1991)

présentent soit sous forme de petits bancs centimétriques à micro HCS “*micro-hummocks*” intercalés dans les argiles, soit sous forme de bancs décimétriques associés à d’autres figures telles que les laminations de rides de vagues et les laminations de rides grimpanes.

Les grès à SCS ont été observés dans le même niveau en compagnie avec les HCS et les litages de rides grimpanes, on note parfois que la base du banc est massive due à une accumulation coquillière.

Interprétation

La coexistence de ces figures dans le même banc à base massive, et l’absence de structures internes d’érosion suggèrent que ce niveau s’est déposé par un seul événement et lié à un flot unidirectionnel (niveau massif) suivi d’un courant oscillatoire. Les HCS et les SCS attestent un sédiment déposé sous des processus générés par les tempêtes (Dot & Bourgeois 1982; Duke 1985; Nottvedt & Kreisa 1987; Myrow & Southard 1991; Duke et al., 1991). Les micros HCS sont formées lors du ralentissement de l’écoulement qui suit une tempête (Dott & Bourgeois, 1982)

Ces structures se trouvent dans des grès déposés en *offshore* supérieur dominé par les tempêtes (*storm-dominated offshore*) (Walker & Plint, 1992) avec SCS formées dans une eau peu profonde que les HCS mais au dessous du *shoreface* supérieur ou le *foreshore* (Leckie & walker, 1982, Walker & Plint, 1992).

1-2- C-2/ Les grès à litage de ride grimpanne (*climbed ripple laminations*) (B5) (Fig.31)

Ces grès ont été rencontrés dans le membre inférieur de la formation argilo-grésocalcaire (coupe AC) en présence des HCS. Il est caractérisé par une succession subverticale de litages ondulés, où deux types ont été reconnus ; type B et type sinusoïdal (ou type S de Allen, 1973) de Jopling et Walker (1968).

Le type B est caractérisé par une migration latérale à certain angle qui conserve les deux cotés (amont et aval) de la ride, cette angle de migration peut se modifier avec le changement du type B à un autre type de lamination de ride (Chaudhuri, 2005).

Le type S est un litage de ride chevauchante en phase à très faible angle de migration latérale.

Interprétation

Lorsque la quantité de sable en suspension est anormalement élevée dans un courant faible, l’accumulation du sable sur les petites rides s’effectue à la fois sur la pente amont et la pente aval (régime aggradant) ; la ride est sinusoïdale. Lorsque la quantité disponible de sable en suspension décroît, l’accumulation sur la face amont diminue au profit de l’accumulation sur la face aval (régime progradant). Le stade intermédiaire correspond aux rides dites grimpanes (*climbing ripples*) qui forment un type particulier de microstratification entrecroisée, dite *ripple-drift cross-lamination*.

Le type S et B indiquent leur origine par un écoulement combiné oscillatoire et unidirectionnel, avec type B à composante unidirectionnelle dominante dans le sens de la migration.

Le litage de ride grimpante et les HCS attestent à l'emplacement des sédiments par les courants de tempêtes (Dot & Bourgeois 1982; Duke 1985; Nottvedt & Kreisa 1987; Myrow & Southard 1991; Duke et al., 1991). Il est associé aux dépôts médians et distaux des tempêtes (Guillocheau, 1991). Ils ont été signalés dans un faciès de front deltaïque Dévono-Carbonifère au Maroc (Richard, 1977).

1-2- C-3/ Les grès à stratifications entrecroisées (B6)

Cette structure consiste à une stratification à angle par rapport à la stratification principale. Elle forme un faisceau individuel (*set*) ou plusieurs faisceaux (*coset*) au sein du banc. Lorsque l'épaisseur d'un faisceau fait moins de 6 cm et la lamine quelques millimètres, on parle de laminations entrecroisées. Quand le faisceau fait plus de 6 cm et le lit individuel de l'ordre d'un centimètre ou plus, on parle de litages entrecroisés. Cette structure est divisée en deux types en se basant sur leur forme tridimensionnelle (Tucker, 1991); en strates tabulaires '*planar cross stratification*' et en auge '*trough cross stratification*' (Fig.32).

Ce faciès a été rencontré dans les deux secteurs bien qu'il est fréquent dans la formation d'Asedjrad 2 (coupe AC).

Interprétation

Les laminations entrecroisées est un excellent témoin de réversibilité des courants, chaque *coset* indique une orientation courantologique, et la superposition des *cosets* est un résultat du changement du sens et/ou de la direction du courant. Ces structures sont laissées par l'action des marées sur une plage; l'érosion des rides ou mégarides; ou même d'un remplissage des chenaux, et ce sont des indicateurs d'un régime turbulent.

1-2- C-4/ Les grès à stratification madrée (*flaser bedding*) (B7)

Il a été remarqué au niveau de la formation d'Asedjrad 2, dans un grès fin, qui latéralement montre des figures de déformations synsédimentaires.

Interprétation

La stratification madrée résulte du contraste de l'hydrodynamisme entre un pôle turbulent vers un pôle calme. Le processus est le suivant: lorsque le courant responsable de la formation des rides s'interrompt, une fine couche de sédiment argilo-silteux peut décanter et tapisser les petits fonds des rides et ça donne des stratifications en flaser (Cojan et Renard, 1999).

Ce faciès est un indicateur des balancements de marée dans un milieu côtier (*Foreshore*), dans les *tidal flat* (replat de marais). Elle peut se former dans un front deltaïque, dans un prodelta et dans d'autres situations où il y a une fluctuation des apports sédimentaires et des intensités de courants (Tucker, 1991).

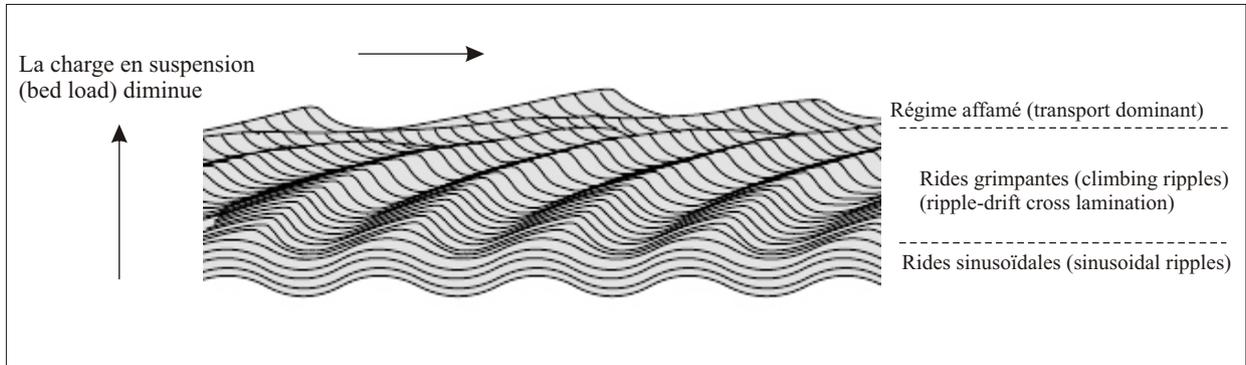


Fig . 31: Variation de la forme des rides de courant en fonction de la quantité de sable en suspension.

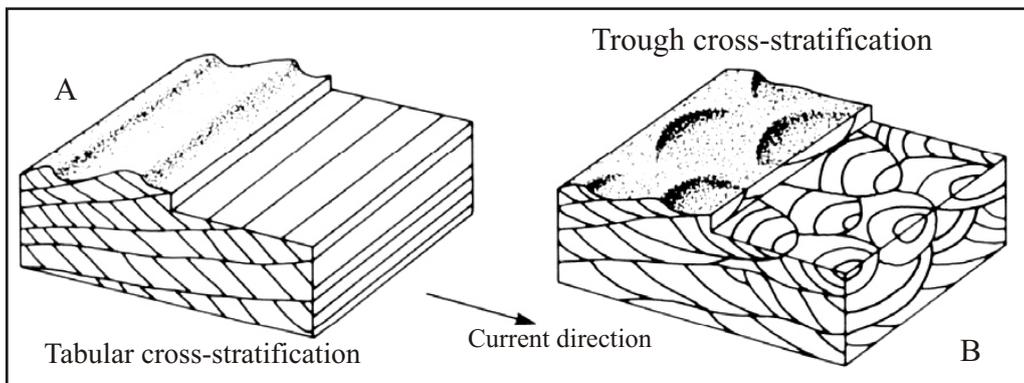


Fig. 32: Les deux types de stratification entrecroisée. A- stratification entrecroisées tabulaire, B- stratification entrecroisée en auge. (Tucker, 1991).

1-2- C-5/ Les grès à rides de courant (B8) (fig.33)

Cette catégorie a été observée quasiment dans tous les ensembles lithologiques des deux secteurs. Il se présente soit dans des bancs centimétriques à granulométrie fine, soit dans des niveaux décimétriques et associé avec d'autres figures d'interface comme les HCS et les laminations entrecroisées. Parfois les rides sont effacées (érodées) et dans ce cas on assiste à une lamination ondulée et oblique dans l'interface du banc. Dans la formation de Teferguenit (km30) ils sont souvent accompagnés avec des terriers simples (*Planolites*) et d'autres non reconnaissables.

Interprétation

Les rides de courant caractérisent un sédiment à granulométrie inférieure à 0,6mm et apparaissent à des vitesses d'un courant unidirectionnel de 15 à 150 cm.s⁻¹. Elles peuvent s'observer dans la plupart des environnements continentaux et marins, indépendamment de la profondeur (Chamley, 2000). Leur aspect en milieu littoral et côtier dépend directement de la vitesse du courant et de la hauteur de la tranche d'eau (Fig. 32).

1-2- C-6/ Les grès à traces biogéniques (ichnofossiles) (B9) (Fig.34)

Il s'agit d'un faciès gréseux portant des traces fossiles à la base, l'interface et le sommet du banc. L'intensité de la bioturbation diffère d'un banc à l'autre dont certains montrent une surface complètement garnie de petits terriers ou une intense perforation. Les traces sont représentées soit par des terriers horizontaux simples (*Planolites* et branchue de type *Thalassinoïdes*) ou verticaux (*Skolithos* ou *Gastrochaenolites*) ou bien des perforations et d'autres pistes non reconnaissable dans la surface et la base du banc.

Interprétation

Les terriers verticaux représentent des abris pour les animaux suspensivores « *suspension-feeding* » ou pour des prédateurs. Il s'agit d'un terrier d'habitation de 3 à 8 mm de diamètre et long de quelques centimètres, attribué à l'ichnogène *Skolithos*. Cet ichnogène fait partie de l'ichnofaciès à *Skolithos* qui indique un milieu marin proche du rivage (Seilacher, 1967).

Dans la majorité des cas, la bioturbation n'est pas identifiable et souvent monotypique (abondance de petits terriers simples). Il est néanmoins parfois possible de déterminer l' (les) ichnogène(s) à l'origine de la bioturbation. Il s'agit alors de traces d'organismes fouisseurs (« *deposit-feeder* », « *detrital-feeding* ») typique de *softground* (Bromley, 1990).

1-2- C-7/ Les grès à concentration coquillière (B10)

Selon la concentration, on peut distinguer deux types ; un grès lumachellique (lumachelle) ou bien "falun" à forte concentration coquillière (*shell supported*) ; et un grès à coquille. La disposition de ce faciès se fait soit à la base d'une séquence de tempête, ou bien il forme un banc continu ou lenticulaire de lumachelle.

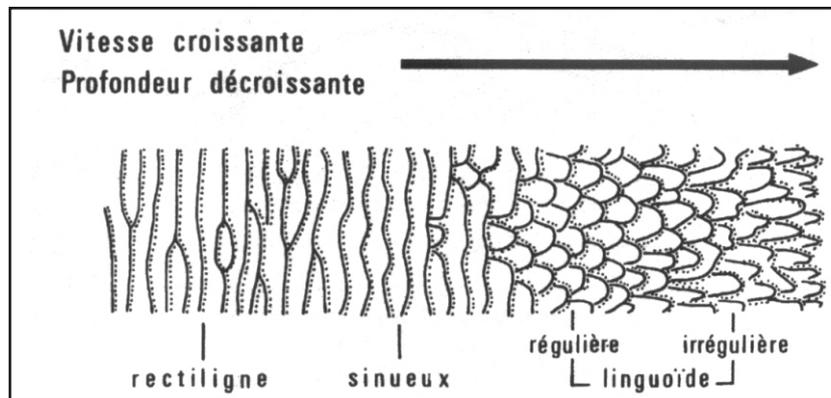


Fig.33: Aspect des rides sédimentaires en fonction de la vitesse du courant et de la profondeur (Chamley, 1987).

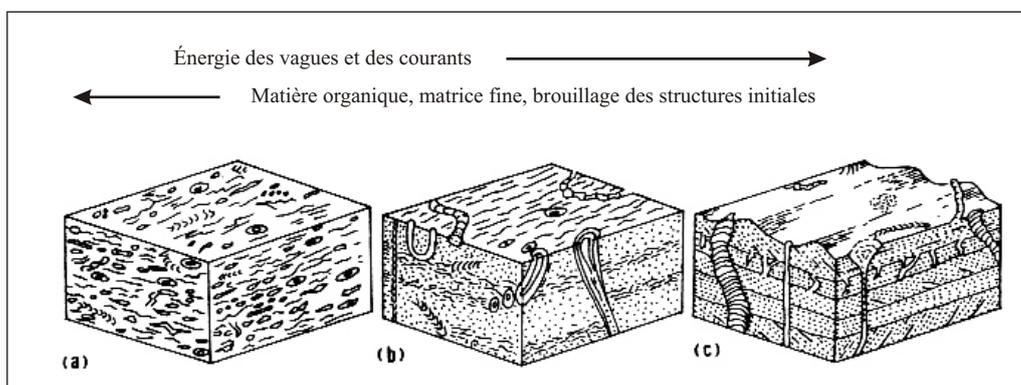


Fig.34: Relations entre les modalités de la bioturbation et les conditions hydrodynamiques de dépôt (in Collinson & Thompson, 1982). (A) silt argileux intensément bioturbé, traces fossiles comprimées et peu reconnaissable. (B) sable fin, situation intermédiaire. (C) sable grossier et propre, à structures sédimentaires préservées; traces fossiles souvent reconnaissable.

Deux catégories ont été reconnues (selon la classification de Kidwell et *al.*, 1986) une concentration monotypique (un seul taxon dominant), et polytypique (plusieurs taxons).

Ce faciès est commun dans le membre inférieur de la formation argilo-grésocalcaire (coupe AC), et caractérise quelques niveaux dans la coupe "km30".

Interprétation

D'après Kidwell (1991a) qui a mis en évidence quatre types de concentration, la plupart des concentrations rencontrées font partie des concentrations événementielles de courte durée par exemple les tempêtes. Ce phénomène est attesté par la géométrie des bancs (lenticulaire ou à base irrégulière), la position du faciès qui occupe la base d'une séquence de tempête, ou bien les figures sédimentaires associées aux concentrations coquillères.

1-2- C-8/ Les grès ferrugineux (B11)

Il s'agit d'un faciès gréseux de granulométrie fine à moyenne parfois microconglomératique, d'épaisseur décimétrique, et de couleur rougeâtre à noirâtre due à l'enrichissement en fer. Parfois des mouchetures ont été observées dans le faciès sous forme de nodules millimétriques. Ce faciès caractérise la formation d'Assedjrad2 et quelques niveaux dans la formation de Oued Samène (coupe AC).

Interprétation

La ferruginisation est un phénomène diagénétique, résulte de la précipitation du fer ramené par les cours d'eaux qui viennent des massifs cristallins environnants dans un milieu marin peu profond (Guerrak, 1987). Ce dernier a proposé cette interprétation pour les grès à oolithes ferrugineuses d'âge Praguien à Emsien de Gara Djebilet dans le bassin de Tindouf.

1-3 les calcaires (C)

La distribution de ce faciès dans la coupe de "km30" est plus marquée que dans la coupe de Ain Chebbi, là où seulement trois niveaux carbonatés ont été signalés. On peut classer ce faciès en deux catégories en se basant sur le mécanisme de mise en place.

1-3-1/ Les calcaires à figures de courant (C1)

Il s'agit d'un calcaire généralement gréseux ou à entroques présentant des figures hydrodynamiques telles que les stratifications entrecroisées, les litages obliques en mamelon (HCS) et en creux (SCS). Il est souvent marqué par une importante fraction biogéniques (test de brachiopode, débris de crinoïdes, polypiers).

Ce faciès est présent en abondance dans la formation de Dkhissa en bancs ou dalles pluridécimétrique.

Interprétation

On peut interpréter ce faciès comme des dépôts événementiels, cela veut dire qu'il s'agit d'un calcaire dont la mise en place est contrôlée par les courants de tempêtes. Cette dynamique est détectée par les figures hydrodynamiques sus-citées et par l'accumulation des bioclastes. Ce faciès se dépose dans le *shoreface* et l'*offshore* supérieur. La cimentation s'effectue par dissolution des fossiles à coquilles (brachiopodes) de nature carbonatée. Cette interprétation a été admise pour les miches calcaires de la formation d'Aïn Néchéa (Cambrien) (Ghienne et *al.*, 2007).

1-3-2/ Les calcaires précipités (C2)

Ce faciès répartis dans la coupe de "km30", tandis que trois niveaux sont décrits dans la formation argilo-gréso-calcaire de la coupe AC. Il s'agit d'un calcaire généralement bioclastique. Le FBV est formé essentiellement d'encrinite et de calcaire à macrofaune benthique diversifiée (brachiopodes, trilobites, rugoses, tabulés, tiges et ossicules de crinoïdes, bryozoaires, gastéropodes) parfois pélagiques (orthocères, goniatites). Le faciès carbonaté se présente soit en dalles décimétrique à métrique (Barre A) ou en bancs, et d'une géométrie lenticulaire ou continue.

Interprétation

La précipitation chimique des carbonates s'organise sous un climat chaud et à l'abri des apports silicoclastiques. Ces conditions sont générées soit par une montée eustatique en éloignant les sources nourricières (migration des rivages), soit lors des périodes de calme relatif entre les phases de tempêtes. La présence d'une faune pélagique indique une mer plus ou moins ouverte (probablement l'*Offshore*). Ce n'est pas toujours le cas, puisque ces fossiles peuvent être ramenés par les courants superficiels et déposés dans un milieu peu profond, et dans ce cas on parle de faune allochtone.

2- LES ASSOCIATIONS DE FACIES ET LES MILIEUX SEDIMENTAIRES

On peut rassembler les faciès sédimentaires en diverses associations qui caractérisent des milieux particuliers. Ces associations ont été sélectionnées en fonction de l'ensemble des figures et faciès sédimentaires caractérisant un environnement précis.

Il est classique de diviser les environnements de plates-formes en trois zones verticales, sub-, inter- et supratidale, reposant sur le coefficient d'exondation. Il en résulte qu'une seule zone est individualisée au-dessous du niveau des basses mers. Cependant, il n'y a aucune délimitation claire entre le supratidal et l'intertidal.

Sur une plate-forme, quatre processus sont responsables de la mise en place des sédiments ; les marées, les vagues permanentes (houles), les courants océaniques, et les vagues exceptionnelles des tempêtes qui sont l'agent de sédimentation principal sur la plus grande surface des plates-formes (Guillocheau & Hoffert, 1988). Les fonds marins soumis à ces vagues se situent sous une profondeur allant de (2-40m) (limite d'action des vagues ou FWWB) jusqu'à 200 m (si les tempêtes sont très intenses).

Dans la présente étude, on a pu ressortir six (6) associations de faciès (tableau) caractérisant des environnements de dépôt sur un profil qui s'étend depuis le *foreshore*

jusqu'à l'*offshore* inférieur. Ces associations montrent l'influence des tempêtes sur la mise en place d'une bonne partie des sédiments.

I- Les associations de faciès de la coupe de "km30"

A- la formation de Dkhissa (Fig. 35)

Le contraste lithologique est peu marqué dans cette formation, avec le membre inférieur plus ou moins gréseux et la tendance s'inverse vers le membre supérieur à lithologie plus ou moins carbonatée.

Association d'*offshore* inférieur

Elle couvre l'intervalle (0-57m) est faite des faciès suivants : faciès (A) en combes métriques à décamétriques avec des passées silteuses très espacées, faciès (B3) d'épaisseur centimétriques rarement décimétriques.

Cette association traduit des conditions hydrodynamiques faibles, dans un milieu à l'abri des actions de la houle et les vagues de tempêtes. Ces conditions correspondent à l'*offshore* inférieur.

Association d'*offshore* supérieur/*shoreface*

Les faciès caractérisant cette association sont les argiles (A), faciès (B3) abondant, faciès (B8), faciès (B9), faciès (B10), faciès (B4, B6) peu fréquent, faciès (C2), faciès (C1). Dans le membre inférieur (l'intervalle 62-160m) et (l'intervalle 175-202m) c'est le faciès gréseux qui prédomine. Dans le membre supérieur (l'intervalle 202-424m) le faciès (C1 et C2) sont fréquents.

Dans cette association, l'effet de la houle (et notamment les tempêtes) est bien ressenti dans l'enregistrement sédimentaire, ce qui implique que cette association s'est déposée dans un milieu affecté par les vagues de beaux temps et de tempêtes, et qui correspond à l'ensemble *offshore* supérieur/*shoreface*.

Association de *shoreface* supérieur/*foreshore*

Elle est constituée des interbanes argileux (A), faciès (B2) omniprésent, faciès (B3), faciès (B9) à terriers verticaux, et les faciès (B4) et (B8) sont rares.

Cette association couvre l'intervalle (160-173m) et indique une sédimentation sous un haut régime hydrodynamique et qui pourrait correspondre à un *shoreface* supérieur vers un (éventuel) *foreshore*, bien que ce dernier n'est pas parfaitement attesté dans l'enregistrement sédimentaire. Cette attribution est attestée tantôt par la stratonomie des bancs, tantôt par les terriers de *Gastrochaenolites isp.* et d'autres terriers verticaux mal conservés qui témoignent un *firm-ground* dans un littorale à haute énergie.

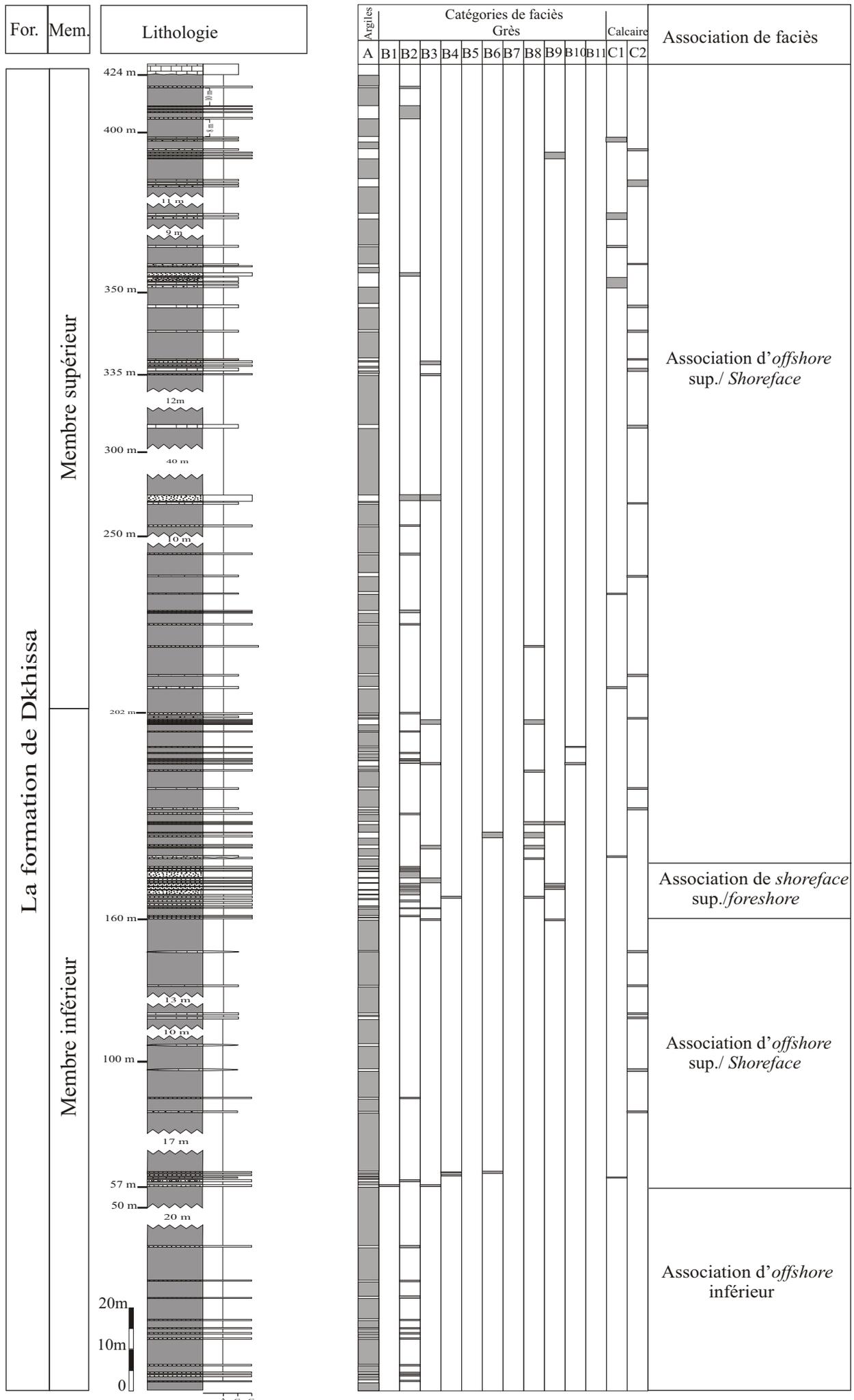


Fig. 35: Faciès et associations de faciès de la formation de Dkhissa.

B- La formation de Teferguenit (Fig. 36)

Dans cette formation, le contraste lithologique est marqué entre un membre inférieur argilo-calcaire et un autre supérieur argilo-gréseux, qui correspondent à deux associations de faciès.

Association de plate forme carbonatée

Cette association occupe le membre inférieur et formée de faciès (A) en combes métriques à pluridécamétrique, faciès (C2) à orthocères abondant et en dalles massives, faciès (B4), faciès (B8), faciès (B9) et les faciès (B3, B6) sont rares.

Cette association montre une tendance à l'installation d'une plate-forme carbonatée à sédimentation boueuse, dans un milieu plus ou moins profond (attesté par l'occurrence des orthocères) et affecté par les vagues de tempêtes.

Il s'agit d'une plate-forme boueuse *sensu* Boreen & James (1995) à épisodes carbonatés (Ouali mehadji, 2004)

Association de plate-forme influencée par les tempêtes

Elle couvre le membre supérieur et constituée de faciès (A), faciès (B4, B9, B8) sont abondants, faciès (B3) et les faciès (C1, C2) sont peu fréquents.

Cette association montre une prédominance quasi-totale de la sédimentation détritique sous l'influence des tempêtes et dans un milieu bien oxygéné (abondance de la bioturbation). Le caractère de l'enregistrement sédimentaire montre des tempêtites distales (absence des sillons d'érosion).

C- Le niveau à FBV

Association de plate-forme carbonatée médiane à distale

Cette association se différencie des autres par la monotonie des faciès (A) et le faciès (C2) à faune benthique diversifiée et bien conservée. Les encrinites, d'épaisseurs décimétriques, s'alternent avec des interbanes décimétriques à métriques d'argiles qui renferment une faune bien conservée.

Le caractère sédimentologique est propre d'une plate-forme carbonatée médiane à distale avec faune pélagique (orthocères et goniatites) qui témoigne d'un milieu ouvert.

II- Les associations de faciès de la coupe de Ain Cheikh (Fig.37)

A- La formation d'Asedjrad 2

Association de *shoreface*

Elle occupe cette formation, et se caractérise par le faciès (A) en combes métriques et interbanes décimétriques, les faciès (B6 et B8) sont abondants, faciès (B9) avec des terriers simples et verticaux, faciès (B1, B4, B10, B11) sont peu fréquents.

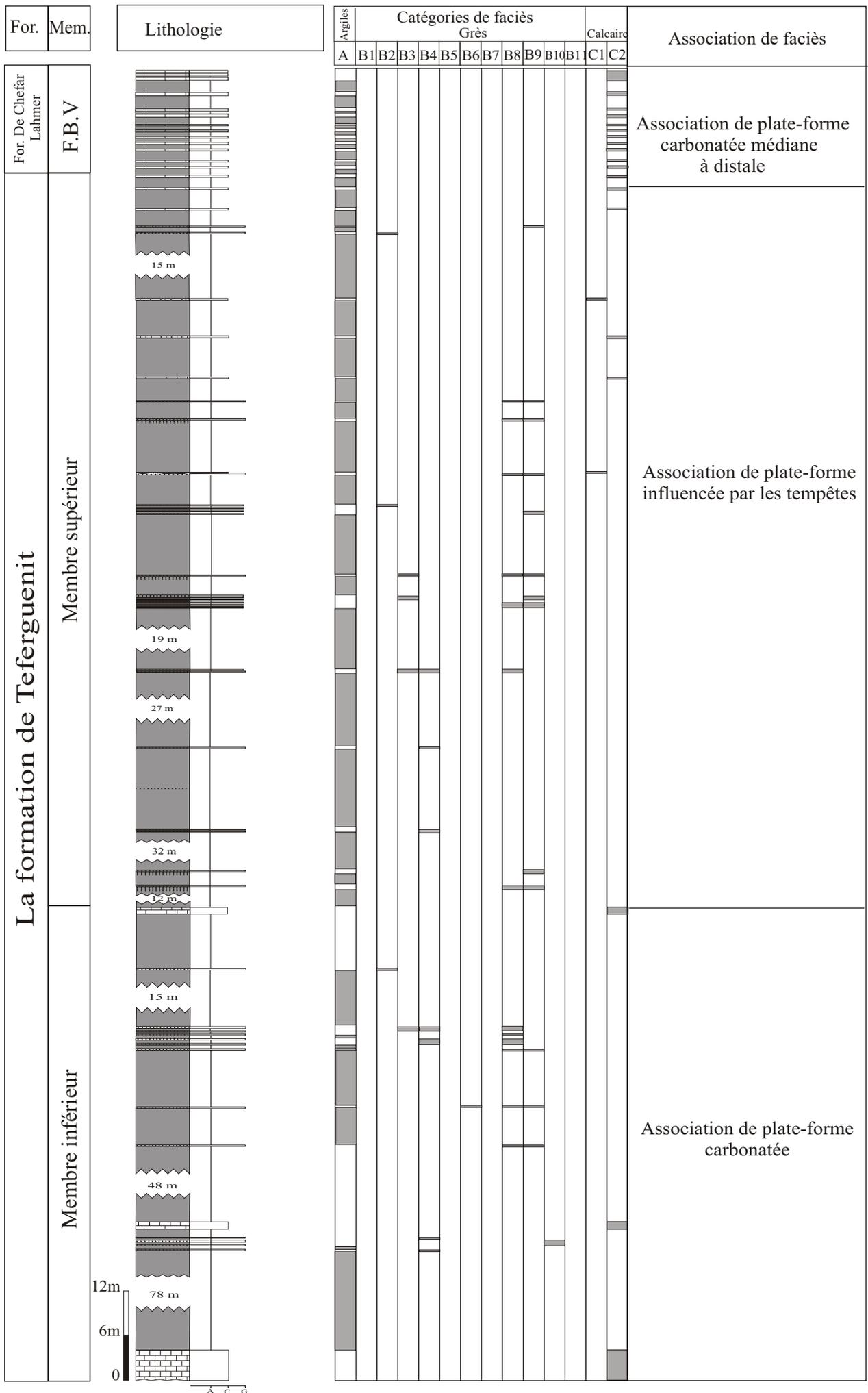


Fig.36: Faciès et associations de faciès de la formation de Teferguenit et le F.B.V.

Le rapport grès/argiles montre un rapprochement du milieu vers le rivage (source nourricière). Ce milieu est confirmé par les figures sédimentaires et biogéniques d'un régime hydrodynamique turbulent dans un *shoreface*.

Donc la formation d'Asedjrad 2 s'est déposée dans un environnement proximal (*shoreface*) dans un contexte général prodeltaïque.

B- La formation de Oued Samène

Association de front deltaïque

Cette association couvre la partie basale du membre inférieur et la majeure partie du membre supérieur. Elle est constituée principalement du faciès (B2) et (B1) en barres massives, faciès (B6), le faciès (B9) à terriers verticaux et finalement le faciès (B11).

Les caractéristiques sédimentologiques concordent avec un milieu très énergétique et à fort apport silicoclastique, accompagné d'une légère pente qui déclenche les déformations synsédimentaires. Ces faciès représentent un remplissage des barres d'embouchures dans un milieu de dépôt correspondant vraisemblablement à un front deltaïque, qui peut englober le *foreshore* et le *shoreface*.

Association de *shoreface/offshore* supérieur

Elle occupe une partie du membre inférieur et la partie basale du membre supérieur, le faciès (A) domine en combes métriques à décamétriques séparant des bancs de faciès (B9 et B8).

La prédominance des argiles, et l'occurrence des grès sans figures hydrodynamiques atteste un milieu à faible turbulence dans une eau plus ou moins profonde. On peut admettre que cette association caractérise un prodelta.

La formation de Oued Samène s'est déposée principalement dans un front deltaïque ponctué d'un épisode prodeltaïque entre les deux grandes barres.

C- La formation argilo-gréso-calcaire

Association d'*offshore* supérieur

Dans cette association, on dénombre les faciès suivant pour le membre inférieur : les argiles (A) en interbancs décimétriques, faciès (B10) est abondant, faciès (B4), faciès (B5) et le faciès (B6). Pour la base du membre supérieur, c'est le faciès (C1) qui prédomine.

Cette association (membre inférieur) est caractéristique des dépôts de tempêtes et on peut les qualifier de tempêtites proximales à médianes (Guillocheau, 1991) due à la géométrie des bancs et les accumulations coquillères enregistrées.

Comme environnement sédimentaire, on propose la partie proximale et médiane de l'*offshore* supérieur.

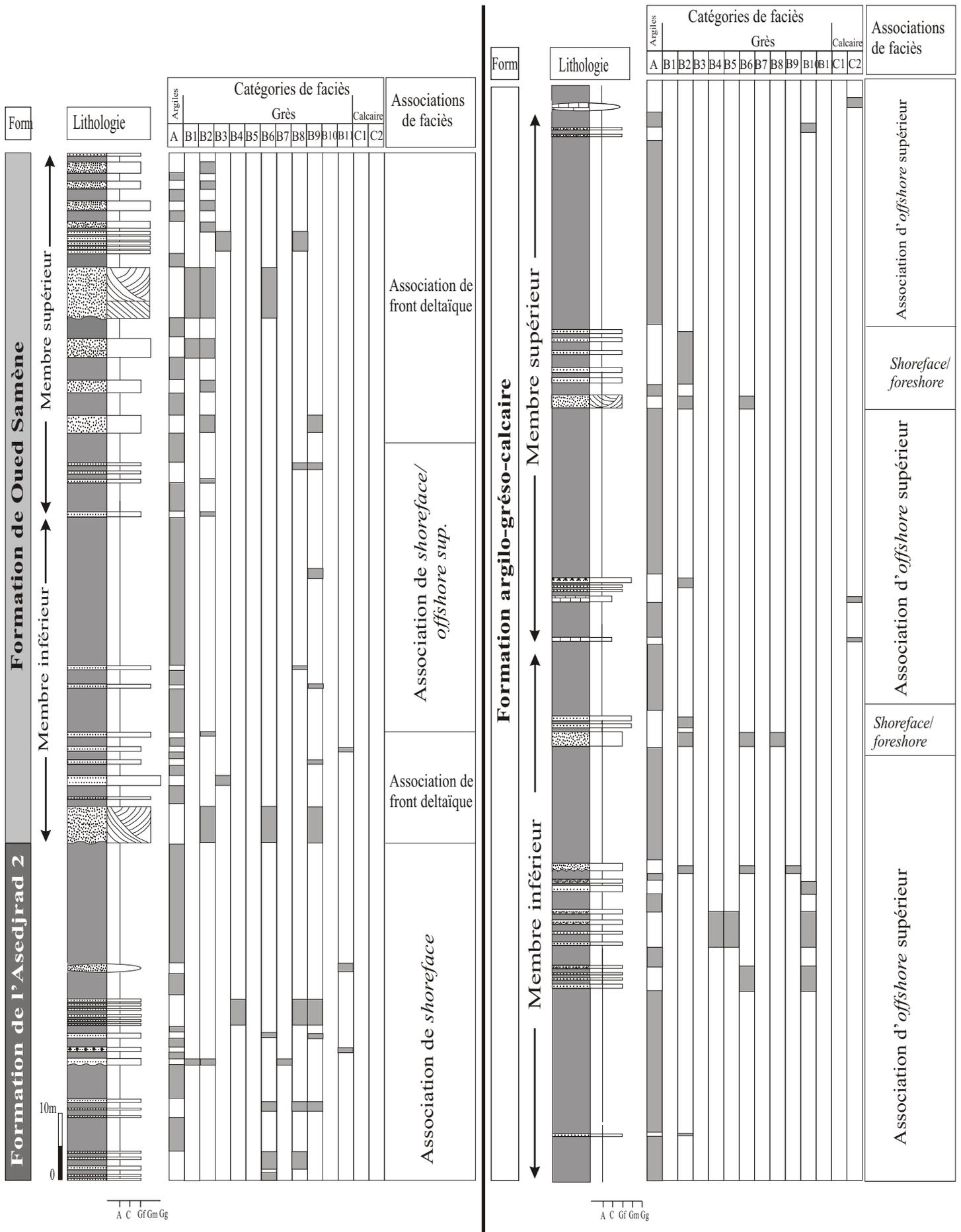


Fig. 37: Faciès et associations de faciès de la coupe de Ain Cheikh.

Association de *shoreface/foreshore*

Elle occupe les barres 9 et 12, constituées du faciès (A), faciès (B6), faciès (B2) et le faciès (B7) en couplets grès/argiles.

Le taux élevé des grès avec des figures de régime hydrodynamique turbulent atteste l'emplacement du sédiment dans un milieu proche du rivage, là où l'apport sédimentaire est important. Le milieu adéquat avec ces conditions correspond au *shoreface* et éventuellement un *foreshore*.

On peut conclure que la majeure partie de la formation argilo-gréso-calcaire s'est déposée dans un prodelta à influence de la houle.

Conclusion

Les deux secteurs étudiés sont caractérisés par une sédimentation silico-clastique, avec au nord, le bassin de l'Ougarta, une sédimentation détritique ponctuée d'épisodes carbonatés dans un milieu relativement profond et affecté par les vagues de tempêtes. Les associations de faciès montrent l'évolution paléo-environnementale depuis une plate-forme détritique à une plate-forme carbonatée d'une mer ouverte.

Vers le Sud, dans le bassin de Reggane, une sédimentation essentiellement détritique est enregistrée. La formation d'Asedjrad 2 déposée dans un milieu de *shoreface* en contexte prodeltaïque, ensuite le milieu devient peu profond et à proximité du continent (formation de Oued Samène) dans le cadre d'un front deltaïque. En effet, dans la formation argilo-gréso-calcaire, le milieu de dépôt devient relativement profond et donc le prolongement d'un prodelta.

DEUXIEME PARTIE : SEQUENCES ET CORTEGES DE DEPOT

I- INTRODUCTION

Après avoir déterminé les associations de faciès caractéristiques des environnements de dépôts, il est indispensable de retracer l'enchaînement vertical des faciès correspondant aux séquences. L'analyse séquentielle (stratigraphie séquentielle) est l'outil par excellence pour décrypter les messages sédimentaires portés par les séquences. Cette méthode est appliquée pour reconstituer les cortèges sédimentaires et leurs relations dans l'espace et le temps, afin de retracer les cycles eustatiques responsables des agencements de faciès.

II- RAPPEL SUR QUELQUES NOTIONS

1- SEQUENCES

La séquence est la brique élémentaire de la stratigraphie séquentielle. Ce terme a été introduit par Sloss et *al.* (1949) pour désigner une unité stratigraphique bordée par des discordances subaériennes. Comme définition, la séquence est un groupement de faciès génétiquement liés entre eux, et bordée par deux discontinuités.

En stratigraphie séquentielle, cinq types de séquence sont couramment utilisés (Fig.38 ;39), et chaque séquence correspond à un modèle de séquence de dépôt.

2- DEFINITIONS ET CONCEPTS DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

La stratigraphie séquentielle est une méthode d'étude des bassins sédimentaires relativement récente, élaborée initialement par les chercheurs de la compagnie pétrolière EXXON. Les premières publications (Vail & *al.*, 1977) ont été suivies par de nombreuses mises au point successives et les concepts, développés d'abord pour les séries sédimentaires détritiques de marges passives, ont ensuite été précisés (Vail & *al.*, 1987 ; Jervy, 1988 ; Posamentier & *al.*, 1988 ; Van Wagoner & *al.*, 1988 ; Mitchum & Van Wagoner, 1991), puis étendus à différents contextes géodynamiques (Mitchum & Van Wagoner, 1990 ; Vail & *al.*, 1991), et enfin aux formations carbonatées de plate-forme (Sarg, 1988, Schlager, 1991, Schlager et *al.*, 1994, Tucker, 1991, Emery & Myers, 1996, Miall, 1997).

Il est généralement admis qu'une séquence de dépôt est fondamentalement un enregistrement sédimentaire de variations d'accommodation (Posamentier & Vail, 1988). Cette dernière est considérée, en reprenant les définitions de Lafont (1994) et Guillocheau (1995), établies en suivant Jervy (1988), comme étant un potentiel de création ou d'enlèvement (actif) d'espace disponible pour la sédimentation. Trois facteurs contrôlant cet espace (Fig.40) et de ce fait affectent la géométrie des corps sédimentaires (Vail et *al.*, 1987).

La séquence à différents ordres correspond à des enregistrements périodiques (ou non périodiques) et/ou cycliques d'un cycle eustatique. Ce dernier établi par Vail et *al.*, (1977) puis redéfini dans la charte de Haq et *al.* (1987, 1988), qui désigne des fluctuations eustatiques au cours du temps. Des ordres de cyclicité ont été définis suivant la durée des cycles stratigraphiques (Vail et *al.*, 1977a ; Haq et *al.*, 1987 ; Goldhammer et *al.*, 1990 ; Einsele et *al.* 1991 ; Mitchum et Van Vagoner, 1991 ; Vail et *al.*, 1991). Le cycle de premier ordre est supérieur à 100 Ma, et lié aux changements de volume des bassins océaniques lié à la tectonique globale (Pitman, 1978 ; Kominz, 1984) ; le cycle de deuxième ordre (10-50 Ma) représente un changement dans l'évolution d'un bassin comme un changement du taux de la subsidence ou le soulèvement ; le cycle de troisième ordre (1,5-10 Ma) tectono-eustatique, climat et au volume des glaces (Miall, 1986 ; Miall & Tyler, 1991 ; Vail et *al.*, 1991). Le 4^{ème}, 5^{ème}, 6^{ème} et 7^{ème} ordre d'une durée 0,9-1,5 ; 0,1-0,4 ; 0,05-0,1 et 0,02-0,04 Ma respectivement, d'une périodicité liée aux paramètres orbitaux de la terre (excentricité, obliquité et précession) connus sous l'appellation de cycle de Milankovitch.

L'eustatisme est défini comme les fluctuations du niveau marin relatif (ou niveau de base, Catuneanu, 2002 ; 2006 ; Catuneanu et *al.*, 2009) au cours du temps. Il est exprimé soit par une transgression avec migration de la ligne de rivage vers le continent, ou d'une régression (normale et forcée) avec une migration de la ligne du rivage vers le bassin. Ces deux concepts sont contrôlés soit par des paramètres allogéniques (extrinsèques) comme la tectonique, le climat et l'eustatisme, ou des paramètres autogéniques (intrinsèques) comme la progradation des lobes deltaïques.

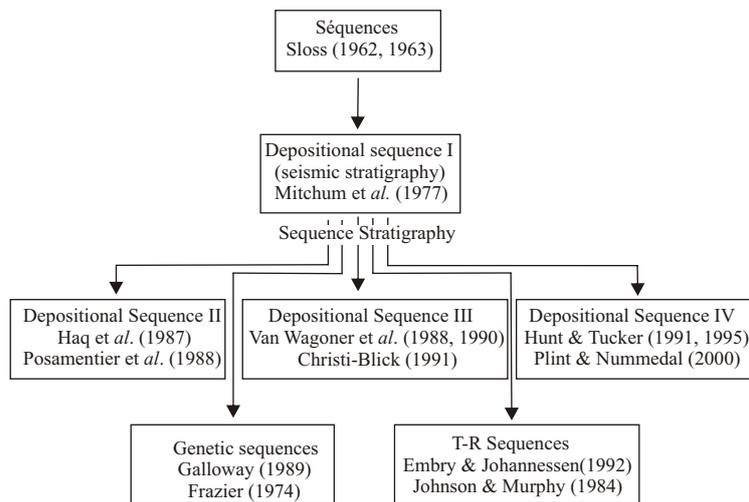


Fig.38: Les modèles de la stratigraphie séquentielles (Catuneanu, 2006)

Sequence model Events	Depositional sequence II	Depositional sequence III	Depositional sequence IV	Genetic sequence	T-R sequence
End of transgression	HST	Early HST	HST	HST	RST
End of regression	TST	TST	TST	TST	TST
End of base-level fall	Late LST (wedge)	LST	LST	Late LST (wedge)	MRS
Onset of base-level fall	Early LST (fan)	Late HST	FSST	Early LST (fan)	RST
	HST	Early HST	HST	HST	

CC*: limite de séquence sensu Posamentier & Allen (1999).

CC**: limite de séquence sensu Hunt & Tucker (1992).

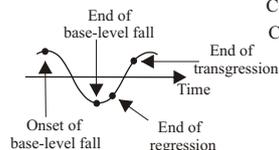


Fig.39: Nomenclature des cortèges sédimentaires et l'emplacement des limites de séquences pour les modèles de séquences existants (Catuneanu et al., 2009).

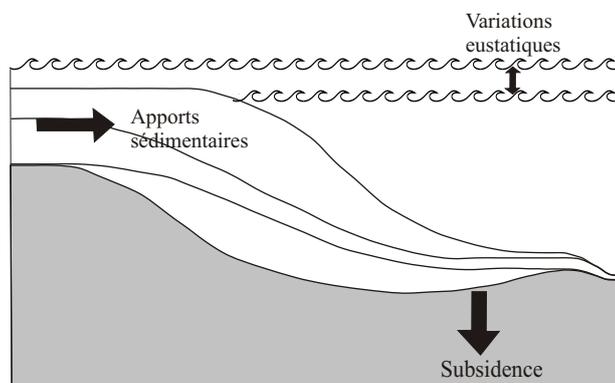


Fig.40: Les facteurs contrôlant l'espace d'accommodation (d'après Vail et al., 1987)

Une séquence de dépôt '*depositional sequence*' présente trois éléments fondamentaux : les paraséquences, les cortèges sédimentaires et les discontinuités. Les paraséquences sont définies comme une succession relativement concordante de dépôts génétiquement liés, délimités par des surfaces d'inondations marines, ou par les surfaces de concordances équivalentes (Van Wagoner et al., 1988, Van Wagoner et al., 1990 ; Arnott, 1995 ; Yin & Tong, 2000) et correspond donc à une évolution bathymétrique du milieu profond à peu profond, suivant le modèle sédimentologique. Il s'agit de petites unités de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, observables à l'échelle de l'affleurement. Les empilements de paraséquences (*parasequence sets*) forment trois types de tendances : aggradante, rétrogradante ou progradante (Fig.41). La reconnaissance de ces tendances et la caractérisation des différents types de discontinuités permettent de définir des cortèges sédimentaires. Le modèle du groupe d'EXXON comporte quatre cortèges (Fig.42) ; prisme de bas niveau (PBN) pour la séquence de type 1 (émersion totale de la plate forme) ; prisme de bordure de plate-forme (PBP) pour la séquence type 2 (exondation partielle de la plate-forme) ; le cortège transgressif (CT) ; et le prisme de haut niveau (PHN). On ajoute le FSST (*falling stage system tract*) (Plint & Nummedal, 2000) qui occupe la base du PBN et déposé au cours de la chute rapide du niveau de base (régression forcée) appelé ainsi *forced regressive wedge system tract*.

III- L'ANALYSE SEQUENTIELLE

A- La coupe de "km30"

Les séquences élémentaires

Le plus petit motif séquentiel observable est la séquence mineure et binaire (séquence d'objet de Courel et al., 1997) . Ce sont des séquences élémentaires de 2^{ème} ordre (selon Delfaud, 1974 ; 1984). Il s'agit de couple argile/grès ou argile/calcaire qui présente des fluctuations eustatiques à l'échelle locale.

Séquences argile/grès (A/G)

Le terme argileux est dominant, décimétrique à pluridécamétrique, de couleur verdâtre, et renfermant rarement des passées silteuses centimétriques. Il s'est déposé par décantation dans un milieu à faible énergie, cependant les passées silteuses se mettent en place par des remobilisations sous un courant modéré et épisodique. Le terme gréseux d'épaisseur décimétrique à figures sédimentaires qui attestent un régime turbulent généré par la houle (vague de beau temps et notamment de tempêtes) dans un milieu situé au dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes jusqu'au littoral.

Séquence argile/calcaire (A/C)

Le terme inférieur, similaire à celui décrit dessus, est suivi d'un terme de nature carbonatée. Le calcaire est une entroquite à forte concentration bioclastique et d'une faune essentiellement benthique. Ce faciès présente des figures sédimentaires de haute énergie (stratifications entrecroisées, et oblique en mamelon) qui prouvent l'action des tempêtes dans la mise en place de ce faciès, dans un milieu peu profond.

ARCHITECTURE STRATIGRAPHIQUE

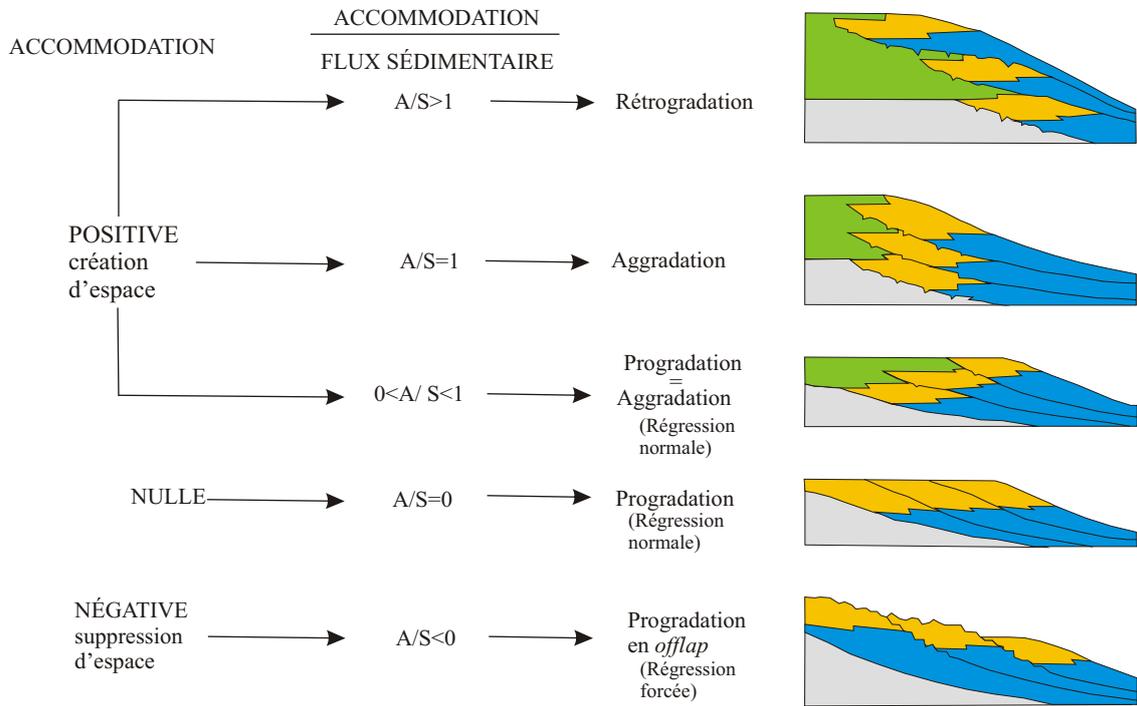


Fig.41: L'architecture stratigraphique en fonction du rapport A/S (modifiée après Homewood et al., 2000).

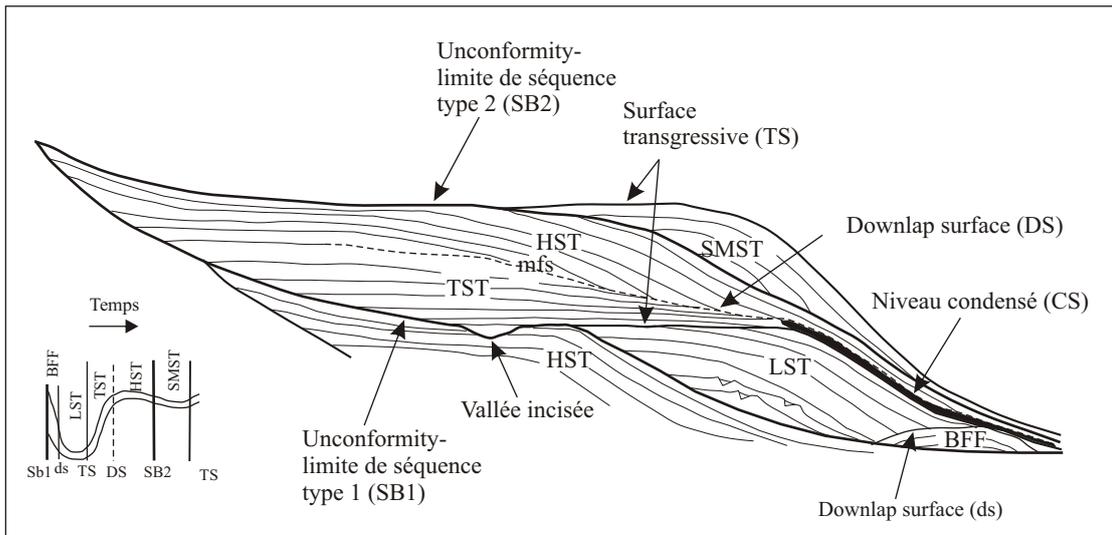


Fig.42: la séquence théorique de dépôt (Vail et al., 1987)

HST: Highstand System Tract (prisme de haut niveau, TST: Transgressive System Tract (intervalle transgressif), LST/W : Lowstand System Tract/wedge (prisme de bas niveau), BFF: Basin Floor Fan (cône sous-marin), SMST: Shelf Margin System Tract (prisme de bordure de plate-forme), SB: Sequence Boundary (limite de séquence) mfs: Maximum Flooding Surface (surface d'inondation maximale), CS: Condensed Section (niveau condensé).

I- La formation de Dkhissa (Fig.43)

I-A- Inventaire des discontinuités

Les discontinuités, dans cette formation sont mal exprimées, et elles sont représentées soit par des coupures dans l'enregistrement sédimentaire, et donc des chenalisations ou ravinement, soit par des ralentissements de sédimentations (surface durcie "hard ground" et condensations fossilifères). D'autres discontinuités d'ordre inférieur peuvent être signalées comme les surfaces à rides de courant, les surfaces bioturbées et à nombreux terriers verticaux "firm ground". Dans la plupart des cas, les discontinuités sont manifestées par un changement lithologique marquant le passage d'un faciès à l'autre.

I-B- les mésoséquences

Cette formation est un empilement de neuf mésoséquences d'ordre 3, qui sont regroupées en deux séquences d'ordre 4 (*sensu* Delfaud, 1972, 1974).

Mésoséquence 1 (Ms1)

Elle est bordée à sa base par la D1 qui marque la base de cette formation, et au sommet par la d2 qui atteste un changement dans la lithologie. Elle est faite par l'agencement de plusieurs séquences élémentaires de type (A/G). La majeure partie de cette mésoséquence s'est effectuée dans un milieu plus ou moins calme, cependant le sommet de la mésoséquence affirme un comblement notable prouvé par les figures sédimentaires d'un milieu peu profond.

Mésoséquence 2 (Ms2)

Cette séquence limitée par la d2 et la d3 qui marque un changement lithologique (depuis argilo-gréseux vers argilo-calcaire). Elle est constituée essentiellement par des séquences élémentaires type (A/C) bien espacées, avec un terme argileux épais et un terme calcaire à cortège bioclastique benthique dominant. Cette mésoséquence dénote un changement des conditions environnementales favorisant la sédimentation chimique dans un milieu d'*offshore* supérieur.

Mésoséquence 3 (Ms3)

Elle est limitée par la d3 et la d4 qui correspond à une chenalisation d'un niveau gréseux remplie de faciès carbonaté, c'est une mésoséquence complètement argilo-gréseuse (d'un rapport grès/argile élevé) stratocroissante "*thickening upward*" puis stratodécroissante "*thinning upward*" au sommet. Cette mésoséquence s'inscrit dans un milieu peu profond proche du rivage (*shoreface* supérieur à un *foreshore*).

Mésoséquence 4 (Ms4)

Bordée à sa base par le ravinement (d4) et au sommet par la d5 qui clôture le membre inférieur de cette formation. Elle est formée de séquences élémentaires plus ou moins serrées de type (A/G) et quelques séquences type (A/C) dont le terme supérieur de chaque séquence caractérise un milieu peu profond.

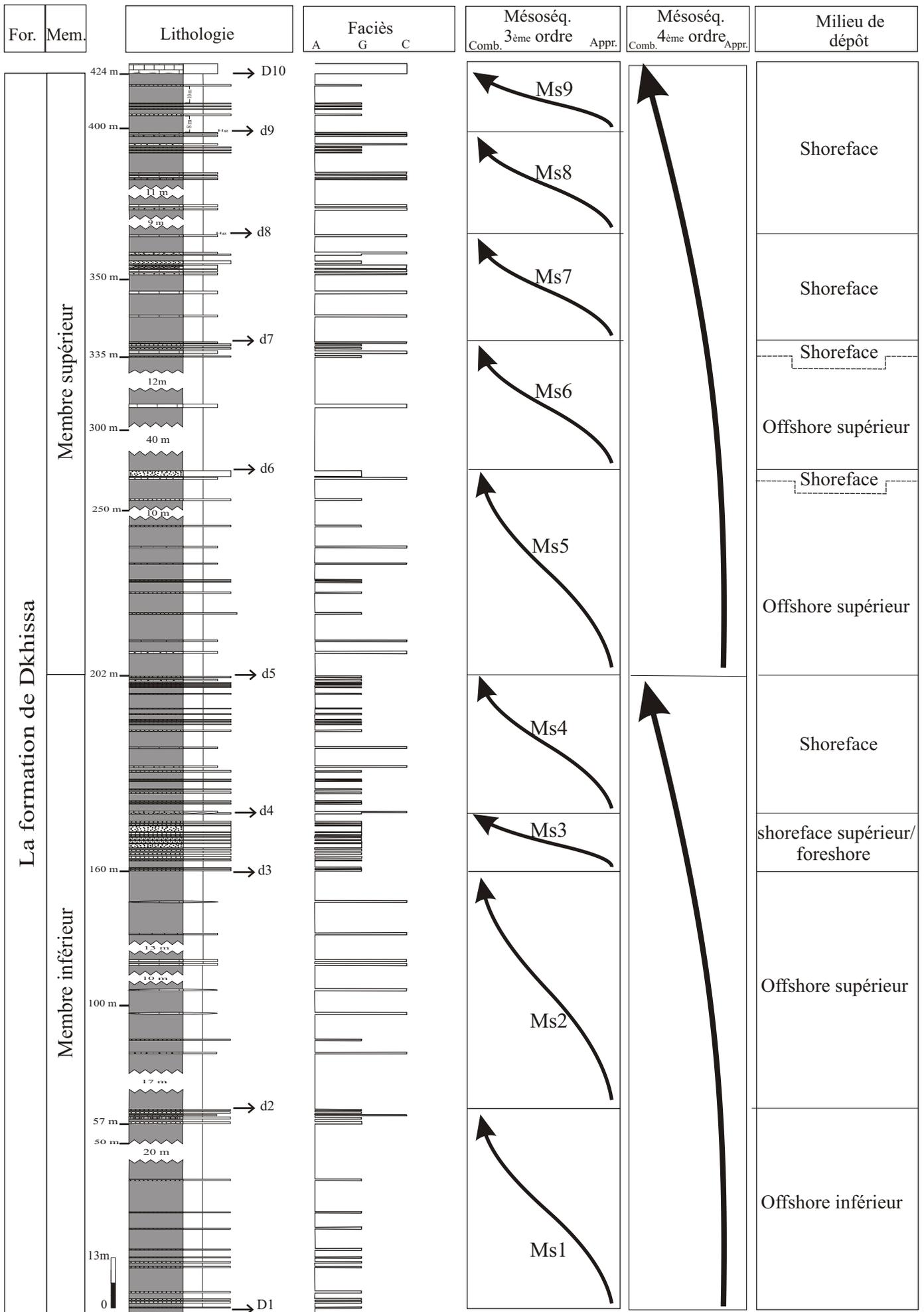


Fig.43: Caractérisation séquentielle et environnementale de la formation de Dkhissa

Mésoséquence 5 (Ms5)

Cette mésoséquence est argilo-gréso-carbonatée limitée par la d5 et la d6 située sur une dalle gréseuse et atteste un changement lithologique depuis des grès vers une épaisse combe argileuse. Elle est formée de séquences élémentaires espacées de type (AG) et (A/C) dont les termes supérieurs de chaque séquence sont minces et la tendance générale est stratocroissante. L'environnement correspondant à cette mésoséquence est un *offshore* supérieur (pour la partie inférieure de la mésoséquence) et un *shoreface* (pour la partie sommitale de la mésoséquence).

Mésoséquence 6 (Ms6)

Elle est argilo-gréso-calcaire, les deux séquences élémentaires inférieures sont épaisses (décamétrique) et le terme argileux prédomine largement ; la partie supérieure de cette mésoséquence est formée de séquences élémentaires très serrées avec des termes supérieurs épais et caractérisant un milieu peu profond ce qui implique une tendance de comblement dans un milieu situé au dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes et qui pourrait correspondre à l'*offshore* supérieur pour la majeure partie de la mésoséquence, et un *shoreface* pour les séquences élémentaires supérieures.

Mésoséquence 7 (Ms7)

Elle est limitée par la d7 et la d8 qui correspond à une oxydation (surface durcie) sur un niveau de calcaire bioclastique à stratifications entrecroisées. Elle est formée essentiellement de séquences élémentaires de type (A/C), espacées à la base et serrées au sommet d'une tendance de comblement attestée par le cortège bioclastique benthique d'un environnement peu profond (*shoreface*).

Mésoséquence 8 (Ms8)

Cette mésoséquence est bordée par la d8 et la d9. Cette dernière est une surface durcie sur le toit d'un niveau de calcaire à oncolithes stromatolithiques. A la base de cette mésoséquence, les séquences élémentaires sont de types (A/C) tandis que dans la partie supérieure les séquences types (A/G) s'organisent avec des termes supérieurs assez minces. Le contenu bioclastique ainsi les figures sédimentaires caractérisent un environnement peu profond affecté par les vagues de tempêtes et qui concorde avec un *shoreface*, bien que la dernière séquence élémentaire indique un milieu à émergence temporaire (Ouali Mehadjji & al., 2008)

Mésoséquence 9 (Ms9)

Cette dernière mésoséquence est faite quasiment de séquences élémentaires de type (A/G) à termes gréseux très minces. Elle est tronquée au sommet par un ravinement (D10) dans la base de la Barre A qui annonce le début de la formation de Teferguenit. Les séquences élémentaires indiquent un milieu à faible énergie qui peut être interprété soit d'une accalmie du milieu soit d'un approfondissement relatif.

II- La formation de Teferguenit et les niveaux à FBV (Fig.44)

II-A- Inventaire des discontinuités

On a pu dénombrer plusieurs types de discontinuités ; des ravinements qui correspondent à une troncature de l'enregistrement sédimentaire (D10, d13) ; non dépôt accompagné d'oxydation (d11) ; condensation marquée par présence d'une faune pélagique (d12) ; changement lithologique brutal (D14). D'autres discontinuités peuvent être mises en jeu, il s'agit de surfaces à rides de courant, et les surfaces à forte bioturbation qui correspond à des "*soft ground*" dans des grès à très fine granulométrie.

II-B- Les Mésoséquences

Mésoséquence 1 (Ms1)

La première mésoséquence est limitée à sa base par un ravinement au dessous de la Barre A, et clôturée au sommet par une surface durcie sur le toit de Barre B. Les termes carbonatés sont très développés ce qui prouve l'approfondissement avec l'arrivée de la faune nectonique, mais sans être à l'abri des épisodes de tempêtes. Cette mésoséquence est transgressive et marque le premier approfondissement à l'échelle régionale, qui s'inscrit dans une plate-forme carbonatée à influence de tempêtes.

Mésoséquence 2 (Ms2)

Cette mésoséquence occupe la partie supérieure du membre inférieur limitée par la d11 et la d12. Elle est formée essentiellement de séquences de types (A/G) qui correspondent à des tempêtites distales, cependant la dernière séquence est de type (A/C) et prouve un approfondissement du milieu avec l'abondance de la faune nectonique.

Mésoséquence 3 (Ms3)

Elle est cernée par la d12 et la d13 qui correspond à un ravinement et une bioturbation abondante sur un niveau gréseux dont les irrégularités sont remplies de calcaire à entroque. Les séquences élémentaires sont typiques des tempêtites distales dont l'enchaînement vertical forme des séquences stratocroissantes qui conviennent à des phases d'arrivage de matériel détritique après de longue période de calme. Le sommet de chaque séquence est marqué d'une intense bioturbation de petits terriers. On a pu interpréter ces surfaces comme des *soft ground* qui pourraient traduire un ralentissement, voire un arrêt bref de la sédimentation sans acquisition d'une quelconque cohérence (Shinn, 1969 ; Ghibaud & al., 1996 ; Pemberton & al., 2000).

Mésoséquence 4 (Ms4)

C'est la dernière mésoséquence de la formation de Terferguenit, bordée au sommet par une discontinuité d'un changement lithologique (D14). Elle est formée de séquences élémentaires type (A/G et A/C) très espacées avec un terme argileux très épais, tandis que le terme supérieur est marqué d'un contenu faunistique important. Cette mésoséquence montre une certaine stabilité du milieu avec le développement des conditions qui permettent l'épanouissement de la vie benthique.

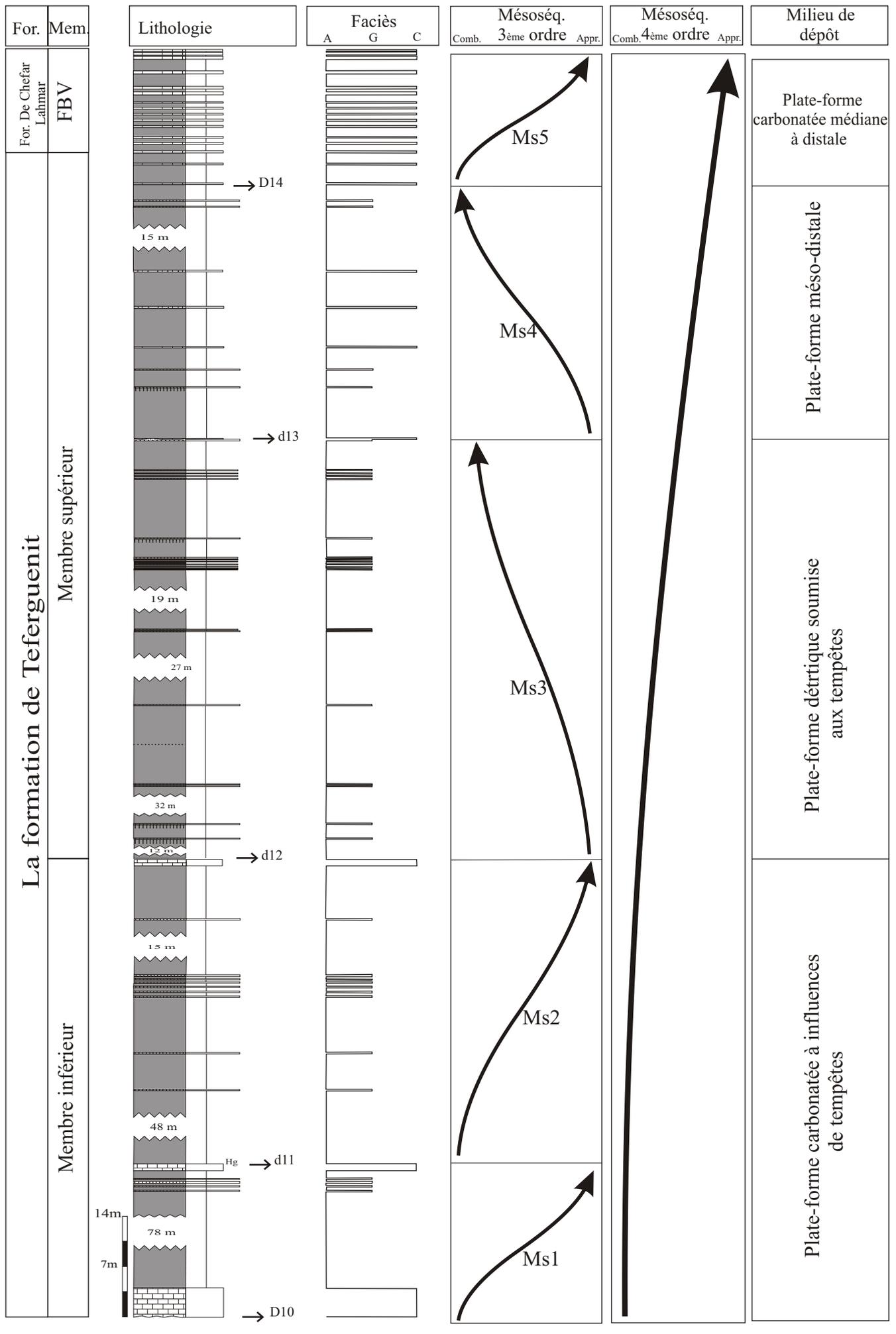


Fig. 44: Caractérisation séquentielle et environnementale de la formation de Teferguent et le FBV

Mésoséquence 5 (Ms5) (niveau à FBV)

Elle est pratiquement argilo-calcaire, d'un terme calcaire riche en faune benthique et pélagique parfaitement conservée, avec rétro-action taphonomique. Les séquences élémentaires sont celles d'une plate-forme carbonatée médiane à distale en phase d'approfondissement généralisé dans tout le bassin.

B- La coupe de Ain Cheikh (Fig.45)

Les séquences élémentaires

Séquence A/G

Cette séquence caractérise la formation d'Assedjrad 2, la partie supérieure de la formation de Oued Samène, et la formation argilo-gréso-calcaire. Cette séquence s'inscrit dans un contexte régressif après une longue phase de décantation.

Séquence G/A

Elle est formée d'un terme inférieur gréseux à figures d'une eau peu profonde suivi d'un terme argileux ; cette configuration atteste d'une tendance transgressive.

Séquence A/C

Le terme argileux plurimétrique est surmonté d'un terme carbonaté (faciès C2) riche en bioclastes, avec un passage graduel des argiles qui prennent une couleur violacée au niveau du contact et deviennent indurées. L'enchaînement vertical montre une dynamique progradante.

I- La formation d'Asedjrad 2

I-A- L'inventaire des discontinuités

Cette formation est encadrée par deux discontinuités ; la première (D1) correspond à un changement lithologique depuis les argiles siluriennes, aux grès du Dévonien inférieur ; la deuxième limite (D6) s'agit d'un ravinement au dessous de la première barre gréseuse de la formation de Oued Samène. D'autres discontinuités d'ordre inférieur peuvent être signalées (d2, d3, d4, d5) qui coiffent chaque succession stratocroissante et qui sont distinguées par une surface à rides de courant et à bioturbation intense.

I-B- Les mésoséquences

Cette formation est formée de cinq mésoséquences régressives stratocroissantes (d'ordre 3 selon Delfaud, 1972 ; 1974 ; 1984) dont chacune correspond à une évolution bathymétrique du milieu profond (*offshore* inférieur pour l'épaisse combe d'argile) à peu profond (barre), sauf la 4^{ème} mésoséquence qui représente une stratodécroissance et donc une polarité inverse.

Mésoséquence 1 (Ms1)

Elle couvre la Barre 1 (B1), constituée de l'empilement de séquences type (A/G) avec terme supérieur gréseux indiquant un milieu à forte agitation et peu profond. Dans l'ensemble, cette séquence montre un comblement attesté par le faible rapport argile/grès.

Mésoséquence 2 (Ms2)

Elle est cernée par deux surfaces (d4, d5) qui correspondent à un toit garni de rides de courant et de traces biogéniques diverses. Les séquences élémentaires sont typiques d'un comblement qui s'observe au niveau de la Barre 4.

Mésoséquence 4 (Ms4)

Cette mésoséquence repose sur un ravinement (d4) qui tronque une séquence (Ms3) de type (A/G). L'enchaînement vertical des séquences élémentaires est strato-décroissant, montrant une évolution bathymétrique depuis un milieu peu profond (littoral) à forte agitation vers un milieu relativement profond (tempêtites de plate-forme médianes). Le sommet de cette mésoséquence est une surface intensément bioturbée (d5) indiquant un arrêt de la sédimentation.

Mésoséquence 5 (Ms5)

Elle est limitée par la surface (d5) et le ravinement (D6), et formée de deux séquences élémentaires à termes argileux bien développé. Le comblement de cette mésoséquence est attesté par le ravinement qui explique un milieu peu profond et proche du rivage.

II- La formation de Oued Samène

II-A- Inventaire des discontinuités

Cette formation est encadrée de deux ravinements caractérisant la base des deux super barres (B4 et B5 s.s). Ce sont des surfaces d'érosion qui délimitent deux séquences stratodécroissantes.

II-B- Les mésoséquences

Mésoséquence 6 (Ms6)

Elle repose sur un ravinement (D6) et formée de séquences élémentaires type (G/A) qui sont stratodécroissantes. Ces séquences sont typiques d'un environnement peu profond à fort apport sédimentaire indiquant un rapprochement vers la source nourricière, et qui correspond à un front deltaïque. L'enchaînement vertical montre un certain approfondissement traduit par la stratonomie.

Mésoséquence 7 (Ms7)

Cette mésoséquence est limitée à sa base par une discontinuité (d7) qui marque un changement de faciès (depuis la stratodécroissance vers une épaisse combe d'argile), par

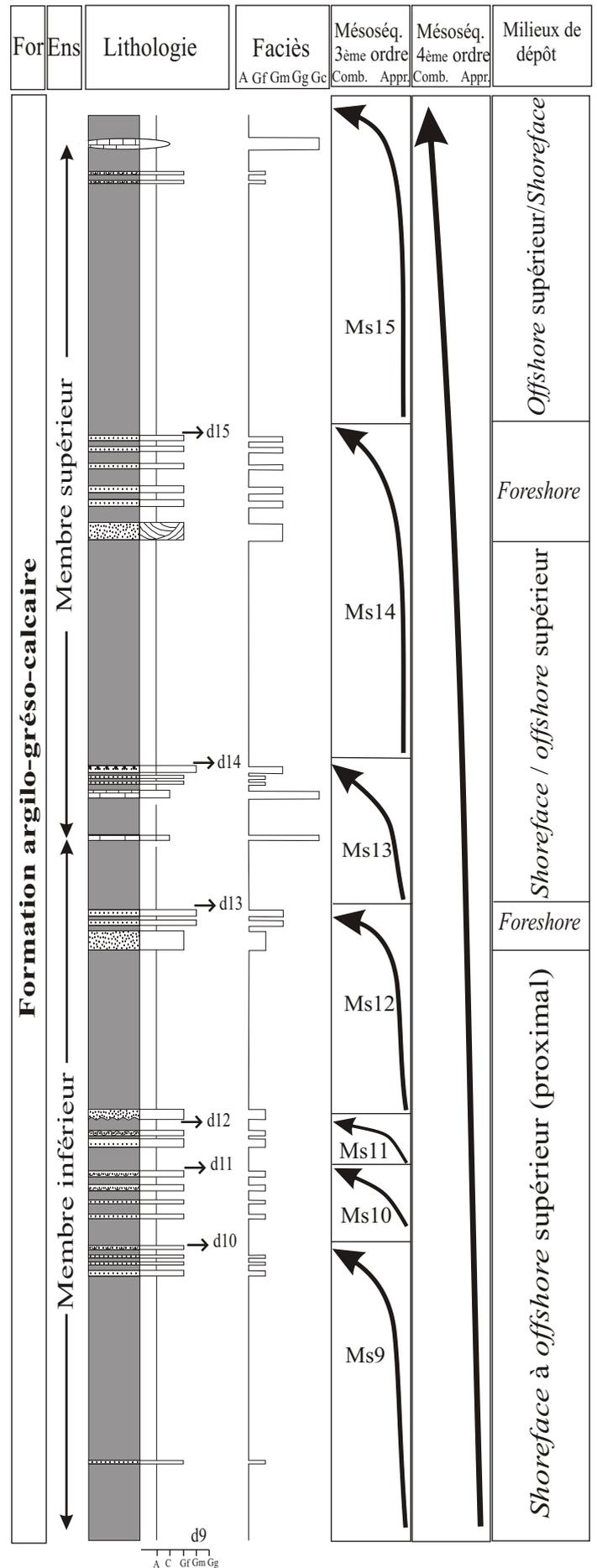
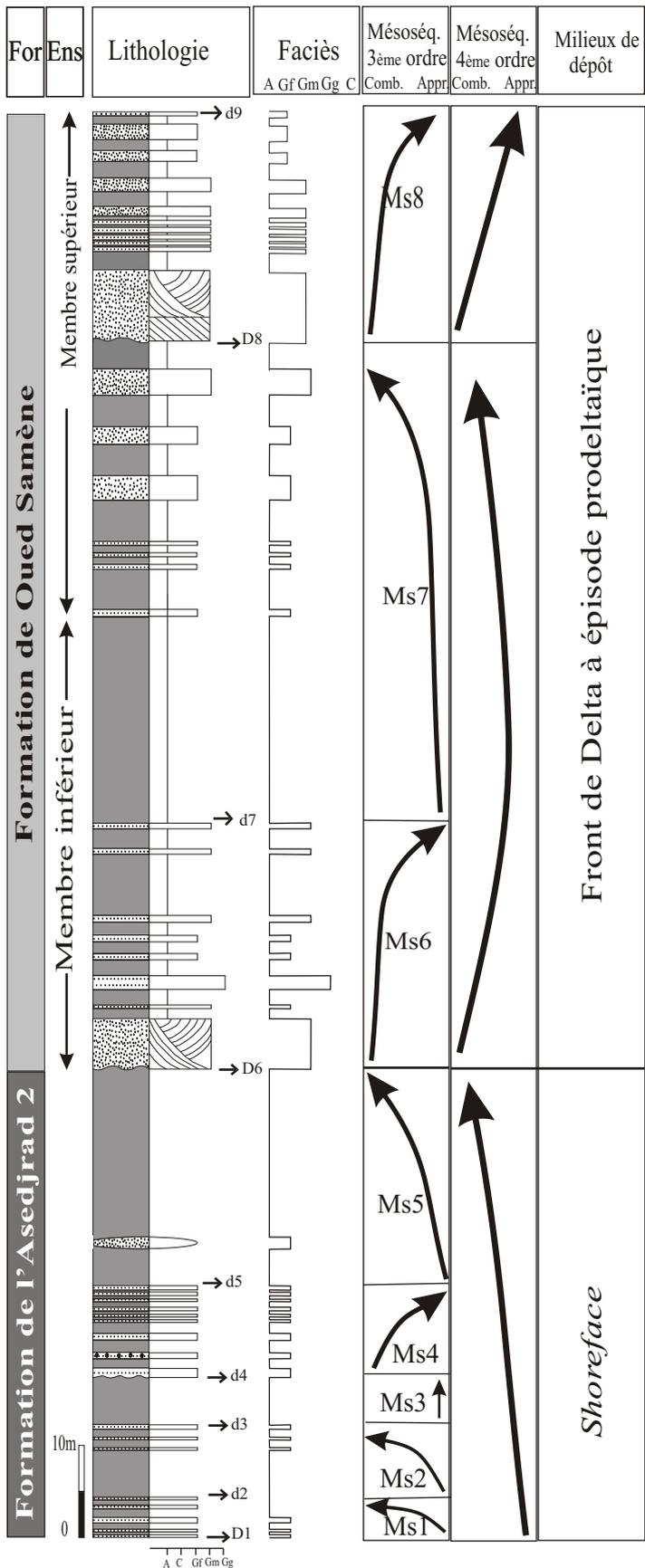


Fig. 45: Caractérisation séquentielle et environnementale de la coupe de Ain Cheikh

contre au sommet elle est tronquée par un ravinement (D8). Elle est caractérisée par des séquences stratocroissantes et d'une granulométrie croissante (*thickening and coarsening upward sequences*) ce qui traduit un comblement et donc une migration d'un milieu prodeltaïque relativement profond (partie inférieure de la mésoséquence) vers un milieu peu profond (séquences supérieures) qui concorde avec un front deltaïque.

Mésoséquence 8 (Ms8)

Elle est limitée à sa base par un ravinement (D8) et au sommet par une surface marquant un changement lithologique vers la troisième formation. Elle est constituée de séquences élémentaires à évolution verticale stratodécroissante et d'une granulométrie décroissante (*thinning and fining upward sequences*) qui portent les caractéristiques d'un front deltaïque. Cette évolution pourrait être due à un léger ralentissement du flot hydrodynamique en réponse à une pulsation eustatique.

III- La formation argilo-gréso-calcaire

III-A- Inventaire des discontinuités

Dans cette formation, les discontinuités occupent le sommet de chaque mésoséquence, et qui signifient des changements de lithologie, sauf la surface (d12) qui correspond à un ravinement, et la (d13) est matérialisée par un microconglomérat sur un niveau gréseux.

III-B- Les mésoséquences

Comme la formation d'Asedjrad 2, les mésoséquences (d'ordre 3) sont considérées comme des paraséquences de comblement à évolution bathymétrique décroissante. Elle est caractérisée par l'empilement de sept mésoséquences dont chacune est formée d'une combe et d'une barre.

Mésoséquence 9, 10, 11 (Ms9, 10, 11)

Les discontinuités de ces mésoséquences sont des niveaux gréseux à accumulation coquillière. Chaque mésoséquence est constituée d'un terme supérieur riche en débris coquilliers cependant la dernière se termine par une lumachelle (falun). Les séquences élémentaires sont celles d'un milieu peu profond atteint par les vagues de tempêtes, et donc elles sont des séquences de tempêtes qui se répètent dans le temps, et on peut les considérer comme des tempêtites medio-proximales. La dernière mésoséquence est tronquée d'un ravinement (d12) caractérisant une base irrégulière d'une dalle gréseuse.

Mésoséquence 12 (Ms12)

Elle commence par un terme gréseux raviné à sa base (d12), et marquée par un épais terme basal argileux qui précède une stratodécroissance. Les termes gréseux à figures hydrodynamiques d'une eau peu profonde (probablement *foreshore*) indiquent un comblement. La limite supérieure (d13) marque le passage à une combe argileuse de la mésoséquence suivante.

Mésoséquence 13 (Ms13)

Limitée à la base par (d13) et au sommet par une surface microconglomératique (d14). Elle est constituée essentiellement de séquences élémentaires de type (A/C) à terme calcaire à faune benthique. L'influence de la sédimentation chimique au niveau de cette mésoséquence indique un changement des paramètres climatiques et/ou eustatique.

Mésoséquence 14 (Ms14)

Elle est distinguée par un terme basal argileux décamétrique suivi d'une stratodécroissance (dernière barre gréseuse). Cet enchaînement prouve un comblement traduit par un rapprochement du milieu vers le continent et l'installation d'un matériel détritique d'une eau peu profonde (*foreshore* à *shoreface*).

Mésoséquence 15 (Ms15)

Cette mésoséquence est limitée à la base par la (d15), elle est d'abord argileuse traduisant une longue phase de décantation, puis vers le sommet le terme du calcaire oolithique et les passées lumachelliques attestent un milieu à haute énergie et donc un comblement relatif. Au dessus de cette mésoséquence apparaissent des séquences transgressives du Dévonien moyen à termes argilo-calcaire.

Conclusion

Après le décryptage séquentiel, on a pu confirmer les données tirées des associations de faciès, et donner une orientation aux enchaînements de faciès. Cette analyse nous a permis de mettre en évidence les points suivants :

Dans la coupe de "km30", la formation de Dkhissa est une suite de neuf mésoséquences régressives de 3^{ème} ordre qui s'inscrivent dans une mégaséquence de comblement.

La formation de Teferguenit est un enregistrement de quatre mésoséquences, le membre inférieur comporte deux mésoséquences transgressives, cependant le membre supérieur est complètement régressif. Le niveau à FBV est une mésoséquence transgressive et annonce la base de l'approfondissement du Dévonien moyen.

Dans la coupe de Ain Cheikh, la formation d'Asedjrad2 est une mégaséquence régressive formée de cinq mésoséquences d'ordre 3. La formation de Oued Samène est une mégaséquence à tendance transgressive puis régressive. Et finalement, la formation argilo-gréso-calcaire est un empilement de sept mésoséquences régressives regroupées en une mégaséquence de comblement.

IV- STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE

Dans cette partie, on va entamer l'enchaînement séquentiel dans une optique globale et à l'échelle du bassin. L'objectif consiste à regrouper l'enchaînement faciologique en cortèges sédimentaires, avec hiérarchisation des cycles eustatiques en relation avec l'eustatisme.

Il est à noter que le manque de données biostratigraphiques et lithostratigraphique (au moins deux coupes dans le même bassin) diminue la résolution de la stratigraphie séquentielle. Dans cette approche, on va appliquer le concept d'Embry et Johannessen (1992) ou "*transgressive-regressive sequence*" qui tient compte de deux prismes sédimentaires : le prisme transgressif et le prisme régressif.

A- La coupe de "km30"

Au niveau de la formation de Dkhissa (Fig. 46), les fluctuations eustatiques sont mal ressenties, en fait un maximum régressif pourrait être signalé dans la troisième crête (Barre 3) de grès.

On a pu dénombrer deux cycles de troisième ordre regroupés en un cycle progradant de deuxième ordre (*sensu* Mitchum & Van Wagoner, 1991, Vail et al., 1991) :

Un cycle Lochkovien traduit par la majeure partie du membre inférieur et correspond à un prisme régressif qui se termine par pic du maximum d'exondation ;

Un cycle Lochkovien-Praguien, est comme le précédent, représenté par un prisme régressif occupant le membre supérieur.

Dans la formation de Teferguenit (Fig.47), ce sont les intervalles transgressifs qui servent comme des repères pour suivre les fluctuations eustatiques. Cette formation est formée de deux cycles de troisième ordre (*sensu* Mitchum & Van Wagoner, 1991, Vail et al., 1991) :

Un cycle Emsien 1 : à deux prismes, à la base un intervalle transgressif (membre inférieur) à maximum d'inondation (SIM ou MFS) situé dans la Barre C à faune pélagique abondante ; le deuxième prisme est régressif et couvre la majeure partie du membre supérieur

Un cycle Emsien 2, fait d'un seul prisme régressif qui se termine sous le niveau à FBV.

Les niveaux à FBV annoncent un prisme transgressif de la base d'un cycle Emsien-Eifelien de troisième ordre, interprété par un approfondissement du milieu et l'installation d'une faune benthique et pélagique d'une mer ouverte.

B- La coupe d'Ain Cheikh (Fig.48)

Dans cette coupe, le contraste des environnements sédimentaires est bien marqué par le changement brutal du faciès. On a pu mettre en évidence six cycles sédimentaires de troisième ordre (*sensu* Mitchum & Van Wagoner, 1991, Vail et al., 1991). Cette subdivision est basée essentiellement sur les pics régressifs correspondant au maximum de migration de la ligne de rivage vers le bassin. Les deux ravinements des deux super barres gréseuses sont un bon exemple de surface de régression maximale (Catuneanu, 1996; Helland-Hansen et Martinsen, 1996) correspondant à une érosion sous marines :

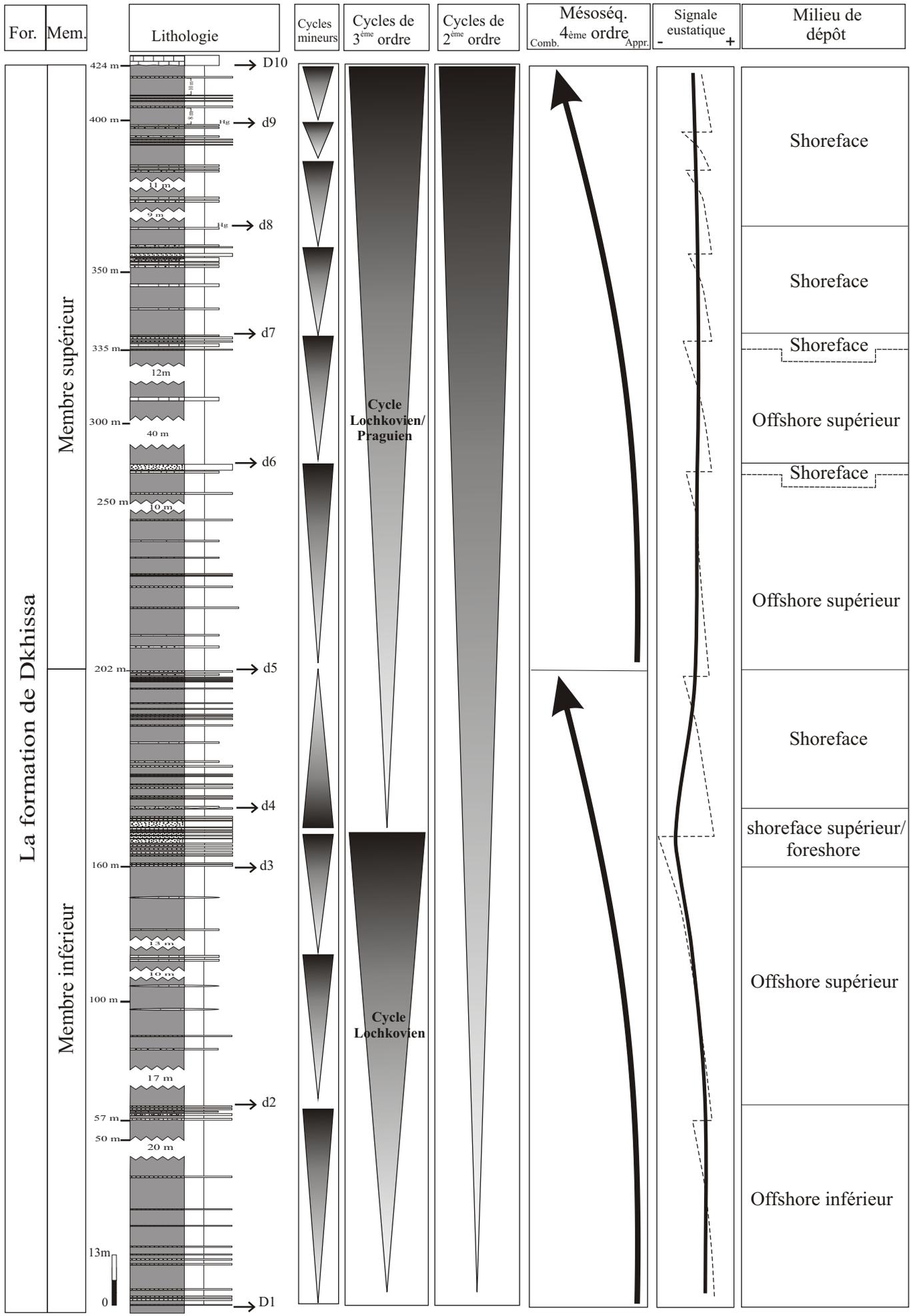


Fig.46: Cortèges de dépôt et cycles eustatiques de la formation de Dkhissa

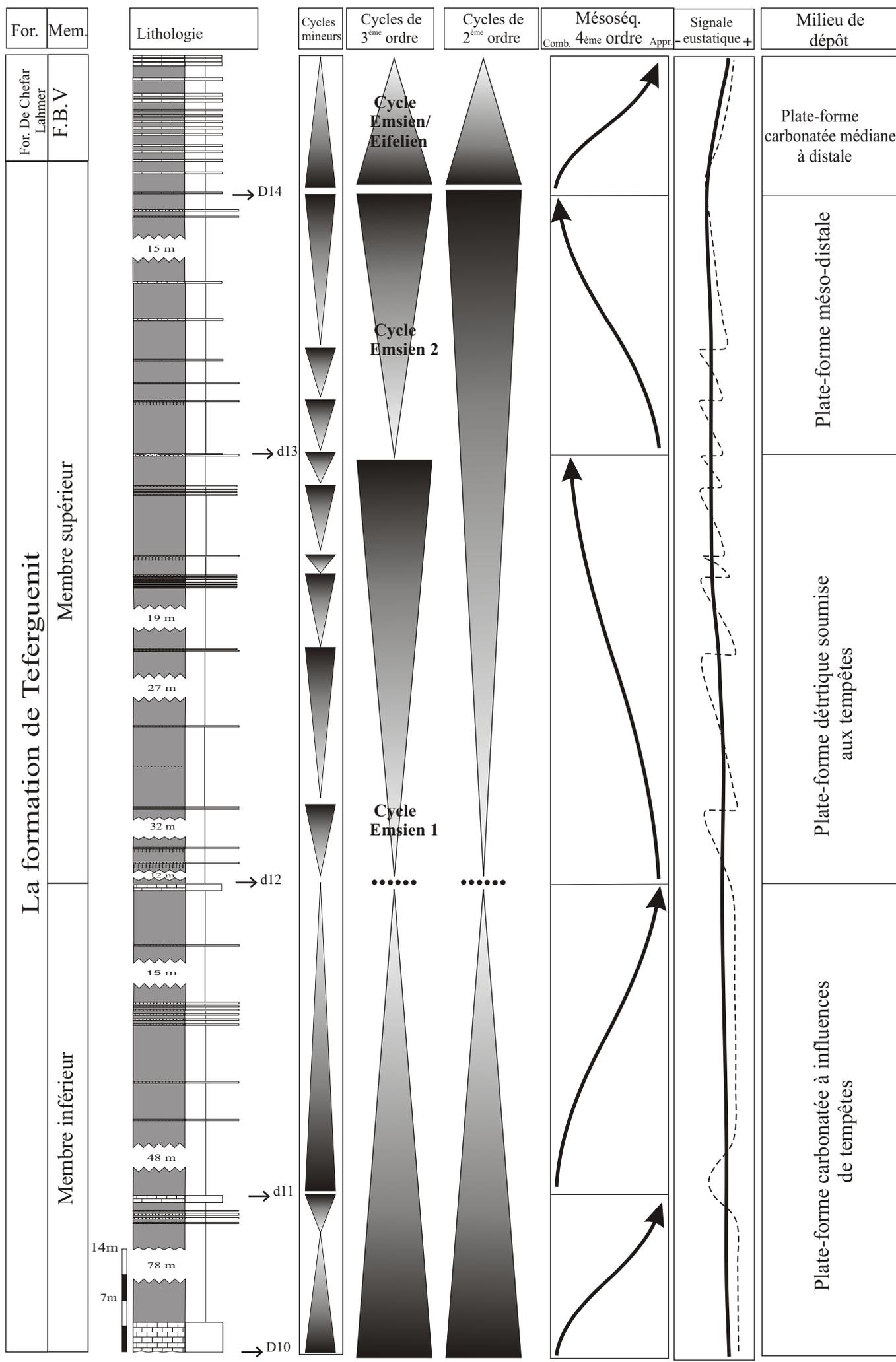


Fig.47: Cortèges de dépôt et cycles eustatiques de la formation de Teferguenit et le FBV 84

Cycle 1 : correspond à la formation d'Asedjrad2 (Lochkovien), il est progradant en un prisme régressif.

Cycle 2 : est un cycle complet transgressif à la base qui repose sur un ravinement de la surface de régression maximale, et régressif au sommet, il couvre le membre inférieur et une partie du membre supérieur de la formation de Oued Samene.

Cycle 3 : repose sur une surface de régression maximale et correspond à un cycle complet (prisme transgressif et un prisme régressif). Ce cycle englobe la barre (B5) de la formation de Oued Samène et la majeure partie du membre inférieur de la formation argilo-gréso-calcaire.

Cycle 4 : occupe la partie supérieure du membre inférieur de la formation argilo-gréso-calcaire. Bordé à sa base par le troisième pic régressif, il est moins étendu et formé d'un prisme transgressif suivi d'un autre régressif.

Cycle 5 : progradant dans l'ensemble, et fait d'un seul prisme régressif et se termine par le dernier pic régressif du Dévonien inférieur.

Cycle 6 : c'est le premier cycle du Dévonien moyen (Eifelien inf. *pp.*), et se place au dessus du quatrième pic régressif. Il est formé d'un prisme transgressif étendu suivi d'un prisme régressif.

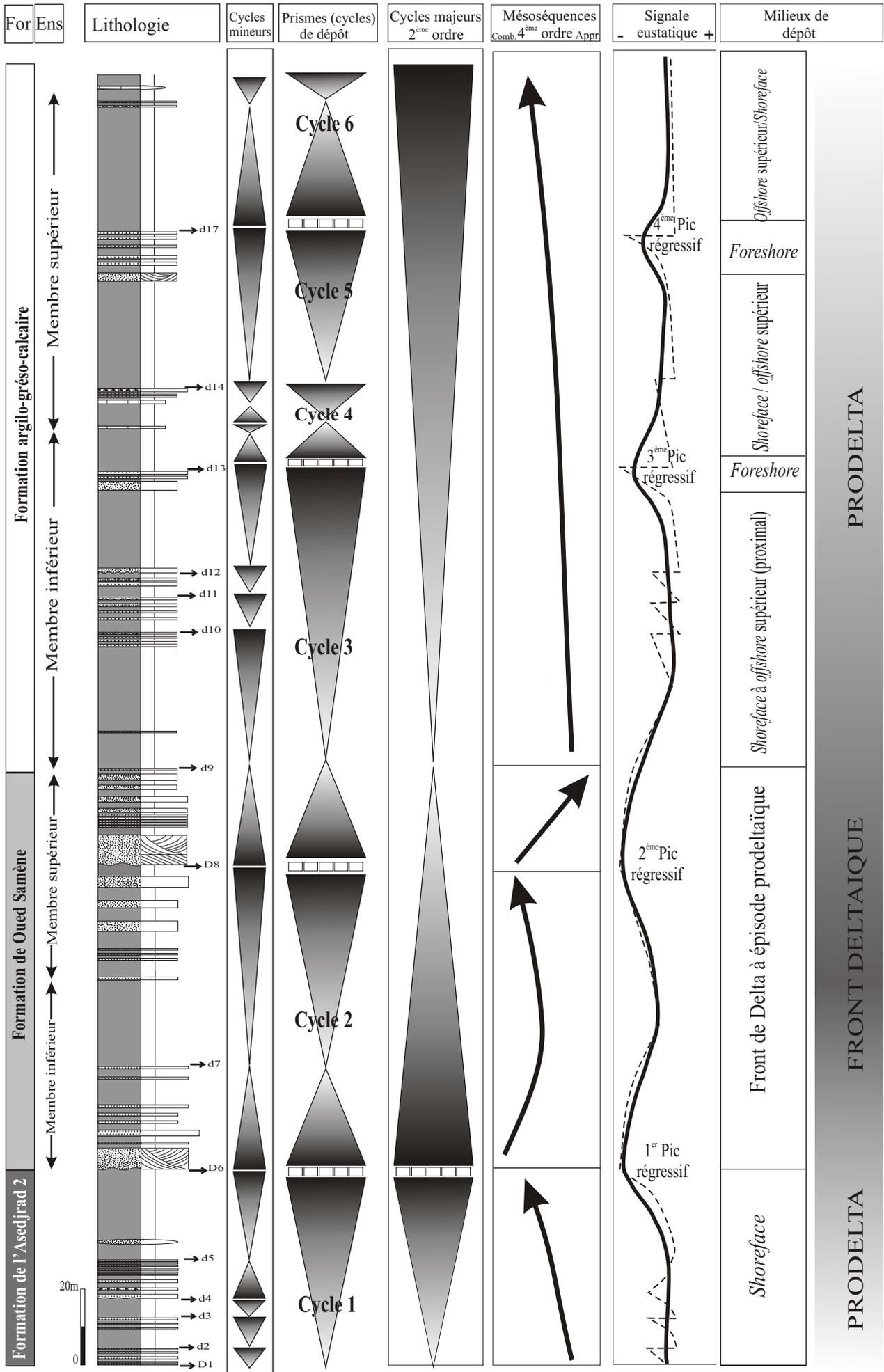


Fig.48: Cortèges de dépôt et cycles eustatiques de la coupe d'Ain Chebbi

CONCLUSION GENERALE

Dans cette dernière partie, en se référant aux associations et aux agencements de faciès, on va rappeler les scénarios susceptibles et compatibles avec les données citées dans la présente étude et sans mettre à l'écart les travaux actuels et anciens.

A- Conclusion en terme lithostratigraphique

On déduit, deux provinces lithostratigraphiques quasiment distinctes :

Dans le Nord, la coupe de km30 est une suite de deux formations ; la formation de Dkhissa (424m) d'âge Lochkovien supérieur-Praguien, est une succession argilo-gréso-calcaire, à membre inférieur plus ou moins gréseux, tandis que le faciès carbonaté devient important dans le membre supérieur. Sur le plan faunistique, elle contient un cortège bioclastique marin benthique; la formation de Teferguenit (et le niveau à FBV) (400m) attribuée au Praguien terminal-Emsien, à lithologie argilo-gréso-calcaire dominée par les combes argileuses, dont le rôle des carbonates devient important dans le membre inférieur et la partie terminale (FBV). Le cortège faunistique benthique est associé à une faune pélagique abondante (goniatites et notamment les orthocères), les trois barres calcaires (A, B, C) et le (FBV) en sont des exemples.

Vers le Sud, dans le bassin de Reggane, le Dévonien inférieur moins étendu et d'une lithologie essentiellement silico-clastique, formé de trois formations ; La formation d'Asedjrad2, peu épaisse (60m) d'âge Lochkovien à faciès rythmique (argilo-gréseux), de stratonomie peu importante au niveau des barres, et à niveaux ferrugineux ; La formation de Oued Samène (97m) attribuée au Praguien, de faciès argilo-gréseux marquée par la stratonomie des barres massive des grès de granulométrie moyenne à grossière ; et la formation argilo-gréso-calcaire (150m), de stratonomie modérée, dont le rapport argile/grès est important. Il est à signaler que dans la base de cette formation, des concentrations bioclastiques caractérisent des niveaux lumachelliques, cependant, un manque d'enregistrement sédimentaire (hiatus) affecte la partie supérieure de cette formation. Cet hiatus déjà signalé, affecte l'Emsien dans toute les formations du Dévonien inférieur du pourtour Nord-Occidental du bouclier Touareg.

B- Conclusion en termes d'environnements sédimentaires

On a pu déduire au Nord un environnement franchement marin dans un plateau continental. Tout d'abord le Lochkovien et le Praguien se mettent en place dans une plate-forme détritique à composante essentiellement argilo-gréseuse intercalée de niveaux carbonatés et affectée par des épisodes de tempêtes, ce qui implique un milieu situé au dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes "*storm wave base*" (SWB). A partir de l'Emsien on arrive à l'installation d'une plate-forme carbonatée à sédimentation boueuse ponctuée par des épisodes de tempêtes en remobilisant un matériel détritique déjà déposé.

Le passage d'une plate-forme détritique à une plate-forme carbonatée est expliqué par des changements paléogéographiques et paléoclimatiques dont l'impact est capital sur le régime sédimentaire.

Vers le Sud, dans le bassin de Reggane, le domaine intermédiaire (deltaïque) et le domaine marin ont été le siège du matériel déposé. Durant le Lochkovien, le milieu était marin du plateau continental à fond soumis aux vagues de tempêtes, et qui passe

progressivement à un milieu intermédiaire (prodelta). Le Praguien est strictement deltaïque (front du delta) à deux super barres gréseuses correspondant à deux épisodes de barres d'embouchures d'un front deltaïque.

L'Emsien s'est mis en place dans un prodelta à forte influence de tempêtes dans la partie inférieure, même l'effet tidal est senti ce qui implique un milieu prodeltaïque qui englobe l'*offshore* supérieur, *shoreface* et le *foreshore*. Le passage Emsien Eifelien, on assiste à un retour du régime marin qui persiste tout au long du dévonien moyen.

C- Conclusion en termes de l'eustatisme

Les fluctuations eustatiques sont le facteur responsable de la migration des milieux de dépôts et de ce fait contribuent aux changements du régime sédimentaires.

Tout au long de la coupe de 'km30', cinq cycles eustatiques de troisième ordre ont été enregistrés : un cycle régressif Lochkovien qui se termine avec une surface à taraudage correspondant à un maximum régressif. Un cycle Praguien inférieur *pp.* régressif qui se termine sous une surface de ravinement ; un cycle Praguien sup- Emsien inférieur transgressif (première pulsation eustatique) clôturé par une surface d'inondation maximale à faune nectonique abondante; un cycle Emsien supérieur régressif ; et un cycle Emsien terminal-Eifelien franchement transgressif à extension géographique importante ce qui annonce le début de la pulsation eustatique Eifélienne du Dévonien moyen.

Pendant cette même période au Sud (bassin de Reggane), six cycles eustatiques (dont le dernier cycle est eifélien) de troisième ordre faisant trois cycles de deuxième ordre. Le Lochkovien est régressif suite d'une eau profonde silurienne avec un maximum régressif attesté d'un ravinement, et de ce fait les sédiments déposés attestent un milieu peu profond ; le Praguien est souligné de deux pulsations eustatiques qui se déroulent après deux surfaces de régression maximale. L'Emsien est régressif ponctué de deux pulsations eustatiques.

Donc l'image paléogéographique globale est comme si les deux secteurs situés dans un super-bassin avec :

Au Nord, la plate forme saharienne se comporte différemment et la sédimentation s'est effectuée dans une paléogéographie formellement marine et pas complètement proche du continent. La puissance du matériel prononce un réceptacle à saccades de subsidence qui provoquent un approfondissement. Le trait de coupe est situé dans le centre du bassin (sous-bassin) vue l'épaisseur maximale qui implique un maximum de subsidence. Cette paléogéographie a changé durant l'Emsien, et l'ouverture du milieu marin devient de plus en plus prononcée vers l'Emsien terminal, avec l'installation d'une plate-forme carbonatée à faune marine pélagique.

Vers le Sud, la paléogéographie était différente, et les données collectées prouvent la position de ce secteur (et le bassin de Reggane en général) à la bordure d'un super-bassin et proche du continent. L'approfondissement du super-bassin d'une direction Sud-Nord, et sa bordure située vers le Sud. La position du Bassin de Reggane est relativement marginale par rapport au sous-bassin de l'Ougarta au Nord, qui se trouve à l'intérieur de ce super-bassin mais pas complètement loin de sa bordure.

Enfin, pour affirmer ces résultats et propositions paléogéographiques, on propose pour les futures recherches une étude dans d'autres bassins paléozoïques environnants.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abbache, A (2001): Etude sédimentaire des calcaires « griottes » et les faciès associés (Givétien- Dévonien supérieur) des environs d'Ougarta (Béni- Abbès, Sahara sud oranais). *Th. Magis. Univ. Oran*, p. 1-115, 49 fig., 11 pl.
- Ait Kaci, (1990): Evolution lithostratigraphique et sédimentologique des monts d'Ougarta pendant le Cambrien (Sahara algérien nord-occidental). *Th. Doct. 3^{ème} cycle, Univ. Alger*, p. 1-193.
- Ait Ouali, R., Hamdidouche, R (2002) : Sur l'existence d'une phase tectonique compressive finie-ordovicienne dans la chaîne d'Ougarta, Sud-Ouest algérien. *1^{er} colloque de Géologie des gisements. Boumerdes*
- Aliev, M., Ait Laoussine, N., Aleskine, G., Barouline, G., Lakovlen, B., Korj, M., Kouvykine, J., Makarov, V., Mazanov, V., Edvedev, E., Mkrтчiane, O., Moutafinov, R., Oriev, L., Oroujeva, D., Oulmi, M. et Said, A. (1972) : Structures géologiques et perspectives en pétrole et en gaz du Sahara algérien. ALTAMIRA PROTOPRESS, S. A., p. 275, 68 fig.
- Allen, J. R. L. (1973): A classification of climbing-ripple crosslamination; *J. Geol. Soc. London* 129 537–541.
- Allen, P.A, & Allen. J.R. (1990) : Basin analysis. Principles and Applications. Blackwell Science Ltd, 451 p., Oxford.
- Alimen, H., Lemaitre, D., Menchikoff, N., Petter, G. et Poueyto A. (1952) : Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. 19^{ème} Congr. Géol. Intern. Alger, 1^{ère} Série. Algérie 15, p. 1-114.
- Arbey, F. (1962) : Données nouvelles sur la sédimentation au Cambro-Ordovicien dans les Monts d'Ougarta (Saoura). *C.r. Acad. Sci., Paris* 254.3726-3728.
- Arbey, F. (1971): Glaciotectonique et phénomènes périglaciaires dans les dépôts Siluro-Ordoviciens des Monts d'Ougarta (Sahara algérien). *C.r. Acad. Sci., Paris* 273,854-857.
- Arbey, F. (1973) : les milieux de sédimentation des séries ordoviciennes terminales des Monts d'Ougarta (sahara algérien) : algueraies et graptolites. Découverte d'Algues géantes. *C. R. Acad. Sci. (paris), D*, 273, 1265-1267.
- Arbey, F. et Koeniguer, J-C. (1979) : Les Nématophytes et les algueraies de l'Ordovicien et du Dévonien saharien. *Bull. Cent. Rech. Pau*, 3, 2, 409-418.
- Arnott, R. W. C. (1995). The parasequence definition – are transgressive deposits inadequately addressed? *Journal of Sedimentary Research*, Vol. B65, pp. 1–6.

B

- Bastien, Ch. Chenaux G., Mazelet, P., Umbach, P. Et Bascone- Lehmann J.P. (1965) : Dévonien de l'Ougarta. SN-REPAL rapport interne inédit. *In Boumendjel et al. : es faunes du Dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). An. Soc. Géol. Nord*, 5 (2^{ème} série) : p.89-116.

- Bastien, Ch. (1967): Essai d'étude sédimentologique des grès de Dkhissa (région d'Ougarta-Dévonien inférieur) .*Pub. Serv. Géol. Algérie, Bull.* 35, p. 81-88.
- Belka, Z (1994): Carbonate mud buildups of the Central Sahara: evidence for submarine hydrothermal venting. *Przegląd Geologiczny*, 42, 341-346 (in Polish).
- Benhamou, M. Abbache, A., Elmi, S., Mekahli, L., Rachboeuf, P., Ouali Mehadji, A., Boumendjel, K. (2004) : Les calcaires « Griottes » et faciès associés du Dévonien supérieur des environs de Béni-Abbès au Dj. Heche (Saoura, Algérie) : Environnements et implications paléogéographiques. *Bull. Serv. Géol. Algérie, Vol.15, n°1*, p. 27-49, 4 fig., 3 pl.
- Beuf et al., Beuf, S., Biju-Duval, B., Rognon, D., Gariel, O. et Bennecef (1971) : Les grès du Paléozoïque inférieur au Sahara. *Publ. I. F. P. Coll. « Sciences et Techniques du Pétrole »*, 18, p. 1-464, 357 fig., 30 pl., 1 carte h. t.
- Beuf , S., Biju-Duval, B., Mauvier, A et Legrand, Ph (1968) : Nouvelles observations sur le Cambro-Ordovicien du Bled El Mass (Sahara central). *Serv. Geol. Algérie, Bull.*, 38, 39-52
- Biju-Duval, B., De Charpal, O., Beuf, S. & Bennacef, A. (1986) : Lithostratigraphie du Dévonien inférieur dans l'Ahnet et le Mouydir (Sahara central). *Publ. ser. géol. Algérie, n. s., Bull.*, 38, 81-104.
- Biju-Duval. B (1999). Géologie sédimentaire. Bassins. Environnements de dépôts. Formation du pétrole. Institut Français du Pétrole. Edition TECHNIP, 735 p., Paris.
- Blanc, (1982) : Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes, *éd. Masson*, Paris, p. 1-159.
- Blieck, A., Goujet, D., Janvier, P., Lelièvre, H (1982): Microrestes du vertébrés du siluro-dévonien d'Algérie de Turquie et de Thaïlande. *Geobios, n ° 17, fasc. 6*. p. 851-856, 2 fig., 1 pl,
- Boote, D.R.D., Clark-Lowes, D.D., Traut, M.W. (1998) : Palaeozoic petroleum systems of North Africa. In: Macgregor, D.S., Moody, R.T.J., Clark-Lowes, D.D. (Eds.), *Petroleum Geology of North Africa*. Geol. Soc. London Sp. Publ., vol. 132, pp. 7 – 68.
- Boreen, T. D & James, N. P. (1995): Stratigraphic sedimentology of tertiary cool-water limestones, SE Australia. *Jour. Sedim. Res.*, B65 : p. 142-159.
- Boudjemâa, A. (1987): Evolution structurale du bassin pétrolier 'triasique' du Sahara nord orientale (Algérie). *Thèse de Doctorat en Sciences, University Paris XI, XVII + 290pp*. Paris : Editions Technip.
- Boumendjel, K. (1987) : Les chitinozoaires du Silurien supérieur et Dévonien du Sahara algérien (Cadre géologique- Systématique- Bistratigraphique. *Thèse Université de Rennes*, 177 p (inédit).

- Boumendjel, K., Morzadec, P., Paris, F. Plusquellec Y., Brice, D., Copper, P., Gourvenec, R., Jahnk, H. Lardeaux, H., Le Menn, J., Melou, M. et Rachboeuf, P. R. (1997) : Les faunes du dévonien de l'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Ann. Soc. Géol. Nord*, 5 (2^{ème} série), p. 89-116.
- Bromley, R. G. (1990): Trace fossils. Unwin Hyman, London, 280 pp.
- Broussard, M. L. (1975): Deltas, 2nd ed: *Houston Geol. Soc.*, Houston, Texas, p. 99-150.
- Buatois. L. A., Mangano, M.G., Alissa, A. & Carr, T.R. (2002) : Sequence stratigraphy and sedimentological significance of biogenic structures from a late Palaeozoic marginal to open- marine reservoir, Morrow sandstone, subsurface of southwest Kansas, USA. *Sedim. Geol.*, 152, 99-132.
- Burollet, P.F. (1956): Corrélations granulométriques et morphoscopiques considérées comme des effets de l'activité tectonique durant la sédimentation des roche clastiques. Exemple Nord-Africains et Sahariens. 20^{ème} Congr. Géol. Intern., Mexico, sect. 5, t. 2, p. 355-362.
- Burolet, P.F. (1957) : Remarques sur la nomenclature stratigraphique, *Sciences de la Terre*. 5. 117–136.
- C**
- Caby, R. (1970) : La chaîne pharusienne dans le nord-ouest de l'Ahhagar (Sahara central, Algérie). Sa place dans l'orogénèse du Précambrien supérieur en Afrique. *Th. Etat Sc. Nat.*, Montpellier, p. 1-336, 329 fig., 4 tab
- Casier, J. G (1983): Les ostracodes du Frasnien et de la base du Fammenien de la coupe du « Km30 » (Saoura, Sahara algérien). *Bull. Soc. Belge. Géol.*, 91, 4, p. 195-207,1 fig., 1 tab., 2 pl., *Bruxelles*
- Casier, J.G (1985): Les ostracodes de la partie supérieure de la formation de Teferguenit (Givétien) et de la formation du Marhouma (Givétien-Fammenien) de la coupe du « Km 30 » (Saoura, Sahara algérien). *Geobios*, 18, p. 833-846.
- Catuneanu, O. (1996). Reciprocal architecture of Bearpaw and post-Bearpaw sequences, Late Cretaceous–Early Tertiary, Western Canada Basin. Ph.D. Thesis, University of Toronto, 301 pp.
- Catuneanu, O. (2002): Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 35 (1), 1–43.
- Catuneanu, O. (2003). Sequence Stratigraphy of Clastic Systems. Geological Association of Canada, Short Course Notes, Vol. 16, p. 248.
- Catuneanu, O. (2006): Principles of Sequence Stratigraphy. *Elsevier*, Amsterdam. 375 pp.
- Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J.P., Blum, M.D., Dalrymple, R.W., Eriksson P.G., Fielding, C.R., Fisher, W.L., Galloway, W.E., Gibling, M.R., Giles, K.A., Holbrook, J.M., Jordan, R., Kendall, C.G.St.C., Macurda, B., Martinsen, O.J., Miall, A.D., Neal, J.E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H.W., Pratt B.R., Sarg, J.F., Shanley,

- K.W., Steel, R.J., Strasser, A., Tucker, M.E., Winker, C (2009): Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews* 92, 1-33.
- Chamley, H (2000) : Base de sédimentologie. *Coll. Géosciences, Dunod (2^{ème} éd.)*, Paris (France), 178 p., 98 fig., 17 tabl.
- Chaudhuri, A. K. (2005): Climbing ripple structure and associated storm-lamination from a Proterozoic carbonate platform succession: Their environmental and petrogenetic significance. *J. Earth Syst. Sci.* 114, No. 3, pp. 199–209
- Chikhaoui, M. (1974) : Les ignimbrites et les roches basiques du Précambrien supérieur des Monts d'Ougarta *Th. Doct. 3^{ème} Cycle, Univ. Alger*.
- Chikhaoui, M. (1981) : Les roches volcaniques du Protérozoïque supérieur de la chaîne panafricaine (Hoggar, Anti-Atlas, Adrar des Ifores). Caractérisation géochimique et minéralogique. Implications géodynamiques. *Th. Doc. Etat, Univ. Montpellier*
- Chikhaoui, M., et Donzeau, M. (1972) : Le passage Précambrien-Cambrien dans les Monts d'Ougarta : le conglomérat du Djebel Ben Tadjine (Saoura, Sahara algérien nord occidental). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger*, 63, 1-2, p. 51-62.
- Chlupac, I. (1995): Evaluation of some devonian standard boundaries. *Nova Acta Leopoldina*, NF. v. 71(291).pp.41-52.
- Choubert, G. (1952): Histoire géologique du Domaine de l'Anti-Atlas,- *In : Géologie du Maroc. Notes Serv. Géol. Maroc*, 100 (1) et XIX Cong. Géol. Intern. Alger, Monog. Région., 3e sér., Maroc, 6, 77-194
- Christie-Blick, N., (1991): Onlap, offlap, and the origin of unconformity bounded depositional sequences. *Marine Geology* 97, 35–56.
- Coleman, L. D & Wright (1975): Modern River deltas; Variability of processes and sand bodies: *in Broussard, M. L. (ed.)*, Deltas, 2nd ed: Houston Geol. Soc., Houston, Texas, p. 99-150.
- Collinson, J. D (1996): Alluvial sediment. In Reading H.G. Ed., *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*: Blackwell science, Oxford, 3 Ed., 37-82.
- Collomb, P et Donzeau, M. (1974): Relation entre Kink-bands décamétriques et fractures du socle dans l'hercynien des Monts d'Ougarta (Sahara occidental, Algérie). *Tectonophys.*, 24, p. 312-242.
- Conrad, J. (1984): Les series carbonifères du Sahara central algérien. Stratigraphie, sédimentation, évolution structurale. *Thèse de Doctorat d'Etat ès-Sciences naturelles. Université Aix-Marseille*, 370 pp.
- Courel, L., Rey., Rey, J., Cotillon, P., Dumay, P., Mauriaud, P., Rabiller & Raynaud, J.F. (1997): Lithostratigraphie: des unités lithologiques aux stratigraphies génétiques, 7- 36. *In Rey, J. (Coord) : Stratigraphie, terminologie française. Bull. Centr. Rech.,expl.-Prod., Elf Aquitaine, Mém.* 19, 1-164, 63 Fig., 8 Tabl

D

- Delfaud, J (1972): Application de l'analyse séquentielle à l'exploration lithostratigraphique d'un bassin sédimentaire : l'exemple du Jurassique et du Crétacé inférieur de l'Aquitaine. Mémoire B.R.G.M., n°77.
- Delfaud, J. (1973) : Sur l'appartenance de certains pseudo-flyschs aux faciès pro-deltaïques de plate-forme. C.r. Acad. Sci., Paris 272, 1125-1128.
- Delfaud, J. (1974): Typologie scalaire des séquences sédimentaires en fonction du milieu de dépôt. Bull. Soc. Géol. France, (7), XVI, n°6, p. 643-650.
- Delfaud, J. (1984):: "Le contexte dynamique de la sédimentation continentale. Modèles d'organisation" *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, 8, 1, 27-53
- Donzeau, M. (1971a) : Etude structurale dans le Paléozoïque des Monts d'Ougarta. *Th. 3^{ème} cycle, Univ. Orsay*
- Donzeau, M. (1971b) : Signification tectonique des diaclases du Paléozoïque des Monts d'Ougarta. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord, Alger*, 62, 3-4, p. 97-115.
- Donzeau, M (1974) : L'Arc Anti-Atlas Ougarta (Sahara Occidental, Algérie, Maroc). *C.R.Ac.Sc. Paris*, t. 278, p. 417-420.
- Donzeau, M. (1983): Tectonique des Monts d'Ougarta. *In : Afrique de l'Ouest-West Africa, Lexique strat.intern. (Fabre ed.), n. sér., Pergamon*, 118-120.
- Dott B. & Bourgeois J. (1982). Hummocky stratification : significance of its variable bedding sequences. *Bull. Soc. Geol. Am.*, 93, pp. 663-680.
- Doyle. P. & Bennett. M. R. (1998): Unlocking the stratigraphical record. *Advances in modern stratigraphy*. John Wiley and Sons eds., 532 p. Chichester. Uk.
- Dubois, P. & Mazelet, P. (1964) : Stratigraphie du Silurien du Tassili N'Ajjers. *Bull. Soc. Géol. FR.*,
- Dubois, P. Beuf, S. & Biju-Duval, B (1965) : Lithostratigraphie du Dévonien inférieur gréseux du Tassili N'Ajjers. *In colloque sur le Dévonien inférieur et ses limites, Rennes, 1964. Mém. B.R.G.M., Paris*, 33, 29-31.
- Duke, W. L (1985): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms; *Sedimentology* 32, 167-194
- Duke, W. L., Arnott, R. W. C and Cheel, R. J. (1991): Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: new insights on a stormy debate. *Geology* 19 625-628.

E

- Echikh. K., (1975): *Géologie des provinces pétrolières de l'Algérie*. Alger : Société nationale d'Édition et de Diffusion, 173 pp.

Einsele, G., Ricken, W., & Seilacher, A. (1991): Cycles and events in stratigraphy-basic concepts and terms, *in* Einsele, G., Ricken, W., & Seilacher, A., eds., *Cycles and Events in Stratigraphy*; Berlin, Springer-Verlag, p. 1-11

Embry, A.F., Johannessen, E.P. (1992). T–R sequence stratigraphy, facies analysis and reservoir distribution in the uppermost Triassic-Lower Jurassic succession, western Sverdrup Basin, Arctic Canada. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stammes, O.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), *Arctic Geology and Petroleum Potential*, vol. 2 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 121–146.

Emery, D., and Myers, K. J. (1996). *Sequence Stratigraphy*. Oxford, U. K., Blackwell, p. 297.

Emery, K.O. (1969). The continental shelves. *Scientific American* (The ocean), 106-122

Eschard, R., Braik, F., Bekkouche, D., Desaubliaux, G., Hussein, A. (2003) : Challenges of Sequence Stratigraphy in the Siluro-Devonian Succession of the Sahara Craton. AAPG Hedberg conference “Paleozoic and Triassic Petroleum Systems in North Africa”. Algeria.

F

Fabre, J (1969): Remarques sur la structure du Sahara occidental et central : Extrait du Bulletin de la société d'histoire naturelle de l'Afrique du Nord. Tome 60 Année 1969. Fascicules 1 et 2, 1969, p 43-73.

Fabre J. (1976) : Introduction à la géologie du Sahara algérien et des régions avoisines. *Soc. Nat. Ed. et Diff., Alger*, p. 1-422. 163 fig. 4 tabl. 4 ph.

Fabre, J (1983). Afrique de l'Ouest-West Africa. Introduction géologique et termes stratigraphiques. *Lexique. strat. intern.* Nle sér. 1, 396 pp. Pergamon Press, Oxford.

Fabre, J. (2005) : Géologie du Sahara occidental et central. Musée royal de l'Afrique centrale-Belgique. *Géoscience*, p. 1-572.

Fabre & Kazi-Tani, 1987 : Part de l'héritage dans la déformation phanérozoïque du Sahara central et occidental. In *Current Research in African Earth Sciences* (ed. G. Matheis and H. Schandelmeier), pp. 241-4. Rotterdam, Boston: A. A. Balkema.

Flügel, E. (1982). *Microfacies analysis of Limestones*. Springer-Verlag, 633 p.

Follot, J (1948): la série pourprée de l'Ahnet. *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CCXVI, pp. 1996-1997.

Follot, J (1950a) : le dévonien de l'Adrar Ahnet (Sahara central). *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 23 janvier.

Follot, J (1950b) : Sur l'existence de mouvements calédoniens au Mouydie (Sahara central). *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CCXXX, p. 2217-2218.

Follot, J (1951a) : Note préliminaire sur le Carbonifère de l'Ahnet et du Mouydir. Bull. Soc. Géol. Fr., p. 119-125.

Follot, J (1951b) : Sur le style tectonique des Tassilis du Nord. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, 18 juin.

Follot, J. (1952) : Ahnet et Mouydir. 19^{ème} Congr. Géol. Intern. Alger. Monogr. Rég., 1^{ère} série, Algérie, 1, p. 1-80. 36 fig.

Frazier, D.E. (1974): Depositional episodes: their relationship to the Quaternary stratigraphic framework in the northwestern portion of the Gulf Basin. Geological Circular, vol. 1, no. 1. University of Texas at Austin, Bureau of Economic Geology, p. 28.

G

Galloway W.E. (1975) – Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. In Broussard M.L. (ed.): *Deltas*. Houston Geological Society, 87-98.

Galloway, W.E. (1989): Genetic stratigraphic sequences in basin analysis. I. Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. American Association of Petroleum Geologists Bulletin 73, 125–142.

Galloway W.E. & Hobbay, D.K. (1983): *Terrigenous clastic depositional systems*. Springer-Verlag, Berlin, 423 p.

Garnaud, S (2003): la sédimentation fine sur une plate-forme interne actuelle macrotidale : la Baie de Seine sud-orientale (France). *Thèse. Doct. Univ. Caen*. 307p.

Gautier, G. (1902): Sur les terrains paléozoïques de l'Oued Saoura et Gourara. *C. R. Acad. Sc.*, 125, p. 1071-1073.

Gautier, E.F. (1906) : Contribution à l'étude géologique du Sahara (Saoura–Gourara– Touat), Bull. Soc. géogr. France (4) 6 (1906) 729–799.

Ghibaudo, G., Grandesso, P., Massari, F. & Uchman. (1996): Use of trace fossils in delineating sequence stratigraphic surfaces (Tertiary Venetian Basin, northeastern Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 120, 261-279.

Ghienne, J. F., Boumendjel, K., Paris, F., Videt, B., Racheboeuf, P., & Ait Salem, H. (2007) : The Cambrian-Ordovician succession in the Ougarta range (western Algeria, North Africa) and interference of the Late Ordovician glaciations on the development of the Lower Palaeozoic transgression on northern Gondwana. *Bulletin of Geoscience*, Vol 82, 183-214.

Göddertz, B. (1987): Devonische Goniatiten aus SW-Algerien und ihre stratigraphische Einordnung in die Conodonten- Abfolge. *Palaentogr., A.*, 197, 4-6, p. 127-220

Goldhammer, R.K., Dunn, P.A., & Hardie, L.A., (1990) : Depositional cycles, composite sea-level changes, cycles stacking patterns, and the hierarchy of stratigraphic forcing:

- Examples from Alpine Triassic carbonates; Geological Society of America Bulletin, v. 102, p. 535-562.
- Gomez- silva M., Pacaud, M. et Wiel, F. (1963) : Contribution à l'étude du Cambro-ordovicien des chaines d'Ougarta (Sahara algérien). *Bull. Soc. Géol. France*, 7, 5, p. 134-141, 3 fig.
- Guerrak, S. (1987): Palaeozoic oolitic ironstone deposits of the Algerian Sahara: a review. *Journ. Afr. Earth Sci. Pergamon*, 6, 1, 1-8.
- Guillocheau, F. (1991): Modalités d'empilement des séquences génétiques dans un bassin de plate-forme (Dévonien armoricain): nature et distorsion des différents ordres de séquences de dépôts emboîtés. *Bulletin des Centres de Recherche d' Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 15: 383-410.
- Guillocheau, F. (1995): Nature, rank and origin of Phanerozoic sedimentary cycles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 320: 1141-1157.
- Guillocheau, F & Hoffert, M (1988): Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plate-forme nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *C. R. Acad. Sci (Paris)*. 307, 2, 1909-1916.
- H**
- Haddoum, H., Guiraud, R. & Moussine-Pouchkine, A. (2001) : Hercynian compressional deformations of the Ahnet-Mouydir Basin, Algerian Sahara Plateforme : far-field stress effects of the Late Palaeozoic orogeny. *Terra Nova* 13, 220-6.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R., (1987) : Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science* 235, 1156–1166.
- Haq, B. U., Hardenbol, J., and Vail, P. R. (1988). Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *In Sea Level Changes—An Integrated Approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 71–108. SEPM Special Publication 42.
- Harms, J. C (1975): Stratification and sequences in prograding shoreline deposit. In: depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. C. C. Harms., J. B. Southward., D. R. Spearing., R. G. Walker. (Eds.). *Soc. Econ. Palaeontologists, mineralogists, short courses*, 2, p. 81-102.
- Haug, E. (1906): Nouvelles données paléontologiques sur le Dévonien de l'Ahnet occidental. *Mission Chudeau et Gautier. C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CXLI, p. 732
- Helland-Hansen, W., and Martinsen, O. J. (1996). Shoreline trajectories and sequences: description of variable depositional-dip scenarios. *Journal of Sedimentary Research*, Vol. 66, no. 4, pp. 670–688.
- Hervouet, Y. & Duée, G. (1996): Analyse morphostructurale par imagerie satellitaire et coupes structurales modélisées des Monts d'Ougarta (Sahara Occidental, Algérie) : une

chaîne hercynienne chevauchante à plis passifs. *Mém. Serv. Géol. Algérie*, 8, p. 127-173, 57 fig.

Homewood, P.W., Guillocheau, F., Eschard, R. & Cross, T.A. (1992): Corrélations haute résolution et stratigraphie génétique: une démarche intégrée. *Bulletin des Centres de Recherche d'Exploration-Production Elf-Aquitaine*, **16**: 357-381.

Hunt, D., and Tucker, M. E. (1992). Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall. *Sedimentary Geology*, Vol. 81, pp. 1-9.

Hunt, D., and Tucker, M. E. (1995). Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during baselevel fall – reply. *Sedimentary Geology*, Vol. 95, pp. 147-160.

I

Ibrihen, N., & Zattouta, B. (2003) : Etude de la possibilité du piégeage des hydrocarbures dans le flanc occidental des anticlinoriaux du bassin de Reggane. Sonatrach Division exploration.

Jervey, M. T. (1988). Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. In *Sea Level Changes—An Integrated Approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St.C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 47-69. SEPM Special Publication 42.

J

Johnson, J.G., Murphy, M.A. (1984): Time-rock model for Siluro-Devonian continental shelf, western United States. *Geological Society of America Bulletin* 95, 1349-1359.

Jopling, A. V. & Walker, R. G. (1968): Morphology and origin of ripple-drift cross-lamination with examples from the Pleistocene of Massachusetts; *J. Sediment. Petrol.* 38 971-984.

K

Kazi Tani, N (1986) : Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intra-plaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. *Thèse doc. Sc., n° 53, Univ. Pau et Pays de l'Adour*, 2 t., 871 p., 970 fig.

Kaufmann, B & Wendt, J (1988): Mud buildups on a middle Devonian carbonate ramp (Algerian – Sahara). - *in* "Carbonate Ramps", Wright V.P. and Burchette T.P. Eds, Geol. Soc. London, Spec. Publ., 149, p. 397-415.

Kaufmann, B., Wendt, J (2000) : Calcite cement successions in middle Devonian (Givetian) carbonate mud buildups of the southern Ahnet Basin (Algerian Sahara). *Carbonates and Evaporites* 15 (2), 149- 161.

Khodjaoui, A. (2008): Le Dévonien inférieur du Bassin de Reggane (Sahara occidental algérien) : Sédimentologie, Biostratigraphie et Stratigraphie séquentielle. *Th. Magis. Univ. Boumerdes*, p.1-126, 49 fig.

Kidwell, S.M. (1991a): The stratigraphy of shell concentrations. In: *Taphonomy: releasing the data locked in the fossil record* (Eds A. Allison & D.E.G. Briggs), pp. 211-290. Plenum Press, New York.

- Kidwell, S.M., Fürsich, F.T. & Aigner, T. (1986): Conceptual framework for the analysis and classification of fossil concentrations. *Palaios*, 1: 228-238.
- Kim, S.B., Chough, S.K. et Chunn, S. (1995): Bouldery deposits in the lowermost part of the cretaceous kyokpori formation. SW Korea: Cohesionless debris flows and debris falls on a steep-gradient delta slope. *Sedimentary Geology*, 98: 97-119.
- Kilian, C. (1922) : Aperçu général de la structure des Tassilis des Ajjer, C. R. Acad. Sci. Paris 175 (1922) 825–827.
- Kilian, C (1923) : De l’Emmidir, feston de l’enceinte tassilienne (Sahara central). *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CLXXVI, p. 1240.
- Kilian, C (1925) : Essai de synthèse de la géologie du Sahara Sud Constantinois et du Sahara central. *C. R. Acad. Sciences Paris*, t. CLXXVI, p. 1722.
- Kneller, B.C., and Branney, M.J. (1995), Sustained high-density turbidity currents and the deposition of thick massive sands: *Sedimentology*, v. 42, p. 607–616.
- Koeniguer, J. C (1975): Les prototaxites (Nématophytes) ordoviciens et dévoniens du Sahara central. *C.R. 99^{ème} Congr. Nat. Soc. Sav. (Besançon, 1974)*, p. 383-388.
- Kominz, M. A (1984): Oceanic ridge volumes and sea-level change: an error analysis, in J. S. Schlee, ed., *International Unconformities and Hydrocarbon Accumulation*, Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologist Memoir No. 36, p. 109-127.
- Koutsoukos, E (2005): *Applied Stratigraphy. Springer. Vol, 23, 488p*
- L**
- Lafont F (1994)., Influences de la subsidence et de l’eustatisme sur la localisation et la géométrie des réservoirs d’un système deltaïque. Exemple de l’Éocène du bassin de Jaca, Pyrénées espagnoles, *Mém. Géosci. Rennes 54*.
- Leckie D.A & Walker, R.G. (1982): Storm- and tide-dominated shorelines in Cretaceous Moosebar-lower Gates interval; outcrop equivalents of Deep Basin gas trap in Western Canada. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 66(2): 138- 157.
- LeFevre, J. (1967) : Succession d’associations d’ostracodes et de conodontes dans le Silurien, le Dévonien inférieur et l’Eifélien de quelques coupes de France et du Sahara. *Bull. Rech. Géol. Min.*, 33, p. 373-395.
- Legrand, P. (1962) : Connaissances acquises sur la limite des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara septentrional. *Symposium Siluro-Dévonien, Grenze*, Bonn, 1960, p. 151-159, 2 fig., 2 tab
- Legrand, Ph. (1967): P. Legrand, Nouvelles connaissances acquises sur la limite des systèmes Silurien et Dévonien au Sahara algérien, coll. « Dévonien inférieur et limites », Rennes, *Mém. BRGM 33 (1967) 119–137*.

- Legrand, Ph. (1977) : Les chaînes d'Ougarta (Sahara algérien). Une région type pour l'étude de la limite Silurien-Dévonien, *The Silurian-Devonian Boundary*, IUGS A 5 (1977) 195-202.
- Legrand, Ph. (1983) : Aperçu sur l'histoire géologique de l'Algérie Paléozoïque: Le Paléozoïque inférieur et le Dévonien. In: *Afrique de l'Ouest-West Africa* (édité par Fabre), pp. 96-108. Pergamon Press. Oxford.
- Legrand, Ph. (1985): Legrand, Lower Palaeozoic Rocks of Algeria, in: C.H. Holland (Ed.), *Lower Palaeozoic of north-western and west central Africa, Lower Palaeozoic Rocks of the world 3*, J. Wiley & Sons, Chichester, UK, 1985, pp. 5-89.
- Legrand, Ph. (2002): Bâtir une stratigraphie : les leçons de l'étude du Paléozoïque au Sahara algérien. *C. R. Palevol* 1, 383-397.
- Lelièvre, H. (1988): Nouveau matériel d'*Antineosteus lehmani* Lelièvre, 1984 (Placoderme, Brachythoraci) et d'Acanthodiens du Dévonien inférieur (Emsien) d'Algérie, *Bulletin du Muséum national d'Histoire naturelle*, Paris, 10 : 287-302.
- Lemaitre, D (1952): La faune du Dévonien inférieur et moyen de la Saoura et des abords de l'Erg Djemel (Sud-Oranais). *Mat. Carte Géol. Algérie. Paléont.* 12, p. 1-170.
- Logan, P. & Duddy, I. (1998) : An investigation of thermal history of the Ahnet and Reggane Basins. Central Algeria, and the consequences for the hydrocarbon generation and accumulation. In *Petroleum Geology of North Africa* (eds D. S. Macgregor, R. T. J. Moody and D. D. Clark-Lowes), pp. 131-55. Geological Society of London, Special Publication no. 132.
- Lüning, S., Wendt, J., Belka, Z. & Kaufmann, B. (2004): Temporal-spacial reconstruction of the early Frasnian (Late Devonian) anoxia in NW Africa: new field data from the Ahnet Basin (Algeria). *Sedimentary geology*. 163, 237-64.
- Lys, M. (1975) : Micropaléontologie (Foraminifères) des formations marines du Carbonifère saharien, *C. R. 8^{ème} Congrès Int. Strat. Géol. Carbonifère, Moscou* II 37-47.
- Lys, M (1964) : la microfaune dans ses applications à la stratigraphie du Carbonifère. *C. R. 5^{ème} Congr. Carbonifère, Paris* (1963), vol.1, p. 189-202.
- Lys, M (1986) : Biostratigraphie du Carbonifère et du Permien en Mésogée (Espagne, Afrique du Nord).
- Lys, M & Serre, B (1957) : Etude des conodontes du Dévonien et du Carbonifère de la région d'Adrar-Tanezrouft (Sahara). *Rev. Inst. Français pétrol.*, vol. 2, n° 10, p. 1035-1066.

M

- Maâche, N (1987) : Etude sédimentologique, lithostratigraphique, diagenèse et paléogéographie des séries du Dévonien de la Saoura, Monts d'Ougarta (Sahara nord-occidental, Algérie). *Th. 3^{ème} Cycle, Univ. Paris-sud (Orsay)*, p. 1-176, 65 fig., 16 tab., 10 pl.

- Magloire, L.(1967) : Étude stratigraphique par la palynologie, des dépôts argilo-gréseux du Silurien et du Dévonien inférieur dans la région du Grand Erg occidental (Sahara algérien), in: D.H. Oswald (Ed.), Proc. Int. Symp. Devonian System, Calgary, 1967, II, pp. 473–491.
- Mattern, F (2002) : Amalgamation surfaces, bed thicknesses, and dish structures in sand-rich submarine fans: numeric differences in channelized and unchannelized deposits and their diagnostic value. *Sedimentary Geology* 150. 203-228.
- Mekahli, L., Benhamou, M., Ouali Mehadji, A., Malti, F.Z. & Mekkaoui, A. (2000) : Interprétation tectono-eustatique du Dévonien de l'Ougarta (Nord-ouest du Sahara, Algérie) 4^{ème} séminaire de géologie pétrolière. C.R.D., Boumerdès, p. 1-11, 3 fig.
- Menchikoff, N. (1928) : Sur l'âge des grès d'Ougarta (Sahara occidental), C.R. Acad. Sci. Paris 187, p. 733–734.
- Menchikoff, N. (1933) : La série primaire de la Saoura et des chaînes d'Ougarta. Bull. Serv. Géol. Algérie, 2^{ème} série, 2, p. 108-124.
- Meyendorf, A. (1938) : note sur le Gourara (Sahara occidental). *Rev. Géog. Phys. Géol. Dyn.* II, 151-159.
- Meyendorf, A (1939) : Les couches de passage du Dévonien au carbonifère dans le Gourara, *C. R. Ac. Sci. Paris*, 209, 228-229
- Mezlah, 2006: les mud-mounds du Dévonien moyen du bassin de l'Ahnet et ses régions limitrophes (Sud-Ouest algérien). Sédimentologie-Diagenèse. *Th. Doct.* Ecole des mines Paris.
- Miall, A. D. (1986). Eustatic sea level changes interpreted from seismic stratigraphy: a critique of the methodology with particular reference to the North Sea Jurassic record. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 70, pp. 131–137.
- Miall, A. D. (1997). *The Geology of Stratigraphic Sequences*. Springer- Verlag, p. 433.
- Miall, A. D & Tyler, N (1991): The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery: Tulsa, OK, Society of Economic Palaeontologists and Mineralogists (SEPM) Concepts In Sedimentology and Paleontology No. 3, 309 p.
- Mitchum Jr., R.M., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level. Part 11: glossary of terms used in seismic stratigraphy. In: Payton, C.E. (Ed.), *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration*, vol. 26. A.A.P.G. Memoir, pp. 205–212.
- Mitchum, R. & Van Wagoner, J.C. 1990. High frequency sequences and eustatic cycles in the Gulf Coast of Mexico basin. In: *Sequence stratigraphy an exploration tool, Eleven Annual Research Conference, Gulf Coast section*, 257-267, Houston.

Mitchum, R. M. Jr., and Van Wagoner, J. C. (1991). High-frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphic evidence of high-frequency eustatic cycles. *Sedimentary Geology*, Vol. 70, pp. 131–160

Moussine-Pouchkine, A. (1971) : Les constructions récifales du Dévonien moyen du Pays Bas de l'Ahnet (Sahara central, Algérie). *Soc. Hist. Nat. Af. Nord. Alger.* 62, 3/4, 79-88.

Mullenbach, B.L. & Nittrouer, C.A. (2000). Rapid deposition of fluvial sediment in the Eel Canyon, northern California. *Continental Shelf Research* 20, 2191-2212.

Mutvei, H. (1956): Découverte d'une riche microfaune dans le calcaire silurien de la région de la Saoura (sahara du Nord). *C. R. Acad. Sc.*, 243, pp. 1653-1654, Paris.

Myrow , P. M and Southard, J B. (1991): Combined-flow model for vertical stratification sequences in shallow marine storm-deposited beds; *J. Sediment. Petrol.* 61, 202–210.

N

Nedjari, A., Ait Ouali, R., Hamdidouche, R (2004) : The Ordovician-Silurian transition in Ougarta range (Western Sahara) : a major event occulted by glacio-tectonic phenomena. *32 ème Congrès International de Florence-Italie.*

Nottvedt, A. & Kreisa, R. D. (1987): Model for the combined flow origin of hummocky cross-stratification; *Geology* 15, 257–361.

O

Orton G.J.& Reading H.G., (1993): Variability of deltaic processes in terms of sediment supply, with particular emphasis on grain size. *Sedimentology*, 10, pp. 475-512.

Ouali Mehadji, AEK. (2004) : Les Brachiopodes du niveau majeur Emsien supérieur-Eifélien inférieur de la Souara (Sahara Nord -occidental, Algérie). Marqueur évènementiel de la transgression fini-emsienne. (Paléontologie, Biostratigraphie, Taphonomie et Environnement sédimentaires). *Th. Doct. Etat, Univ. Oran*, p. 1-226, 97 fig, 3 pl.

Ouali Mehadji, A.E.K., Atif, K., Bouterfa, B (2008) : Trois épisodes d'émersion dans la formation du Dkhissa du Dévonien inférieur de la Saoura (Sahara Nord-Ouest, Algérie), Résumé, 9th *Intern. Conf. G. A. W.*

P

Pemberton. S.G., MacEachern. J.A. & Frey. (1992). Trace fossils facies models: environmental and allostratigraphical significance. In Walker and James eds., *Facies Models: response to sea level changes*. Geol. Ass. Canada, 47-72.

Pemberton, S.G., Maceachern, J.A., Gingras, M.K. & Jianping, Z. (2000): Significance of ichnofossils to genetic stratigraphy; examples from the Cretaceous of Alberta, Canada. *Science in China. Series D, Earth Sciences*, 43, 541-560.

Pemberton, S. G., Spila, M., Pulham, A. J., Saunders, T., MacEachern, J. A., Robbins, D., and Sinclair, I. K. (2001). Ichnology and sedimentology of shallow to marginal marine systems: Ben Nevis and Avalon reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. *Geological Association of Canada, Short Course Notes Volume 15*, p. 343.

- Pérès, J.-M. (1961) : *Océanographie biologique et biologie marine*. La vie benthique, **1**. Presse Univ. de France, Paris, 541 p.
- Pérès, J.-M. & Picard, A. (1961) : Manuel de bionomie benthique de la mer Méditerranée. *Recueil des travaux de la Station Maritime d'Endoume*, **14**, 5-122.
- Petter, G. (1959) : Goniatites dévoniennes du Sahara, Publ. Serv. Carte géol. Alg. (n.s.) Paléont. 2. 1–313.
- Petter, G. (1960) : Clyménies du Sahara, Publ. Serv. Carte géol. Algérie (n.s.) Paléont. 6. 1–58.
- Pitman, W. C. (1978). Relationship between sea level change and stratigraphic sequences of passive margins: Geological Society of America Bulletin, Vol. 89, pp. 1389–1403.
- Plint, A. G., and Nummedal, D. (2000). The falling stage systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. In *Sedimentary Response to Forced Regression* (D. Hunt and R. L. Gawthorpe, Eds.), pp. 1–17. Geological Society of London Special Publication 172.
- Posamentier, H. W., and Vail, P. R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition II—sequence and systems tract models. In *Sea Level Changes—An Integrated Approach* C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St.C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 125–154. SEPM Special Publication 42.
- Posamentier, H.W., Jervey, M.T., Vail, P.R., (1988): Eustatic controls on clastic deposition. I. Conceptual framework. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 110–124.
- Posamentier, H. W., Allen, G. P., James, D. P., and Tesson, M. (1992b): Forced regressions in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. **76**, pp. 1687–1709.
- Posamentier, H.W., Allen, G.P., (1999): Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology* no. 7, 210 pp.
- Poueyto A. (1952) : Rhyolites et grès d'Ougarta et terrains gothlandiennes. In ALIMEN H. *et al.* : Les chaînes d'Ougarta et la Saoura. *19^{ème} Congr. Géol. Intern. Alger, Mono. Rég., 1^{ère} Série*. Algérie n°15.
- Poueyto, A. (1965) : Dévonien de l'Ougarta. SN-REPAL, rapport interne (inédit).
- R**
- Reading, H. G., and Collinson, J. D. (1996): Clastic coasts. In *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy* 3rd Edn., (H. G. Reading, Ed.), pp. 154–231. Blackwell Science.
- Reineck H E and Singh I B. (1973): *Depositional sedimentary environments*; Springer-Verlag, Berlin, New York, p. 439.

- Reineck H.E. & Singh I.B., (1975): Depositional sedimentary Environments. Springer-Verlag, 439 p.
- Reineck H.E. & Singh I.B. (1986): Depositional sedimentary environments, 2e ed. Springer-Verlag, Berlin, 615 p.
- Remack-Petitot (1960a et b) : Contribution à l'étude des conodontes du Sahara (bassins de Fort Polignac, d'Adrar et du J. Béchar). Comparaisons avec les Pyrénées et la Montagne Noire. Bull. Soc. Géol. France, 7-2, 240-262.
- Remichi, L (1987) : Etude géologique du Précambrien de Damrane (Chaîne de l'Ougarta, Algérie). Le volcanisme et les minéralisations associées. *Thèse Doc. Ing. Paris VI*, 170 p
- Rey, (1997) : Stratigraphie, terminologie française. *Bull. Elf Aquitaine prod., Mém.* 19, 164 p.
- Rey, F (1914): Les territoires du Sud-Oranais et du Maroc sud-oriental, recherches géologiques et géographiques. *Revue de géographie*, t. VIII, fasc. III.
- Richard, G. Vos (1977): Sedimentology of an upper Palaeozoic river, wave and tide influenced delta system in southern Morocco. *Journ, Sed, Petr*, Vol, 47, No. 3.P. 1242-1260
- S**
- Sarg, J. F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy. In *Sea Level Changes—An Integrated Approach* (C. K. Wilgus, B. S. Hastings, C. G. St. C. Kendall, H. W. Posamentier, C. A. Ross and J. C. Van Wagoner, Eds.), pp. 155–182. SEPM Special Publication 42.
- Schlager, W. (1991): Depositional bias and environmental change—important factors in sequence stratigraphy. *Sedimentary Geology*, Vol. **70**, p. 109–130.
- Schlager, W., Reijmer, J.J.G., & Droxler, A (1994): Highstand shedding of carbonate platform: *Journal of Sedimentary Research*, v. B64, p. 270-281.
- Sebbar, A. (2000) : Dynamique des microfossiles (Foraminifères benthiques et Algues calcaires) en relation avec leurs microfaciès carbonifères dans le Sahara, Nord-Ouest algérien (bassins de Béchar, Reggane, Tindouf), thèse, université Houari-Boumediène, Inst. Sci. Terre, , 371 p.
- Seilacher, A. (1967) : Bathymetry of trace fossils: *Marine Geology*, v. 5, p. 1573-1588.
- Shinn, E.A. (1969): Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, **12**, 109-144
- Simpson, E. L., & Eriksson, K. A., (1990): Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia: and example of the early history of a passive margin: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60,p. 84-100.
- Sloss, L. L. (1962): Stratigraphic models in exploration. *American Association of petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 46, pp. 1050–1057.

Sloss, L. L. (1963): Sequences in the cratonic interior of North America. Geological Society of America Bulletin, Vol. 74, pp. 93–114.

Sloss, L. L., Krumbein, W. C., and Dapples, E. C. (1949): Integrated facies analysis. In Sedimentary facies in geologic history (C. R. Longwell, Ed.), pp. 91–124. Geological Society of America Memoir 39.

SONATRACH, (1979) : Géologie de l'Algérie. Provinces pétrolières. Geology of Algeria. The hydrocarbon-bearing provinces. In *Well evaluation conference* (ed J. L. Chardac), pp. 1-26. Paris: Schlumberger.

T

Taylor, A., Goldring, R. & Gowland S. (2003): Analysis and application of ichnofabrics. *Earth Sc. Rev.*, 60, 227-259.

Tucker, M. E., (1991): Carbonate Petrology: An Introduction [2nd edition]: Oxford, Blackwell Scientific Publications, 272 p.

V

Vail, P.R., Todd, R.G., and Sangree, J.B. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part five: chronostratigraphic significance of seismic reflections, *in* Payton, C.E., ed., *Seismic Stratigraphy — Applications to Hydrocarbon Exploration*: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists Memoir 26, p. 99-116.

Vail P.R., Mitchum R.M. Jr., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson S., Sangree J.B., Bubb J.N. & Hatleid W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes in sea level. In: Payton C.E. (ed): *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration*. American Association of Petroleum Geologists. Memoir 26, pp. 49-62.

Vail P.R., Colin J-P., Du Chene R.J. Kuchly J., Mediavilla F. & Trifilieff V. (1987): La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris, *Bull ; Soc. Géol. France*, t. III, n°7, pp. 1301-1321.

Vail, P. R., Audemard, F., Bowman, S. A., Eisner, P. N., and Perez-Cruz, C. (1991). The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology—an overview. In *Cycles and Events in Stratigraphy*. (G. Einsele, W. Ricken and A. Seilacher, Eds.), pp. 617–659. Berlin, Springer-Verlag.

Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J. (1988): An overview of sequence stratigraphy and key definitions. In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (Eds.), *Sea Level Changes—An Integrated Approach*, vol. 42. SEPM Special Publication, pp. 39–45.

Van Wagoner, J.C., Mitchum Jr., R.M., Campion, K.M., Rahmanian, V.D., 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, core, and outcrops: concepts for high-resolution

correlation of time and facies. American Association of Petroleum Geologists Methods in Exploration Series 7, 55 pp.

Veccoli, M., Blaise, V., Paris, F (2008): First biostratigraphic (palynological) dating of Middle and Late Cambrian strata in the subsurface of northwestern Algeria, North Africa : Implications for regional stratigraphy. *Review of Palaeobotany and Palynology* 149, 57-62.

W

Walker, R. G. & Plint, A. G. (1992) : Wave and storm-dominated shallow marine systems. In *Facies models: response to sea level change* (ed. Walker, R. G. & James, N. P.), pp. 219–238 (Geological Association of Canada, Stittsville, Ontario).

Wendt, J & Moussine-Pouchkine, A (1993). New architectures of deep-water carbonate buildups: evolution of mud mounds into mud ridges (Middle Devonian, Algerian Sahara). *Geology*, 21, 723-726.

Wendt, J., Belka, B., Kaufmann, B., Kostrewa, R. & Hayer, J. (1997): The world's most spectacular carbonate mud mounds (Middle Devonian, Algerian Sahara). *Journ. sed. research*. Vol. 67, 3, 424-436.

Wendt, J & Kaufmann, B. (1998): Mud-buildups on a Devonian carbonate ramp (Algerian Sahara). – in "Carbonate ramps", V.P. Wright, Burchette J.P. Ed., Geol. Soc. London, Spec. Publ., 149, p. 397-415.

Wendt, W. Kauffmann, B., Belka, Z., Klug, C., & Lubeseder, S., (2006) : Sedimentary evolution of Palaeozoic basin and ridge system : the Middle and Upper Devonian of the Ahnet and Mouydir (Algerian Sahara). *Geol. Mag.* 143 (3), pp 269-299. Cambridge University Press.

Y

Yin, H. & Tong, J. (2000): Transgressive surface as sequence boundary. *Acta Geologica Sinica*, 74, 143-147.

Yolkin, E.A., Kim, A.I., House, M.R., Weddige, K., Talent, J.A. (1997) : Definition of the Pragian/Emsian stage boundary. *Episodes* 20, 235–240.

LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX

Les figures

Fig.1- Localisation de la chaîne d'Ougarta et la position du secteur d'étude.....	02
Fig.2- Localisation de la région d'étude.....	02
Fig.3- La carte géologique de la chaîne d'Ougarta.....	04
Fig.4- Carte géologique du 'km30'.....	06
Fig.5- Coupe de référence du Dévonien de la région de Beni Abbès.....	07
Fig.6- Aperçu structural de Monts d'Ougarta.....	10
Fig.7- Les unités structurales des Monts d'Ougarta.....	10
Fig.8- Bassins et moles paléozoïques de la marge Nord du Massif du Hoggar.....	16
Fig.9- Localisation géographique du Bassin de Reggane.....	16
Fig.10- Colonne stratigraphique type du Bassin de Reggane.....	17
Fig.11- Esquisse géologie de la région de Bled el Mass.....	19
Fig.12- Coupe schématique du bassin de Reggane.....	19
Fig.13- Cadre géologique détaillé du secteur de Ain Cheikh.....	22
Fig.14- Les grands traits structuraux du Craton Ouest Africain.....	24
Fig.15- Coupe des anticlinaux du Djebel Aberraz et du Djebel Tamamate.....	24
Fig.16- Figurés et symboles utilisés.....	30
Fig.17- Localisation de la coupe du 'km30'.....	32
Fig.18- Colonne lithologique de la formation de Dkhissa dans la coupe du 'km30'.....	33
Fig.19- Colonne lithologique de la formation de Teferguenit et le niveau à FBV dans la coupe de 'km30'.....	35
Fig.20- Localisation de la coupe de Ain Cheikh.....	38
Fig.21- Profil topographique simplifié des trois formations étudiées.....	39
Fig.22- La lithostratigraphie des trois formations du secteur de Ain Cheikh.....	41
Fig.23- Corrélation stratigraphique entre les deux coupes étudiées.....	45
Fig.24- Vue en plan de la transition du milieu marin au milieu continental.....	47
Fig.25- Zonation verticale des fonds marins.....	47
Fig.26- Zonation environnementale d'une plate-forme de type rampe soumise à la houle.....	47
Fig.27- Classification génétique des deltas en trois catégories, en fonction du facteur prédominant.....	49
Fig.28- Caractéristiques morphologiques et géométriques d'un delta.....	49
Fig.29- Principales formes sédimentaires en fonction du régime d'écoulement d'un courant unidirectionnel.....	52
Fig.30- Les litages obliques en mamelons (A) et en creux (B).....	52
Fig.31- Variation de la forme des rides de courant en fonction de la quantité de sable en suspension.....	55
Fig.32- Les deux types de stratifications entrecroisées.....	55
Fig.33- Aspect des rides sédimentaires en fonction de la vitesse du courant et de la profondeur.....	57
Fig.34- Relation entre les modalités de la bioturbation et les conditions hydrodynamiques de dépôt.....	57
Fig.35- Faciès et associations de faciès de la formation de Dkhissa.....	62
Fig.36- Faciès et associations de faciès de la formation de Teferguenit.....	64
Fig.37- Faciès et associations de faciès de la coupe de Ain Cheikh.....	66
Fig.38- Les modèles de la stratigraphie séquentielle.....	69

Fig.39- Nomenclature des cortèges sédimentaires et l'emplacement des limites de séquences pour les modèles de séquences existants.....	69
Fig.40- Les facteurs contrôlant l'espace d'accommodation.....	69
Fig.41- L'architecture stratigraphique en fonction du rapport A/S.....	71
Fig.42- La séquence théorique de dépôt.....	71
Fig.43- Caractérisation séquentielle et environnementale de la formation de Dkhissa.....	73
Fig.44- Caractérisation séquentielle et environnementale de la formation de Teferguenit et le niveau à FBV.....	76
Fig.45- Caractérisation séquentielle et environnementale de la coupe de Ain Cheikh.....	79
Fig.46- Cortèges de dépôt et cycles eustatiques de la formation de Dkhissa.....	83
Fig.47- Cortèges de dépôt et cycles eustatiques de la formation de Teferguenit et le FBV.....	84
Fig.48- Cortèges de dépôt et cycles eustatiques de la coupe de Ain Cheikh.....	86

Les tableaux

Tab : Tableau récapitulatif des faciès et les associations de faciès dans l'ensemble des deux coupes.....	60
---	----

TABLE DES MATIERES

SOMMAIRE	
DEDICACE	
AVANT PROPOS	
RESUME	
ABSTRACT	

PREMIER CHAPITRE GENERALITES

I-Introduction.....	01
II- Généralités sur les secteurs étudiés.....	01
II-1 Le secteur de Beni Abbès.....	01
II-1-1 CADRE GEOGRAPHIQUE.....	01
1. Situation de la chaîne d'Ougarta.....	01
2. Situation du secteur d'étude.....	03
II-1-2 CADRE GEOLOGIQUE.....	03
1. Cadre Géologique des Monts d'Ougarta.....	03
La lithostratigraphie de la chaîne d'Ougarta.....	03
A- Le Précambrien.....	03
B- Paléozoïque.....	03
1- Les séries anté-Dévoniennes.....	03
2- Le Dévonien.....	03
1) le Dévonien inférieur.....	03
La formation de Zeimlet.....	03
La formation de Saheb El Djir.....	03
La formation de Dkhissa.....	05
La formation de Teferguenit.....	05
2) Le Dévonien moyen.....	05
La formation de Cheffar El Ahmar.....	05
3) Le Dévonien supérieur.....	05
La Formation des Argiles de Marhouma.....	05
2. Cadre Géologique du secteur d'étude.....	05
La lithostratigraphie.....	05
1- La formation de Zeimlet.....	05
2- La formation de Saheb el Djir.....	08
3- la formation du Dkhissa.....	08
4- La formation de Teferguenit.....	08
5- La formation de Cheffar El Ahmar.....	08
II-1-3 APERÇU STRUCTURAL.....	09
II-1-4 HISTORIQUE DES TRAVAUX.....	11
La période : 1960-1970.....	12
De 1970 à nos jours.....	12

II-2 Le secteur d'Ain Cheikh (Reggane).....	14
II-2-1 INTRODUCTION.....	14
II-2-2 CADRE GEOGRAPHIQUE GENERAL ET LOCAL.....	15
II-2-3 CADRE GEOLOGIQUE GENERAL.....	15
A- L'Infracambrien.....	15
B- Le Paléozoïque.....	15
1- Le Cambrien.....	15
2- L'Ordovicien.....	18
3- Le Silurien.....	18
4- Le Dévonien.....	18
1) Le Dévonien inférieur.....	18
2) Le Dévonien moyen.....	20
Eifelien.....	20
Le Givétien.....	20
3) Le Dévonien supérieur.....	20
Le Frasnien.....	20
Le Famennien.....	20
5- Les séries post-dévoniennes.....	21
II-2-4 CADRE GEOLOGIQUE LOCAL.....	21
A- Les séries anté-dévoniennes.....	21
B- Le Dévonien.....	21
1- Le Dévonien inférieur.....	21
2- Le Dévonien moyen.....	23
3- Le Dévonien supérieur.....	23
II-2-5 CADRE STRUCTURAL.....	23
II-2-6 HISTORIQUE DES TRAVAUX SUR LE SAHARA CENTRAL.....	25
Les recherches pétrolières.....	25
Les recherches récentes.....	26
III- Problématique méthodologie et déroulement du travail.....	27
A) Problématique.....	27
B) Méthodologie.....	27
B) 1- La sédimentologie.....	27
B) 2- La stratigraphie.....	28
B) 3- Les faciès et modèles de dépôt.....	28
B) 4- L'ichnologie.....	29
C) Déroulement du travail.....	29
1- Sur le terrain.....	29
2- Au laboratoire.....	29

DEUXIEME CHAPITRE LITHOSTRATIGRAPHIE

I- Introduction.....	31
II- Le secteur de "km 30".....	31

A- LOCALISATION DE LA COUPE.....	31
B- DESCRIPTION DE LA COUPE	31
B-1. La formation de Dkhissa	31
Le membre inférieur	31
Le membre supérieur	34
B-2. La formation de Teferguenit	34
Le membre inférieur	34
Le membre supérieur	36
B-3. La formation de Chefar el Ahmar.....	36
III- Le secteur de Reggane.....	37
A- LOCALISATION DE LA COUPE	37
B- DESCRIPTION DE LA COUPE.....	37
B- 1. La formation d'Asedjrad 2.....	37
B- 2. La formation de Oued Samène	40
Membre inférieur.....	40
Membre supérieur.....	40
B- 3. La formation argilo-grésocalcaire.....	42
Membre inférieur	42
Membre supérieur.....	42
C- ATTRIBUTION BIOSTRATIGRAPHIQUE.....	43
IV- Corrélation lithostratigraphique.....	43

TROISIEME CHAPITRE

FACIES SEDIMENTAIRES ET SEQUENCES DE DEPOT

Introduction.....	46
PREMIERE PARTIE : FACIES ET ASSOCIATIONS DE FACIES.....	46
I- INTRODUCTION AUX ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES SUR LE PLATEAU CONTINENTAL	46
1- LA PLATE-FORME CONTINENTALE.....	46
2- LES DELTAS.....	48
Morphologie et géométrie des deltas.....	48
II- FACIES ET ASSOCIATIONS DE FACIES.....	48
1- LES FACIES SEDIMENTAIRES.....	48
1-1 Les argiles (A).....	50
Interprétation.....	50
1-2 Les grès (B).....	50
1-2- A- les grès liés à une dynamique gravitaire (B1).....	50
Interprétation.....	50
1-2- B- les grès liés aux courants unidirectionnels.....	51
1-2- B-1/ Les grès d'aspect massif (B2).....	51
Interprétation.....	51
1-2- B-2/ Les grès à laminations parallèles (B3).....	51
Interprétation.....	51
1-2- C- Les grès liés aux courants oscillatoire multidirectionnel.....	51

1-2- C-1/ Les grès à litages obliques en mamelons (B4).....	51
Interprétation.....	53
1-2- C-2/ Les grès à litage de ride grimpante (<i>climbed ripple laminations</i>) (B5)	53
Interprétation	53
1-2- C-3/ Les grès à stratifications entrecroisées (B6).....	54
Interprétation.....	54
1-2- C-4/ Les grès à stratification madrée (<i>flaser bedding</i>) (B7).....	54
Interprétation	54
1-2- C-5/ Les grès à rides de courant (B8)	56
Interprétation	56
1-2- C-6/ Les grès à traces biogéniques (ichnofossiles) (B9).....	56
Interprétation.....	56
1-2- C-7/ Les grès à concentration coquillière (B10).....	56
Interprétation.....	58
1-2- C-8/ Les grès ferrugineux (B11)	58
Interprétation.....	58
1-3 les calcaires (C)	58
1-3-1/ Les calcaires à figures de courant (C1).....	58
Interprétation	59
1-3-2/ Les calcaires précipités (C2).....	59
Interprétation.....	59
2- LES ASSOCIATIONS DE FACIES ET LES MILIEUX SEDIMENTAIRES.....	59
I- Les associations de faciès de la coupe de "km30"	61
A- la formation de Dkhissa	61
Association d' <i>offshore</i> inférieur.....	61
Association d' <i>offshore</i> supérieur/ <i>shoreface</i>	61
Association de <i>shoreface</i> supérieur/ <i>foreshore</i>	61
B- la formation de Teferguenit	63
Association de plate forme carbonatée.....	63
Association de plate-forme influencée par les tempêtes.....	63
C- Le niveau à FBV.....	63
Association de plate-forme carbonatée médiane à distale.....	63
II- Les associations de faciès de la coupe de Ain Cheikh	63
A. La formation d'Asedjrad 2.....	63
Association de <i>shoreface</i>	63
B- La formation de Oued Samène.....	65
Association de front deltaïque	65
Association de <i>shoreface/offshore</i> supérieur.....	65
C- La formation argilo-grésocalcaire.....	65
Association d' <i>offshore</i> supérieur.....	65
Association de <i>shoreface/foreshore</i>	67
Conclusion.....	67
DEUXIEME PARTIE : SEQUENCES ET CORTEGES DE DEPOT.....	67
I- INTRODUCTION	67

II- RAPPEL SUR QUELQUES NOTIONS.....	67
1- SEQUENCES.....	67
2- DEFINITIONS ET CONCEPTS DE LA STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.....	68
III- L' ANALYSE SEQUENTIELLE.....	70
A- La coupe de "km30".....	70
Les séquences élémentaires.....	70
Séquences argile/grès (A/G).....	70
Séquence argile/calcaire (A/C).....	70
I- la formation de Dkhissa	72
I-A- Inventaire des discontinuités.....	72
I-B- les mésoséquences.....	72
Mésoséquence 1 (Ms1).....	72
Mésoséquence 2 (Ms2).....	72
Mésoséquence 3 (Ms3).....	72
Mésoséquence 4 (Ms4).....	72
Mésoséquence 5 (Ms5).....	74
Mésoséquence 6 (Ms6).....	74
Mésoséquence 7 (Ms7).....	74
Mésoséquence 8 (Ms8).....	74
Mésoséquence 9 (Ms9).....	74
II- La formation de Teferguenit et les niveaux à FBV	75
II-A- Inventaire des discontinuités.....	75
II-B- Les Mésoséquences.....	75
Mésoséquence 1 (Ms1).....	75
Mésoséquence 2 (Ms2).....	75
Mésoséquence 3 (Ms3).....	75
Mésoséquence 4 (Ms4).....	75
Mésoséquence 5 (Ms5) (niveau à FBV).....	77
B- La coupe de Ain Cheikh.....	77
I- les séquences élémentaires.....	77
Séquence A/G.....	77
Séquence G/A.....	77
Séquence A/C.....	77
I- La formation d'Asedjrad 2.....	77
I-A- L'inventaire des discontinuités.....	77
I-B- Les mésoséquences.....	77
Mésoséquence 1 (Ms1).....	78
Mésoséquence 2 (Ms4).....	78
Mésoséquence 4 (Ms4).....	78
Mésoséquence 5 (Ms5).....	78
II- La formation de Oued Samène	78
II-A- Inventaire des discontinuités.....	78
II-B- Les mésoséquences.....	78
Mésoséquence 6 (Ms6).....	78

Mésoséquence 7 (Ms7).....	78
Mésoséquence 8 (Ms8).....	80
III- La formation argilo-grésocalcaire.....	80
III-A- Inventaire des discontinuités.....	80
III-B- Les mésoséquences.....	80
Mésoséquence 9, 10, 11 (Ms9, 10, 11).....	80
Mésoséquence 12 (Ms12).....	80
Mésoséquence 13 (Ms13).....	81
Mésoséquence 14 (Ms14).....	81
Mésoséquence 15 (Ms15).....	81
Conclusion.....	81
IV- STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE.....	81
A- La coupe de "km30".....	82
B- La coupe d'Ain Cheikh.....	82

QUATRIEME CHAPITRE CONCLUSION GENERALE

A- Conclusion en terme lithostratigraphique.....	87
B- Conclusion en termes d'environnements sédimentaires.....	87
C- Conclusion en termes de l'eustatisme.....	88
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	89
LISTES DES FIGURES ET TABLEAUX.....	106
TABLE DES MATIERES.....	108
PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES.....	114

Planche I

Des photos panoramiques de la coupe de 'km30'

- A- Une barre de calcaire à géométrie lenticulaire dans le membre inférieur de la formation de Dkhissa.
- B- La barre argilo-gréseuse de la partie supérieure du membre inférieur de la formation de Dkhissa.
- C- Vue panoramique d'une partie du membre supérieur de la formation de Dkhissa, jusqu'à la base de la formation de Teferguenit (Barre A), montrant l'importance des barres calcaires (flèches).
- D- Vue panoramique de la formation de Teferguenit. Le trait de coupe se termine sous la Hamada Néogène de Guir.
- E- Les barres argilo-gréseuses de la base du membre supérieur de la formation de Teferguenit.
- F- La limite entre la formation de Teferguenit et celle de Chefar Lahmar (FBV). Remarquez la discordance angulaire entre les niveaux inclinés à FBV et la dalle néogène tabulaire de la Hamada de Guir au sommet de la photo.



Planche II

- A- Calcaire gréseux à HCS, dont les structures mamelonnées sont représentées par une accumulation (jaunâtre) de bioclastes. Deuxième barre du membre inférieur de la formation de Dkhissa.
- b- Tabulé *Cleistopora geometrica* dans les lentilles calcaires (membre inférieur de la formation de Dkhissa).
- C- Un polypier branchu du Genre *Favosites* (a) de couleur jaunâtre parfois lie de vin, (b) détail d'une petite colonie dégagée de polypier indéterminé de forme ovoïde.
- D- Laminations obliques en mamelon dans la barre gréseuse du membre inférieur de la formation de Dkhissa.
- E- L'interface d'un banc gréseux à traces biogéniques de type terriers de l'ichnogenre *Gastrochaenolites* "a" et autres verticaux, dans la barre argilo-gréseuse de la partie supérieure du membre inférieur.
- F- Chenalisation dans un contact grès (grisâtre)/calcaire (violacé) dans le sommet de la barre argilo-gréseuse du membre inférieur de la formation de Dkhissa.
- G- Un niveau gréseux à surface basale riche en empreinte de brachiopodes (Br) et des polypiers de l'espèce *Cleistopora geometrica* (Cl), dans le sommet du membre inférieur.
- H- Une surface durcie '*hard ground*' au sommet d'un banc de calcaire dans la base du membre supérieur.



Planche III

- A- Stratifications entrecroisées dans un niveau de calcaire à toit portant un tapis ferrugineux (membre supérieur de la formation de Dkhissa).
- B- Des oncolithes stromatolithiques sphériques dans le toit du dernier niveau calcaire dans le membre supérieur (formation de Dkhissa).
- C- La Barre A "muraille de Chine" dans la base de la formation de Teferguenit.
- D- Galets mous et fragments bioclastiques (notamment des bryozoaires) dans l'interface (a) et la surface (b,c) d'un niveau gréseux situé sous la barre B.
- E- Une séquence de tempêtes, à la base massive et au sommet à laminations obliques en mamelons (HCS), avec un toit à rides de courant.
- F- Le toit de la barre C, dominé par des orthocères de forme rectiligne (a) et enroulée (b) (dans le sommet du membre inférieur de la formation de Teferguenit).
- G- Des bioturbations sous forme de terriers en Y de l'ichnogenre *Thalassinoïdes*, dans les barres gréseuses de la base du membre supérieur de la formation de Teferguenit.
- H- Un ravinement rempli de calcaire bioclastique (brachiopodes, crinoïdes). Notez le contraste de couleur et de l'aspect entre le grès à la base et le calcaire au sommet (la partie terminale des barres gréseuses du membre supérieur de la formation de Teferguenit).

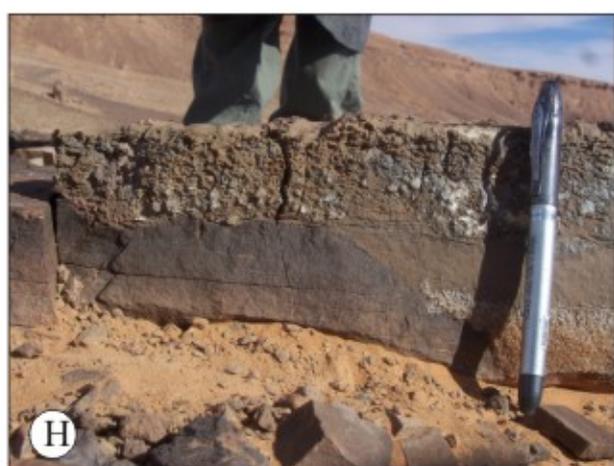


Planche IV

- A- Des rides de courant dans le sommet du banc (Pl. III.H).
- B- Calcaire à bioturbation en ramification ressemblant à une *Zoophycos* (les niveaux à FBV).
- C- Calcaire riche en bioclastes, des polypiers branchus (P) et des crinoïdes (C) avec des fragments de brachiopodes, dans les niveaux à FBV. (la base de la formation de Chefar Lahmar).
- D- Les derniers niveaux à FBV riche en trilobite, occupant le sommet d'une stratocroissance.



Planche V

Faune récoltée dans le niveau à FBV

-A-

1-3 : Trilobites.

1a-b : trilobite de la famille des Phacopidae du genre *Phacops*. a : vue latérale ; b : vue antérieure montrant le céphalo-pygidium.

2a-b : trilobite de la famille des Phacopidae du genre *Phacops* ?, a : vue latéro-dorsale ; b : vue dorsale.

3- un fragment de pygidium de la sous famille des Astéropygidae du genre *Greenops* ?

4-5 : Goniatite.

4a-b : vue latérale et ventrale d'une goniatite pyritisée.

5 : vue latérale d'une goniatite.

6- quatre formes de tige de crinoïde.

-B-

Brachiopodes récoltés dans le niveau à FBV.

1-5 : des brachiopodes du groupe des spirifères. 1-2 : *Arduspirifer extensus-maturus*. 1a, 2a : vue ventrale ; 1b, 2b : vue antérieure. 3-4 : *Paraspirifer cf. cultrijugatus*. 3a : vue dorsale ; 3b, 4 : vue ventrale. 5a : vue ventrale ; 5b : vue postérieure. 5c : encroûtement de bryozoaire sur la surface de la valve ventrale (rétroaction taphonomique).

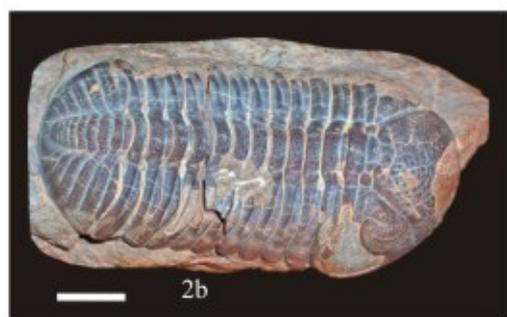
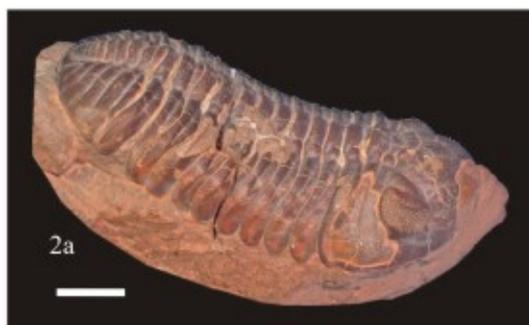
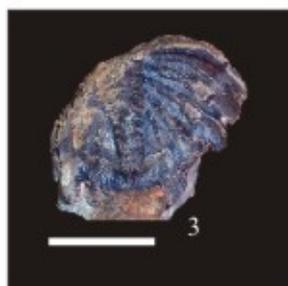
6- *Atrypa (Planatrypa) squamifera*. 6a : vue dorsale ; 6b : valve ventrale ; 6c : vue antérieure ; 6d : vue latérale.

7, 8 : *Cuninulus orbignyanus* (vue antérieure).

9- *Schizophoria striatula*. 9a : vue ventrale ; 9b : vue antérieure ; 9c : vue latérale.

La barre d'échelle représente 1cm, sauf 5c : 0,5 cm

-A-



-B-

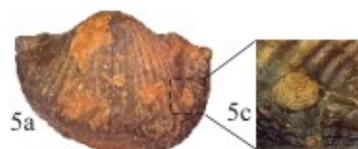
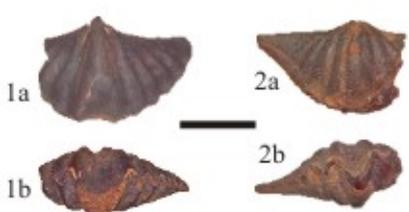


Planche VI

- A- Vue panoramique de la formation de l'Asedjrad2. Sur la photo marquez la superposition des barres argilo-gréseuses (B1 à B3) et notamment la puissance des barres B1 et B3 (le sens de la stratification est Est-Ouest).
- B- Une vue de la formation de Oued Samene avec les deux supers barres argilo-gréseuses (B4, B5).
- C- Le détail de la barre (B5) montrant l'ampleur des épaisseurs des niveaux gréseux.
- D- Vue panoramique de la formation argilo-gréso-calcaire (F. AGC), qui englobe les barres (de B6 à B12). F.OS : formation de Oued Samene. DM : Dévonien moyen.
- E- Une vue du membre supérieur de la formation argilo-gréso-calcaire (de B10 à B12). Dans l'arrière-plan en relief à gauche, c'est la barre (B5) de la formation de Oued Samene.

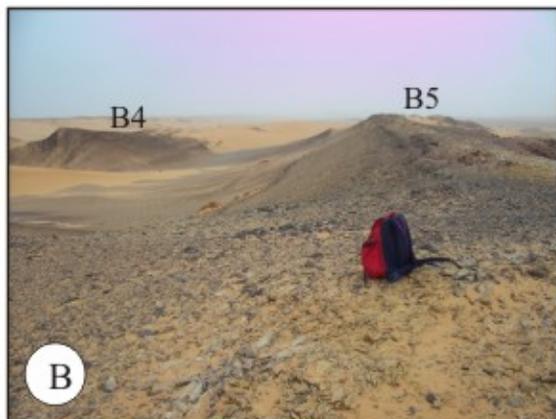
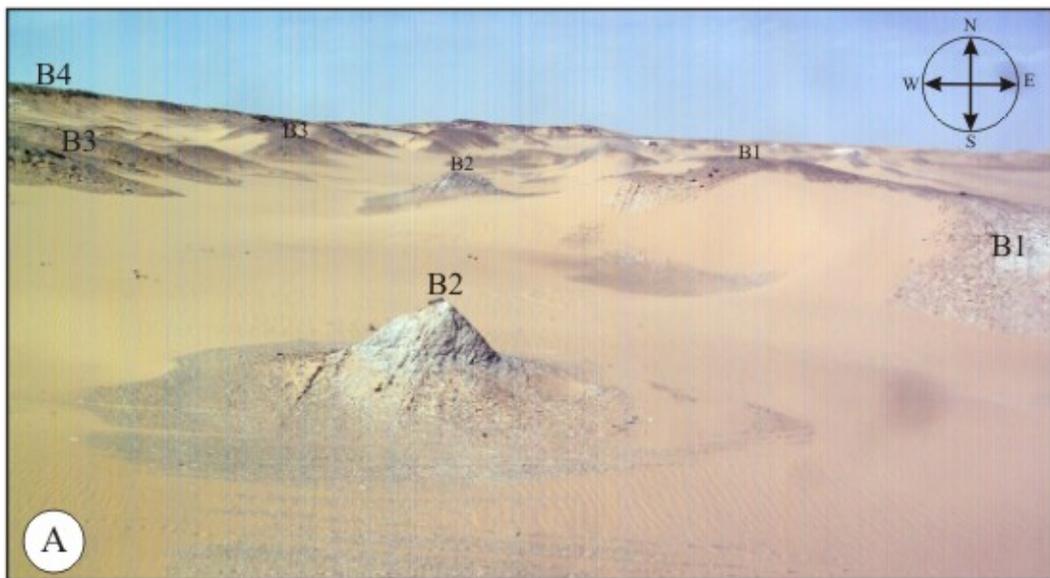


Planche VII

- A- Figure de déformation synsédimentaire dans la base de la barre (B3) de la formation d'Asedjrad 2.
- B- Grès ferrugineux à galets dans la barre (B3).
- C- Laminations entrecroisées dans un niveau gréseux de la barre (B3)
- D- Des terriers horizontaux de type *Planolites* avec des brachiopodes (a), et des perforations (b) rempli de sédiment blanchâtre différent de l'encaissant (le sommet de la barre B3).
- E- Une dalle à rides lingoides dans le sommet de la barre B3.
- F- L'aspect massif de la principale barre gréseuse de la barre B4, du membre inférieur de la formation de Oued Samene.
- G- Perforations (bioturbations) au sommet des grès de la principale barre gréseuse de la barre (B4).
- H- Figures de déformations synsédimentaires dans la barre B5. a : boudin de glissement.

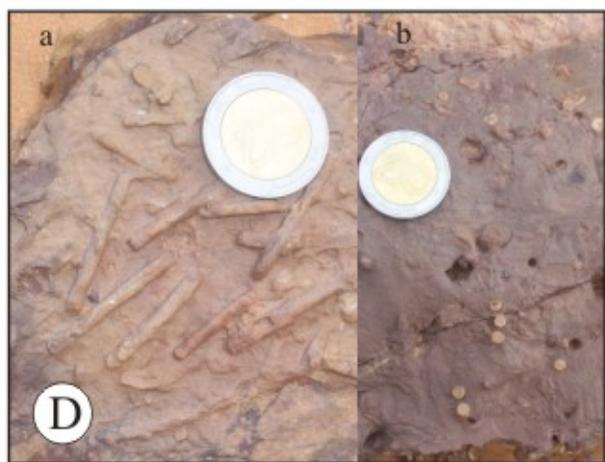


Planche VIII

- A- La principale barre gréseuse de la super-barre (B5) du membre supérieur de la formation de Oued Samene, montrant l'aspect massif du faciès.
- B- Grès ferrugineux à mouchetures, qui s'agit de nodules millimétriques de fer. (la partie terminale de la Barre 5)
- C- Microchenalisation remplie de faciès à couleur différente de l'encaissant, dans la barre (B6) du membre inférieur de la formation argilo-gréso-calcaire.
- D- Niveau à concentration coquillère au sommet de la barre B6. G : gastéropode ; B : brachiopode.
- E- Des laminations obliques en mamelons (HCS) au sommet de la barre (B7).
- F- Une séquence complète de tempête, à la base une accumulation coquillère (au dessus du marteau) puis des laminations obliques en mamelon et des litages de rides grimpantes (voire G).
- G- Des litages de ride grimpante dans le niveau cité au dessus.
- H- Lumachelle de la barre (B8) montrant des *Pleurodictyum* cf. *problematicum* (Tabulés) qui contient un moule d'Annélide du genre *Hicetes*. Ces deux derniers évoluent de façon contemporaine (en symbiose ?), ce qui explique leur coexistence.

