

N° d'ordre

Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique

Université d'Oran 02 Mohamed Ben Ahmed

Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département des Sciences de la Terre

Laboratoire de Géodynamique des Bassins et Bilan Sédimentaire

Mémoire

Présenté pour l'obtention du grade

Master

Option : **Paléoenvironnements et Géodynamiques des Bassins Sédimentaires**

Thème :

Modalités de la transgression du Miocène inférieur et déformations synsédimentaires (séismites) de la formation détritique autochtone (Theniet el Haad, Tissemsilt)

Par

MARZINE Ammar

Soutenu le : 17 / 10 / 2018 devant la commission d'examen :

Mr. ATIF F. T.K... ..Maître de Conférences AUniversité d'Oran 2....Président

Mr. BENHAMOU M.....Professeur..... Université d'Oran 2.....Rapporteur

Mr. BOUALEM N.....Maître de Assistant AUniversité d'Oran 2..Examineur

Oran, 2018

Dédicace

A la source de mon bonheur et ma raison de vivre, mes parents que Dieu leur donne santé et long vie. Qu'ils trouvent dans ce mémoire l'expression de mes sincères gratitude et reconnaissances de m'avoir guidé dans le bon choix de ma carrière et de m'avoir soutenu durant toutes mes études.

A mes chères frères: M'hammed, Ahmed, Djalal, Sbaa, Daoued, Migri et Kader

A mes chères sœurs et leurs filles.

A ma grande famille.

A tous mes amis et mes collègues.

A tous ceux qui m'ont aidé de près ou de loin.

A tous ceux que j'aime et que je respecte

A tous merci

Marzine Ammar

Avant-propos

Je remercie avant tout mon DIEU, qui grâce à lui que je me suis arrivé à ce stade.

Nombreux sont ceux qui ont apporté leur petite pierre à l'édifice et méritent mes remerciements. Je vais probablement en oublier quelques-uns, je les prie de m'en excuser...

En priorité je tiens à exprimer mes vifs remerciements à Monsieur le Professeur Miloud

BENHAMOU pour m'avoir proposé et dirigé ce travail avec ses conseils et orientations fructueuses.

Mes vifs remerciements vont également à Monsieur ATIF Khair-Eddine Fayçal Maître de Conférences B à l'université d'Oran 2 pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury.

Je désire vivement remercier Monsieur BOUALEM Noureddine pour avoir fait l'honneur d'examiner ce travail.

Toute ma reconnaissance va naturellement à tous les enseignants du Département des Science de la Terre, parmi eux je cite :L. BELKEBIR, M.BENHAMOU, B. MANSOUR, A.OUALI MEHADJI. B. BOUTERFA.

Une amicale pensée pour tous les responsables de l'administration du Département des Sciences de la Terre pour leur compétence et leur gentillesse.

Les nombreuses années passées à l'Université resteront mémorables pour les amitiés qui

s'y sont développées. Merci à M. Moustafa, L.FOUAD, M, Younes, Daha, T.Hocine, K. Abdelkader, Z.Abdelkader, Z.Akram, K.abd el Latif ,L.Moustafa, B.mourad et d'autres .
Merci à tous.

Je voudrais remercier tout particulièrement ZEGHARI Ilyes qui a trouvé tous les bons mots aux bons moments pour me remettre dans le droit chemin. Ses conseils, son soutien moral m'ont considérablement aidé tout au long de cette année. Merci Ilyes.

Ammar MARZINE.

Résumé

L'Ouarsenis fait partie intégrante du domaine tellien externe. A l'exception des blocs parautochtones jurassiques, toutes les nappes crétacées, miocènes et éocènes sont rattachées structurellement au domaine tellien interne. La série miocène du secteur d'étude affleure au niveau de la carrière (Theniet el Haad, W. Tissemsilt). Le Miocène (nappe B) est ici transgressif sur l'Albien détritique.

Sur le plan lithostratigraphique de la succession série étudiée comporte trois ensembles : (i) un premier ensemble basal de nature conglomératique indiquant la zone littorale, caractérisée par la fréquence et la richesse des faunes (échinidés, huîtres, bivalve...). Cette zone est perturbée de temps en temps, par des apports gréseux ; (ii) un ensemble médiagrés-calcaire de la zone foreshore-shoreface inférieur, perturbé par des déformations de courant et des indices de séismites et (iii) un ensemble supérieur représenté par des marnes verdâtres de la zone shoreface-offshore supérieur.

Ces différentes approches ont montré que ces niveaux conglomératiques sont interprétés comme d'anciens chenaux d'âge Miocène inférieur qui semblent être déposés lors de la montée relative du niveau marin. Ces galets proviennent de toutes les formations antérieures au Miocène inférieur. L'indice d'éroulé des galets témoignent un transport important du Tell, et sont issus du bassin adjacent (alentours du Grand Pic). Ces matériaux ont de nombreux chocs et un polissage au cours de leur transport avant le comblement des chenaux.

Mots-clés : Nappe, Miocène, Lithologie, Séquences, transgression, séismites, Ouarsenis.

Abstract

The Ouarsenis is an integral part of the outer tellian domain. With the exception of the Jurassic parautochthone blocks, all the Cretaceous, Miocene and Eocene layers are structurally related to the inner Tellian domain. The Miocene series of the study area is flush with the quarry (Theniet el Haad, W. Tissemsilt). The Miocene (tablecloth B) is here transgressive on detrital Albian.

On the lithostratigraphic level of the succession series studied comprises three sets: (i) a first basal set of conglomerate nature indicating the littoral zone, characterized by the frequency and the richness of the faunas (echinids, oysters, bivalve ...). This zone is disturbed from time to time, by sandstone inputs; (ii) a medial limestone-limestone assembly of the lower foreshore-shoreface zone, disturbed by current deformations and seismite indices, and (iii) an upper set represented by vertebral marls of the upper offshore-offshore zone.

These different approaches have shown that these conglomeratic levels are interpreted as ancient Miocene channels, which appear to be deposited during the relative rise of the sea level. These pebbles come from all the lower pre-Miocene formations. The blunt index of the pebbles testifies an important transport of Tell, and come from the adjacent basin (around Grand Pic). These materials have many shocks and polishing during their transport before filling the channels.

Key words: Tablecloth, Miocene, Lithology, Sequences, transgression, seismites, Ouarsenis.

SOMMAIRE

Dédicace	
Avant-propos	
Résumé	
Abstract	

Premier chapitre

GENERALITES

-INTRODUCTION	04
II- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE	04
A- SITUATION GENERALE DU DOMAINE TELLIE	04
B- SITUATION DE L'OUARSENIS DANS LE TELL	06
III-CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE L'OUARSENIS	07
A- PERCUSTRATIGRAPHIQUE	07
B- APERU STRUCTURAL	10
IV- METHODOLOGIE ET BUT DE TRAVAIL	12
A- ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE	12
B- METHODOLOGIE.....	12

Deuxième chapitre

ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIE

I-INTRODUCTION	15
II- ETUDE LITHSTRATIGRAPHIQUE	15
A- LOCALISATION DE LA COUPE.....	15
III - DESCRIPTION LITHOLOGIQUE	16
A- DECOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE	16
B- DESCRIPTION DE LA COUPE	17

Troisième chapitre

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

I- APERCU ET DEFINITION : DEPOTS GRAVITAIRES ET DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES	31
A- LES COULEES DE DEBRIS ("DEBRIS-FLOW").....	31
B- LES BLOCS RESEDIMENTES	32
C- LES SEISMITES.....	32
II – LES GRANDS FACIES	35
A- NOTION DU FACIES.....	35
B- ASSOCIATION DE FACIES.....	35
III- ENVIRONNEMENTS ET DYNAMIQUE DE DEPOTS	35

A- ASSOCIATION I.....	36
B- ASSOCIATION II.....	37
C- CONCLUSIONS.....	38
IV- ANALYSE SEQUENTIELLE.....	38
A- DEFINITION D'UNE SEQUENCE.....	38
B- DEFINITION D'UNE SEQUENCE.....	38
C- TYPOLOGIE DE SEQUENCES.....	40
D- TYPOLOGIE DE SEQUENCES.....	40
E- CONCLUSIONS.....	41

Quatrième Chapitre
CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE.....	43
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....	46
LISTE DES FIGURES	52
TABLE DES MATIERES.....	54

I-INTRODUCTION

Les chaînes récentes de l'Afrique du Nord (tello-rifain) appartenant à l'orogénèse nord maghrébin constituent le rameau de la chaîne alpine en Méditerranée occidentale. Le massif de l'Ouarsenis occupe une partie intégrante du domaine tellien externe. Ce dernier a fait l'objet de nombreux recherches géologiques dès la seconde moitié du 19ème siècle jusqu'à nos jours. Ces études ont contribué largement à la connaissance de l'histoire des terrains depuis le Paléozoïque jusqu'à l'Actuel (*cf.* Historique, *in* Zaghari, 2013). L'amélioration de ses connaissances est d'ordre stratigraphique, biostratigraphique, paléontologique et sédimentologique, pour la reconstitution de l'histoire géologique et l'évolution géodynamique du massif de l'Ouarsenis.

Par ailleurs, l'étude lithostratigraphique et sédimentologique de la série attribuée par nos prédécesseurs au Miocène inférieur de Theniet el Haad, a fait l'objet de plusieurs études pour leur intérêts géologiques et paléontologiques (Pomel & Pouyanne, 1885; Dalloni, 1916, 1936 ; Flandrin, 1948 ; Mattauer, 1958).

La région d'étude fait partie de l'Ouarsenis oriental, plus exactement dans la région de Theniet el Haad (W. Tissemsilt). Ce travail peut ainsi éclaircir les interprétations des travaux anciens, afin de comprendre l'évolution faciologique et environnementale de cette entité lithologique.

II- CONTEXTE GEOGRAPHIQUE

A-SITUATION GENERALE DU DOMAINE TELLIEN (Fig. 1) :

Le domaine tellien est représenté en Algérie par une bande de reliefs de 1200 km s'alignant parallèlement au littoral. Ces alignements montrent un prolongement occidental du Rif (Maroc) et oriental au Kroumérie (Tunisie).

Géographiquement, le Tell est inséré entre la Méditerranée au Nord et les Hauts-Plateaux au Sud, large de près de 100km. Ce domaine est subdivisé en trois grands ensembles qui sont du Nord vers le Sud : les massifs côtiers (massifs d'Oran, massifs d'Arzew, Monts de Dahra, Monts de Chenoua et Monts des Babors) ; les plaines médianes (Mitidja au centre, Chélif à l'Ouest et Seybouse à l'Est) ; et les massifs intérieurs qui sont constitués par un alignement montagneux. Ils sont représentés, d'Ouest en Est, par les Monts des Traras, Tessala, Ouled Ali, Béni Chougrane, l'Ouarsenis, Bibans et la chaîne numidique (région

constantinoise) (Mattauer, 1958). L'importante dépression de la plaine de Chélif orientée E-W s'interpose parallèlement entre les massifs côtiers au Nord et les massifs internes au Sud. Elle permet d'individualiser un Tell septentrional et un Tell méridional, auquel appartient le massif de l'Ouarsenis.

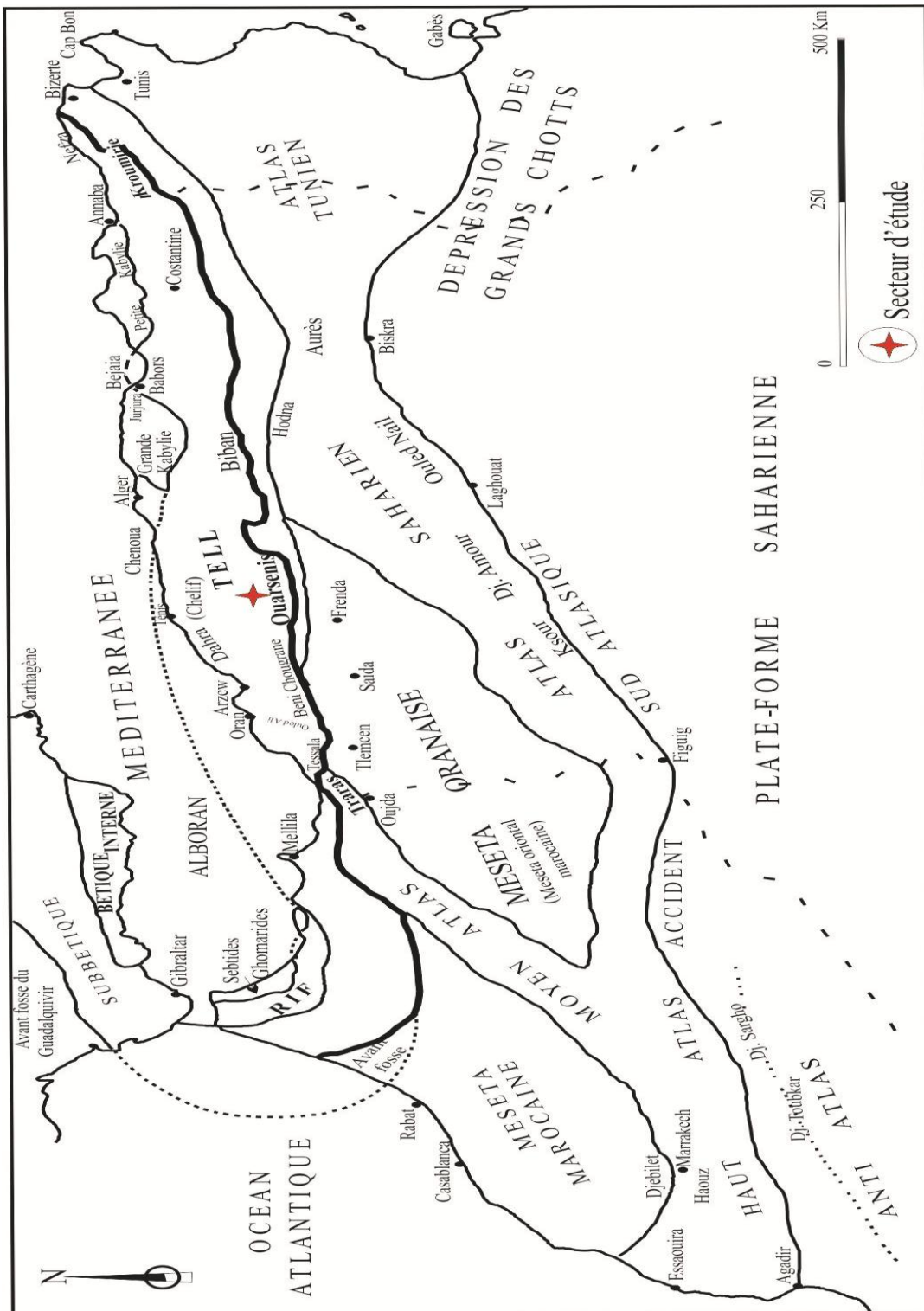


Fig.1 - Les grands ensembles géographiques de la chaîne alpine en Méditerranée occidentale (Benest, 1985).

B-SITUATION DE L'OUARSENIS DANS LE TELL (Fig. 2)

Le massif de l'Ouarsenis appartient au Tell. Ce dernier fait partie des massifs intérieurs sur la bordure sud-tellienne, ils sont limités au Nord par la plaine de Chélif, à l'Est par les Monts des Bibans (Média), au Sud par le plateau de Sersou, à l'Ouest par les Monts de Beni Chougrane et Oued Mina, à cheval sur les wilayas de Médéa, Ain Defla, Tissemsilt, Chlef, Relizane et Tiaret (Fig.2).

Le célèbre sommet du Grand Pic ou Kef Sidi Amar qui s'élève à 1985m, appelé communément «*nombril du monde*» ou «*l'œil du monde*» (Calembert, 1952). Aussi, la position et l'élévation du Grand Pic permet de limiter et de distinguer un Ouarsenis occidental et un autre oriental, où s'inscrit notre région d'étude. D'autres sommets se profilent, plus à l'Est, dans la région de Teniet el Haad au Djebel Amrouna (1512 m), à la forêt des Cèdres ou Djebel Meddad (1787 m) et la région de Bordj EL Amir Abdelkader (Ex :Taza) au Djebel Ech Chaoun (1808 m), au Ras El Brarit (1750 m), dans le mont Tamedrara et le Kef Siga. Ces reliefs font de l'Ouarsenis oriental un pays escarpé et d'accès difficile.

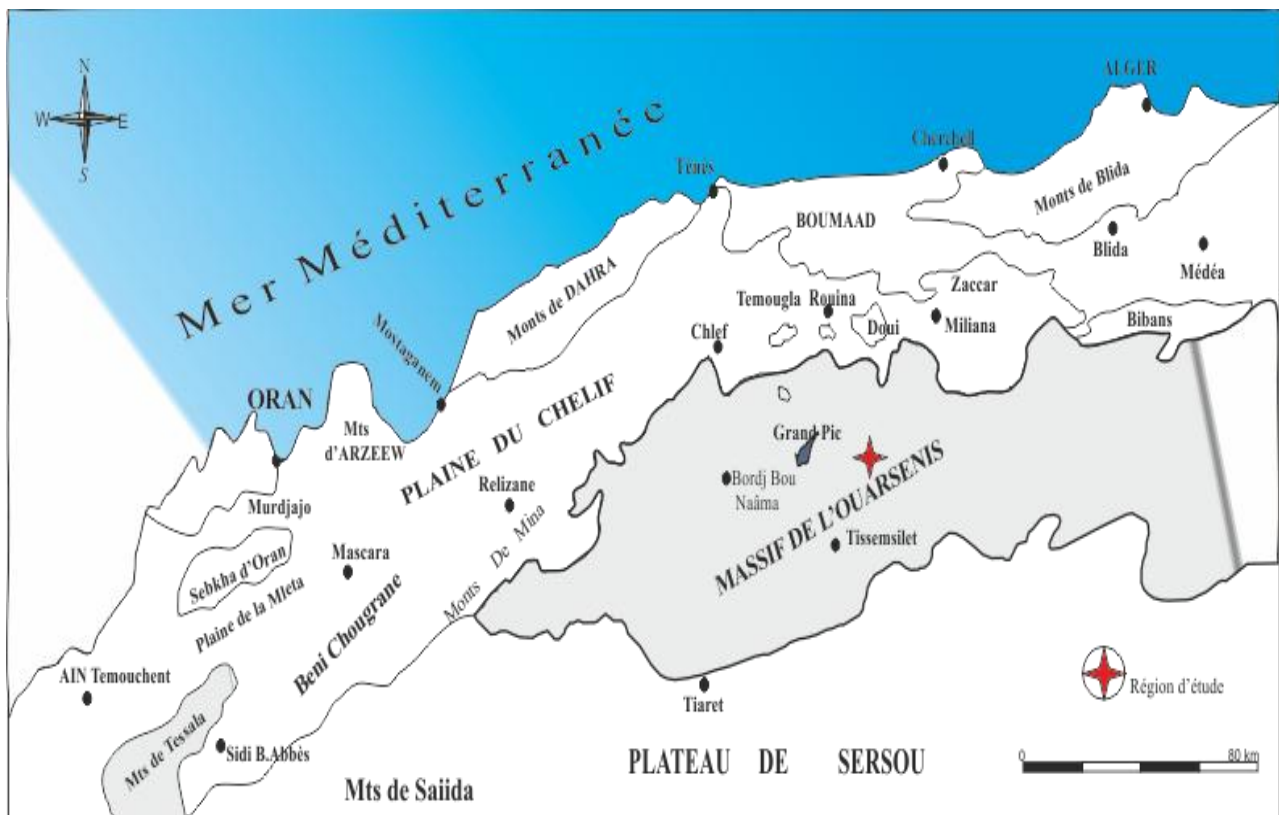


Fig. 2-Situation et limites géographiques du massif de l'Ouarsenis (in. Benhamou, 1996)

III- CONTEXTE GEOLOGIQUE ET STRUCTURAL DE L'OUARSENIS.

A- APERCU STRATIGRAPHIQUE :

La série stratigraphique de l'Ouarsenis Oriental comporte des terrains assez diversifiés allant du : Paléozoïque, Mésozoïque et Cénozoïque (Mattauer, 1958). bien que les premiers soit assez rare voire absents. La figure 3 présente une colonne lithostratigraphique synthétique (in Zeghari, 2013).

1- Le Paléozoïque : Les affleurements paléozoïques apparaissent que dans le massif du Chéelif, c'est-à-dire, en bordure de notre région d'étude. Par contre, dans tout l'Ouarsenis, il est emballé dans le complexe triasique, des copeaux de dimensions très réduites, arrachés au socle anti-triasique (Mattauer, 1958). Les affleurements du Paléozoïque peuvent être répartis en trois catégories (Mattauer, 1958):

- un Primaire (cristallin, sédimentaire et métamorphique) autochtone dans les massifs de Chéelif que l'on qualifie les "*Massifs de Chéelif*" (Mattauer, 1958; Kirèche, 1977, 1993);
- un Primaire emballé dans le complexe triasique (Mattauer, 1958);
- un Primaire en galets dans le Miocène inférieur (Mattauer, 1958).

2- Le Mésozoïque :

- **Le Trias :** Dans l'Ouarsenis, le Trias y apparaît la plupart du temps en position anormale, et ne livre aucune faune. Il est sous forme d'un complexe gypso-salins, cargneules, argiles bariolées, grés rouges et dolomitiques, associés à des roches magmatiques (Mattauer, 1958).

- **Le Jurassique :** Les affleurements jurassiques sont moins fréquents et timides par rapport à celles du Crétacé. Ils n'apparaissent qu'en des zones localisées, au centre du massif et sur ses bords et certainement très bouleversées ; ces masses rocheuses ont pu être décrites comme des îlots' émergeant au milieu Crétacé (Dalloni, 1936). Les travaux récents de Benhamou (1996) montrent qu'il est caractérisé par des dépôts carbonatés et détritiques de plate-forme peu profonde à profonde (dolomies et calcaires). Ces affleurements présentent une série jurassique tectoniquement renversée.

- **Le Crétacé :** Le Crétacé inférieur, est caractérisé par des formations marneuses, carbonatées et marno-calcaires et aussi détritiques "flyschoides" (Albo-Aptien). (Dalloni, 1914; Calembert, 1937; Polvêche, 1960; Tchoumatchenco et al., 1995; Benyoucef, 2006; Chérif, 2009).

Le Crétacé moyen et supérieur, sont caractérisés par des dépôts peu profonds à profonds, généralement marneux parfois à intercalations de bancs calcaires avec des dépôts détritiques plus ou moins importants (Benyoucef, 2006 ; Brahim, 2013).

3-Le Cénozoïque:

- **Le Paléocène** : La différence des dépôts Crétacé de celle du Paléocène ne s'individualise qu'à partir de la microfaune ; sont tous représentés dans le complexe essentiellement marneux (Mattaueur, 1958).

- **L'Eocène**: Le passage Crétacé/Eocène se fait de façon progressive sans aucune discontinuité lithologique ; la base de l'Eocène inférieur est marneuse, elle très réduite. Dans l'Eocène inférieur de l'Ouarsenis on distingue trois faciès : le marno-calcaire blancs à *Globigérines*, le grés-glaucouneux et le faciès phosphaté. L'Eocène moyen et supérieur affleure soit sous un

Faciès marneux (marnes brunes et ou noires) soit sous un faciès glaucouneux. Enfin, l'Eocène existe dans le Miocène sous forme de galets remaniés (Mattaueur, 1958).

- **L'Oligocène**: Deux faciès principaux appartiennent à l'Oligocène ; le faciès à Boghari est essentiellement marneux (nappe B) à intercalation gréseux et sporadiquement calcaire, rarement détritique à sa base. Le faciès numidien celui de la nappe C, est essentiellement gréseux (Theniet el Haâd) (Mattaueur, 1958).

- **Le Miocène**: Le Miocène inférieur et supérieur sont indifférenciés. Il s'agit de dépôts de marnes analogues à celles de l'Eocène. Vers l'Est, l'épaisse série marneuse évolue vers le sommet à une autre série gréseuse. Vers l'Ouest, elle passe latéralement à des formations conglomératiques rougeâtres repose directement sur les flyschs ou le socle (Zeghari, 2013). Le premier est représenté par des dépôts conglomératiques ou gréseux, surmontés par des marnes grises à microfaunes. Le deuxième est représenté par des marnes grises analogues à celles du Miocène inférieur et des dépôts gréseux (Mattaueur, 1958).

- **Le Pliocène**: Il est marqué par des dépôts continentaux, qui sont constitués par des cailloutis, graviers, sables, argiles et limons (Mattaueur, 1958) et des replats tufacés.

4-Le Quaternaire :

Les dépôts quaternaires forment de notable terrasses caillouteuses et des alluvions récentes très limoneuses dans des vallées au-dessus de 50m (Mattauer, 1958).

Stratigraphie		Dépôts et faciès	Auteurs
Quaternaire		Alluvions et cailloutis	
Cénozoïque	Pliocène	Cailloutis et replats tufacés	Mattauer (1958), Polvêche (1960)
	Miocène	Gypse, grès-marnes, conglomérat (continental)	Belkébir et Bessedik (1992), Guardia (1975), Delteil (1974), Dalloni (1952)
		Marnes, marno-calcaires, grès-calcaires, conglomérats	Bessedik et al. (2002), Polvêche (1960), Mattauer(1958), Cheylan et al. (1955)
	Oligocène	Boghari (Oranais), Numidien	Polvêche (1960), Mattauer (1958)
	Éocène	Mannes, marno-calcaires grès glauconieux, faciès phosphatés	Polvêche (1960) Mattauer(1958), Flandrin (1948)
	Paléocène	Marnes	Dalloni (1936)
Mésozoïque	Crétacé	Marnes à boules calcaires, microbrèches, argiles (flysch), marno-calcaires, marnes, calcaires à niveaux siliceux	Mattauer (1958), Polvêche (1960)
		Marno-calcaires Flysch	Tchoumatchenco et al. (1995) Benyoucef (2006)
	Jurassique	schistes à lit calcaires-grès, marno-calcaires, marno-calcaires ammonitico-rosso	Chérif (2009), Tchoumatchenco et Krishev (1992a), Polvêche (1960), Mattauer (1958), Calembert (1952), Dalloni (1936).
		Ammonitico-rosso, calcaires-marno-calcaires,	Atrops et al. (1991a et b), Benhamou (1996), Tchoumatchenco (1984-1986a- 1987) Kirèche (1977-1993), Farès- Khoudja (1968); Calembert (1937-1952),
		grès-grès calcaires, marno-calcaires carbonates ,dolomies	Caire, Glangeaud, Mattauer (1950 , 1952), Geoffroy (1936), Gentil (1902-1904), Pomel (1875)
Trias	Gypse, grès, argiles versicolores, dolomies cargneules, et bréchiqes, blocs primaires	Trümpy (1983), Mattauer (1958) Dalloni (1952), Fallot (1942 a, b) Gentil (1902), Nicaise (1870)	
Paléozoïque		Conglomérats (<i>Verrucano</i>) Série volcano-sédimentaire Série schisto-gréseuse Socle cristallophyllien	Mattauer (1958), Caire, Glangeaud, Mattauer (1950, 1952), Glangeaud et Bétier (1935, 1937), Géoffrey (1933), Glangeaud (1932), Gentil (1904), Pomel (1856-1859)

Fig.3 : tableau montrant la série synthétique du bassin de l’Ouarsenis (sans échelle) (InZeghari ; 2013).

B-APERCU STRUCTURAL (Fig. 4) :

Le massif de l'Ouarsenis correspond à un édifice dont les terrains offrent des structures tectoniques néogène très complexes (Mattauer, 1958; Zaâgane et al. 2014). Cette complexité est le résultat d'une tectonique polyphasée, traversée par de nombreux contacts anormaux et accidents verticaux (compression ENE-WSW, NW- SE et NE - SW) (Benyoucef, 2006; Zaâgane et al, 2014). Ce massif est marqué comme la grande majorité du Tell par les nappes qui ont pris naissance grâce aux mouvements intra-miocène (Miocène inférieur) dite "phase paroxysmale" (Caire et Mattauer, 1953a et b ; Polvèche, 1960).

Parmi les principales unités structurales qui influençant les diverses formations de l'Ouarsenis on peut citer :

- **Les terrains autochtones** : Ces massifs présentent une structure relativement simple très limitée. Ils sont particulièrement bien représentés dans la région de Theniet el Haâd et Berouaguia (ex : Letourneux) (Mattauer, 1958). Il s'agit d'un anticlinal d'orientation générale Est-Ouest. Ils sont dissymétriques car le flanc Nord-est est affecté par de nombreuses failles. Tandis que, le flanc Ouest est caractérisé par une faille Nord- Sud et à l'Est par une faille subméridienne (Mattauer, 1958).

De point de vue structurale, ces terrains sont affectés à la fois par les mouvements antérieurs et postérieurs à la mise en place de nappes. Les premières sont rares et sont responsables de la création des plis et des failles, par contre les secondes ont provoqués de vastes bombements associés à des failles. Une grande partie du substratum autochtone reste invisible, recouverte par l'allochtone et par des dépôts post-Miocène (Mattauer, 1958).

- **Le Complexe A** : il se situe entre l'autochtone et les unités charriées (Nappe **B**), auquel appartient la région d'étude. Il est caractérisé par une tectonique plus complexe dans lequel des injections triasiques reposent d'une façon anormale sur des terrains plus récents (Mattauer, 1958).

- **La Nappe B** : Cette nappe repose tantôt sur l'autochtone, tantôt sur le complexe A. De point de vue stratigraphique, cette nappe est représentée par un Crétacé supérieur généralement marneux du Sénonien, un Oligocène à faciès Boghari et un Eocène à faciès différents de ceux de l'autochtone (Mattauer, 1958).

- **La Nappe C** : Dite «nappe numidienne», est la plus individualisée que les autres unités dans le cadre stratigraphique que sur le plan tectonique ; elle surmonte soit le Crétacé supérieur de la nappe B soit l'autochtone. Elle englobe des terrains secondaires et tertiaires comme le Crétacé à faciès flyschoides, un Oligocène à "faciès numidien" et/ou à "Faciès Bougari" et un Miocène à galets de la chaîne calcaire. Généralement, les terrains oligocènes les caractérisent mieux. Cet étage est très représentatif dans la nappe B ou il est essentiellement marneux dans celle-ci est totalement numidien à faciès gréseux (Mattauer, 1958).

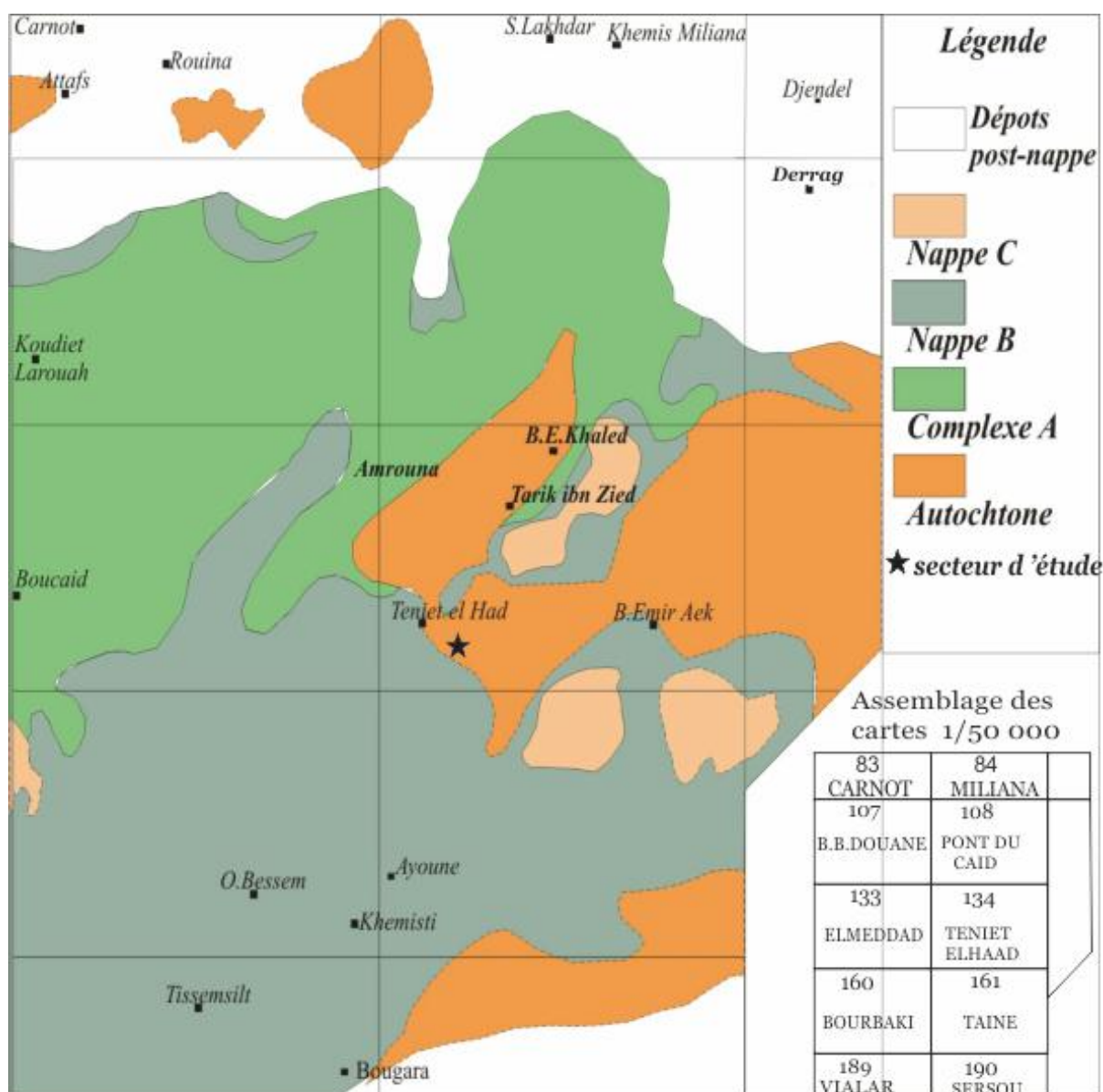


Fig. 4 : Unités structurales de l'Ouarsenis oriental (Mattauer, 1958 ; modifiée ; in Zeghari ; 2013).

IV- METHODOLOGIE ET BUT ET DE TRAVAIL :**A- ETUDE BIBLIOGRAPHIQUE :**

Dans notre travail, les références que nous avons particulièrement consultées sont celles de **Pomel** (1885), **Dalloni**(1936) et **Mattauer** (1958). Nous avons utilisé également la carte géologique de l'Ouarsenis oriental 1/200.000^{ème} (**Mattauer**, 1958) et la carte géologique, topographique de Theniet El Haâd au 1/50.000^{ème}.

B- METHODOLOGIE :**1-Sur le terrain :**

Notre travail sur le terrain est basé sur le levé d'une coupe détaillée (banc par banc) prenant en considération une description particulière de chaque banc (lithologie, granulométrie, traces d'activités biologiques, contenu fossilifère...). Le déplacement latéral a pour but de contrôler les variations des épaisseurs et des faciès, ainsi qu'un échantillonnage pour l'étude au laboratoire en confectionnant des lames minces.

2-Au laboratoire :

Le travail au laboratoire consiste à l'étude des échantillons polis sous la loupe binoculaire, Afin de déterminer les textures. Egalement sous le microscope afin de voir les caractères microfaciologiques des échantillons prélevés. Les échantillons récoltés portant des Pécinidés, des huîtres et des traces d'activités organiques, seront photographiées pour utiliser l'outil paléontologique, en vue de déterminer, les conditions paléo-écologiques des environnements sédimentaires.

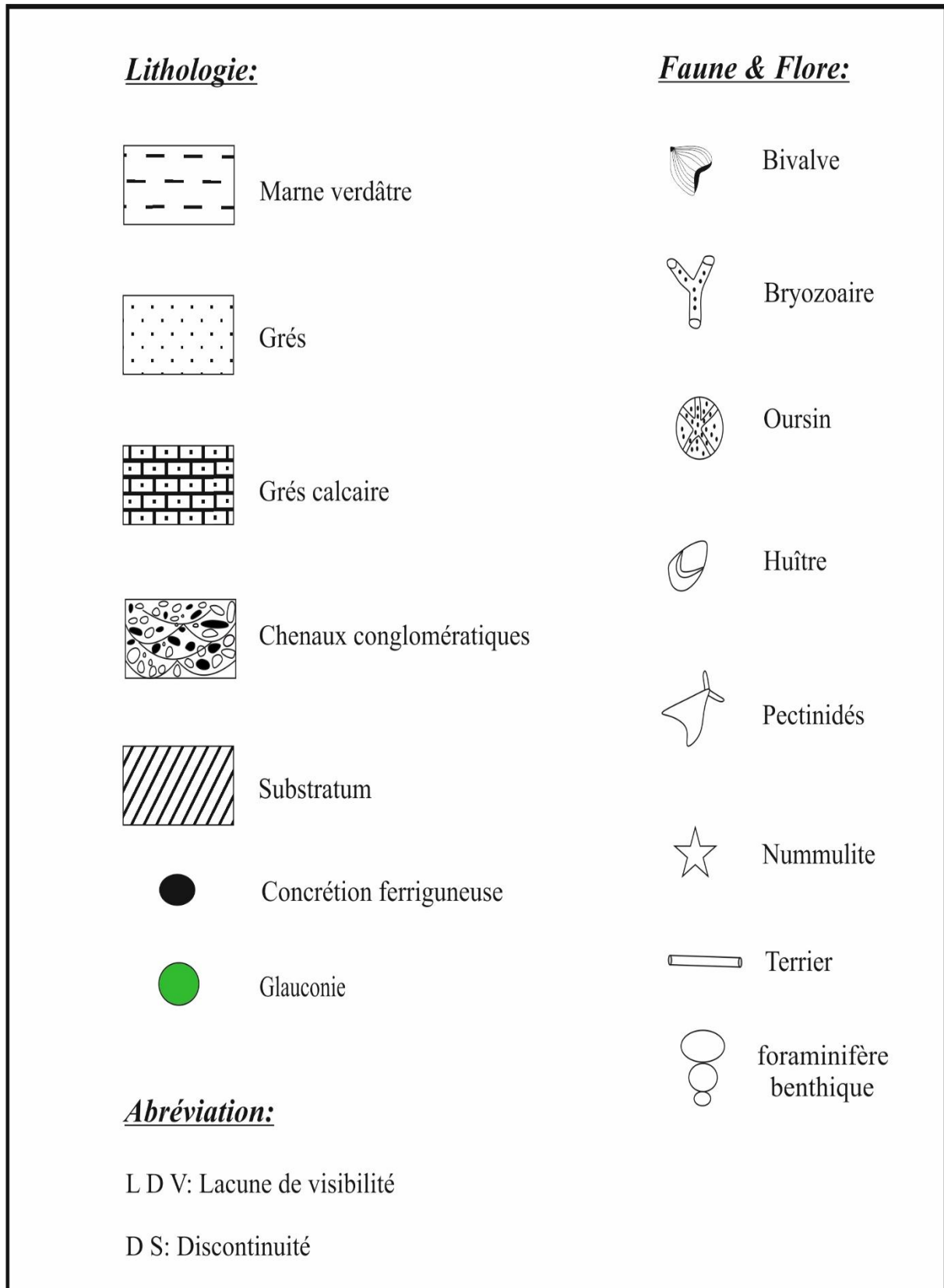


Fig.5 : Les principaux figurés et symboles utilisés.

I- INTRODUCTION :

Afin de suivre l'évolution paléoenvironnementale des dépôts sédimentaires de la série transgressive de Miocène inférieur, une analyse lithologique a été établie à partir d'un levé de coupe géologique choisie dans le secteur d'étude. Le choix de la coupe a été guidé par la meilleure exposition d'affleurement, où le maximum de faciès a été observé. Le découpage lithostratigraphique est basé sur des critères lithologiques, stratigraphiques et granulométriques. Cette partie est surtout descriptive basée sur la lithofaciès et l'identification des caractéristiques sédimentologiques de la série du "Miocène inférieur" dans le secteur de Theniet El Haad.

II- ETUDE LITHOSTRATIGRAPHIQUE :

A- LOCALISATION DE LA COUPE:

La coupe levée se trouve à environ 2km au SE de Theniet El Haad (Fig. 6), juste au bord gauche de la RN60 (Theniet El Haad-Bordj Emir Abdelkader, ex-Taza). Elle est orientée SE-NW. Cette coupe est limitée :

- à l'Est par Kef Mezioud ;
- à l'Ouest par la Oued es Soltane;
- au Nord-Est par la ville de Theniet El Haad ;
- au Sud par Haouched'Dir.

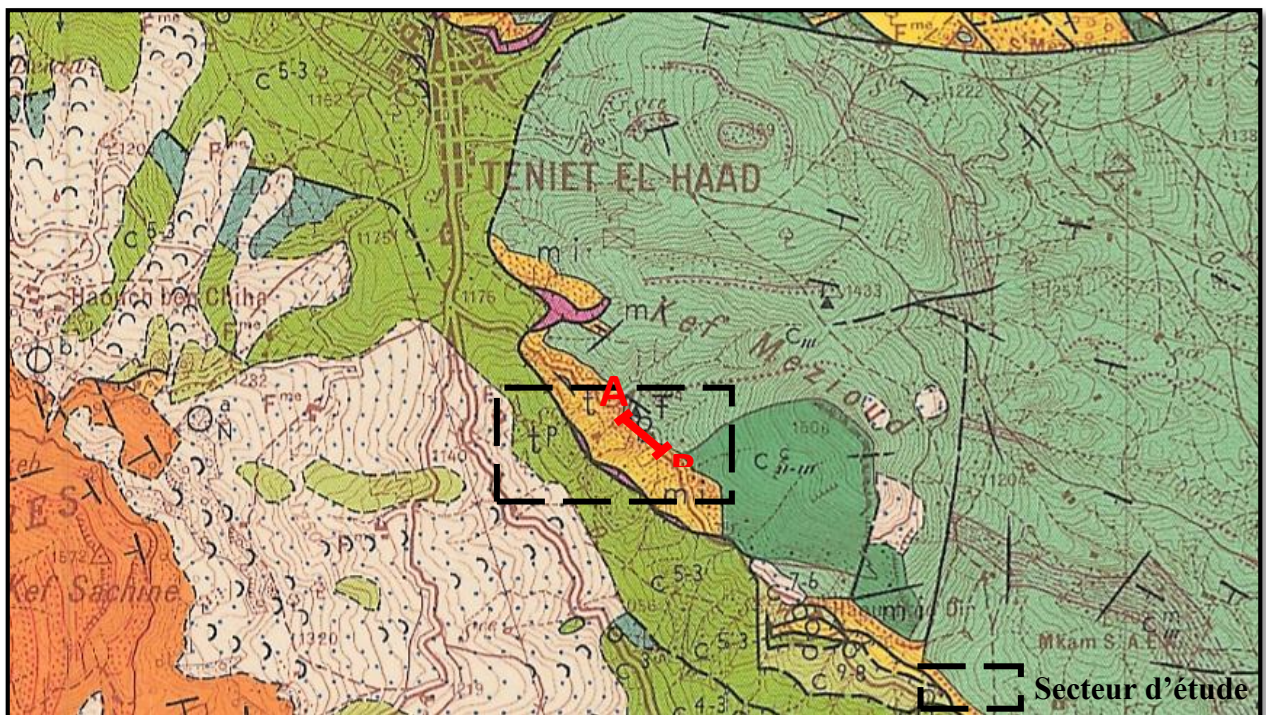


Fig. 6 : Position de la coupe levée (extrait de la carte géologique 1/50000è de Theniet El Haad)



Fig. 7 : Image satellitaire (extrait de photo Google-Earth) (A-B : tracé de la coupe)

III- DESCRIPTION LITHOLOGIQUE:

A- DECOUPAGE LITHOSTRATIGRAPHIQUE

La coupe de Theniet El Haad à une épaisseur totale de 140 m. Elle est subdivisée en trois ensembles.

- 1- Ensemble inférieur : chenaux conglomératiques.
- 2- Ensemble médian : calcaire gréseux.
- 3- Ensemble supérieur : marnes verdâtres.

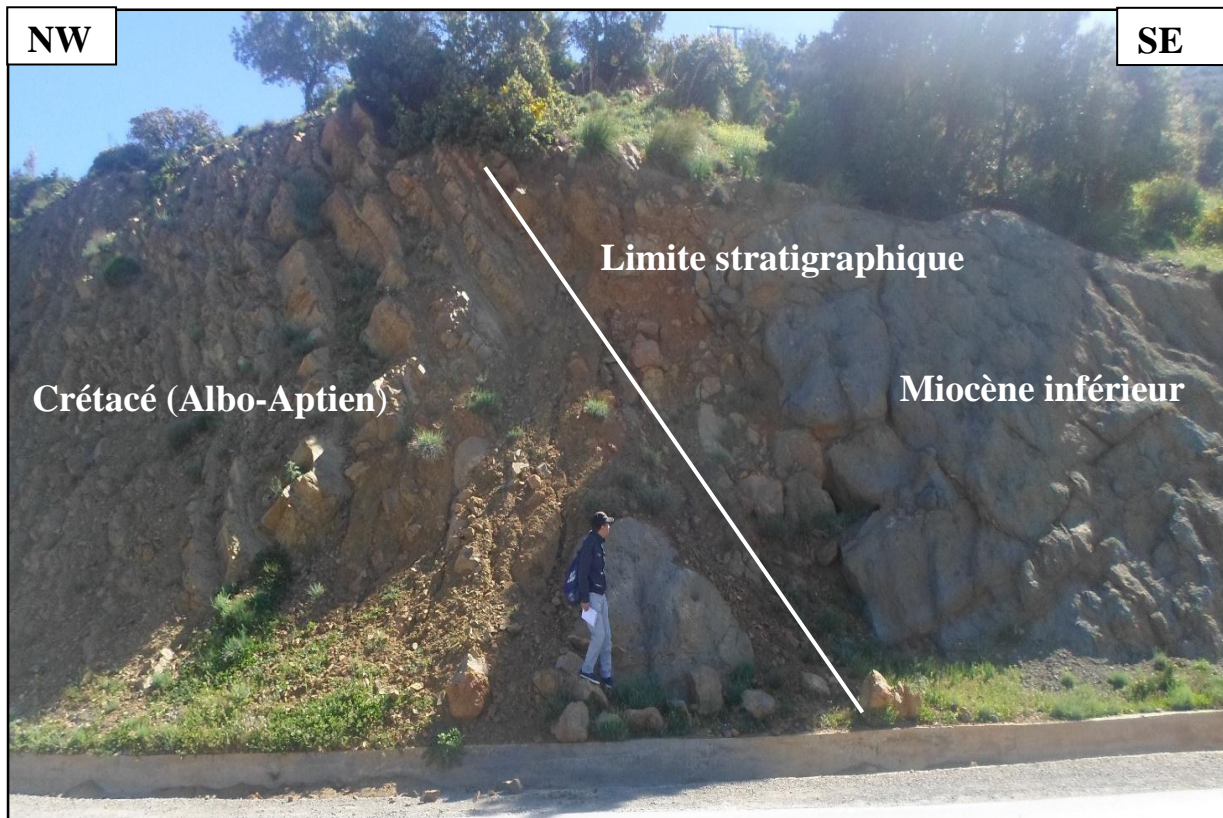


Fig.8: Vue panoramique de la coupe de la carrière de Theniet El Haad montrant la limite de la succession lithologique du Miocène inférieur et son substratum crétacé.

B- DESCRIPTION DE LA COUPE

1-Ensemble inférieur (35m) :

- **Terme A (25m)** : Cet ensemble est transgressif (contact anormal discordant) sur les « flyschs albo-aptiens » (Fig. 8). Cette discontinuité est estimée à 68Ma. Il correspond à une succession de chenaux conglomératiques marqués par une notable variation d'épaisseur. Il s'agit d'une succession de chenaux emboîtés les uns sur les autres (Fig.10 et 11). Ils sont très fossilifères. La macrofaune est représentée essentiellement par des pectinidés de couleur bleu-foncé azuritique (Fig.12A), des huîtres sombres et d'autres faunes cassées. La faune est majoritairement bien conservées (Fig. 12B). Par ailleurs, on trouve quelques coquilles brisées de bivalves et de macrofaunes indéterminables. La taille des éléments constituant est très étalée allant de graviers jusqu'aux blocs (Fig. 12C). La nature lithologique des galets est polygénique (calcaires, quartzites, schistes, etc...). La morphométrie des galets est souvent ronds émoussés. Ces aspects marquent un régime hydrodynamique très agité, déposée dans des chenaux emboîtés. Cette sédimentation conglomératique insère souvent des gros blocs de quartzites transportés ultérieurement. Ce faciès est traversé obliquement par un filon sédimentaire (dyke*) (Fig.12E, F).

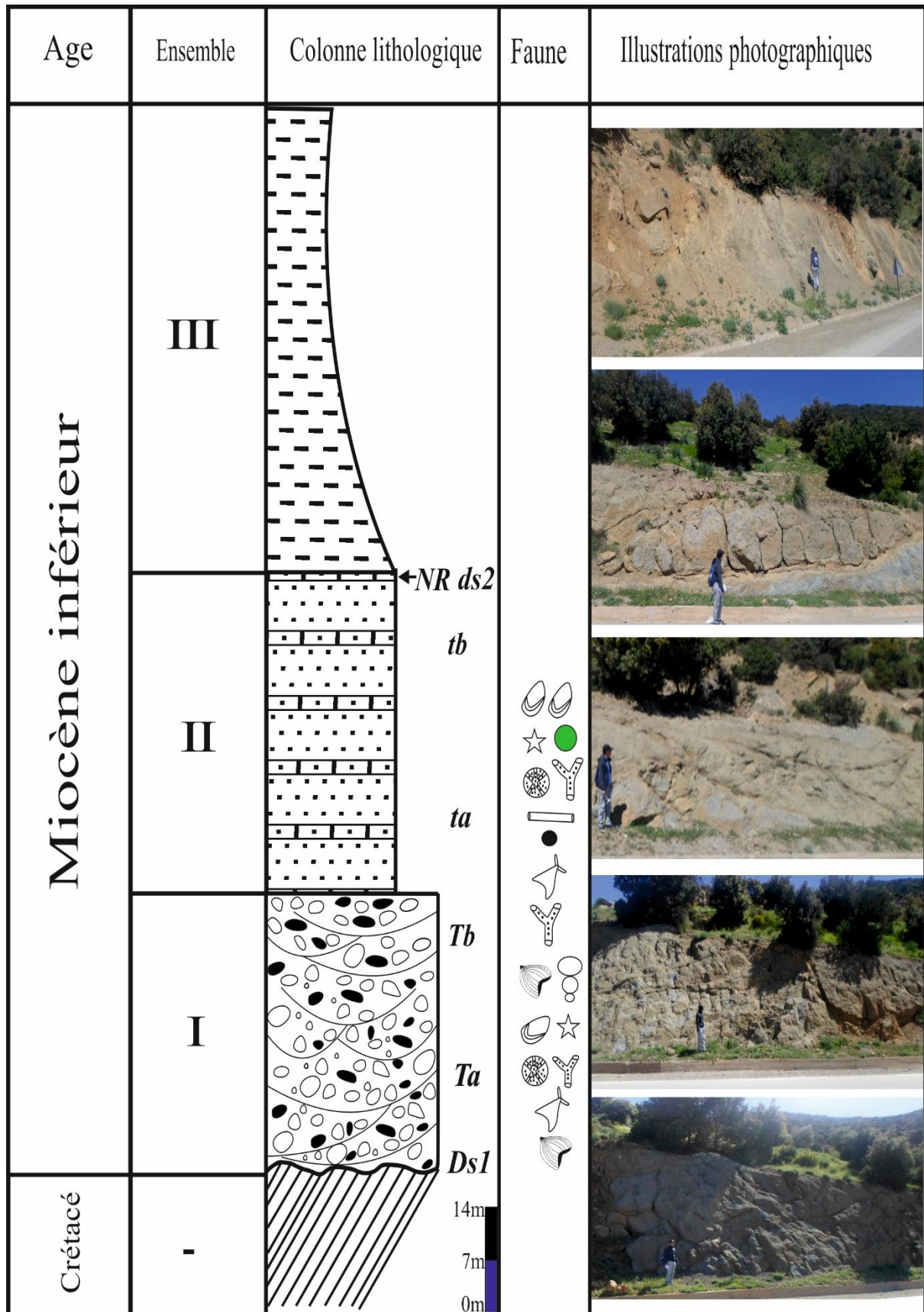


Fig.9 : Colonne lithostratigraphique de la formation détritique de la carrière de Theniet El Haad.

En détail, on trouve dans un chenal des éléments arrondis à sub-anguleux, hétérogènes (grés, quartzites, schistes, calcaires bioclastiques) et hétérométriques qui peuvent atteindre 10cm de diamètre (Fig. 13A). Ils sont mal classés à la base (aucun grano-classement). Le ciment est grésocalcaire, rarement schisteux (Fig.13B). Cet ensemble a révélé une abondance de fossiles de bryozoaires (Fig. 13C). Les éléments lithiques sont micritiques, polygéniques et hétéromorphes (Fig. 13.D) y sont de différente source. A ces éléments, s'ajoute des remplissages de la calcite. Les grains de quartz sont de forme anguleux à sub-anguleux, les éléments sont jointifs de couleur verdâtre (Fig. 13E). La matrice prend également de la couleur verte (Fig. 13F).



Fig.10: Vue panoramique montrant la géométrie des chenaux conglomératiques.

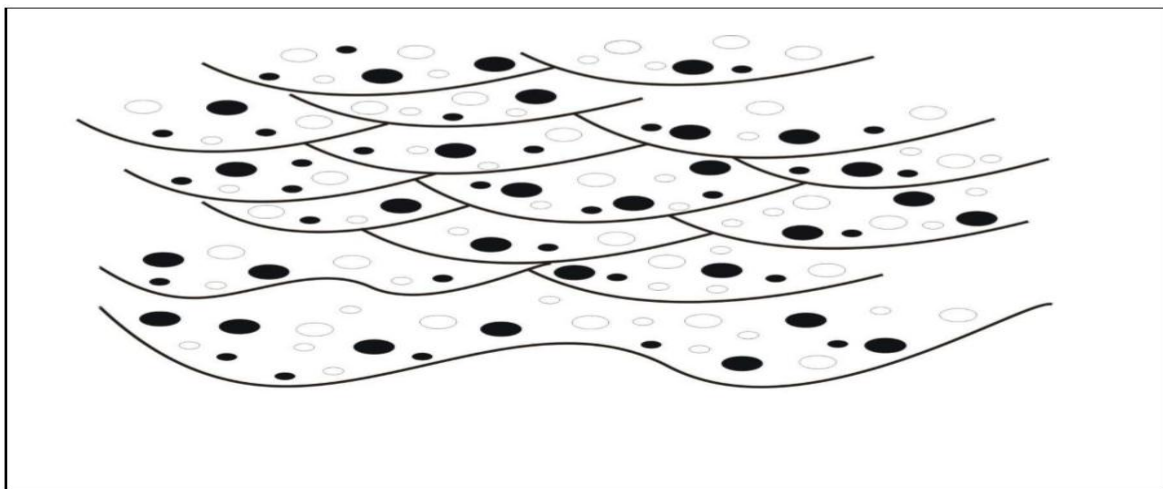


Fig.11: Disposition schématique des chenaux conglomératiques emboîtés

L'analyse microscopique des lames minces analysées en microscope a été effectuée en particulier par les caractères fondamentaux suivants:

- le pourcentage des éléments constitutifs;
- la granulométrie (mesure des tailles);
- la morphoscopie (la forme et l'aspect de surface des grains);
- la nature minéralogique de constituants accessoires (les minéraux associés) ;
- le liant (la nature de ciment).

L'objectif de cette étude est d'établir la classification descriptive de la roche sédimentaire en basant notamment sur l'étude quantitative (pourcentage des éléments constitutifs et des liants) et qualitative (la nature pétrographique, morphoscopie et la granulométrie des éléments) de microfaciès, qui nous permettant enfin de proposer une nomenclature de la roche sédimentaire caractérisant notre lame mince.

L'analyse microscopique des lames minces (Fig.14) renferme de grains de quartz non jointif (texture packstone) à environ 30% qui montrent un mauvais classement. Les grains sont de taille variée, hétérométrique, composés par des éléments calcaires oolitiques, calcaires micritiques, et des éléments gréseux (Fig. 14.A), en majorité arrondis à subarrondis, et des calcaires bioclastiques (Fig.14.B). Les éléments sont jointifs, sertis dans un ciment micritique (Fig.14D), où il existe des galets à oolites (Fig.14.E). Il sont de différente nature, de plus de 80%. On note la présence de la calcite. La plupart des éléments sont bien arrondis qui indique un transport lointain. Des foraminifères benthiques (nummulites) (Fig.14F), les algues (Fig.14J), et quelques bivalves, bryozoaires, plaques d'échinides y sont présents. Selon la classification de [Dunham](#) le nom de la roche est grainstone détritiques et calcaires.

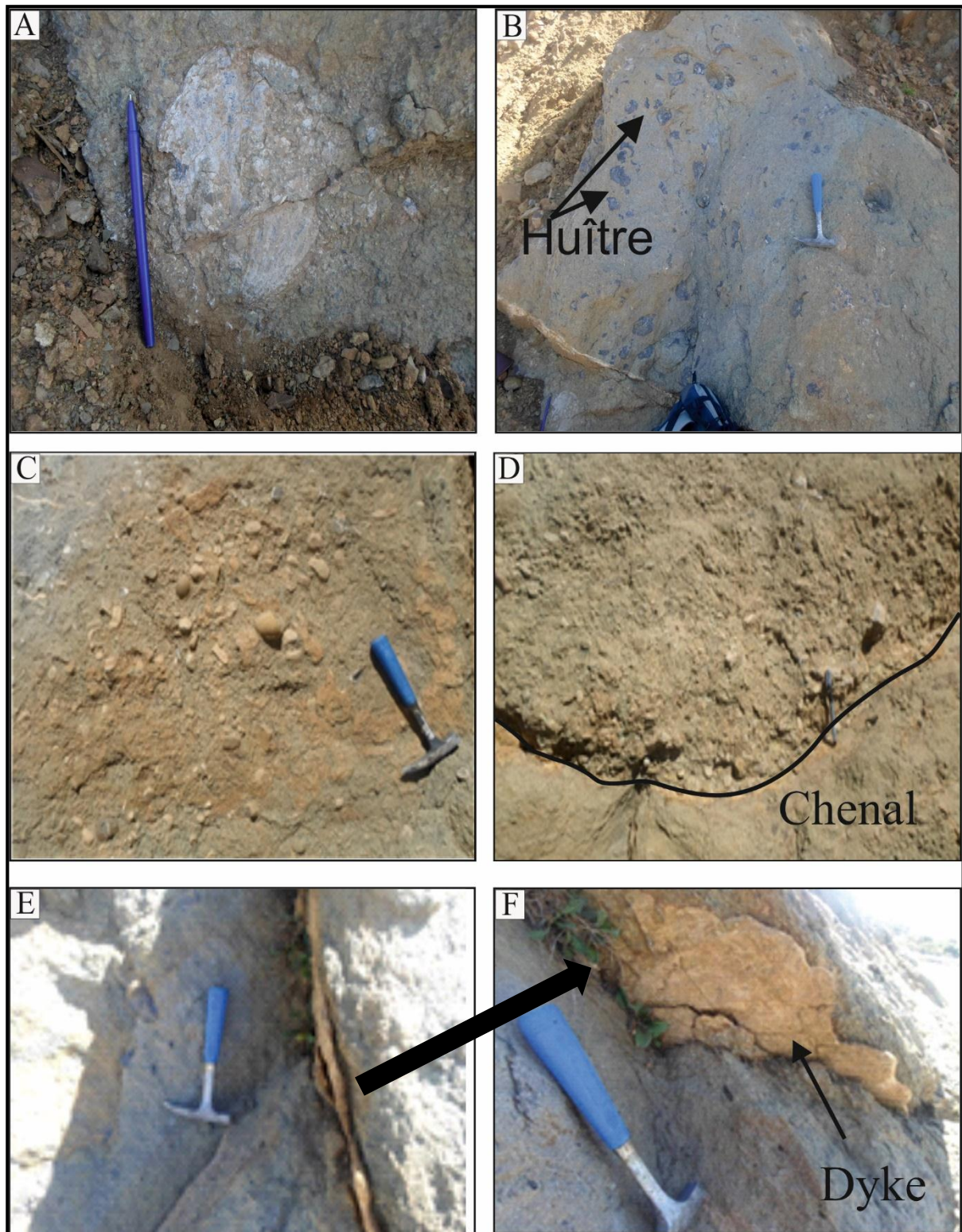


Fig.12 : Différentes macrofaunes et figures caractérisant les chenaux conglomératiques (niveaux de base) de la coupe de carrière Theniet El Haad ; (A) : Pecten mesurant 10 cm ; (B): petites huîtres d'ordre centimétrique ; (C) : Galets polygéniques et hétérométriques; (D): Chenal rempli par des éléments de différente taille et nature, le ciment est argileux ; (E) et (F): dyke sédimentaire à remplissage sableux affectant le faciès conglomératique orienté NNW/SSE.

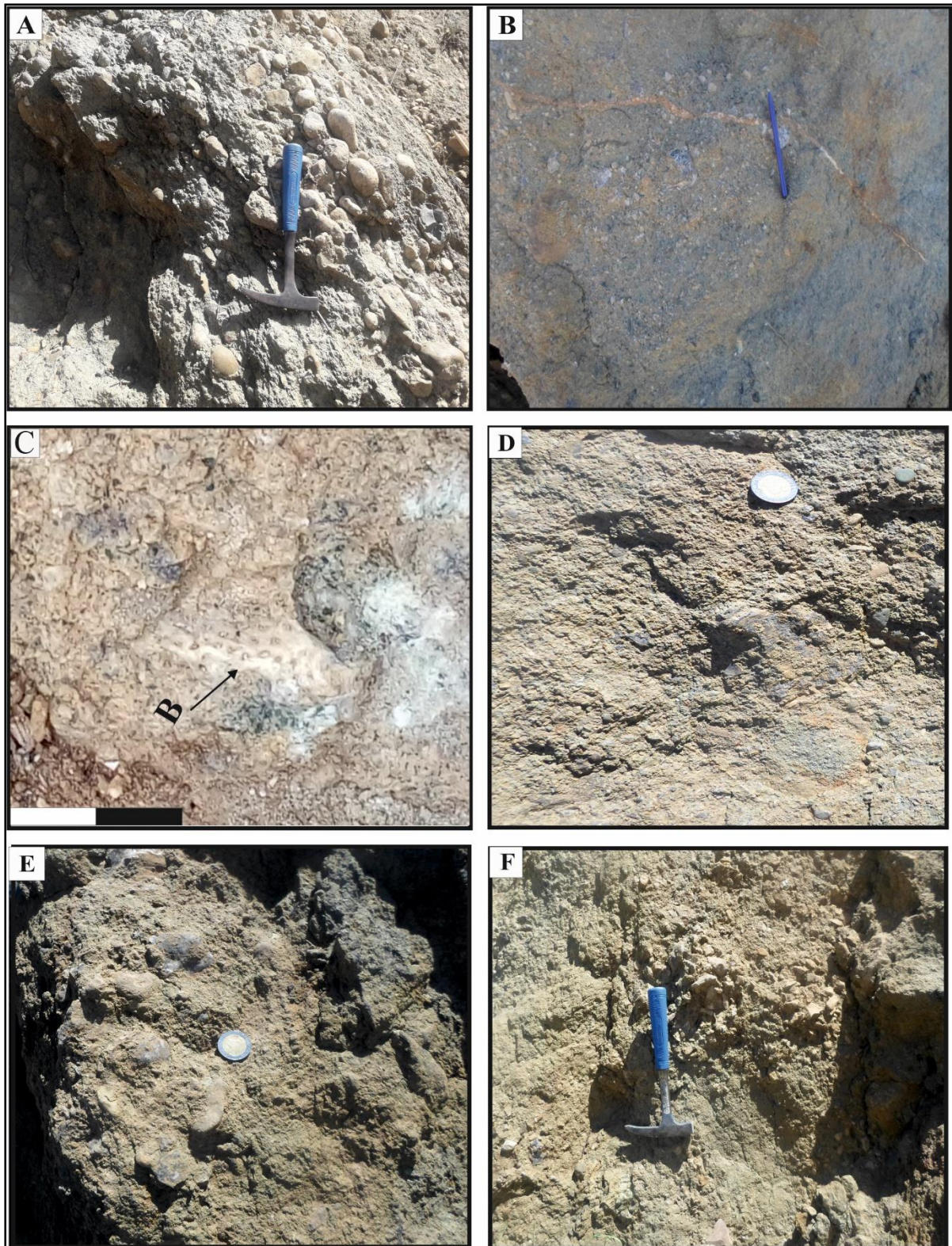


Fig.13 :Différentes caractéristiques du Terme A de l'ensemble inférieur : (A) granulométrie et morphométrie des galets; (B) ciment grésocalcaire ; (C) bryzoaire; (D) nature des clastes ; (E et F) grain supported.

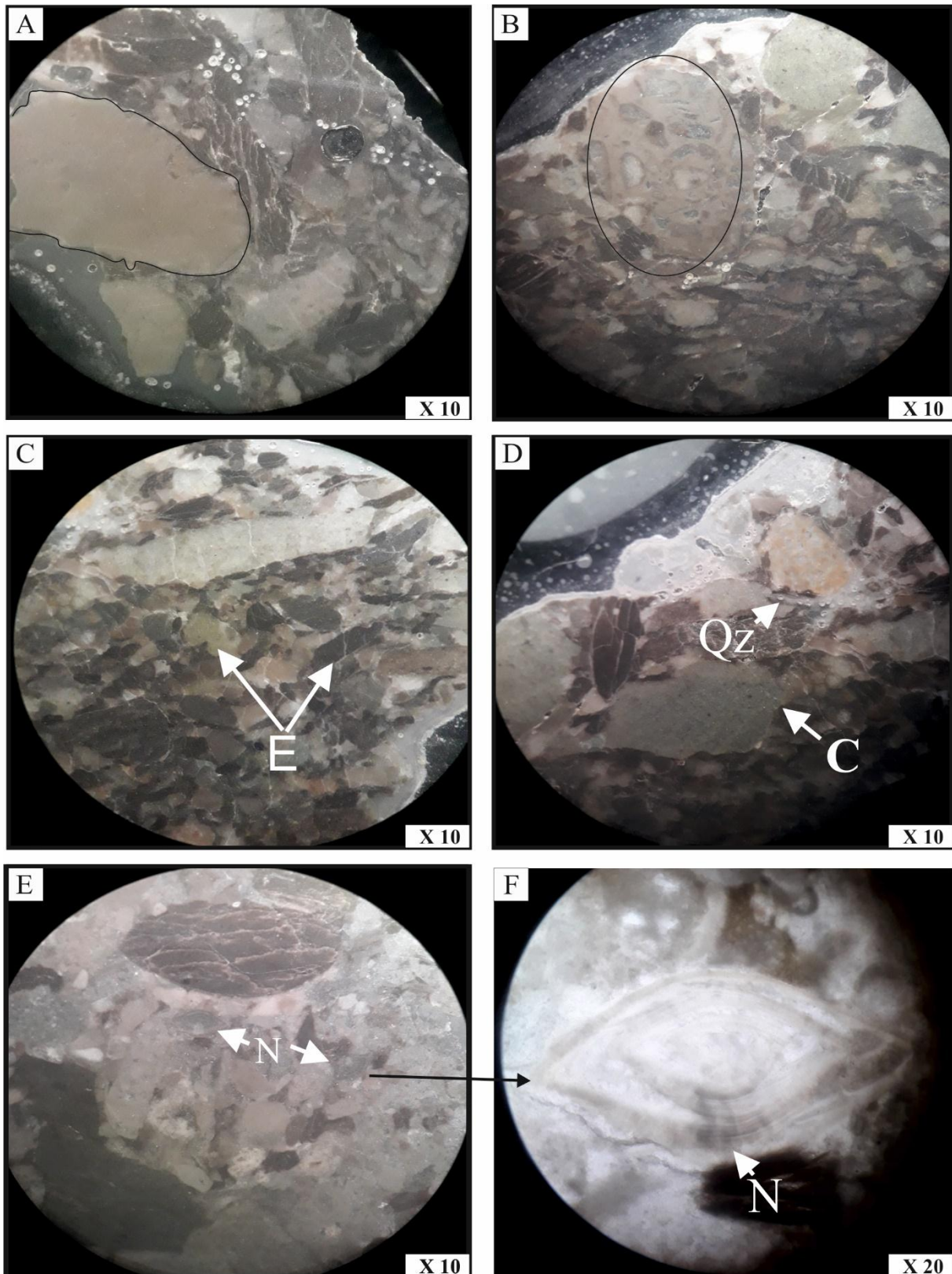


Fig.14 : lame mince au niveau du terme A de l'ensemble inférieur de la coupe de la carrière TEH : (A) : galet de calcaire micritique ; (B) : galet de calcaire oolitique ; (C) : éléments de nature différents(E) ; (D) : galet quartzitique (E) ; Nummulite (F). Qz : quartz ; C : ciment ; N : Nummulite.

- Terme B ; 10m(Fig.15).

Il montre un passage progressif conglomératique grossier, bien classé, disposé en strates d'épaisseurs centimétriques. Ce faciès comporte des galets de nature différente (grès, quartzites, calcaire (Fig.15A). Leur taille moyenne associée parfois à des blocs remaniés dépassant 15cm de diamètre (Fig15B). La forme de ces galets est souvent très subanguleuse à sub-arrondie (Fig.15C). Les éléments sont fréquemment jointifs. La macrofaune est représentée par des Pectens (Fig.15D). Ces dépôts s'amincissent à quelques mètres vers l'Est de Theniet el Haad. Ce terme passe progressivement à des grès moyens à fins. Le ciment est calcaire.

L'analyse des lames minces (microfaciès) sur des échantillons prélevés dans ce terme montre une richesse micropaléontologique représentée principalement par des foraminifères : Nummulites, associées à des bioclastes de bryozoaires, algues, bivalves, plaques d'échinides (Fig.16). Les éléments constitutifs sont polygéniques, hétéromorphes, bien arrondis à anguleux. On observe des fragments de roches intra- et extraclastes, associés à des graptolites où la plupart des éléments sont carbonatés de différentes natures. Le pourcentage des éléments est plus de 80% ; ils sont jointifs donnant une texture grainstone détritique. Cette sédimentation prouve le degré de l'énergie hydrodynamique.

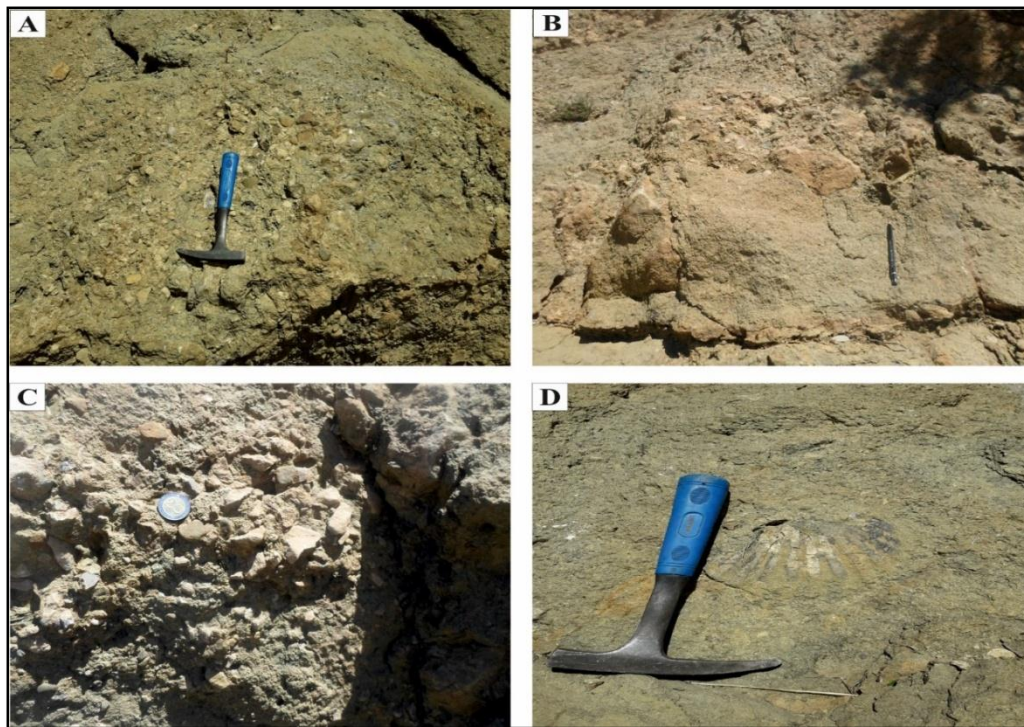


Fig.15 : différentes faciès caractérisant le terme B de chenaux conglomératiques : (A) différentes natures des galets; (B) différentes tailles des galets; (C) la forme des galets; (D) Pecten.

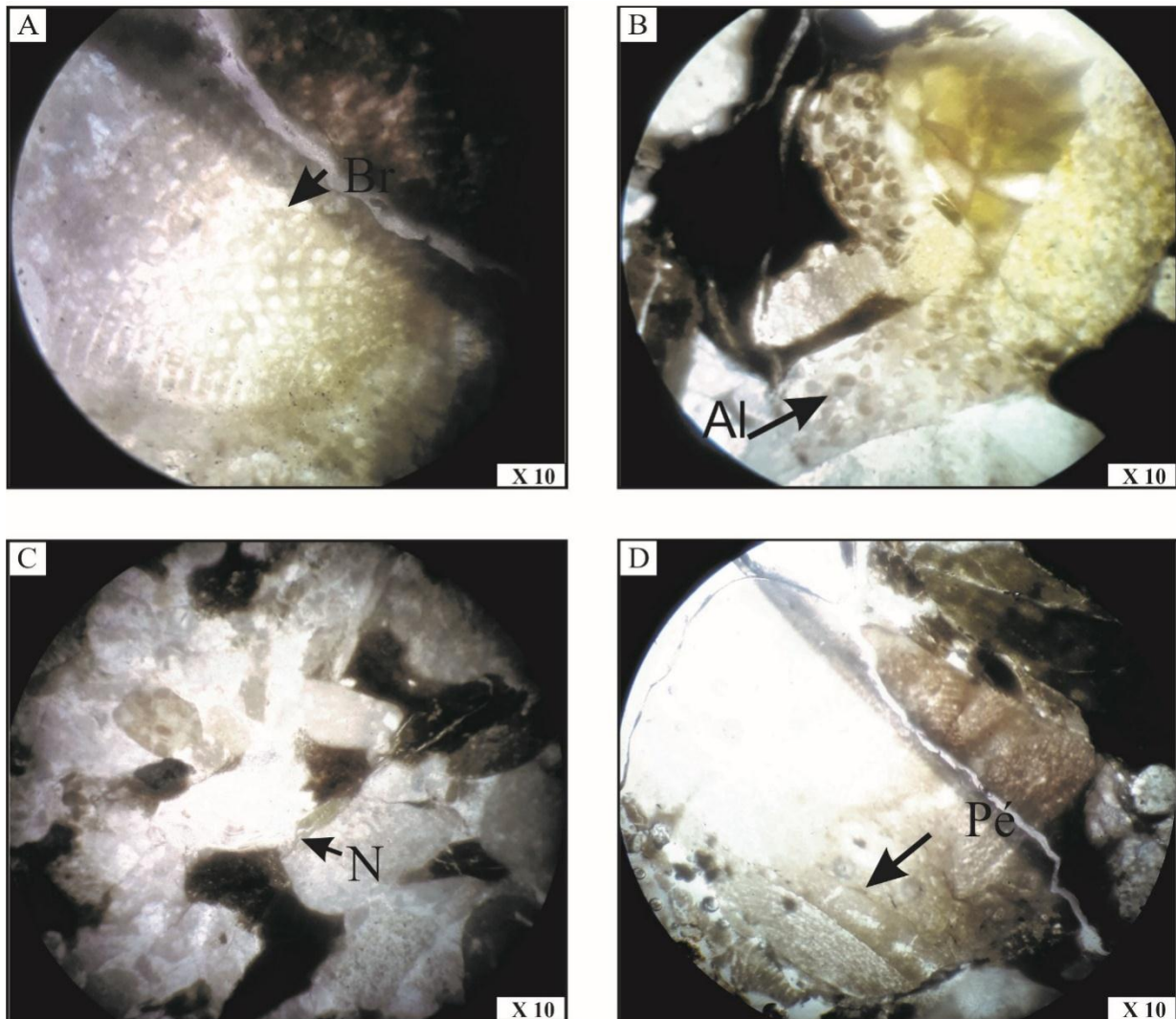


Fig.16 : Photographies microscopiques au niveau du terme B de l'ensemble inférieur de la coupe de la carrière de TEH : A : Bryozoaire (Br) ; B : Algue (Al) ; C : Nummulite (N) ; D : plaque d'échinoderme (Pé). Tous ces éléments sont liés par un ciment sparitique.

B-Ensemble médian : Grés calcaire (42m)

-Terme a (ta) 30m: Il surmonte constamment les conglomérats. Dans certains cas, cet ensemble forme la base même du Miocène lors de l'absence des niveaux de base (conglomérats) (Fig. 17A). Il s'agit des grès calcaires blanchâtres à grains moyens à fins amalgamés, verdâtres à la patine et grisâtre à la cassure avec la présence de quelques grains glauconieux et il est composé par des calcaires biodétritiques à macrofaunes de diverses formes : pectinidés de couleur bleu « azuritique » (Fig.17B, C et D), huîtres (Fig.17 E). On note la présence des figures de charges de type "*sagging load casts*" et des terriers simples et branchus (Fig.17 F). Les traces des galets mous et un bryozoaire y sont présents (Fig.17g).

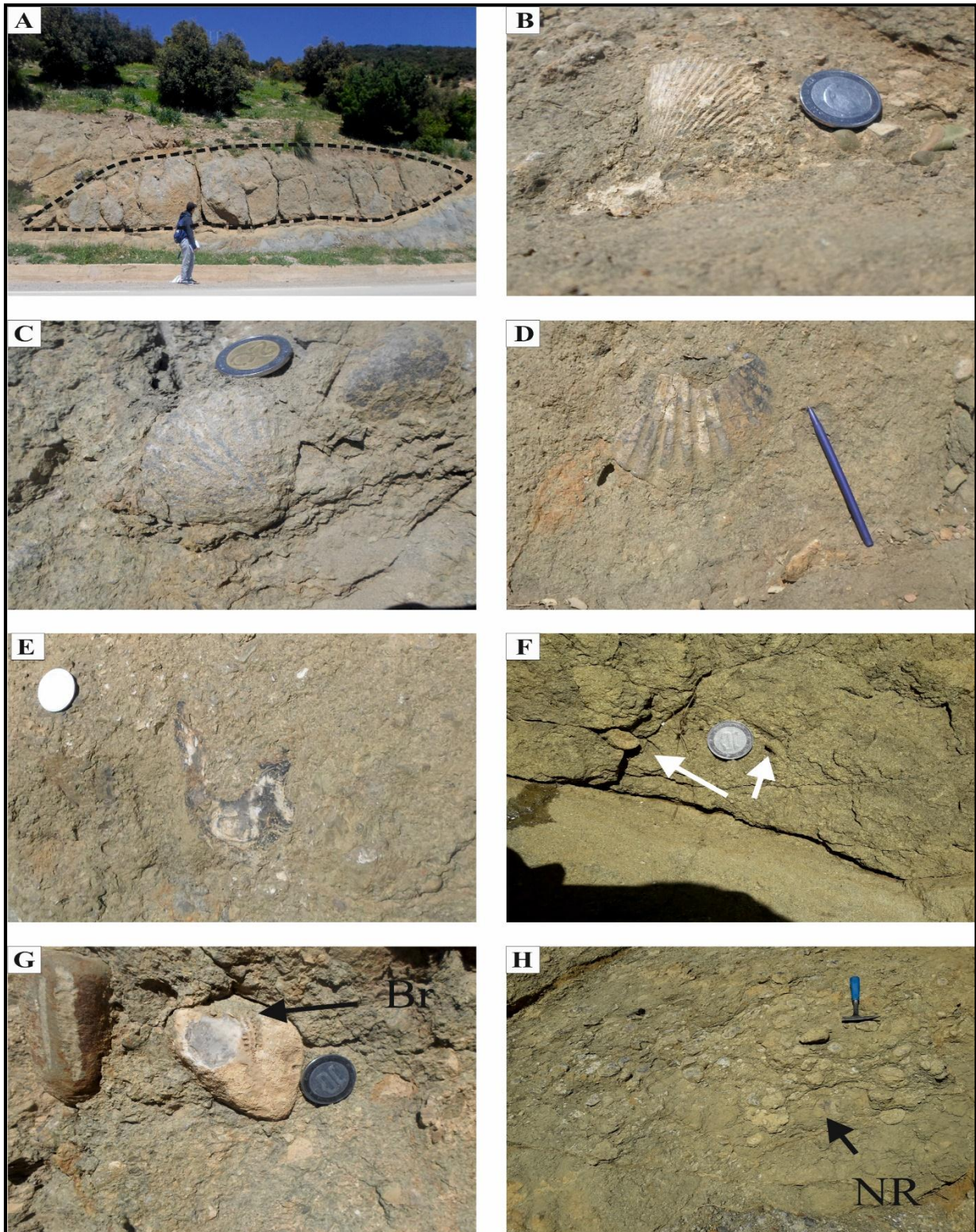


Fig. 17 : Différentes macrofaunes et figures sédimentaires caractérisant les grés calcaires de l'ensemble médian de la coupe de carrière TEH : (A) un chenal au sein du 2^{ème} ensemble ; (B), (C) et (D) diverses formes des Pectinidés; (E) fragment d'Huîtres ; (F) Terriers verticaux simples (flèches blanches); (J) bryzoaire (flèche noire) dans un galet calcaire ; (H)NR :calcaire détritique bioclastique.

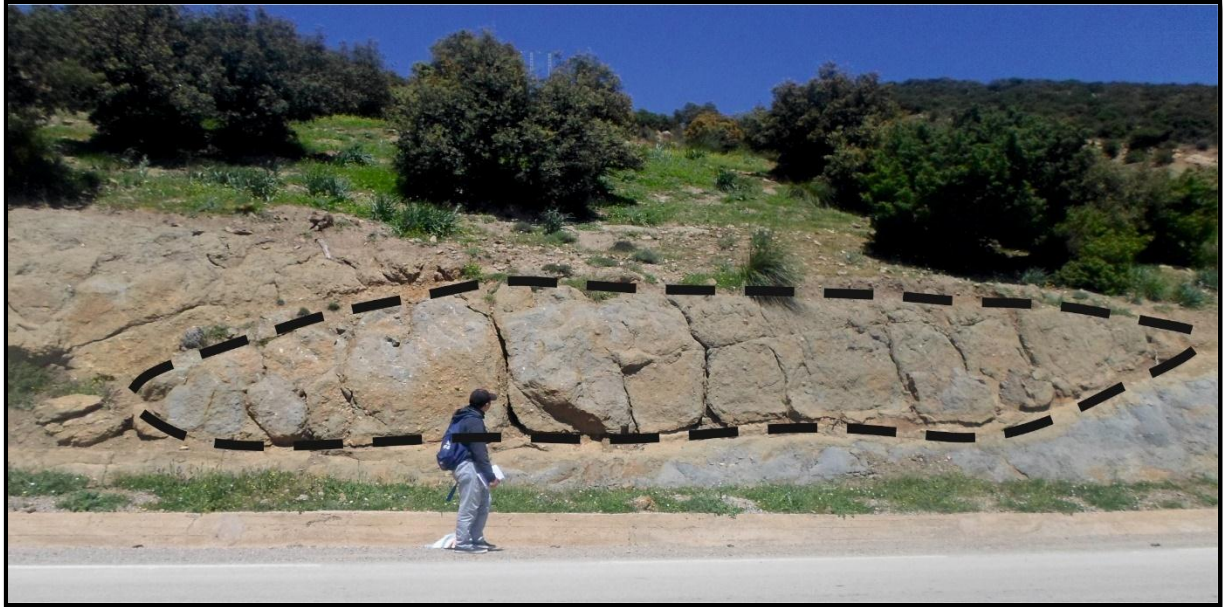


Fig. 18 : Vue panoramique d'un chenal au sein de l'ensemble grésocalcaire.

- **Terme b (tb) 12m** : L'ensemble des grès-calcaires fossilifères s'achève par un grès de couleur verdâtre à la patine et à la cassure contenant de la glauconie. Au sein de ce faciès, on note la présence d'un chenal mesurant 10 m de longueur et 2,70 m de largeur (Fig.18). Ce dernier se termine par un niveau-repère (NR ; 1m)(Fig.17H) de calcaire très détritique bioclastique, friable, verdâtre à la cassure et à la patine. La partie sommitale de celle-ci est marquée par l'augmentation de la fréquence des galets associés à des pectinidés et des huîtres de taille variée (7 à 15cm). La surface du niveau repère (NR) marque une discontinuité sédimentaire d'accumulation.

L'analyse microscopique en section polie des échantillons prélevés au niveau du terme a (ta) du deuxième ensemble grésocalcaire contient une abondance de foraminifères (Nummulites) et quelques fragments des radioles d'oursins, de bryozoaires, parfois quelques punctuations ferrugineuses et la richesse en glauconie (Fig.19). Les grains de quartz y sont présents. Tous ces éléments sont cimentés par une calcite sparitique. Tandis que l'analyse microscopique de terme b (tb) est riche en glauconie avec quelques grains de quartz associés à des Nummulites (Nu ; Fig. 20)

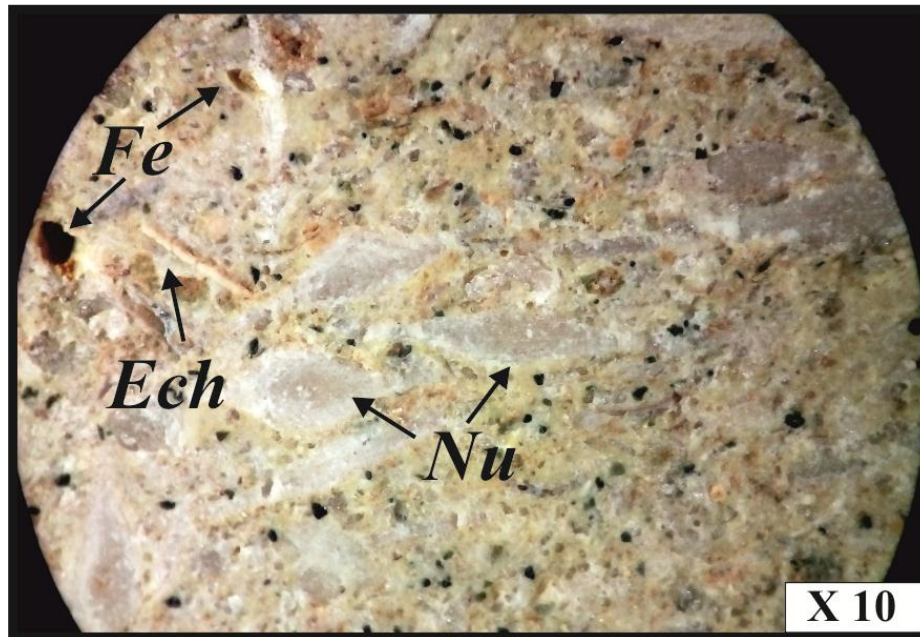


Fig. 19: Section polie de grés calcaires de l'ensemble médiane grés-calcaire. Ech : plaque d'oursin ; Nu : nummulite ; Fe : ponctuations ferrugineuses.

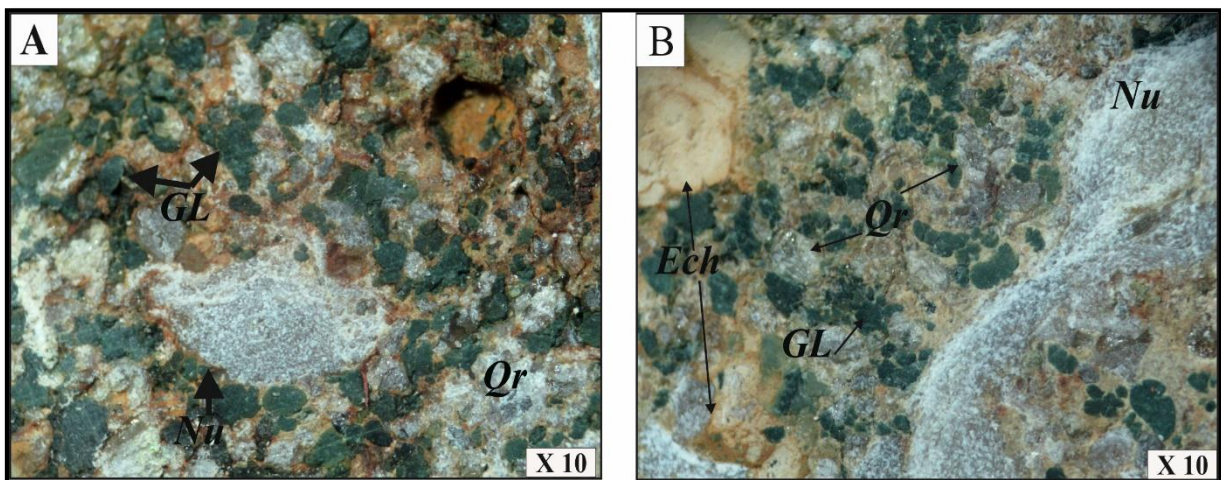


Fig.20 : Section polie de grés calcaires de l'ensemble médiane grès-calcaire. Ech : échinidés ; Nu : nummulite ; Qr : quartz ; Gl ; glauconie

C-Ensemble supérieur : Marne Verdâtre (63m).

Il est représenté par une combe marneuse verdâtre à la base (Fig.21) devenant jaunâtre au sommet. L'épaisseur du faciès peut atteindre 30m. Ils sont généralement de couleur verdâtre à aspect feuilleté contenant de fines intercalations gréseuses (0.05m). Elle est marquée par l'apparition des intercalations grésocalcaires verdâtres à la patine et gris-verdâtre à la cassure, à grain fin et homogène. Ils sont très riches en minéraux argileux probablement de la glauconie, ce qui leur confère un aspect friable. En allant vers le sommet, ces marnes deviennent compactes et indurées. Elles sont marquées par une absence de macrofaune. Ce faciès est marqué par la présence des indices de séismites (filon et microfaille synsédimentaire) qui induisent la désagrégation de la marne laminée indurée à un faciès à élément plus fins de marnes feuilletées de couleur sombre que la couleur originale des marnes vertes (Fig. 21)



Fig.21 : Photographie montrant le faciès des marnes verdâtres. Notons quelques passées de filon sédimentaire (flèche) disposé horizontalement à la stratification en scellant une petite faille synsédimentaire (trait blanc gras). Notons la désagrégation des marnes laminées (A) en éléments plus fins de marnes feuilletées (B)

CHAPITRE III

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE

ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE**I- APERCU ET DEFINITION : DEPOTS GRAVITAIRES ET DEFORMATIONS SYNSEDIMENTAIRES (FIG. 22)**

Les structures de déformation des sédiments meubles renvoient le plus souvent aux déformations que subissent les dépôts sédimentaires avant leur consolidation (Boggs, 2009 ; Moretti, 2011 ; Suter, 2011 ; Van Loon, 2009 ; Waldron, 2010). Plusieurs facteurs peuvent être à l'origine de ces structures qui sont liées aux mouvements sismiques. Elles portent alors le nom de séismites (Seilacher, 1969 ; Marjanac, 2001 ; Martin-Chivelet, 2011 ; Mugnier, 2011 ; Pillai, 2011 ; Üner, 2012 ; Tian, 2014 ; Topal et Özkul, 2014).

On a pu relever plusieurs processus d'instabilités synsédimentaires (failles normales, glissements et déformations synsédimentaires), affectant l'autochtone du Miocène inférieur constitué par la formation détritique. On cite :

A- LES COULEES DE DEBRIS ("DEBRIS-FLOW") :

Elles correspondent à des mélanges de sédiment et d'eau qui se déplacent suivant des plans de cisaillement internes à la coulée qui délimitent des masses relativement rigides. La déformation du matériel se fait par perte de cohésion et remobilisation du sédiment à l'intérieur de la zone de cisaillement. Les éléments (sables et graviers) sont transportés et soutenus par une matrice constituée d'argile et d'eau qui possède une force de cohésion limitée et une densité supérieure à celle de l'eau. Plus la coulée de débris devient fluide et moins elle est capable de transporter des éléments de grande taille. Le dépôt, qui se fait en masse, est peu ou pas classé. Aucun classement, aucune structure ou lamination n'est visible dans le corps de la coulée (Cojan et Renard, 1999).

B- LES BLOCS RESEDIMENTES

Ils correspondent à des éléments d'une roche qui s'est déracinés de la roche parentale pour participer à la constitution d'un sédiment (nécessairement plus récent). Les remaniements sont parfois difficiles à mettre en évidence, mais ils sont certains lorsqu'une formation renferme des fossiles d'âge variés.

C- LES SEISMITES :

La séismite ou sismite est une structure de déformation synsédimentaire résultant d'une liquéfaction engendrée par des secousses sismiques sur un matériel gorgé d'eau. Leur formation s'effectue par séparation instantanée des phases solide et liquide, induite par un choc sismique. Pour plus d'informations, il faut consulter ([Richter, 1971](#) ; [Seilacher, 1984](#) ; [Ricci Lucchi, 1995](#) ; [Blancet al. 1998](#) ; [Rodriguez-Pascus, 2000](#) ; [Marjanacet al. 2001](#) ; [Scholz, 2009](#) ; [Scholtzet al. 2011](#) ; [EkokoEricet al. 2018](#)). Ils sont de plusieurs types :

1-Ball-and-pillow structures (Structures à boules et à coussins). Dans le Miocène du secteur Sidi Lahcen([Adid, 2013](#)), ces structures sont repérées dans les marnes argileuses montrant des structures en traversin (*ball and pillow*). Ces structures de forme allongée, à la face inférieure légèrement convexe, donnent un aspect noduleux et ondulé à la base du banc sableux dont elles sont issues. Certaines des structures sont connectées les unes aux autres, alors que d'autres sont isolées. Ces dernières peuvent même se désolidariser du niveau sableux et flotter dans l'ensemble boueux. Elles indiquent une sédimentation rapide et ne sont pas caractéristiques d'un environnement particulier ([Cojan, 1999](#)). Les structures vont jusqu'à 30 cm de largeur et 10 cm d'épaisseur. On pense que les structures se sont formées par liquéfaction partielle du fait de l'agrégation de sables non consolidés lors d'un choc sismique (voir [Hemptonet al. 1983](#); [Ringrose, 1989](#); [Rossetti, 1999](#); [Rodriguez-Pascuaet al.,2000](#)).

2-Figures de charges (Fig.22E, G, F).Sur l'affleurement étudié, on observe plusieurs types de structures de charge ou *load structures* (*sensu*[Reineck et Singh, 1980](#) ; [Allen, 1982](#)). Les structures les plus abondantes sont les *drop structures* et peu de *sagging load-casts* (*sensu* [Anketellet al.,1970](#)). Ces dernières ont une morphologie semblable aux structures de la coupe de H'riga ([Zaghari, 2013](#)). Tandis que les *drop-structures*(Fig.22 E, F et G) sont des poches de sédiment mou, dues à des collapses soudains du matériel sus-jacent dans le sédiment sous-jacent liquéfié. Les dimensions des structures varient entre 20 cm à 50 cm de haut et 30 cm à 50 cm de large. Le plus souvent, la lamination à l'intérieur du *drop structures* se moule parallèlement à la morphologie irrégulière du sédiment qui les entoure.

3- Dyke sédimentaire. Appelé également "injections clastiques" ("*neptunian dykes and sills*") Fig. 22A,B, C et D. Ce sont des unités sableuses recoupant suivant des angles variés d'autres corps sédimentaires et résultant de l'injection de matériel détritique plus ou moins liquéfié. Cette injection peut se faire vers le haut à partir d'une couche sableuse inférieure (suite à une surpression hydrostatique) ou vers le bas suite à la gravité. Le sédiment injecté est de divers type : L'extension des dykes dans notre secteur peut atteindre quelques mètres depuis le corps nourricier. Il s'agit des remplissage de fissures engendrée par un choc sismique. Ils sont remplies par divers matériels, tel que : sable, limon, calcarénite....Ces structures sont parfois associées à des *sagging load cast* (Fig. 22A).



Fig.22: Différents types de structures de déformation : **A-***Sagging load structures*(SLS) associés à des dykes sédimentaires (DS) dans le terme b (grès glauconieux. Notons les SLS scellant les DS à remplissage calcarénite à glauconie ; **B-** Dyke sableux recoupant les grès blanchâtres du terme a de l'association grès calcaire ; **C-** Dyke à remplissage sableux verdâtre à glauconie traversant les calcaires bioclastiques ; **D-** Exemple de *Ball and Pillow* dans les argiles de la coupe de Sidi Lahcèn (*Adid*, 2013) associées à un dyke ; **E-** Drop structure à bloc mesurant 30cm affectant les grès verdâtres ; **F-** *Drop structure* en position verticale affectant les grès à glauconieux ; **G-** *Drop structure* à bloc calcaire ; **H-** *Débris flow* dans les grès blanchâtres du terme a

II – LES GRANDS FACIES :

A- NOTION DU FACIES :

Le terme « faciès » est introduit par N. [Stenon](#) (1669). Il a été largement appliqué en géologie sédimentaire et employé suivant des acceptions très diverses (*in* [Teichert](#), 1958). Le terme « faciès » désigne l'aspect de chaque groupement de roches contemporaines ([Gressly](#), 1838). Ce terme a été défini comme étant l'ensemble des caractères lithologiques (lithofaciès) et paléontologiques (biofaciès) que présente un dépôt en un point donné ([Haug](#), 1903). Un faciès est défini par cinq paramètres à savoir: la géométrie, la lithologie, la paléontologie, les structures sédimentaires et le régime du paléocourant ([Selly](#), 1979). Il est utilisé aujourd'hui pour exprimer la forme, l'aspect et les conditions de dépôt ([Cramez](#), 1990).

B- ASSOCIATION DE FACIES

Le faciès est l'outil du travail principal dans l'analyse des dépôts des eaux profondes. Il est défini ici comme une couche ou un groupe de couches (*bedset*, *sensu* [Campbell](#), 1967).

L'association de faciès correspond à l'ensemble des couches sédimentaires, caractérisées par la combinaison et l'arrangement géométrique de deux ou de plusieurs faciès. Chaque type de faciès reflète un ou plusieurs mécanismes de dépôt ([Middleton](#), 1970 ; [Lowe](#), 1979, 1982 ; [Mutti](#), 1992a...). Les critères de classification de ces faciès sont particulièrement proposées par plusieurs auteurs ([Mutti](#) [Recci](#) [Lucchi](#), 1972 et 1975 ; [Pickering et al.](#), 1986, 1989 ; [Mutti](#), 1992 ; [Mutti et al.](#), 1999, 2003 ; [Mulder et Alexander](#), 2001...).

Généralement un seul faciès ne permet pas de définir les milieux de dépôt ([Homewood et al.](#) 1992). C'est pour cela, on doit chercher plusieurs associations de faciès pour caractériser la succession de notre étude par des environnements de dépôt bien précis. L'organisation verticale et à grande échelle de l'alternance, est souvent une des clés de l'interprétation paléo- environnementale.

III- DYNAMIQUE ET ENVIRONNEMENTS DE DEPOTS :

A partir de la succession lithologique de la coupe de la carrière de Theniet El Haad et les caractéristiques de la sédimentation et leur dynamique, on a pu reconnaître deux grandes associations localisées dans leurs milieux de sédimentation (Fig. 24) :

A- ASSOCIATION I :

Cette association occupe le premier ensemble détritique grossier (chenaux conglomératiques) qui reflète un contraste lithologique et granulométrique notable. Elle est composée par des niveaux conglomératiques chenalisés. Ils sont typiques des chenaux du début de la transgression qui marque le littoral. Ces chenaux sont suivis par des niveaux grès-calcaires.

1- Les corps conglomératiques chenalisés (35m) ont en général des épaisseurs pluridécimétriques à métriques. Le mauvais classement de la matrice et l'absence de structures sédimentaires indiquent un dépôt par écoulement gravitaire très chargé et un régime hydrodynamique hyperconcentré. Ces chenaux sont traversés par des indices de déformations sédimentaires comme le dyke sédimentaire ou filon sédimentaire. Entre les chenaux, on rencontre des interlits argileux qui sont abondants et épais ; ils sont parfois entrecoupés par des dykes sédimentaires. Ces interlits sont mis en place par l'empilement verticale des particules détritiques fines en suspension. Ils correspondent à des périodes de calme relatif ou moins actives.

Le milieu de dépôt caractérisé par des faciès littoraux (conglomérats), qui s'enchaînent à des grès calcarénitiques avec des débris d'huîtres plus ou moins démantelés et qui contient une microfaune rares (nummulites).

2- Le faciès grès calcaire (42m) correspond, d'abord à une calcarénite blanche avec des fragments d'huîtres. Sous l'influence des courants (vagues), ces dépôts s'organisent en dunes dans la zone foreshore. La bathymétrie reste faible (des effets de courants de marée sont nets dans la partie inférieure). Ce sous-faciès (calcarénites blanches) s'enchaîne à une calcarénite verdâtre à glauconie qui marque un léger approfondissement dans la zone shoreface-offshore supérieur (Fig.23). Dans ces faciès, on observe des terriers de petite taille (traces de 10–20 cm de diamètre), attribués à des terriers de faible profondeur (*Thalassinoides* et *Ophiomorpha*) indiquant une diminution de la bathymétrie vers le haut. Les traces sont absentes dans la partie inférieure dominée, par contre, par des dépôts physiques de vagues de tempête ou de marée.

On signale que ces dépôts, littoraux, sont associés souvent à des blocs décimétriques de nature lithologique différente qui indiquent la présence d'une pente forte provoquée par des secousses telluriques.

Les grès-calcaires offrent une organisation stratonomique positive. Ils sont fréquemment affectés par des structures liées à la tectonique contemporaine à la sédimentation (glissement synsédimentaire, séismites). Ainsi ils recèlent des débris-flow subanguleux à subarrondis (Fig. 22H) de nature lithologique variée et de taille millimétriques à centimétriques qui se réduisent graduellement plus on monte dans cet intervalle. Ces sédiments gravitaires correspondent à un dépôt lié à l'instabilité de la partie proximale de la pente (Agirrezabala et Garcia-Mondejar, 1994 ; Haughton, 2001) et/ou lors d'une activité tectonique (Fielding *et al*, 1997 ; Posamentier *et al*, 1992 ; Posamentier, 2003 ; Cornamusini, 2004). Ces dépôts peuvent être, aussi, liés à une chute de niveau marin relatif (Shanmugam et Moiola, 1988).

B- ASSOCIATION II :

- *Les marnes verdâtres (63m)* décrite pour la première fois dans d'autres secteurs avoisinants H'riga (Ouadah, 2010 ; Zaghari, 2013) et Sidi Lahcène (Adid, 2013). Dans notre secteur, les marnes ne sont présentées que dans la partie sud de la coupe. Il s'agit de marnes déposées en milieu circalittoral ou offshore inférieur (Fig.23) vu l'enchaînement séquentiel qui est semblable partout dans le Miocène inférieur du domaine tellien. Il s'agit d'un dépôt profond, distal déposé loin de la source nourricière et mis en place par des courants de faible densité. La sédimentation s'opère par la chute libre et lente des particules sédimentaires vers le fond, sans transport horizontal ou oblique brutal. Cette association est caractérisée par la prédominance des marnes qui témoignent d'un milieu de dépôt à régime hydrodynamique faible (Blatt *et al.*, 1980 ; Allen, 1985) voire nulle.

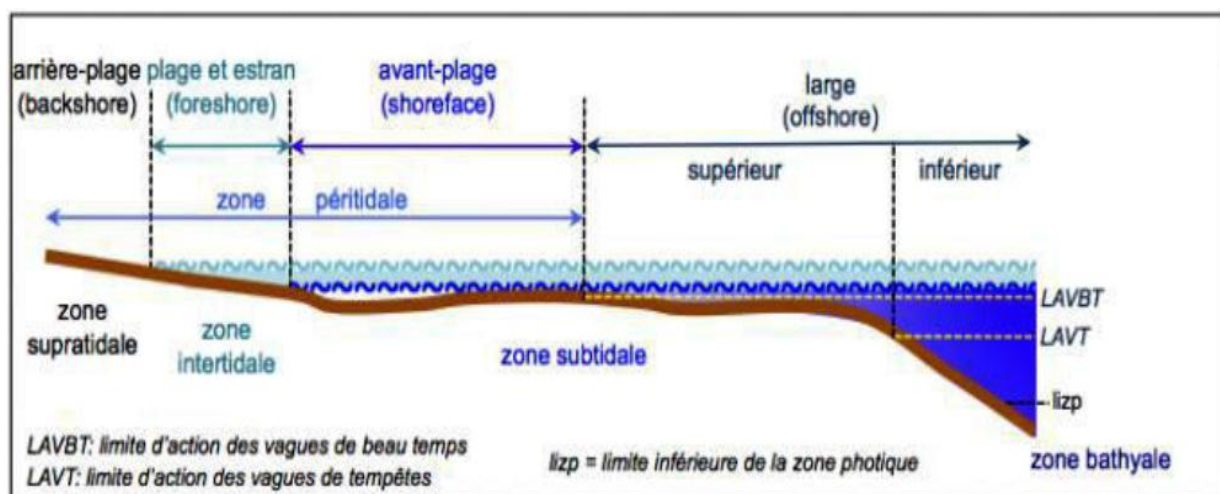


Fig. 23: Esquisse des zonations bathymétriques des environnements de dépôts de plate-forme (d'après Pérès, 1961 ; Pérès & Picard, 1964).

C- CONCLUSIONS

Il est possible d'interpréter cette succession du Miocène inférieur par (i) des facteurs autocycliques, telle la variation du niveau relatif. Chaque niveau de base peut correspondre à une accumulation rapide des conglomérats dans des chenaux divagants sur des pentes fortes. Les parties entre les chenaux peuvent être considérées comme des dépôts à dominante boueuse plus lents et moins énergétiques. Elles reflètent l'adoucissement de la pente dû au remplissage conglomératique précédent. On peut également avancer un autre type d'interprétation par (ii) des causes allocycliques. Cette fois, il s'agirait de secousses sismiques importantes déclenchant des glissements en masse. Cette instabilité peut aboutir à plusieurs blocs remobilisés et injectés dans la masse conglomératique et gréseux.

IV- ANALYSE SEQUENTIELLE

Après avoir décrit, lithologiquement, les différents ensembles et défini leur cadre sédimentologique, nous aborderons l'étude de l'enchaînement vertical afin d'interpréter les relations spatio-temporelles des faciès en vue de reconstituer leur conditions de sédimentation.

A- DEFINITION D'UNE SEQUENCE :

Une séquence sédimentaire est une suite ordonnée, évolutive et répétitive de plusieurs faciès, délimitée par des coupures ou par des discontinuités qui se traduisent par des caractères anatomiques propres aux faciès (Kazi-Tani, 2000 ; Benyoucef, 2006).

B- DEFINITION D'UNE DISCONTINUITÉ:

L'enchaînement vertical des ensembles lithologiques qui composent la coupe de la carrière de Theniet El Haad montre l'existence de deux discontinuités, la première majeure DS1 et la deuxième mineure ds2 :

- la première discontinuité (DS1), correspond à une base érosive irrégulière qui sépare le Miocène de Crétacé (Albo-Aptien) ;

- la deuxième discontinuité (ds2), elle s'agit d'un changement lithologique qui marque la base du troisième ensemble et elle est caractérisée par une accumulation des huîtres (NR) associées à des traces de terriers (*Thalassinoïdes*, *Ophiomorpha*) qui marquent le ralentissement de la sédimentation.

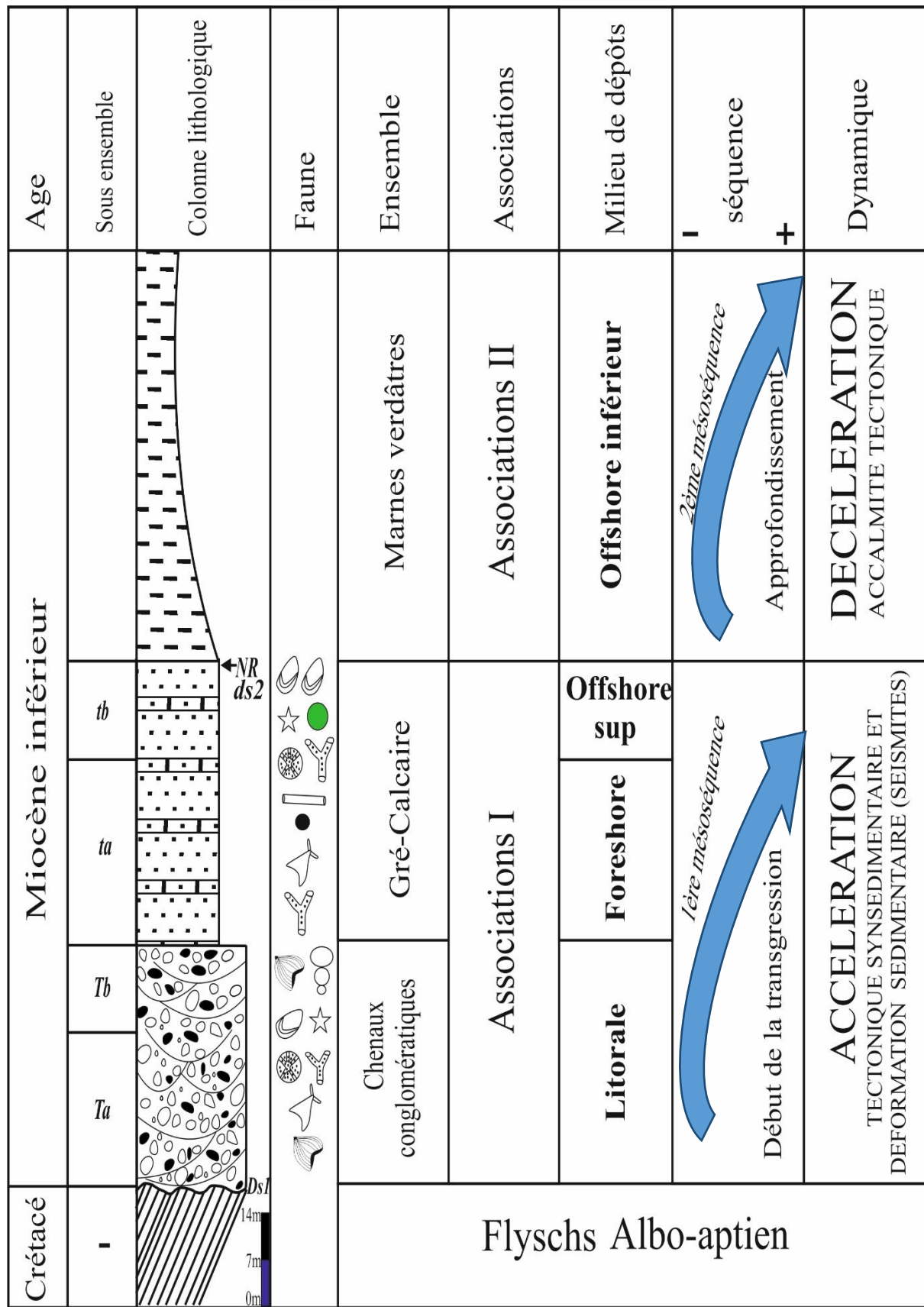


Fig.24 :Découpage séquentiel, Milieux de dépôts et caractéristiques tectono-sédimentaires.

C- TYPOLOGIE DE SEQUENCES :

La succession verticale de la succession de la carrière de Theniet El Haad montre deux associations de faciès. Chaque association détermine une séquence qui évolue dans un environnement de dépôt. En fonction de milieu de dépôt, deux mésoséquences sont reconnues dans cette série (Fig. 24) :

1- Mésoséquence 1. Sa limite inférieure est représentée par un contact anormal avec les "flyschalbo-aptiens". La partie inférieure montre que le dépôt est d'abord strato-granodécroissant, traduisant une phase rétrogradation, c'est-à-dire une avancée progressive du matériel terrigène consécutive à une montée du niveau marin. Cette partie correspond à des conditions hydrodynamiques violentes (conglomérats et chenaux) liées à une instabilité tectonique induisant des phénomènes de séismes.

Tous ces phénomènes conduisent à la formation d'une mésoséquence transgressive s'installant dans la zone littorale. Cette zone voit l'enchaînement avec des dépôts terrigènes de granulométrie granodécroissante et stratodécroissantes soulignant la continuation de la montée du niveau marin. Au sommet du pôle détritico-glaucien, s'observe un ralentissement de la sédimentation qui est marqué par la présence des traces de bioturbation et des terriers.

2- Mésoséquence 2. Cette mésoséquence s'installe après le ralentissement de la première mésoséquence. Cette séquence s'est mise en place à la suite d'une remontée de niveau marin avec des saccades de la bathymétrie témoignée par des récurrences des microfailles synsédimentaires générant des désagréments des marnes laminées en marnes en feuillets. Dans cette mésoséquence, on assiste à une prédominance des marnes vers la partie supérieure. Ces phénomènes indiquent qu'il s'agit d'une mésoséquence d'approfondissement (transgressive) installée dans la zone circalittorale.

D- POLARITE ET DYNAMIQUE

La première mésoséquence est constituée par des dépôts grossiers suivis par une sédimentation à granulométrie moyenne. Dans ces séquences, l'unité de base est granocroissante liée à une augmentation de la compétence du courant de fond, contrairement à l'unité granodécroissante qui caractérise une diminution de celle-ci (e.g., Gonthier et al., 1984; Faugères et al., 1984; Llave et al., 2006; Voelker et al., 2006). La partie la plus grossière de la séquence soulignerait ainsi le maximum d'intensité du courant de fond.

Des dépôts calcarénitiques, associés à des rides de courants et des chenaux, existent également. Ils témoignent d'agitations ponctuelles, en relation soit avec des marées, soit avec des tempêtes.

La dissymétrie d'épaisseur des deux unités suggère une phase d'accélération du courant plus progressive que sa phase de décélération (Fig. 24). Tandis que la phase d'approfondissement de la deuxième mésoséquence qui est caractérisée par la prédominance des marnes de la zone circalittorale témoignent d'un milieu de dépôt à régime hydrodynamique faible (Blattet *al.*, 1980 ; Allen, 1985) voire nulle.

E- CONCLUSIONS

L'addition des deux mésoséquences révèle un caractère cyclique transgressif, contrôlé par la tectonique de type séismite. Cette mégaséquence montre deux parties :

- Une partie inférieure correspond à un faciès à chenaux conglomératiques ; il s'agit d'une mésoséquence transgressive traduisant une phase de rétrogradation ou transgressive des dépôts terrigènes contemporains à la montée de niveau marin.
- Une partie supérieure correspond à des faciès profonds. Il s'agit d'une mésoséquence d'approfondissement transgressive installée dans la zone circalittorale.

CHAPITRE IV

CONCLUSION GENERALE

CONCLUSION GENERALE

Au terme de cette étude et en se basant sur la coupe de référence globale de la série synthétique du bassin de l'Ouarsenis en figure 3 comprenant toute la succession stratigraphique qui s'étale depuis le Paléozoïque jusqu'au Quaternaire fait appel à plusieurs approches :

- **Sur le plan sédimentaire et environnemental.** Dans les chenaux, on trouve tous les éléments résiduels provenant de la série antérieure du Miocène. On peut citer entre-autres : calcaires liasique, grès de l'Albien, schistes et quartzites du Primaire, galets de calcaire barrémo-aptien...etc.

Outre, les éléments de la transgression remplissant les chenaux, on observe des galets et des blocs de diverse taille (0,010 à 0,30m), associés à des blocs dépassant les 0,30m, ils peuvent atteindre les 0,50 m. On peut aussi voir d'autres qui dépassent cette taille dans les secteurs avoisinants. Ces derniers sont déposés lors d'un phénomène séismique qui s'est déroulé après la transgression marine miocène, (i) *les corps conglomératiques chenalisés* ont en général des épaisseurs métriques. Le mauvais classement de la matrice et l'absence de structures sédimentaires indiquent un dépôt par écoulement gravitaire très chargé et un régime hydrodynamique hyperconcentré. Ces chenaux sont traversés par des indices de déformations sédimentaires comme le dyke sédimentaire ou filon sédimentaire. Le milieu de dépôt est caractérisé par des faciès littoraux (conglomérats), (ii) *Le grès calcaire* correspond, d'abord à une calcarénite blanche avec des fragments d'huîtres. Sous l'influence des courants (vagues), ces dépôts s'organisent en dunes dans la zone foreshore. La bathymétrie reste faible. Ce sous-faciès s'enchaîne à une calcarénite verdâtre à glauconie qui marque un léger approfondissement dans la zone shoreface-offshore supérieur. Dans ces faciès, on observe des terriers de petite taille (traces de 10–20 cm de diamètre), attribués à des terriers de faible profondeur (*Thalassinoides, Ophiomorpha*) indiquant une diminution de la bathymétrie vers le haut. (iii) *Les marnes verdâtres* ici, n'est présentées que dans la partie sud de la coupe. Il s'agit de marnes déposées en milieu circalittoral ou offshore inférieur vu l'enchaînement séquentiel qui est semblable partout dans le Miocène inférieur du domaine tellien.

- *Sur le plan séquentiel.* L'enchaînement vertical des ensembles lithologiques qui composent la coupe de la carrière de Theniet El Haad montre l'existence de deux discontinuités, la première majeure DS1 et la deuxième mineure ds2. Ceux-ci découpent la succession du Miocène inférieur en deux mésoséquences transgressives :

L'addition des deux mésoséquences révèle un caractère cyclique transgressif grano- et stratodécroissant, contrôlé par la tectonique de type séismite qui génère des déformations synsédimentaires. Cette mégaséquence montre deux parties : une partie inférieure correspond à un faciès détritique (chenaux conglomératiques, grès) ; il s'agit d'une mésoséquence transgressive traduisant une phase de rétrogradation des dépôts terrigènes contemporains à la montée de niveau marin qui déposent dans la zone littorale. L'autre partie supérieure correspond à des faciès profonds d'approfondissement installés dans la zone circallitorale

- *Sur le plan dynamique.* La région passe par deux grands phénomènes qui sont : (i) première phase : la transgression miocène prouvée par les galets polygéniques et hétérométriques remplissant les chenaux ; (ii) deuxième phase : le phénomène sismique qui induit les grands blocs décimétriques. Ce phénomène est bien marqué par la présence des filons sédimentaires des microfailles synsédimentaires et les figures de charge traduisant ainsi une activité tectonique contemporaine fort active (syn-sédimentaire).

REFERENCES
BIBLIOGRAPHIQUES

AGIRR EZABALA L. M & GARCIA- MONDEJAR J. (1994)- A coarse-grained turbiditesystem with morpho-tectonic control (Liddle Albian, Ondarrao, northern Iberia). *Sedimentology*, 41, pp. 383-407.

ALLEN, J.R.L., (1982)- Sedimentary structures : their character and physical basis, Vol. II, *Elsevier*, New York, 663 p.

ALLEN J.R.L. (1985) - Principles of physical sedimentology. Allen & Unwin Ltd, London 272 p.

BENEST M. (1985)- Evolution de la plate-forme de l'Ouest Algérie et du Nord-Est marocain au cours du Jurassique supérieur et au début du Crétacé : stratigraphie, milieux de dépôt et dynamique sédimentaires. *Docum.labo.géol.Lyon,n°95,Fasc.1-2,p.1-581,145 fig.,23pl.*

BENHAMOU M. (1996)- Evolution tectono-eustatique d'un bassin de la Téthys maghrébine: L'Ouarsenis (Algérie) pendant le Jurassique inférieur et moyen. *Thèse. Doct. Etat. Univ.Oran*, 434 p., 139 fig., 27 pl.

BENYOUCEF M. (2006). - Les flyschs albo-aptiens de l'Ouarsenis (Algérie du Nord) : Aspect sédimentologique et reconstitution paléogéographique. - *Thèse. Magistr.Univ.Oran*, 170 p..

BLANC, E. J.-P. (1998). Soft-sediment deformation structures interpreted as seismites in the uppermost Aptian to lowermost Albiantransgressive deposits of the Chihuahua basin (Mexico). *Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.)*, Vol. 86, pp. 875-883.

BLATT H., MIDDLETON G. et MURRAY R. (1980)-Origin of sedimentary rocks. 2nd edition. *Prentice. Hall*, Englewood cliffs, New Jersey, 782 p.

BRAHIM M (2013) – Les calcaires à lits silicieux de la limite Cenomanien-Turonien dans l'allochtone (nappe B) de l'Ouarsenis : faciès et corrélation. *Mém. Magist. Univ., Oran*.

CAIRE A. & MATTAUER M. (1953a)-Note préliminaire sur la nappe de glissement medjanienne du Tell algérien méridional. *C.R. Ac. Sc.*, t. 237, pp. 653-657.

CAIRE A. & MATTAUER M. (1953b)- Le Miocène du sillon du Chéelif-Soummam et la mise en place des nappes sud-telliennes (Algérie). *C. R. Ac. Sc.*, t. 237, pp. 1735-1736.

CALEMBERT L. (1937). - Sur la strtigraphie du Massif de l'Ouarsenis. - *Ann.Soc. Géol. Belgique.*, t. LX, pp. b 208-221.

CALEMBERT L. (1952) - Etude géologique du "Massif culminant de l'Ouarsenis".

CHAMLEY H. (1988). - Les milieux de sédimentation. - *Tecc& doc et BRGM.*, Paris et Orléan, 168 p.

CHERIF A. (2009)- Le Crétacé inférieur D'aïn El Hadjla : biostratigraphie et dynamique sédimentaire (Ouarsenis, Algérie occidentale). *Thèse Mag. d'Etat, Univ. Oran*, 108 p, 41 fig., 8 pl.

CHEYLAN G., MAGNE G & MATTAUER M.(1955)- Observations nouvelles sur le « flysch » au pied du Grand Pic de l'Ouarsenis (Algérie). C. R. As. Sci. Paris, t. 241, pp.1961-1963.

COJAN I. & RENARD M. (1999) - Sédimentologie. Dunod(2^{ème} éd). Paris, 418 p.

CORNAMUSINI G. (2004) - Sand-rich turbidite system of the late Oligocene Northern Apennines forced deep-thrust belt system: implications from the 'Macignocostiero' (Late Oligocene, Italy). Geolo. Soc. London. Spec. Publ, 222, pp. 261-283., 13 fig.

CRONIN B. T., et al(2000)-Super-exposure of a channel, levee and overbank complex in an ancient deep-water environment. *Sedimentary Geology*, 132, pp. 205-216.

DALLONI M. (1916). – Les terrains Oligocènes de l'Ouest de l'Algérie.- *Bull. Soc. Géol. Fr.* (4), t.16,pp.97-126.

DALLONI M. (1936)- Matériaux pour l'étude géologique du massif de l'Ouarsenis. Bull. serv. Carte géol. de l'Algérie, 2^{ème} sér. n° 23, 184 p ; 24 fig., 2 tabl ; 4 pl.

ERIC, B.E., EMILE, E., EYONG JOHN TAKEM, E.J., KONFOR, N.I., NKONGHO, A.E., NDIGE, B.R. et , B. S. (2018)- Genesis of Clastic Dykes and Soft-Sediment Deformation Structures in the Mamfe Basin, South-West Region, Cameroon: Field Geology Approach. Journal of Geological Research Volume 2018, Article ID 3749725, 8 pages.<https://doi.org/10.1155/2018/3749725>.

LIAVE, E. SCHONFELD, J., HERNANDEZ-MOLINA, F.J. MULDER, SOMOZA, L. DEL RIO, V.D. SANCHEZ-AIMAZO, I. (2006)- High-resolution stratigraphy of the Mediterranean outflow contourite system in the Gulf of Cadiz during the late Pleistocene: the impact of Heinrich event. *Marine Geology*, 227 (2006), pp. 241-26.

FAUGERES, J.-C. GONTHIER, E. D.A.V. STOW (1984)-Contourite drift molded by deep Mediterranean Outflow Geology, 12 (1984), pp. 296-300.

FICHEUR E. (1889)- géologie de l'Ouarsenis: Sur la présence de *Terebratuladiphyadans* l'Oxfordien supérieur. A. F. A. S., Paris.

FICHEUR E. (1890)- description géologique de la Kabylie du Djurdjura. Etude spéciale des terrains tertiaires. *Thèse*. Univ. Paris. 680 p.

FICHEUR E. (1900)- le crétacé inférieur dans le massif de Matmatas (Alger). *Bull. SocGéol. France.*, (3), t. 28, pp. 590-596.

FIELDING C. R., STEPHENE C. J & COLOMB R. J. (1997) - sumarinemasewasting as indicator of the onset of foreland loading: Late Permian Bowen basin, Quesland, Australia. *Terra Nova*, 9., pp. 14-18.

FLANDRIN J. (1948).- Contribution à l'étude stratigraphique du Nummulitique algérien. Publications du Service de la Carte géologique de l'Algérie, 2^{eme} Série *Stratigraphie*.

GONTHIER, E. FAUGERS, J-C. STOW D.A.V.(1984) – contourit facies of the faro drift , gulf of cadizD.A.V. STOW, D.J.W. piper (Eds.), Fine Grained Sediments, Deep-water Processes and Facies, Geological Society, London, Special Publication, 15 , pp. 275-291a

GRAY J.E. (1825).- An attempt to divide the Echinida, or sea eggs, into natural families. – *Annals of Philosophy, new series* **10**: 423-431, London.

HAUG E. (1903)- Le cycle des phénomènes géologiques. *In la science au XIXème siecle*, 1. pp. 343-349.

HAUGHTON P. (2001)-Contained turbidites used to track sea bed deformation and basin migration, Sorbas basin, South-East Spain. *Basin research*, 13, pp. 117-139.

HILL P. R (1984) - Sedimentary facies of the Nova Scotian Upper and Middle continental slope, offshore Eastern Canada. *Sedimentology*, **31**, pp.293-309.

KAZI TANI N. (1986)- Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle *Thèse Doctorat d'Etat*, Pau, t. I et II, 784 p., 361 fig.

KAZI TANI N. (2000)- Etude des bassins. Séminaire Géorressources, *SONATRACH. Cent. Rech. Devlop (CRD). Boumerdès*, cycle2000, 301 p., 113 Fig. (inéd).

KIRECHE O. (1977)- Etude géologique et structurale des massifs à schistosité du Chélif (Tell Centro-Occidental). *Thèse Doct. 3ème cycle, Univ. Alger*. 147 p., 59 fig.

KIRECHE O. (1993)- Evolution géodynamique de la marge Tellien des Maghrébides d'après l'étude du domaine parautochtone schistosé (Massifs du Chélif et d'Oranie, de Blida-Bou Maâd, des Babors et Biban). *Thèse. Doct. d'ES Science, Univ. Alger*. 328 p., 226 fig., 9 pl.

MAGNE J. (1955)- Microfaunes oligocènes dans la série 'numidienne' de Petite Kabylie (Algérie). *Bull. Soc. Hist. Nat. Afrique Nord*, t. 46, n°7-8, pp.269-274.

MATTAUER M. (1953a) - Observations sur la tectonique des massifs de "Médjaniens" de l'Ouarsenis sud-oriental (Algérie). *C. R. Ac. Sc. T. 237*, pp. 623-625.

MATTAUER M. (1953b)- Sur les nappes de glissement de l'Ouarsenis oriental. *C. R. Ac. Sc. t. 237*, pp. 741-743.

MATTAUER M. (1953c)- Structure sud-tellienne de l'Ouarsenis oriental. *C. R. Ac. Sc. Géol. France.*, n° 14, pp. 291-293.

MATTAUER M. (1955). – Présence de Miogypsines dans l'oligocène de faiès « oranais » et « Kabyle » de la province d'Alger. *C.R.S. Soc. Géol.Fr.*,n° 13, p.255. -

MATTAUER M. (1958)- Etude géologique de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *Publ. serv. Carte. Géol.*, Algérie, (Nllesér. *Bull* n° 17, 534 p.

- MATTERN F. (2002)** - Amalgamation surfaces, bed thicknesses, and dish structures in sandrich submarine fans: numeric differences in channelized and unchannelized deposits and their diagnostic value. *Sedimentary geology*, 150, pp. 203-228.
- MIDDLETON G.V. (1970)** - Experimental studies related to problems of flysch sedimentation. In: J. Lajoi (eds). Flysch sedimentology in North America. *Geol. Assoc. Canada. Spec. Pap. V. 7*, pp. 253-272.
- MULDER T. & ALEXANDER J. (2001)**-The physical character of subaqueous sedimentary density currents and their deposits. *Sedimentology*. 48, pp. 269-299.
- MULDER T & FAUGERES J.C. (2001)**- Excursion sédimentologique dans le pays Basque. Livre guide. D. G. Oceanogr. Univ. Bordeaux I, 30p, 16pho.
- MUTTI E & NORMARK W. R. (1987)**-In marine clastic sedimentology: concepts and case studies (pp. 1-38). London: Graham and Trotman.
- MUTTI E & RICCI LUCCHI F. (1972)** - Le torbiditodell'Appenninosettentrionzle :introduzioneall'analisi difaciès. *Mém. Soc. Geol. Italie.*, 11, p. 161-199
- NICAISE C. (1869)**. - Géologie de l'Ouarsenis. - *Bull. Soc. Nat. Et climat. Alger*,1.
- NICAISE C. (1870)**.- Catalogue des animaux fossiles observés dans la provinced'Alger. *Bull. Soc. Sc. nature. et climat. Alger*, 1870, t. 7, p. 1.
- OUADAH. K (2011)**-Aspect sedimentologique de la nappe B (Miocène)dans le secteur de Koudiet El Hriga (Boucaid, Ouarsenis). *Mem. Ing. d'Etat., Univ. Oran*.
- PERES, J.M. & Picard, J. (1964)**- Nouveau manuel de bionomie benthique de la Méditerranée. *Recueil des Travaux de la Station Marine d'Endoume, Bull.*, 31, fasc. 47 : 1-37.
- PIPER D.J.W & NORMARK W. R. (2001)** - Sandy fans-from Amazon to Hueneme and beyond. *A.A.P.G. Bull*, pp. 1407-1438.
- POLVECHE J. (1955b)**- Sur le contacte Crétacé moyen-crétacé supérieur au Sud du massif de l'Ouarsenis oriental (Algérie). *C. R. Ac. Sc.*, t. 241, pp. 420-422.
- POLVECHE J. (1956b)**- La terminaison méridionale des nappes sud-telliennes dans la région de Tiaret (Algérie). *Bull. Soc. Géol. France.*, (6), t. VI, pp. 643-652.
- POLVECHE J. (1960)**- Contribution à l'étude géologique de l'Oranais.- *Publ. Serv. Carte géol. Algérie, N. S.*, 24 ; 96 p.
- POLVECHE J. (1962)** - Contribution à l'étude géologique de l'Ouarsenis oranais. *Publ. Serv. Carte géol. de l'Algérie (Nllesér.) t.II, Bull.*, n° 24, 577p. 169 fig., 20 pl.
- POMEL A. (1881)**. - Carte géol. Prov. de l'Algérie. 2° édition 1/800.000. - *Pub. Serv. Carte géol. Algérie*.
- POMEL A. (1883)**:Classification méthodique et Genera des échinides vivante et fossiles. – Thèses présentées a la Faculté des Sciences de Paris pour obtenir le Grade de Docteur ès Sciences Naturelles 503: 131 pp., 1 pl., 1 tab., Alger (Aldolphe Jourdan).

POMEL A. (1885): Paléontologie ou description des animaux fossiles de l'Algérie. Zoophytes. 2e fascicule. – échinodermes. 1re livraison. lxxvii+132 pp., pls. A i-xvi, B ixl, C i-xii, D i-iii + 1 pls, Alger (Adolphe Jourdan).

POMEL A & POUYANNE J. (1885).- Matériaux pour la carte géologique de l'Algérie. Paléontologie – monographies locales. 1 ère série.

POSAMENTIER, H.W., et al. (1992)- Forced regressions in a sequence stratigraphic framework : concept, examples significative. *Bull. Amer. Assoc. Petr. Geol.*, 76, pp. 1687-1709.

POSAMENTIER, H.W. (2003) - depositional elements associated with a basin floor channel levee system: case study from the Gulf of Mexico. *Mar. Petrol. Geol.* 20., pp. 677-690., 21.Fig.

REINECK H.E. et SINGH, I.B. (1980)- Depositional sedimentary environment, *Springer-Verlag*, Berlin, 549 p.

REPLIN, J (1895)- Considération stratigraphique sur les plissements de l'Ouarsenis. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 3, XIX – LXVII, pp. 160-166.

RICCI LUCCHI, F. (1995). *Sedimentographica. A Photographic Atlas of Sedimentary Structures.* 2nd edition, Columbia University Press, 280 pp., New York.

RICHTER, D. (1971). Ballen und Kissen (ball-and-pillow structure), ein weitverbreitete, bisher wenig bekannte Sedimentstruktur. *Forschungsberichte des Landes Nordrhein Westfalen*, No. 2174, pp. 1-47.

SCHOLZ, H., FRIELING, D. & OBST, K. (2009). Funnel structures and clastic dykes in Cambrian sandstones of southern Sweden - indications for tensional tectonics and seismic events in a shallow marine environment. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 251 (3) : 355-380.

SEILACHER A. (1969) - Fault-graded beds interpreted as seismites. *Sedimentology.* 13, pp. 155-159.

SEILACHER A. (1984)- Sedimentary structures tentatively attributed to seismic events, *Mar. Geol.* 55, pp. 1-12.

SEILACHER A. (1991) - Events and their signatures-an overview, cycles and events. *In Stratigraphy* Springer, Berlin, pp. 222-226

SELLY R. C. (1979) - Dipmeter and log motifs in north Sea submarine-fan sands. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.*, 63, pp. 905-917.

.SHANMUGAM G & MOLIOLA R. J. (1988) - Submarine fans: characteristics, models, Classification and reservoir potential: *Earth. Sci. Rev.* 24, pp. 383-428.

SHOLZ, H., FRIELING, D. et AEHNELT, M. (2011)-Synsedimentary deformation structures caused by tectonics and seismic events : examples from the Cambrian of Sweden, Permian and Cenozoic of Germany. DOI : 10.5772/19466

SURLYK F & NOE-NYGAARD N. (2001a) -Sand remobilization and intrusion in the Upper Jurassic Hareelv Formation of East Greenland. *Bull. Geol. Soc. Denmark*, 48, pp. 169-188.

SURLYK F & NOE-NYGAARD N. (2003) - A Giant Sand Injection Complex: The Upper Jurassic Hareelv formation of East Greenland. *GeologiaCroatica*. 56-1, pp. 69-81.,15. Fig.

TCHOUMATCHENCO P. & UCHMAN A. (2001). - The oldest deep-sea Ophiomorpha and Scolicia and associated trace fossils from the UperJurassic-Lower Cretaceous deepwater turbidite deposit of SW Bulgaria. - *Palaeogeog. Palaeoclimat. Palaeoecol.*, 169, 85-99.

TEICHER C. (1958) - Concept of facies. *Am. Asso. Petro. Geol. Bull.* ,42.,pp. 2718-2744.

TERMIER P. (1906)- Sur les phénomènes de recouvrement du Djebel Ouenza (Constantine) et sur l'existence des nappes de charriages en Tunisie. *C. R. Acad. Sc., CXLII*, 137p.

TOPAL, S. ET MEHMET ÖZKUL, M. (2014)- Soft-Sediment Deformation Structures Interpreted as Seismites in the Kolankaya Formation, Denizli Basin (SW Turkey). *The Scientific World Journal*, Volume 2014, Article ID 352654, 13 pages, <http://dx.doi.org/10.1155/2014/352654>

VOELKER, A.H.L. . LEBREIRO, S.M SCHONFELD, J. CACHO, I. ERLLENKEUSER, H. ABRANTES, F. (2006)-Mediterranean outflow strengthening during northern hemisphere coolings: a salt source for the glacial Atlantic?*Earth and Planetary Science, Letters*, 245 (2006), pp. 39-55

WALKER R. G. (1978) - Deep-water Sandstone Facies and Ancient Submarine Fans: Models of stratigraphic Traps *.Bull. Ame. Ass. Petr. Geol.* 62, pp. 932-966.**WALKER R. G. (1985)** - In R. G. Walker (ed.), *Facies Models* (second ed) (pp. 141170). Geosci. Canada. Reprint.,ser I.

WALKER R. G. (1992 b) - Facies, facies models, and modern stratigraphic concepts. In R. G. Walker & N. P. James, *Facies models: reponse to sea level change*. *Geol. Assoc. Canada*. pp. 1-14.

WELSCH J (1890)- Sur un ilôts de terrain cristallophyllien à l'ilôts de Berinschel au Nord de Tiaza. *C.R. 19ème Cong. Ass. France. Avanc. Sci.* Limoges, p. 397.

ZEGHARI A. (2009)- étude sédimentologique et structurale du Bloc Belkairret (Sud du GrandPic de l'Ouarsenis) *Mém. Ingéniorat d'Etat. Univ. Oran*.

ZEGHARI A. (2013)- étude des blocs diachronesrésédimentes dans le flysch « Albo- Aptien » (Grand Pic de l'Ouarsenis) : cartographie et aspects sédimentologiques. *Mém. Magist. Univ., Oran*.

LISTE DE FIGURES

	Pages
Fig. 1- Les grands ensembles géographiques de la chaîne alpine en Méditerranée Occidentale.....	05
Fig. 2-Situation et limites géographiques du massif de l’Ouarsenis	06
Fig. 3- La série synthétique du bassin de l’Ouarsenis.....	09
Fig. 4-Unités structurales de l’Ouarsenis oriental	11
Fig. 5-Les principaux figures et symboles utilisés.....	14
Fig. 6-Position de la coupe levée (extrait de la carte géologique 1/50000ème de Theniet El Haad).....	15
Fig. 7-Image satellitaire (extrait de photo Google-Earth) (A-B : tracé de la coupe).....	16
Fig. 8- Vue panoramique de la coupe de la carrière de Theniet El Haad montrant la limite de la succession	16
lithologique du Miocène inférieur et son substratum crétacé.....	17
Fig.9- Colonne lithostratigraphique de la formation détritique de la carrière de Theniet El Haad.....	18
Fig. 10-Vue panoramique montrant la géométrie des chenaux conglomératiques.....	19
Fig. 11- Disposition schématique des chenaux conglomératiques emboîtés.....	19
Fig.12- Différentes macrofaunes et figures caractérisant les chenaux conglomératiques.....	21
Fig. 13- Différentes caractéristiques du Terme A de l’ensemble inférieur	22
Fig.14- Lame mince au niveau du terme A de l’ensemble inférieur de la coupe de la carrière Theniet El Haad	23
Fig. 15-Différentes faciès caractérisant le terme B de chenaux conglomératiques.....	24
Fig.16 - Photographies microscopiques au niveau du terme B de l’ensemble inférieur de la coupe de la carrière de Theniet El Haad.....	25
Fig. 17 - Différentes macrofaunes et figures sédimentaires caractérisant les grès calcaires de l’ensemble médian de la coupe de carrière Theniet El Haad	26

Fig. 18 - Vue panoramique d'un chenal au sein de l'ensemble grésocalcaire.....	27
Fig. 19- Section polie de grés calcaires de l'ensemble médiane grésocalcaire (ta).....	28
Fig. 20 - Section polie de grés calcaires de l'ensemble médiane grésocalcaire (tb).....	28
Fig. 21 - Photographie montrant le faciès des marnes verdâtres.....	29
Fig.22 - Différents types de structures de déformation	34
Fig. 23 - Esquisse des zonations bathymétriques des environnements de dépôts de plate-forme	37
Fig. 24 - Découpage séquentiel, Milieux de dépôts et caractéristiques tectono-sédimentaires.....	39