N° d'ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université Mohamed Ben Ahmed-Oran 2

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département des Sciences de la Terre

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade
De Master II en Sciences de la Terre

Option : **Paléoenvironnement et Géodynamique des Bassins Sédimentaires.**

Thème

ICHNOLOGIE DE LA FORMATION « DES ARGILE DE FAÏDJA » D'ÂGE OXFORDIEN-KIMMÉRIGIEN DANS LA RÉGION D'AÏN BEZZEZ (LES MONTS DU NADOR, ALGÉRIE)

Par

BOUCHEMLA Imad

Soutenu le : 13 /06/ 2017 devant la commission d'examen :

Mr. Ouali Mehadji A.E.K. Professeur	Université d'Oran : Président
Mr. Bendella M. Maître de conférences A	Université d'Oran : Rapporteur
Mr. Bouterfa B. Maître assistant A	Université d'Oran : Examinateur

Oran, 2017

Sommaire

SOMMAIRE
DÉDICACE
AVANT PROPOS…… **01**
RÉSUMÉ…….. **02**
ABSTRACT…… **03**

CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉ

I. INTRODUCTION…… **04**
II. CADRE GÉOGRAPHIQUE…… **04**
A- Cadre géographique général…… **04**
B- Cadre géographique local…… **06**
III. CADRE GÉOLOGIQUE…… **06**
A- Cadre géologique général…… **06**
B- Cadre géologique local…… **12**
IV. CADRE STRUCTUREL…… **12**
a- Des accidents de direction atlasique (NE-SW)…… **12**
b- Des transversales sub-méridiennes…… **14**
c- Des accidents de direction NW-SE…… **14**
V. HISTORIQUES DES TRAVEAUX…… **16**
VI. BUT ET MÉTHODOLOGIE DE TRAVAIL…… **20**
a- But de l'étude…… **20**
b- Méthodologie…… **20**

CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE

I. INTRODUCTION…… **22**
II. LOCALISATION DE LA COUPE…… **22**
III. DESCREPTION DE LA COUPE…… **24**
1- Formation des Argiles de Faïdja..…… **24**
a) Ensemble I ; argilo-gréseux inférieur serré..…… **26**
b) Ensemble II ; argilo-marno-calcaires …… **32**
1. Marno- calcaire inférieur..…… **33**
2. Marno-calcaire médian..…… **34**
3. Marno-calcaire supérieur..…… **35**
c) Ensemble III ; argilo-gréseux supérieur dilaté…… **37**
IV. ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE..…… **38**
V. CORRÉLATION ENTRE LES DEUX SECTEURS DE SIDI SAÂDOUN ET D'AÏN BEZZEZ..…… **39**
VI. CONCLUSION...…… **41**

CHAPITRE III : SÉDIMENTOLOGIE & ICHNOLOGIE

I. INTRODUCTION…….. **42**
1. Notion du faciès…….. **42**
2. Association des faciès……. **42**
3. Environnement de dépôt……. **42**
II. INVENTAIRE, DESCREPTION ET INTERPRÉTATION DES FACIÈS DE LA FORMARION DES ARGILES DE FAÏDJA …… **43**
Faciès (A) ; Les argiles……... **43**
Faciès (C) ; Les carbonates……. **44**
Faciès (G) ; Les grès……... **45**
III. ASSOCIATION DES FACIÈS ET ENVIRONNEMENT DE DÈPÔT…… **54**
IV. INVENTAIRE ET DISTRIBUTION DES TRACES FOSSILES (ICHNOLOGIE)……. **61**
1. Distribution des traces fossiles et ichnofaciès…….. **80**
V. CONCLUSION……... **84**

CHAPITRE IV : CONCLUSION GÉNÉRALE

Conclusion générale..……...……...…….. **86**

Références bibliographiques……..…….……. **89**

Liste des figures et des tableaux……..…… **104**

Table des matières…..……..…….. **108**

A VOUS DEUX QUE J'AIME TANT

Vous deux qui êtes toujours là pour partager ma joie, ma peine

Vous deux sur qui j'ai pu compter durant toutes ces années pénibles

Vous deux qui ne vous laissez jamais de mes caprices ni de mes ambitions

A toi ma mère, à toi mon père je dédie ce présent mémoire

Il n'est que le fruit de votre patience, votre sagesse et votre amour envers moi.

Votre Imad qui s'est épanouie

grâce à votre tendre affection

Je dédie également ce fruit de cinq ans d'étude en géologie à mes trois sœurs, mon frère et à toute la famille BOUCHEMLA

AVANT-PROPOS

Au terme de mes études à Oran, il m'est très agréable de pouvoir enfin adresser ma profonde reconnaissance et mes vifs remerciements au staff pédagogique et administratif de la faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers de l'université d'Oran-2. Je voudrais rendre hommage et remercie très spécialement tous les enseignants de la spécialité PGBS, d'avoir m'accueilli et m'enseigné avec une très grande sagesse et patience pendant ces deux années. C'est grâce à vos courages et vos efforts fructueux que je puisse arriver à ce stade.

J'exprime toute ma gratitude au mon encadreur monsieur **Bendella M.**, qui m'a si bien intégré dans son domaine de recherche en ichnologie. A travers de ses conseils judicieux, j'ai compris le métier d'un sédimentologue et un géologue compétent. De ses documents et ses travaux minutieux qui ont été d'un grand intérêt et m'ont beaucoup apporté.

Je suis agréablement honoré de voir, parmi les membres du jury, monsieur **Ouali Mehadji A.E.K** professeur à l'université d'Oran-2-. Je le remercie énormément d'avoir accepté de présider le jury

J'adresse mes vifs remerciements à monsieur **Bouterfa B.** Maître-assistant A à l'université d'Oran-2- d'avoir accepté de faire partie du jury et d'examiner ce modeste travail. Je lui dois énormément pour ses encouragements et ses conseils.

Je dois beaucoup à mes amis **Lachref A.** et **Garah A.** pour leurs grands aides à élaborer les lames minces, et j'exprime mes vifs remerciements aux messieurs **Salhi A.** et **Madeni** qui m'ont aidé tant possible pour l'étude microfaciologique.

J'adresse mes sincères remerciements à **Limam H.** et notre guide **Fouad** qui m'ont accompagné durant la réalisation de stage du terrain dans le chainon du Nador.

J'adresser aussi ma profonde reconnaissance et mes vifs remerciements à tous mes enseignants, de l'institut d'architecture et des Sciences de la Terre de l'université Ferhat Abbas Sétif-1-. Je remercie infiniment mes meilleurs professeurs, messieurs **Demdoum A., Hamzaoui A., Chabou M. C.** et **Bellouche M. A.,** sans oublié mon professeur et mon père **Bouima T.** qui m'a inspiré la géologie et qui m'a soutenu sans arrêt aux moments difficiles, surtout lors de mon transfère à l'université d'Oran.

Toutes mes gratitudes vont à tous ceux qui ont participé, de près ou loin, à l'élaboration de ce travail.

Enfin, je ne peux oublier les membres de ma famille, pour leur soutien moral et financier. Mes parents, mon frère **Amine** et mes petites sœurs. Je leur suis très reconnaissant de m'avoir poussé, appuyé, aidé dans les moments difficiles, pour m'avoir donné le courage de continuer avec la même rigueur tout au long de ces années avec la géologie.

BOUCHEMLA Imad

A tous merci

RÉSUMÉ

Le chaînon du Nador, fait partie du domaine préatlasique ou atlasico-tlemcenien. Il correspond à un alignement de relief de direction NE-SW s'étalant sur une quarantaine de kilomètre. La région d'étude d'Aïn Bezzez se situe dans l'extrême partie orientale de ce chainon.

La lithostratigraphique de la sédimentation silicoclastique dans le secteur d'Aïn Bezzez montre la mise en place de la formation " des Argiles de Faïdja ". Elle est attribuée à l'Oxfordien supérieur-Kimméridgien moyen. Son matériel détritique est perturbé de temps à autre laissant place à l'installation de trois épisodes carbonatés. Cette formation est construite par trois ensembles :

i. Un ensemble argilo-gréseux basal, formé essentiellement par une alternance serrée d'argiles et des niveaux gréseux. De point de vue ichnologique, plusieurs ichnogenres ont été mis en évidence : *Aulichnites, Cardioichnus, Cylindrichnus, Helminthopsis abeli,* cf. *Hormosiroidea, Lockeia, Neonereites biserialis, Neonerites uniserialis, Nereites* isp, ?*Nereites, Nereites missouriensis, Ophiomorpha, Planolites,* cf. *Protovirgularia* isp, *Protovirgularia* cf *dichotoma, Scalarituba, Scolicia vertibralis, Strobilorhaphe pusilla, Thalassinoïdes, Treptichnus, Urhoheminthoida*. Cet ensemble correspond à un environnement relativement profond de type Offshore inférieur à Offshore transition. L'assemblage de ces ichnogenres illustre l'ichnofaciès à *Cruziana* dans sa partie la plus distale ;

ii. Un ensemble argilo-marno-calcaires médian, se distingue par l'apparition brusque des carbonates dans un milieu relativement calme à l'abri d'un hydrodynamisme élevé. L'étude ichnologique de cet ensemble révèle un appauvrissement remarquable en traces fossiles (faible ichnodiversité), et elles sont matérialisées par quelques traces d'habitation et de nourriture (*Spongiliomorpha, Thalassinoïdes, Cylindrichnus*) et de perforation (*Entobia*) ;

iii. Un ensemble argilo-gréseux sommital, illustre le retour de la sédimentation silicoclastique, il est formé majoritairement d'une alternance dilatée d'argiles et de grés. Le développement de ces faciès, caractérise un flot hydrodynamique très élevé plaidant en faveur d'un milieu peu profond qui s'étale du Shoreface moyen à supérieur. L'étude ichnofaciologique révèle des traces fossiles très diversifiées sur le plan ichnogenerique et ichnospécifique telles que : *Chondrites, Mammillichnus, Ophiomorpha, O. rudis, O. nodosa, Palaeophycus, P. striatus, P. tubularis, P. heberti, Planolites, Protovirgularia, Thalassinoïdes.* Cette ichnoassociation correspond à l'ichnofaciès à *Cruziana* dans sa partie proximale.

L'étude sédimentologique et l'association des faciès de la formation " des Argiles de Faïdja " ont révélé une mise en place dans une plate-forme ouverte qui s'étale de l'Offshore inférieur au Shoreface supérieur avec une évolution bathydécroissante, correspondant à l'ichnofaciès à *Cruziana.* Cet enchaînement reflète le comblement et la cicatrisation totale du sillon préatlasique.

Mots clés : Chaînon du Nador, Domaine préatlasique, Aïn Bezzez, Formation des "Argiles de Faïdja", Oxfordien-Kimméridgien, Offshore-Shoreface, *Cruziana.*

ABSTRACT

The Nador mounts is part of the preatlasic or atlasico-tlemcenian realm. It corresponds to a NE-SW directional relief alignment spread over about forty kilometers. Aïn Bezzez study area is located in the extreme eastern part of this chain.

The lithostratigraphy of silicoclastic sedimentation in Aïn Bezzez area shows the establishment of "Argiles de Faïdja" formation. It is attributed to the Upper Oxfordian-Middle Kimmeridgian. This detritical material is disrupted from time to time, leaving space for the settlement of three carbonate episodes. This formation is built by three units :

i. A basal sandy-clay unit, formed essentially by a tight alternation of clays and sandstones levels. From the ichnological point of view, several ichnogenera have been shown: *Aulichnites, Cardioichnus, Cylindrichnus, Helminthopsis abeli,* cf. *Hormosiroidea, Lockeia, Neonereites biserialis, Neonerites uniserialis, Nereites* isp*,* ?*Nereites, Nereites missouriensis, Ophiomorpha, Planolites,* cf. *Protovirgularia* isp*, Protovirgularia* cf *dichotoma, Scalarituba, Scolicia vertibralis, Strobilorhaphe pusilla, Thalassinoïdes, Treptichnus, Urhoheminthoida*. This unit corresponds to a relatively deeper environment from offshore inferior to offshore transition. The assemblage of these ichnogenera illustrate the *Cruziana* ichnofacies in it most distal part ;

ii. A median clay-mare-limestone unit, is distinguished by the sudden appearance of carbonates in a relatively calm environment, protected from high hydrodynamism. The ichnological study of this unit reveals a remarkable impoverishment in trace fossils (weak ichnodiversity), and they are materialized by some dwelling and feeding traces (*Spongiliomorpha, Thalassinoïdes, Cylindrichnus*) and boring (*Entobia*) ;

iii. A summit sandy-clay unit, illustrates the return of silicoclastic sedimentation. It is formed mainly of a dilated alternation of clays and sandstones. The development of these facies characterizes a very high hydrodynamic flow, favoring a shallow environment that extends from the medium to superior shoreface. The ichnofaciological study reveals very diverse trace fossils on the ichnogeneric and ichnospecific aspects such as *Chondrites, Mammillichnus, Ophiomorpha, O. rudis, O. nodosa, Palaeophycus, P. striatus, P. tubularis, P. heberti, Planolites, Protovirgularia, Thalassinoïdes.* This ichnoassociation correspond to the *Cruziana* ichnofacies in its proximal part.

The sedimentological study and the facies association of the "Argile de Faïdja" formation revealed an establishment in an open platform extending from the lower offshore to the upper shoreface with a bathydecreasing evolution corresponding to The *Cruziana* ichnofacies. This sequence reflects the filling and total healing of the preatlasic furrow.

Key words: Nador Mounts, Preatasic realm, Aïn Bezzez, "Argile de Faïdja" Formation, Oxfordian-Kimmeridgian, offshore-shoreface, *Cruziana*.

Chapitre I
Généralités

I. INTRODUCTION :

Le domaine préatlasique ou le domaine atlasico-tlemcenien est bien focalisé entre le domaine tellien et tlemcenien au Nord et l'Atlas saharien au Sud. Il s'allonge suivant une direction généralement NE-SW. Dans sa portion Orientale aux confins du domaine tellien se localise un chainon des terrains mésozoïques du Djebel Nador. Ce dernier, constitue une zone intermédiaire entre le domaine tellien au Nord et les Hautes Plaines au Sud-Ouest. Il est considéré comme un anticlinal déversé sur une quarantaine de Km de longueur. Le secteur d'Aïn Bezzez, l'objet de cette étude, se trouve dans le coté Est de ce massif où ils affleurent surtout les terrains jurassiques.

II. CADRE GEOGRAPHIQUE :

A- Cadre géographique général (Fig. 1) :

Le Djebel Nador est une chaine des hautes plaines Orano-Algériens orienté sensiblement SW-NE, il se trouve à environ 40 Km au Sud-Est de la willaya de Tiaret et 225 Km au Sud-Ouest d'Alger. Cette chaine forme un alignement de relief culminant au Djebel Chemeur (1508 m) et s'étendant sur 45 Km environ depuis le Kef Rhorab et Djebel en Nadour au SW, au bord de la route nationale N° 23 reliant Tiaret et Aflou, jusqu'à le Djebel Goudjila au NE. Ce chainon est entièrement inséré entre le Plateau de Taga au SE et le Plateau de Sersou au NE. La chaine du Nador, est subdivisée en trois grands ensembles de chainons, allongés selon trois directions principales (Ouared, 1987) (Fig. 6B) :

1. Un chainon occidental représenté par « Beloulid » de direction N.70°E : il s'allonge sur environ 20km ;
2. Un chainon médian représenté par « Harmela » de direction SSW-NNE ;
3. Un chainon oriental représenté par « Bezzez » de direction WSW-ENE.

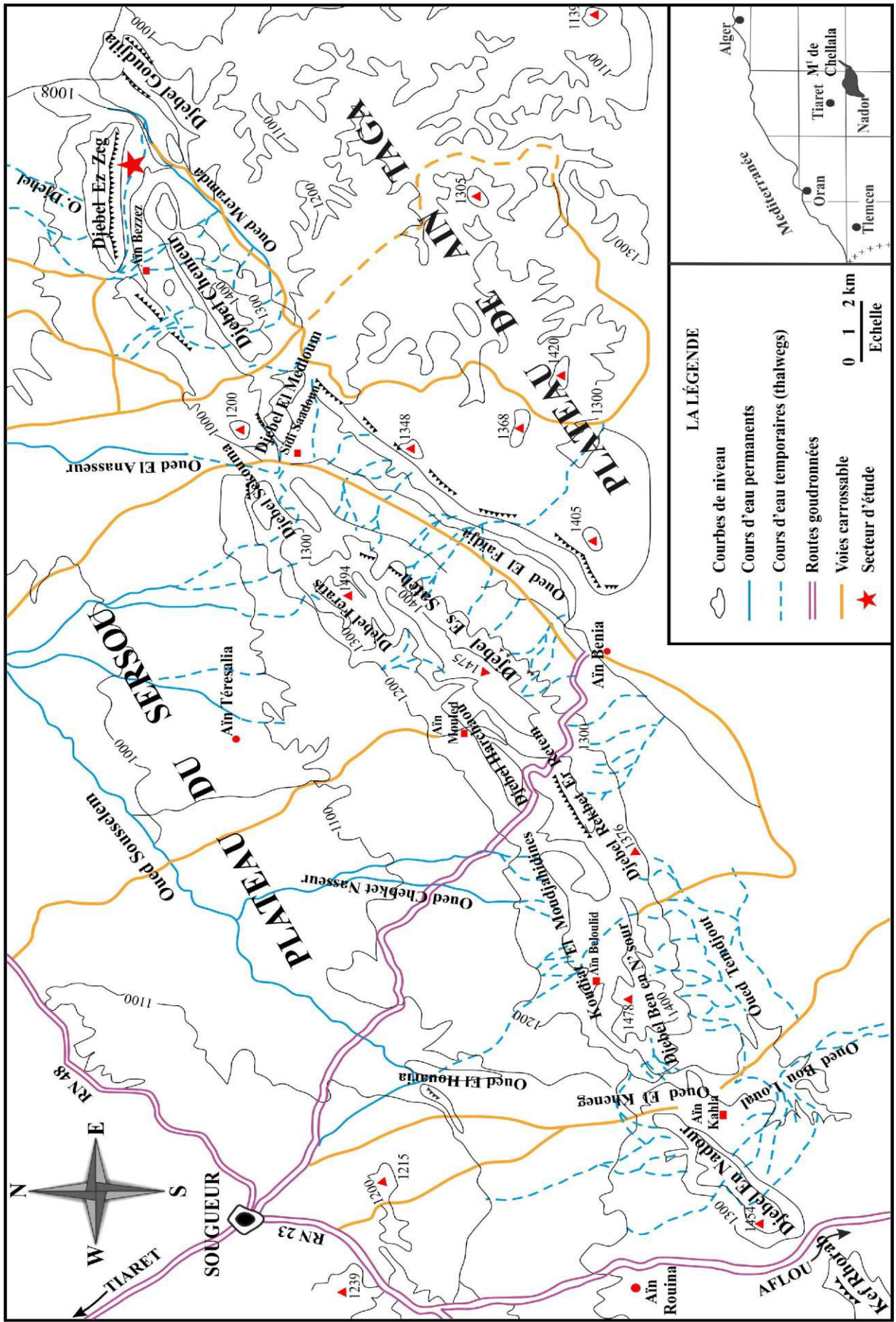


Fig. 1 : situation géographique des Monts du Nador (Ouared, 1987 (modifiée)).

B- Cadre géographique local (Fig. 1 et 2):

Le secteur d'Aïn Bezzez, l'objet de ce présent travail, s'inscrit dans la partie Orientale de la chaine du Nador. Il est positionné sur le versant Sud de Djebel Ez Zeg, limité à l'Est par le Djebel Goudjila et la chaine de Chellala-Reibell. A l'Ouest, il est bordé par la maison forestière de Bezzez, et au Nord par le petit village de Nadorah, et au Sud par l'Oued Meramda.

III. CADRE GEOLOGIQUE :

A- Cadre géologique général (Fig. 3 et 4):

Les Monts du Nador sont situés dans l'extrémité Orientale du domaine préatlasique. Ce dernier est restreint entre le domaine atlasique et le domaine tlemcenien et tellien sous la dénomination du domaine des hauts plaines (Fig. 3). L'axe structural Nador-Chellala-Reibell constitue une zone intermédiaire entre le domaine tellien au Nord et les Hautes Plaines au Sud, aux confins de l'atlas saharien. De cette situation résultent certains caractères « préatlasique » (Guiraud, 1973 ; Elmi, 1978, 1984 ; Ouared, 1987). Ce n'est pas une chaine tellienne, c'est un chainon de la bordure septentrionale de l'Atlas Saharien (Deleau, 1948). Ils se développent dans une zone de transition située entre les Hautes Plaines Oranaise au Sud et le Plateau du Sersou au Nord aux confins du domaine tellien, structuralement parlant, le chainon du Nador est un anticlinal à cœur liasique et triasique, de direction SW-NE, déversé vers le NW (Atrops & Benest, 1981).

D'après l'étude stratigraphique qui a été publié par Deleau (1948), la série lithostratigraphique dans le Djebel Nador est de bas en haut :

1- TRIAS :

Le Trias dans le Djebel Nador n'apparait qu'au centre du massif en position normale dans la boutonnière du Djebel Safeh et au Sud de la maison forestière d'Harmela. Il comprend les facies suivants : schistes rouges, grès rouges, cargneules, calcaires jaunes, avec les gypses et sel gemme.

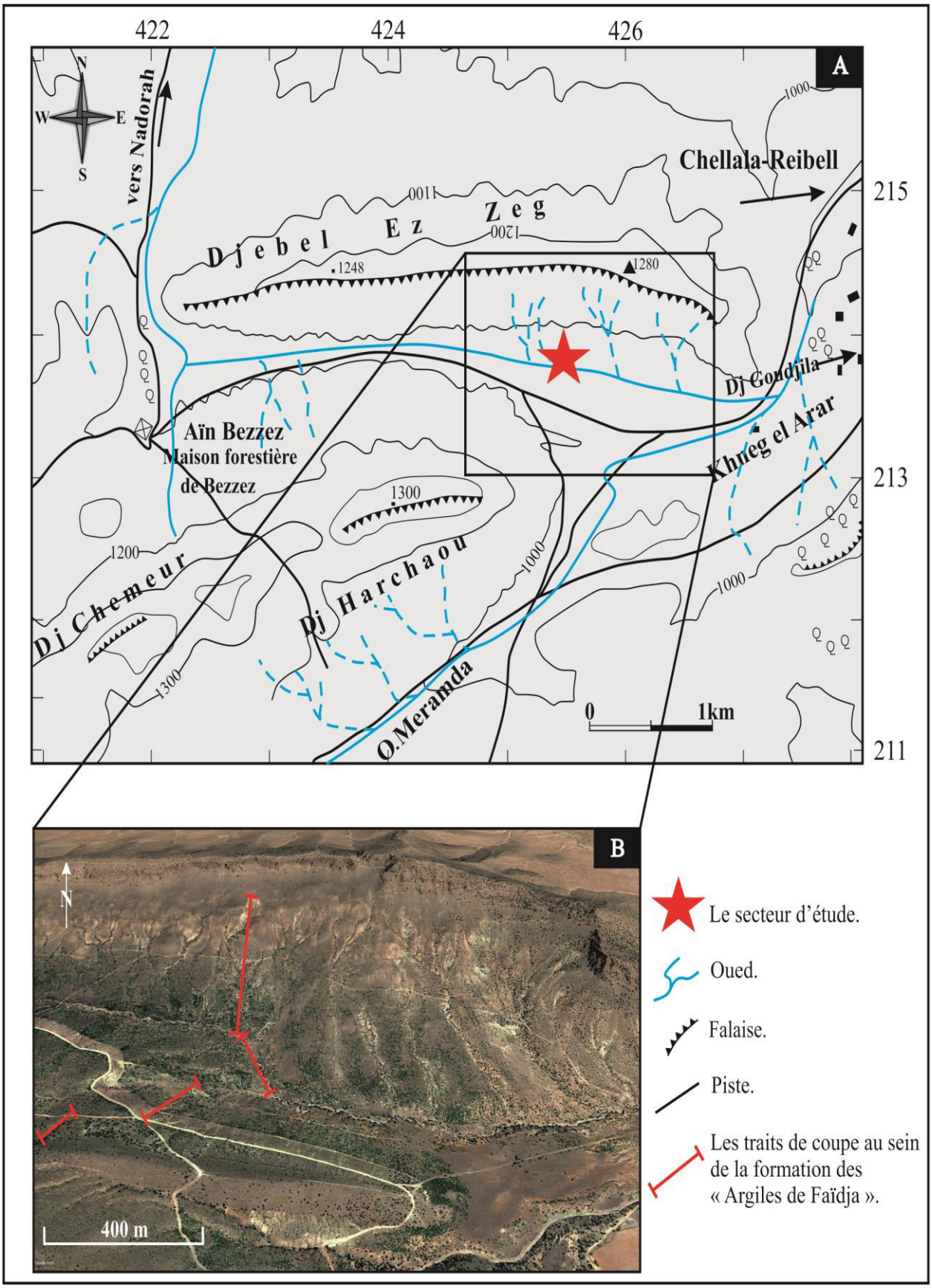


Fig. 2: **(A)** position géographique du secteur d'étude (Extrait de la feuille topographique de Sahari N°248 au 1/50 000) (modifiée).
(B) image satellitaire montant le secteur d'étude.

2- JURASSIQUE :

a- LIAS

De bas en haut, la série stratigraphique se présente comme suit :

1. Lias inférieur

- Dolomies supérieures cristallines en gros bancs ;
- Dolomies litées, en bancs de 60 cm à 1 m., à grain fin et dolomies massives, souvent bréchiformes, passant latéralement à des marnes vertes (épaisseur : 500-600 m). Les dolomies bréchiformes ou les marnes reposent sur les schistes rouges du Trias.

2. Lias moyen et supérieur

Calcaires marneux, sublithographique, bien stratifiés en bancs de 20 cm (épaisseur 150 m environs).

- Calcaires marneux rouge, alternant avec des marnes rouge ou roses vers le sommet (Toarcien) (épaisseur : 10-15 m) ;
- Calcaires marneux blanchatres et marnes blanches (épaisseur : 30-35 m) ;
- Calcaires marneux sublithographique, bien stratifiés, intercalés avec des marnes grises (épaisseur : 150 m environ).

b- DOGGER

1. Bajocien - Bathonien

Au jurassique moyen, les calcaires sublithographiques supportent en concordance des grès quartzeux, roux ou blancs, massifs ou en gros bancs, dont l'épaisseur peut atteindre 120 m.
Ils sont très peu fossilifères et les coquilles ayant été dissoutes, il ne subsiste que des moules internes, surtout de Lamellibranches (genre ; *Lima*). Néanmoins, la partie moyenne contient des empreintes de *Cadomites* cf, *Humphriesianum* du Bajocien moyen.

c- MALM

Le jurassique supérieur du Nador est représenté à la base par:
Un retour net à la sédimentation argileuse et vaseuse avec des marnes noires de facies bathyal dont la partie supérieur a fourni une faune de Céphalopodes Oxfordiens.

La partie moyenne montre un facies sublagunaire à Echinides. Les marnes et les marno-calcaires renferment une faune Oxfordienne et Kimméridgienne.

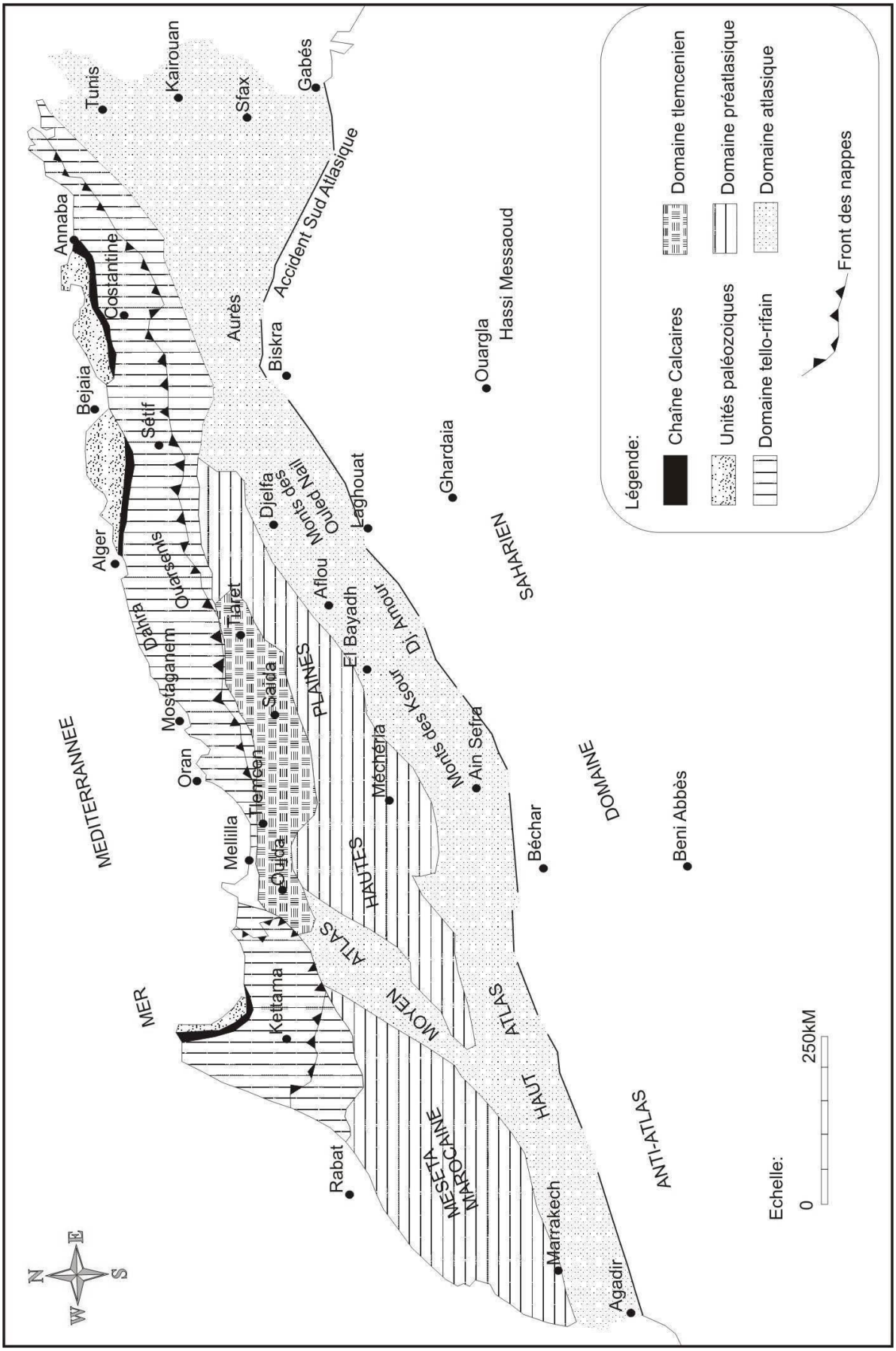


Fig. 3 : Schéma géologique de l'Afrique Nord Occidental (d'après Benest, 1985).

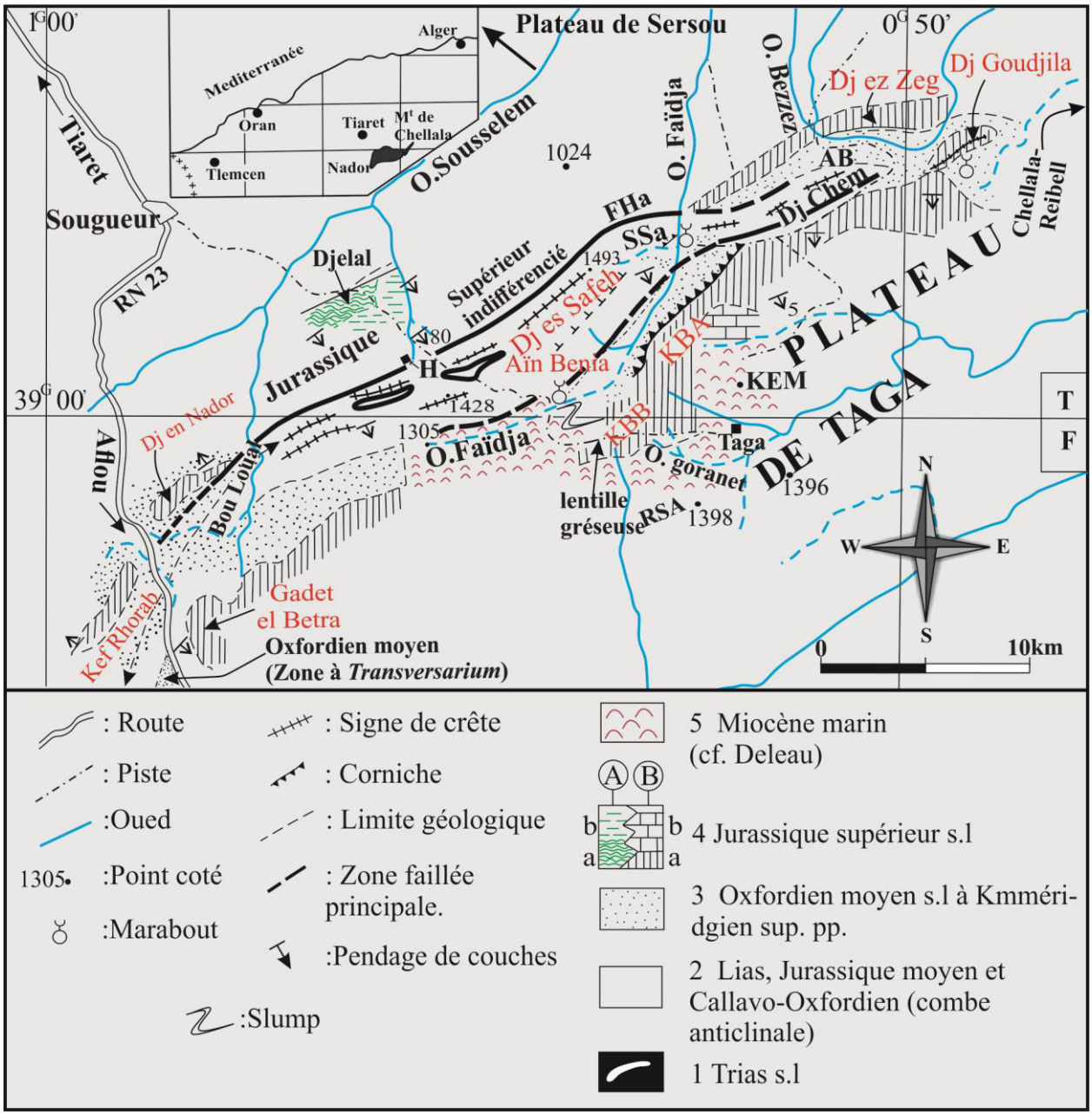


Fig. 4 : Cadre géologique très schématique de Djebel Nador (extrait des feuilles au 1/200 000 de Tiaret (T) et de Frenda (F) d'après Benest, 1985) (modifiée).

Légende : les variations latérales de faciès de Jurassique supérieur (4) : A. série du Djelel (revers Nord du Nador) : Aa. Formation à faciès « Dolomie de Tlemcen », Ab. marno-calcaire très peu fossilifères avec des passées de calcaires micritiques à characées. B. série de Taga : Ba. unité dolosparitique inférieur des Kefs Bou Beker (KBB) et Bel Aoura (KBA) avec *Kurnubia palastiniensis* Henson et *Parurgonina caelinensis* Cuvillier & *al.* , Bb. Ensemble calcaire supérieur avec *K. palastiniensis* (à la base seulement) et *Clypeina jurassica* Favre.
AB. Aïn Bezzez ; Dj Chem. Djebel Chemeur ; FHa. Faille d'Harmela ; H. maison forestière d'Harmela ; KEM. Koudiat el Maiz ; RSA. Ras Sidi Attalah ; SSa. Sidi Saâdoun ; Taga. maison forestière de Taga.

Au sommet, le facies, d'abord récifal avec des dolomies construites et des calcaires dolomitisés, devient vaseux avec des marno-calcaires. La dolomitisation a atteint également presque toutes les assises marno-calcaires.

3- CRÉTACÉ :

a- CRÉTACÉ INFÉRIEUR

1. Berriasien & Valanginien P.P.

Ces terrains sont également bien représentés dans le Djebel Nador, presque tout au long de sa bordure Nord, mais surtout au Sud et au Sud-Est, où ils constituent de très vastes affleurements réguliers (Caratini, 1970). Leur limite supérieure, est bien marquée par un important changement de sédimentation. Avec l'apparition brusquement des faciès détritiques gréseux, qui vont ensuite longuement se poursuivre.

2. Albien

Est reconnaissable à son faciès de grès roux et de sable contenant souvent de petits galets arrondis et aplatis de quartz, des « dragées » (Deleau, 1948).

b- CRÉTACÉ SUPÉRIEUR

Il a été signalé par Welsch (1890), dans la région de Frenda où il est transgressif à la fois sur le Jurassique supérieur, le Crétacé inférieur et l'Albien.

Cet étage comprend d'après Welsch de haut en bas :

- Des calcaires marneux dolomitiques avec des intercalations de marnes blanches ;
- Des marnes argileuses, bariolées, avec de nombreux bancs de gypse stratifiées ;
- Des calcaires marneux rappelant la craie marneuse du bassin de Paris et du Nord de la France, et montrant à leur base des horizons de poudingues.

4- MIOCÈNE :

Après une longue période d'émersion correspondant au début de l'Ere Tertiaire, la mer est revenue au Miocène (Burdigalien) battre les flancs SE de Djebel Nador. Le Miocène transgressif sensiblement horizontal, déborde sur le jurassique supérieur de la haute vallée de Faïdja, il recouvre même, sur sa bordure, les grès bajociens. Dans la haute vallée de Faïdja, près de Aïn el Halib et Aïn el Harmel, il est représenté par des calcaires blancs oolithiques à *Pecten* et *Ostrea crassissima* alternant avec des marnes bleues sableuses et des marnes blanches.

B- Cadre géologique du secteur d'étude (Fig. 5):

Le secteur d'étude concerne la région d'Aïn Bezzez qui se situe à l'extrémité orientale du chainon du Nador, soit environ 11 Km à l'Est de Sidi Saâdoun. La série géologique Callovo-Oxfordienne et Kimméridgienne débute par une formation carbonatée à silex renfermant des faunes pélagiques de bélemnite, et d'ammonite associes avec des *Zoophycos*, cette succession correspond à la formation des « Calcaires du Nador », elle est d'âge Callovien inférieur à moyen (Caratini, 1970).

Au-dessus, s'installe la formation détritique des « Grès de Sidi Saâdoun ». Cette formation a été définie par Caratini (1970), dans la cluse d'Oued Faïdja à proximité du Marabout de Sidi Saâdoun.

La série Dogger-Malm, perdure, avec l'installation d'une puissante formation détritique venant comblée le sillon du Nador pendant l'Oxfordien supérieur au Kimméridgien inférieur à moyen, il s'agit de la formation des « Argiles de Faïdja » dont l'extension est très importante, atteignant les 1000 m par endroits.

IV. CADRE STRUCTUREL (Fig. 6) :

La chaine du Nador est affectée par un système d'accidents qui s'organisent selon trois directions principales (Ouared, 1987) :

a- Des accidents de direction atlasique (NE-SW) : (Fig. 6B)

Cet ensemble de fractures se dispose du Nord vers le Sud en trois faisceaux subparallèles :

- Le faisceau de la zone d'Aïn Adjar-El Kebar, situé dans la partie NW ; il sépare la chaine du Nador du plateau du Sersou.
- Le faisceau de la zone d'Harmela ; il forme une limite entre les formations liasiques et celles du jurassique supérieur.
- Le faisceau de Faïdja ; il forme une limite entre la chaine plissée du Nador et le plateau d'Aïn Taga.

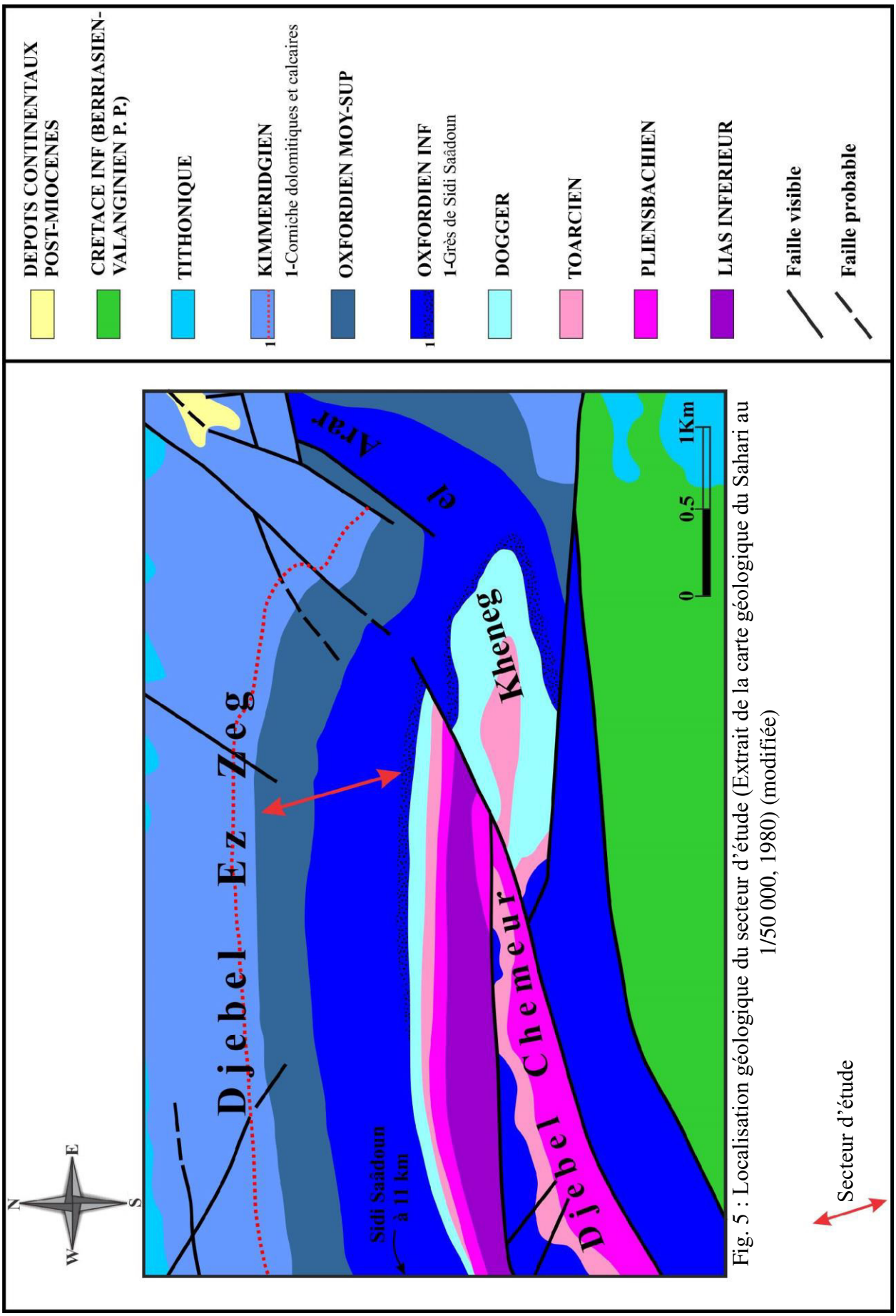


Fig. 5 : Localisation géologique du secteur d'étude (Extrait de la carte géologique du Sahari au 1/50 000, 1980) (modifiée)

b- Des transversales sub-méridiennes : (Fig. 6A)

Elles correspondent à des décrochements sénestres et dextres (Lucas, 1952 ; Caratini, 1970). Elles sont parallèles aux transversales de direction N10, définies par Glageaud (1951). Les principales directions responsables du morcellement de la chaine du Nador en plusieurs chainons (Beloulid, Harmela, Bezzez) sont sensiblement parallèles aux grandes transversales définies par Glangeaud (1951), Guiraud (1973) et Elmi (1970, 1972, 1978) :

- La première transversale de Teniat el Haad affecte la partie orientale du Djebel Nador ;
- La deuxième transversale d'El Bayad-Tiaret parcourt la bordure occidentale du Djebel Nador et marque la frontière entre le domaine tlemcénien à l'Ouest et le domaine préatlasique à l'Est (Guiraud, 1973).

c- Des accidents de direction NW-SE : (Fig. 6B)

Les accidents de direction NW-SE (Deleau, 1935, 1948 ; Caratini, 1970 ; Elmi, 1970, 1978) sont peu marqués dans le Djebel Nador. Ils affectent essentiellement les formations dolomito-calcaires du Jurassique supérieur et Crétacé inférieur reconnus dans le plateau d'Aïn Taga.

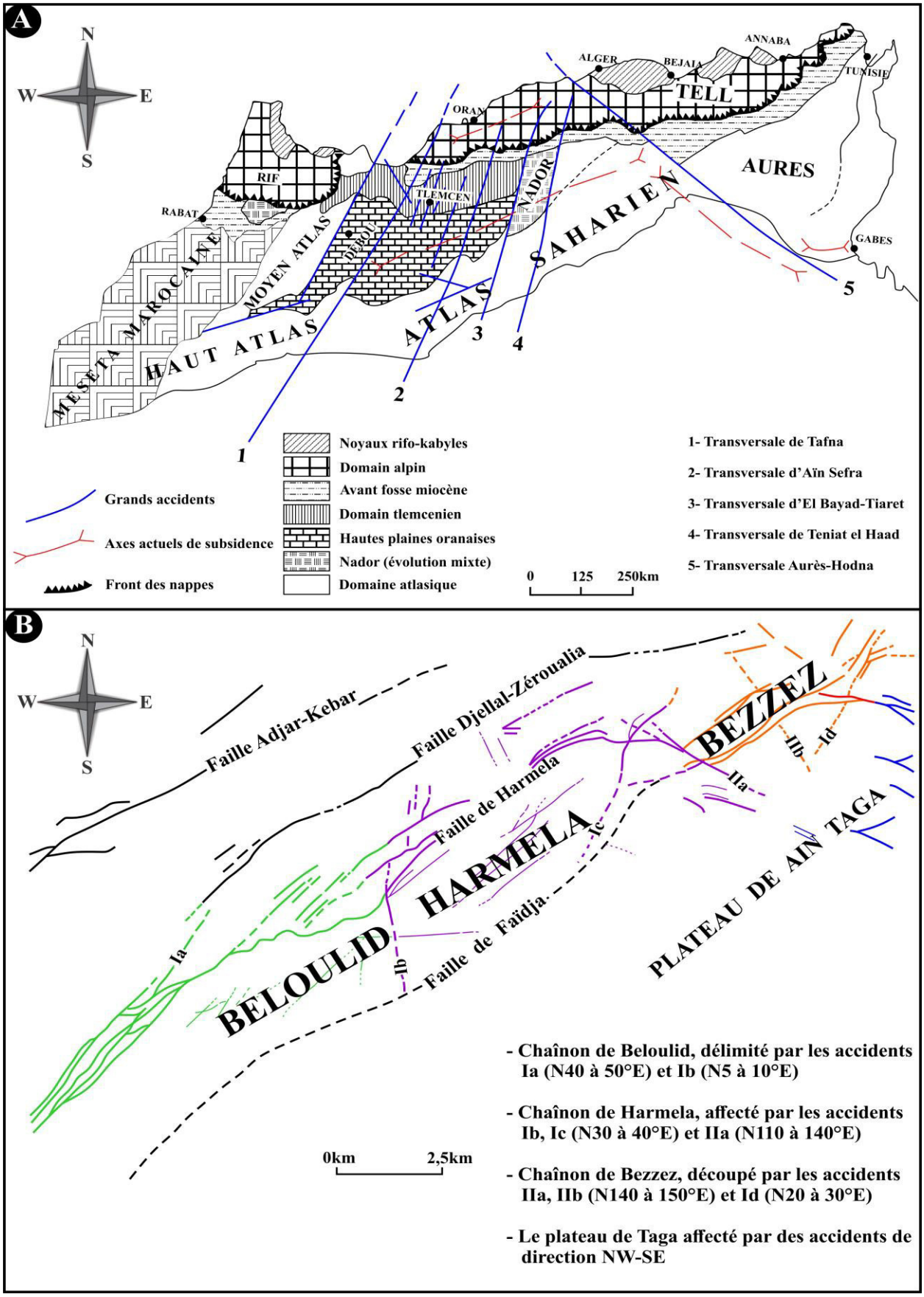


Fig. 6 : **(A) :** Grands traits structuraux de la mosaïque atlasique de l'Afrique du Nord-Ouest (D'après Elmi, 1978 ; simplifiée *in* Ouared, 1987).

(B) : Principaux chainons et linéaments structuraux des Monts du Nador (D'après Ouared, 1987 (modifiée)).

V. HISTORIQUES DES TRAVEAUX :

Welsch (1890) : dans le cadre de sa thèse et en marge de son étude de la région de Tiaret et Frenda, il a développé les premières coupes schématiques concernant le djebel Nador. Il fut le premier à lever la coupe de Faïdja (ex. Benia) très connue actuellement, où il définit quatre grands ensembles subdivisés en deux séries.

Série A
- -A1 : marnes bigarées.
- -A2 : calcaires dolomitique.
- -A3 : marnes rougeâtres et verdâtres, alternant avec des grés calcaires grumeleux.

Série B
- -A4 : calcaires dolomitiques jaunatres à pendage faible dirigé vers le sud.

Deleau (1948) : effectua une étude stratigraphique et paléontologique sur les Monts du Nador. Il arriva à séparer l'Oxfordien du Kimméridgien dans la coupe de la vallée de l'Oued Faïdja au SE de Faïdja. Grâce à ces découvertes d'ammonites, il a établi la série stratigraphique de Djebel Nador.

Karpoff (1950) : mentionna pour la première fois le Jurassique supérieur et non exclusivement du Crétacé, dans la partie la plus méridionale du relief (Plateau de Taga). En outre, il dessina les contours du Djebel Nador, tels qu'ils figurent sur la carte géologique de l'Algérie du Nord à 1/500 000 (1952).

Lucas (1952) : inclut le Djebel Nador dans son étude synthétique portant sur la bordure des Hautes Plaines Oranaises. Il apporta ainsi des précisions sur la stratigraphie et la paléogéographie du Jurassique.

Lasnier (1965) : étudia la micropaléontologie du Jurassique des hautes plaines algériennes. Trois coupes ont été levées dans le Djebel Nador (Sidi Saâdoun, Faïdja, Bou-Loual). Il en déduit que les coupes orientales sont plus riches en microfaune (foraminifère et ostracode). D'autre part, il indiqua que ces microorganismes sont bien caractéristiques du Domérien-Toarcien.

Augier (1967) : réalisa une synthèse stratigraphique concernant la couverture mésozoïque des Hautes Plaines. Ses analyses basées principalement sur des corrélations d'ordre lithologique, lui ont permis de distinguer trois grands groupes d'âge Jurassique à Crétacé, ce sont de bas en haut :

- Groupe carbonaté inférieur d'âge Jurassique inférieur à moyen ;

- Groupe détritique d'âge Callovien à Oxfordien ;
- Groupe carbonaté supérieur d'âge Kimméridgien à Barrémien.

Auclair & Biehler (1967) : publièrent une synthèse des travaux effectués par la SN. Repal. Qui englobe surtout une approche lithostratigraphique et structurale sur les Hautes Plaines oranaises. Ces deux auteurs distinguèrent trois groupes pour la couverture sédimentaire Jurassique des hauts plateaux : un groupe carbonaté supérieur et un autre inférieur, les deux sont séparés par un groupe majeur détritique.

Caratini (1970) : réalisa une coupe dans l'Oued Faïdja au Sud de Faïdja, où il a défini 8 formations. La faune qu'il a récoltée dans ces différentes formations n'est pas absolument caractéristique du Kimméridgien inférieur, mais grâce à des corrélations qui ont été établies par la suite avec des coupes voisines, lui ont permet d'établir approximativement l'âge Oxfordien pour les 2 premières formations et Kimméridgien inférieur pour les formations sus-jacentes.

Elmi & Faugeres (1973) : signalèrent la présence d'un *Amaltheus margaritatus* (faune boréale) dans le Djebel du Nador. Ce dernier se rattache au domaine atlasique (secteur mésogéen) caractérisé essentiellement par une abondance des *Hildoceratidae* et des *Harpoceratidae.*

Elmi & ***al.,*** **(1973, 1974) :** ont établi une étude biostratigraphique précise de l'ensemble Domérien-Toarcien au niveau de la formation des marno-calcaires de Faïdja, définie à Faïdja (Caratini, 1970). Ils complètent la description de l'auteur en y ajoutant le terme « Calcaire à silex et à *Zoophycos* ».

Atrops & Benest (1981) : ont effectué une étude stratigraphique et paléontologique sur les trois passées marno-calcaires dans les « Argiles de Faïdja ». Elles fournissent une importante faune d'ammonites. Ces dernières sont considérées comme un niveau isochrone au niveau des Argiles de Faïdja. Ces nouvelles données biostratigraphiques ont permis d'établir pour la première fois des corrélations précises avec les formations où les ammonites furent rares définies plus à l'Ouest.

Baloge (1981) : étudia le contenu micropaléontologique du Lias (Domérien-Toarcien) de la coupe du Djebel Es Safeh. Il met en évidence une microfaune (foraminifères et ostracodes) assez variée, mais très mal conservée, d'où la difficulté de la détermination spécifique, hormis quelques formes bien typique qui servent de marqueurs stratigraphiques.

Sebane (1984) : réalisa une étude systématique et paléoécologique de la microfaune du Lias moyen et supérieur du secteur médian du Nador (Djebel Es Safeh). Cette analyse lui a permis de distinguer deux grandes écoséquences, l'une correspondant à un mouvement d'enfoncement, l'autre à un mouvement d'aplanissement dans l'aire de dépôt Toarcien.

Bourezg (1984) : définit le Djebel Nador dans son cadre structurel. Cette étude lui a permis de subdiviser le Jurassique en trois grandes unités délimitées chacune par une discontinuité majeure.

- Le groupe éoalpin inférieur (Trias à Lias moyen) ;
- Le groupe éoalpin médian (Toarcien à Oxfordien) ;
- Le groupe éoalpin supérieur (Jurassique supérieur).

L'analyse de la fracturation a montré l'existance d'une tectonique polyphasée (compression, distension et coulissemnt).

Benest (1985) : intégra le Djebel Nador dans sa thèse concernant l'évolution de la plateforme de l'Ouest Algérien et du Maroc Oriental. Il a fait l'état des données biostratigraphiques à propos du Jurassique supérieur, acquises grâces à la découverte et la révision de quelques formes d'ammonites. Les arguments sédimentologiques et tectoniques, lui ont permis d'évoquer l'évolution tectono-sédimentaire de la marge gondwanienne en Oranie. Cette évolution est marquée par plusieurs mouvements précurseurs des orogenèses atlasique et alpine.

Elmi & Caloo-Fortier (1985) : utilisèrent les coupes du Toarcien et de l'Aalénien du Djebel Es Safeh (Elmi & *al.,* 1974). Ils ont établi la position stratigraphique de plusieurs groupes d'ammonites à affinités mésogéennes (*Paradumortieria & Pleydellia flamandi* du début de la zone à Aalensis, relais *Nadorites vacekia* à la fin du Toarcien). Grâce à ces bases stratigraphiques, ils ont pu mettre en évidence certaines polarités évolutives chez les *Pleydellia* et *Nadorites.*

Benest & *al*., (1995) : ont fait une étude sur l'importante décharge gréseuse (grès de Sidi Saâdoun) d'origine saharienne stockée sur les Hautes Plaines pendant les périodes antérieurs régressifs, venant se déposée dans un sillon intacratonique aboutissant à la formation d'un éventail détritique pendant l'Oxfordien.

Benest & *al*., (1997) : ont suivi les facteurs de contrôle de la sédimentation de l'éventail détritique Callovo-Oxfordien du Djebel Nador de Tiaret. Ils ont arrivé à envisager un cône d'épandage sous-marine, large de quelque Km, sur un talus peu penté, au sein d'une zone prodeltaïque au niveau du secteur de Sidi Saâdoun. Ce cône s'est accumulé dans un sillon intracratonique subsident pré-atlasique du Nador-Chellala soumis à des mouvements distensifs (rejeu des failles ayant découpées antérieurement le socle hercynien et sa couverture triasico-liasique).

Ouared (1987) : dans le cadre de sa thèse de 3ème cycle, elle a étudiée la transition « plateforme carbonatée- bassin » dans le Jurassique inférieur et moyen des Monts du Nador, où les nouvelles donnée bio-lithostratigraphiques et l'interprétation séquentielle qu'elle a obtenu, lui ont permis de subdiviser la série carbonatée Lias-Dogger des Monts du Nador en trois grandes mégaséquences :

- Ensemble carbonaté inférieur (Héttangien, Sinémurien à Carixien inférieur) ;
- Ensemble médian calcaire et marno-calcaires (Carixien au Bajocien) ;
- Ensemble carbonaté supérieur (Bajocien à Callovien inférieur-moyen).

Ainsi, la répartition spatio-temporelle des faciès, met en évidence une transition plateforme-bassin, sous la dépendance d'une mobilité tectonique en distension qui s'effectue en deux principale phases :

- La première phase distensive exprime une évolution de type atlasique ;
- La seconde phase distensive détermine une évolution de type tlemcenien.

Cette évolution lui ont conduit à considérer les Monts du Nador comme un domaine « atlasico-tlemcenien ».

Othmane (2008) : elle a établi les ichnofaciès d'âge Callovo-Oxfordien-Kimméridgien dans le secteur de Sidi Saâdoun, où elle arriva à déterminer l'ichnofaciès de type *Zoophycos* dans la formation des calcaires du Nador et de type *Nereites* dans la formation des Grès de Sidi Saâdoun et celui de *Cruziana* pour la formation des Argiles de Faïdja.

Bendella & *al.,* (2008) : publièrent un résumé détaillé concernant les ichnofaciès du Callovo-Oxfordien Kimméridgien des Mont du Nador. Ils ont met en évidence trois ichnofaciès bien distinct, réparti sur trois environnements différents dans le sillon préatlasique suivant deux séries sédimentaires différentes, l'une carbonaté et l'autre détritique. Premièrement, il s'agit de l'ichnofaciès à *Zoophycos* qui caractérise la formation « des Calcaire du Nador », suivi par

l'ichnofaciès à *Nereites* qui définit la formation des « Grés de Sidi Saâdoun » et finalement, l'ichnofaciès à *Cruziana* dans la puissante formation des « Argiles de Faïdja ».

Douas Bengoudira (2012) : a effectué une étude biostratigraphique et paléontologique sur les ammonites des séries marno-calcaires du Lias moyen et supérieur du Djebel Es Saffeh. Elle a met en évidence quatre familles d'ammonites (les *Dactylioceratidae*, les *Hildoceratidae*, les *phylloceratidae* et les *Lytoceratidae*), avec un essai de reconstitution phylogénique faisant appel à deux approches :

- La première interprète les données morphologiques dans leur contexte paléogéographique et biostratigraphique ;
- La seconde utilise l'analyse cladistique.

VI. BUT ET METHODOLOGIE DE TRAVAIL :

a- But de l'étude :

Le présent travail a comme objectif une étude sédimentologique et ichnologique dans le chainon du Nador, plus exactement dans le secteur d'Aïn Bezzez afin d'établir les ichnofaciès prédominants et les paléo-environnements.

b- Méthodologie :

Sur le terrain, le travail a été axé essentiellement sur le levé d'une coupe lithologique détaillée (banc par banc) tout en choisissant les meilleurs affleurements possibles. Les particularités sédimentaires telles que, chromofaciès, lithofaciès, biofaciès et ichnofossiles sont soigneusement notés.

Un échantillonnage a été effectué pour l'étude au laboratoire, et la réalisation des photos (concernant les traces d'organismes et les figures sédimentaires).

Au laboratoire, le travail consiste à la réalisation des photos (à part celles prisent sur le terrain) à partir des échantillons récoltés afin de déterminer les empreintes ichnologique (ichnogenre et ichnoespèce) ainsi, une confection de quelques lames minces pour une étude microscopique.

Chapitre II
Lithostratigraphie

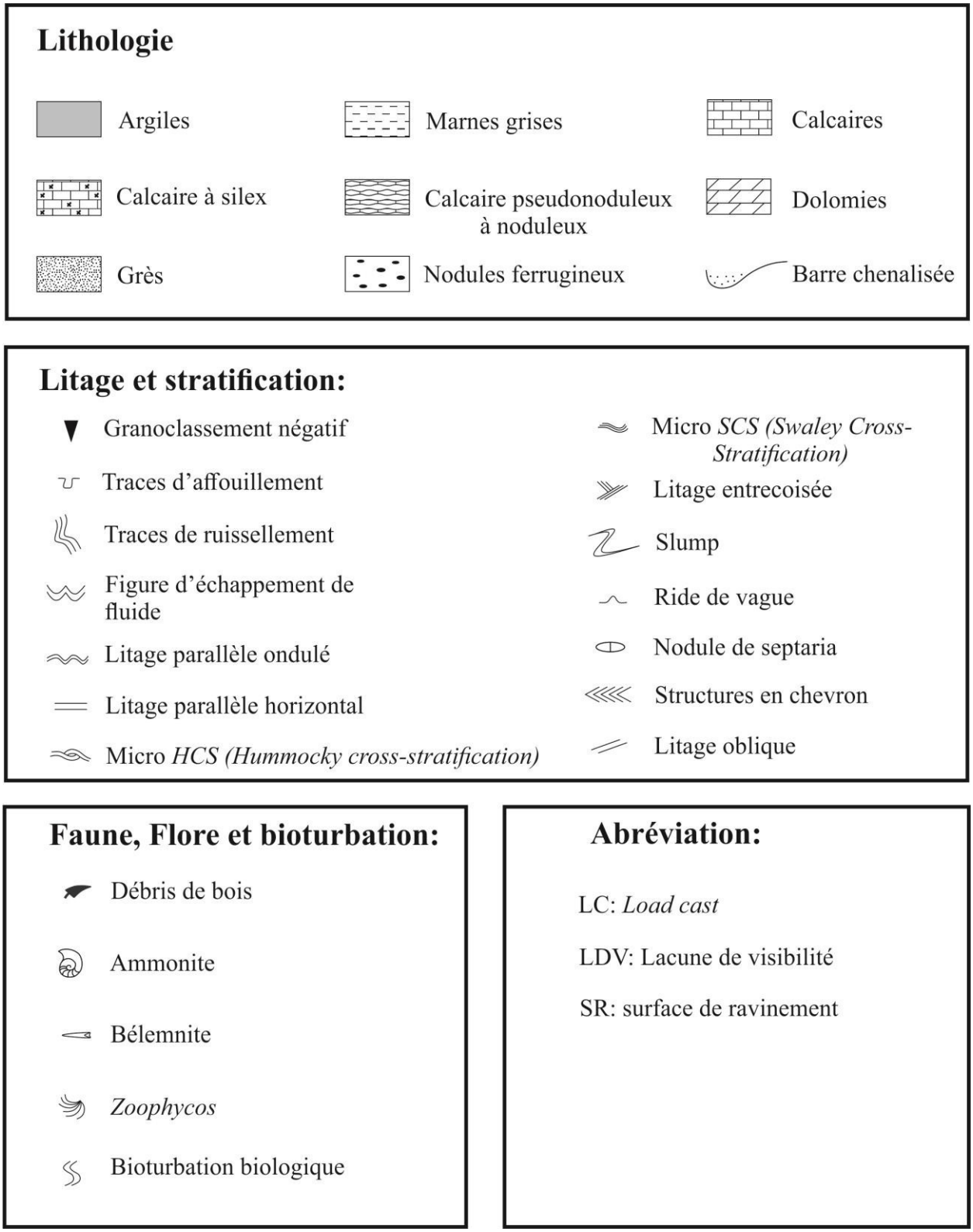


Fig. 07 : Liste des figurés utilisés.

I. INTRODUCTION :

Ce chapitre est consacré à l'étude lithostratigraphique de la coupe d'Aïn Bezzez attribuée à l'Oxfordien supérieur au Kimmeridgien inférieur à moyen. La coupe levée traite uniquement la formation des Argiles de Faïdja. Peu les données géologique qui ont fait le point sur cette formation dans ce secteur, ce chapitre vient de dycripter les énigmes lithostratigraphique de la présente formation.

II. LOCALISATION DE LA COUPE (Fig. 9) :

La coupe a été levée dans le secteur d'Aïn Bezzez, focalisée sur le flanc Sud-Est de Djebel ez Zeg, dans l'extrême partie orientale des Monts du Nador. Elle se situe à environ une quarantaine de Km à vol d'oiseau de la RN n° 23. Elle est positionnée entre Djebel Goudjila au NE et Djebel Chemeur au SW. Dans le côté NW elle est bordée par Djebel Ez Zeg et au SE par le Plateau de Taga.

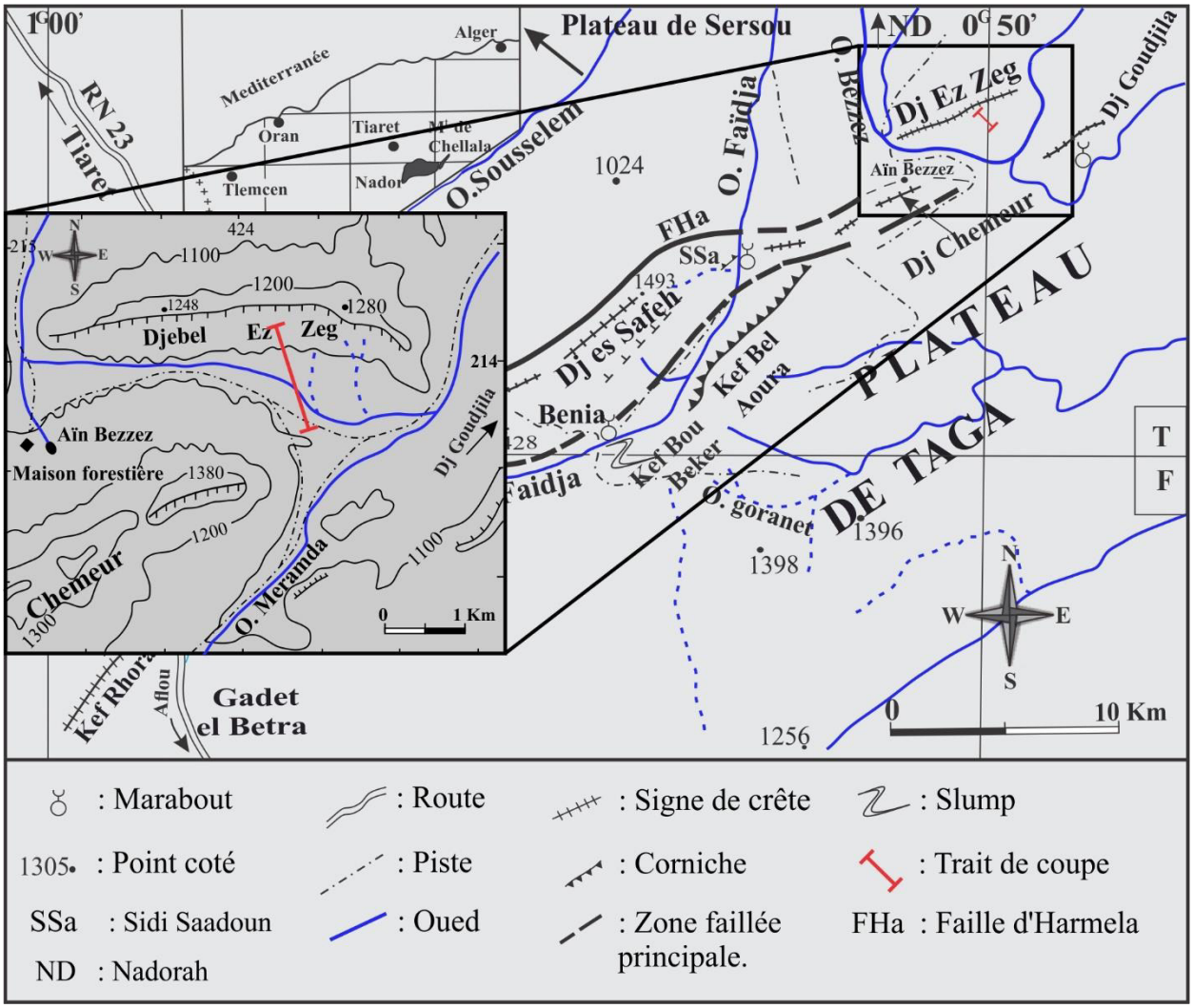


Fig. 09 : Localisation du secteur d'étude et le trait de coupe.

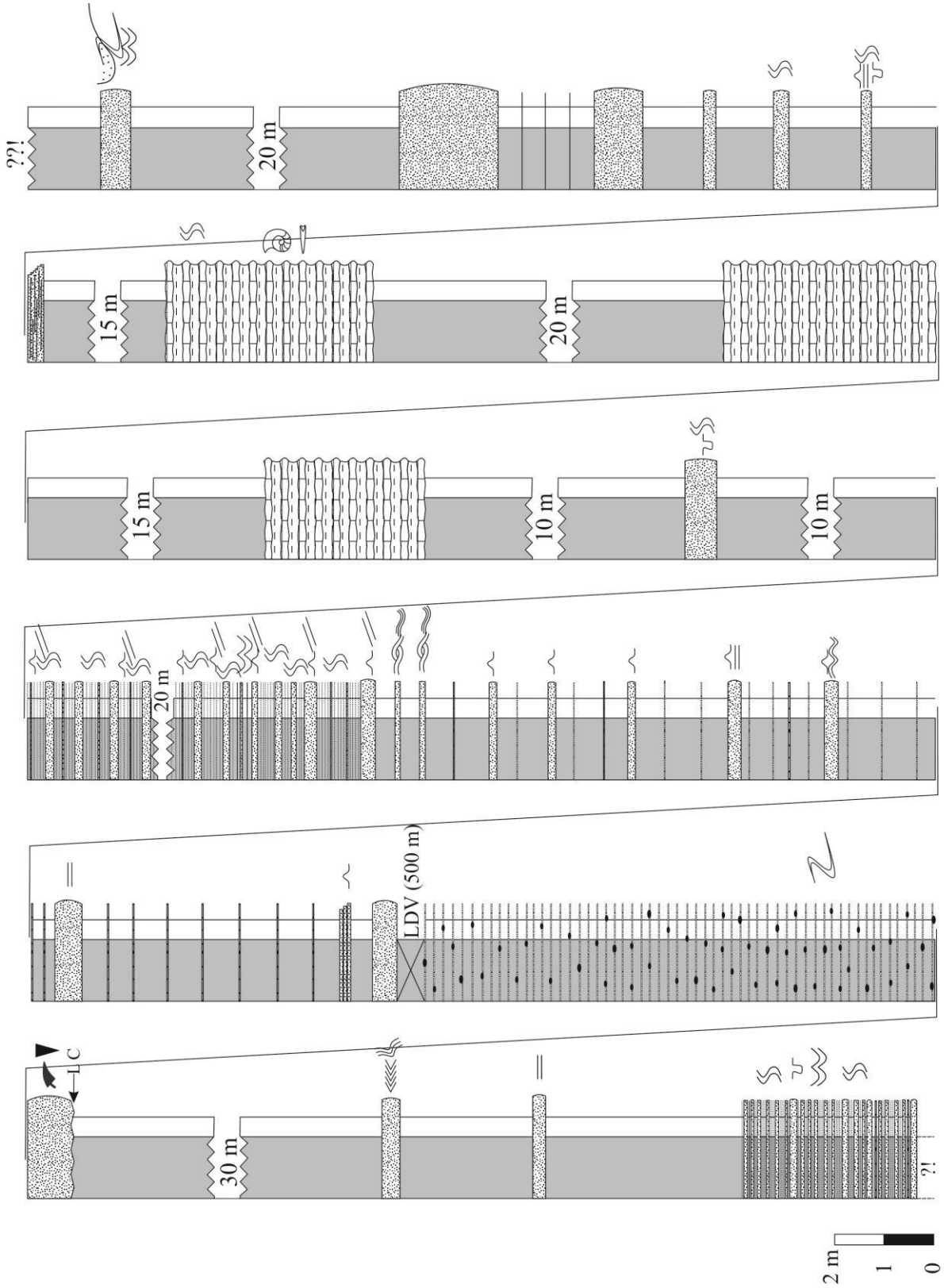


Fig. 08 : La colonne lithostratigraphique du secteur d'étude d'Aïn Bezzez (Domaine Préatlassique, Algérie).

III. DESCRIPTION DE LA COUPE :

Selon son importance et la variété des ensembles qui la constitue, la couverture jurassique est subdivisée généralement en trois groupes qui sont de bas en haut (Deleau, 1948 ; Auclair & Biehler, 1967 ; Augier, 1967).

1. Groupe carbonaté inférieur : la formation des « Calcaires du Nador ».
2. Groupe détritique constitué par :
    - La formation des « Grès de Sidi Saâdoun ».
    - La formation des « Argiles de Faïdja ».
3. Groupe carbonaté supérieur : la formation de la « série de Taga ».

Ce découpage est le plus représentatif, et seul le groupe détritique et spécialement, la formation des « Argiles des Faïdja » qui est prise en considération pour cette étude.

1- Formation des Argiles de Faïdja : (Epaisseur = 800 m)

Dans notre secteur d'étude, le passage entre la formation des « Grès de Sidi Saâdoun » et la formation des « Argiles de Faïdja » n'est malheureusement pas net. Il est généralement masqué par une lacune de visibilité recouvert par la végétation. Un peu vers l'Ouest, cette limite est d'ordre lithologique marquée par une accentuation du matériel détritique (*in* Othmane, 2008).

Elle se présente, dans ses deux tiers inférieur, sous le facies « Argiles de Saïda » (Elmi & Benest, 1978). Son substratum est constitué par les « Grès de Sidi Saâdoun » (Caratini, 1967a & b) ou du Nador (Augier, 1967). Il s'agit d'une puissante formation (plus de 800 m), où elle est partiellement masquée par des dépôts alluvionnaires, sa partie sommitale présente quelques affinités lithologiques avec les Grès de Bou Médine (développés dans les régions plus occidentales) (Benest, 1985).

Le découpage lithostratigraphique a révélé la succession de trois ensembles qui sont de bas en haut :

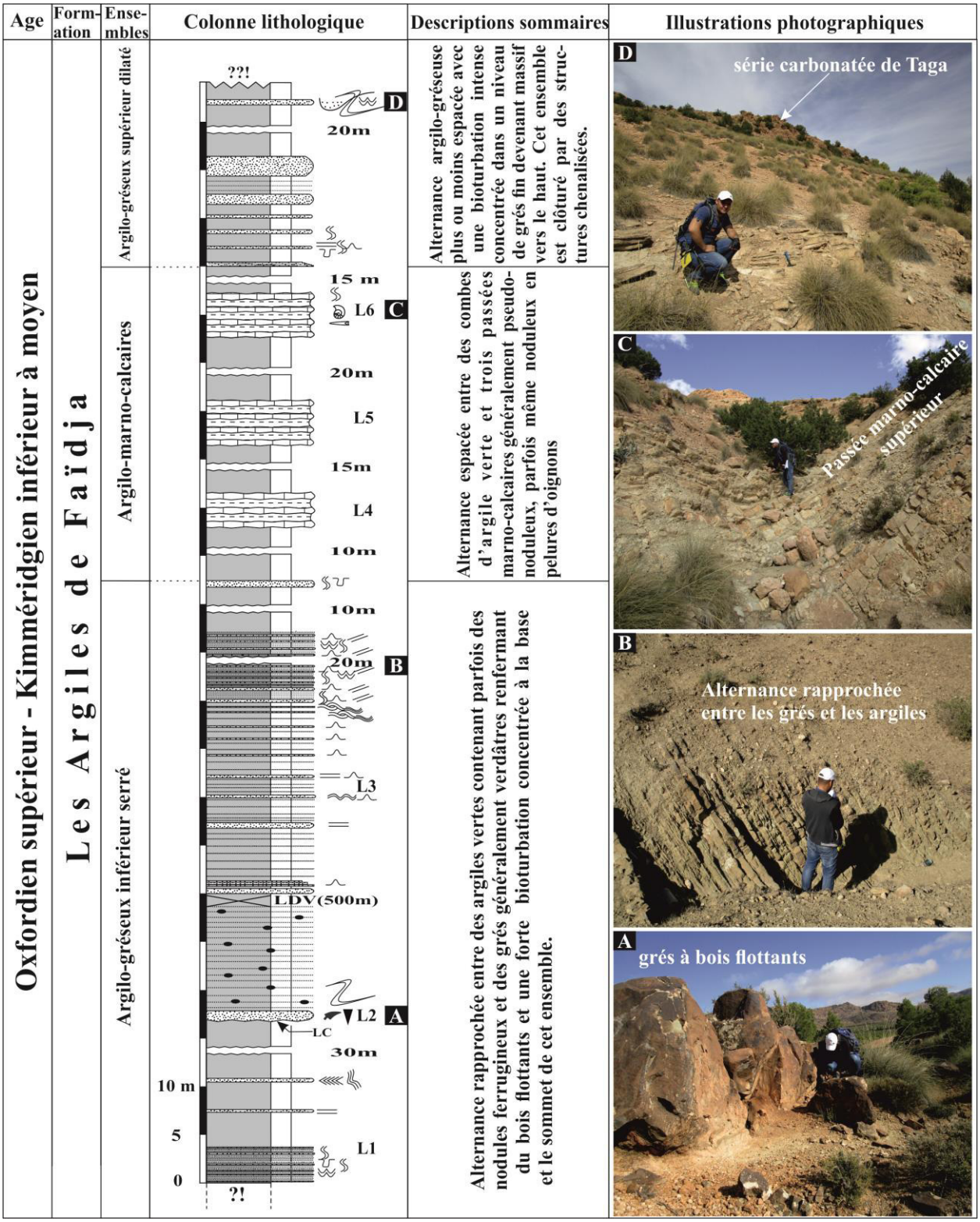


Fig. 10 : l'enchaînement lithostratigraphique de la formation « des Argiles de Faïdja »
L1-L6 : l'échantillonnage des lames minces

A- Ensemble I ; argilo-gréseux inférieur serré : (610 m)

Cet ensemble est relativement plus étalé (610 m) où le passage entre la formation des Grés de Sidi Saâdoun et la base de la formation des Argile de Faïdja est marqué par une lacune de visibilité (couverture végétale).

L'argilo gréseux inférieur débute par une alternance très serrée d'argiles vertes et des niveaux gréseux centimétriques verdâtres à granolométrie très fine.

Cette alternance est caractérisée par quelques rares figures d'échappement (*escape structures*) (Fig. 12A), des figures d'affouillement (*Flute casts*) (Fig. 15A) et des structures biogéniques sédimentaire (bioturbation) généralement des formes de *Pascichnia et Fodichnia*.

L'analyse microscopique (L1 ; Fig. 10 ; Fig. 11) de l'un des niveaux gréseux au sommet de cette alternance, révèle un grès très fin dont la taille des éléments est inférieur à 0,05 mm mais avec une abondance de 60 à 70% seulement pour les grains de quartz. Ces grains sont associés avec des micas noirs et blancs avec un pourcentage assez remarquable surtout pour les muscovites, et des plagioclases. On signale aussi la présence de quelques myrmékites et des séricites microécailleuses (communication orale, Medini). Notant que les minéraux accessoires sont très peu abondants, voire même absents dans cette roche. Tous ces minéraux sont emballés dans un ciment ferrugineux et calcitique secondaire avec une présence notable de la matière péllitique. Parfois, ils sont représentés par des microfillons (Fig. 11D). Ces caractéristiques de la roche forment un grés psammitique avec une légère orientation des minéraux.

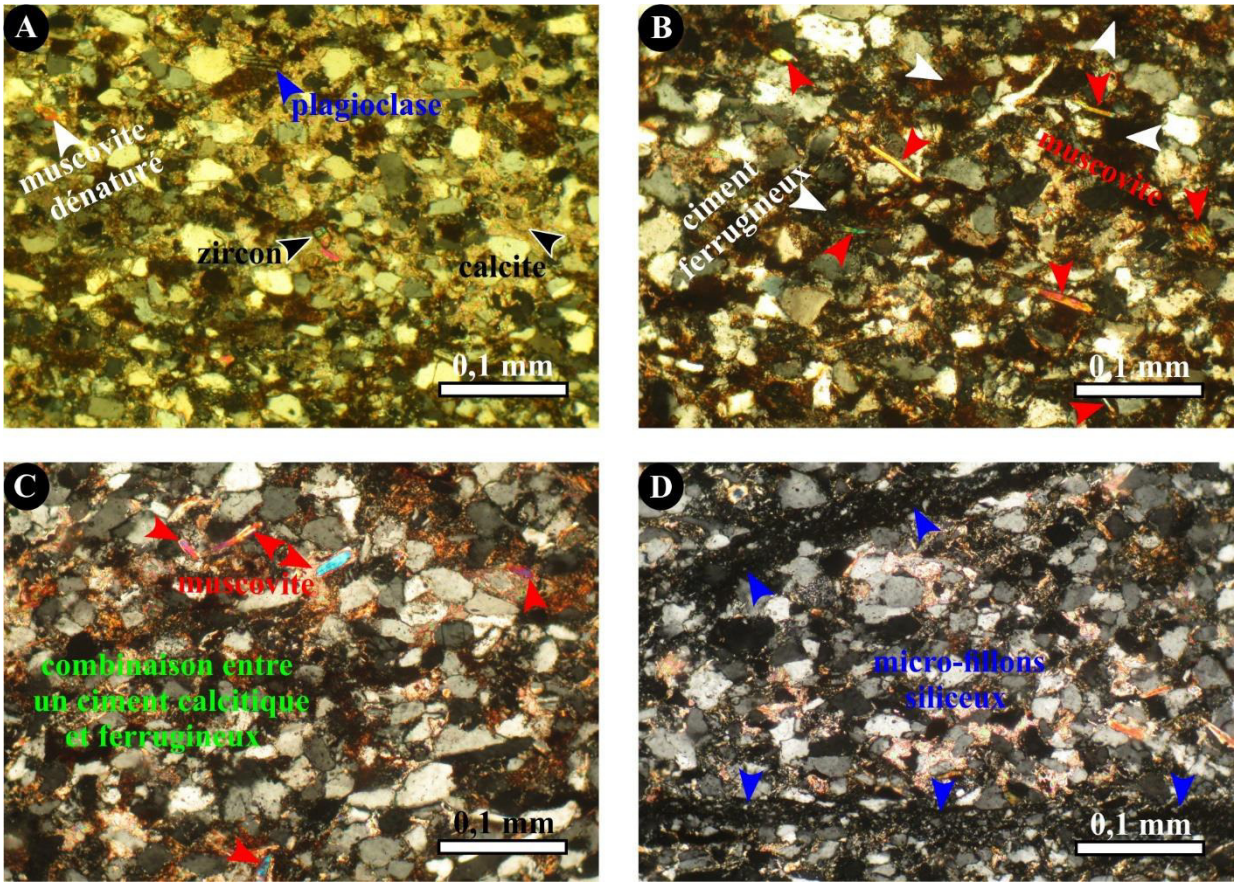


Fig. 11 : L'analyse microscopique des premiers niveaux gréseux de la formation « des Argiles de Faïdja », révélant un grés Psammitique.

Au-dessus de cette alternance, les argiles verdâtres prennent de l'ampleur, matérialisées par une combe (30 m) intercalée avec quelques rares niveaux gréseux verdâtres d'ordre centimétrique. Ils montrent quelques figures sédimentaires (*Rill marks* (Fig. 14B) ; *Chevron casts* (Fig. 12B). Elle s'achève par un banc de grés rougeâtre à brunâtre à la patine, verdâtre très claire à la cassure, riche en bois flottant. Ce même niveau est caractérisé par un granoclassement négatif et quelques figures de charge (*Load casts*) (Fig. 14C et D).

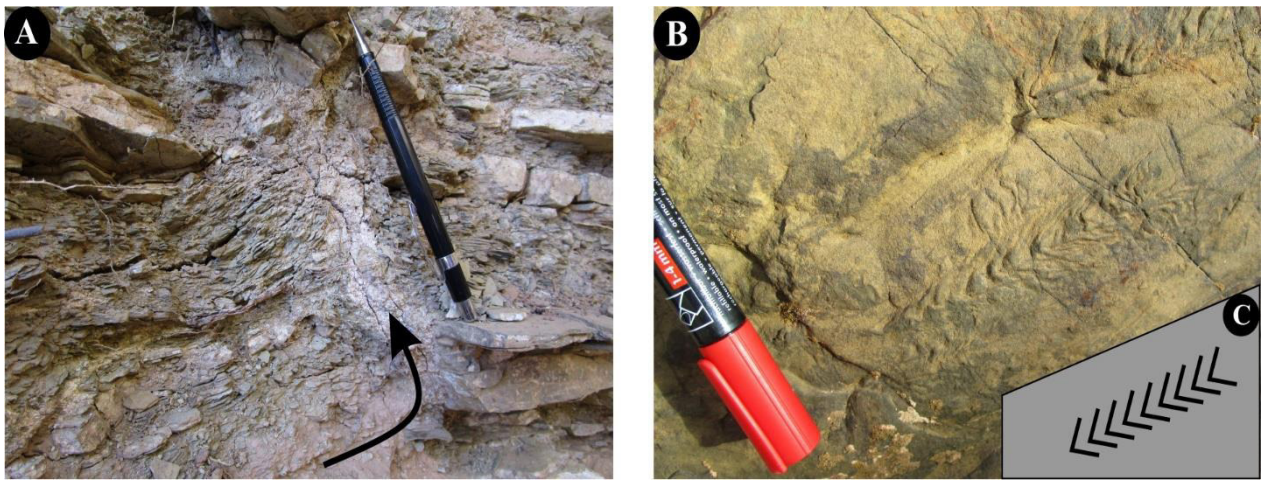


Fig. 12 : **(A)** figure d'échappement de fluide (*escape structure*) ; **(B)** : structure en chevron (*Chevron casts*) ; **(C)** : détail de **B**

L'étude microscopique de ce niveau (L2 ; Fig. 10) révèle une variété de grès à grain fin (0,05 à 0,1 mm) avec un bon classement. De point de vue minéralogique, il ressort la présence des grains de quartz subanguleux à subarrondis, des biotites, muscovites, plagioclases et quelques rares minéraux de zircons. Le tout baigne dans un ciment ferrugineux (limonites ou hématites) (Fig. 13).

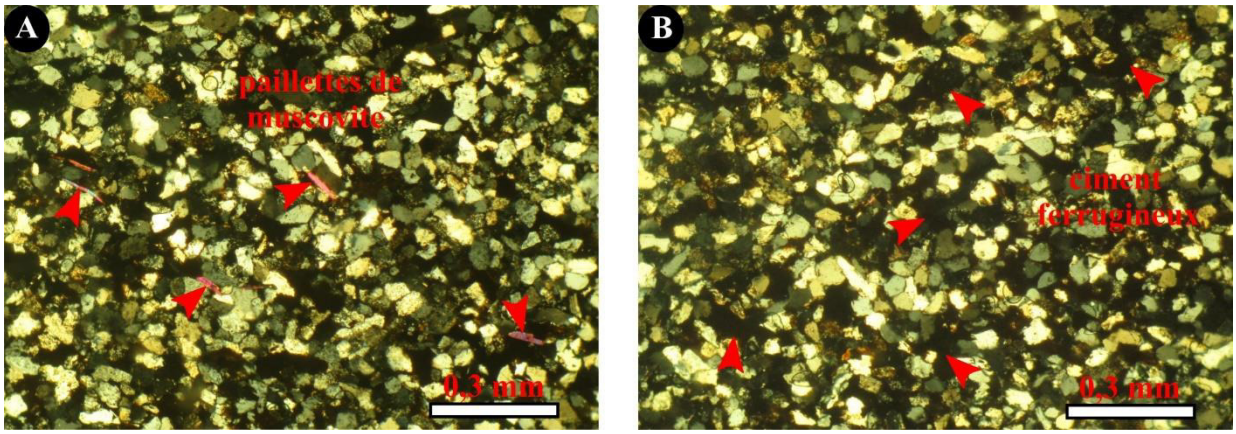


Fig. 13 : L'étude microscopique des grés à bois silicifié, illustrant un grés à ciment ferrugineux.

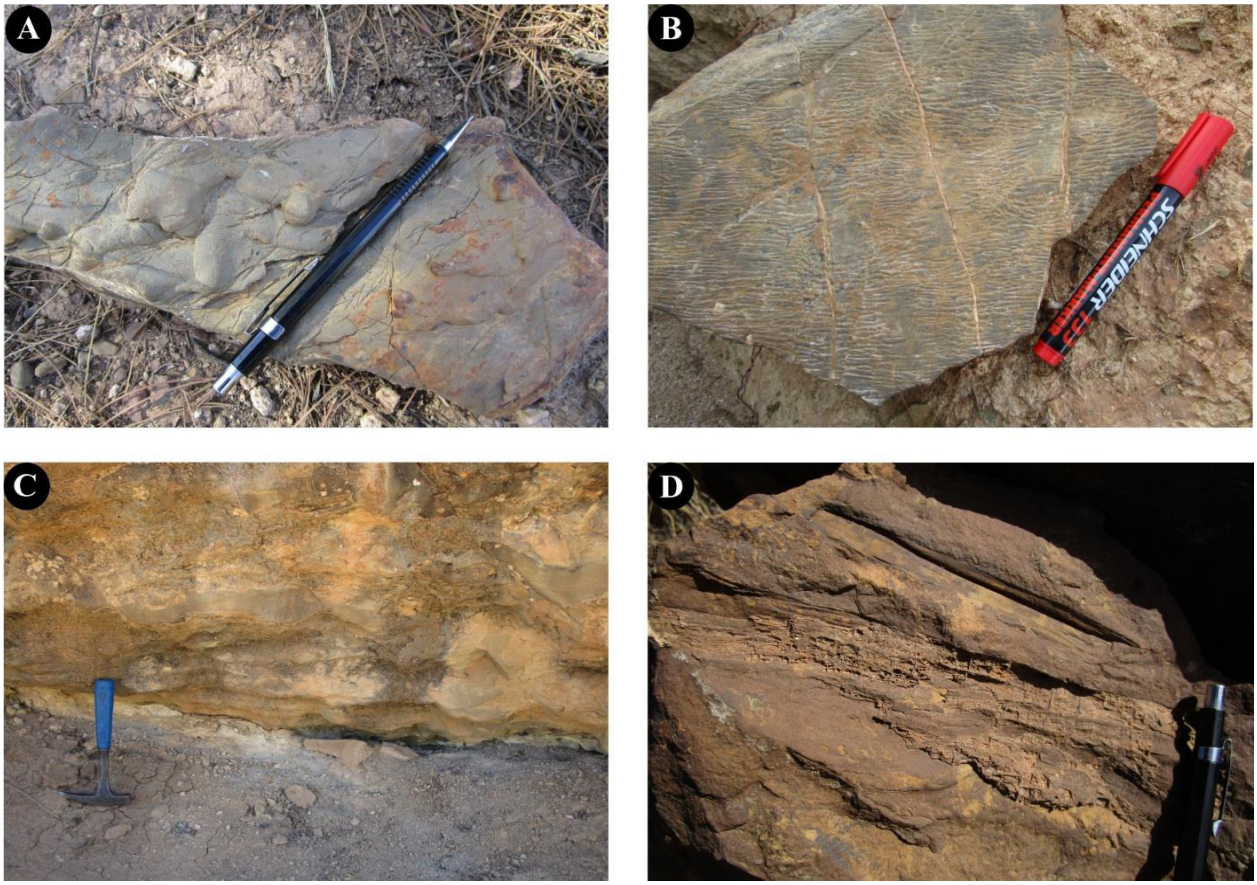


Fig. 14 : **(A)** Figure d'affouillement «*Flute casts*» ; **(B)** figure de ruissellement «*Rill marks*» ; **(C)** figure de charge sédimentaire «*Load structure*» ; **(D)** bois flottants silicifiés.

Au-dessus duquel, l'alternance redevient serrée avec l'apparition des nodules ferrugineux, et quelques figures de glissement synsédimentaire (*slumps*) (Fig.15).

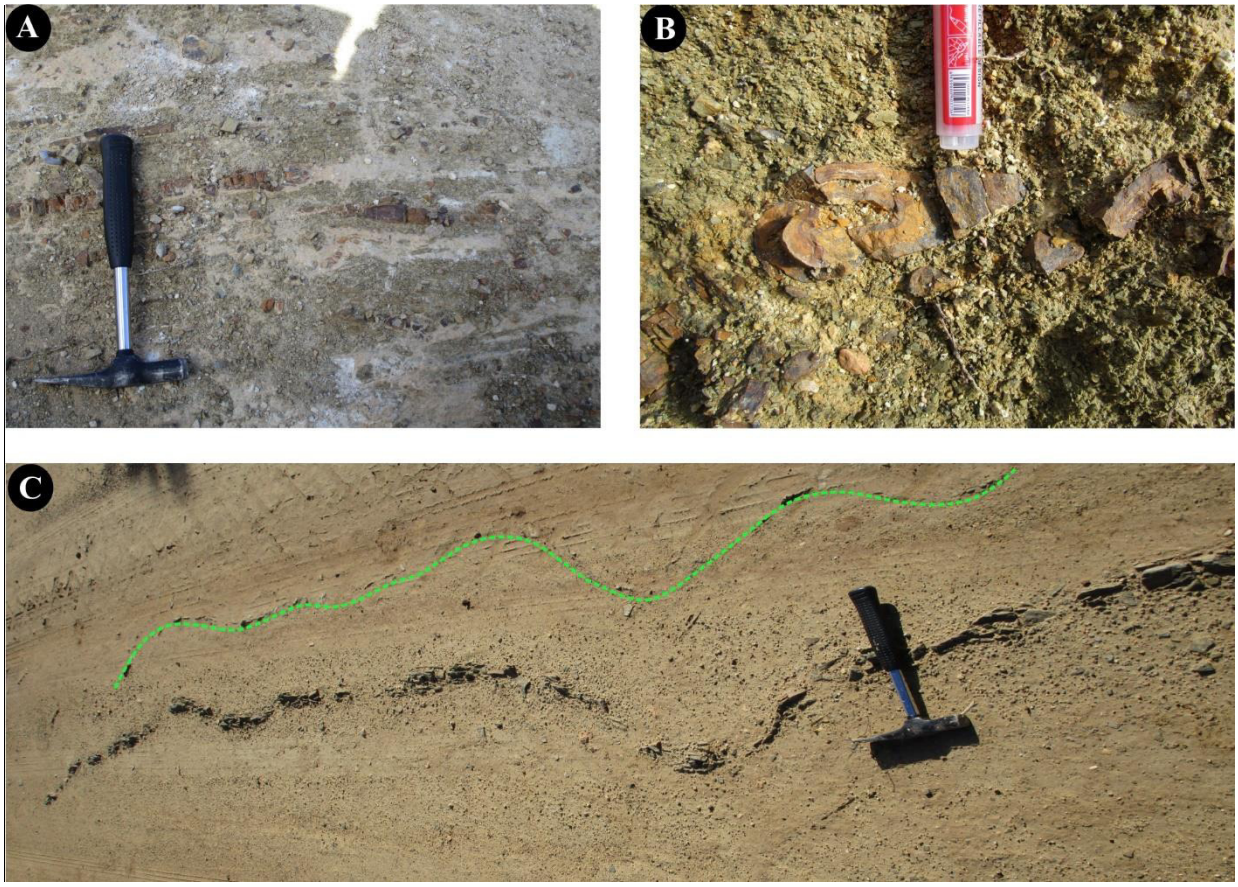


Fig. 15 : **(A)** Des passées gréseuses aux seins des argiles verdâtres ; **(B)** détail de **A** montrant la présence d'un nodule ferrugineux ; **(C)** une structure slumpée.

Vers le sommet, et après une lacune de visibilité (LDV= 500 m) la sédimentation réapparait d'une manière serrée entre les niveaux gréseux brunâtres foncés à jaunâtres orangés, centimétriques à décimétriques et des argiles verdâtres sous forme d'interlits. On note, la présence de quelques laminations planes et parallèles, ondulées (Fig. 17) et des rides lingoïde de direction NW-SE.

L'analyse microscopique du premier niveau gréseux (L3 ; Fig.10) au-dessus des grés à laminations parallèles ondulées, révèle une roche globalement riche en grains de quartz de taille différente, mais généralement entre 0,05 à 0,1 mm en moyen, montrant un classement moyen parfois mauvais. Ils sont associés avec des muscovites, plagioclases et des biotites avec une présence très discrète des minéraux accessoires tels que le zircon ayant une orientation distincte des minéraux. Il est à noter que, cette roche est affectée par des microfillons qui sont remplis par des ciments calcitiques ou/et ferrugineux secondaires (Fig. 16).

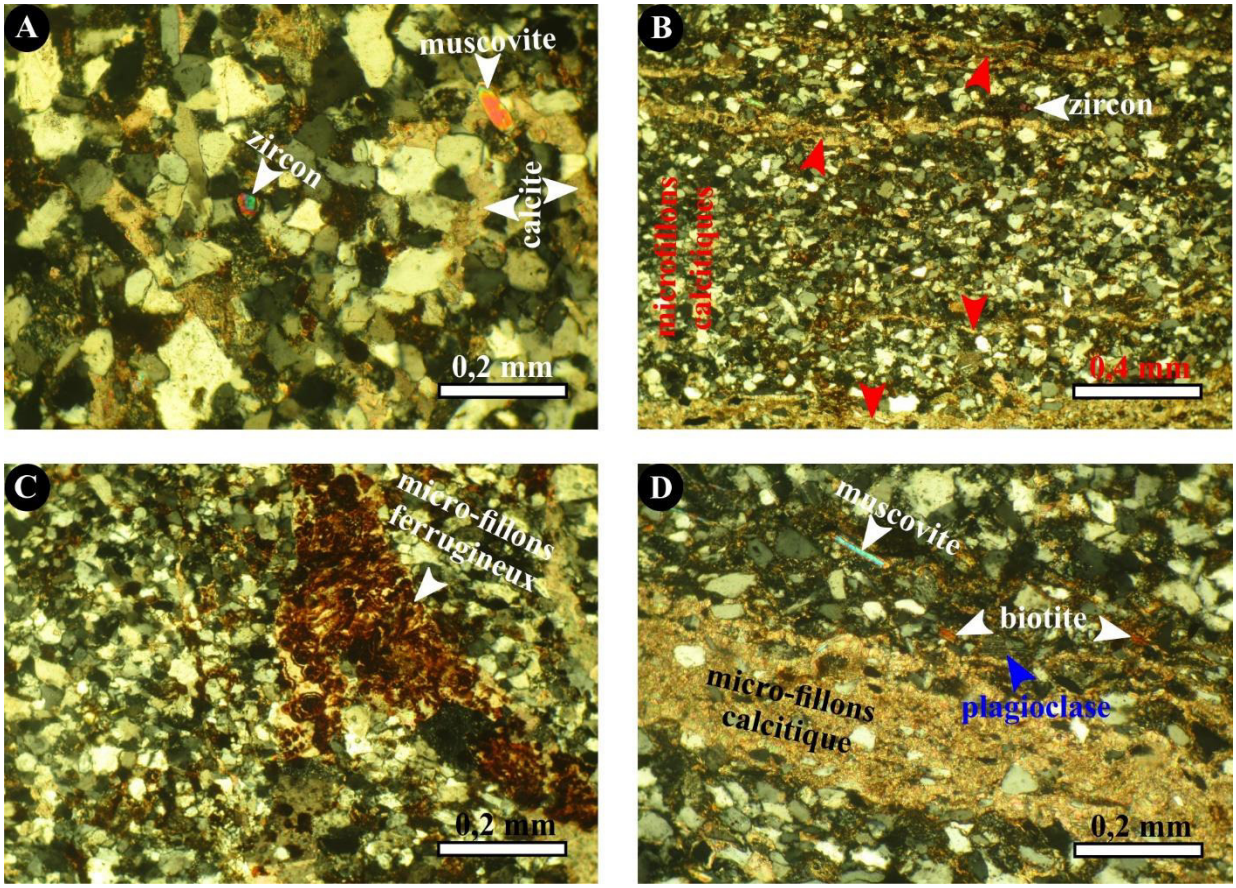


Fig. 16 : L'étude microscopique montrant un grés fin affecté par des microfillons calcitique ou/et ferrugineux.

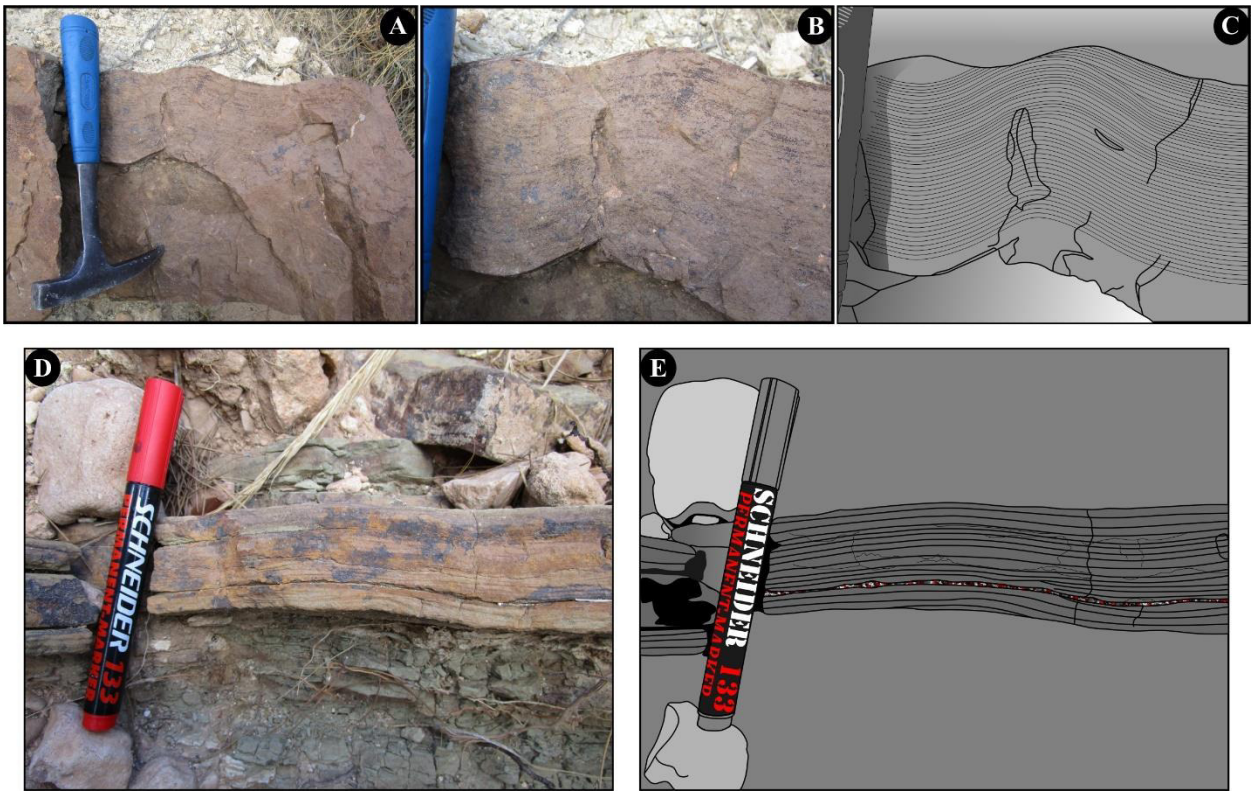


Fig. 17 : **(A** et **B)** Laminations parallèles ondulées ; **(C)** détail de **A** et **B** ; **(D)** laminations parallèles horizontales ; **(E)** détail de **D.**

Vers le sommet de cet ensemble, l'alternance argilo-gréseuse redevient encore plus serrée que la précédente, entre des grés friables fins de couleur jaunâtres à la patine devenant jaunâtres clairs à la cassure et des argiles verdâtres, intercalées avec de minces passées gréseuses dessinant des épisodes strato-décroissantes répétitifs entre eux. Cette alternance commence par quelques niveaux gréseux implantés dans des masses argileuses (Fig.18A). Ces derniers sont sculptés par des microlaminations en mamelons (*HCS*) et les microlaminations en creux (*SCS*) (Fig. 18B et C).

Vers le haut ces niveaux gréseux redeviennent de plus en plus minces et serré avec les argiles montrant des laminations obliques à leur interface avec des rides de vagues à leur sommet (Fig. 19A et B).

Fig. 18 : **(A** et **B)** Un niveau gréseux emballé dans une masse argileuse renfermant des microlaminations en *HCS & SCS* ; **(C)** détail de **A** et **B**.

Il est nécessaire de noter, que cette partie où deuxième unités dans l'ensemble inférieur, est caractérisée par la présence de quelques figures d'échappement des fluides et des failles synsédimentaires (Fig. 19C et D), avec des traces fossiles dont le comportement est généralement *Cubichnia, Fodichnia* et *Repichnia*, avec une nette abondance et une diversité marquante.

L'enchainement vertical de cet ensemble s'achève par un banc gréseux massif décimétrique, très riche en traces fossiles (*Cubichnia* et *Repichnia*) et quelques figures d'affouillement.

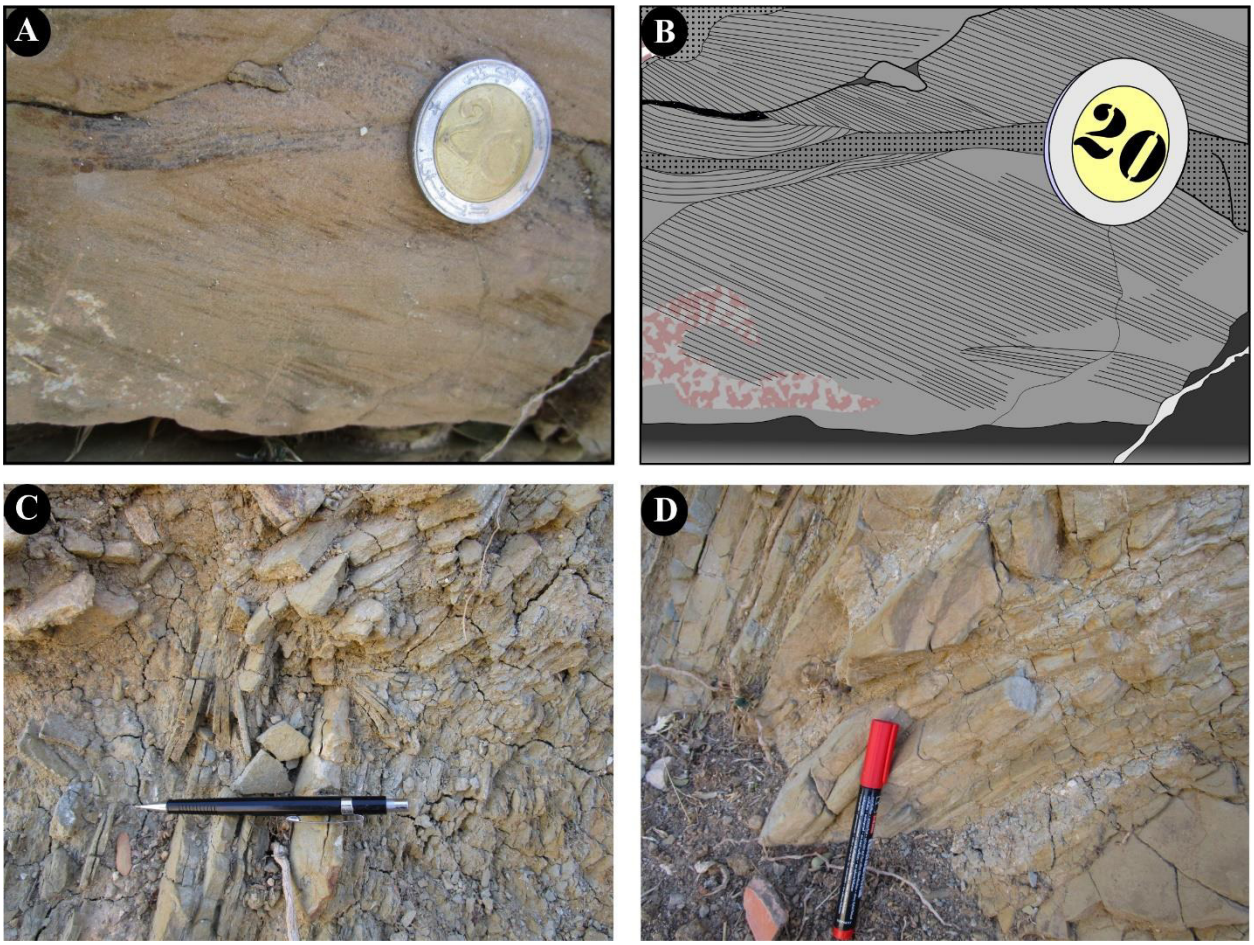


Fig. 19 : **(A)** Laminations obliques ; **(B)** détail de **A** ; **(C)** figure d'échappement des fluides (*escape structure*) ; **(D)** faille synsédimentaire.

B- Ensemble II ; argilo-marno-calcaires : (85 m)

Il s'agit d'une alternance très espacée entre des combes d'argiles vertes sans intercalations gréseux apparemment azoïque prenant un aspect bariolé vers le haut (Fig. 25A), et trois passées marno-calcaires pseudonoduleux parfois noduleux, généralement micritique de couleur blanchâtre à la patine, grisâtre foncée à la cassure qui s'intercalent dans les « Argile de Faïdja ». (Fig. 21A, B et C). Il est subdivisé de bas en haut :

1. Marno-calcaire inférieur : (4 m)

Il est caractérisé par une alternance régulière entre des marnes grisâtres et des calcaires pseudonoduleux qui deviennent vers le haut noduleux sous forme de pelures d'oignons (Fig. 21A). Cette passée s'étend sur une épaisseur de quatre mètres.

L'étude microscopique de ce niveau (L4 ; Fig. 10) a révélée des calcaires micritiques qui contiennent de rares éléments squelettiques représentés par quelques rares foraminifères et crinoïdes, avec des spicules d'éponges et une présence discrète des éléments remaniés, tels que les grains de quartz et les paillettes de muscovite. Cette association des éléments avec un liant micritique suggère un calcaire biomicritique au sens de Folk (1959), et un calcaire à texture mudstone à wackstone au sens de Dunham (1962), (Fig. 20).

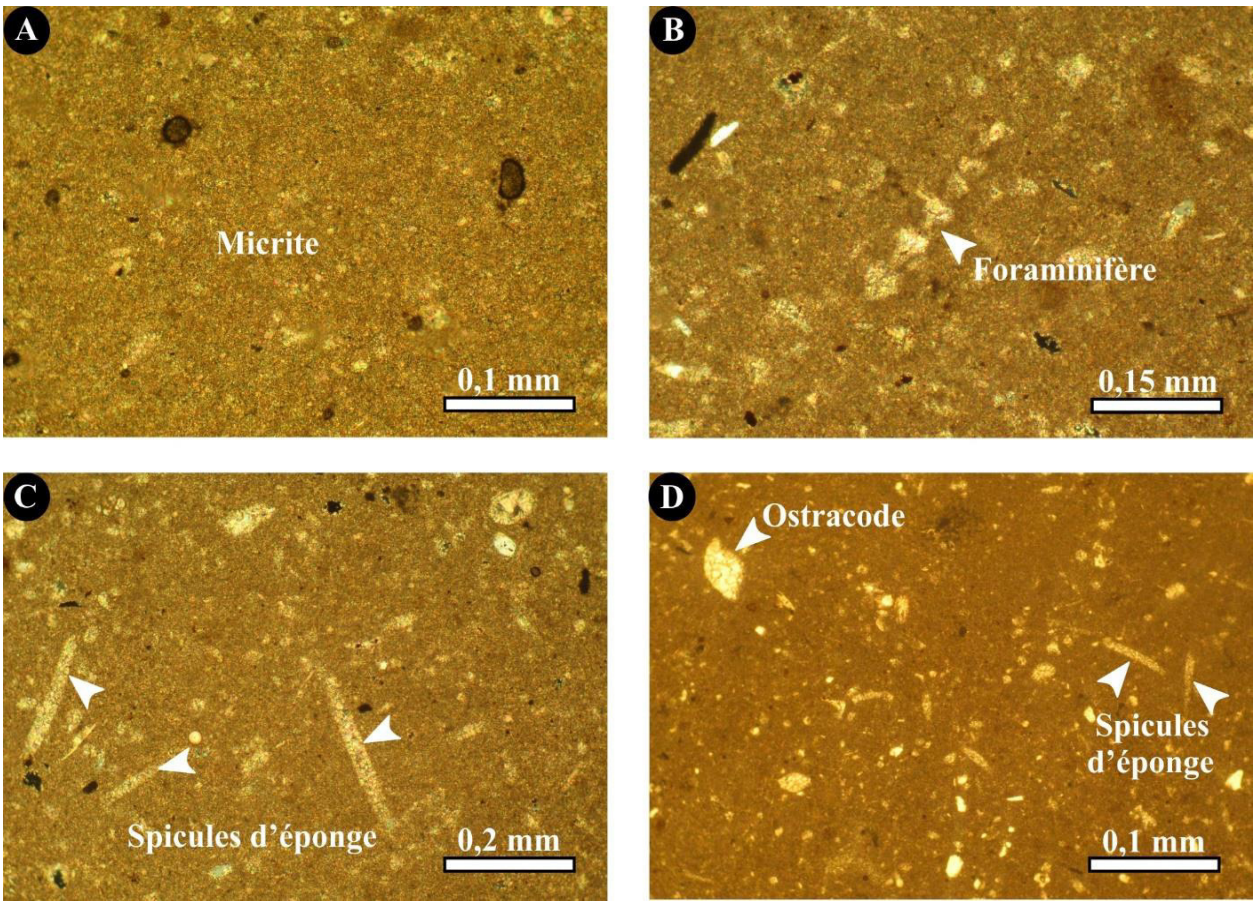


Fig. 20 : L'étude microscopique de la passée marno-calcaire inférieur montrant une biomicrite à texture mudstone à wackstone.

2. Marno-calcaire médian (Fig. 20B) : (6 m)

Cette passée marno-calcaire est située à une vingtaine de mètres environ au-dessus de la précédente. Epaisse d'environ 6 m, elle se développe au-dessus d'une combe d'argiles vertes, où elle est formée d'une alternance de couches marneuses ou marno-calcaire grisâtres et de bancs calcaires micritique pseudonoduleux (Fig. 21C).

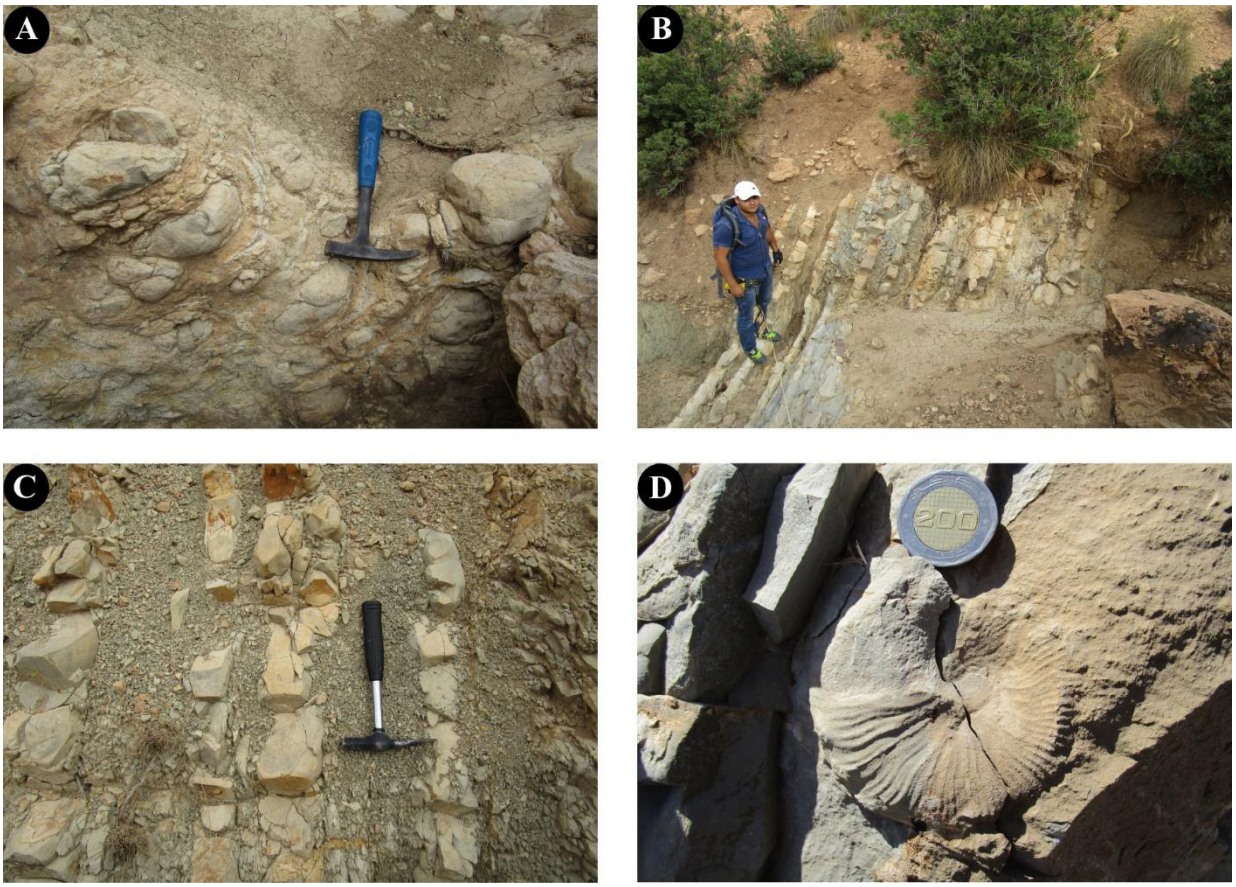


Fig. 21 : **(A)** Calcaires noduleux en pelures d'oignions ; **(B)** Marno-calcaire médian ; **(C)** une alternance entres des marnes grises et des calcaires pseudonoduleux micritiques ; **(D)** une faune d'ammonite des marno-calcaires supérieur.

L'analyse microscopique de cette passée marno-calcaire médiane (L5 ; Fig. 10) illustre un calcaire purement biomicritique, leur portion squelettique (biologique) est seulement matérialisée par quelques rares foraminifères et d'ostracodes avec d'autres bioclastes probablement des fragments d'échinodermes. Ainsi, la partie non-squelettique marque son existence par une portion très discrète de pellets, avec une faible augmentation de taux des éléments remaniés quartzeux. Ces constituants conduisent à distinguer un calcaire à texture wackstone à tendance vers le packstone (Fig. 22).

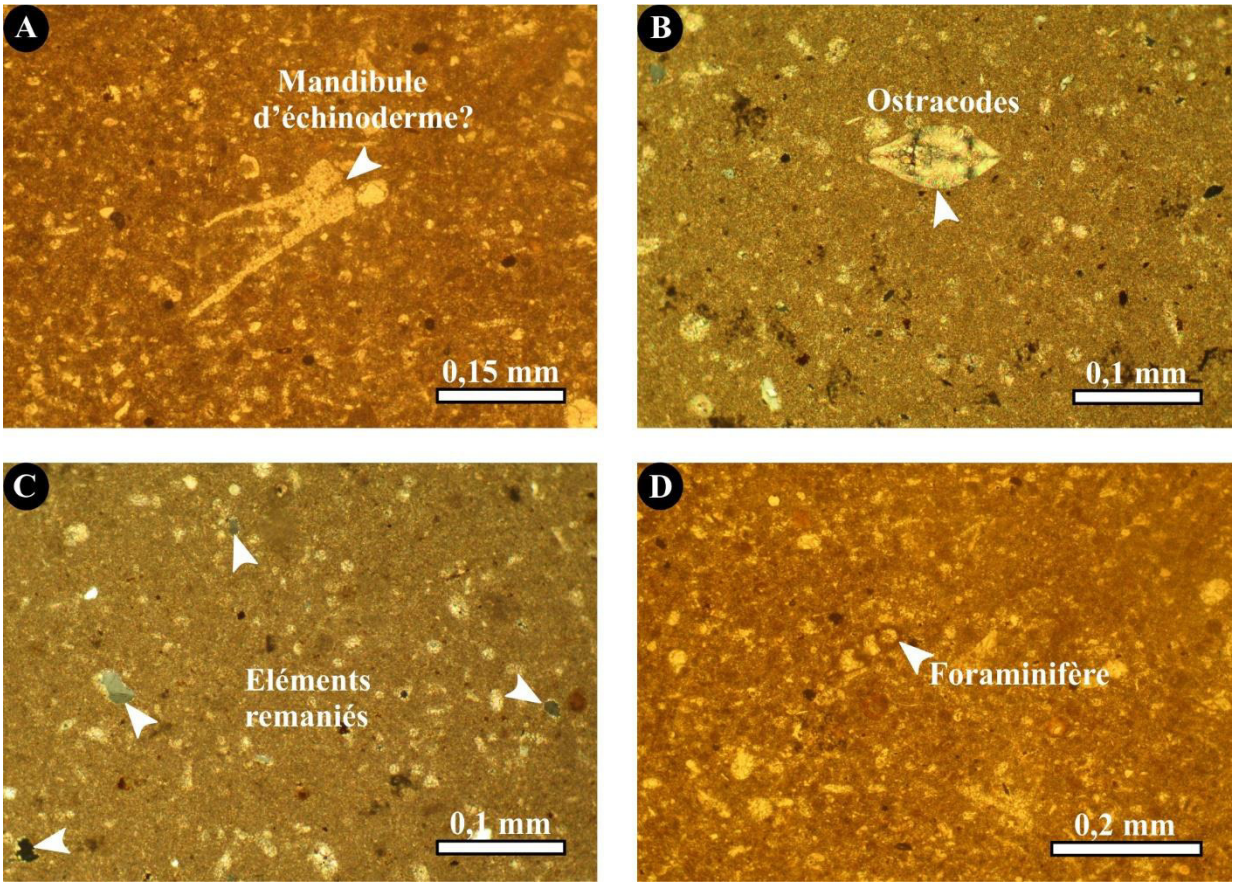


Fig. 22 : Analyse microscopique des marno-calcaires médian, illustrant un calcaire purement biomicritique, à texture wackstone à packstone.

3. Marno-calcaire supérieur : (6 m)

D'épaisseur sensiblement égale à la précédente (6 m), elle montre une succession monotone de marnes grises et des calcaires micritiques pseudonoduleux (Fig. 23), développés à 70 m du toit de la formation des « Argiles de Faïdja ». Cette passée nous a livré quelques faunes d'ammonites (Fig. 21D) et de rares rostres de bélemnites.

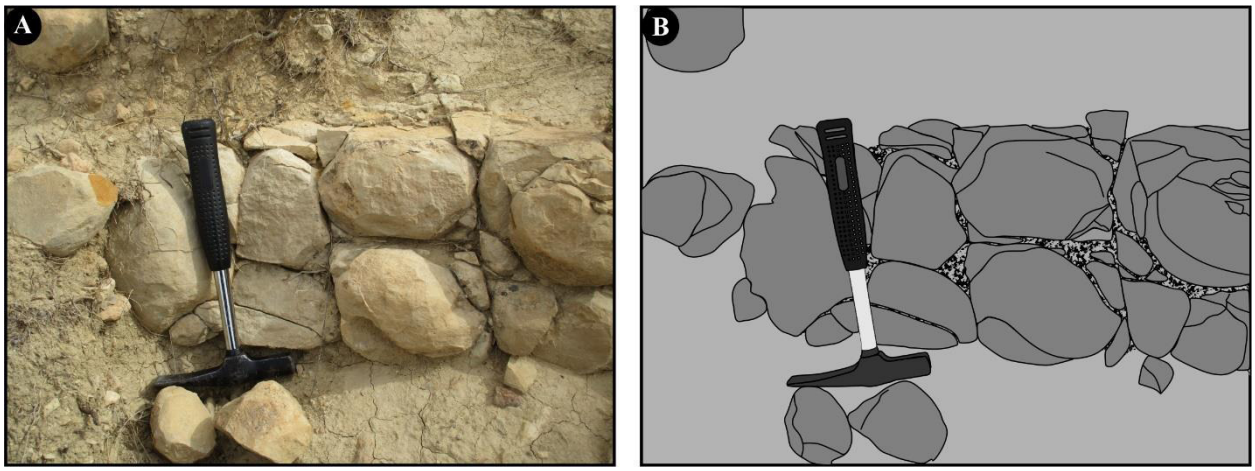


Fig. 23 : **(A)** un niveau de calcaire pseudonoduleux dans les marno-calcaire supérieur ; **(B)** détail de **A**.

Ces marno-calcaire supérieur (L6 ; Fig. 10) montrent une biomicrite relativement riche en éléments squelettiques que les précédentes alternances. Ils sont matérialisés par de rares rostres de bélemnites, tiges de crinoïdes, foraminifères, ostracodes, algues et des spicules d'éponges. Il s'agit de biomicrite à texture packstone (Fig. 24).

Il est à noter que, les éléments remaniés tels que les grains de quartz et quelques paillettes de muscovite sont présents dans cette passée supérieure.

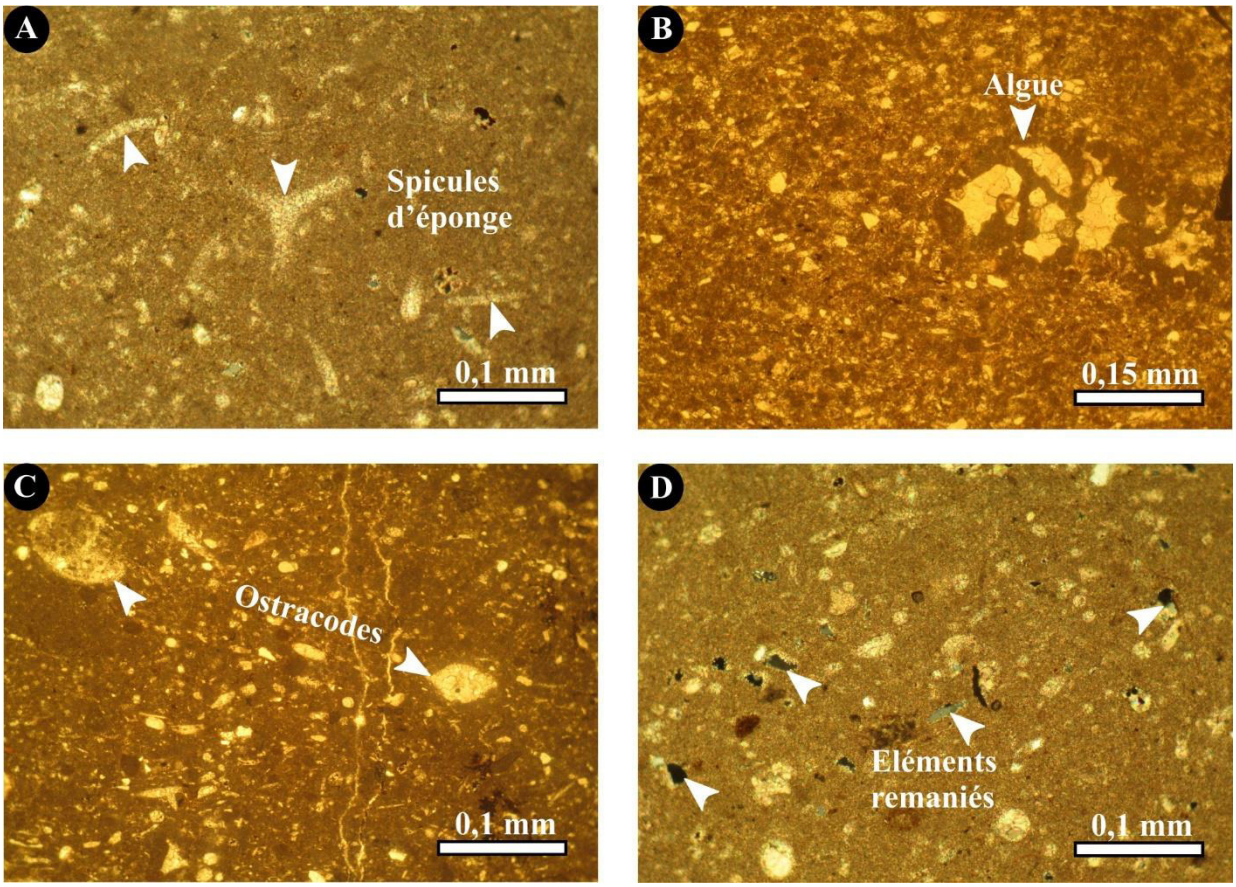


Fig. 24 : L'étude microscopique des marno-calcaires supérieur montrant un calcaire biomicritique, à texture de packstone.

L'observation ichnologique a montré la présence de quelques traces d'habitation et de nourriture (*Dwelling, Feeding traces*) ainsi, de perforation (*Boring*).

C- Ensemble III ; argilo-gréseux supérieur dilaté : (35 m)

Au-dessus de la passée marno-calcaire supérieur et l'ensemble médian, la sédimentation redevient détritique respectivement entre des argiles le plus souvent vertes et des grés généralement jaunâtres orangés.

Tout d'abord, elle commence par un banc gréseux en plaquette à granolométrie fine avec des laminations parallèles, de couleur jaunâtre orangée à la patine, jaunâtre claire à la cassure (Fig. 25A et B). Il est surmonté par un niveau gréseux à grains fins, d'épaisseur centimétrique caractérisé par des figures de semelle (*Flute casts*), des laminations parallèles horizontales, et rides de vagues dans sa partie sommitale (Fig. 25C). Ce niveau est caractérisé par des terriers branchus abondants et diversifiés.

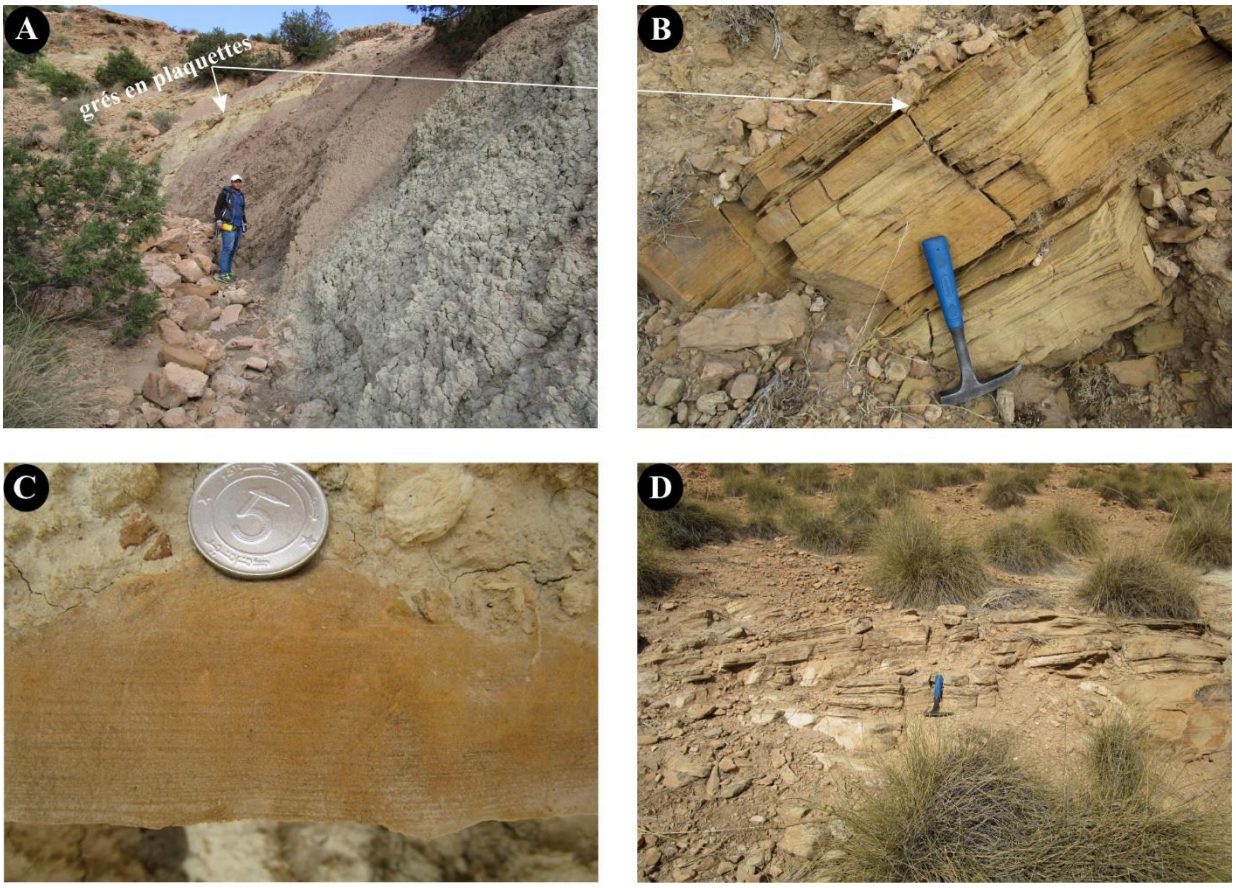


Fig. 25 : **(A)** Une combe d'argile bariolée marquant la fin de l'ensemble médian ; **(B)** des grés en plaquettes à laminations parallèles annonçant le début du troisième ensemble ; **(C)** ride de vague avec des laminations parallèles ; **(D)** une structure chenalisée.

Vers le haut, apparait des bancs gréseux durs et massifs d'épaisseur métriques qui ne présentent aucune structure sédimentaire. Ils sont caractérisés par des couleurs jaunâtres à jaunâtres orangées à la patine devenant purement jaunâtre à la cassure, avec des grains fins. Ces

bancs gréseux s'intercalent avec des argiles verdâtres jusqu'au l'apparition du dernier niveau gréseux achevant cette formation.

Il s'agit d'un banc décimétrique plus ou moins friable caractérisé par des figures de glissement synsédimentaire (rouleau de *Slump*) avec des figures d'échappement de fluides (*escape structures*) de taille considérable (Fig. 26). Ce niveau présente localement des masses gréseuses sous forme de chenaux (Fig. 25D).

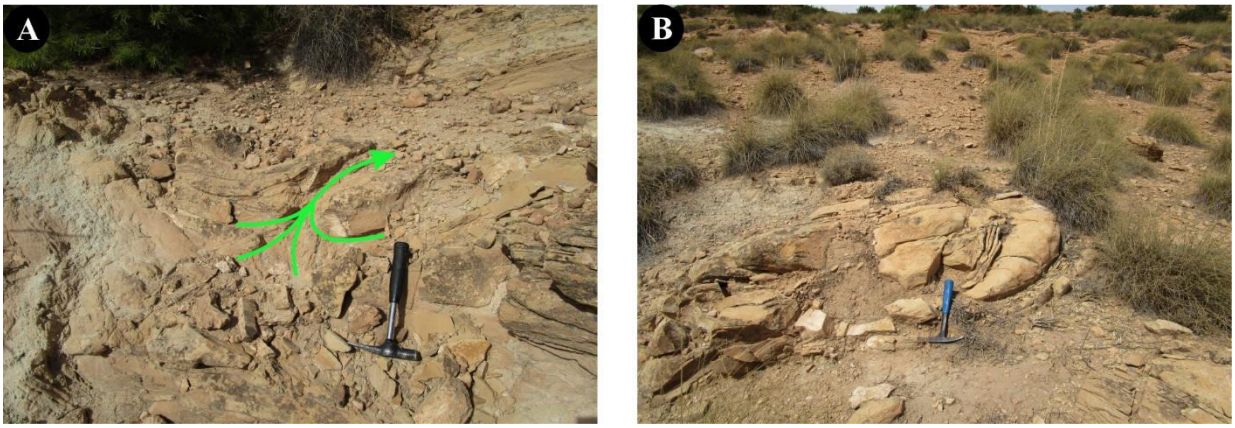


Fig. 26 : **(A)** figure d'échappement des fluides (*escape structures)* ; **(B)** un rouleau de *Slump*.

IV. ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE :

La rareté de la faune dans la coupe étudiée d'Aïn Bezzez nous a obligé de se référé à l'attribution stratigraphique faite par Caratini, 1970 ; Atrops & Benest, 1981 ; Benest, 1985, pour un calage stratigraphique, nous préférons donner l'attribution stratigraphique des formations sus et sous-jacentes de la formation des « Argiles de Faïdja » :

Pour la formation des « Calcaires du Nador », elle est attribuée au Callovien inférieur à moyen grâce à une faune d'ammonite récoltée au sein duquel, le les bancs calcaires les plus récents appartiennent à la partie supérieure du Callovien moyen (zone à *Coronatum*) (Caratini, 1970).

Alors que la formation des « Grés de Sidi Saâdoun » s'étale depuis le Callovien moyen jusqu'à l'Oxfordien moyen à leur sommet, car il est matérialisé par un niveau de brèche calcaire à faunes caractérisant l'Oxfordien moyen (zone à Transversarium).

Dans la formation des « Argiles de Faïdja », les deux dernières passées marno-calcaire ont livré des faunes d'ammonites de l'Oxfordien supérieur (zone à Planula) et du Kimméridgien inférieur (zone à Hypselocyclum et à Divisum). Ainsi, la limite Oxfordien-Kimméridgien se

situe, selon toute vraisemblance entre les deux épisodes marno-calcaires médian et supérieur. Par commodité, nous la placerons au sommet de la passée marno-calcaire médiane (Atrops & Benest, 1981 ; Benest, 1985).

Et à partir de cela, on peut conclure que la formation des « Argiles de Faïdja » peut être mise en place à partir de l'Oxfordien supérieur jusqu'au Kimméridgien moyen, car la partie basale de la série carbonatée de Taga est d'âge Kimméridgien supérieur.

V. CORRÉLATION ENTRE LES DEUX SECTEURS DE SIDI SAÂDOUN ET D'AÏN BEZZEZ :

La corrélation lithostratigraphique entre les deux secteurs de Sidi Saâdoun et d'Aïn Bezzez est basée essentiellement sur les caractères lithologiques de la formation étudiée et de point de vue chronologique.

Dans les deux secteurs, la formation des Grès de Sidi Saâdoun est surmontée par une puissance formation silicoclastique, c'est la formation des Argiles de Faïdja. Elle montre une très grande ressemblance et affinité lithologique entre les deux secteurs, avec une réduction remarquable de l'épaisseur du plus en plus vers le SW (le secteur de Sidi Saâdoun). Le secteur d'Aïn Bezzez est caractérisé par le développement des trois passées marno-calcaires par rapport et relativement du secteur de Sidi Saâdoun, car ces trois passées ont une extension sur tout le chainon du Nador.

La grande épaisseur de cette formation confirme l'idée d'un apport détritique très important qui vient combler le sillon du Nador, et qui s'explique par une subsidence active, dans ce cas peut être contrôlé par la tectonique (Le rejoue de failles normales de horsts et grabens) et/ou par la charge sédimentaire. Ce phénomène de la subsidence fonctionne dans tout le bassin durant la période de l'installation de cette formation (Oxfordien supérieur à Kimméridgien moyen), ce qui assure toujours un espace disponible pour le comblement, expliquant la puissance épaisseur de cette formation.

Cependant, la différence d'épaisseur entre les deux secteurs de Sidi Saâdoun et d'Aïn Bezzez, ainsi, même avec d'autres secteur plus à l'Est, suggère une implication tectono-eustatique qui joue d'une façon différente entre plusieurs secteurs au sein du chainon du Nador, et qui sera dans ce cas assez remarquable dans le secteur d'Aïn Bezzez, par apport le secteur de Sidi Saâdoun. Ce qui induit à engendrer une formation dont l'épaisseur est plus grande que celui de son homologue au SW.

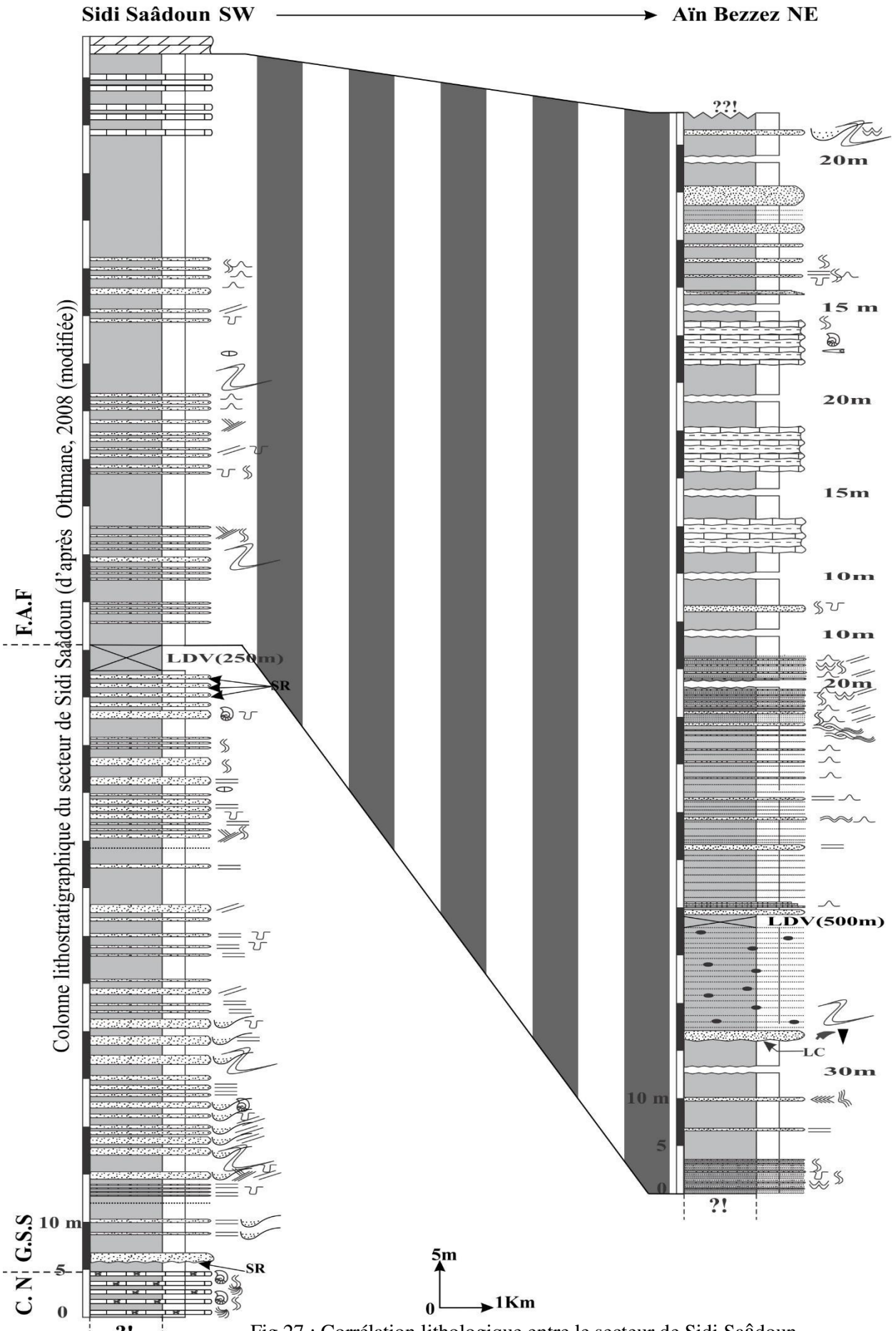


Fig.27 : Corrélation lithologique entre le secteur de Sidi Saâdoun et d'Aïn Bezzez ; **C.N** : Calcaires du Nador. ; **G.S.S** : Grés de Sidi Saâdoun. ; **F.A.F :** formation des Argiles de Faïdja.

VI. CONCLUSION :

L'étude lithostratigraphique de la formation des « Argiles de Faïdja » attribuée à l'Oxfordien supérieur à Kimméridgien moyen est caractérisée par une puissante sédimentation silico-clastique, marquée majoritairement par des alternances argilo-gréseuses avec une alternance argilo-marno-calcaires. Cet empilement est subdivisé en trois ensembles qui sont de bas en haut :

Un ensemble basal, matérialisé par une alternance rapprochée entre des argiles verdâtres parfois présentés sous formes de combes, et de bancs gréseux centimétriques à décimétriques. Cet ensemble est caractérisé par des figures hydrodynamique de type affouillement (*flute casts*) et de charge (*load casts*). L'interface comporte de diverses figures (laminations parallèles, obliques, ondulées et figures d'échappement de fluide). La partie supérieure de ces niveaux est caractérisée par la présence des rides d'oscillations symétriques et dissymétriques (rides lingoïdes), rarement des figures de ruissellement (*Rill marks*) et les structures en chevrons (*Chevrons casts*). Notant aussi, des figures d'activités organiques de type *Repichnia, Pascichnia, Fodichnia* et *Domichnia*.

Un ensemble médian, caractérisé par une alternance argilo-marno-calcaires. Les argiles sont représentées sous forme de combes, dont les épaisseurs augmentent vers le haut. Au sein desquelles, on assiste au développement des trois passées marno-calcaires grisâtres, leur examination microscopique révèle un calcaire biomicritique qui passe graduellement de texture mudstone aux packstone. Les traces organiques marquent leurs présences par quelques terriers d'habitation, et quelques perforations (*Boring*).

Un ensemble supérieur, caractérisé par une alternance argilo-gréseuse. Il débute par un banc gréseux en plaquettes, surmonté par quelques niveaux centimétriques ornés à leur base par des figures d'affouillement (*flute castes*), et des laminations parallèles à leur interface, ainsi des rides de vagues dans leur partie sommitale, ils deviennent massif vers le haut. Vers le sommet, on note, l'apparition du phénomène de slumping marqué par des rouleaux de slumps avec des figures d'échappement de fluides ainsi que, des structures de chenalisation. Les traces fossiles sont surtout d'habitation et de nourriture (*Dweeling, Feeding traces*).

Chapitre III

Sédimentologie & Ichnologie

I. INTRODUCTION :

Le présent chapitre est consacré à l'étude sédimentologique et ichnologique de la formation " des Argiles de Faïdja ", en vue d'établir un inventaire des principaux faciès et de les associer pour aboutir aux reconstitutions paléo-environnementales. Mais avant, il est judicieux de présenter quelques notions élémentaires utiles à cette démarche.

1. Notion du faciès :

Le terme " **faciès** " a été utilisé pour la première fois par Stenon, 1669, c'est un mot latin qui signifie « un aspect ». Il est définie donc comme une catégorie dans laquelle on peut ranger une roche ou un terrain, qui est déterminé par un ou plusieurs caractères lithologiques (lithofaciès) ou paléontologiques (biofaciès). Sa définition initiale remonte à Gressly (1838) qui lors de ses observations géologiques sur le Jura Soleurois a montré que « des modifications très variées soit pétrographique, soit sédimentologique, interrompent à chaque pas l'uniformité universelle,… ; ce sont des modifications que j'appellerai faciès ou aspect de terrain ». Cette définition du faciès est donc purement comparative.

Ce terme est également employé pour désigner une catégorie correspondante à un milieu ou à un domaine de sédimentation, ex : faciès récifale (Gressly, 1838).

2. Association de faciès :

Généralement, un seul faciès sédimentaire n'est pas assez suffisant pour déterminer un milieu de dépôt donné. C'est plutôt l'association de plusieurs faciès qui est crédible, et qui va nous permettre de définir les milieux considérés. Il est donc nécessaire de rassembler plusieurs faciès en assemblages représentant les différents dépôts associés à un même milieu de sédimentation.

Un faciès unitaire correspond au faciès d'une couche sédimentaire donnée. Plusieurs faciès unitaires peuvent être regroupés en associations caractéristiques d'un environnement de dépôt (Cojan & Renard, 1999). Une association de faciès correspond ainsi, à la succession verticale ou latérale de plusieurs faciès, selon la « **Loi de Walther** ».

3. Environnement de dépôt :

Un milieu de dépôt correspond à une aire de sédimentation soumise à des conditions biologiques, physico-chimiques et topographiques, dans lesquelles se déroulait le dépôt pendant

un certain temps. Pour tracer le paléoenvironnement, nous sommes attachés à suivre la répartition verticale des associations de faciès. Ce paramètre a permis de mettre en évidence des ensembles sédimentaires qui se sont influencés par des changements drastiques de sédimentation, caractérisant des environnements bien précis.

II. INVENTAIRE, DESCRIPTION ET INTERPRÉTATION DES FACIÈS DE LA FORMATION DES ARGILES DE FAÏDJA :

La description et l'identification des faciès sont basées sur l'ensemble des caractères rencontrés et identifiés sur le terrain, la nature lithologique (lithofaciès), les divers fossiles (biofaciès), la couleur (chromofaciès), les traces fossiles (ichnofaciès), ainsi que les structures et la géométrie des corps sédimentaires qui permettent de déterminer les environnements de dépôts.

L'étude lithologique de la formation « des Argile de Faïdja » a montré la succession des trois principaux faciès caractérisant trois ensembles différents (Tab. 01) :

Faciès (A) ; Les argiles :

a- Description et définition :

C'est le faciès le plus prépondérant dans la formation des « Argiles de Faïdja », il forme des masses et des combes d'épaisseur métrique parfois même décamétrique associé très rarement avec des passées gréseuses. Ce faciès argileux est de couleur le plus souvent verdâtre parfois brunâtre (argile bariolée), il se présente également en minces niveaux (interbancs) intercalés avec d'autres faciès généralement gréseux. Les argiles sont affectées à certains endroits où règne les alternances argilo-gréseuse serrée par des figures de glissements synsédimentaires (*Slumps*) et celle d'échappement des fluides (*escape structure*).

b- Interprétation :

Les argiles sont des faciès détritiques de la classe des lutites. La mise en place des particules fine en suspension s'effectue par le phénomène de floculation et de décantation de ces flocons (Cojan & Renard, 1999). Elles se déposent par les processus de décantation des particules fines en suspension dans un milieu relativement calme et par floculation des minéraux argileux (Döring, 2002). Durant des phases de calme relatif ou après la diminution de la vitesse du flot hydrodynamique responsable de dépôt des particules grossières. Les glissements et les échappements des fluides qui affectent localement ce faciès, montre probablement des phases de

perte d'équilibre sous-aquatique dues aux charges sédimentaires et des périodes à sismicités actives. Les interbancs argileux sont le résultat d'atténuation du courant hydrodynamique (Middleton & Hampton, 1973 ; Lowe, 1982) ou d'un régime d'écoulement inférieur (Walker, 1965).

Faciès (C) ; Les carbonates :

Dans le secteur d'Aïn Bezzez, les carbonates sont entièrement focalisés dans l'ensemble médian de la formation des « Argiles de Faïdja ». Ce faciès peut être subdivisé en :

Sous faciès CP ; Calcaires pseudonoduleux :

a- Description et définition :

Il s'agit des niveaux de calcaires blanchâtres à la patine grisâtres à la cassure généralement biomicritique, à texture qui va de mudstone au packstone et d'épaisseurs centimétriques, qui s'alternent avec des niveaux marneux grisâtres dans une succession monotone caractérisant seulement le deuxième ensemble de la formation des Argiles de Faïdja.

b- Interprétation :

Les calcaires pseudonoduleux sont liés à l'activité organique. Celle-ci intervient sur des sédiments meubles ou plastiques en modelant les bancs calcaires donnant d'abord de faux nodules. La surface des bancs prend alors une allure sculptée (Elmi & Ameur, 1984). Les textures de packstone et wackstone avec des bioclastes roulés et encroutés se range à un environnement de type plateforme interne, influencée par l'action des vagues de beau temps (Wilson, 1975).

Sous faciès MN ; Marnes :

a- Description et définition :

Les marnes caractérisent uniquement l'ensemble médian de la formation des Argiles de Faïdja, il se présente sous forme des niveaux grisâtres centimétriques alternés avec des niveaux calcareux.

b- Interprétation :

C'est une roche argileuse intermédiaire entre les argiles (65%) et les carbonates (35%). Il s'agit d'un dépôt mis en place par l'interaction de processus chimico-physique. Il s'agit d'une

précipitation chimique (ou biochimique) de carbonate, contrôlée par la décantation d'une fraction détritique fine à provenance locale (érosion des reliefs sous-marine) ou extérieur (continentale). Ce faciès suggère un environnement marin plus ou moins profond, à flot hydrodynamique faible voire nul (Fellah, 2009).

Faciès (G) ; Les grés :

Ce faciès prend sa place dans la formation des Argiles de Faïdja. Il s'agit de bancs gréseux centimétriques à métriques massifs de couleur jaunâtres, verdâtres, brunâtres. Généralement affectés par des figures d'origine hydrodynamique (figures de semelles, d'interfaces et de surfaces), associés avec des traces d'activités organiques. Ce faciès peut être subdivisé en :

Sous faciès GM ; grés massif :

a- Description et définition :

Ce sous faciès est beaucoup plus abondant dans le dernier ensemble de la formation des étudiée, il se présente sous formes de bancs durs métriques à granulométrie fine à moyenne, souvent de teinte jaunâtre orangée à la patine devenant jaunâtre à la cassure, avec une absence totale des structures et des figures sédimentaires.

b- Interprétation :

La sédimentation de ce sous faciès résulte d'un hydrodynamisme relativement puissant et rapide à partir d'un matériel en suspension (Pickering *& al.,* 1989 ; Mulder & Faugères, 2001), avec la destruction des structures primaires antérieures (Simpson, 1987 ; Simpson & Eriksson, 1990).

Sous faciès GAV ; grés à aspect vert :

a- Description et définition :

Il correspond à des niveaux gréseux verdâtres ou jaunâtres pistaches à ciment argileux avec une granulométrie généralement fine, et d'épaisseurs centimétriques à décimétriques. Caractérisant la majorité des niveaux gréseux du premier ensemble de la formation des « Argiles de Faïdja », spécialement dans sa partie inférieure.

b- Interprétation :

L'association des grains de sable avec une décantation argileuse correspond probablement à l'alternance des périodes à hydrodynamisme faible et fort, pendant un laps du temps court (Mounji, 1999). Le caractère argileux, localement laminaire, indique une sédimentation sous la zone d'action des vagues de beau temps (DA Silva, 2004). La présence occasionnelle des traces biogéniques témoignent d'une richesse nutritionnelle dans le sédiment.

Sous faciès GBF ; grés à bois flottants :

a- Description et définition :

Il se présente sous forme d'un niveau gréseux de 1,5 m orné à sa base par des figures de charge (*Load structure*), caractérisé par un granoclassement négatif et une couleur brunâtre ou rougeâtre foncé à la patine qui devient à une couleur verdâtre claire à la cassure, ce niveau est riche en fragments de bois silicifiés de taille différente.

b- Interprétation :

La présence des fragments de bois flottants indique une influence continentale (fluviatile) ou mixte (deltaïque), qui assure le transport des éléments terrigènes dans un environnement marin (Ziani, 2013). Ces éléments terrigènes viennent perturber la tranquillité d'un milieu caractérisé par une sédimentation argileuse qui indique un environnement profond.

Sous faciès GNF ; grés à nodules ferrugineux :

a- Description et définition :

Le sous faciès des grés associé avec des nodules ferrugineux parfois avec des *Septaria* est enregistré seulement dans l'ensemble inférieur, au sein d'une combe argileuse verdâtre. Il se présente sous forme de minces passées gréseuses d'ordre millimétrique de couleur rougeâtre ou brunâtre, renfermant des nodules ferrugineux et quelques rares *Septaria.*

b- Interprétation :

La présence des passées gréseuse de couleur rougeâtre au sein des argiles, témoigne d'un apport terrigène très faible mais riche en fer, lors de phénomène de la décantation des argiles, au moment de la diminution de la vitesse du flot hydrodynamique. Les nodules ferrugineux et les

Septaria se forment à partir de l'action combinée de la diagenèse et de la compaction qui contrôlent leurs géométries et leurs structures internes (Bouterfa, 1999).

Sous faciès GLPH ; grés à lamination parallèle horizontale :

a- Description et définition :

Ce sous faciès correspond à des bancs centimétriques, à grains fins ou moyens de couleur jaunâtre orangé s'organisant en laminations horizontales.

b- Interprétation :

Les litages horizontaux résultent d'un courant unidirectionnel de fond ayant exercé une action de traction et de classement des grains. Le flot est provoqué par un régime d'écoulement rapide (Harms & *al.,* 1982 ; Cojan & Renard, 1997 ; Bouterfa, 1999). Il reflète une influence hydrodynamique sous un régime d'écoulement supérieur (Walker, 1965), ou par un courant turbiditique de faible densité (Lowe, 1982).

Sous faciès GLPOV ; grés à lamination parallèle ondulé et rides de vague :

a- Description et définition :

Ce faciès est rarement observable dans le premier ensemble, il ne s'agit que d'un seul niveau gréseux (0, 25 m) à granolométrie fine, de couleur brunâtre foncée à la patine devenant verdâtre à la cassure. Il se caractérise par des laminations parallèles ondulés, surmonté par des rides de vagues dans sa partie sommitale.

b- Interprétation :

La formation des laminations parallèles ondulées seront donc très probablement dues à l'action des tempêtes dans le Shoreface supérieur (Heward, 1981 ; McCubbin, 1982) ou l'Offshore médian (Leckie & Krystinick, 1989 ; Yagishita, 1994). Alors que la présence de rides de vagues au sommet de ce niveau, implique l'action d'un écoulement oscillatoire de vague (Boersma, 1970 ; Rossetti, 1997) dans un régime d'écoulement inférieur (Chamley, 1987 ; Cojan & Renard, 1999), qui serait dans ce cas mis en place après le retour aux conditions initial du milieu.

Sous faciès GHCS et GSCS ; grés à micro HCS & SCS :

a- Description et définition :

Il s'agit d'une coexistence entre deux structures différentes, sous forme d'un dôme (*Hummocky)* et un creux (*Swaley*) rencontrés au sein de quelques bancs centimétriques de grés fins, à couleur jaunâtre ou blanchâtre, emballés dans une masse argileuse. Ils montrent en section des micro-litages en *HCS* et *SCS.*

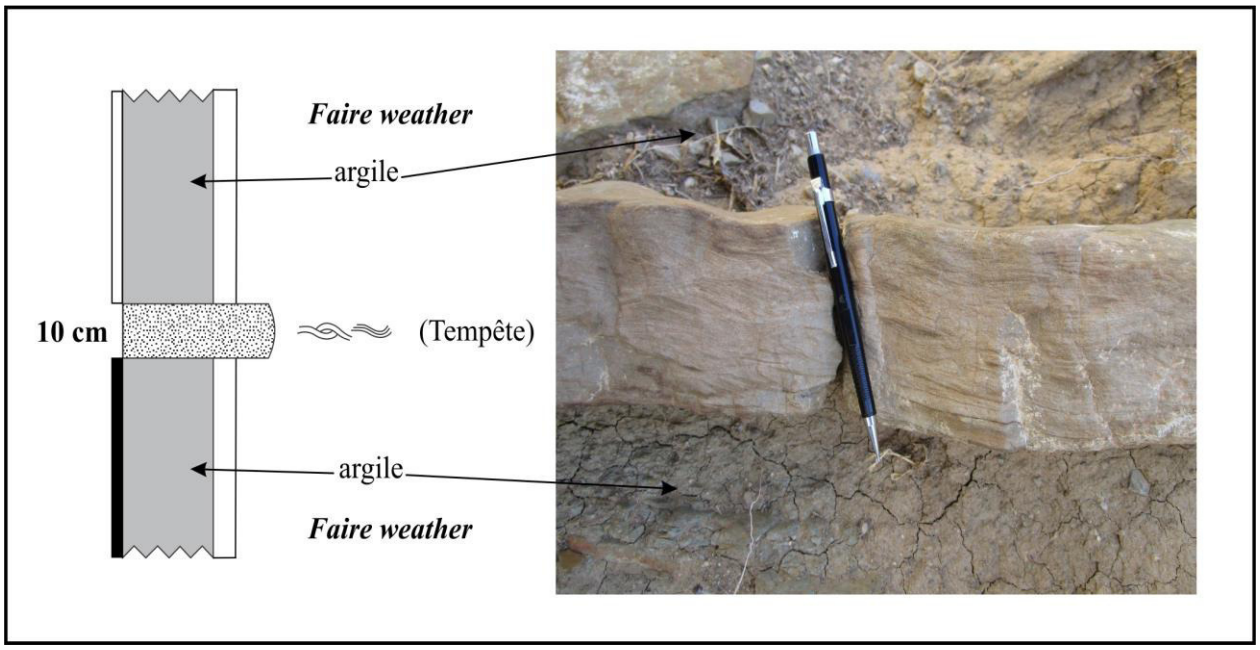


Fig. 28 : coupe schématique d'une séquence corresponde à une tempêstite distale.

b- Interprétation :

Ces bancs forment des séquences sableuses plus ou moins complètes de tempêtes et correspondraient à des tempêstites distales (Guillocheau, 1990). Les *HCS* se forment au-dessus de la limite d'action des vagues de tempête, depuis la plaine côtières, jusqu'à la rupture de la pente continentale (Guillocheau, 1991), alors que les *SCS* se forment par l'action érosive de ces *HCS* sous l'effet d'un régime hydrodynamique supérieur en leur donnant une forme en creux, ou bien des laminations résultants essentiellement de creusement ultérieurement comblés par des sédiments (Leckie & *al.*, 1982). Les interlits argileux seraient le résultat d'une décantation, survenue après le retour aux conditions initiales de beau temps (Bouterfa, 1999). L'absence des structures érosives de tempêtes, notamment les "gouttières" et des "sillons" d'érosion (*gutter casts* et *furrow casts*) traduit l'incapacité des courants à éroder le substratum, ce qui traduit un milieu de dépôt relativement profond (Bendella, 2012).

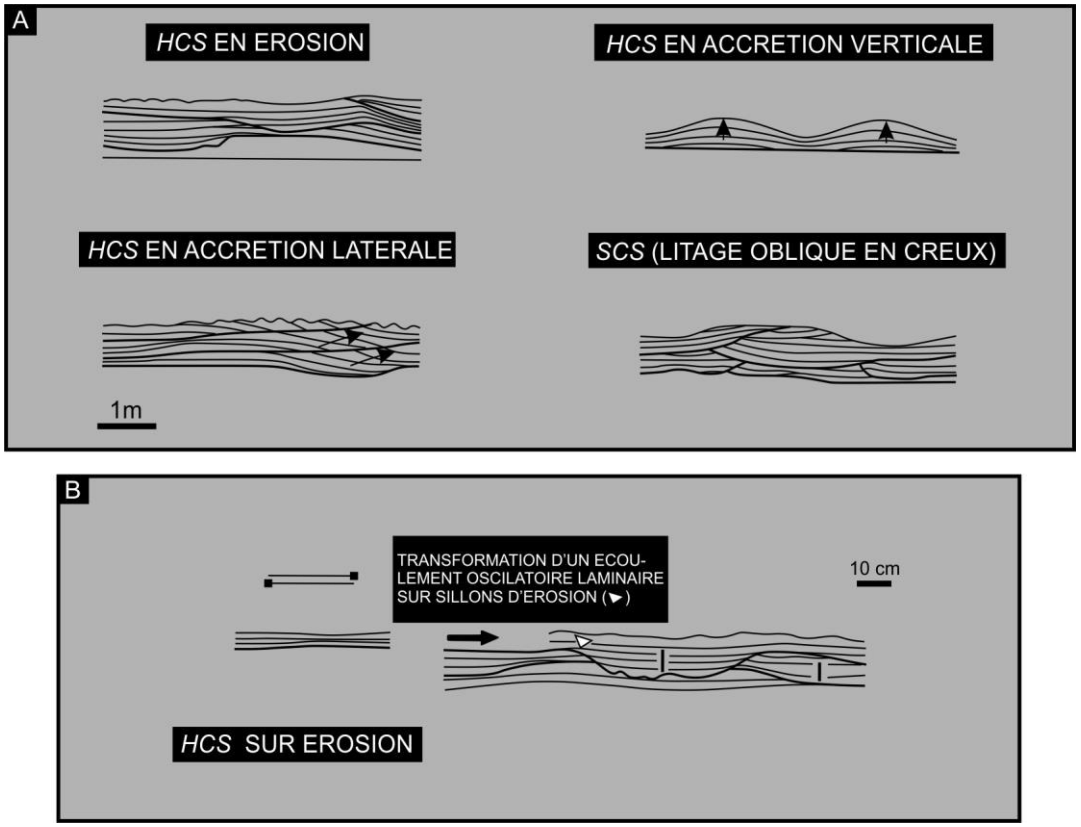


Fig. 29 : A ; les différents types de litages obliques en mamelons. B ; mode de formation d'une *HCS* en érosion (d'après Guillocheau, 1991 *in* Bouterfa1999).

Sous faciès GLO ; grés à lamination oblique :

a- Description et définition :

Ce faciès est caractérisé par des litages obliques au sein des niveaux gréseux jaunâtres centimétriques à granulométrie fine surmontés parfois par des rides de vagues. Ils apparaissent dans la dernière alternance serré argilo-gréseuse de l'ensemble inférieur.

b- Interprétation :

La formation des laminations obliques peut être interpréter par la migration des rides (Reineck & Singh, 1973). Leur formation est due probablement à un courant rapide, qui vient après la construction des rides de courants qui vont subir des effets de section et de pression et s'amorce alors des déformations hydrodynamiques synsédimentaires (Chamley, 1987).

Sous faciès GRV ; grés à rides de vagues :

a- Description et définition :

Il se présente sous forme de bancs centimétriques de grés fins avec une teinte jaunâtre à blanchâtre ornés par des rides de vague souvent à crêtes symétriques, ils sont fréquents dans la

partie sommitale de l'ensemble inférieur des Argiles de Faïdja, et un niveau gréseux centimétrique de couleur jaunâtre orangé de l'ensemble supérieur.

b- Interprétation :

Les rides sont l'expression fondamentale par les particules sableuses du mouvement de l'eau au-dessus de la surface sédimentaire. Elles se forment dans un régime d'écoulement inférieur (Chamley, 1987 ; Cojan & Renard, 1999). Les rides qui montrent des crêtes symétriques ou faiblement asymétriques à de nombreuses bifurcations sont des rides de vagues, ces derniers se forment par un courant oscillatoire au-dessus de l'action des vagues de tempête. (Chamley, 1987 ; Guillocheau & Hoffert, 1988 ; Lucchi, 1995 ; Cojan & Renard, 1999 ; Collinson & *al.,* 2006).

Sous faciès GRL ; grés à rides lingoïdes :

a- Description et définition :

Il apparait au sein de l'ensemble inférieur dans un niveau gréseux centimétrique de couleur verdâtre très foncé avec des taches noirâtres. Sa partie sommitale est ornée par une surface de rides lingoïdes qui présentent une faible asymétrie.

b- Interprétation :

La mise en place des surfaces à rides lingoïdes reflète une profondeur décroissante avec une augmentation de la vitesse de courant (Fairbridge & Bourgeois, 1978).

Sous faciès GP ; grés en plaquettes :

a- Description et définition :

Il correspond à un banc centimétrique qui marque le début de dépôt gréseux dans l'ensemble supérieur de la formation des « Argiles de Faïdja ». Il est formé par la superposition de minces lits gréseux de couleur jaunâtre orangé à grains fins à moyens, souvent associé à des grès à laminations horizontales.

b- Interprétation :

Ce faciès est le résultat d'un courant unidirectionnel à régime de flot supérieur, ou un courant oscillatoire, ou peut-être même combiné (Harms & *al.,* 1982 ; Snedden & *al.,* 1988 ;

Simpson & Erikson, 1990). Le milieu idéal pour la production de ce sous faciès est le «*Shoreface*» dans sa partie la moins profonde (Reineck & Singh, 1980 ; Walker, 1984 ; Brenchley & *al*., 1986 ; Johnson & Baldwin, 1986).

Sous faciès GC ; grés chenalisés :

a- Description et définition :

Ce sous faciès caractérise le dernier niveau gréseux du troisième ensemble. Il est formé par des grés à granulométrie fine, moyenne à teinte jaunâtre orangée. Il se présente sous forme d'un chenal gréseux qui se biseaute latéralement, ses dimensions correspondent à une longueur de deux mètres, et une largeur de 40 cm.

b- Interprétation :

Les grés chenalisés sont déposés sous un régime hydrodynamique supérieur. Il est généré par des courants épisodiques plus violents de tempêtes, sous une faible tranche d'eau à phase de déblaiement et remblaiement des paléotopographies sous-aquatique créé par le courant érosif (Bendella, 2012).

Sous faciès GS ; grés Slumpés :

a- Description et définition :

Il s'agit d'un sous faciès enregistré dans les argiles à intercalation gréseux ferrugineux très minces et au sommet de la coupe sous forme d'un rouleau de *Slumps,* associé avec des figures d'échappements de fluide et des grés chenalisés.

b- Interprétation :

Ce type de sous faciès résulte d'un glissement synsédimentaire d'un matériel gorgé d'eau sur une pente (Walker, 1967), ou une tectonique synsédimentaire ou activité sismique produite dans le bassin de dépôt (Postma, 1983).

Faciès	*Sy*	*Sous faciès*	*Sy*	*Processus de formation*
Grés	G	grés massif	GM	un hydrodynamisme relativement puissant et rapide à partir d'un matériel en suspension.
		grés à aspect vert	GAV	alternance des périodes à hydrodynamique faible et fort, pendant un laps du temps court.
		grés à bois flottants	GBF	une influence continentale (fluviatile) ou mixte (deltaïque) dans un environnement marin.
		grés à nodules ferrugineux	GNF	l'action combinée de la diagenèse et de la compaction qui contrôlent leurs géométries et leurs structures internes.
		grés à lamination parallèle horizontale	GLPH	un courant unidirectionnel de fond ayant exercé une action de traction et de classement des grains. Le flot est provoqué par un régime d'écoulement rapide.
		grés à lamination parallèle ondulée et rides de vague	SLPOV	très probablement dues à l'action des tempêtes dans le Shoreface supérieur ou l'Offshore médian.
		grés à micro HCS & SCS	GHCS et GSCS	influence par des courants évènementiels de type tempêstitique.
		grés à lamination oblique	GLO	la migration des rides due probablement à un courant rapide.
		grés à ride de vague	GRV	un courant oscillatoire au-dessus de la limite d'action des vagues de tempête.
		grés à ride lingoïde	GRL	augmentation de la vitesse de courant reflétant une profondeur décroissante.
		grés en plaquette	GP	un courant unidirectionnel à régime de flot supérieur, ou un courant oscillatoire, ou peut-être même combiné.
		grés chenalisé	GC	un déblaiement et remblaiement des paléotopographies sous-aquatique créé par des courants érosifs sous un régime hydrodynamique supérieur.

		grés slumpé	GS	un glissement synsédimentaire d'un matériel gorgé d'eau sur une pente ou tectonique synsédimentaire ou activité sismique.
Argile	A			décantation des particules fines en suspension dans un milieu relativement calme et par floculation des minéraux argileux après la diminution de la vitesse du flot hydrodynamique.
Carbonate	C	calcaire pseudonoduleux	CP	liés à l'activité organique. Celle-ci intervient sur des sédiments meubles ou plastiques en modelant les bancs calcaires donnant d'abord de faux nodules.
		marne	MN	une précipitation chimique (ou biochimique) de carbonate, contrôlée par la décantation d'une fraction détritique argileuse fine.

Tab. 01 : Tableau récapulatif des principaux faciès, sous faciès et leurs processus de formation.
Sy : Symbole.

III. ASSOCIATION DES FACIÈS ET ENVIRONNEMENT DE DÉPÔT :

L'étude descriptive nous a permis de distinguer l'association de faciès en fonction de leur prédominance. Elle assure une interprétation, plus ou moins exacte aux environnements de dépôts. Un seul faciès ne permet pas de déterminer les milieux de dépôt (Homewood *& al.,* 1992).

La subdivision d'une plateforme silicoclastique en environnement, est basée essentiellement sur le degré d'énergie du flux hydrodynamique, leur interaction avec les sédiments en les remaniemant, ce dernier il donne des structures et des figures spécifiques caractérisant un environnement donné. La bathymétrie joue également un rôle assez important pour délimiter ces environnements. Cette subdivision va de moins profond vers le plus profond comme suite :

A. *Backshore* (Arrière plage) :

Les environnements du *Backshore* sont caractérisés par des conditions stressantes résultant d'une combinaison d'exposition subaérienne et des variations rapides des types de substrat et les niveaux d'énergie. Elles reflètent principalement des pluies torrentielles et des ondes de tempête (Frey & Pemberton, 1987)

B. *Foreshore* :

L'estran ou *Foreshore* se caractérise par des conditions énergétiques élevées en raison de processus intenses de lessivage et de lavage dans la zone intertidale. Les dépôts du *Foreshore* se composent principalement par des grès à grain grossier à moyen bien triés, avec une stratification entrecroisée subparallèle à faible angle (Buatois & Mangano, 2011). A cause de sa haute énergie, les dépôts de Foreshore tendent d'être pauvrement bioturbés et caractérisées par une ichnodiversité faible (MacEachern & Pemberton, 1992 ; Pemberton *& al*., 2001).

C. *Shoreface :*

Cet environnement a été subdivisé en trois sous-zones :

1. *Upper Shoreface :*

Le *Shoreface* supérieur est enregistré au-dessous de la ligne de basse marée, soumise à des flux de courants multidirectionnels dans les zones d'accumulation et de surf (Clifton & *al.,* 1971, Komar, 1976, Walker & Plint, 1992). Comme dans le *Foreshore*, les conditions de haute énergie prédominent.

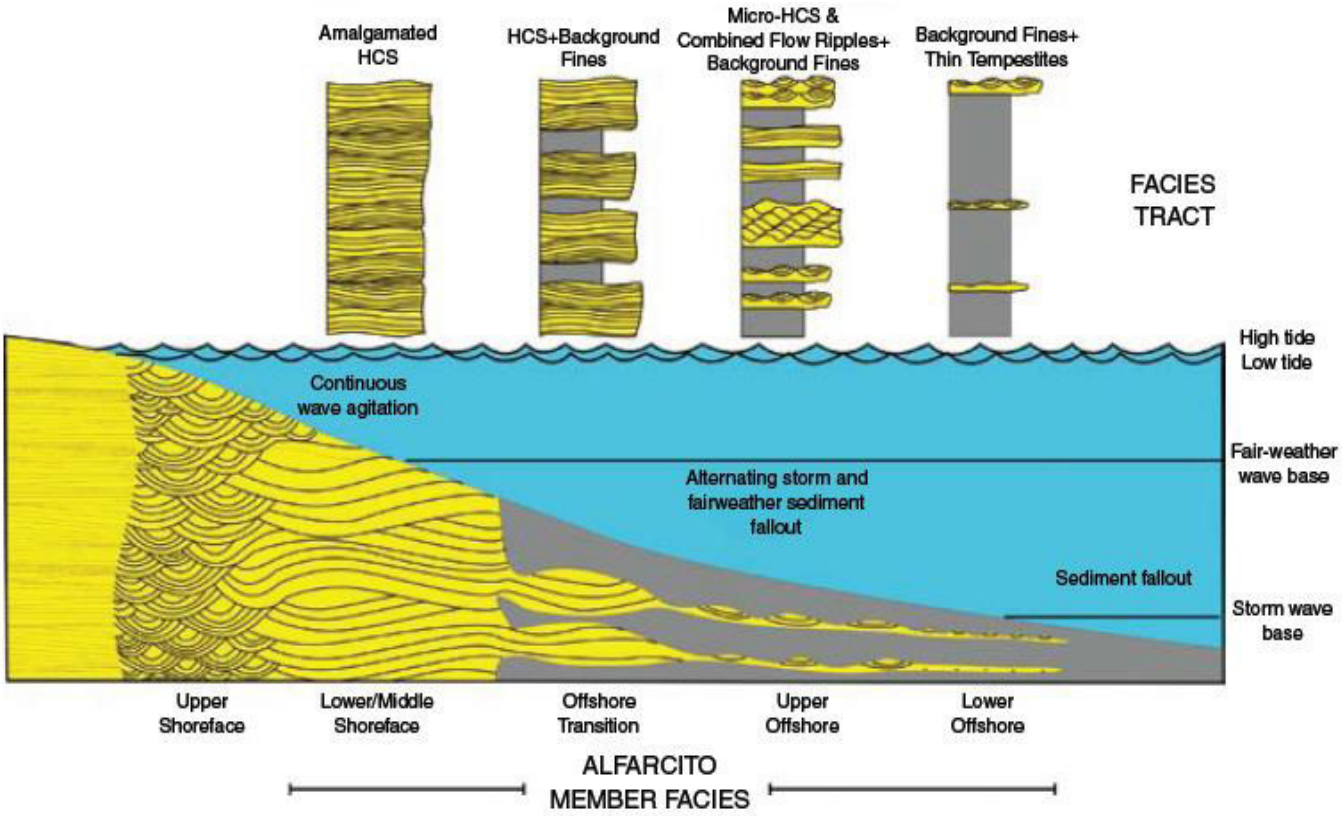


Fig. 30 : Modèle sédimentologique de membre d'Alfarcito de la Formation de Santa Rosita "Cambrien Supérieur –Tremadocien" située au Nord-ouest de l'Argentine (d'après Mangano & *al.,* 2005).

2. *Middle Shoreface :*

Le *Shoreface* médian se situe dans la zone du haut fond et de la rupture initiale des vagues (Reinson, 1984 ; Clifton, 2006). La forte énergie due à la migration des longues barres de rivage est prédominante. Le dépôt de *Shoreface* médian consiste à la formation des *Swaley cross-stratification (SCS),* avec des grés à grain moyen à grossier bien trié (Buatois & Mangano, 2011).

3. *Lower Shoreface :*

Il se trouve immédiatement au-dessus de la base des vagues du beau temps *(fair-weather waves base)* (Reinson, 1984 ; Walker & Plint, 1992). L'action des vagues est le processus le plus important dans cette zone. Le dépôt de *Shoreface* inférieur est caractérisé par des structures de tempêtes *Hummocky cross stratification (HCS)* à grande échelle avec des grés fins à très fins (Fig. 31).

D. *Offshore Transition :*

C'est la zone de transition. Elle s'enregistre juste en dessous de la limite basal des vagues du beau temps (Pemberton & *al.,* 2001). Les conditions environnementales dans l'*Offshore*

Transition sont plus variables et reflètent une alternance des événements de tempête de haute énergie et un dépôt boueux de beau temps à faible énergie (Buatois & Mangano, 2011).

E. *Offshore :*

Cet environnement a été subdivisé en deux sous-zones :

1. Upper Offshore :

L'*Offshore* supérieur se situe entre la zone de transition (*Offshore Transition*) et l'*Offshore* inférieur. Comme dans le cas de l'*Offshore Transition,* L'*Offshore* supérieur est soumis à une alternance des événements de tempête, à haute intensité énergétique à court terme, et des périodes plus longues de décantation des éléments en suspension durant les périodes de beau temps (Buatois & Mangano, 2011).

2. Lower Offshore :

L'*Offshore* inférieur s'enregistre immédiatement au-dessous de la limite basale d'action des tempête (LAT ; *storm waves base* ; MacEachern & *al.,* 1999 ; Pemberton & *al.,* 2001). La décantation des particules en suspension est le processus le plus dominant, par conséquence le dépôt de l'*Offshore* inférieur est dominé par la boue (*mudstone*).

D'après l'inventaire des faciès étudiés et leur assemblage, on peut reconnaitre quatre associations de faciès proposés par une interprétation les conditions de dépôt :

Association I :

Cette première association concerne la première partie de l'ensemble inférieur de la formation des « Argiles de Faïdja ». Elle est édifiée par des combes d'argiles verdâtres **(A)**. Elle est intercalée avec quelques niveaux gréseux à aspect verdâtre **(GAV)**, des grés à lamination parallèle horizontale **(GLPH)**, de minces niveaux gréseux à nodules ferrugineux **(GNF)**, parfois des structures synsédimentaires *Slumpés* **(GS)**, et enfin un niveau décimétrique de grés à granoclassement négative et enfin des bois silicifiés **(GBF)**.

Cette architecture de faciès et sous faciès ne peut se réaliser que dans un environnement profond au-dessous de la limite basale d'action des vagues de tempêtes (LAT ; *Storm wave base*). Cette association atteste un milieu calme favorisant la décantation des argiles, sous forme d'épaisses combes perturbées de temps à autre par des décharges gréseuse. Elle a été enregistrée par des niveaux centimétriques de temps en temps décimétriques et probablement argileux

affectés rarement par des figures de semelle, ce qui indique un flot hydrodynamique très faible voire nul. Toutes ces conditions illustrent une sédimentation dans une plateforme silicoclastique dans sa partie la plus profonde (distale) révélant un environnement de type «***Lower Offshore***» ou l'***Offshore* inférieur**.

La présence du bois silicifiés témoigne probablement d'un apport fluviatile et/ou deltaïque qui venant alimenté le sillon du Nador.

Association II :

Cette deuxième association concerne la deuxième partie de l'ensemble inférieur de la formation des « Argiles de Faïdja », au-dessus de la lacune de visibilité **(LDV)**. Elle est caractérisée par une alternance rapprochée entre des niveaux gréseux centimétriques fins qui s'alternent avec des argiles verdâtres **(A)**, montrant de rares laminations parallèles horizontales **(GLPH)** et ondulé **(GLPOV)** à leur interface avec des rides de vague **(GRV)**, quelque fois des rides lingoïde **(GRL)** témoignant d'une augmentation du flot hydrodynamique et d' une bathymétrie décroissante. Cette alternance est succédée par une alternance encore plus serrée qui débute par des séquences tronquées de tempêstites distale matérialisées par des micro*HCS* **(GHCS)** qui coexistent avec des micro*SCS* **(GSCS)**, le tout emballées dans des masses argileuses verdâtres **(A)**. Cette configuration témoigne d'une sédimentation évènementielle de type tempêstitique. Cet assemblage de faciès atteste un milieu plus ou moins énergétique avec une augmentation du flot hydrodynamique subit par l'action des vagues de tempêtes.

Tous ces arguments plaident en faveur d'un milieu plus proximal que le précèdent qui sera un environnement de type « ***Upper Offshore*** (***Offshore* supérieur**) » à « ***Offshore Transition*** ».

Association III :

Cette troisième association, caractérise uniquement l'ensemble médian de la formation étudiée. Il se distingue des autres ensembles par un changement radical de la sédimentation devenant, argilo-marno-calcaires. Cet ensemble est caractérisé par des alternances espacées de combes d'argiles verdâtres **(A)**, leurs épaisseurs s'accroissent en allant vers le haut, et trois passées marno-calcaires. Ces dernières sont formées à leurs tours par une alternance entres des calcaires pseudonoduleux **(CP)** et des marnes grises **(MN)**. Notant parfois, l'apparition des calcaires noduleux en pelures d'oignions, indiquant probablement une influence sismique dans le bassin durant la mise en place de l'ensemble médian (communication orale, Bendella).

L'apparition des carbonates au sein des dépôts silico-clastiques évoque un arrêt d'apport de matériel détritique. Cette nouvelle configuration ne peut être concrétiser que par des variations climatiques ou tectono-eustatiques.

L'association de tous les faciès sucité laisse penser un environnement très calme à l'abri d'influence hydrodynamique élevée. Cette situation coïncide probablement avec une subsidence saccadée active favorisant l'enfoncement du bassin.

L'analyse microscopique sur trois échantillons révèle un calcaire biomicritique, dont la texture s'échelonne de mudstone à packstone respectivement dans les trois passées marno-calcaires. Cette texture est accompagnée d'augmentation de taux des éléments remaniés quartzeux. Ce qui indique un apport très faible des éléments terrigènes dans le milieu. L'apparition des algues dans la passée marno-calcaire supérieur authentifie une sédimentation effectuée dans la zone photique, ce qui favorise leur prolifération.

Cette association est mise en place dans un environnement de type « ***Lower shoreface*** (*shoreface* inférieur) ».

Association IV :

Cette association occupe l'ensemble supérieur de la formation des « Argiles de Faïdja », elle commence par des grés en plaquettes **(GP)** surmontée par un niveau gréseux centimétrique caractérisé par des laminations parallèles horizontales **(GLPH)** et des rides de vagues **(GRV)**, suivi vers le haut par quelques bancs gréseux massifs **(GM)**. Cet ensemble est clôturé par un niveau gréseux décimétrique qui présente des figures d'échappement de fluide (*escape structure*), glissement synsédimentaire (rouleau de *Slump*) **(GS)**, et des chenaux gréseux décimétriques voire métriques **(GC)**. Tous ces faciès s'alternent avec des argiles verdâtres **(A)**.

La concomitance et l'enchaînement de tous ces faciès illustre un milieu de dépôt peu profond, à tendance décroissante, soumis à un flot hydrodynamique supérieur, au-dessus de la base de la limite d'action des vagues de beau temps (*fair weather wave base*). Cette diminution de bathymétrie est encore plus notable avec l'apparition des structures chenalisées vers le sommet confirmant la tendance et l'hypothèse de cette bathydécroissance. Toutes ces conditions caractérisent un environnement de plateforme détritique dans sa partie proximale qui corresponde au « ***Middle - Upper Shoreface*** (*shoreface* moyen-supérieur) ».

Enfin, avant la cicatrisation totale du bassin du Nador, une activité sismique peut être évoquer, vu la présence de quelques structures de seismites (*Slumps, escape structures*). Cette dernière coïncide avec une activité érosive sous-marine intense (chenalisation). La formation carbonatée supérieur de Taga révèle l'installation d'une nouvelle plateforme durant le Kimméridgien.

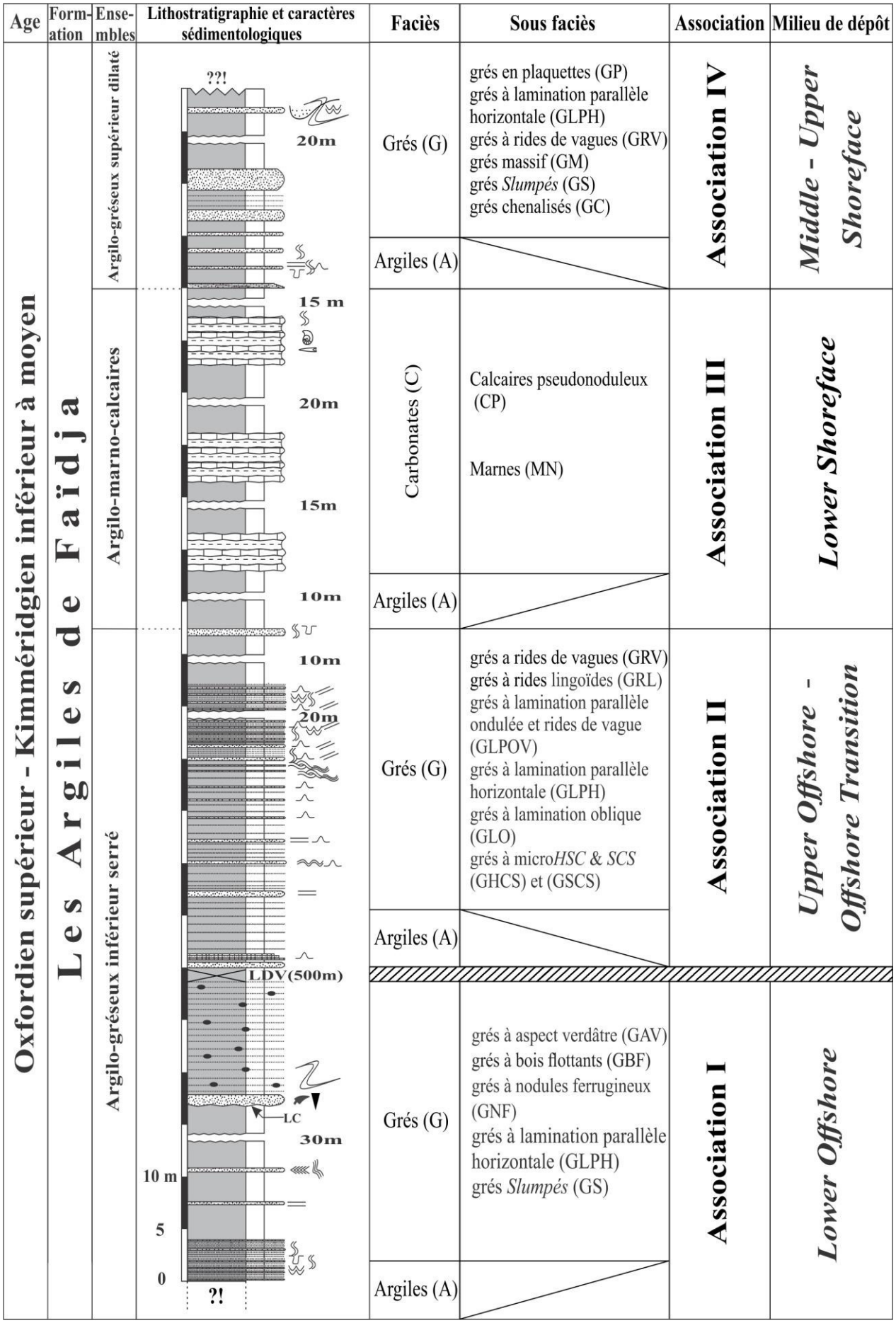


Fig. 31 : Association de faciès et le milieu de dépôt de la formation "des Argiles de Faïdja".

IV. INVENTAIRE ET DISTRIBUTION DES TRACES FOSSILES (ICHNOLOGIE) :

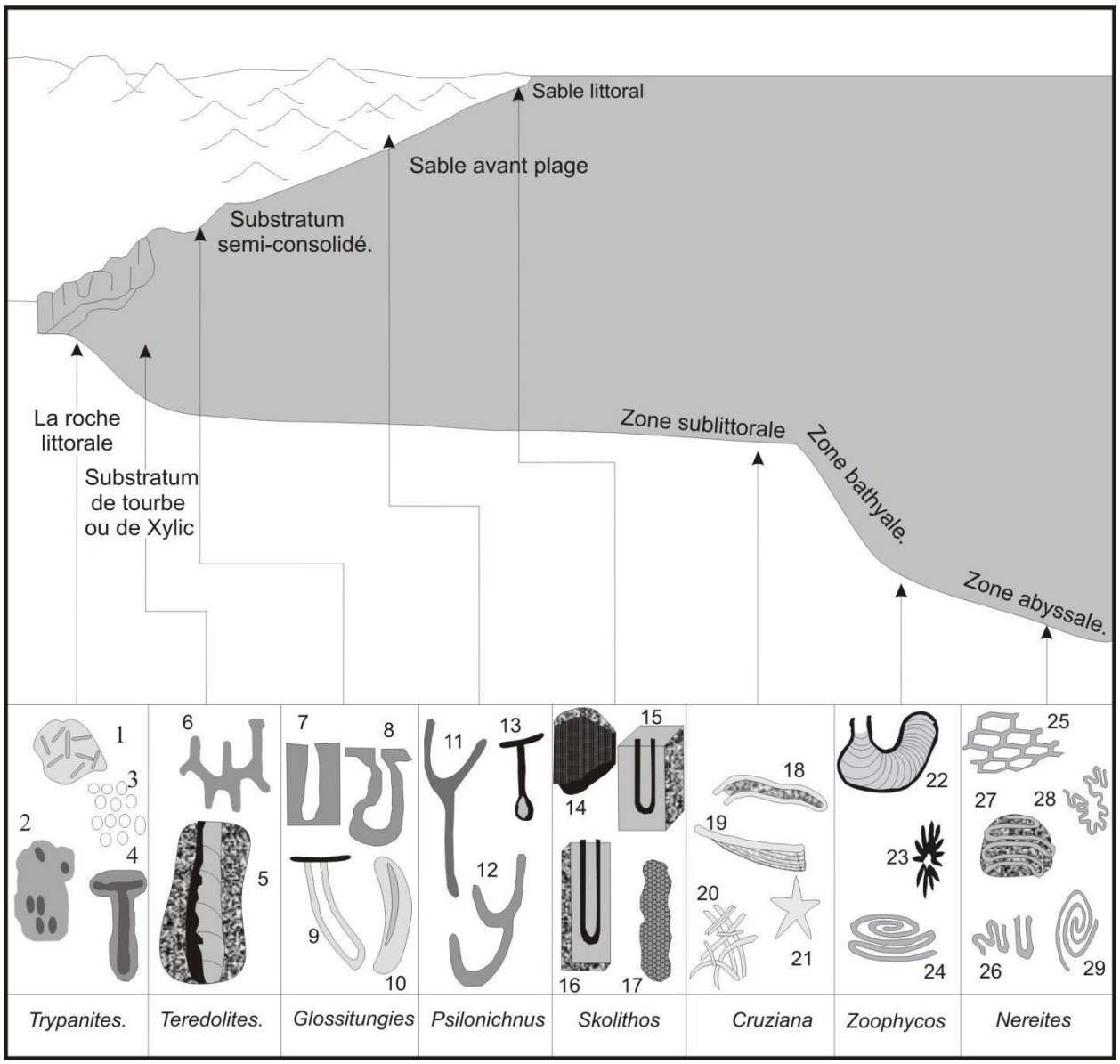


Fig. 32 : Distribution des ichnofaciès marins (Seilacher, 1963, 1967 ; Crimes, 1975 ; Ekdale & *al.,* 1984 *in* Bendela, 2012).

1- Caulostrepsis, 2 - Entobia, 3 - Echinoid boring, 4 – Trypanites, 5 – Teredolites, 6 – Thalassinoides, 7-8 - Gastrochanenolites, 9-15 - Diplocraterion (Glossufingites), 10-14 - Skoilthos, 11-12 - Psilonichnus, 13 - Macanopsis, 16 - Arenicolites, 17 - Ophiomorpha, 18 - Rhizocorallium, 19 - Teichichus, 20 - Planolites, 21 - Asteriacites, 22-24 - Zoophycos, 23 - Lorenzinia, 25 - Paleodictyon, 26 - Taphrohelminthopsis, 27 - Helminthoida, 28 - Cosmoraphe, 29 - Spirorhaphe.

A l'origine Seilacher (1964) induisit six ichnofaciès (ichnofaciès à *Scoyenia, Skolithos, Glossifungites, Cruziana, Zoophycos* et *Nereites*) auxquelles s'ajoutèrent successivement deux autres, basés principalement sur la consistance du substrat (ichnofaciès à *Trypanites* (Frey & Seilacher, 1980), ichnofaciès à *Teredolites* (Bromley & *al.,* 1984)). Et une autre basée sur des environnements récents (ichnofaciès à *Psilonichnus,* Frey & Pemberton, 1984).

Deux autres ichnofaciès ont été introduits concernant deux environnements continentaux (ichnofaciès à *Mermia* « lacustre » et ichnofaciès à *Coprospheroida* « fluviatile » (*in* Buatois & *al.*, 1998)). La figure ci-dessus montre les caractéristiques et les ichnogenres de chaque ichnofaciès.

L'étude ichnologique de la série détritique de Faïdja révèle l'existence de vingt-deux (22) ichnogenres et trente-un (31) ichnoespèce. Cette formation silicoclastique présente une diversité notable de traces fossiles (les ichnogenres sont présentés dans un ordre alphabétique) :

Aulichnites Fenton & Fenton, 1937 : (Fig. 34A)

C'est une trace fossile formée essentiellement de deux lobes de 4 à 5 mm en moyen de largeurs, chacun d'entre eux séparé par un petit sillons également d'un millimètre de largeur et de profondeur, cette trace s'étale sur 8 à 9 cm de longueur. C'est une bilobites préservée en hyporelief positif. Elles correspondent à une trace de locomotion (*Repichnia, Craweling trace*) ou de pacage (*Pascichnia, Browsing trace*) de gastéropode (Bendella, 2004).

Cet ichnogenre a été récolté dans le dernier niveau gréseux de l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja. Elle est très peu abondante.

Cardioichnus, Smith & Crimes, 1983 : (Fig. 34A)

Cette trace fossile se présente sous forme d'un petit monticule en position hyporelief positif (*positif hypichnial mound*) habituellement plus élevé d'un côté, considérée comme une trace de repos. Elle se montre sous forme de cœur en contour, ovale à circulaire avec des angles arrondis. Le monticule convexe a une largeur de 0.9 à 10 mm. Cet ichnogenre coexiste avec l'ichnogenre *Aulichnites* au niveau du dernier banc gréseux de l'ensemble inférieur de la formation des Argiles de Faïdja.

Cardioichnus est une trace de repos *(Cubichnia*), qui pourrait être produite par des d'échinoïdes irréguliers (Smith and Crimes, 1983).

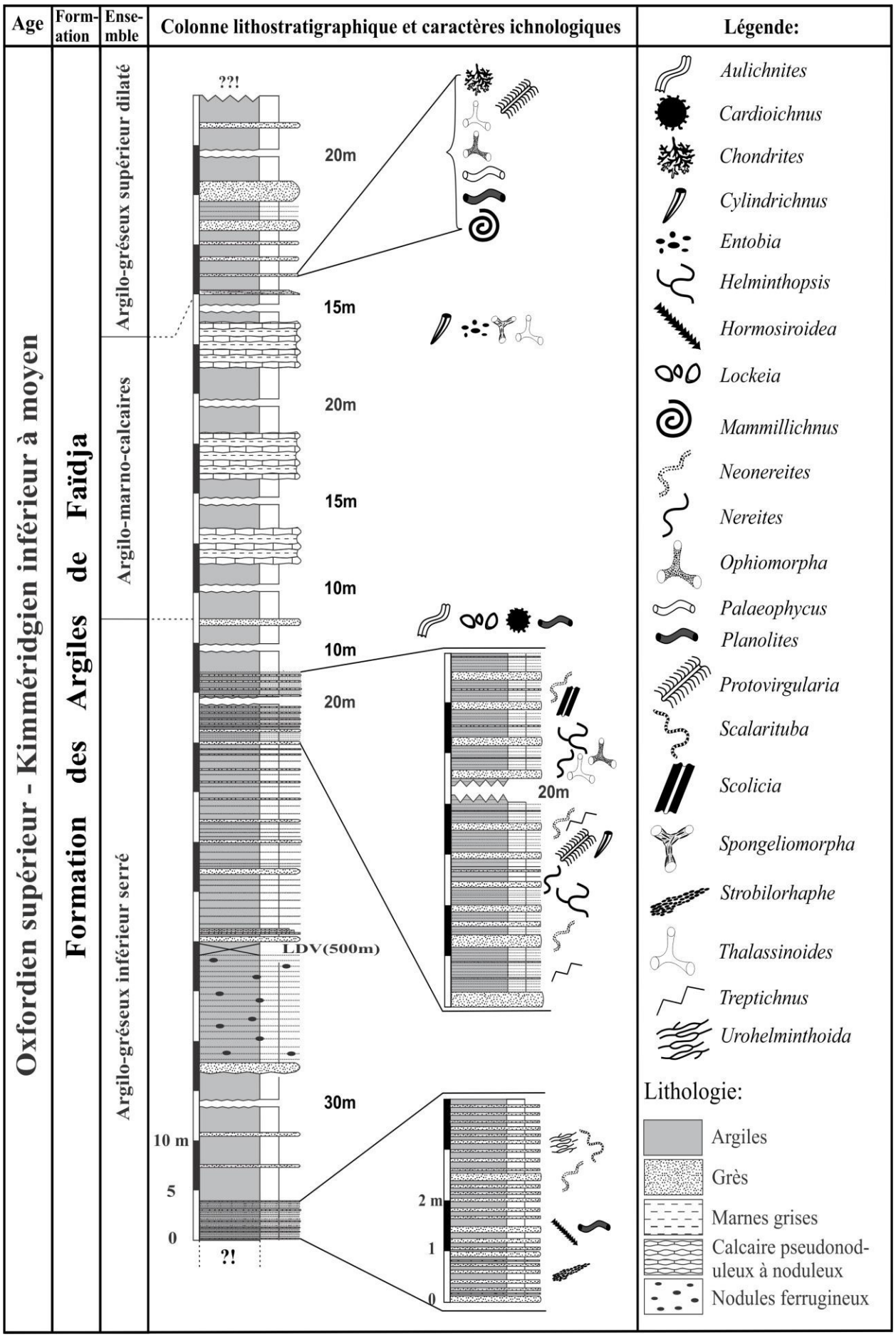


Fig. 33 : Enchaînement lithostratigraphique et caractéristiques ichnologiques de la formation "des Argiles de Faïdja".

Chondrites von Sternberg, 1833 : (Fig. 34C)

- ***Chondrites* isp** Brongniart, 1828 :

Il s'agit d'une empreinte en forme arborisant c'est-à-dire formée par des petits terriers millimétriques étalés en formes de branches d'arbre, où elle a été longtemps considéré comme étant des traces de racines. Il s'agit de petits terriers composés par de nombreuses branches de faible diamètre et de longueur très réduite de quelques centimètres. Elle est préservée en position hypichniale positive qui considère la partie avale de la trace. Cet ichnogenre est généralement préservé en position endichniale qui se bifurque soit horizontalement ou subhorizontalement à l'intérieur d'un banc gréseux donnant vers l'aval de la trace une structure radiée.

Lorsque les spécimens de *Chondrites* isp sont seuls peuvent témoignés d'un environnement anaérobique. L'organisme responsable (*in* Bendella 2004) tolère le manque d'oxygène pour une abondance de la matière organique.

Cylindrichnus Toots *in* Howard, 1966 : (Fig. 34B) (Fig. 39E)

Il s'agit d'une trace préservée en position *endichniale* avec une forme sub-conique, faiblement courbée, circulaire à aval en coupe transversale avec un diamètre de 10 à 14 mm, le plus souvent de 12 à 15 mm avec un noyau central de 8 à 10 mm. Cette trace étant préservée en position endichniale, l'orientation du terrier est de presque horizontale à verticale avec une paroi extérieure composée de couches concentriques.

Cylindrichnus est interprété comme un terrier permanent d'habitation (*Domichnia*) d'un organisme qui se nourrit par filtration des eaux (*feeding-dwelling structures*) (Howard, 1966 ; Häntzschel, 1975).

Entobia Bronn, 1837 : (Fig. 39E)

C'est un groupement de petites cavités de 1 mm de diamètre ou une agrégation de chambres circulaires sphériques à parois très peu profondes, ils ont été observés dans la passée marno-calcaire supérieure en association avec les ichnogenres *Spongiliomorpha* et *Thalassinoïdes* indiquant un substrat de type *firmground.*

Les formes entobiennes sont le resultat de travail des éponge endolithique (Farinati & Zavala, 2002). Similaire perforation sont produites par plusieurs espèce de *Cliones* (Bromley & D'Alessandro, 1989).

Helminthopsis abeli Książkiewicz, 1977 : (Fig. 34D et E)

Cet ichnogenre ressemble à une ficelle presque en méandre ou sous forme d'un trajet sinueux ou serpentiforme préservé en position épichniale positive, lisse avec un diamètre de 0.5 cm alors que la longueur peut atteindre une dizaine de centimètre. Il s'agit d'une trace de recherche de nourriture (*Pascichnia, Browsing trace*) où le remplissage du terrier est généralement identique à la roche encaissante. Cette ichnoespèce est une forme eurybathique commune dans les dépôts de flysch, elle est produite probablement par des vers polychètes ou des priapulides (Książkiewicz, 1977 ; Fillion & Pickerill, 1990). Elle est connue à partir du Cambrien (Crimes, 1987) jusqu'à l'actuel (Swinbanks & Murray, 1981).

Cf. *Hormosiroidea* Schaffer, 1928 : (Fig. 35A)

Ce rare ichnogenre se compose d'un corps allongé légèrement courbé, formé par la jonction de petites boules sub-sphériques ou des corps clavés reliés par une chaîne horizontale très mince en ficelle cachée, disposé dans la partie centrale, d'où provient la ressemblance à l'ichnogenre *Hormosiroidea* ou l'ichnoespèce *H. annulata* (Vialov, 1971), le terrier s'étend sur une distance de 6 cm de long et 4 à 5 mm de large dont le contenant lithologique est similaire à l'encaissant. Il a été observé au début de l'ensemble inférieur en position d'épirelief positive.

Cet ichnogenre a été interprété par Seilacher (1959), comme une piste rosaire d'origine inconnue. Osgood (1970) a supposé *Hormosiroidea* comme une trace de locomotion (*repichia, crawling trace*).

Lockeia James, 1879 : (Fig. 35B et C)

Ce sont des traces allongées entre 5 jusqu'à 10 mm de longueur et de 3 à 4 mm de largueur. Elle se présente généralement sous forme d'amande avec un contour rarement triangulaire ou en forme de cœur dont sa marge est lisse. Généralement, elle est conservée généralement comme de petits monticules hypichnials, dont le remplissage est identique que la roche encaissante avec une fréquence notable. Ces traces ont été récoltées dans le dernier niveau gréseux de l'ensemble inférieur.

Lockeia est généralement interprété comme une trace de repos (*resting trace, cubichnia*) de bivalves (Seilacher & Seilacher 1994), cet ichnogenre considéré comme une expression ichnologique typique de l'activité des bivalves dans un substrat type *softground* (Seilacher, 1953 ; Osgood, 1970 ; Häntzschel, 1975 ; Kim, 1994). Elle caractérise des environnements marins et

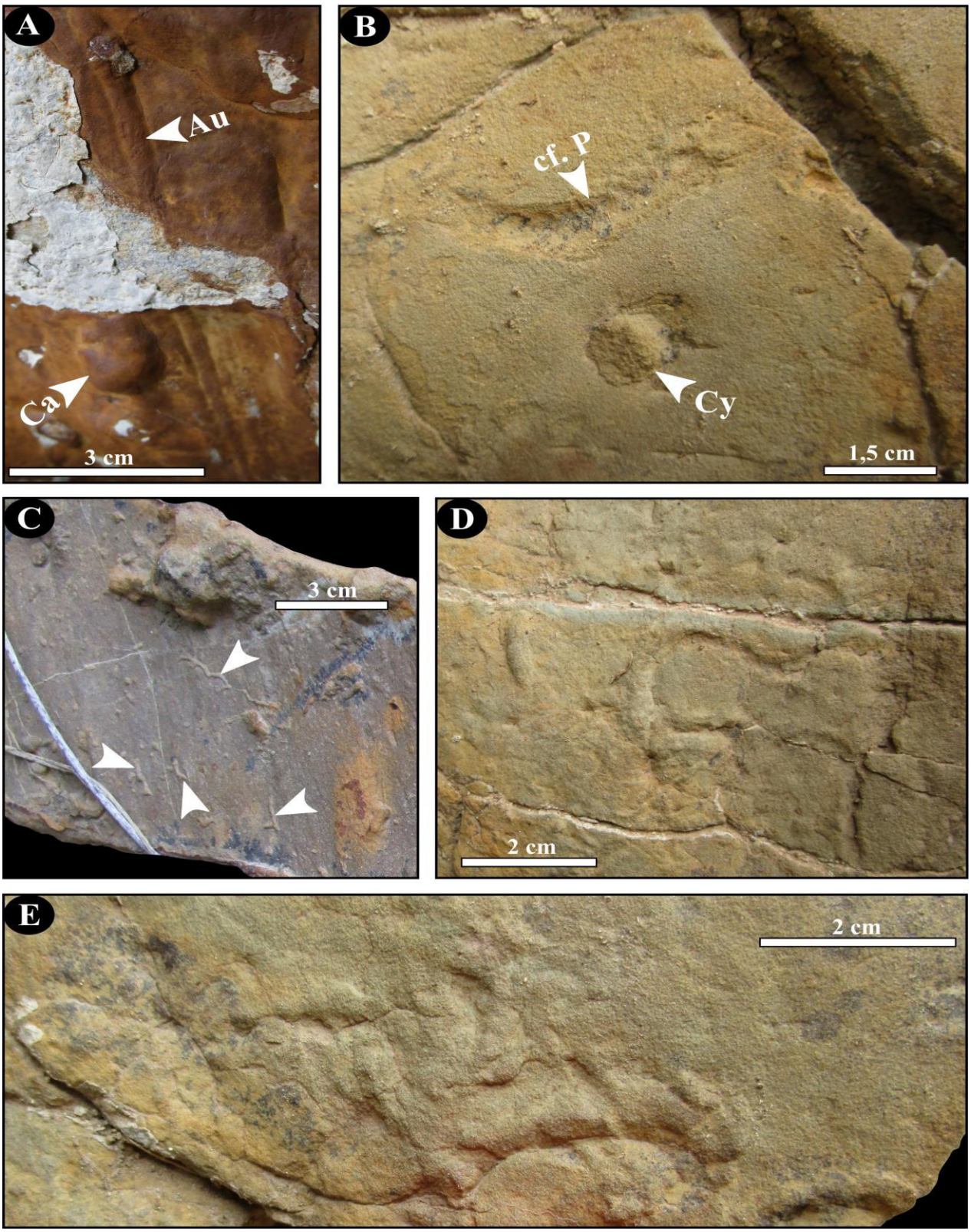


Fig. 34 : A : *Aulichnites* **(Au)** et *Cardioichnus* **(Ca)** préservées en hyporelief positif à la fin de l'ensemble inférieur. B : cf. *Protovirgularia* isp **(cf. P)** et *Cylindrichnus* **(Cy)**. C : *Chondrites,* préservé en hyporelief positif dans l'ensemble supérieur. D et E : *Helminthopsis abeli*. Les traces (B, D et E) sont préservées en épirelief positif, dans la partie sommitale de l'ensemble inférieur.

divers environnements non marins depuis le Cambrien supérieur (Fillion & Pickerill 1990). En outre, les petits crustacés peuvent être des fabricants potentiels de *Lockeia* (Bromley & Asgaard, 1979 ; Pollard, 1981).

Mammillichnus Chamberlain, 1971 : (Fig. 35D et E)

Il s'agit d'une trace qui se présente sous forme d'un terrier hémisphérique dont le diamètre du terrier est de 10 mm et une hauteur de 5 mm, conservée en position hypichniale positive avec un remplissage identique que l'encaissant. Cet ichnogenre a été récolté dans le deuxième niveau gréseux de l'ensemble supérieur de la formation étudiée.

L'origine de cette trace est toujours controversée et énigmatique (Chamberlain, 1971).

Neonereites biserialis Seilacher, 1960 : (Fig. 36A)

Ce spécimen correspond à un trajet en double chaînette (deux rangées, *biserialis*) préservé en épirelief positif avec une largeur de 10 jusqu'à 20 mm et une longueur qui peut atteindre 10 cm. Cette trace a été observée uniquement au sommet d'un niveau gréseux situé dans le dernier tiers de l'ensemble basal.

Neonereites uniserialis Seilacher, 1960 : (Fig. 36B et C)

Il s'agit d'une trace sous forme d'un trajet en chaînette unique, c'est-à-dire un seul lobe (*uniserialis*). Elle est préservée en épirelief négatif, ou les pellets sont dégagés et il ne reste que leur moulage (cavités). Ses chaînettes apparaissent en une seule rangée.

Cet ichnogenre correspond à un ruban fait de restes d'organisme (ruban fécal) (Uchman, 1995). Il s'agit des restes de défécation des vers tel que les polychètes (Książkiewicz, 1977). Ces traces à aspect de chaînette préservée en épirelief positif ou épirelief négatif. Elles apparaissent sous diverses formes soit bisériée, soit unisériée. Elles représentent vraisemblablement un ruban fécal (Uchman, 1995), produit soit par des gastropodes (Richter, 1927), soit par des vers polychètes (Książkiewicz, 1977).

? Nereites McLeay, 1839 : (Fig. 37B)

Cette trace qui ressemble typiquement à *Nereites,* elle est formée par un sillon irrégulier de 6 à 7 cm de long avec 4 à 5 mm de large et une profondeur de 2 mm, la largeur générale de la trace est d'ordre 6 à 7 mm. La présente trace a été enregistrée en position épichniale, et qui se

caractérise par deux petites crêtes formées grâce au sédiment dégagé dans les deux côtés du sillon.

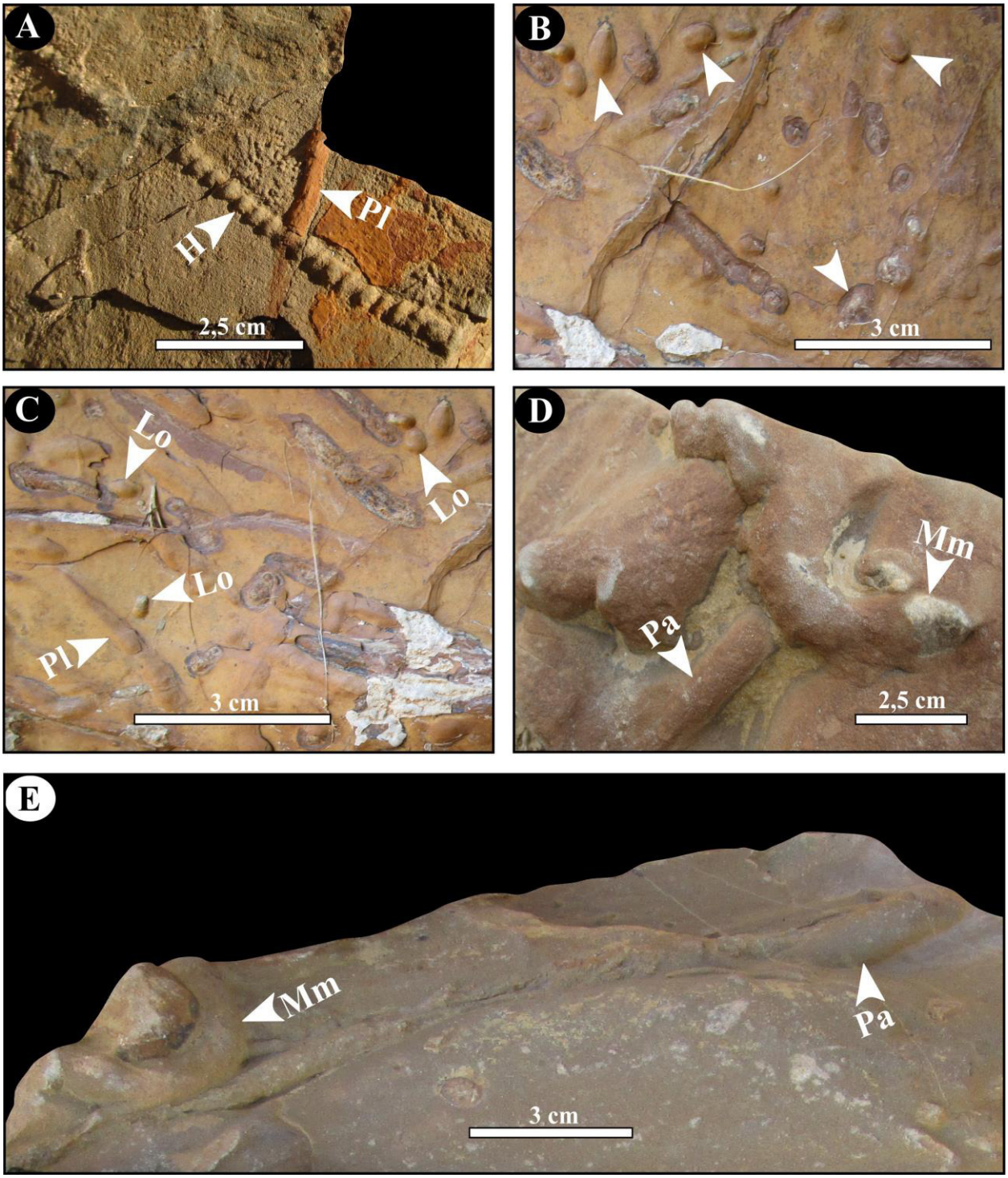


Fig. 35 : Traces fossiles de la formation des "Argiles de Faïdja". A : cf. *Hormosiroidea* **(H)** et *Planolites* **(Pl)**. B : *Lockeia*. **C** : *Planolites* **(Pl)** et *Lockeia* **(Lo)**. D et E : *Mammillichnus* **(Mm)** et *Palaeophycus* **(Pa)**. Les traces (A) sont liées au début de l'ensemble inférieur ; les traces (B et C) préservée à la semelle de dernier niveau gréseux de l'ensemble inférieur. Les traces (D et E) préservées à la surface basale d'un banc gréseux dans l'ensemble supérieur.

***Nereites* isp** McLeay, 1839 : (Fig. 37A)

Cet ichnofossile se présente sous forme d'un petit sillon irrégulier, de 5 mm de largeur et dont la plus développée atteint 8 cm de longueur. Cet ichnogenre est préservée dans la partie sommitale en épirelief négatif. C'est une trace rare rencontrée dans les niveaux gréseux qui s'alterne avec des argiles de l'ensemble inférieur. *Nereites* est communément signalée dans des profondeurs variées, mais aussi dans des dépôts non marins (Książkiewicz, 1977 ; Uchman, 1995 ; Uchman & Tchoumatchenko, 2003).

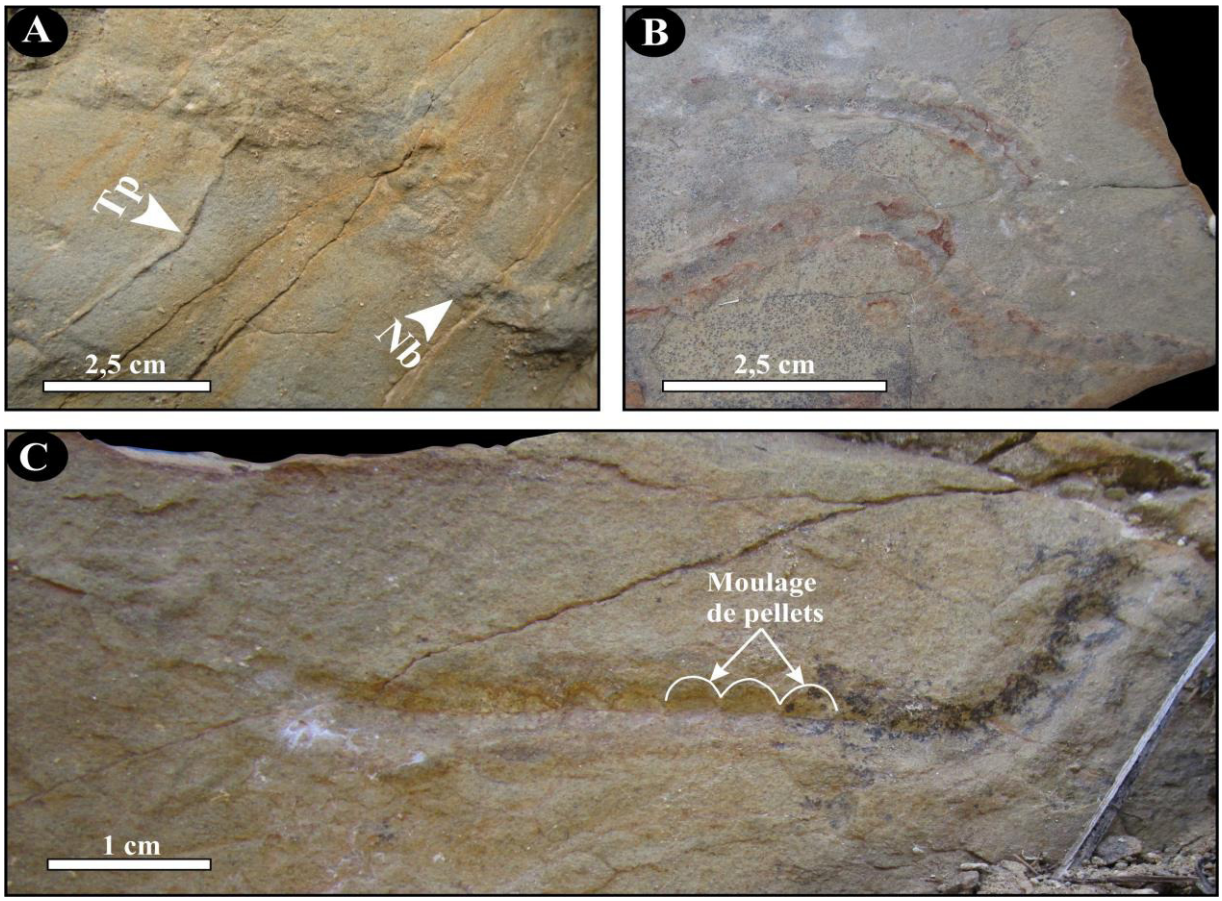


Fig. 36 : Traces fossiles caractérisant la partie sommitale de l'ensemble inférieur, préservées en épirelief positif et négatif. A : *Treptichnus* **(Tp)** et *Neonereites biserialis* **(Nb)**. B et C : *Neonereites uniserialis*.

Nereites missouriensis Weller, 1899 : (Fig. 37C)

Il s'agit d'une piste en méandre irrégulier, préservée en épirelief négatif. Elle apparaît sous forme d'un sillon long de plusieurs centimètres et de 4 à 5 mm de large. Ce sillon sépare deux zones latérales où le sédiment est réélaboré par les organismes responsables. Ces bordures sont plus ou moins en saillie. C'est une trace signalée généralement dans des sédiments profondes de type flysch (Tchoumachenko & Uchman, 2001 ; Uchman, 1995).

Ophiomorpha Lundgren, 1891 : (Fig. 37D)

C'est une trace attribuée à des crustacés qui créent un terrier à paroi munie de pellets. Les terriers observés ont un diamètre millimétrique et il peut arriver jusqu'aux 10 mm au maximum avec une longueur centimétrique. Cet ichnogenre est préservé en hyporelief positif dans l'ensemble supérieur avec une abondance fréquente, alors que dans l'ensemble inférieur il est très rare. Il est préservé en épirelief négatif avec un moulage de pellets sur la paroi du terrier (Fig. 37E). C'est l'une des traces fossiles les plus courants connues depuis le Permien, principalement dans des milieux peu profonds (Uchman & Gazdzicki, 2006).

Ils sont généralement en association avec *Thalassinoïdes* et *Palaeophycus*. Cette trace est très souvent observée dans des environnements peu profonds à forte énergie (Pemberton & Frey, 1982 ; Howard & Frey, 1984 ; Frey & Howard, 1985 ; Ekdale, 1988), mais aussi dans les dépôts turbiditiques sableux (Crimes, 1974 ; Książkiewicz, 1977 ; Tunis & Uchman, 1996 ; Uchman, 1995, 1998).

- ***Ophiomorpha rudis*** Książkiewicz, 1977 : (Fig. 37F)

Il s'agit d'une ichnoespèce très rare dans la formation étudiée, elle se présente sous forme de terriers occasionnellement ramifiés ou obliques à horizontaux. Le terrier ramifié fait 10 mm de diamètre et quelques centimètres de longueur. Dans la section étudiée, *O. rudis* se rencontre dans l'ensemble supérieur, préservé en hyporelief positif avec une abondance très rare.

O. rudis est produit par des crustacés de l'ordre des décapodes semblables à des crevettes (Uchman, 2009). Il est caractéristique des dépôts de sable profond (Uchman, 1991 ; 2009 ; Tchoumatchenco & Uchman, 2001 ; Phillips & *al*., 2011).

- ***Ophiomorpha nodosa*** Lundgren, 1891 **:** (Fig. 37F)

C'est un spécimen caractérisé par un terrier droit horizontal préservé en hyporelief positif où il est entièrement ferruginisé. Ce terrier est garni par de petits pellets sur sa parois, il est enregistré dans l'ensemble supérieur, souvent en association avec *O. rudis*. Il s'étend sur une dizaine de centimètres avec un diamètre qui n'excède jamais 4 mm. L'origine de ces traces est rattaché d'une façon générale à des terriers d'habitation de crustacés (*dwelling traces*) (Ekdale & Lewis, 1991 ; Patel & Desai, 2009). Ces organismes responsables créent le terrier dont la paroi est garnie de pellets en guise de protection dans les environnements peu profonds à forte énergie (Weimar & Hoyt, 1964 ; Pemberton & Frey, 1982 ; Ekdale, 1988).

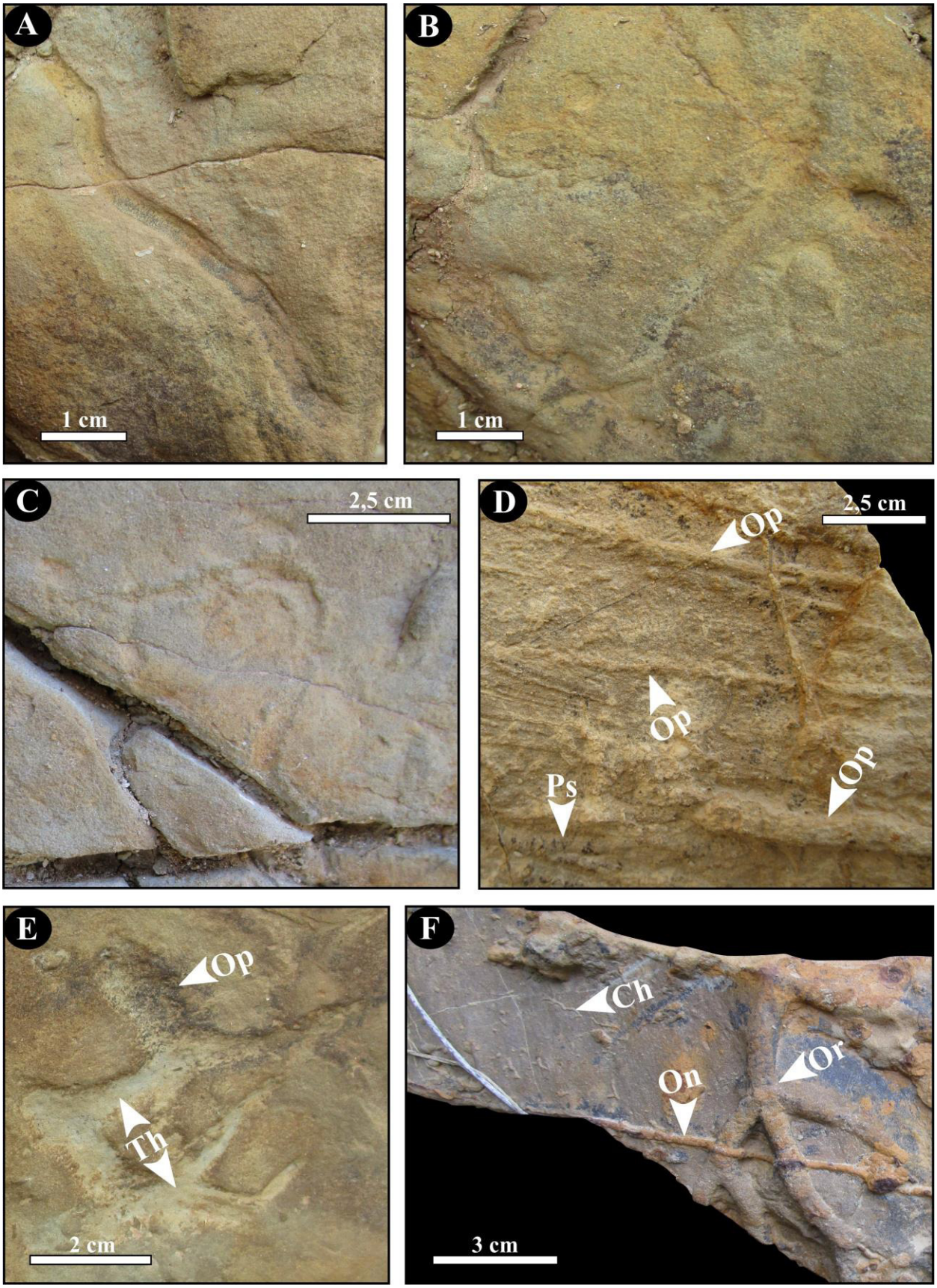


Fig. 37 : A : *Nereites* isp. B : ? *Nereites*. C : *Nereites missouriensis* préservée au sommet des bancs gréseux de l'ensemble inférieur. D : *Ophiomorpha* **(Op)** et *Palaeophycus striatus* **(Ps)** récoltée dans l'ensemble supérieur, elles sont en position hypichniale positive. E : *Ophiomorpha* **(Op)** et *Thalassinoïdes* **(Th)** préservés en épirelief négatif au niveau de l'ensemble inférieur. F : *Chondrites* **(Ch)** ; *Ophiomorpha rudis* **(Or)** et *Ophiomorpha nodosa* **(On)** préservées en hyporelief positif dans l'ensemble supérieur.

Palaeophycus Hall, 1847 : (Fig. 35D et E) ; (Fig. 38A, B et E)

C'est un terrier à paroi, droit, cylindrique, non branchu, de 5 à 10 mm de diamètre et une longueur variable qui peut atteindre une dizaine de centimètres. La paroi du terrier peut être garnie de stries longitudinales (Bendella, 2012). Le remplissage est identique à l'encaissant (Pemberton & Frey, 1982). Elle est préservée à la semelle (*hypichnial*) d'un banc gréseux de l'ensemble supérieur ou elle est assez fréquente. C'est une trace eurybathique (Bjerstedt, 1988), interprétée comme des terriers d'habitation (*Domichnia*) de vers polychètes (Uchman, 1995 ; Tchoumachenco & Uchman, 2001), des vers prédateurs (Pemberton & Frey, 1982). Sa répartition stratigraphique est depuis le Cambrien jusqu'à l'actuel (Pemberton & Frey, 1982).

- ***Palaeophycus heberti*** Saporta 1872 : (Fig. 38F)

Il s'agit d'un terrier lisse, finement doublé, non décortiqué, préservé en position épichniale. La longueur du terrier est de 2 cm au maximum tandis que le diamètre est constant, où il atteint 5 mm de long. Le remplissage du terrier est identique que l'encaissant ou on peut voir la doublure du terrier. Ce spécimen a été récolté dans le deuxième niveau gréseux de l'ensemble supérieur de la formation étudiée.

P. heberti se distingue des autres espèces de *Palaeophycus* par sa paroi épaisse (Pemberton & Frey, 1982). C'est une structure d'habitation (*dwelling structure*) (Howard & Frey, 1984).

- ***Palaeophycus striatus*** Hall, 1852 : (Fig. 37D) ; (Fig. 38C)

C'est un terrier continu, rectiligne ou curviligne, branchu ou ramifié, généralement de 2 cm de diamètre et une longueur qui peut atteindre une dizaine de centimètre. Le plus souvent ce spécimen porte sur sa paroi extérieur des minces sculptures ou stries parallèles, le remplissage du terrier est plus ou moins identique à la roche encaissante où la doublure est distinguable à l'œil nu. Cette ichnoespèce préservé en position hypochniale positive, et qui caractérise l'ensemble supérieur.

Les stries longitudinales fines, continues et parallèles caractérisent les espèces de *P. striatus* et sont considérées comme étant le travail de vers polychètes (Pemberton & Frey, 1982). Les stries sont interprétées comme produites par les selles ou les poils de l'organisme à la suite du mouvement de l'animal (Schlirf, 2000).

- ***Palaeophycus tubularis*** Hall, 1852 : (Fig. 38D)

Il s'agit d'un terrier en forme généralement cylindrique à elliptique non branchu, relativement long, lisse non ornementé et à double paroi (Pemberton & Frey, 1982). Il diffère de groupe des *Planolites* par sa doublure et par le remplissage qui est identique à l'encaissant. Il correspond à une veine de diamètre n'excédant généralement les 3 cm et la longueur peut atteindre une dizaine de centimètre. C'est une structure légèrement courbée, la plus souvent rectiligne très rarement traversée par des stries.

C'est une empreinte qui est préservée à la semelle d'un banc gréseux (*hypichnial*). C'est une trace plus ou moins rare dans la formation des Argiles de Faïdja. Elle est interprétée comme des terriers d'habitation (*domichnia*) de vers (*in* Tchoumatchenco & Uchman, 2001).

Jensen (1997), a interprété les *P. tubularis* comme des structures d'habitat (*dwelling*) ou d'habitat et de nourriture (*dwelling-feeding structure*). Pemberton & Frey (1982) pensèrent que ces traces résultent de l'action des organismes carnivores et omnivores souvent des Polychètes.

Planolites Nicholson, 1873 : (Fig. 35A et C) (Fig. 38C et E)

Il s'agit d'un ichnogenre essentiellement sans doublure, (dans des rares cas ou le terrier présente des parois doublées). Les caractéristiques de la partie externe sont : un terrier rarement strié ou/et branchu, droit à tortueux, lisse à terriers annulatif, la section transversale est circulaire à elliptique, les dimensions et la configuration sont variables.

Il s'agit de très petit terrier de quelques millimètres de diamètres et de longueur ne dépasse jamais 5 cm. Il se présente sous forme d'un terrier rectiligne dont le remplissage est différent de l'encaissant (remplis par un matériel plus fin et de couleur différente de l'encaissant).

Les *Planolites* sont eurybathiques, l'organisme responsable correspond à des vers suspensivores. C'est un ichnogenre assez fréquent dans les temps géologiques, répartie stratigraphiquement du Précambrien jusqu'à l'actuel (Häntzschel, 1975).

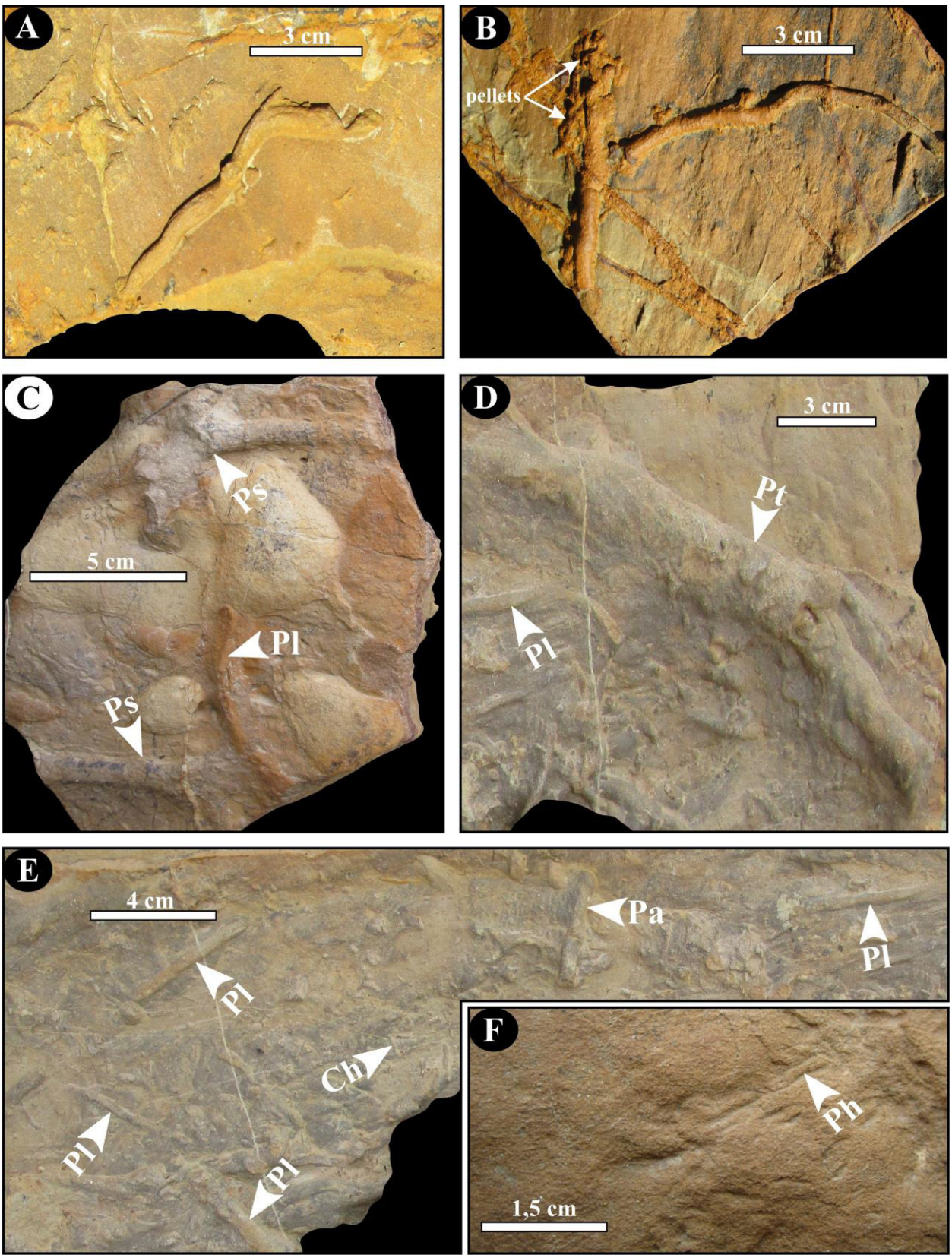


Fig. 38 : Les traces fossiles de l'ensemble supérieur préservées à la semelle et au sommet du deuxième banc gréseux : A & B : *Palaeophycus*. C : *Palaeophycus striatus* **(Ps)**, et *Planolites* **(Pl)**. D : *Palaeophycus tubularis* **(Pt)**, et *Planolites* **(Pl)**. E : *Palaeophycus* **(Pa)** ; *Planolites* **(Pl)** et *Chondrites* **(Ch)**. F : *Palaeophycus heberti* **(Ph)**.

Protovirgularia Mc coy, 1850 : (Fig. 39A)

Ce sont des traces en chevron avec à son extrémité une queue s'étalant comme une virgule d'où la nomination adopté pour cet ichnogenre. Elle caractérise l'ensemble supérieur dans le deuxième niveau gréseux préservé en épirelief négatif avec une longueur qui peut dépasser 10 cm et une largeur qui n'excède pas 5 mm et 2 à 3 mm de profondeur.

C'est une piste de locomotion de bivalve (*Repichia*) (Schlirf & *al.,* 2002). Elle peut également se trouver dans des milieux de profondeurs différents (Bendella, 2004). Elles sont connues à partir du Dévonien (Dahmer, 1937) jusqu'au Miocène (D'Alessandro, 1982).

Cf. *Protovirgularia* isp Mc coy, 1850 : (Fig. 34B)

Il s'agit d'une trace qui se présente sous forme d'une petite piste creusée, de 6 à 7 mm de large et 3 cm de long, préservé en épirelief négatif, le plus souvent incurvé ou légèrement rectiligne, peut se diviser d'une façon dichotomique, elle a été observée dans l'ensemble inférieur où domine une alternance serrée entre les grés et les argiles avec une répartition très limitée.

C'est une piste de locomotion de bivalve (*Repichia*) (Schlirf & *al.,* 2002). Elle peut également se trouver dans des milieux de profondeurs différents (Bendella, 2004).

Protovirgularia* cf. *dichotoma Mc Coy, 1850 : (Fig. 39C)

C'est une trace allongée le plus souvent rectiligne non plus incurvée, de 10 cm de long et 2 cm de large, conservée en épirelief positif. Il s'agit d'une trace distinctement bilobée avec une symétrie bilatérale séparée d'un sillon central qui fait 5 mm de large, d'où proviennent des appendices latéraux sous forme de lamelles millimétriques en ménisques ou en chevrons qui ornent les deux lobes latéraux. Les appendices latéraux en ménisque distinguent ce spécimen des autres traces bilobates comme les *Scolicia* ou *Gyrochorte*.

P. cf. *dichotoma* est interprétée comme une trace de *repichnia* (*in* Seilacher & Seilacher, 1994). Bien que cette trace soit habituellement attribuée à des bivalves comme une trace de locomotion, Seilacher & Seilacher (1994) pensèrent que les Scaphopodes peuvent produire des traces similaires. Sehlirf (2000), proposa les annélides comme organismes responsable à cette trace.

Scalarituba Weller, 1899 : (Fig. 39B)

C'est une trace serpentiforme orientée horizontalement en position hypichniale, avec des crêtes transversales ou des sacs en ménisque (*meniscate packages*). Ces derniers sont remplis de sédiment qui est composé de la même lithologie que la roche hôte. Le terrier est en méandre qui s'allonge sur une distance de 8 à 9 cm, et d'environs 7 à 8 mm de diamètre.

Il est à noter que, les crêtes transversales, appelées aussi crêtes scalariformes qui sont diagnostiques de *Scalarituba* sont mal conservées en raison des facteurs d'érosion. Il s'agit d'une trace d'alimentation (*fodinichnia, Feeding trace*). Selon Chamberlain (1977), *Scalarituba*, est une forme eurybathique et cosmopolite trouvée dans des profondeurs intermédiaires et dans des faciès de mer profonde.

Scolicia vertebralis Książkiewicz, 1970 : (Fig. 39D)

S. vertebralis se présente sous forme d'un sillon épichnial, rectiligne à légèrement incurvé, ou il affiche une seule chaîne centrale en bas, large en forme de V avec des marges élevées dans les deux côtés de 1.5 à 2 cm de large, avec 1 cm de profondeur. Ce spécimen fait 15 cm de long. Cette rare trace est observée uniquement dans la dernière partie de l'ensemble inférieur dans les alternances argilo-gréseuse.

Scolicia est un terrier de locomotion et d'alimentation (*pascichnia*) d'un échinoïde spatangoïd (Smith & Crimes, 1983 ; Uchman, 1995 ; Bromley & *al.*, 1997).

Spongeliomorpha Saporta, 1887 : (Fig. 39E)

Cette trace fossile apparaît comme un long tunnel cylindrique, de 1 à 2 cm d'épaisseur réparti verticalement ou horizontalement sur une longueur de 12 à 13 cm, dont le remplissage est identique que la roche hôte. Les *Spongeliomorpha* diffèrent des *Ophiomorpha* et des *Thalassinoïdes* par des traces de grattages (griffures) (*scratch traces*) dans la paroi du terrier, indiquant que la production était fait sur un substrat de type *firmground.*

L'organisme responsable de construction de tel terrier peut être un crustacé, en raison d'alimentation en suspension (*Suspension feeding*). Elle est connue depuis le Trias jusqu'à l'actuel (D'Alessandro & Bromley, 1995).

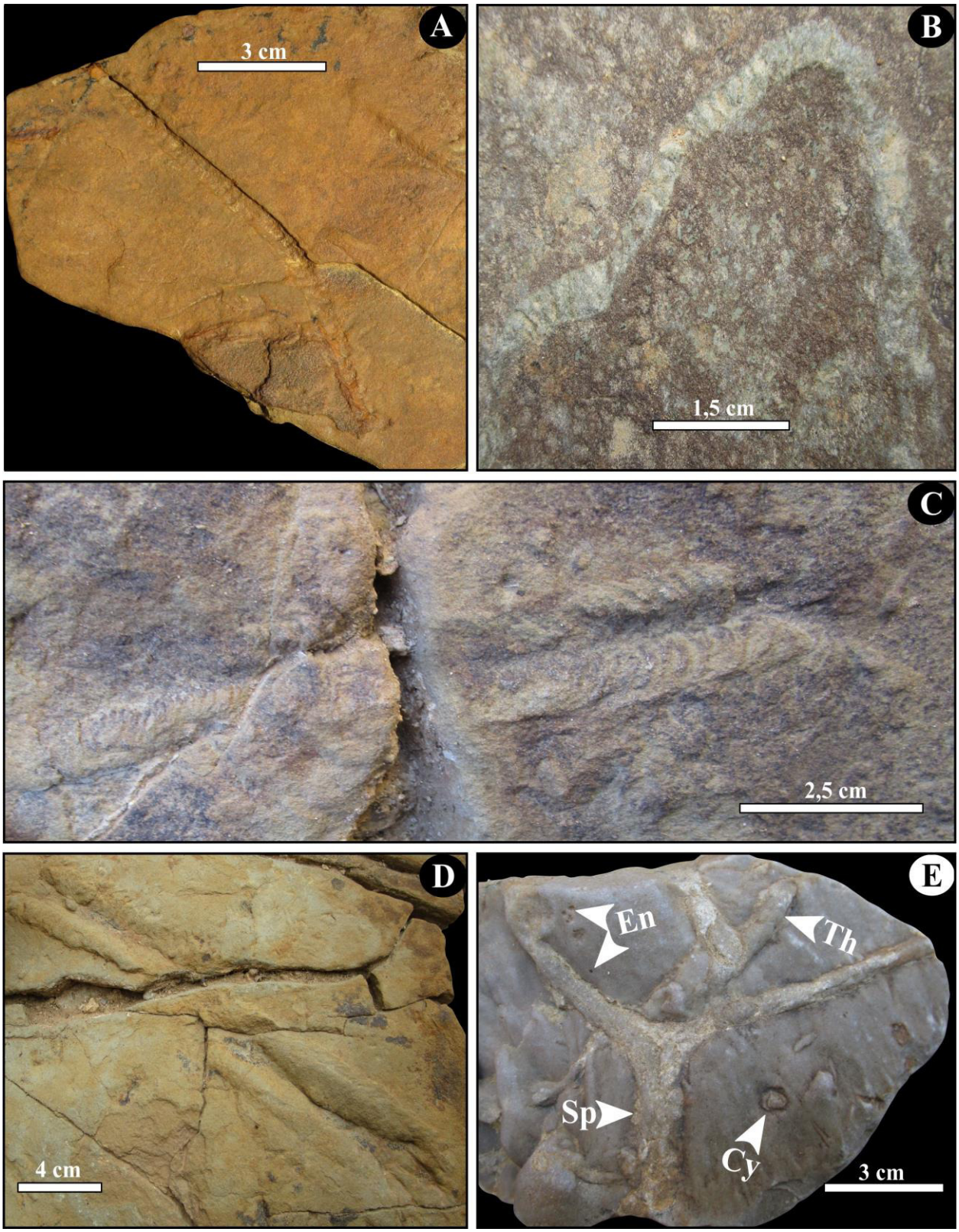


Fig. 39 : A : *Protovirgularia* préservée en épirelief négatif dans l'ensemble supérieur. B : *Scalarituba*. C : *Protovirgularia* cf. *dichotoma*. D : *Scolicia vertibralis*. La trace (**B**) préservée à la base du banc au début de l'ensemble inférieur. Les traces (**C** et **D**) préservées en épirelief positif dans la partie sommitale de l'ensemble inférieur E : *Entobia* **(En)**, *Thalassinoïdes* **(Th)**, *Spongiliomorpha* **(Sp)** et *Cylindrichnus* **(Cy)** préservée en épirelief positif au niveau de l'ensemble médian de la formation des « Argiles de Faïdja ».

Strobilorhaphe pusilla Książkiewicz, 1968 : (Fig. 40A)

Il s'agit d'une trace inhabituelle et rare composée par une agrégation horizontale de petites crêtes hypichniales de 1 à 2 mm de long. Elles sont composées d'une rangée irrégulière de petits tubercules partiellement chevauchantes, densément emballés. La rangée mesure 5 cm de long et environ 1 cm en moyen de large. Les tubercules de *S. pusilla* représentent des branches courtes, émoussées et clavées sortant d'une tige centrale.

Cette ichnoespèce indique une structure d'élevage (*breeding structure, calichnia*), et peut être produite par des vers polychètes. Elle est connue depuis l'Ordovicien jusqu' à l'Eocène (Książkiewicz 1977).

Thalassinoïdes Ehenberg, 1944 **:** (Fig. 39E) ; (Fig. 40B et C) :

- ***Thalassinoïdes* isp** Ehenberg, 1944 :

Cet ichnogenre est considéré comme une sorte d'empreinte en forme « Y » formée par deux branches ou l'angle n'excédant jamais 40° dans les cas idéales. Sa paroi est plus ou moins perturbée par quelques griffures indiquant que le sédiment était plus ou moins cohérent et plus compacte (*Firmground*).

Le remplissage du terrier est identique à l'encaissant. La largeur des segments varie entre 1 à 2 cm et la longueur de la structure est d'ordre 15 à 20 cm. Il s'agit d'une trace préservée en position épichniale positive rarement négative (Fig. 37E).

Les ichnogenres *Thalassinoïdes* bien que sont typiques des environnements moins profonds (Mangano & Buatois, 1991), ils ont été enregistrés dans des profondeurs très importantes (Uchman, 1995). Cette trace est répartie stratigraphiquement depuis l'Ordovicien (Sheehan & Schiefelbein, 1984) jusqu'à l'Holocène (Curran & Frey, 1977).

Auparavant, ce type de trace a été attribué à des creusements et des restes des racines larges. Actuellement, ce sont des crustacés susceptibles d'édifier un tel système de terrier, dépendant largement de l'interface l'eau/sédiment (Ehrenberg, 1938 ; Müller, 1970 ; Bradshaw, 1981). Ces crustacés utilisent ces terriers comme un abri d'habitation et de nourriture (*Domichnia & Fodichnia*).

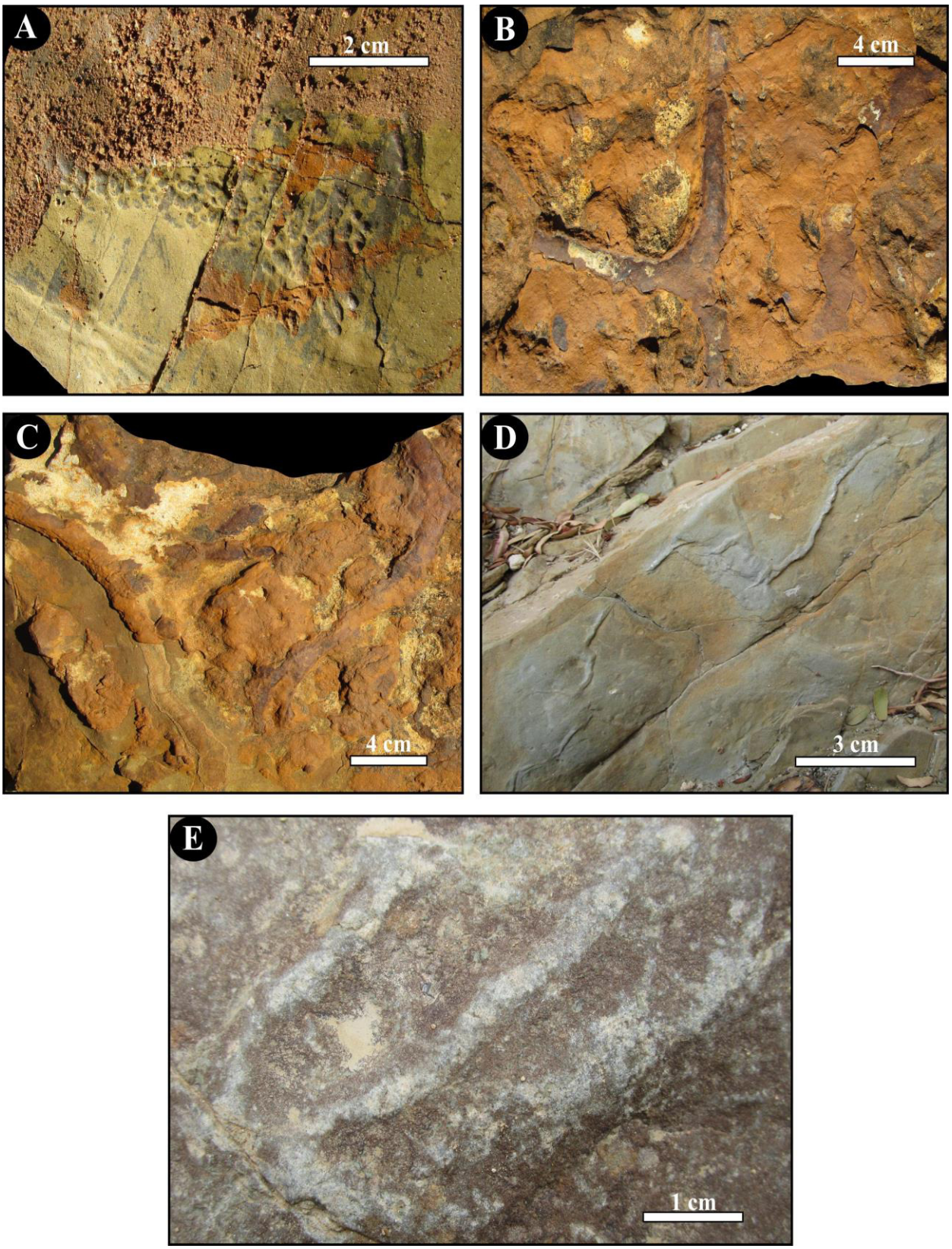


Fig. 40 : A : *Strobilorhaphe pusilla.* B & C : *Thalassinoïdes* récolté dans le deuxième niveau gréseux de l'ensemble supérieur. D : *Treptichnus*. E : *Urohelminthoida*. Les traces fossiles **(A, D** et **E)** sont récoltées dans l'ensemble inférieur, en position épichniale positive (**D**) et en position hypichniale positive (**A** et **E**).

Treptichnus Miller, 1889 : (Fig. 36A) ; (Fig. 40D)

Il s'agit d'un terrier individuel demi-cylindrique long d'une quinzaine de centimètres avec un diamètre constant le long du terrier, estimé entre 4 à 5 mm. Le terrier disposé en alternance vers la droite et vers la gauche, ce qui donne un motif en zigzag, où le terrier se prolonge dans la direction dans laquelle l'animal s'est déplacé avec des angles ouvertes.

Seilacher & Hemleben (1966) ont considéré cet ichnogenre comme un terrier d'alimentation (*feeding burrow*), ou une trace d'agriculture (Knaust, 2004).

Urohelminthoida Sacco, 1888 : (Fig. 40E)

Cet ichnogenre fait partie des graphoglyptidés "*uniramous meanders*" y compris plusieurs ichnogenres (e.g. *Protopaleodictyon, Cosmorhaphe, Helminthorhaphe*). Dans le secteur d'étude *Urohelminthoida* est très rare et n'apparaît qu'au début de l'ensemble inférieur au sein de la première alternance serrée argilo-gréseuse, en position hypichniale sous forme de fils ou une ficelle de 5 mm de large et 3 cm de long suivant un méandre étroit.

Elles ont été signalé dans plusieurs environnements depuis les grandes profondeurs (Gaillard, 1991) jusqu'aux mers peu profondes (extrêmement rare), à partir du Jurassique (Fürsich & Heinberg, 1983) jusqu'à le Miocène (D'Alessandro, 1980). *Urohelminthoida* est typiquement un terrier d'un graphoglyptidé (Seilacher 1977). Mis à part de nombreuses fréquences dans les flyschs, elle a été trouvée dans les dépôts de mer peu profonde du Mésozoïque (Fürsich & Heinberg 1983).

1. Distribution des traces fossiles et ichnofaciès :

La distribution des traces fossiles dépend largement des conditions paléoenvironnementales telles que l'oxygénation, salinité, bathymétrie, énergie hydrodynamique, la nourriture et le type de substrat….etc. Ce dernier présente un rapport étroit avec les organismes benthos et la production des traces fossiles (Rhoads & Morse 1970 ; Fürsich 1975 ; Pickerill & *al*. 1984 ; Ekdale 1985). Ce rapport dépend largement de leur composition et leur consistance (uniformité) (Bendella, 2012). Toutes ces conditions écologiques et environnementales régissent l'installation et l'épanouissement des traces fossiles suivant un profil hypsométrique idéal.

Les traces fossiles dans des ichnofaciès donnés, ont souvent des morphologies semblables qui sont vraisemblablement dues aux activités identiques des organisations fossiles qui les ont

faites (Bendella, 2012). Leur association est le résultat de l'action de plusieurs organismes qui vivaient dans des conditions très semblables pour marquer le type de milieu, selon le concept d'ichnofaciès (Seilacher, 1953 ; 1964) (Fig. 32 & 41).

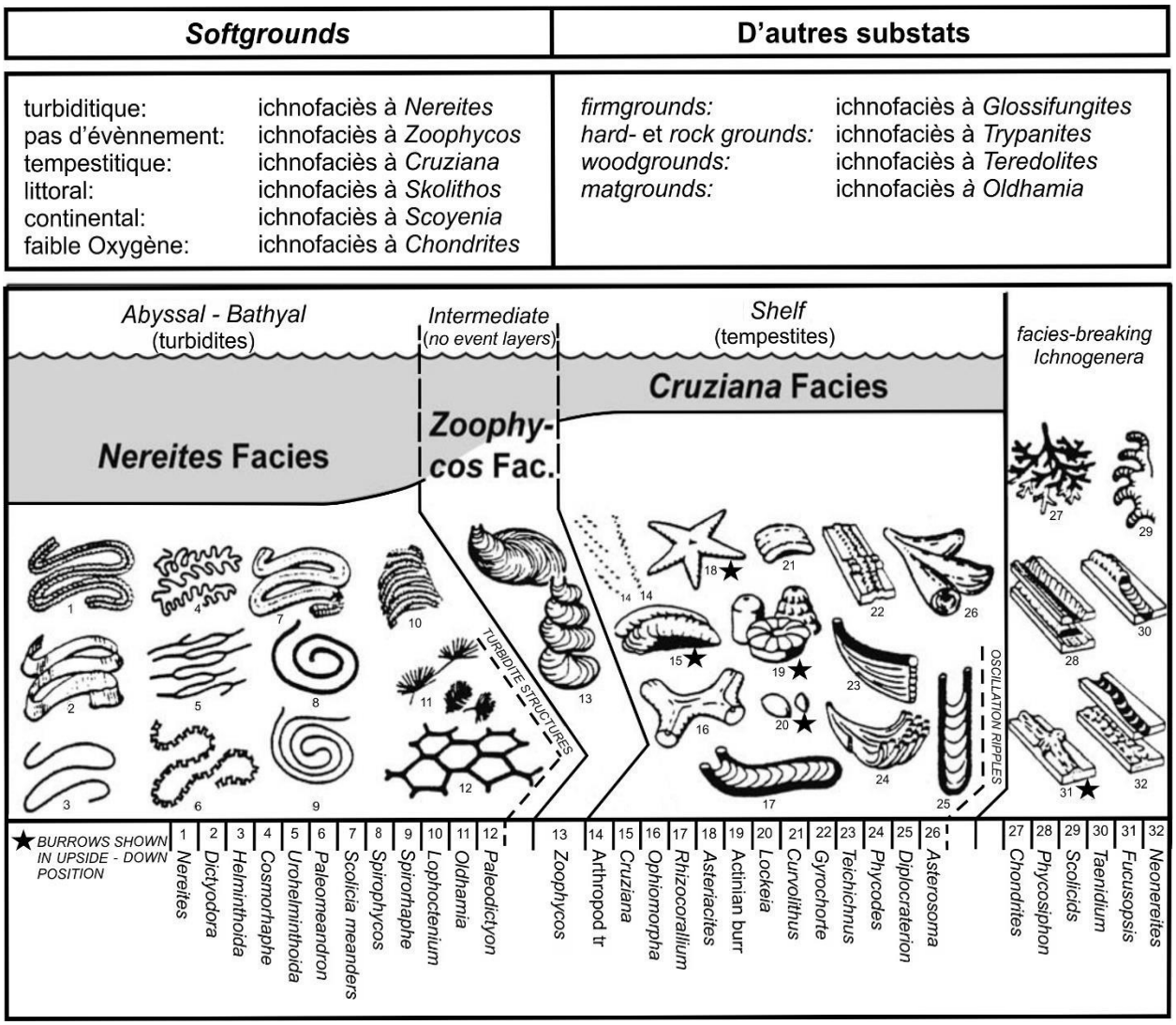


Fig. 41 : Relation entre les traces fossiles et leur association (ichnofaciès) et les conditions paléoécologiques ainsi que le type de substrat (d'après Seilacher, 2007)

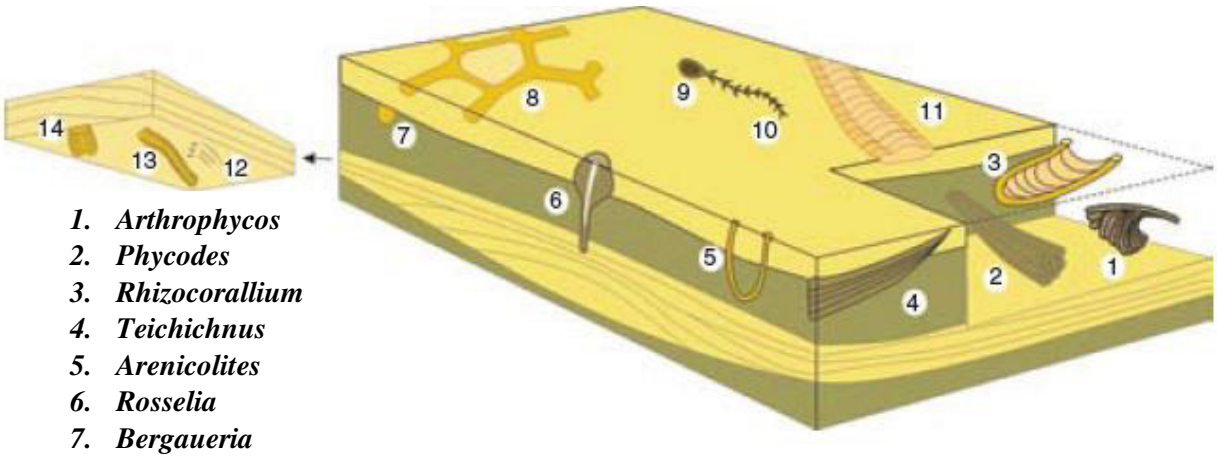
L'inventaire et la systématique des traces fossiles ont permis à distinguer une seule association ichnofaciologiques caractérisée par une ichnodiversité notable en ichnogenres et ichnoespèces suivant une bathymétrie décroissante (de bas en haut), il s'agit bien évidemment de l'ichnofaciès à *Cruziana.* Ce dernier est caractérisé par (Buatois & Mangano, 2011) : (1) dominance des traces horizontales et une présence secondaire des structures verticales et inclinées. (2) une large variété des catégories éthologique, y compris des traces de locomotion, nourriture, repos, d'habitation et de pacage. (3) ichnodiversité et abondance élevé. (4) dominance des traces produite par la faune mobile et une présence subordonnée des traces d'habitation

permanente (5) dominance des traces d'alimentation de vase, ainsi d'alimentation en suspension et de prédation sont aussi impliquées.

Dans la littérature, la formation des Argiles de Faïdja est marquée par une très grande extension verticale à dominante argileuse, dont l'épaisseur exacte est difficile à évaluer atteignant 800 m parfois 1000 m (Atrops & Benest, 1981 ; Benest, 1985). L'étude ichnofaciologique révèle une association des traces installées dans un environnement de plateforme à évolution bathydécroissante.

Il s'agit de l'ichnofaciés à *Cruziana*, ce dernier est caractérisé par une diversité des traces telle que les ichnogenres de locomotion "*Repichnia*" (*Cruziana et Aulichnites*), ainsi que des traces de repos "*Cubichnia*" (*Rusophycus, Asteriacites et Lockeia)* (Pemberton & *al*., 1990).

Ichnofaciès à *Cruziana*



1. ***Arthrophycos***
2. ***Phycodes***
3. ***Rhizocorallium***
4. ***Teichichnus***
5. ***Arenicolites***
6. ***Rosselia***
7. ***Bergaueria***
8. ***Thalassinoïdes***
9. ***Lockeia***
10. ***Protovirgularia***
11. ***Curvolithus***
12. ***Dimorphichnus***
13. ***Cruziana***
14. ***Rusophycos***

Fig. 42 : Reconstitution systématique de l'ichnofaciès à *Cruziana* (d'après Buatois & Mangano, 2011).

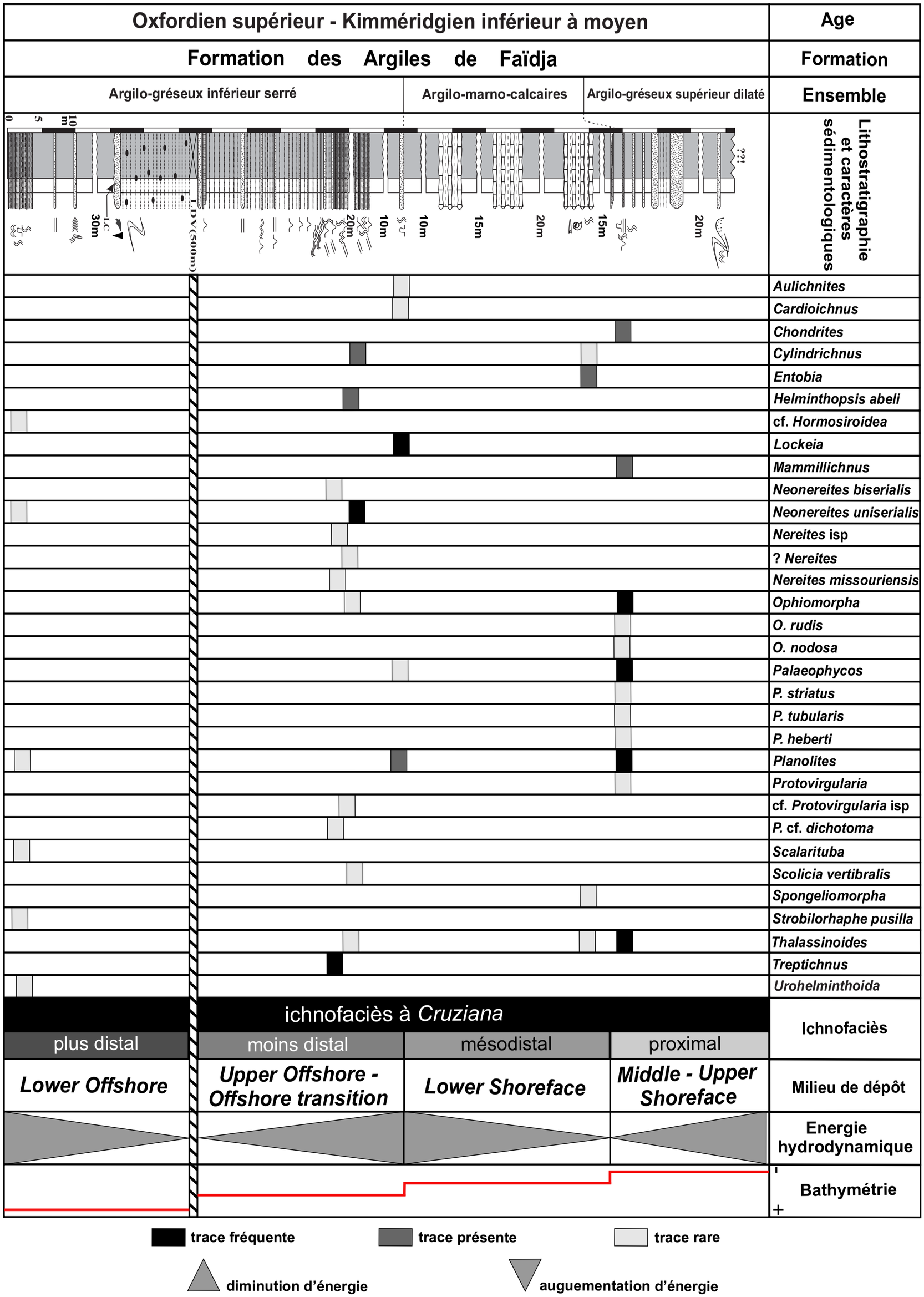


Fig. 43 : Distribution des traces fossiles dans la formation des Argiles de Faïdja.

Les ichnogenres de l'ichnofaciès à *Cruziana* qui ont été répertorié dans cette formation sont surtout de locomotion tels que : *Aulichnites, Protovirgularia* et de repos comme : *Cardioichnus, Lockeia,* ainsi que des traces de nourriture ou/et d'habitation : *Thalassinoïdes, Palaeophycus, Cylindrichnus, Ophiomorpha. Chondrites.* Tous ces ichnogenres sont réunis pour former « l'ichnofaciès à *Cruziana* ». Généralement, ces traces sont le résultat des organismes mobiles (Seilacher, 1967b), leurs répartition dépend largement aux facteurs paléoécologiques (bathymétrie, oxygénation, nourriture…) qui leur permet de s'épanouir et de se diversifier tout au long de la plateforme étudiée. Mais elles sont dépendantes également du degré de consolidation du sédiment et du niveau énergétique marin (*in* Guerin-Franiatte & *al.,* 1991).

Il est à noter que, la présence et la coexistence des traces fossiles indiquant l'ichnofaciès à *Nereites,* mais avec une faible fréquence telles que les *Nereites, Neonereites uniserialis* et *biserialis, Nereites missouriensis, Scolicia, Urohelminthoida* avec les traces de l'ichnofaciès à *Cruziana* ne peut être s'expliquer que par la disponibilité des conditions et des facteurs paléoécologiques similaires à leur environnement originel dans la plateforme étudiée, malgré ils sont temporaires.

Néanmoins, l'ichnofaciès à *Cruziana* est le plus répandu représentant un milieu énergétique parfois calme, entre l'Offshore inférieur jusqu'à le Shoreface supérieur. Cet ichnofaciès est caractérisé par une grande variété des ichnoespèce et par la prédominance des traces horizontales que verticales, principalement post-dépositionnelles.

I. CONCLUSION :

L'étude sédimentologique et ichnofaciologique de formation des Argiles de Faïdja (secteur d'Aïn Bezzez ; les Monts du Nador) a révélé la succession de plusieurs faciès qui ont été associés dans quatre grandes associations, présentant quatre environnements marins différents suivant trois ensembles sédimentaires, qui sont entièrement focalisés dans une plateforme à bathydécroissance et à ichnofaciès à *Cruziana*.

L'ensemble inférieur s'est déposé dans un environnement ouvert depuis l'offshore inférieur jusqu'à l'offshore de transition montrant deux associations différentes en fonction de la sédimentation prédominante et le flux hydrodynamique qui ne cesse de s'accroitre vers le haut. Cette architecture de dépôt et l'énergie du milieu permettant par similitude d'apparition des traces fossiles caractérisant des grandes profondeurs dès le début jusqu'à le dernier tiers de cet ensemble, mais avec de faibles fréquences telles que les : *Uroheminthoida, Nereites, Neonereites, Scolicia.*

Tandis que les traces caractérisant l'ichnofaciès à *Cruziana* sont les plus dominantes telles que : *Aulichnites, Protovirgularia, Cardioichnus, Thalassinoïdes* et *Lockeia* montrant l'ichnofaciès à *Cruziana* distal.

L'ensemble médian argilo-marno-calcaires présente un changement drastique de point de vue hydrodynamique du milieu avec une prédominance argileuse qui suggère un environnement plus calme. Cependant l'analyse microscopique sur les trois passées marno-calcaires caractérisant cet ensemble révèle une augmentation de taux des éléments remaniés quartzeux, ainsi que la texture carbonatée qui va de mudstone à wackstone jusqu'au packstone indiquant plus ou moins une augmentation de flux hydrodynamique du milieu. Enfin, la présence des algues dans la passée marno-calcaire supérieure nous a induit à proposer un environnement de type shoreface inférieur à cet ensemble. L'étude ichnologique a exhibé la présence des traces d'habitation et de nourriture telles que les *Spongiliomorpha*, *Thalassinoïdes* et *Cylindrichnus*, ainsi de perforation type *Entobia* dans le dernier passée marno-calcaires présentant un ichnofaciès à *Cruziana* mésodistal. Le milieu est probablement soumis à une subsidence saccadée donnant une tendance évolutive d'enfoncement, permettant la mise en place de ces carbonates.

Sur le plan hydrodynamique, le dernier ensemble présente un environnement tout à fait différent au précédent, où tous les faciès montrent une énergie importante dans un milieu au-dessus de la limite d'action des vagues de beau temps (LAVB). Ces ingrédients ne peuvent se concrétiser que dans un environnement peu profond de type Shoreface moyen à supérieur. Les traces fossiles répertoriées dans cet ensemble montrent une ichnodiversité notable sur les deux plans ichnospécifique et ichnogénérique telles que les : *Thalassinoïdes, Ophiomorpha, Palaeophycus, Protovirgularia, Planolites* et *Chondrites*, qu'appartient à l'ichnofaciès à *Cruziana* dans sa partie proximale.

Chapitre IV
Conclusion générale

Conclusion générale

Les Monts du Nador se situent dans un domaine géologique mixte, appelé communément le domaine atlasico-tlemcien ou préatlasique (Elmi, 1978 ; Ouared, 1987). Il doit cette appellation à sa position, il est cerné entre le domaine atlasique et tlemcenien. Ce dernier, et pendant le Malm il est caractérisé par un grand évènement détritique qui traduit l'installation de la puissante formation des « Argiles de Faïdja ». Ce matériel silico-clastique coïncide avec la cicatrisation totale du sillon préatlasique après une longue période de comblement.

La Formation des « Argiles de Faïdja » dans de secteur d'Aïn Bezzez, correspond à une sédimentation silico-clastique à rare production carbonatée. Elle est formée essentiellement par des alternances argilo-gréseuses, qui s'intercalent brusquement avec des dépôts argilo-marno-calcaires. L'enchaînement lithostratigraphique comprend trois ensembles, ayant des caractéristiques bien distinctes (lithologique, stratonomique, chromofaciologique et ichnologique). Le dernier aspect joue un rôle primordial pour nuancer les différents milieux de dépôts.

L'ensemble inférieur est représenté par une alternance rapprochée entres des grès généralement fins et des combes d'argiles verdâtres, avec l'apparition des structures et des figures sédimentaires témoignant une accentuation de flux hydrodynamique vers le haut, suivant deux associations faciologiques révélant un milieu de dépôt oscillant entre l'Offshore inférieur à la base de cet ensemble jusqu'à l'Offshore supérieur à l'Offshore transition à son sommet. L'étude ichnologique de cet ensemble montre une distribution non chaotique des structures biogéniques, avec une combinaison entre des traces caractérisant les grandes profondeurs et ceux de la plateforme, montrant des dominances des structures de locomotion (*Repichnia*), de repos (*Cubichnia*), et de nourriture (*Fodichnia*) rarement d'habitation (*Domichnia*) et de pacage (*Pascichnia*). Authentifiant une ichnodiversité élevée avec des variations remarquables dans les conditions paléoécologiques qui règnent dans le milieu.

Le deuxième ensemble de la formation des « Argiles de Faïdja » est caractérisé par un changement de la sédimentation. Elle passe d'un pôle purement silico-clastique à un autre mixte argilo-marno-calcaires, qui marque un net changement des conditions du milieu de dépôt. Elles sont dues probablement aux variations climatiques ou tectono-eustatiques. Cet ensemble est caractérisé par le développement de trois passées marno-calcaires emballées dans des combles argileuses décamétriques. L'étude microscopique a montré des calcaires biomicritique dont la texture varie de mudstone au packstone respectivement dans les trois passées. L'association de ces faciès et les indications microscopiques suggère un environnement de Shoreface inférieur.

Cependant, les traces fossiles sont très rares et il ne s'agit que de quelques traces d'habitation et de nourriture, ainsi de perforation.

Après le retour de la sédimentation silico-clastique dans le bassin, elle annonce la fin de l'ensemble médiane, et le début de l'ensemble sommital de la formation des « Argiles de Faïdja ». Cet ensemble, est caractérisé par un flux hydrodynamique très élevé, vu les faciès et les structures qu'il contient. Cette association ne peut se réaliser qu'au-dessus de la limite d'action des vagues (LAV). Elle détermine un environnement de type Shoreface moyen à Shoreface supérieur. L'étude ichnologique a révélé une richesse en trace et une ichnodiversité remarquable sur le plan ichnospécifique. Ces traces reflètent généralement un comportement de nourriture et d'habitation (*Feeding, Dwelling traces*).

L'étude ichnofaciologique de cette formation révèle des traces fossiles très diversifiées en ichnogenre et ichnoespèce et même de point de vu ichnofabrique. Ces variétés des ichnotaxons associés dans leur environnement d'origine ne peuvent s'effectuer que dans l'ichnofaciès à ***Cruziana.*** Ce dernier répartit d'une façon inégale sur les trois ensembles de la formation des « Argiles de Faïdja » depuis l'Offshore inférieur jusqu'à le Shoreface supérieur.

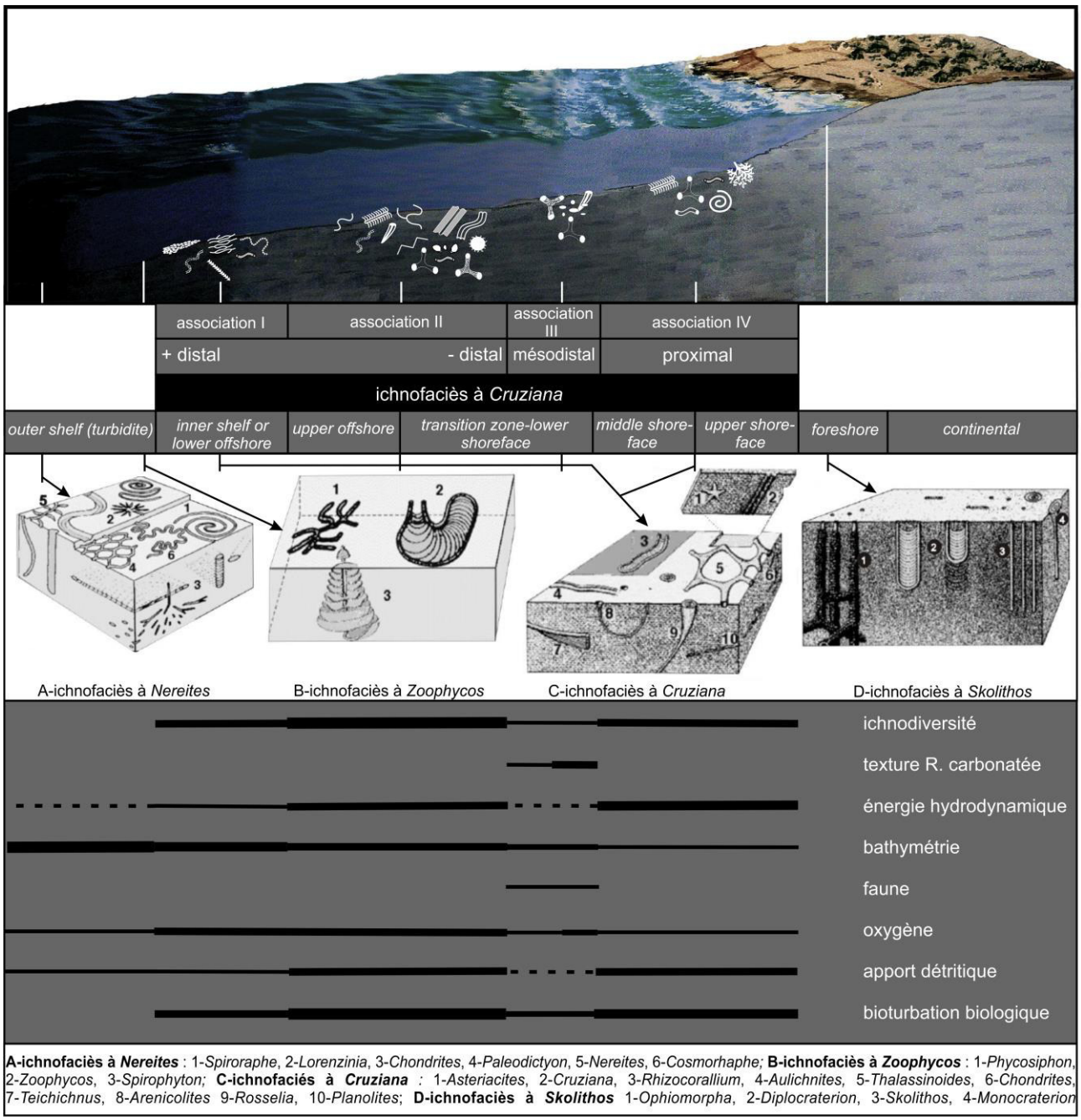


Fig. 44 : Milieu de dépôts, et distribution de l'association des faciès en relation avec l'ichnofaciès à *Cruziana* selon un modèle de plateforme marine.

Références Bibliographiques

-A-

Atrops F. & Benest M. (1981) - Données biostratigraphiques nouvelles sur l'Oxfordien et le Kimméridgien du Djebel Nador de Tiaret (Avant-pays tellien, Algérie) ; conséquences paléogéographiques. *Geobio.,* Lyon, n°14, fasc. 1, pp. 115-122, 3 fig.

Auclair D. & Bielher J. (1967) - Etude géologique des Hautes Plaines oranaises entre Tlemcen et Saida, *Publ. Serv. Géol. Algérie*, Alger, N.S., n°34, pp. 3-45, 4 fig., 6 pl., carte géol., h.t. 1/200 000.

Augier C. (**1967) -** Quelques éléments essentiels de la couverture sédimentaire des Hautes Plateaux, *Publ. Serv. Géol. Algérie,* Alger, N.S., n°34, pp. 47-80, 8 fig.

-B-

Baloge P. A. (1981) - Foraminifères et ostracodes dans les faciès « Ammonitico-Rosso » et associés du Lias (Domérien-Toarcien) du Djebel Nador, Algérie. *in* Farinacci A. & Elmi S. (éd.), *Rosso Ammonitico symp. Proc. Taecnoscienza édit.,* Roma, pp. 26-37, 1 pl.

Bendela M. (2004) - Séquences et Ichnofaciès de la sédimentation silico-clastique d'âge Famennien terminal (Beni Abbes, Souara). *Mémoire Magister,* Oran, 142 p. 38 fig. 2 tab., 11 pl. *(inédit).*

Bendela M. (2012) - Evolution des traces fossiles dans l'espace (Tell, Atlas, Sahara) et dans le temps en Algérie Occidentale : inventaire et mise en évidence des évènements anoxiques. *Thèse*. *Doct. Etat.* Univ. Oran, 161 p., 59 fig., 5 tab. *(inédit).*

Bendella M., Benhamou M. & Benyoucef M. (2008) - Les ichnofaciès du Callovo-Oxfordien Kimméridgien des Monts du Nador (Tiaret, Algérie du Nord). *Colloque. International. « Terre & Eau 2008 »*. Annaba, les 17, 18 et 19 Novembre 2008.

Benest M. (**1985) -** Evolution de la plate-forme de l'Ouest algérien et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : stratigraphie, milieu de dépôt et dynamique sédimentaire. Thèse Sci. Lyon (1984). *Docum. Lab. Géol. Lyon,* n°95, 2 fasc., 581 p., 145 fig., 3 pl.

Benest M., Elmi S., Ouardes T., Perriaux J. & Benhamou M. (1997) - Les facteurs de contrôle de la sédimentation de l'éventail détritique callovo-oxfordien du Djebel Nador de Tiaret sur la marge continentale sud-téthysienne en Algérie occidentale. *Bull. Serv. Géol. Algérie*, Vol. 8, n°1, pp. 3-17, 4 fig.

Benest M., Elmi S., Ouardes T., Perriaux J., Ghali M. & Benhamou M. (1995) - Dynamique de la mise en place d'un cône détritique d'âge callovo-oxfordien dans le sillon intracratonique du Nador de Tiaret sur la marge téthysienne de l'Ouest algérien. *C.R. Acad. Sci.* Paris, t. 321, sér. IIa, pp. 103-110.

Bjerstedt T. W. (1988) - Trace fossils from the Early Mississippian Price Delta, southeast West Wirginia. – *Journal of Paleontology* 62: 506-519; Lawrence, Ka.

Boersma J. R. (1970) - Distinguishing features of wave-ripple cross-stratification and morphology. Unpublished PhD thesis, University of Utrecht, 65 pp.

Bourezg S. (1984) - Evolution géodynamique de la bordure fragile sud-mésétienne : le Djebel Nador de Tiaret-Algérie : étude sédimentologique et structurale. *Thèse de 3ème cycle,* Univ. Pau, n° 187, 215 p., 68 fig., 22 pl., *(inédit).*

Bouterfa B. (1999) - Enchaînement sédimentologique et séquentiel des événements détritiques et calloviens, Oxfordiens et Kimméridgiens dans les Monts de Ghar Roubane (Algérie occidentale). - *Thèse*. *Magist*., Univ. Oran. 188 p.

Bradshaw M. A. (1981) - Paleoenvironmental interpretations and systematics of Devonian trace fossils from the Taylor Group (Lower Beacon Supergroup), Antartica. - *New Zealand Geol. Geoph*., 24, 615-652.

Brenchely P. J., Romano M. & Gutierrez-Marco J. C. (1986) - Proximal and distal hummocky cross-stratified on a wide ordovicien shef in Iberia *in* Knight. R.J.and Mclean.J.R. (Eds), Shelf Sands and Sandstones. *Candian Society of Petroleum Geologists, Memo II,* pp. 241-255.

Bromley R. G. & Asgaard U. (1979) - Triassic fresh water ichnocoenosis from Carlsberg Fjord, East Greenland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 28: 39–80.

Bromley R. G., Asgaard, U. & Jensen, M. (1997) - Experimental study of sediment structures created by a spatangoid echinoid, Echinocardium mediterraneum. Proc. Geol. Assoc. 108, 183 189.

Bromley R. G. & D'Alessandro A. (1989) - Ichnological study of shallow marine endolithic sponges from the Italian coast. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, 95, 279 – 314.

Bromley R. G., Pemberton S. G. & Rahmani R. (1984) - A Cretaceous woodground: the *Teredolites* ichnofacies. - Journ. Paleont., 58, 488-494.

Brongniart, A. T. (1828) - Histoire des Végétaux Fossiles ou Recherches Botaniques et Géologiques sur les Végétaux Renfermés dans les Diverses Couches du Globe, vol. 1. G. Dufour & E. d'Ocagne, Paris, pp. 1–136.

Bronn, H. G. (1837) - Lethaea Geognostica oder Abbildungen und Beschreilbungen der fu¨ r die Gebirgsformationen bezeichendsten Versteinerungren. E. Schweitzerbart, Stuttgart, 672 p.

Buatois L. A. & Mangano M. G. (2011) - Ichnology _ organism-substrate interactions in space and time-Cambridge University Press. 347 p.

Buatois L. A., Mangano M. G., Maples C. G. & Lanier W. P. (1998) - Ichnology of an Upper Carboniferous fluvio-estuarine paleovalley: The Tonganoxie Sandstone, Buildex Quarry, eastern Kansas, USA. - *Journ. Paleont*., 72, 152-180.

-C-

Caratini C. (1967a) - Histoire géologique de la région de Chellala Reibell (Département de Médéa et de Tiaret -Algérie). *Actes Soc. linn. Bordeau,* t. 104, sér. B, n° 2, 9 p., 6 fig.

Caratini C. (1967b) - Evolution paléogéographique et structurale de la région de Chellala Reibell (Département de Médéa et de Tiaret, Algérie). *Bull. Soc. Géol. France,* Paris, sér. 7, t. IX, pp. 850-858, 2 fig.

Caratini C. (1970) - Etude géologique de la région Chellala-Reibell (Algérie). *Publ. Serv. Géol. Algérie,* Alger, N.S., n°40, 2 t., 311 p. 106 fig., 18 tabl., 9 pl.

Chamberlain C. K. (1971a) - Morphology and ethology of trace fossils from the Quachita Mountains, southeast Oklahoma. - *Journal of Paleontology*, v. 45: 2-246.

Chamberlain C. K. (1977) - Ordovician and Devonian trace fossils from Nevada. – Nevada Bureau of Mines and Geology, Bull. 90: 1-24; Reno, Nevada.

Chamley H. (1987) - Bases de Sédimentologie. *Dunod. Coll. Geosciences,* Paris. 178p.

Clifton H. E. (2006) - A Reexamination of Facies Models for Clastic Shorelines. In: *Facies Models Revisited*, ed. H.W. Posamentier and R.G. Walker, *Society for Sedimentary Geology Special Publication*, 84, 293–337.

Clifton H. E., Hunter R. E. & Phillips R. L. (1971) - Depositional structures and processes in the non-bar high energy nearshore. *Journal of Sedimentary Petrology*, 41, 651–670.

Cojan I. & Renard M. (1997) - Sédimentologie. *Masson.* (*édit*), 410 p.

Cojan I. & Renard M. (1999) - Sédimentologie. Dunod *(2éme éd*). Paris, 418 p.

Collinson J., Mountney N. & Thompson D. (2006) - Sedimentary Structures. – *Terra publishing,* London. 291 p.

Crimes T. P. (1974) - Colonization of the early ocean floor. – *Nature*., 248, 328-330.

Crimes T. P. (1975) - The stratigraphical significance of trace fossils. In: Frey R.W. (Ed). The study of Trace Fossils. A Synthesis of principles, Problems, and Procedures in ichnology. *Springer-Verlag, New York, Heidelberg, Berlin*, pp. 109-130.

Crimes T. P. (1987) Trace fossils and correlation of Late Precambrian and early Cambrian strata. – Geological Magazine 124: 97-119; London.

Curran H. A. & Frey R. W. (1977) - Pleistocene trace fossils from North Carolina (U.S.A.), and their Holocene analogues, p. 139-162. *in* T. P. Crimes and J. C. Harper (eds.). Trace Fossils 2. - *Geol. Journ. Spec. Issue 9. Seel House Press*, Liverpool.

-D-

Dahmer G. (1937) - Lebensspuren aus dem Taunusquarzit und den Siegener Schichten (Unterdevon). - *Jahrb. Preuss. Geol. Landesants*., 1936, 57, 523-539.

D'Alessandro A. (1980) - Prime osservacioni sulla ichnofauna miocenica della « Formazione di Gorgolione » (Castelmezzano, Potenza). – *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 86: 357–398. Milano.

D'Alessandro A. (1982) - Processi tafonomici e distribuzione delle trace fossili nel flysch di Gorgolione (Appennino Meridionale). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 87: 511–560. Milano.

D'Alessandro A. & Bromley R. G. (1995) - A new ichnospecies of *Spongeliomorpha* from the Pleistocene of Sicily' *Journal of Paleontology*, vol. 69, pp. 393-398.

DA Silva C. (2004) - Sédimentologie de la plate-forme carbonatée frasnienne belge. *Thèse doctorat d'état*. Université de Liège, Belgique, 423p.

Deleau P. (1935) - Présence du Lias au Djebel Nador (Département d'Oran). *C.R. Acad. Sci.,* Paris, t. 200, 3 p.

Deleau P. (1948) - Le Djebel Nador. Etude stratigraphique sur les Monts de Chellala et aperçu sur l'hydrologie du Djebel Nador et des Monts de Chellala. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie,* Alger, sér. 2, n°17, 124 p., 6 fig.

Döring S. (2002) - Sedimentlogical evolution of the late Emsien to early Givetian carbonate ramp in the mader (eastern Anti-Atlas, SE-Morocco). *Th. Doct. Univ. Tübingen,* 80 p. 33 fig., 29 tab., 6 pl.

Douas Bengoudira F. (2012) - Biostratigraphie et Paléontologie des Ammonites du Lias des Monts du Nador (Tiaret, Algérie occidentale). *Mémoire Magister,* Oran, 77 p. 25 fig. 12 pl. (*inédit*).

Dunham R. J. (1962) - Classification of carbonate rocks according to depositional texture. *in:* Classification of carbonate rocks. A symposium. Amer. Assoc. Petrol. Geol., Tulsa, mem. 1, pp. 108-121, 1 tabl., VII pl.

-E-

Ehrenberg K. (1938) - Bauten von Decapoden (*Callinassa sp*.) aus dem Miozän (Burdigal) von Burgschleinitz bei Eggenburg im Gau Nieder6Donau (Niederösterreich). - *Paläont. Zeitschr*., 20, 263-284.

Ehrenberg K. (1944) - Ergäzende Bemerkungen zu den seierzeit au dem Miozän von Burgscheinitz beschriebenen Gangkernen und Bauten dekapoder Krebse. - *Paläont. Zeitschrift.,* 23, 345-359.

Ekdale A. A. (1985) - Trace fossils and mid-Cretaceous anoxie events in the Atlantic Ocean: *in* Curran H. A. (ed.), Biogenic Structures: Their use in Interpreting Depositional Environments. - *Soc. Econ. Paleont. Miner. Spc. Pub*., 35, 333-342.

Ekdale A. A. (1988) - Pitfalls of paleobathymetric interpretation based on trace fossil assemblages. – *Palaios*., 3, 464-472 ; Ann Arbor, Mich.

Ekdale A. A., Bromley R. G. & Pemberton S. G. (1984) - Ichnology: The use of trace fossils in sedimentology and stratigraphy. - *Soc. Econ. Paleont. Miner.* Schort Cours. Tulsa*,* 15, 317 p.

Ekdale A. A. & Lewis D.W. (1991) - Trace fossils and paleoenvironmental control of ichnofacies in a late Quaternary gravel and loess fan delta complex, New Zealand - *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology.,* 81, 253-279 253.

Elmi S. (1970) - Rôle des accidents décrochants de direction SSW-NNE dans la structure des Monts de Tlemcen (Ouest algérien). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, Alger, t. 61, fasc. 3-4, pp 3-8, 1 fig.

Elmi S. (1972) - L'instabilité des Monts de Tlemcen et de Ghar-Rouban (Ouest algérien) pendant le Jurassique, interprétation paléogéographique. *C.R. Somm. Soc. Géol. France,* Paris, Fasc. 5, n° 10-15, pp. 220-222.

Elmi S. (1978) - Polarité tectono-sédimentaire pendant l'effritement des marges septentrionales du bâti africain au cours du Mésozoïque (Maghreb). *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. XCVII, 1977, n° 4, PP. 315-323, 3 fig.

Elmi S. (1984) - Jurassic paleogeography of North Africa and its implications. *Intern. Symposium on jurassic Stratigraphy. Geol. Surv. Denmark,* Copenhagen, vol. III, pp. 629-639, 2 fig.

Elmi S. & Ameur M. (1984) - Quelques environnements des faciès noduleux mésogéens. - Estrato da Geologica Romana., 23, 13-22.

Elmi S., Atrops F. & Mangold C. (1973) - Le Toarcien du Djebel Nador (Tiaret, Algérie) ; succession des faunes d'ammonites. *C.R. Acad. Sci. Paris,* t. 276, n° 7, sér. D, pp. 1143-1145.

Elmi S., Atrops F. & Mangold C. (1974) - Les zones d'ammonites du Domérien, Callovien de l'Algérie occidentale. 1ère partie Domérien-Toarcien. *Docum. Lab. Géol. Lyon*, n° 61, 83 pp. 17 fig., 6 pl.

Elmi S. & Benest M. (1978) - Les « Argiles de Saïda », faciès flyschoïde du Callovo-Oxfordien du sillon tlemcénien (Ouest algérien) : stratonomie, environnement, interprétation

et évolution paléogéographique. Livre jubilaire Jacques Flandrin. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sc. Lyon,* H.S. 4, pp 203-261, 14 fig., 9 pl.

Elmi S. & Caloo-Fortier B. (1985) - Eléments essentiels des peuplements d'ammonites du Toarcien terminal – Aalénien en Oranie (Algérie occidentale). *Cahiers Inst. Catholique Lyon*, n°14, pp. 43-56, 2 pl.

Elmi S. & Faugeres J. C. (1973) - les Amaltheides (Ammonoides) du Maroc et de l'W Algérien, interprétation paléogéographique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 276, sér. D, n° 9, PP 1413-1415.

-F-

Fairbridge R. & Bourgeois J. ed. (1978) - the encyclopedia of sedimentology. *Dowden*, *Hutchinson and Ross*, Stroudsbourg: 901 p.

Farinati E. & Zavala C. (2002) - Trace fossils on shelly substrate. An example from the Miocene of Patagonia, Argentina. *Acta. Geol. Hisp.,* v. 37, n° 1, pp. 29-36.

Fellah A. H. (2009) - L'Anticlinal de Ben Zireg : Lithostratigraphie, Evolution séquentielle et environnements de dépôts au Dévonien inférieur et moyen (Béchar, Sahara algérien nord occidental). *Mém. Mag. Univ*. Oran, 82 p. *(inédit)*

Fenton C. L. & Fenton M. A. (1937) - Archaeonassa: Cambrian snail trails and burrows. Am. Midl. Nat. 18, 454–458.

Fillion D. & Pickerill R. K. (1990) - Ichnology of the Upper Cambrian? to Lower Ordovician Bell Island and Wabana groups of eastern Newfoundland, Canada. *Palaeontographica Canadiana* (Toronto) 7: 1–119.

Folk R. L. (1959) - Practical petrographic classification of limestones. *Amer. Ass. Petrol. Geol.,* Tulsa, vol. 43, n° 1, 38 p. 41 fig. 2 tabl.

Frey R. W. & Howard J. D. (1985) - Trace fossils from the Panther Member, Star Point Formation (Upper Crestaceous), Coal Creek Canyon, Utah. - *Journal of Paleontology*., 59, 370-404.

Frey R. W. & Pemberton S. G. (1984) - Trace fossil facies model. *In* Walker R. G. (ed.) Facies model. - *Geoscience. Canada, Reprint Series*, 1, 189-207, 14 fig., 2 tab., Ottawa

Frey R. W. & Pemberton S. G. (1987) - The *Psilonichnus* Ichnocoenose and its relationship to adjacent marine and nonmarine ichnocoenoses along the Georgia Coast: Bulletin of Canadian Petroleum – *Geology*., 35, 333–357.

Frey R.W. & Seilacher A. (1980) - Uniformity in marine invertebrate ichnology. – *Lethaia*., 13, 183-207, Oslo.

Fürsich F.T. (1975) - Trace fossils as environmental indicators in the Corallian of England and Normandie. - *Lethaia*., 8, 151-172.

Fürsich F.T. & Heinberg C. (1983) - Sedimentology, biostatinomy, and palaeoecology of an Upper Jurassic offshore sand bar complex. – *Bull. Géol. Soc.* Denmark, Copenhagen. 32: 67-95.

-G-

Gaillard C. (1991) - Recent organism traces and ichnofacies on the deep sea floor of new Caledonia, southwestern Pacific. – Palaios., 6, 302-315, Ann Arbor, Mich.

Glangeaud L. (1951) - interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographique de la Méditerranée occidentale. *Bull. Soc. Géol. France,* Paris, sér. 6, t. I, pp. 735-762, 3 fig.

Gressly A. (1838) - Observations géologiques sur le Jura soleurois. - *Nouv. Mém. Soc. Helv. Sec .Nat* .Neuchâtel, II, 241p, 12pl.

Guerin-Franiatte S., Hary A. & Muller A. (1991) - la formation des grés du Luxembourg, au Lias inférieur : reconstitution dynamique du paléoenvironnement. 1ère *Congr. Paleont. Bull. Soc. Geol*. France., T. 162, n°4, pp. 763-773.

Guillocheau F. (1990) - Stratigraphie séquentielle d'un bassin de plate-forme : exemple du Devonien armoricain. *Thèse. Doc. Sc. Nat., Univ. Louis Pasteur, Strasbourg,* 257 p., (*inédit*).

Guillocheau F. (1991) - Zonation des dépôts de tempêtes en milieu marin ouvert ("Offshore, Shoreface"), Baie et replats sableux ("Sand-flats") : Visite de quelques affleurements ordoviciens en Presqu'ile de Crazon (Bretagne, France). *3ème Cong.fr. Sedi.,* pp. 40-66.

Guillocheau F. & Hoffert M. (1988) - Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *C.R., Acad., Sci.,* Paris, série II, 307: 1909-1916.

Guiraud R. (1973) - Evolution post-triasique de l'avant-pays de la chaine alpine en Algérie. D'après l'étude du bassin du Hodna et des régions voisines. *Doct. es Sci. Nat.,* Nice, n°AO8603, 270 p., 114 fig. XII pl.

-H-

Hall J. (1847) - Palaeontology of New York,. State of New York. - *Van Benthuysen*. Albany., 1, 338p.

Hall J. (1852) - Paleontology of New York. vol 2. Containing descriptions of the organic remains of the Lower Division of the New York System (equivalent in part to the Middel Silurian rocks of Europe). - *C. Van Benthuysen*., Albany, 362p.

Häntzschel W. (1975) - Trace fossils and problematica. *In*: C. Teichert (ed.) Treatise on Invertebrate Paleontology, part W, Miscellanea, Supplement I, W1–W269. *Geol. Soc. America and Univ. Kansas Press*, Boulder, Colorado and Lawrence, Kansas.

Harms J. C., Southard J. B. & Walker R. G. (1982) - Structures and Sequences in clastic rocks: Lecture notes for SEPM. - *Short Course n° 9*, Calgary, Ontario.

Heward A. P. (1981) - A review of wave-dominated clastic shoreline deposits. *Earth-Science Reviews*. Amsterdam, 17: 223-276.

Homewood P., Guillocheau F., Eschard R. & Cross T. A. (1992) - Corrélation haute résolution et stratigraphie génétique : une démarche intégrée. - *Bull. Cent. Rech. Explo. Prod.* Elf-Aquitaine, v. 16, n°2, 235-457.

Howard, J. D. (1966) - Characteristic trace fossils in Upper Cretaceous sand stones of the Book Cliffs and Wasatch Plateau. *Utah Geological and Mineralogical Survey Bulletin,* 80: 35–53.

Howard J. D. & Frey R.W. (1984) - Characteristic trace fossils in nearshore to foreshore sequences, Upper Cretaceous of east-central Utah. - *Canadian Journal of Earth Sciences*., 21, 200-219.

-J-

James U. P. (1879) - Description of new species of fossils and remarks on some others, from the Lower and Upper Silurian rocks of Ohio. *The Paleontologist* 3: 17–24.

Jensen S. (1997) - Trace fossils from the lower Cambrian Mick-witzia sandstone, South-Central Sweden. *Fossils and Strata*, 42: 1-111.

Johnson H. D. & Baldwin C. T. (1986) - Shallow siliciclastic seas. In: Reading H.G. (ed.): Sedimentary environments and facies. *Boston, Blackwell,* p. 229-282.

-K-

Karpoff R. (1950) - Le Jurassique supérieur au SW du Djebel Nador de Trezel (Département d'Oran). *C.R. Som. Soc. Géol. France*, Paris, fasc. 13, pp 235-237.

Kim J. K. (1994) - An unique occurrence of *Lokeia* from the Yeongheung Formation (Middle Ordovician), Yeongweol, Korea. – *Ichnos* 3: 219-225.

Knaust, D. (2004) - Cambro-Ordovician trace fossils from the SW-Norwegian Caledonides. *Geological Journal*, 39, 1–24.

Komar P.D. (1976) - *Beach Processes and Sedimentation: Englewood Cliffs*. Upper Saddle River, NJ: Prentice Hall.

Książkiewicz M. (1968) - Oniektórych problematykach zfliszu Karpatpolskich, Część III. (On some problematic organic traces from the Flysch of the Polish Carpathians. Part 3). Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego 38, 3–17.

Książkiewicz M. (1970) - Observations on the ichnofauna of the Polish Carpathians *in*: Crimes, T.P., Harper, C. (Eds.), Trace fossils: Geological Journal, Special Issue, vol. 3, pp. 283–322.

Książkiewicz M. (1977) - Trace fossils in the Flysch of the Polish Carpathians. Palaeontologa Polonica 36, 1–208.

-L-

Lasnier J. (1965) - Contribution à l'étude stratigraphique et micropaléontologique du Jurassique des Hautes Plaines Algériennes (Aïn Sefra, Mechria Nador, Hodna). *Thèse 3ème cycle,* paris, 169 p. 27 fig., 20 pl., h.t.

Leckie D. A. & Krystinik L. F. (1989) - Is there evidence for geostrophic currents preserved in the sedimentary record of inner to middle shelf deposits. *Journal of Sedimentary Petrology*, 59: 862 870.

Leckie D. A., Walker R. G. & Duke W. L. (1982) - Hommocky Cross Stratification significance of its variable bedding sequence: Discussion. *Bull. Geol. Soc. Amer. P 94, 1245 1249.*

Lowe D. R. (1982) - Sediment gravity flows, II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. - *Journ. Sedimentol. Petrol.* v .52, pp.279-297.

Lucas G. (1952) - Bordure Nord des Hautes Plaines dans l'Algérie occidentale. Primaire. Jurassique. Analyse structurale. *Monogr. Region XIVème congr. Géol. Inter. Alger*, Algérie, sér. 1, n°21, 139 p. 59 fig.

Lucchi F. R. (1995) - Sedimentographica: A Photographic Atlas of Sedimentary Structures. – *Columbia Univ. Press,* Chichester, 225 p.

Lundgren B. (1891) – Studier öfver fossilförande lösa blok. – *Geol. Fören. Stockholm Förhand* l., 13, 111-121.

-M-

MacEachern, J. A. & Pemberton S. G. (1992) - Ichnological aspects of Cretaceous shoreface successions and shoreface variability in the Western Interior Seaway of North America. In *Applications of Ichnology to Petroleum Exploration: A Core Workshop*, ed. S.G. Pemberton. *Society for Sedimentary Geology Core Workshop*, 17, 57–84.

MacEachern J. A., Zaitlin B. A. & Pemberton S. G. (1999) - A sharpbased sandstone of the Viking Formation, Joffre Field, Alberta, Canada: criteria for recognition of transgressively incised shoreface complexes. *Journal of Sedimentary Research*, 69, 876–892.

Mangano M. G. & Buatois L. (1991) - Discontinuity surfaces in the Lower Cretaceous of the High Andes (Mendoza, Argentina): trace fossils and environmental implications. - *Journ. Geol. Sc*., 4, 215-229. South American.

Mangano M. G., Buatois L. A. & Muniz-Guinea F. (2005) - Ichnology of the Alfarcito Member (Santa Rosita Formaiton) of northwestern Argentina: animal–substrate

interactions in a lower Paleozoic wave-dominated shallow sea. *Ameghiniana*, 42, 641–668.

McCoy F. (1850) - On some genera and species of Silurian Radiata in the collection of the University of Cambridge. *Annals and Magazine of Natural History*, 6: 270 –290.

McCubbin D. G. (1982) - Barrier-island and strand-plain facies. *In:* Scholle P.A. & Spearing D. (Eds.). Sandstone depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists Memoir*, 31: 247-258.

McLeay W. S. (1839) - Note on the Annelida. *in*.: Murchinson R. I. The Silurian system. Part II. Organic Remains. J. Murray. London, pp. 699-701.

Miller S. A. (1889) - *North American Geology and Paleontology for the use of Amateurs, Students, and Scientists*. Western Methodist Book Concern, Cincinnati, Ohio, 664 p.

Mounji D. (1999) - Les plates-formes carbonatées dévoniennes du Tafilalt-Maider, Anti-Atlas oriental, Maroc : Sédimentologie, Diagenèse et potentiel pétrolifère. *Thes. Ph. D. Univ*. Laval, Québec. 299 p. 18 pl., 38 fig., 23 tab.

Mulder T. & Faugéres J. C. (2001) - Excursion sédimentologique dans le pays Basque. Livre guide. - *D. G. Océanogr.* Univ . Bordeaux 1, 30 p., 16 pho.

Müller A. H. (1970) - Über Ichnia vom typ Ophiomorpha und Thalassinoides (Vestigia invertebratorum, Crustacea). - *Same. Monatsb*.

-N-

Nicholson H. A. (1873) - Contributions of the study of the errant annelids of the older Paleozoic rock. – *Proceeding of the Royal Society of London*., 21, 288-290.

-O-

Osgood R. G. (1970) - Trace fossils of the Cincinnati area. - *Paleontographica Amer*., 6 (41), 281-444.

Othmane L. (2008) - Les ichnofaciès du Callovo-Oxfordien-Kimméridgien des Monts du Nador (Tiaret, Algérie du Nord). *Mémoire d'ingénieur,* Oran, 99 p., 18 fig., 3 pl. *(inédit).*

Ouared O. (1987) - La transition plate-forme carbonateé-bassin dans le Jurassique inférieur et moyen des Monts du Nador (Tiaret, Algérie occidentale) : stratigraphie, sédimentologie et interprétations géodynamiques. *Dipl. Doct. Univ. Lyon,* 206 p., 58 fig., 11 pl.

-P-

Patel & S. J. & Desai B. G. (2009) - Animal-sediment relationship of the crustaceans and polychaetes in the intertidal zone around Mandvi, Gulf of Kachchh, - *Western India. Jour. Geol. Soc. India*., 74, pp. 233-259.

Pemberton S. G. & Frey R. W. (1982) - Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. - *Journal of Paleontology*., 56, 843-881.

Pemberton S. G., Frey R. W. & Saunders T. D. A. (1990) - traces fossils. *in* Bridges D. E. G. & Crowther P. R. (eds). *Palaeobio., Synthesis*. Blackwell ed., 355-362., 11fig.

Pemberton S. G., Spila M., Pulham A. J., Saunders T., MacEachern J. A., Robbins D. & Sinclair, I. K. (2001) - *Ichnology & Sedimentology of Shallow to Marginal Marine Systems. Ben Nevis and Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin*. *Geological Association of Canada Short Course Notes*, 15, St. John's.

Phillips, C., Mcllroy, D. & Elliott, T. (2011) - Ichnological characterization of Eocene/Oligocene turbidites from the Grès d'Annot Basin, French Alps, SE France. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 300, 67–83.

Pickerill R. K., Romano M. & Meléndez B. (1984) - Arenig trace fossils from the Salamanca area, western Spain. - *Geological Journal* 19, 249–69.

Pickering K.T., Hiscott R. N. & Hein F. J. (1989) - Deep-marine Environnements. - *Unwin Hyman.* London, 416 p.

Pollard J. E. (1981) - A comparison between the Triassic trace−fossils of Cheshire and south Germany. *Palaeontology* 24: 555–588.

Postma G. (1983) - Water escape structures in the context of a depositional model of a mass flow dominated conglomeratic fan-delta (Abrioja Formation, Pliocene, Almeria Basin, SE Spain). - *Sedimentology*., 30, 91-103.

-R-

Reineck H. E. & Singh I. B. (1973) Depositional sedimentary environments and facies. Blackwell Lmtd. Oxford, England, 544 p. *in* Blanc (1982) : Sédimentation des marges continentales actuelles et anciennes, Masson *édit*, Paris, 159 p.

Reineck H. E. & Singh I. B. (1980) - Depositional Sedimentary Environments. - *Springer-Verlag*, Berlin, Heidelberg, New York, 1980.

Reinson G. E. (1984) - Barrier island and associated stand-plain systems. *in Facies Models, Second edition*, ed. R.G. Walker, *Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series*, 1, 119–140.

Rhoads D. C. & Morse J. (1970) - Evolutionary and ecologic significance of oxygen deficient basins. – *Lethaia*., 4, 413--428.

Richter T. (1927) - Die Fossilen Fährenten und Bauten der Würmer, ein Überblick über ihre biologichen Grundformen und dieren geologische Bedeutng. - *Paläont*. Berlin, z. 9, p. 193 -240.

Rossetti D. F. (1997) - Internal architecture of mixed tide- and storm- influenced deposits: an example from the Alcantara Formation, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, Amsterdam, 114: 163-188.

-S-

Sacco F. (1888) - Note di Paleoichnologia italiana. *Atti Soc. Ital. Sci. Nat*. 31, 151–192.

Saporta G. DE (1872) - Paléontologie française ou description des fossiles de la France (commencée par Alcide d'Orbigny et continuée par une réunion de paléontologistes sous la direction d'un comité special*). Série 2. Végétaux. Plantes jurassiques, 1-10*. G. Masson *édit*, Paris, 432 p.

Saporta G. DE (1887) - Nouveaux documents relatifs aux organismes problématiques des anciennes mers. *Bulletin de la Societé Géologique de France,* sér. 3, 15: 286–302.

Schaffer F. X. (1928) *Hormosiroidea florentina* n.g., n. sp., ein Fucus aus der Kreide der Umgeburg von Florenz. – Paläontologische Zeitschrift 10: 212-215; Stuttgart.

Schlirf M. (2000) - Upper Jurassic trace fossils from the Boulonnais (northern France). Geol. Palaeontol. 34, 145–213.

Schlirf M., Masakazu N. & Uchman A. (2002) - Invertebraten-Spurenfossilien aus dem Taunusquarzit (Siegen, Unterdevon) von der ''Rossel'' nahe Rüdesheim. *Jb. Nass. Ver. Naturkde,* 123 : 43-63., 5 Abb. 5taf. Wiesbaden.

Sebane A. (1984) - Etude systématique et paléoécologique de la microfaune du Lias moyen et supérieur du Djebel Nador (Tiaret, Algérie). *Thèse de 3ème cycle,* Univ. Claude Bernard, Lyon I, 135 p. 23 fig., 4 pl.

Seilacher A. (1953) - Der Brandungssand als Lebensraum in Gegenwart und Vorzeit. – Natur und Volk 83: 263-272; Frankfurt a.M.

Seilacher A. (1959) - Zur okolgischen Charakteristik von Flysch und Molasse. – *Eclogea Geologicae Helvitae* 51, 1062-1078, Basel.

Seilacher A. (1960) - Lebenspuren als Leifossilien. - *Geol. Rsch*., Stuttgart, 41-50.

Seilacher A. (1963) - Lebensspuren und salinitätsfazues. - *Fortschr. Geol. Rheinld. U. Westf*., 10, 81-94., 7 fig.

Seilacher A. (1964) - Biogenic sedimentary structures in Imbrie J & Newenll N. (eds) - *Approaches to palaeoeco*., Wiley ed. 296-316, New York.

Seilacher A. (1967a) - Fossil behaviour. - *Sci. American*, Washington., 217, 72-80., 25 fig.

Seilacher A. (1967b) - Bathymetry of trace fossils. - *Mar. Geol*., Amsterdam, 5, 413-428., 4 fig., 2 pl.

Seilacher A. (1977) - Pattern analysis of *Paleodictyon* and related trace fossils, p. 289-334. *In* T.P. Crimes, and J. C. Harper (eds.). Trace Fossils 2. - *Geo. Journ. Spc. Issue 9*. Seel House Press, Liverpool.

Seilacher A. (2007) - Trace Fossil Analyse. - *Springer Berlin Heidelberg* New York. With 75 Plates and 43 Photos. 226.

Seilacher A. & Hemleben C. (1966) Beiträge zur sedimentation und Fossilführung des Hunsrückschiefers. 14. Spurenfauna und Buildungstiefe der Hunsrückschiefers (Unterdevon). – Notizblatt des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung 94: 40-53; Wiesbaden.

Seilacher A. & Seilacher E. (1994) - Bivalvian trace fossils: a lesson from actuopaleontology. *Courier Forschung Senckenberg* 169: 5–15.

Sheehan P. M. & Schiefelbein J. D. R. (1984) - The trace fossil *Thalassinoïdes* from the Upper Ordovician of the Eastern Great Basin: deep burrowing in the Early Paleozoic. *Journ. Paeont.,* 58 : 440-447.

Simpson E. L. (1987) - Sedimentology and tectonic implantations of the Proterozoic and Early Cambrien chilhowee Group in Southern and central Virginiea. *Ph.D. Disert, Blacksbug, V.A, Virginia palytech.Inst and State Univ*, 298 p.

Simpson E. L. & Eriksson K. A. (1990) - Early Cambrian progradational and transgressive sedimentation patterns in Virginia: An exemple of the early history of passive margin. *Journ. Sediment. Petrol.,* v. 60, n° 1, pp. 84-100.

Smith A. B. & Crimes, T. P. (1983) - Trace fossils formed by heart urchins - a study of Scolicia and related traces. Lethaia 16, 79–92.

Sneden J., Nummedal D. & Amos A. F. (1988) - Storm and fair-weather combined flow sand beds in modem sediments on central Texas continental shelf. *Jour. Sedim. Petrol*., v. 58, p. 580-595.

Stenon N. (1669) - Lithologie and mineral resources. - *In: founder of the science of geological facies,* Vol.40, n°1. P.89- 91 (3).

Swinbanks D. D. & Murray J. W. (1981) - Biosedimentological zonation of Boundary Bay tidal flats, Fraser River Delta, British Columbia. – Sedimentology 28: 201-237; Amsterdam.

-T-

Tchoumatchenco P. & Uchman A. (2001) - The oldest deep-sea *Ophiomorpha* and *Scolicia* and associated trace fossils from the Uper Jurasic-Lower Cretaceous deep-water

turbidite deposit of SW Bulgaria. - *Palaegeog. Palaeoclimat. Palaeoecol*., 169, 85-99.

Tunis G. & Uchman, A. (1996) - Trace fossils and facies changes in Cretaceous-Eocene flysch deposits of the Julian Prealps (Italy and Slovenia): consequences of regional and worldwide changes. – *Ichnos*., 4, 169-190.

-U-

Uchman A. (1991) - "Shallow water" trace fossils in Palaeogene flysch of the southern part of the Magura Nappe, Polish Outer Carpathians. - *Annales Societatis Geologorum Poloniae*., 61, 61–75.

Uchman A. (1995) - Taxonomy and paleoecology of flysch trace fossils: the Marnosoarenacea Formation and associated facies (Miocene, Orthen Apennines, Italy). – *Beringeria*., 15, 1-15.

Uchman A. (1998) - Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: Revision of the Marian Ksiazkiewicz collection and studies of complementary material. - *Ann. Soc. Geol. Poloniae*., 68, 105-218.

Uchman A. (2009) - The Ophiomorpha rudis ichnosubfacies of the Nereites ichnofacies: characteristics and constraints. Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol. 276, 107–119.

Uchman A. & Gazdzicki, A. (2006) - New trace fossils from the La Meseta Formation (Eocene) of Seymour Island, Antarctica. *Polish Polar Research*, 27: 153–170.

Uchman A. & Tchoumatchenco P. (2003) - A mixed assemblage of deep-sea and shelf trace fossils from the Lower Cretaceous (Valanginian) Kamchia Formation in the Troyan region, central Fore-Balkan, Bulgaria. - *Ann. Soc. Geol. Poloniae*., 73, 27-34.

-V-

Vialov O. S. (1971) - The rare Mesozoic problematica from Pamir and Caucasus. (*in* Russian, English summary). *Paleont. Sbor-nik.* 7: 85-93.

Von Sternberg K. M. G. (1833) - Versuch einer geognostisch-botanischen Darstellung der - *Flora des Vorwelt*., **5**, 6-80., Leipzig, Prague, (Fr. Fleischer).

-W-

Walker R. G. (1965) - The origin and significance of the internal sedimentary structures of turbidites. - *Yorkshire. Geo. Soc*. Proc., Vol. 35, pp. 1- 32.

Walker R. G. (1967) - Turbidites sedimentary structures and their relationship to proximal and distal depositional environment. - *Journ. Sedim. Petrol.* Tulsa., 37, pp.25-43.

Walker R. G. (1984) - Shelf and shallow marine sands. *in* : Walker R. G. (ed.): Facies models. 2nd ed., *Geoscience Canada, Geol. Ass. Can.,* pp. 141-170.

Walker R. G. & Plint A. G. (1992) - Wave- and storm-dominated shallow marine systems. *in Facies Models, response to sea level change*, ed. R.G. Walker and N.P. James, St John's, NL: Geological Association of Canada, pp. 219–238.

Weimer R. J. & Hoyt J. H. (1964) - Burrows of *Callianassa major* SAY, geologic indicators of littoral and shallow neritic environments. – *Journal of Palaeontoogyl.,* 38, pp. 761-767.

Weller S. (1899) - Kinderhook faunal studies. I. The fauna of the vermicular sandstone of Northview, Webster Country, Missouri. – *Transactions of the Academy of Science St. Louis*., 9, 9-51.

Welsch J. (1890) - Les terrains secondaires des environs de Tiaret et de Frenda (Département d' Oran, Algérie). *Doct. es Sci. Nat*., Univ. Lille, *Bigot éd.,* 204 p. 25 fig., 1 carte.

Wilson J. L. (1975) - "Carbonate Facies in Geologic History." Springer-Verlag, Berlin. 471 pp.

-Y-

Yagishita K. (1994) - Planar cross bedding associated with rip currents of upper Cretaceous formation, northeast Japan. *Sedimentary Geology*, 78: 155-163.

-Z-

Ziani H. (2013) - Le Callovo-Oxfordien des environs de Frenda (Tiaret, Algérie de Nord) : lithostratigraphie, sédimentologie et comparaison avec les régions avoisinantes (Nador et Takhmaret). *Mémoire d'ingénieur,* Oran, 55 p. 29 fig. 1 tabl. *(inédit).*

Liste des figures et des tableaux

LISTE DES FIGURES

Fig. 1 : situation géographique des Monts du Nador (Ouared, 1987 (modifiée))…….... **05**

Fig. 2A : position géographique du secteur d'étude (Extrait de la feuille topographique de Sahari N°248 au 1/50 000) (modifiée)…… **07**

Fig.2B : image satellitaire montant le secteur d'étude……..... **09**

Fig. 3 : Schéma géologique de l'Afrique Nord Occidental (d'après Benest, 1985)……... **10**

Fig. 4 : Cadre géologique très schématique de Djebel Nador (extrait des feuilles au 1/200000 de Tiaret (T) et de Frenda (F) d'après Benest, 1985) (modifiée)…… **10**

Fig. 5 : Localisation géologique du secteur d'étude (Extrait de la carte géologique du Sahari au 1/50 000, 1980) (modifiée)……. **13**

Fig. 6A : Grands traits structuraux de la mosaïque atlasique de l'Afrique du Nord-Ouest (D'après Elmi, 1978 ; simplifiée *in* Ouared, 1987)…….……...… **15**

Fig.6B : Principaux chainons et linéaments structuraux des Monts du Nador (D'après Ouared, 1987 (modifiée))…….. **15**

Fig. 07 : Liste des figurés utilisés…….…….. **21**

Fig. 09 : Localisation du secteur d'étude et le trait de coupe…….. **22**

Fig. 08 : La colonne lithostratigraphique du secteur d'étude d'Aïn Bezzez (Domaine Préatlassique, Algérie)……..... **23**

Fig. 10 : l'enchaînement t lithostratigraphique de la formation « des Argiles de Faïdja »..... **25**

Fig. 11 : L'analyse microscopique des premiers niveaux gréseux de la formation « des Argiles de Faïdja », révélant un grés Psammétique……..... **27**

Fig. 12 : **(A)** figure d'échappement de fluide (*escape structure*) ; **(B)** : structure en chevron (*Chevron casts*)……. **27**

Fig. 13 : L'étude microscopique des grés à du bois silicifié, illustrant un grés à ciment ferrugineux…….. **28**

Fig. 14 : **(A)** Figure d'affouillement «*Flute casts»* ; **(B)** figure de ruissellement «*Rill marks»* ; **(C)** figure de charge sédimentaire «*Load structure»* ; **(D)** bois flottants silicifiés.. **28**

Fig. 15 : **(A)** Des passées gréseuses aux seins des argiles verdâtres ; **(B)** détail de **A** montrant la présence d'un nodule ferrugineux ; **(C)** une structure slumpée…….. **29**

Fig. 16 : L'étude microscopique montrant un grés fin affecté par des microfillons calcitique ou/et ferrugineux…… **30**

Fig. 17 : **(A** et **B)** Laminations parallèles ondulés ; **(C)** détail de **A** et **B** ; **(D)** laminations parallèles horizontales ; **(E)** détail de **D**…….. **30**

Fig. 18 : **(A** et **B)** Un niveau gréseux emballé dans une masse argileuse renfermant des microlaminations *HCS & SCS* ; **(C)** détail de **A** et **B**……...……... **31**

Fig. 19 : **(A)** Laminations obliques ; **(B)** détail de **A** ; **(C)** figure d'échappement des fluides (*escape structure*) ; **(D)** faille synsédimentaire……... **32**

Fig. 20 : L'étude microscopique de la passée marno-calcaire inférieur montrant une biomicrite à texture mudstone à wackstone…… **33**

Fig. 21 : **(A)** Calcaires noduleux en pelures d'oignions ; **(B)** Marno-calcaire médian ; **(C)** une alternance entres des marnes grises et des calcaires pseudonoduleux micritiques ; **(D)** une faune d'ammonite des marno-calcaires supérieur……. **34**

Fig. 22 : Analyse microscopique des marno-calcaires médian, illustrant un calcaire purement biomicritique, à texture wackstone à packstone……. **35**

Fig. 23 : **(A)** un niveau de calcaire pseudonoduleux dans les marno-calcaire supérieur ; **(B)** détail de **A**…… **35**

Fig. 24 : L'étude microscopique des marno-calcaires supérieur montrant un calcaire biomicritique, à texture de packstone……. **36**

Fig. 25 : **(A)** Une combe d'argile bariolée marquant la fin l'ensemble médian ; **(B)** des grés en plaquettes à lamination parallèle annonçant le début du troisième ensemble ; **(C)** ride de vague avec des laminations parallèles ; **(D)** une structure chenalisée…… **37**

Fig. 26 : **(A)** figure d'échappement des fluides (*escape structures)* ; **(B)** un rouleau de *Slump*…….. **38**

Fig. 27 : Corrélation lithostratigraphique entre le secteur de Sidi Saâdoun et d'Aïn Bezzez ; **C.N** : Calcaires du Nador. ; **G.S.S** : Gés de Sidi Saâdoun. ; **F.A.F :** formation des Argiles de Faïdja……. **40**

Fig. 28 : coupe schématique d'une séquence corresponde à une tempêstite distale……... **48**

Fig. 29A : les différents types de litages obliques en mamelons……..……. **49**
Fig. 29B : mode de formation d'une *HCS* en érosion (d'après Guillocheau, 1991 *in* Bouterfa, 1999)…… ……..……..…. **49**

LISTES DES FIGURES ET DES TABLEAUX

Fig. 30 : Modèle sédimentologique de membre d'Alfarcito de la Formation de Santa Rosita "Cambrien Supérieur –Tremadocien" située au Nord-ouest de l'Argentine (d'après Mangano & *al.,* 2005)……. **55**

Fig. 31 : Association de faciès et le milieu de dépôt de formation "des Argiles de Faïdja"... **60**

Fig. 32 : Distribution des ichnofaciès marins (Seilacher, 1963, 1967 ; Crimes, 1975 ; Ekdale & *al.,* 1984 *in* Bendela, 2012)……. **61**

Fig. 33 : Enchaînement lithostratigraphique et caractéristiques ichnologiques de la formation "des Argiles de Faïdja"……...…… **63**

Fig. 34 : A : *Aulichnites* **(Au)** et *Cardioichnus* **(Ca)** préservées en hyporelief positif à la fin de l'ensemble inférieur. B : cf. *Protovirgularia* isp **(cf. P)** et *Cylindrichnus* **(Cy)**. C : *Chondrites,* préservé en hyporelief positif dans l'ensemble supérieur. D et E : *Helminthopsis abeli*. Les traces (B, D et E) sont préservées en épirelief positif, dans la partie sommitale de l'ensemble inférieur…… **66**

Fig. 35 : Traces fossiles de la formation des "Argiles de Faïdja". A : cf. *Hormosiroidea* **(H)** et *Planolites* **(Pl)**. B : *Lockeia*. C : *Planolites* **(Pl)** et *Lockeia* **(Lo)**. D et E : *Mammillichnus* **(Mm)** et *Palaeophycus* **(Pa)**. Les traces **(A)** sont liées au début de l'ensemble inférieur ; les traces **(B** et **C)** préservée à la semelle du dernier niveau gréseux de l'ensemble inférieur. Les traces **(D** et **E)** préservées à la surface basale d'un banc gréseux dans l'ensemble supérieur……. **68**

Fig. 36 : Traces fossiles caractérisant la partie sommitale de l'ensemble inférieur, préservées en épirelief positif et négatif. A : *Treptichnus* **(Tp)** et *Neonereites biserialis* **(Nb)**. B et C : *Neonereites uniserialis*…….…… **69**

Fig. 37 : A : *Nereites* isp. B : ? *Nereites*. C : *Nereites missouriensis* préservée au sommet des bancs gréseux de l'ensemble inférieur. D : *Ophiomorpha* **(Op)** et *Palaeophycus striatus* **(Ps)** récoltée dans l'ensemble supérieur, elles sont en position hypichniale positive. E : *Ophiomorpha* **(Op)** et *Thalassinoïdes* **(Th)** préservés en épirelief négatif au niveau de l'ensemble inférieur. F : *Chondrites* (**Ch)** ; *Ophiomorpha rudis* **(Or)** et *Ophiomorpha nodosa* **(On)** préservées en hyporelief positif dans l'ensemble supérieur…... **71**

Fig. 38 : Les traces fossiles de l'ensemble supérieur préservées à la semelle et au sommet du deuxième banc gréseux : A & B : *Palaeophycus*. C : *Palaeophycus striatus* **(Ps)**, et *Planolites* **(Pl)**. D : *Palaeophycus tubularis* **(Pt),** et *Planolites* **(Pl)**. E : *Palaeophycus* **(Pa)** ; *Planolites* **(Pl)** et *Chondrites* **(Ch)**. F : *Palaeophycus heberti* **(Ph)**……...….. **74**

Fig. 39 : A : *Protovirgularia* préservée en épirelief négatif dans l'ensemble supérieur. B : *Scalarituba*. C : *Protovirgularia* cf. *dichotoma*. D : *Scolicia vertibralis.* La trace (**B**) préservée à la base du banc au début de l'ensemble inférieur. Les traces (**C** et **D**) préservées en épirelief positif dans la partie sommitale de l'ensemble inférieur E : *Entobia* **(En)**, *Thalassinoïdes* **(Th)**, *Spongiliomorpha* **(Sp)** et *Cylindrichnus* **(Cy)** préservée en épirelief positif au niveau de l'ensemble médian de la formation des « Argiles de Faïdja »…….……. **77**

Fig. 40: A : *Strobilorhaphe pusilla.* B & C : *Thalassinoïdes* récolté dans le deuxième niveau gréseux de l'ensemble supérieur. D : *Treptichnus*. E : *Urohelminthoida*. Les traces fossiles **(A, D** et **E)** sont récoltées dans l'ensemble inférieur en position épichniale positive (**A** et **B**) et en position hypichniale positive (**E**)……..……. **79**

Fig. 41 : Relation entre les traces fossiles et leur association (ichnofaciès) et les conditions paléoécologiques ainsi que le type de substrat (d'après Seilacher, 2007)…….. **81**

Fig. 42 : Reconstitution systématique de l'ichnofaciès à *Cruziana* (d'après Buatois & Mangano, 2011)……..…... **82**

Fig. 43 : Distribution des traces fossiles dans la formation des Argiles de Faïdja…….…..... **83**

Fig. 44 : Milieu de dépôts, et distribution de l'association des faciès en relation avec l'ichnofaciès à ***Cruziana*** selon un modèle de plateforme marine……..…… **88**

LISTE DES TABLEAUX

Tab. 01 : Tableau récapulatif des principaux faciès, sous faciès et leurs processus de formation. Sy : Symbole……..……...… **53**

TABLE DES MATIÈRES

SOMMAIRE
DÉDICACE
AVANT PROPOS…… **01**
RÉSUMÉ…….. **02**
ABSTRACT…… **03**

CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉ

I. INTRODUCTION……..…….…….…… **04**
II. CADRE GÉOGRAPHIQUE…….……...……..…… **04**
A- Cadre géographique général…….…….… **04**
B- Cadre géographique local…….…….… **06**
III. CADRE GÉOLOGIQUE……...…….……... **06**
A- Cadre géologique général…….…….… **06**
1- TRIAS…….…… **06**
2- JURASSIQUE……..…… **08**
a- LIAS…….…. **08**
1. Lias inférieur……..…. **08**
2. Lias moyen et supérieur……..… **08**
b- DOGGER…….…. **08**
1. Bajocien – Bathonien……..... **08**
c- MALM…….…. **08**
3- CRÉTACÉ…….….. **11**
a- CRÉTACÉ INFÉRIEUR…….…… **11**
1. Berriasien & Valanginien P.P…….….. **11**
2. Albien…….…... **11**
b- CRÉTACÉ SUPÉRIEUR…….…... **11**
4- MIOCÈNE…….….. **11**
B- Cadre géologique local……...……..…… **12**
IV. CADRE STRUCTUREL……...…..…..…. **12**
a- Des accidents de direction atlasique (NE-SW)…….…….. **12**
b- Des transversales sub-méridiennes…….……..... **14**
c- Des accidents de direction NW-SE…….……..…. **14**
V. HISTORIQUES DES TRAVEAUX…….…..…... **16**
VI. BUT ET MÉTHODOLOGIE DE TRAVAIL…….…..……..... **20**
a- But de l'étude……....……..... **20**
b- Méthodologie……...……...…. **20**

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE

I. INTRODUCTION…… **22**
II. LOCALISATION DE LA COUPE…… **22**
III. DESCREPTION DE LA COUPE…… **24**
1- Formation des Argiles de Faïdja (Epaisseur = 800 m)..…… … **24**
a) Ensemble I ; argilo-gréseux inférieur serré (610 m)…… **26**
b) Ensemble II ; argilo-marno-calcaires (85 m)..... **32**
1. Marno- calcaire inférieur (4 m)…… **33**
2. Marno-calcaire médian (6 m)..…… **34**
3. Marno-calcaire supérieur (6 m)…… **35**
c) Ensemble III ; argilo-gréseux supérieur dilaté (35 m)…… **37**
IV. ATTRIBUTION STRATIGRAPHIQUE..…… **38**
V. CORRÉLATION ENTRE LES DEUX SECTEURS DE SIDI SAÂDOUN ET D'AÏN BEZZEZ..…… **39**
VI. CONCLUSION..…… **41**

CHAPITRE III : SÉDIMENTOLOGIE & ICHNOLOGIE

I. INTRODUCTION…….... **42**
1- Notion du faciès……..... **42**
2- Association des faciès…… **42**
3- Environnement de dépôt……..... **42**
II. INVENTAIRE, DESCREPTION ET INTERPRÉTATION DES FACIÈS DE LA FORMARION DES ARGILES DE FAÏDJA ……. **43**
Faciès (A) ; Les argiles……..... **43**
a- Description et définition…… **43**
b- Interprétation…….... **43**
Faciès (C) ; Les carbonates…… **44**
Sous faciès CP ; Calcaires pseudonoduleux…… **44**
a- Description et définition…… **44**
b- Interprétation…… **44**
Sous faciès MN ; Marne……..... **44**
a- Description et définition……... **44**
b- Interprétation……..... **44**
Faciès (G) ; Les grés……..... **45**
Sous faciès (GM) ; grés massif…… **45**
a- Description et définition……... **45**
b- Interprétation…… **45**
Sous faciès (GAV) ; grés à aspect vert…… **45**
a- Description et définition……... **45**
b- Interprétation…… **46**
Sous faciès (GBF) ; grés à bois flottants…… **46**
a- Description et définition……... **46**
b- Interprétation……..... **46**

TABLE DES MATIÈRES

Sous faciès (GNF) ; grés à nodules ferrugineux..... **46**
a- Description et définition..... **46**
b- Interprétation..... **46**
Sous faciès (GLPH) ; grés à lamination parallèle horizontale..... **47**
a- Description et définition..... **47**
b- Interprétation..... **47**
Sous faciès (GLPOV) ; grés à lamination parallèle ondulée et rides de vague..... **47**
a- Description et définition..... **47**
b- Interprétation..... **47**
Sous faciès (GHCS) et (GSCS) ; grés à micro HCS & SCS..... **48**
a- Description et définition..... **48**
b- Interprétation..... **48**
Sous faciès (GLO) ; grés à lamination oblique..... **49**
a- Description et définition..... **49**
b- Interprétation..... **49**
Sous faciès (GRV) ; grés à rides de vague..... **49**
a- Description et définition..... **49**
b- Interprétation..... **50**
Sous faciès (GRL) ; grés à rides lingoïdes..... **50**
a- Description et définition..... **50**
b- Interprétation..... **50**
Sous faciès (GP) ; grés en plaquettes..... **50**
a- Description et définition..... **50**
b- Interprétation..... **50**
Sous faciès (GC) ; grés chenalisé..... **51**
a- Description et définition..... **51**
b- Interprétation..... **51**
Sous faciès (GS) ; grés slumpé..... **51**
a- Description et définition..... **51**
b- Interprétation..... **51**
III. ASSOCIATION DES FACIÈS ET ENVIRONNEMENT DE DÉPÔT..... **54**
A. Backshore..... **54**
B. Foreshore..... **54**
C. Shoreface..... **54**
1- Upper Shoreface..... **54**
2- Middle Shoreface..... **55**
3- Lower Shoreface..... **55**
D. Offshore transition..... **55**
E. Offshore..... **56**
1- Upper Offshore..... **56**
2- Lower Offshore..... **56**
Association I..... **56**
Association II..... **57**

TABLE DES MATIÈRES

Association III…… **57**
Association IV…… **58**
IV. INVENTAIRE ET DISTRIBUTION DES TRACES FOSSILES (ICHNOLOGIE)…… **61**
Aulichnites Fenton & Fenton, 1937…… **62**
Cardioichnus Smith & Crimes, 1983…… **62**
Chondrites von Sternberg, 1833…… **64**
- *Chondrites* isp Brongniart, 1828…… **64**
Cylindrichnus Toots *in* Howard, 1966…… **64**
Entobia Bronn, 1837…… **64**
Helminthopsis abeli Książkiewicz, 1977…… **65**
Cf. *Hormosiroidea* Schaffer, 1928…… **65**
Lockeia James, 1879…… **65**
Mammillichnus Chamberlain, 1971…… **67**
Neonereites biserialis Seilacher, 1960…… **67**
Neonereites uniserialis Seilacher, 1960…… **67**
? Nereites McLeay, 1839…… **67**
Nereites isp McLeay, 1839…… **69**
Nereites missouriensis Weller, 1899…… **69**
Ophiomorpha Lundgren, 1891…… **70**
- *Ophiomorpha rudis* Książkiewicz, 1977…… **70**
- *Ophiomorpha nodosa* Lundgren, 1891…… **70**
Palaeophycus Hall, 1847…… **72**
- *Palaeophycus heberti* Saporta 1872…… **72**
- *Palaeophycus striatus* Hall, 1852…… **72**
- *Palaeophycus tubularis* Hall, 1852…… **73**
Planolites Nicholson, 1873…… **73**
Protovirgularia Mc coy, 1850…… **75**
Cf. *Protovirgularia* isp Mc coy, 1850…… **75**
Protovirgularia cf. *dichotoma* Mc Coy, 1850…… **75**
Scalarituba Weller, 1899…… **76**
Scolicia vertebralis Książkiewicz, 1970…… **76**
Spongeliomorpha Saporta, 1887…… **76**
Strobilorhaphe pusilla Książkiewicz, 1968…… **78**
Thalassinoïdes Ehenberg, 1944…… **78**
- *Thalassinoïdes* isp Ehenberg, 1944…… **78**
Treptichnus Miller, 1889…… **80**
Urohelminthoida Sacco, 1888…… **80**
1- Distribution des traces fossiles et ichnofaciès…… **80**
V. CONCLUSION…… **84**

TABLE DES MATIÈRES

CHAPITRE IV : CONCLUSION GÉNÉRALE

Conclusion générale..…….....……...…….. **86**

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES……...…….....……. **89**

Liste des figures et des tableaux……..…..… **104**

Table des matières….…….……...…..….. **108**