



N° d'ordre :

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran 2 Mohammed Ben Ahmed

Faculté des Sciences de la Terre et d'Univers

Département des Sciences de la Terre

Mémoire de master

Option : paléontologie et géodynamique des bassins sédimentaires

Thème :

**Tempestites amalgamées de la première barre calcaire de la formation
du Tifkirt (Bajocien supérieur - Bathonien inférieur, Monts des Ksours) :
faciès, séquences et dynamique sédimentaire.**

Par

BENRABAH MOHAMMED AMINE

Soutenu : le 03/07/2019 devant la commission d'examen :

Mr. BENDELLA Mohammed	Maître de Conférences A Université d'Oran	Président.
Mr. OUALI MEHADJI AEK	Professeur Université d'Oran	Rapporteur.
Mr. BOUTERFA Boumediene	Maître assistant A Université d'Oran	examineur.

Oran, 2019

SOMMAIRE

CHAPITRE I

GENERALITES

I- Cadre Physique :

1. Introduction	5
2- Cadre géographique.....	5
2.1. Cadre géographique générale	5
2.2. Cadre géographique local.....	5
3. Cadre geologique et structural.....	5
3.1. Cadre géologique général	5
3.2. Cadre géologique local	5
II- Historique des travaux dans les monts des Ksour.....	8
III- Objectif et Méthode de travail.....	10

CHAPITRE II

ANALYSE DES DONNEES DE TERRAIN

I-ETUDE LITHOLOGIQUE:

1- Description lithologique de la formation de Tifkirt.....	13
2- Attribution stratigraphique.....	14
II- Etude lithologique de la première barre carbonatée du membre supérieur de la formation du Tifkir	16

CHAPITRE III
SEDIMENTOLOGIE

I- Introduction	25
I.1- Définitions et interprétations des faciès.....	25
I.2.Les tempestites.....	25
II- Inventaire et description des faciès	28
III- Séquence virtuelle des faciès identifiés dans la barre étudiée.....	29
IV- Evolution latérale des faciès de la barre étudiée.....	30
V- Quelques caractères des courants observés dans la barre étudiée.....	32

CHAPITRE IV
CONCLUSION

Conclusion général	36
Reference bibliographique.....	37

Remerciements

Je tiens tout d'abord à remercier grandement Monsieur Abdel Kader Ouali Mehadji, pour sa grande disponibilité et ses précieux conseils tout au long du cycle d'étude, pour son aide précieuse et pour le temps qu'il m'a consacré, malgré mon retard.

Je veux adresser tous mes remerciements aux personnes avec lesquelles j'ai pu échanger et qui m'ont aidé pour la rédaction de ce mémoire.

Enfin, j'adresse mes plus sincères remerciements à ma famille : mon père que dieu te compte parmi ces fidèles, mes proches et amis, qui m'ont accompagnés, aidés, soutenus et encouragés tout au long de la réalisation de ce mémoire.

Résumé

L'étude se localise dans la partie occidentale de l'Atlas Saharien, à 60 km au SE de la ville d'Aïn Sefra (Aïn Ouarka).

A la base de la formation du Tifkirt, la première barre calcaire, métrique, continue, montre la superposition de lits centimétriques organisés en séquences et séparés par des micro-ravinements.

Nous avons réalisé huit (08) coupes sériées, distantes d'environ 30 m à 70 m.

Les variations latérales concernent les épaisseurs et les lithologies avec les structures sédimentaires associées.

Sept faciès ont été identifiés : calcaire lumachellique, calcaire bioclastique à litages horizontaux, calcaire bioclastique à HCS, calcaire bioclastique à litages ondulés, calcaire bioclastique à laminations obliques, lentilles de grès (sables) à rides de vagues et au sommet de cette séquence des calcaire bioclastiques à Herringbone.

Ces faciès s'organisent en séquences de tempêtes (tempestites) ; leurs répétitions suggèrent une amalgamation (tempestites amalgamées) dont les corrélations ont montré d'abord des variations de la paléo-topographie de chaque séquence, et une structuration sédimentaire organisée en deux dunes sous-marines séparées par des chenaux inter-dunaires. Vers le haut, cette topographie semble être nivelée par les effets de marées et donc, les deux dunes se fusionnent en une seule méga-dune sous-marine.

Mots-clès : Tifkirt, faciès, tempestites, dunes sous-marine.

I- Cadre Physique :

1. Introduction :

Sur le plan morphostructural, l'Algérie comporte deux domaines principaux :

- Un domaine septentrional alpin constitué par deux unités : les reliefs telliens et la zone atlasique représentée par l'Atlas saharien et les hautes plaines oranaises.
- Un domaine méridional ou plate-forme saharienne (le Sahara) où affleurent les socles précambriens (Hoggar et Eglab) et la couverture phanérozoïque en bordures de ces boucliers.

Notre travail s'inscrit dans la partie occidentale de l'Atlas saharien, plus connu par les Monts des Ksour.

2- Cadre géographique

2.1. Cadre géographique générale :

A environ 400 km au Sud de la ville d'Oran, se localisent les monts des ksour, représentés par un ensemble de reliefs qui séparent, par leur alignement, les Hautes plaines oranaises du Sahara. Avec une orientation NE-SW, depuis la terminaison orientale du Haut Atlas marocain, jusqu'à la bordure occidentale des Aurès, cet alignement s'étend sur plus de 1000 km (Fig.1).

2.2 . Cadre géographique local :

Le secteur d'étude se localise dans la région d'Aïn Ouarka qui se situe à 60 km au SE de la ville d'Aïn Sefra. Ce secteur est dominé par le relief du Dj. Chemarikh qui forme une ligne de crêtes entourées par des dépressions, dont les plus importantes sont : la dépression de Raknet El Kahla et de l'Oued Bou Amoud, au Nord, la dépression d'Aïn Rhezala à l'Ouest et la dépression de l'Oued El Melah à l'Est. Ces dépressions sont bordées par Dj Boulerhfad (ou Bou Lerhfad) et de Dj Djeraouine à l'Ouest et Hamret El Leman à l'Est. Elles sont creusées par des oueds dont le plus important est l'Oued el Melah qui s'écoule vers l'Est.

3. Cadre géologique et structural

3.1. Cadre géologique général :

L'Atlas saharien est une chaîne intracontinentale, de direction NE-SW, formée de terrains méso-cénozoïques plissés. Les monts des Ksour, branche occidentale, de l'Atlas saharien correspondent à un groupe de chaînons appartenant au domaine atlasique. Ces structures de compression, continentales, sont des chaînes issues de la tectogenèse atlasique alpine (Kazi-Tani, 1986), caractérisées par une tectonique, superposée, avec de grand plis, dilatés, à grand rayon de courbure qui lui confèrent un style structural un peu particulier (Fig.2) (Douihasni, 1976 ; Elmi 1978 ; 1998 ; Ait Ouali, 1991 ; Ait Ouali et *al.*, 1995 ; Yelles-Chaouche et *al.*, 2001 ; Kacemi, 2015).

Cette chaîne est limitée par deux grands accidents : l'accident nord-atlasique constitué de failles en relais séparant les reliefs des Hautes Plainnes oranaises de ceux des ksour ; l'accident sud-atlasique qui est une ligne de démarcation entre les grands reliefs de l'Atlas Saharien et les étendues du Sahara au Sud. Il est long de plus de 200 km.

Les monts des ksour ont connu un stade de rifting, triasico-liasique, lié à l'ouverture de la zone centrale atlantique par la conjugaison de mouvements distensifs et trantensifs (Ait Ouali,

1991 ; Elmi *et al.*, 1998). Le remplissage sédimentaire comprend un groupe carbonaté inférieur (Lias-Dogger inférieur) contrôlé par une structuration en horsts et grabens du stade rift, une phase de flexuration (Bajocien supérieur – Bathonien) du stade post-rift (Elmi *et al.*, 1998).

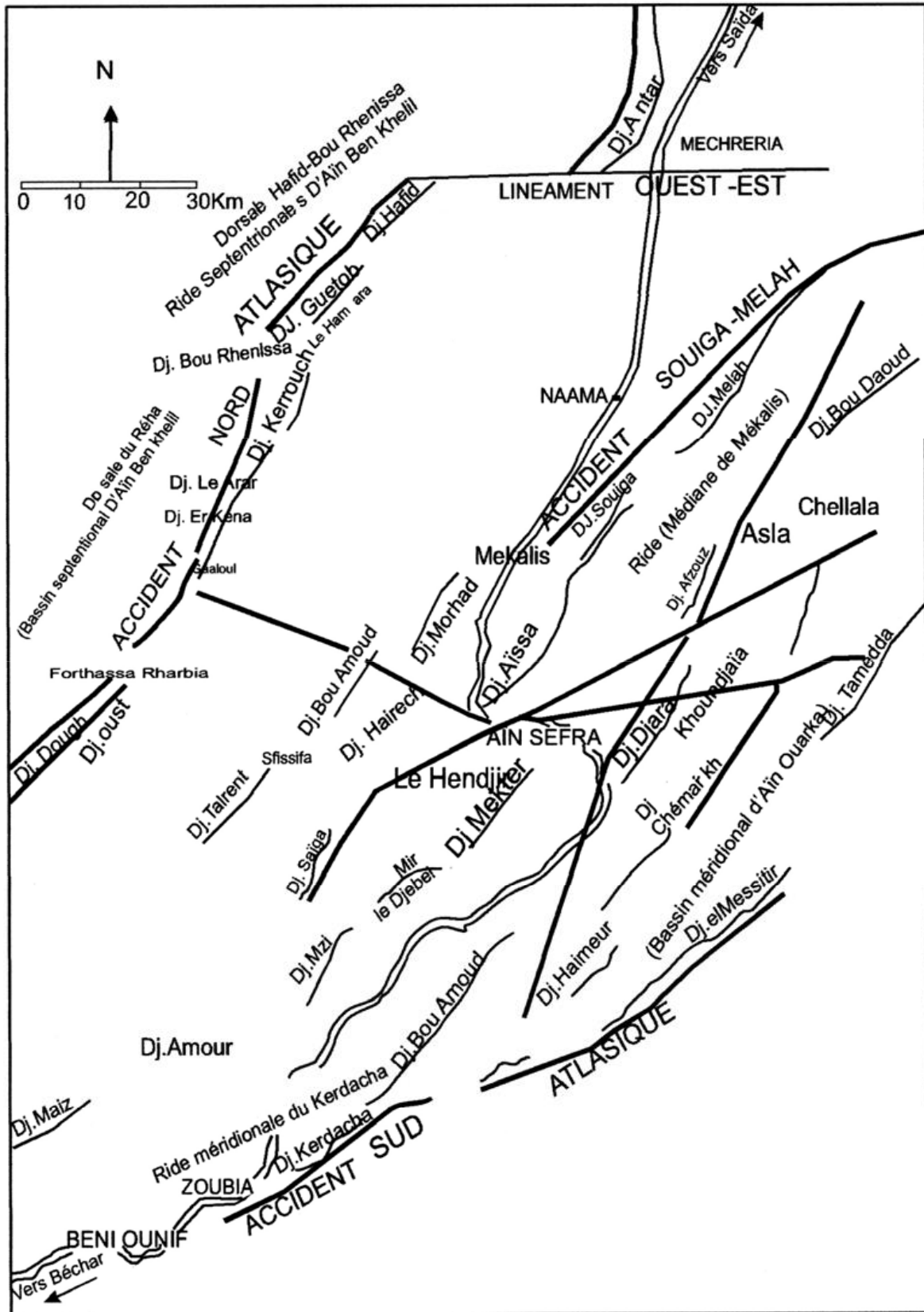


Fig. 2 – Les grandes coupures tectoniques des Monts des Ksour (Mekahli, 1998).

3.2. Cadre géologique local :

Le secteur d'Aïn Ouarka se présente en un anticlinal orienté SW-NE dont le cœur est formé par une ossature liasique dolomitique et par des terrains versicolores triasiques (argiles bariolées et gypse, sel gemme et roches vertes volcaniques) (Mekahli, 1998; Meddah, 1998).

Les terrains jurassiques sont caractérisés par une série de formations sédimentaires qui sont, de la base au sommet (série du Djebel Chemarikh) :

- « **Dolomie de Chemarikh** » (Mekahli, 1995; 1998):

Une grande masse dolomitique au cœur de l'anticlinal d'Aïn Ouarka. D'une épaisseur de 150 à 200 m, de l'Hettangien inférieur (Mekahli; 1998). Lithologiquement, il s'agit de bancs massifs dolomitiques, à lithoclastes, pellets et nombreux bioclastes. Ces dolomies passent vers le haut à des calcaires dolomitiques bioclastiques à *bird eyes* et loférites. Letoit de cette formation correspond à une surface durcie ferrugineuse.

- « **Alternances d'Aïn Ouarka** » (Douihasni, 1976 ; Mekahli, 1998) :

Définie par Douihasni (1976) sous le nom de "Formation d'Aïn Ouarka", elle a été redéfinie "Alternance d'Aïn Ouarka" par Mekahli (1998), sur le flanc nord de l'anticlinal, constituée par une alternance de marnes et de calcaires, d'épaisseur de 170 m. Elle est d'âge Sinémurien-Domérien supérieur (Mekahli, 1998). La limite supérieure est matérialisée par une surface bioturbée à ammonites et brachiopodes par endroits.

- « **Marno-calcaires d'Aïn Rhézala** » (Mekahli, 1998):

Alternance de marnes et de calcaires blanchâtres à ammonites, microfilaments et *Zoophycos*. L'épaisseur varie de 70 à 140 m. Elle est d'âge Lias supérieur - début de l'Aalénien (Mekahli, 1998). La limite supérieure correspond à un banc de calcaire bréchique (Mekahli, 1998).

- La « **Brèche de la Raknet el Kahla** » (Mekahli, 1998):

Caractérisée par des brèches de calcaire noire et des marnes noires indurées. Elle est affectée par des *slumps*, et son épaisseur atteint environ les 100m. Elle est de l'Aalénien-Bajocien supérieure (Mekahli, 1998), et prend fin avec le premier banc gréseux de la formation du "Téniet el Klakh".

- Formation du « **Téniet el Klakh** » (Bassoullet, 1973):

Elle occupe toutes les parties molles autour du Dj. Chemarikh et des reliefs liasiques. C'est une alternance d'argiles ou de marnes, de grès et de calcaires. Son épaisseur varie de 100m à moins de 200m à Aïn Rhézala (Oudjoudi, 2003) dans le secteur de Raknet el Kahla. Elle est d'âge Bajocien supérieur (Bassoullet, 1973; Almeraset *al.*, 1994; Tlili, 1995; Ouali Mehadj, 1995; Elmiat *al.*, 1998).

- Formation du « **Tifkirt** » (Bassoullet, 1973) :

Elle débute par des calcaires récifaux et leurs équivalents latéraux, relayés par une alternance de calcaires bioclastiques et oolitiques, de grès et d'argiles. L'épaisseur est de 350m à Dj. Djeraouine (Oudjoudi, 2003). Elle est du Bajocien supérieur-Bathonien inférieur (Bassoullet, 1973 ; Almeraset *al.*, 1994 ; Ouali Mehadj, 1995).

II- Historique des travaux dans les monts des Ksour :

Trois périodes de recherche peuvent être distinguées.

1- La première période (1911-1970)

Le travail de Flamand (1911) est représenté par une monographie "Recherches géologiques et géographiques sur le haut pays de l'Oranie et sur le Sahara" avec des cartes géologiques au 200 000^e au 400 000^e et au 800 000^e. A Aïn Ouarka, des terrains "mésosjurassiques" sont

constitués par des calcaires et par des grès quartzeux ou psamitiques en alternance avec des argiles vertes.

Cornet (1949-1952) contribua par une analyse tectonique et une synthèse stratigraphique des séries des Monts des Ksour, avec des corrélations entre les séries du Jurassique moyen et supérieur des régions de Mécheria, El Bayadh et Aïn Ouarka.

2- La deuxième période (1965-1970)

Le travail de Lasnier (1965) est une contribution stratigraphique et micropaléontologique des séries de Dj. Chemarikh et de Dj. Melah. Bassoullet (1966) aborde la description de la coupe du Dj. Chemarikh et identifia le "Lotharingien" (Sinémurien supérieur) à partir du niveau à *Asteroceras*.

3- Recherches modernes (1970-actuel)

Le travail de Galmier (1970) comporte 9 cartes photo-géologiques au 1/100.000e des Monts des Ksour. Les séries du Dogger correspondent aux unités notées de 7 à 10. Bassoullet (1973) présenta sa thèse sur les formations mésozoïques des Monts des Ksour avec une reconstitution paléogéographique basée sur une étude biostratigraphique détaillée. La formation du «Téniet el Klakh» comprend des argilites, des grès, des calcaires et la formation du «Tifkirt» comporte des grès, des argilites, des calcaires bioclastiques, oolitiques et récifaux. Le travail de Douhasni (1974) est une étude structurale de l'anticlinal d'Aïn Ouarka, complétée par celui de 1976 sur la stratigraphie de la région d'Aïn Ouarka.

Ait Ouali (1991) réalisa une étude sédimentologique et géodynamique du Lias des Monts des Ksour. Il démontre le Rifting triasique et propose une évolution séquentielle appuyée par des analyses diagénétiques (analyse stadiale).

En 1991, Ouali Mehadjji entreprend l'étude et corrélations du Dj. Oueste, Dj. Guettaï et Dj. Zerga de Sfisifa où le Bajocien supérieur et Bathonien inférieur sont représentés par des dépôts deltaïques. Les résultats ont été présentés dans les communications de Mekahli et al (1997).

Alméraset al., (1994) publie une étude biostratigraphique des brachiopodes du jurassique moyen dans le domaine atlasique (Maroc et Algérie). Les gisements à brachiopodes d'Aïn Ouarka constituent des peuplements plurispécifiques localisés entre les ensembles récifaux progradants. Les gisements à *Holcothyris* occuperaient une position plus profonde au Bathonien inférieur.

Mekahli (1995) présenta une étude multidisciplinaire sur les séries du Lias et du Dogger des Monts des Ksour. Il applique les méthodes de la stratigraphie séquentielle moderne en apportant de nouvelles données biostratigraphiques et sédimentologiques pour arriver à un canevas paléogéographique et paléotectonique. Cette thèse sera publiée en 1998 dans les Documents des Laboratoires de géologie de l'Université Claude Bernard (Lyon 1 - France).

Ouali Mehadjji, (1995) effectue une étude paléontologique et biostratigraphique des brachiopodes et des environnements sédimentaires des formations du Bajocien-Bathonien à partir des brachiopodes. Ses résultats sont publiés dans le travail de Alméraset al., en 1994.

En 1995, Bendella présente son ingénierat sur les formations de Téniet el Klakh et de Tifkirt dans les secteurs de Melah et Aïn Ouarka.

En 1995, Tlili distingue à Aïn Ouarka trois épisodes récifaux dans la formation du «Tifkirt» notés RI (Récif inférieur), RM (Récif médian) et RS (Récif supérieur). Ces constructions sont de types récifs barrières selon l'auteur.

Zemmouri reprend l'étude des microfaciès des formations du «Téniet el Klakh» et «Tifkirt» dans la région du Guettaï et de Zerga de Sfisifa étudiée en 1991 par Ouali Mehadjji. Cet auteur montre que la première formation est à faciès carbonatés et argileux. La seconde formation est plus épaisse. Elle se présente sous un ensemble argilo-gréseux souvent interrompue par des niveaux de calcaires. Il reprend la biostratigraphie citée par les auteurs précédents, notamment Bassoullet (1973) et Ouali Mehadjji (1991).

Elmiet *al.* (1998) présentent une synthèse sur les faciès et les données biostratigraphiques du Jurassique inférieur et moyens de l'Ouest algérien et du Maroc.

Ouali Mehadji *al.* (1996) expliquent le problème de l'hétérochronie de la formation de «Tifkirt» dans les différentes régions des Monts des Ksour, interprétée par la juxtaposition d'un cône sous-marin et d'un delta qui sera communiqué en 1997 au 3^{ème} séminaire de Géologie pétrolière (Boumerdes).

Hannache et Kouri (2001) présentent une étude sédimentologique de la formation du «Téniet el Klakh» et du «Tifkirt» dans la région d'Aïn Ouarka (secteur d'Aïn Rhezala). Ces auteurs reprennent les interprétations de Ouali Mehadji (1997) et confirment que la formation du «Téniet el Klakh» s'est déposée dans un cône détritique sous-marin (membre inférieur). Cependant, le membre supérieur sur la plate-forme. Ils citent la présence de tempestites dans la formation du «Tifkirt » et proposent un profil de dépôt correspondant à une plate-forme interne à barres multiples, dominée par des courants de tempêtes.

Salhi (2002) étudie dans son mémoire de Magister l'évolution paléogéographique et dynamique de la bordure septentrionale du sillon atlasique au cours du Lias et du Dogger dans la région de Béni Ounif où ilaborde la dynamique sédimentaire des récifs de Kerdacha du Bajocien supérieur. Enfin, Kacemi (2005 ; 2014) s'intéressa à la stratigraphie des formations silici-clastiques du Jurassique supérieur, et de la stratigraphie et structures du Jurassique de la région de Zeriguet.

Plusieurs mémoires d'ingéniorats furent soutenus à l'Université d'Oran 2.

III- Objectif et Méthode de travail :

1. Méthode de travail :

Huit (8) coupes, sériées, ont été levées sur une même barre (métrique), calcaire à fines passées gréseuses. Cette barre fait partie de la formation du Tifkirt. Le choix de cette barre est basé sur sa continuité latérale remarquable, et se situe à une centaine de mètres au-dessus des grandes masses bioconstruites, connues aussi sous le nom du grand récif d'Aïn Ouarka (âge Bajocien supérieur). Cette barre montre une variation latérale sensible de l'épaisseur, d'aspect massif, et riche en structures sédimentaires liées à l'action des vagues de tempêtes et de courants (tempestites).

2. Objectif de l'étude :

A partir des coupes levées sur terrain consacrée à la première barre calcaire, continue, de la formation du Tifkirt, nous allons aborder les caractéristiques (faciès et structures sédimentaires) des séquences qui la constituent. Les travaux antérieurs dont celui de Kouri & Hanneche (2001) admettent une dynamique de tempête témoignée par la fréquence des liatges obliques en mamelons. Nous allons suivre latéralement cette barre. Des corrélations seront établies, la géométrie sera suivie de près afin de voir l'évolution latérale des différentes structures et des séquences. On va tenter aussi de retracer la morphologie et la topographie du relief de cette barre, séquence par séquence.

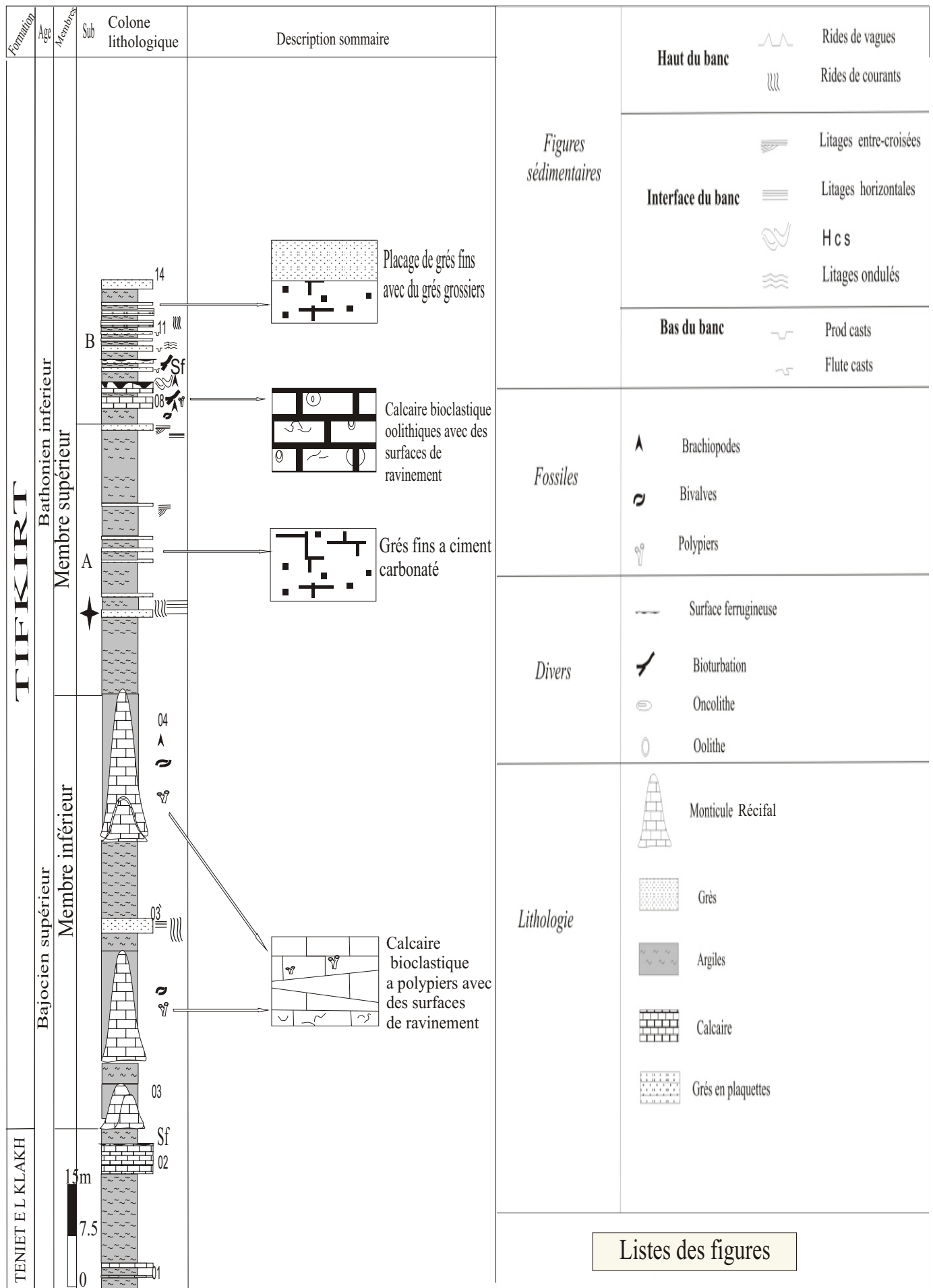


Fig. 3: Succession lithologique de la formation de Tifkirt. Benrabah (2014).

✦ Barre a influence de tempête

I-ETUDE LITHOLOGIQUE:

1- Description lithologique de la formation de Tifkirt (Fig. 3)

Formation de « Tifkirt » : (Ep : 220 m, Benrabah, 2014)

La formation du «Tifkirt» est constituée par une alternance de bancs ou de barres calcaire, avec des barres gréseuses et des combes d'argiles. Elle est subdivisée en deux membres:

Un membre inférieur (40 m) et un autre supérieur (170 m) (Fig. 3).

1.1- Membre inférieur (40 m) :

Il s'agit de l'ensemble constitué par les bioconstructions ou les faciès équivalents. Ce membre débute à la base du récif R1 et prend fin au récif supérieur (RS) de Tlili (1995), défini dans le secteur d'AïnRhézala, à quelques kilomètres au SW d'AïnOuarka. Latéralement le R1 est représenté par deux barres de calcaires oolithiques et bioclastiques (bivalves, gastéropodes, bryozoaires, polypiers), lenticulaires. Ces calcaires sont parfois chargés de sables. Dans notre secteur, ces barres sont séparées par un niveau argileux, verdâtre, et un banc épais de grès noirâtre à lamination parallèle, HCS et ride de courant au sommet.

La deuxième lentille ou barre est plus épaisse que la première, et montrant les mêmes caractères lithologiques. De grandes masses bioconstruites, lenticulaires, reposant sur un substrat identique sous forme d'un niveau de calcaire bioclastique. La surface supérieure de ce membre montre un niveau ferrugineux (*Hard Ground*).

L'épisode récifal R3, massif, d'une vingtaine de mètres, passe latéralement à des calcaires bioclastiques et lumachelliques à intercalations argilo-gréseuses.

1.2- Membre supérieur (170m) :

Ce membre débute après 50 ou 60m d'argile. Il est de loin le plus épais. Il se distingue par une alternance de grès et d'argiles et de calcaire oolithique, bioclastiques, parfois lumachelliques, à décharges détritiques. Les bancs sont d'épaisseur décimétrique à métriques, souvent lenticulaires. Les structures sédimentaires sont représentées par des litages divers [horizontaux, obliques, en mamelons (HCS), ainsi que des rides de vagues et de courants]. Les grès sont d'une épaisseur centimétrique à décimétrique, une patine noire et une cassure grisâtre à verdâtre. Leur ciment est carbonaté et ils sont souvent d'aspect massif ou en plaquettes, parfois emboîtés. Ils deviennent blanchâtres dans la partie supérieure du membre, friable et à ciment argileux. Leur épaisseur est métrique, leur stratonomie parfois lenticulaire et ils montrent des litages horizontaux et obliques de grande ampleur.

Les figures sédimentaires dans les grès noirâtres sont généralement des litages horizontaux, obliques, des rides et des litages de rides de vagues.

1.2.1-Ensemble A : (110m)

Cet ensemble est représenté par une alternance de barres calcaires, de grés et d'argiles. Il comprend des barres carbonatées contenant des figures liées à l'action des vagues de tempêtes et des passages gréseux. C'est la première barre, continue latéralement, qui constitue l'objet de notre étude, par des levés de coupes détaillées.

Les argiles constituent des combes métriques à passées de grès en plaquettes, à la base puis décimétriques séparant les barres calcaires devenant de plus en plus sableuses vers le haut. Les ensembles gréseux sont souvent à grains moyens à fin, comprenant des litages parallèles, entrecoupés, parfois en mamelons, et des rides de courants au sommet.

1.2.2-Ensemble B : (60m)

Les bancs se resserrent, l'argile et les combes argileuses perdent leur ampleur, les grés dominant avec des intercalations de calcaires bioclastiques.

Cet ensemble débute par un banc de calcaire bioclastique, oolithique à Brachiopodes et fragment de bivalves, il sera dit pour ce dernier niveau à Brachiopodes ; il porte sur leurs sommets des rides de vagues.

Les grés changent de caractères d'un banc à l'autre ; les grés à éléments plus ou moins grossiers sont plus abondants montrant des litages horizontaux et obliques. Ces bancs gréseux sont la plus part du temps emboîtés ou en plaquettes avec au sommet des rides de courants et à la base des figures d'impacts et d'affouillements.

2- Attribution stratigraphique:

La formation du «Téniet el Klakh» a été datée par BASSOULLET (1973) à partir des ammonites récoltées qui appartiennent au Bajocien supérieur (Zone à Niortense). La formation du «Tifkirt» a été attribuée, à sa base, au Bajocien supérieur et au Bathonien inférieur pour sa majeure partie, d'après les associations de brachiopodes. ALMERAS *et al.*, (1994), OUALI MEHADJI (1995) et ELMI *et al.* (1998) ont pu proposer pour la formation du «Tifkirt» un âge Bajocien supérieur-Bathonien inférieur, à partir d'une faune d'ammonites et de brachiopodes récoltés à la base de la formation, sur le flanc orientale de Djebel Boulerhfad (Fig. 4).

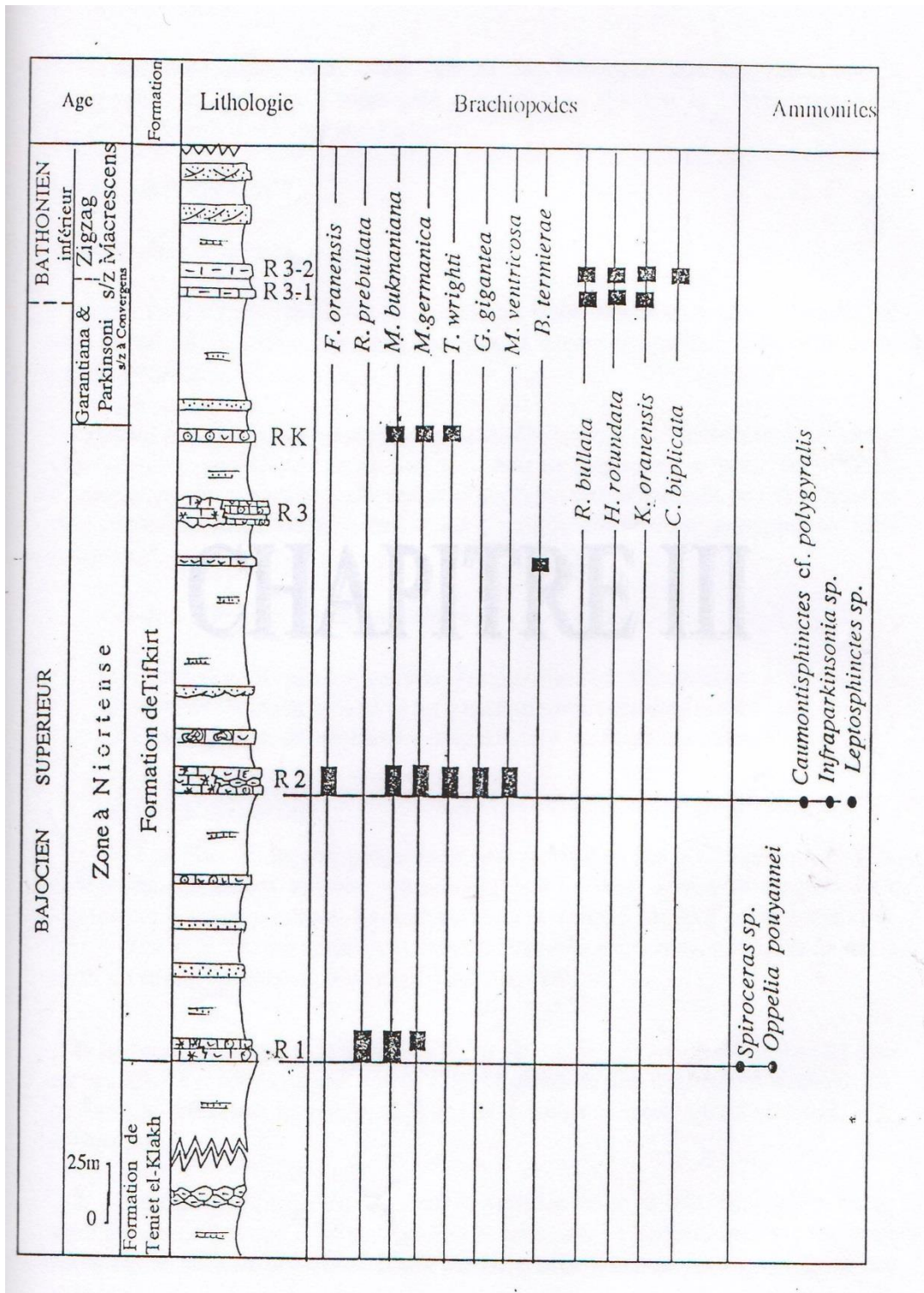


Fig.4 – colonne lithostratigraphique et succession de la faune d’Ain Ouarka.

(OUALI MEHADJI, 1995).

II- Etude lithologique de la première barre carbonatée du membre supérieur de la formation du Tifkirt :

2. 1- localisation de la coupe :

A environ 1 km de l'entrée du village d'Ain Ouarka, se localise la première barre carbonatée, environ 100 mètre derrière les grandes masses bioconstruites, visible de la route principale qui mène vers le village.

2.2. Description de la barre :

D'aspect massif, la barre calcaire affleure avec une couleur grise à verdâtre à la patine et à la cassure, avec un pendage de 45° en moyenne, à plongement NE-SW (Fig.5). Latéralement, l'épaisseur varie sensiblement d'un point à un autre. Elle montre une variété de figures sédimentaires qui reflètent l'hydrodynamisme lors de la sédimentation.

La base de cette barre est irrégulière, avec une surface irrégulière, de ravinement, et repose sur un substrat gréseux. Elle est caractérisée par des variations verticales rapides de lits avec une variété de figures sédimentaires et de lits à grande concentration de bioclastes (lits lumachelliques) et des passées de niveaux à grains grossiers ou sableux (grés) en niveaux centimétriques, discontinus latéralement. Enfin, vers le sommet, on observe un niveau de calcaire oolithique à herringbone.

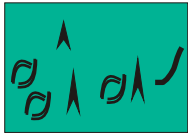


Fig. 5: La barre étudiée

- A- Vue latérale montrant son allure.
- B- Vue latérale montrant sa morphologie.
- C- Vue D'ensemble du membre Supérieur de la formation du Tifkirt.



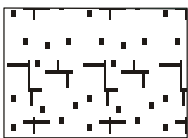
Calcaire bioclastique oolithique.



Calcaire oolithique a grande concentration de bioclaste lumachellique.



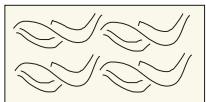
Grés (element grossier, sable).



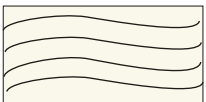
Calcaire oolithique a rare bioclaste.



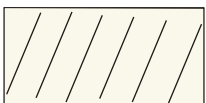
Laminations parallèles (plane).



HCS (Hummocky Cross Stratification).



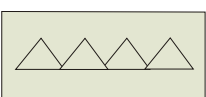
Laminations ondulées.



Laminations obliques.



Herrigbone (Laminations entrecoupées).



Rides de vagues.

Fig. 4 liste des figures et symboles adoptées.


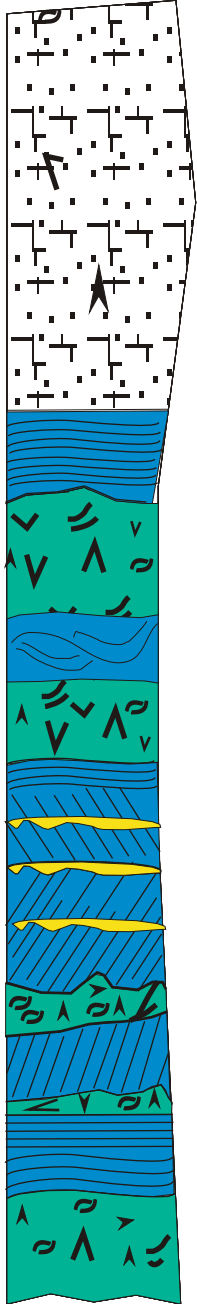

Formation	Echelle	Colone lithologique	Description	Prises photographiques
TIFKIRT			<p data-bbox="523 1243 944 1310">Niveau à HCS entre des niveaux lumachelliques</p> <p data-bbox="533 1422 1072 1527">Laminations entrecoupées intercalées par des passage gréseux en lentilles centimétriques.</p> <p data-bbox="523 1601 1027 1668">Surface d'érosion entre les laminations obliques et le niveau lumachellique</p> <p data-bbox="536 1863 778 1899">Surface irrégulière</p>	
		<p data-bbox="667 2049 917 2087">C 1 5,20m</p>		

Fig.7 : Succession lithologique de la première barre du membre supérieur de la formation de Tifkirt.

C 1 5,20m


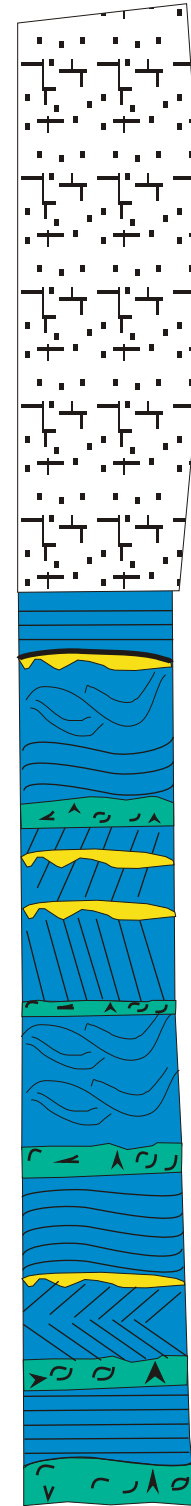



Formation	Colone lithologique	Description	Prises photographiques
<p style="text-align: center; font-size: 2em; font-weight: bold;">TIFKIRT</p> 		<p>Calcaire oolithique</p> <p>Niveau gréseux avec surface d'érosion, succédant les HCS.</p> <p>Laminations entrecoupées intercalées par des passages gréseux lenticulaire.</p> <p>HCS entre deux niveaux lumachelliques.</p> <p>Laminations entrecroisées entre des niveaux lumachelliques et gréseux.</p> <p>Surface irrégulière</p>	  

Fig.8 : Succession lithologique de la première barre du membre supérieur de la formation de Tifkirt .

C2 6,60m


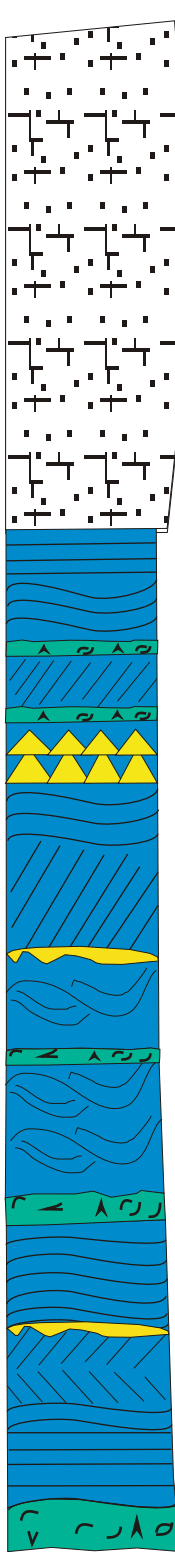



Formation	Age	Colone lithologique	Description	Prises photographiques
TIFKIRT			<p data-bbox="526 940 1085 1030">Surface d'érosion entre les laminations obliques et niveaux lumachellique.</p> <p data-bbox="526 1075 1085 1142">Rides de vagues surmontées par un niveau lumachellique.</p> <p data-bbox="526 1187 1085 1254">Passage progressive des litages obliques à des laminations ondulées.</p> <p data-bbox="526 1366 1085 1433">Succession des HCS et apparition de fines lamine lumachelliques.</p> <p data-bbox="526 1702 1085 1747">Herringbone</p> <p data-bbox="526 1792 1085 1859">Laminations parallèles deviennent ondulées vers le haut.</p> <p data-bbox="526 1904 1085 1948">Surface irrégulières</p>	  

Fig.9 : Succession lithologique de la première barre du membre supérieur de la formation de Tifkirt.


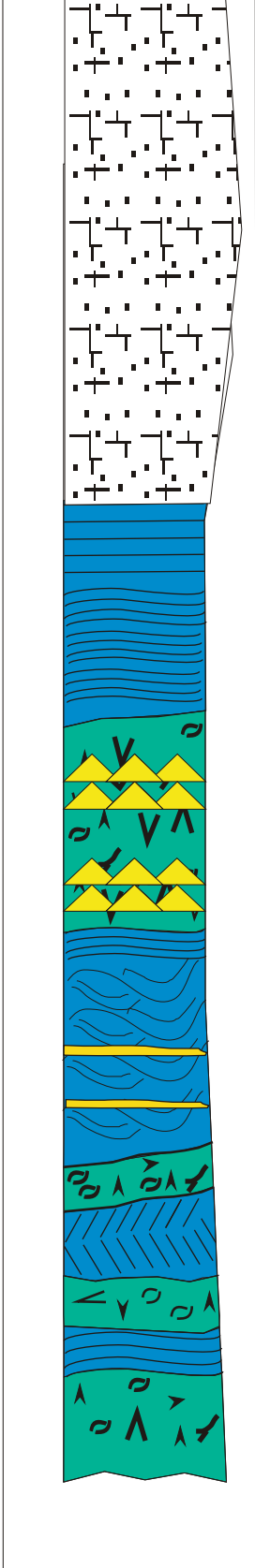



Formation	Echelle	Colone lithologique	Description	Prises photographiques
TIFKIRT			 <p data-bbox="558 649 925 694">Calcaire oolithique bioturbé</p> <p data-bbox="526 873 1021 963">Passage progressive des laminations ondulées à des laminations parallèles.</p> <p data-bbox="526 1142 1037 1220">Apparition des rides de vagues dans les niveaux lumachelique</p> <p data-bbox="526 1411 1037 1489">Calcaire oolithique bioclastique à HCS intercalé par des lentilles gréseux.</p> <p data-bbox="526 1556 1069 1601">Surface d'érosion Entre les deux niveaux</p> <p data-bbox="526 1624 686 1668">Herringbone</p> <p data-bbox="526 1870 766 1915">Surface irrégulière</p>	  

Fig.10 : Succession lithologique de la première barre du membre supérieur de la formation de Tifkirt.

C 4 8,20 m


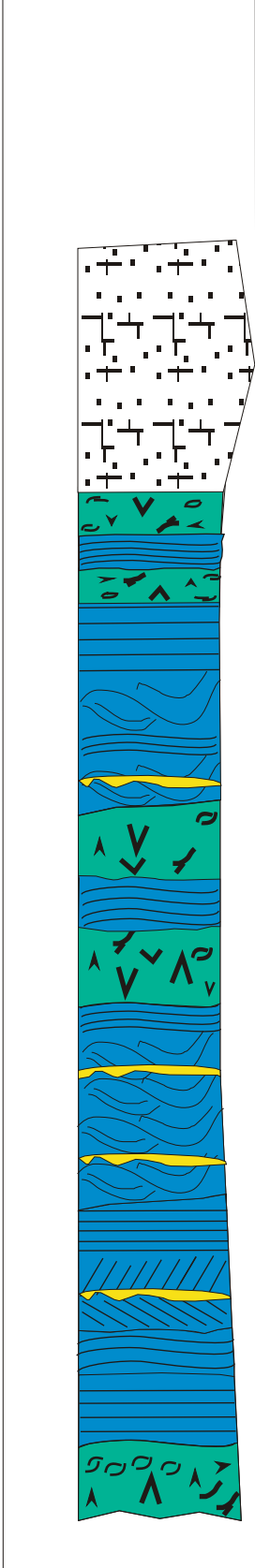



Formation	Echelle	Colone lithologique	Description	Prises photographiques
TIFKIRT			<p>Niveau lumachellique reposant sur un calcaire bioclastique à laminations parallèles</p> <p>Niveau gréseux dans les HCS</p> <p>Niveau a HCS intercalé par des passage gréseux.</p> <p>Herringbone avec quelque lentilles de grés.</p> <p>Surface irrégulière</p>	  

Fig.11 : Succession lithologique de la première barre du membre supérieur la formation de Tifkirt.
C 5 6,90 m


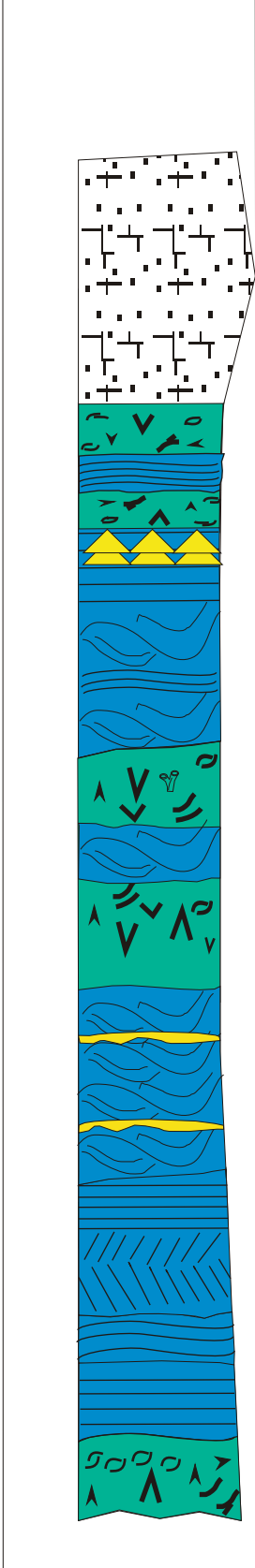

Formation	Echelle	Colone lithologique	Description	Prises photographiques
<p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg); font-weight: bold; font-size: 2em;">TIFKIRT</p>			<p>Rides de vagues entre des laminations parallèles et niveau lumachellique.</p> <p>Alternance de niveaux lumacheliques et de niveaux à HCS.</p> <p>Niveau à HCS intercalé par des passages gréseux lenticulaires.</p> <p>Herringbone</p>	

Fig.12 : Succession lithologique de la première barre du membre supérieur de la formation de Tifkirt.

C 6 7,40 m


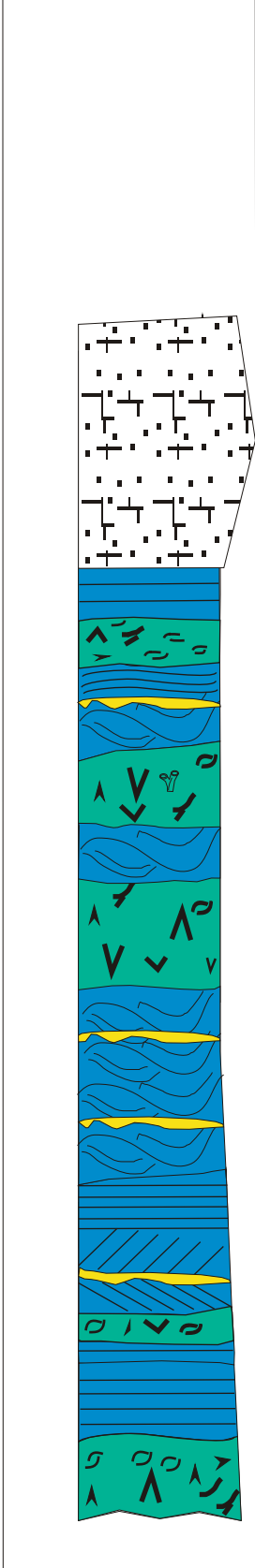


Formation	Echelle	Colone lithologique	Description	Prises photographiques
<p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg); text-align: center;">TIFKIRT</p>			<p data-bbox="539 1182 1043 1256">alternance de niveaux lumachellique et de niveaux à HCS</p> <p data-bbox="539 1413 1066 1487">Niveau à HCS intercalé par des passages gréseux</p> <p data-bbox="520 1659 1054 1693">Herringbone et de fine lamines gréseuses</p> <p data-bbox="539 1917 783 1951">Surface irrégulière</p>	 

Fig.13 : Succession lithologique de la première barre du membre supérieur de la formation de Tifkirt.

C 7 6,10 m


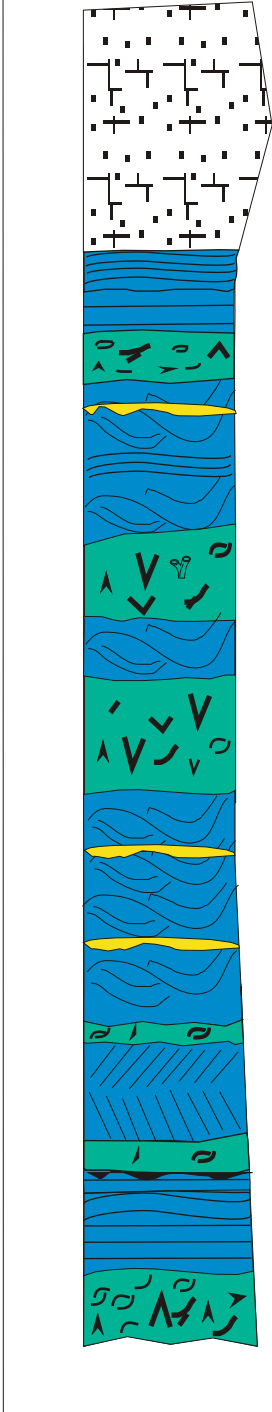



Formation	Echelle	Colone lithologique	Description	Prises photographiques
<p style="writing-mode: vertical-rl; transform: rotate(180deg); font-weight: bold; font-size: 2em;">TIFKIRT</p>			<p>Passage des laminations parallèles à ondulées.</p> <p>Niveau lumachellique avec un polypier solitaire.</p> <p>Niveau a HCS intercalé par des passages gréseux lenticulaires.</p> <p>Herringbone</p> <p>Surface d'érosion du niveau lumachellique sur des laminations ondulées</p> <p>Surface irrégulière</p>	  

Fig.14 : Succession lithologique de la première barre du membre supérieur de la formation de Tifkirt.

C 8 6,40 m

I- Introduction :

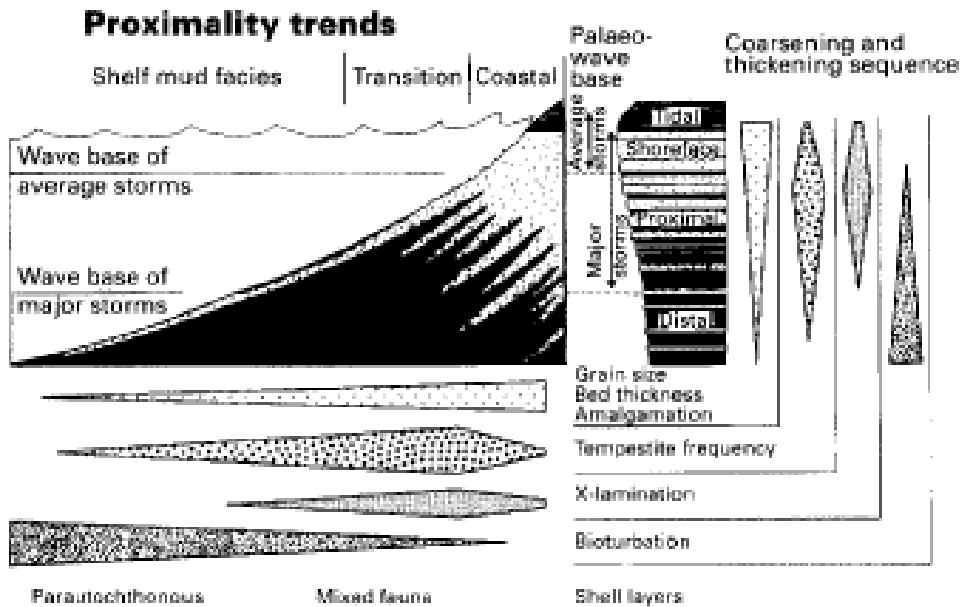
L'étude sédimentologique consiste à suivre deux démarches successives: 1- définition et interprétation des faciès, basée sur les caractéristiques lithologiques, stratigraphiques, granulométriques et les figures sédimentaires ; 2- définition des associations de faciès ou de séquences d'événements, liés aussi à des milieux de dépôts, et où l'ensemble des faciès identifiés et les conditions hydrodynamiques ayant régi leur mise en place permettant de comprendre les aspects génétiques.

I.1- Définitions et interprétations des faciès :

La notion de faciès (de Gressly, 1838 ; Middleton, 1973) correspond à une couche ou un groupe de plusieurs couches, de mêmes caractères lithologiques (lithofaciès) et biologiques ou paléontologiques (biofaciès). Pour une étude au microscope, on utilise le terme de microfaciès. Cette notion est très souvent utilisée dans un sens interprétatif qui fait référence aux mécanismes de dépôt qui peuvent recouvrir plusieurs types d'environnements (Cojan & Renard, 1997), faciès turbiditiques, faciès de plateforme...). C'est donc un caractère ponctuel (en un point de l'observation). Cette notion de faciès est complétée par celle de « *facies-tract* » (Mutti, 1992 ; Tinterri, 2007) correspondant à l'ensemble des faciès (ponctuels) déposés par un écoulement gravitaire, ou un seul événement (tempête), le long d'un transect et lors de son déroulement (déclenchement, action, amortissement et retour aux conditions initiales). C'est donc un ensemble de faciès latéraux (*neighbour facies*) et leurs juxtapositions latéralement (*facies tract*) et verticalement (séquence) constituant l'association de faciès (Collinson, 1969) qui a la possibilité de donner les éléments environnements liés au dépôt (Reading, 1996).

I.2. Les tempestites :

Les plateformes marines actuelles subissent l'action des effets des climats à travers les vents qui génèrent des tempêtes. Chaque tempête prend naissance à partir de pressions barométriques (vents) qui affectent la surface des eaux en déplaçant un volume d'eau selon la direction des vents, déviée par la force de Coriolis à environ 90° de sa trajectoire, et générant des courants marins et des vagues de tempêtes (Myrrow, 2005). Les tempêtes créent non seulement des vagues et des courants mais aussi un déplacement de flux de masses d'eau et de sédiments vers la côte ensuite arrachant du matériel, les vagues et courants emportent un volume de sédiments vers le large, loin de la côte. Les vagues de tempêtes et les courants géostrophiques induits par la tempête fonctionnent simultanément causant un système hydrodynamique sous un flux combiné (Harms *e tal.*, 1982 ; Einsele, 1992). Deux caractéristiques principales des tempêtes : 1) l'épaisseur des dépôts est de plus en plus faible vers le large jusqu'à la limite d'action des vagues de tempêtes, et peut atteindre par écoulement de charges (sous aquatiques) le rebord de la plateforme ; 2) mobilisation de sédiments (érosion) lors de la tempête et sédimentation à la fin (remblaiement).



(a)

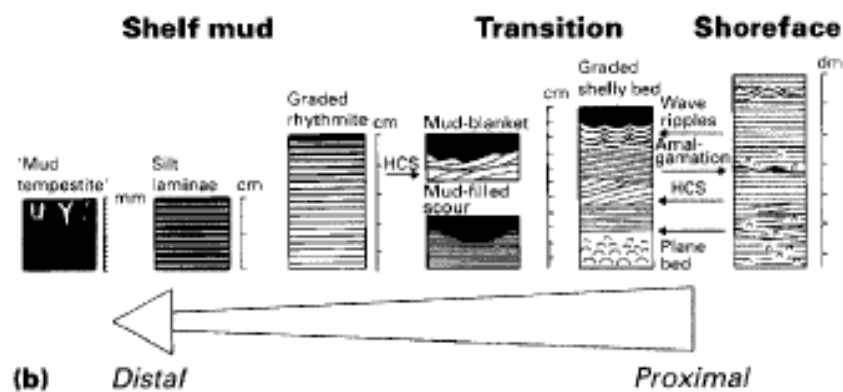


Fig. 15: Séquence de plateforme et position des tempestites (a) ; variations latérales des faciès et des épaisseurs des tempestites (Reading, 1996 In Aigner, 1982)

Les dépôts de tempêtes furent observés durant les années 1970, et ce n'est que grâce au travail de Harms (1975) que la structure caractéristique de ce phénomène climatique (litages obliques en mamelons = *hummocky-cross-stratification* HCS) va permettre l'identification de ces dépôts de tempêtes dans les enregistrements fossiles. Ainsi, Aigner (1982) et Aigner & Reineck (1982) vont présenter la séquence modèle (séquence de tempête ou tempestite) dans son contexte de plateforme (Fig. 15).

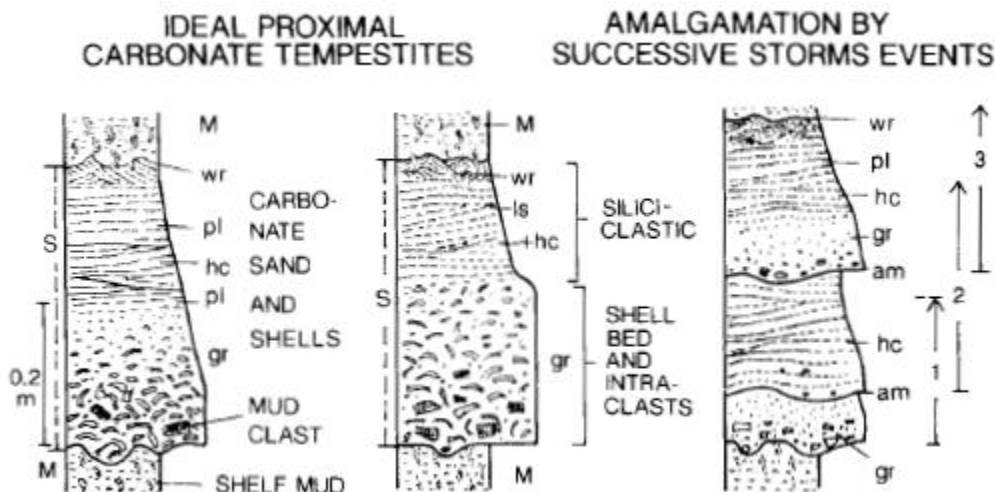


Fig. 16 : Tempestites (en position proximale) et tempestites amalgamées (In Einsele, 1992)

Les dépôts de tempêtes se forment au-dessus de la limite d'action des vagues de tempêtes. Le cycle formé par ces dépôts reflète l'accroissement rapide puis la diminution de la vitesse orbitale des vagues, et se caractérise par, la présence de sillons plus ou moins érosifs à la base, témoins de l'augmentation brutale de la vitesse orbitale des vagues (Brenchley et al., 1986) et un « lag » de sédiments constitué par des galets mous, des coquilles brisées ou roulées de mollusques et d'autres organismes ainsi que des lithoclastes et autres fragments arrachés du fond ; ce lag constitue la base de la séquence tempestite. En fonction du vannage progressif, en relation avec la diminution de l'énergie de la tempête, de la profondeur et du matériel sédimentaire disponible, le long de la plateforme, Brenchley et al. (1986) ont proposé un modèle d'empilement des différents faciès et leurs organisations en séquences de tempêtes en relation avec la bathymétrie (Fig. 16,17).

Ces séquences modèles constituent des outils d'identification dans les enregistrements fossiles, cependant les nombreux travaux réalisés dans l'actuel montrent des variantes (Fig.

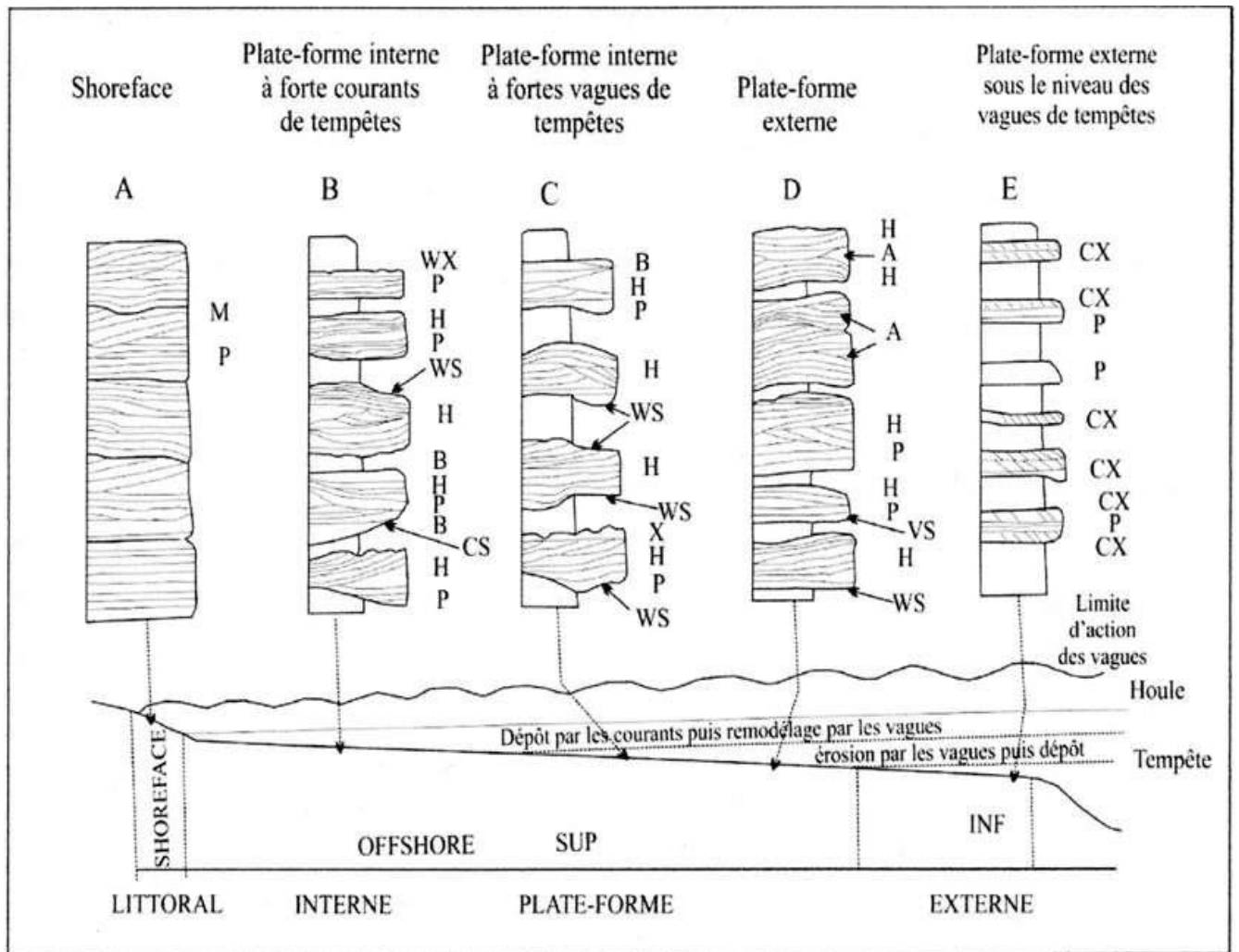


Fig.17: Distribution des faciès de tempêtes suivant un profil perpendiculaire à la ligne de côte (Brenchley et al, 1986).

(CS « currentscour », WS « wavescour », WX « wave cross-lamination », CX « current cross-lamination », A « amalgamation », B « bioturbation », H « hummocky cross-stratification » et P « planes laminations ». V « erosion surface ».)

II- Inventaire et description des faciès :

L’analyse des différentes coupes, montre la récurrence de sept faciès qui se combinent verticalement et se relayent latéralement pour former la barre étudiée. Ces faciès constituent des passées centimétriques à décimétriques dans la barre calcaire.

F 1 : calcaire lumachellique : ce sont des calcaires à grandes concentration en bioclastes, débris de coquilles, de 0,05 à 0,30 m, et montrent des surfaces irrégulières (érosion et réactivation de la sédimentation).

F 2 : calcaire bioclastique à litages horizontaux : observés dans les niveaux fins à très fins. Il s’agit de calcaires bioclastiques (bioclastes de brachiopodes, bivalves, gastéropodes et algues), de 0,05 à 0,50 m.

F 3 : calcaire bioclastique à HCS : ce sont des calcaires à litages obliques en mamelons (HCS), 0,10 à 0,30 m, et peut atteindre 0,50 m à certains endroits.

F 4 : calcaire bioclastique à litages ondulés :il s'agit de calcaires bioclastiques à litages de rides de courants, de 0,05 à 0,50 m, et peuvent passer latéralement à des laminations obliques ou à des rides de vagues. Les litages ondulés montrent la présence de bioclastes, et un mélange de grains fins et moyen, rarement grossier.

F 5 : calcaire bioclastique à laminations obliques : l'inclinaison moyenne des lamines est de l'ordre de 30° à 45°, à grains moyens à fins, de 0,10 à 0,30 m d'épaisseur, associés latéralement à des litages ondulés, avec des grains moyens et fins et de rare bioclastes.

F 6 : lentilles de grès (sables) à rides de vagues : ce sont des lentilles de quelques mm à 15 cm, bien visibles à l'œil-nu par les grains grossiers (grain de sable), deviennent plus épaisses lorsqu'elles sont associées aux rides de vagues, et atteignent jusqu'à 0,50 m.

F 7 : calcaire bioclastique à Herringbone (Arêtes de poisson) : structures sédimentaires formées par la superposition de rides de courant de sens opposés. Parfois entrecroisé, de 0,05 à 0,15 m, avec des grains fins, et constitue le faciès le moins répandu.

III- Séquence virtuelle des faciès identifiés dans la barre étudiée :

La séquence virtuelle (modèle) regroupe l'ensemble des faciès identifiés, et comparées à la séquence tempestive d'Aigner et Reineck (1982) et des variantes de Brenchley et *al.* (1986).

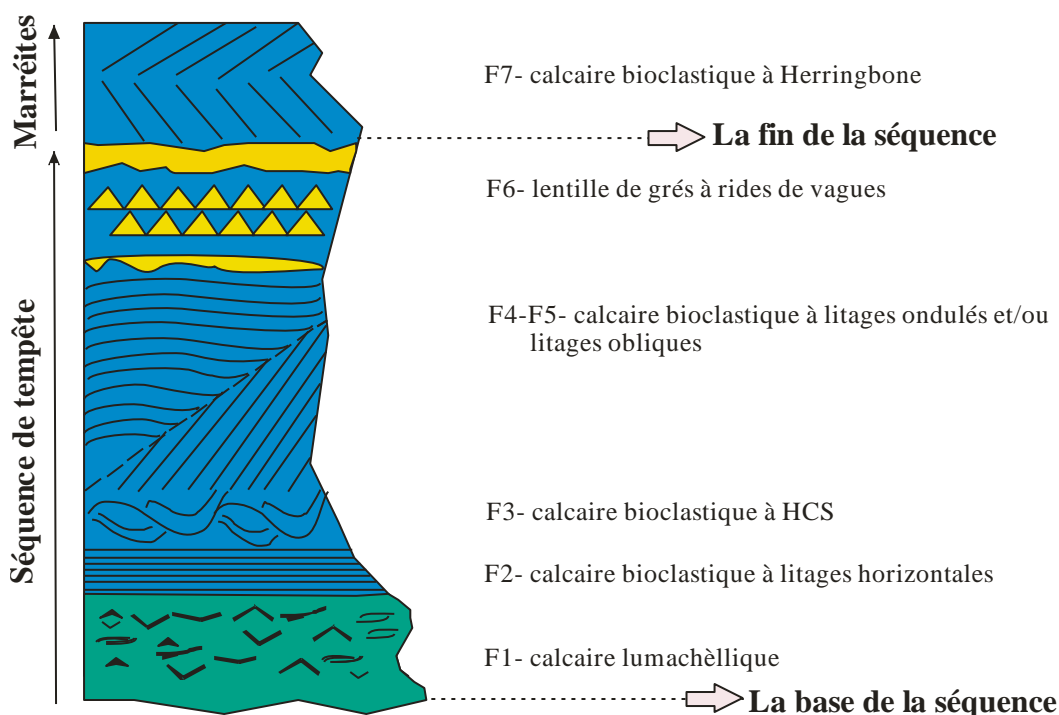


Fig. 18: séquence modèle de la première barre du membre supérieur de la Formation de Tifkirt (coupe Aïn-Ouarka)

La séquence virtuelle comporte tous les faciès identifiés, et en fonction du spectre hydrodynamique lié au déroulement d'une tempête, elle nous permet de définir un modèle génétique.

Temps 1 : début de la tempête, érosion par les courants et les vagues générées par l'hydrodynamisme de tempête.

Temps 2 : Dépôts des sédiments les plus grossiers (lumachelles et lithoclastes = F1), suivis par les faciès F2, ensuite F3 à HCS.

Temps 3 : dépôt et érosion de dunes sous-marines F4 qui peuvent se relayer latéralement (passages latéraux) aux faciès F5 à ondulations (atténuations des flots).

Temps 4 : diminution des effets des courants et maintien des effets de vagues de tempêtes (F6) avec des lentilles de sables mêlées aux grains carbonatés oolithiques et bioclastiques jusqu'au retour au calme (rides de courants au sommet).

Temps 5 : retour aux conditions normales de sédimentation, ici sous contrôle des marées (F7).

Notre séquence modèle peut se placer, par rapport, au modèle de Brenchley et *al.* (1986) entre le *Shoreface* (Faciès F1 à F6), lieu A, et le *Foreshore* (Faciès F7) à effets de marées.

IV- Evolution latérale des faciès de la barre étudiée :

Au sein des environnements proximaux de plates-formes, l'environnement de dépôt est essentiellement lié à la bathymétrie. Ainsi les variations de la profondeur de la couche d'eau vont entraîner une évolution des faciès. L'étude des géométries des corps sédimentaires, nécessitant une large zone d'observation latérale et verticale, permet de montrer le déplacement au cours du temps de la zone de sédimentation la plus importante. Cette migration étant contrôlée par l'espace disponible, donc par le niveau marin relatif. Il est ainsi possible de mettre en évidence les surfaces d'inversion de tendances : passage de la rétrogradation à la progradation ou inversement (Gréselle, 2007). Dans notre cas, les vagues de tempêtes jouent plusieurs rôles à la fois, elle érode (déblaiement), transporte ensuite dépose (remblaiement) dans son avancée, et ce mécanisme se répète dans le temps avec des intensités différentes.

Le suivi latéral de chaque micro-séquence (de tempête, identifiée de S1 à S5) montre une évolution latérale de morphologies au cours du temps. Fig. 19.

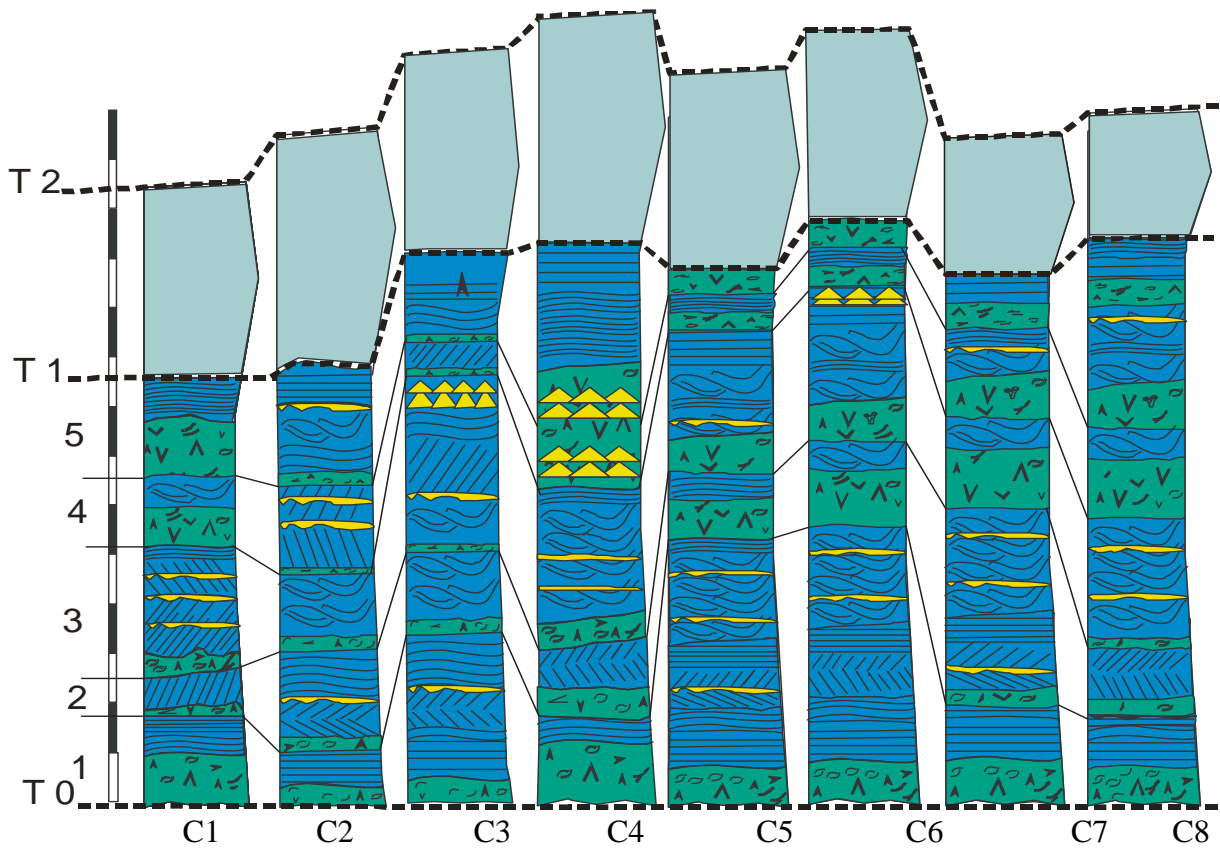
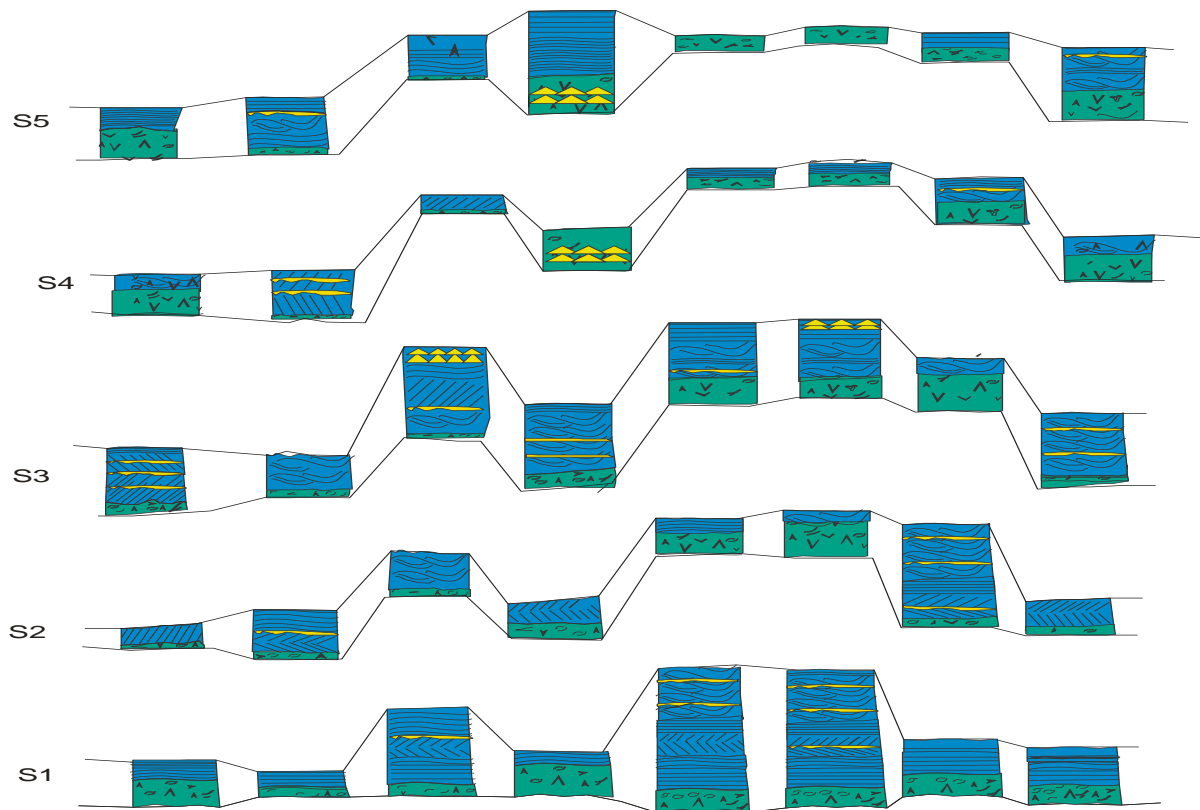


Fig. 19 : A- Distribution verticale et latérales des faciès et corrélation des séquences de tempêtes



B – Corrélations des séquences et de leurs limites inférieures

On observe d'abord la surface T0 irrégulière sur laquelle se superposent les faciès de tempêtes, sous forme de dunes (Da et Db, Fig. 19) séparées par des chenaux ou inter-dunes. Cette morphologie évolue tout au long des quatre premières séquences (de S1 à S4). A la fin (S5), la sédimentation a tendance à fusionner les deux dunes (Da et Db) en une grande mégadune (Md, Fig. 20) avec deux versants. Il faut noter que les faciès des marées viennent souvent colmater les chenaux inter-dunaires.

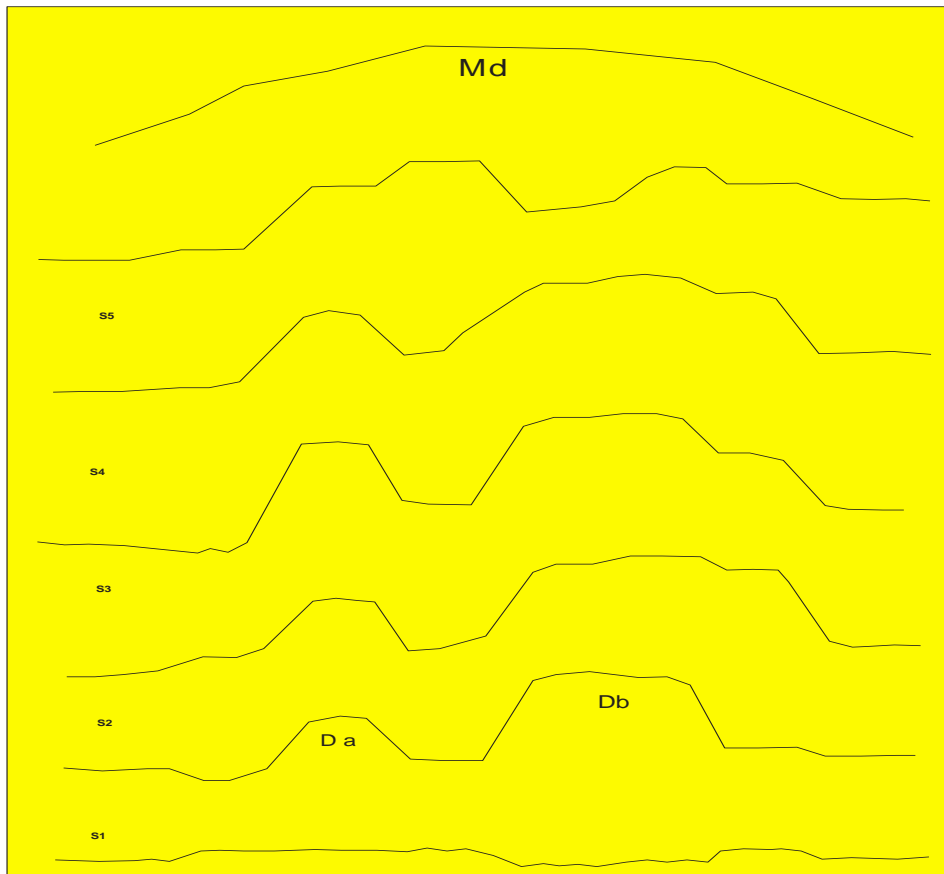


Fig. 20 : Topographie et évolution de la limite inférieure de chaque séquence.

V- Quelques caractères des courants observés dans la barre étudiée :

1- Eléments carbonatés :



HCS : sens du paléocourant.



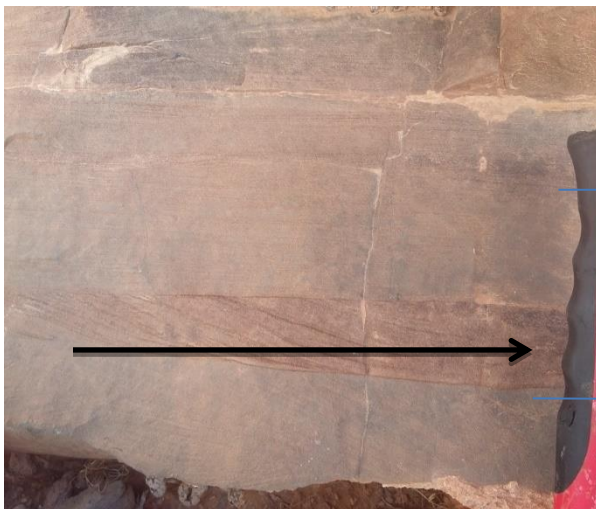
Herringbones : sens du paléocourant.



Laminations parallèles.
Surface d'érosion.
Laminations obliques.

Lamination oblique : direction du paléocourant.

2- Eléments gréseux :



Laminations parallèles (carbonatés).
Surface d'érosion.
Laminations obliques (gréseux)

Laminations obliques : direction du paléocourant.



Elements gréseux.
Elements carbonatés.

Laminations entrecroisés.

3- Origine des éléments :

La coexistence des éléments carbonatés (faciès lumachelliques, oolithiques, bioclastiques) avec des éléments gréseux (sables en lentilles et lits sableux) peuvent être causée par l'effet du mouvement oscillatoire de la houle ou des grandes vagues de tempêtes. Ces laminations entrecroisées sont le résultat d'un hydrodynamisme de directions différentes, et peuvent être d'origines différentes dans les milieux peu profonds à grande énergie.

Si le calcaire bioclastique et les niveaux lumachelliques sont d'origine marine; les passages gréseux ne peuvent être que d'origine continentale, soit à partir d'un rivage ou d'une plage (*storm surge current*), ou encore à partir de rivières. En effet, les apports sableux sont plus abondants vers le Sud alors que les éléments carbonatés sont plus importants vers le Nord ; cette polarité pourrait être le résultat du sens des apports.

CONCLUSION GENERALE :

L'étude a été réalisée dans la région d'Aïn Ouarka qui se situe à 60 km au SE de la ville d'Aïn Sefra, et 400 km au sud de la ville d'Oran. Elle se localise dans la partie occidentale de l'Atlas saharien (Monts des Ksour).

Elle concerne une analyse détaillée (faciès et structures sédimentaires) d'une barre calcaire (la première barre) de la formation du Tifkirt.

Sept faciès ont été identifiés ; calcaire lumachellique, calcaire bioclastique à litages horizontaux, calcaire bioclastique à HCS, calcaire bioclastique à litages ondulés, calcaire bioclastique à laminations obliques, lentilles de grès (sables) à rides de vagues et au sommet de cette séquence des calcaire bioclastiques à Herringbone.

Ces différents faciès ont été regroupés en une séquence virtuelle, modèle, qui correspond à une séquence de tempête (Aigner, 1982) clôturée par des faciès de marées. L'empilement des tempestites donnent des tempestites amalgamées, et dont la position selon le modèle de répartition des tempestites, de Brechley *et al.* (1986), se situerait entre le *Shoreface* (l'avant plage) et *Foreshore* (Estran) à effets de marées.

La corrélation des séquences et leurs limites, nous a mené à tracer la morphologie du substratum, entre chaque séquence, et donc à déduire les différentes topographies ante-dépôt. Nous avons observé des structures pouvant correspondre à des dunes sous-marines séparées par des chenaux ou inter-dunes.

Vers le sommet, les deux dunes se fusionnent en une seule méga-dune, et le colmatage des chenaux semble se réaliser par les dépôts de marrées et de vagues de beau temps. La coexistence des éléments bioclastiques avec des éléments gréseux de sens et directions différentes observés, peuvent être d'origines différentes ; marines pour les composants carbonatés, en position septentrionale et continentales pour les apports siliciclastiques, probablement à partir des reliefs méridionaux sahariens. Le mélange (mixing) se réalise par l'effet du mouvement oscillatoire de la houle ou des grandes vagues de tempêtes.

REFERANCES BILOGRAPHQUES :

ABED S. (1982)- Lithostratigraphie et sédimentologique du Jurassique moyen et supérieur de Djebel Amour (Atlas saharien) .*Thèse 3^{em} cycle. Univ. Pau.241p.*

AIT OUALI R. (1991) : Le rifting des Monts des Ksours au Lias, organisation du bassin, diagenèse des assises carbonatées, places dans les ouvertures Mésozoïques au Maghreb, *Thèse d'Eta, Alger, 298p. 147fig., 16tabl, 6pl.*

AIT OUALI R ; DELFAUD J. (1995) : Les modalités de l'ouverture du bassin des Ksours au Lias dans le cadre du « Rifting Jurassiques » au Maghreb C.R.Acard, Sc., Paris 320, Ila : 773-778,4fig.

AIGNER T. (1985). - Storm depositional Systems, *Lecture Notes in Earth Sci.*, 3, Springer Verlag, Berlin, 174 p.

AIGNER T. (1982) Calcareous tempestites: storm dominated stratification in Upper Mischelkalk limestones (Middle Trias,SW-Germany). *Cyclic and Event Stratification* (Ed. by G. Einsele and A. Seilacher), pp. 180-198. Springer-Verlag, Berlin.

AIGNER T. & REINERT H.E. (1982). Prodigality trends in modern storm sand from the Helegoland Bight (North Sea) and their implication for bassin analysis. *Senckenbergianamarit*, 14, 183 – 215.

ALMERAS Y., ELMI S., MEKAHLI L., OUALI MEHADJI A., SADKI D., TLILI M., (1994) : Biostratigraphie des Brachiopodes du Jurassique moyen dans le domaine Atlasique (Maroc, Algerie). Contrainte environnemental et relation avec l'évolution verticale des peuplements d'ammonites. In: Cresta. S., Pavia, S. (Eds.), *Proceeding of 3rd International Meeting on Aalenian and Bajocien Stratigraphy*, Marrakech, 25-31 May 1994. *Miscellanea* 5, Roma 219-241.

BASSOULET J.P (1973) : Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse. Sci. Nat., Paris VI. 497p., 50fig., 32pl.*

BENJAMIN GRESELLE (2007) : impact des variations paléoclimatiques sur la sédimentation carbonatée au Valanginien. *Minéralogie. Université Claude Bernard - Lyon I,*

BRENCHLEY R.J. (1985). - Storm influenced sandstone beds. *Modem Geology*, 9, 369-702.

COLLINSON J.D. (1969). The sedimentology of the Grindslow Shales and the Kinderscout Grit: a deltaic complex in the Namurian of northern England. *sedim. Petrol.*, 39, 194-221.

DUNHAM R.J. (1962): classification of carboante rocks according to depositional texture. In: Ham W.E. (Ed) *classification of carboante rocks. A symposium. Amer. Petro. Geol. Mem.* 108-171.

EINSELE G. & SEILACHER A. (Ed.). 1982. *Cyclic and Event Stratification*, Springer-Verlag, Berlin.

GRESSLY A. (1838) Observations géologiques sur le Jura Soleurois. *NeueDenkschr. allg. schweiz, Ges. ges. Naturw.* 2, 1-112. 97, 19729-19737.

GUILCHER A. (1954). - Morphologie littorale et sous-marine, Presses Univ. France, Paris, 216 p.

GUILLOCHEAU F. (1990). - Stratigraphie séquentielle des bassins de plate-forme : l'exemple dévonien armoricain. Thèse 3e cycle, Univ. Bretagne Occidentale (Brest), 223 p.

KACEMI A. (2005): Cartographie et dynamique sédimentaire de la série fin Dogger début Crétacé (Djara – Rhondjaia) des Monts de Ksour (Atlas saharien Algérie). *Mém. Magister. univ. Oran.* 194p, 47fig ; 15pl.

HANNACHE F. KOURI S. (2001) : Sédimentation de cône détritique sous-marin et de plate-forme à barres multiples au cours du Bajocien supérieur- Bathonien inférieur (Formation de «Teniet El Klakh » et de « Tifkirt») dans la région d'Ain Ouarka (Atlas saharien occidental, Algérie). Dipl. Ingénieur. Univ. Oran, 69p., 28fig.

HARMS J.E. (1975) Stratification produced by migrating bed forms. In: *Depositional Environments as Interpreted from Primary Sedimentary Structures and Stratification Sequences*, pp. 45-61. *Soc. econ. Paleont. Miner. Short Course*, 2, Dallas.

HARMS J.C., SOUTHARD J. R, SPREARING D. R & WALKER R.G. (1975). Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, short course n°2, 161 p.

Middleton G.V. (1973) Johannes Walther's law of correlation of facies. *Bull. geol. Soc. Am.*, 84, 979-988.

MEKAHLI L. (1998) : Evolution des Monts des Ksour (Algérie) de l'Hettangien au Bajocien. Biostratigraphie, sédimentologie, paléogéographie et stratigraphie séquentielle. Doc. Lab. Géol., Lyon, France, n°147, 319 p. 67 fig. 49 pl. h.t.

MUTTI E. (1993). Turbidite sandstone. *Agip, Istituto di Geologia, Università di Palma, San Donato Milanese*, 275 p.

OUALI MEHADJI A. (1995) : Brachiopodes des Monts des Ksour (Bajocien supérieur, Bathonien inférieur) (Atlas saharien occidental, Algérie). *Mémoire. Magister. Univ. Oran.* 220p, 90fig, 3pl.

READING H. G. & LEVELL B. K. Controls on the sedimentary rock record. In Reading H.G. (Eds). 1996. Sedimentary environment: Process, Facies and Stratigraphy. *Blackwell Science*. 5-35.

REINECK H. E. & SINGH I. B. (1973). - Depositional Sedimentary Environments, Springer-Verlag, Berlin, 439 p.

TLILI M. (1995) : Le phénomène récifal du Bajocien de la bordure méridionale de l'Atlas saharien occidental (secteur Ain Ouarka). Lithostratigraphie, sédimentologie et implications paléoécologiques et paléogéographiques. Mém. Magiste, Univ. Oran, 154p., 48fig, 9pl.

YELLES-CHAUCHE A.K., AIT OUALI R., BRACENE R., DERDER M.E.M. et DJELLIT H., (2001) : Chronologie de l'ouverture du bassin des Ksour (Atlas saharie, Algérie) au début du Mésozoïque. *Bull. Soc. Géol., France. T. 172. n° 3.*pp.285-293.