



République Algérienne Démocratique et Populaire
Ministère de l'Enseignement Supérieur et de la Recherche Scientifique



Université Larbi Tebessi –TEBESSA-

Faculté des Sciences Exactes et Sciences de la Nature et de la Vie

Département des Sciences de la Terre et de l'univers

Thèse

Présentée en vue de l'obtention du diplôme de Doctorat LMD

En : Géologie

Option : ENVIRONNEMENT SEDIMENTAIRE

Par : **BENKHEDDA Abdelhakim**

Intitulée :

Etude de la microfaune du Miocène de la région de Tébessa (NE Algérie) : Systématique, Stratigraphie et Paléoenvironnement.

Devant le jury :

GOUAIDIA Layachi	Pr	Université de Tébessa	Président
DEFAFLIA Nabil	Pr	Université de Tébessa	Rapporteur
BOUBAYA Djamel	Pr	Université de Tébessa	Examineur
CHOUABBI Abdelmadjid	Pr	Université de Annaba	Examineur
DJERRAB Abderrezak	Pr	Université de Guelma	Examineur
DJAIZ Fouad	Pr	Université de Batna 2	Examineur

Date de soutenance : 27 /10 / 2022

Résumé

Le bassin Miocène de Tébessa, situé dans le nord-est de l'Algérie, est connu pour sa pauvreté en contenus paléontologiques. A partir de trois coupes, de nouvelles données sédimentologiques, ichnologiques et micropaléontologiques sont présentées. Par conséquent, la stratigraphie et l'environnement sédimentaire sont individualisés.

Les analyses effectuées sur des échantillons des coupes de El Hadjra Safra et El Kouif ont permis d'obtenir les résultats suivants ;

Les sédiments sont dominés par la fraction fine, avec de la fraction sableuse suivie par la fraction limoneuse avec une teneur modérée en CaCO_3 provenant des reliefs calcaires avoisinants (calcaire maastrichtien).

L'analyse morphoscopique permet de proposer une évolution plus ou moins importante (long transport), avec des grains émoussés-luisants ou sub-émoussés luisants. Le cortège minéral correspond à des minéraux argileux représentés par de la smectite, de la kaolinite, de l'illite et de la sépiolite.

*L'étude ichnologique réalisée sur la coupe d'Aïn Sidi Salah montre un ichnoassemblage composé de huit ichnotaxons qui sont : cf. *Archaeonassa isp.*, *Arenicolites isp.*, *Diplocraterion isp.*, *Helminthopsis isp.*, *Palaeophycus tubularis*, *Skolithos cf. S. linearis*, cf. *Taenidium isp.*, et *Thalassinoides isp.*, rapportés dans des dépôts du Langhien inférieur (Miocène moyen). Ces traces fossiles appartiennent aux ichnofaciès à *Skolithos* et *Cruziana* indiquant un milieu marin peu profond (littoral bien oxygéné).*

L'étude micropaléontologique a montré une population de microfaune constituée par 78 espèces, 42 genres, 25 familles et 7 sous-ordres. 4 morphogroupes de foraminifères et 10 espèces couvrant 10 genres d'ostracode ont été ainsi identifiés.

Les analyses quantitatives et qualitatives des foraminifères benthiques indiquent que les dépôts du Tortonien se sont mis en place dans un milieu marin peu profond (littoral) et bien oxygéné.

Mots Clé : *Miocène ; Tébessa ; Microfaune ; Micropaléontologie ; Ichnologie ; Paléoenvironnement.*

Abstract

The Miocene basin of Tébessa, located in north-eastern Algeria, is known by the poverty on the paleontological content. From three sections, new sedimentological, ichnological and micropaleontological data were presented. Therefore, the stratigraphy and the sedimentary environment are individualized.

The analyzes carried out on samples from the sections of El Hadjra Safra and El kouif revealed the following results;

The sediments are dominated by the fine fraction characterized by the dominance of the sandy fraction followed by the silty fraction with a moderate CaCO₃ content from the neighboring limestone reliefs (Maastrichtian limestone).

Morphoscopic analysis makes it possible to propose a more or less significant evolution (long transport), in which the grains are dull glossy or sub-dull glossy. The mineral procession corresponds to clay minerals, represented by smectite, kaolinite, illite and sepiolite.

*The ichnological study carried out on the section of Ain Sidi Salah. This one consists of an ichnoassembly composed of eight ichnotaxon, named: cf. *Archaeonassaisp.*, *Arenicolites isp.*, *Diplocraterion isp.*, *Helminthopsis isp.*, *Palaeophycostubularis*, *Skolithos cf. S. linearis*, cf. *Taenidium isp.* and *Thalassinoides isp.*, reported from the Lower Langhian (middle Miocene). These traces of fossils belong to the ichnofacies of *Skolithos* and *Cruziana* indicating a deposit in a shallow marine environment (well oxygenated coast).*

The micropaleontology study showed a population of the microfauna distributed over the two sections made up of 78 species, 42 genera, 25 families and 07 sub orders. Subdivided by 04 morphogroup of foraminifera followed by 10 species, 10 genera, of Ostracoda.

The quantitative and qualitative analyzes for benthic foraminifera indicate, during the Tortonian, a shallow environment (littoral) and well oxygenated.

Keywords: *Miocene; Tébessa; microfauna; micropaleontology; ichnology; paleoenvironment.*

ملخص

يعرف حوض الميوسين في تبسة بالقلعة من حيث المحتوى الاحفوري، من ثلاثة أقسام، تم تقديم معطيات الرسوبية و الإكتولوجية و الميكروبايولونطولوجية، وبتالي فان الطبقات و البيئات الرسوبية فردية.

أظهرت التحاليل التي أجريت على قطاعي الحجرة الصفراء والكويف النتائج التالية:
هيمنة الرواسب الناعمة والتي تتميز بغالبية الرميكية والطينية والطينية ذات المحتوى المعتدل من كربونات الكالسيوم الناتج عن انحلال الحجر الجيري في مناطق المجاورة (الحجر الجيري ماستريشي).
يتيح التحليل المورفوسكوبي إمكانية اقتراح تطور أكثر أو أقل أهمية (النقل الطويل)، نظرًا لأنها غالبًا ما تكون لامعة غير حادة أو لامعة شبه حادة. تتكون مجموعة المعادن الطينية من السميكتايت والكاولينيت والإيليت والسيبيولايت.

أظهرت الدراسة الايكتولوجية التي أجريت على قسم عين سيدي صالح وجود تجمّع اكتولوجي مؤلف من ثمانية اصناف سميت بـ: *Helminthopsis isp.*، *Diplocraterion isp.*، *Arenicolites isp.*، *cf. Archaeonassa isp.*، *Palaeophycostubularis*، *Skolithos cf. S. linearis*، *cf. Taenidium isp.*، و *Thalassinoides isp.*، ثم الإبلاغ عنها من اللائغي السفلي (الميوسين الأوسط)، تنتمي هذه الآثار الحفريات إلى اصناف *Skolithos* و *Cruziana* مما يشير إلى ترسب في بيئة بحرية ضحلة (ساحل مؤكسج جيدًا).
أظهرت دراسة علم الأحياء الدقيقة أن تجمعات الأحياء الدقيقة الموزعة على القسمين. انها تتكون من 87 نوع 42 جنس و 25 عائلة و 07 تحت الفرعية. مقسومًا على 04 من الافواج مورفولوجية من المنخربات القاعية متنوعًا بـ 10 أنواع و 10 أجناس، من الاوستراكوذا.

تشير التحليلات الكمية والنوعية للمنخربات القاعية، خلال تورطوني، إلى بيئة ضحلة (ساحلية) ذات اوكسيجين جيد.

الكلمات الرئيسية: الميوسين؛ تبسة. الحيوانات الدقيقة؛ ميكروبايولونطولوجي. اكتولوجي. البيئة القديمة

قال الله تعالى

بسم الله الرحمن الرحيم

﴿هُوَ الَّذِي جَعَلَ الشَّمْسَ ضِيَاءً وَالْقَمَرَ نُورًا وَقَدَّرَهُ مَنَازِلَ لِتَعْلَمُوا عَدَدَ السِّنِينَ وَالْحِسَابَ مَا خَلَقَ اللَّهُ ذَلِكَ إِلَّا بِالْحَقِّ يُفَصِّلُ الْآيَاتِ لِقَوْمٍ يَعْلَمُونَ﴾ [يونس: 5]

In the name of Allāh, the Entirely Merciful, the Especially Merciful.

﴿It is He Who made the sun to be a shining glory and the moon to be a light (of beauty), and measured out stages for her; that ye might know the number of years and the count (of time). Nowise did Allah create this but in truth and righteousness. (Thus) doth He explain His Signs in detail, for those who understand.﴾ [Yunus :5]

إهداء

أهدي هذا العمل المتواضع إلى روح والدي الطاهرة
رحمه الله برحمته الواسعة وإلى أمي العزيزة التي لم
تبخل علينا بشيء

وإلى كل عائلتي على كل ما قدموه لي من مساعدة

بن خدة عبد الحكيم

Remerciements

J'exprime mes vifs remerciements à l'ensemble des membres du jury :

*Je tiens à remercier spécialement mon Directeur de thèse Mr **DEFAFLIA NABIL**, Professeur au département de géologie à l'Université de Tébessa. Je le remercie de m'avoir encadré, pour le temps et la patience qu'il m'a accordé tout au long de ces années.*

*Je tiens à remercier ma co-directrice de thèse, Mme **MURIEL DJERRAB-RUAULT**, Maître de Conférences à la Faculté SNVSTU de l'Université de Guelma, d'avoir bien assuré la direction et l'encadrement de mes travaux de thèse. Merci pour sa grande gentillesse et ses précieux conseils. Je la remercie très sincèrement.*

*Également j'adresse ma profonde reconnaissance envers Mr **GOUAIDIA LAYACHI** Professeure à l'Université de Tébessa, pour avoir accepté de juger ce travail et présidé le jury.*

*Mr **BOUBAYA DJAMEL** Professeure à l'Université de Tébessa, Mr **CHOUABBI ABDELMADJID** Professeure à l'Université de Annaba, Mr **DJERRAB ABDERREZAK** Professeure à l'Université de Guelma et Mr **DJAIZ FOUAD** Professeure à l'Université de Batna 2, D'avoir accepté de juger ce travail et de participer au jury et pour l'intérêt qu'ils ont accordé à ce travail, qu'il me soit aussi permis de le remercier sincèrement.*

*C'est également Mr **CHERIF AMINE**, Maître de conférences à l'Université de Ouargla, que je dois remercier vivement pour son aide précieuse au cours de la réalisation de cette thèse. J'ai pu bénéficier de sa grande compétence et de ses observations qui m'ont été très utiles. Je lui adresse mes remerciements les plus respectueux pour sa grande qualité humaine, ses critiques fructueuses et pour ses encouragements. Ses conversations ont été toujours pour moi une source d'enrichissement.*

*Je remercie vivement **Mr MAZOUZ EL-HADI**, Maître de conférences à l'université d'Oum El-Bouaghi, ainsi que **Mr TOUIR JAMEL**, Professeur à l'université de Sfax (Tunisie) pour leurs recommandations.*

*Ma vive gratitude va à **Mr HACINI MASSAOUD**, Professeur à l'Université de Ouargla et responsable du laboratoire de Géologie du Sahara et Professeur **AZIEZ ZEDDOURI** à l'Université de Ouargla et responsable du laboratoire de Réservoirs Souterrains : Pétroliers, Gaziers et Aquifères, pour m'avoir donné l'accès à son laboratoire pour l'établissement des diffractométries et les lavages. Je remercie également **Mr ZARROUKI Djamel.**, Professeur à l'université de Ouargla et responsable du laboratoire Dynamique, Interactions et Réactivité des Systèmes, et **Mr BOUKHALFA HAKIM**, directeur de PTAPC à Ouargla CRAPC d'avoir accepté de réaliser des analyses au MEB.*

*Sans oublier aussi **Mr SCUITO FRANCESCO**, Professeur à l'université de Catania (Italie) et **Mr ORABI ORABI**, Professeur à l'université de Menoufia (Egypte) de m'avoir aidé à l'identification des espèces d'ostracodes et de foraminifères ; et **Mr. ARTURO PALMA-RAMIREZ**, Docteur au Mexican Geological Service pour l'identification des Traces Fossiles. Je remercie tout le personnel de m'avoir aidé avec ses moyens matériels et sa générosité.*

*Que tous mes professeurs et enseignants des Universités de Tébessa et de Ouargla, et particulièrement ceux du Département des Sciences de la Terre qui ont ensoleillé mes années d'études et mes années thésardes, trouvent ici ma reconnaissance pour leur gentillesse, leur disponibilité et leur confiance. **Mr HAMZA LAOUINI, Mr ABDEL MOUNIM MAZOUZI, Mr IDDIR MENNAD HOUARI, Mr OUAFI AMEUR-ZAIMECHE, Mr RABAH KECHICHED, Mr ABDELLATIF REMITA, Mr ABDENNOUR HADDANE, Mr MOSTAPHA BENZINA, Mr HOUCIN GUERRADI, Mr MOHAMMED SALEH BELKSIR, Mr IMED EDDIN NEZLI, OMAR GADJA, Mlle ASMA CHEMAM, Mme NABILA HAMMAD Melle LILIA BEGUIRET, Melle FAIZA BOUZAHER et Melle MAHA KHARROUBI.***

Je pense aussi à tous mes collègues et mes amis doctorants du

Département des Sciences de la Terre surtout **Dr. MOHAMMED NADIR NAIMI** et **Dr. BOUGOFFA MOHAMMED ILYES** de l'Université de Ouargla et **Dr. GASMI YOUNS** et **Dr. DJABALLAH BRAHIM** de l'Université de Tébessa qui m'ont toujours entouré et qui, dans les moments difficiles, m'ont donné du souffle par leur soutien.

Je ne peux oublier mes frères : **ABDALLAH DJILI, ABDERAOUF AHFOUDA, YUCEF SAIHI, BENROUISSA ZIDANI« MRIMECH », HAFIANE OUALI, MOUSSA BENRRACHED« SIFOU » ET SMAIL OUDDANE.**

Je n'aurais pas les mots à vous dire Merci pour votre soutien et vos encouragements Merci, maman et papa. Enfin j'adresse mes remerciements à mes sœurs et mon frère qui ont toujours cru en moi et qui ont su m'aider dans les moments les plus difficiles.

Un tout grand merci !

BENKhedda Abdelhakim

SOMMAIRE

	Page
Résumé	
Introduction Générale	

Partie I : Généralités

Chapitre 01 : Cadre Géographique et Géologique

CADRE GÉOGRAPHIQUE	01
CADRE GÉOLOGIQUE	04
STRATIGRAPHIE.....	04
Trias.....	04
Jurassique.....	04
Crétacé.....	04
Paléogène.....	07
Paléocène.....	07
Eocène.....	07
Néogène.....	07
Miocène.....	07
Pliocène.....	08
Quaternaire.....	08
Tectoniques.....	10
Plissements.....	10
Diapirisme.....	10
Failles.....	10
CONCLUSION	12
ETAT DES CONNAISSANCES.....	13
LES TRAVAUX ANCIENS (1907-1979)	13
LES TRAVAUX RECENTS (1981-1998)	14
LES TRAVAUX MODERNES (1999-2010)	15

ETAT ACTUEL DES TRAVAUX (2010-2017).....	16
------------------------------------------	----

Chapitre 02 : Matériels et Méthodes

INTRODUCTION.....	19
1. TRAVAUX DE TERRAIN	19
<i>Description macroscopique</i>	19
<i>Echantillonnage</i>	19
2. TRAVAUX DE LABORATOIRE :.....	19
2.1. <i>Analyse sédimentologique</i>	19
2.1.1. Analyse Granulométrique.....	19
2.2. Morphoscopie des grains de quartz	24
2.3. Dosage des carbonates	25
2.3. Analyses Minéralogiques.....	26
2.3.1. <i>Minéralogie des sables</i>	25
2.3.2. <i>Minéraux légers</i>	26
2.3.3. <i>Minéraux lourds</i>	27
2.3.4. <i>La minéralogie des argiles</i>	27
2.3.4.1. <i>La minéralogie par diffraction des rayons X</i>	27
2.4. Analyses micropaléontologiques	29
2.4.1. <i>Préparation des échantillons</i>	29
2.4.2. <i>Microfossiles disponibles</i>	30
2.4.2.1. <i>Les foraminifères</i>	30
2.4.2.2. <i>Les ostracodes</i>	32
La densité faunistique.....	33
La richesse spécifique.....	33
Les associations	34
L'indice de pélagisme:.....	34
Indices de diversités	35
L'indice de Shannon(H)	34
L'équitabilité (E).....	35

Partie II : Etudes Sédimentologique et ichnologique

Chapitre 03 : Etude Sédimentologique

I. Introduction.....	37
II. Localisation des coupes.....	37
II.1. Coupe stratigraphique d'EL Hadjra Safra.....	38
II.1.1. Description des niveaux lithologiques.....	38
II.1.2. Analyse granulométrique.....	39
II.1.3. La morphoscopie des grains de quartz.....	42
II.1.4. Etude minéralogique.....	43
II.1.4.1. Minéralogie des sables.....	43
II.1.4. Minéralogie des argiles.....	43
Discussion.....	44
II.2. Coupe stratigraphique d'El-Kouif.....	44
II.2.1. Description des niveau lithologiques.....	44
II.2.2. Analyse granulométrique.....	45
II.2.3. La morphoscopie des grains de quartz	47
II.2.4. Etude minéralogique.....	48
II.2.4.1. Minéralogie des sables.....	48
II.2.4.2. Minéralogie des argiles.....	48
Discussion.....	49
<i>Conclusion</i>	50

Chapitre 04 : Etude Ichnologique

INTRODUCTION.....	52
SHALLOW MARINE TRACE FOSSILS FROM THE MIDDLE MIOCENE OF THE TEBESSA BASIN (NE ALGERIA) AND THEIR PALAEOENVIRONMENTAL IMPLICATIONS.....	52
ABSTRACT.....	52
INTRODUCTION.....	53
LOCATION AND GEOLOGICAL BACKGROUND.....	54
MATERIAL AND METHODS.....	62

SYSTEMATIC ICHNOLOGY.....	62
<i>Archaeonassa</i> Fenton & Fenton, 1937.....	63
cf. <i>Archaeonassa</i> isp.(Figure 4A).....	63
<i>Arenicolites</i> Salter, 1857.....	64
<i>Arenicolites</i> isp.(Figure 4B).....	64
<i>Diplocraterion</i> Torell, 1870.....	64
<i>Diplocraterion</i> isp. (Figures4C, D).....	64
<i>Helminthopsis</i> Heer, 1877.....	66
<i>Helminthopsis</i> isp. (Figure 5A).....	66
<i>Palaeophycus</i> Hall, 1847.....	67
<i>Palaeophycus tubularis</i> Hall, 1847 (Figure 5B).....	67
<i>Skolithos</i> Haldeman, 1840.....	68
<i>Skolithos</i> cf. <i>linearis</i> Haldeman, 1840(Figures4A, 5A, 5C).....	68
<i>Taenidium</i> Heer, 1877.....	68
cf. <i>Taenidium</i> isp. (Figure 5D).....	
<i>Thalassinoides</i> Ehrenberg, 1944.....	69
<i>Thalassinoides</i> isp. Rieth, 1932 (Figure 5E).....	69
DISCUSSION.....	71
Ichnological analysis.....	71
Palaeogeography.....	72
CONCLUSIONS.....	73

Partie III: Étude Micropaléontologique

Chapitre 05: Systématique

Introduction.....	76
I- LES FORAMINIFERES.....	76
A- Les foraminifères planctoniques.....	76
1- Sous ordre : GLOBIGERINA Blow, 1979.....	76
Famille : GLOBIGERINIDAE Carpenter, Parker & Jones, 1862.....	76
Famille: Globorotaliidae CUSHMAN, 1927.....	81
Attribution stratigraphique.....	84
B- Les foraminifères benthiques.....	84

2-Sous-ordre : LAGENINA Delage & Herouard, 1896.....	84
Famille : NODOSARIIDAE Ehrenberg, 1838.....	84
3 - Sous-ordre: ROTALIINA Delage & Herouard, 1896.....	90
Famille: Rotaliidae EHRENBERG, 1839.....	90
Famille : BOLIVINIDAE Cushman, 1927.....	91
Famille : BULIMINIDAE Jones, 1875.....	92
Famille : UVIGERINIDAE HAECKEL, 1894.....	93
Famille : BAGGINIDAE Cushman, 1927.....	95
Famille : SPHAEROIDINIDEA Cushman, 1927.....	96
Famille : CASSIDULINIDAE D'Orbigny, 1839.....	96
Famille : PLEUROSATOMELLIDAE Reuss, 1860.....	97
Famille : GAVELINELLIDAE Hofker, 1956.....	98
Famille : ORIDORSALIDAE Loeblich & Tappan, 1984.....	99
Famille : NONIONIDAE Schultze, 1854.....	100
Famille : CIBICIDIDAE Cushman, 1927.....	101
Famille : HETEROLEPIDAE Gonzáles-Donoso, 1969.....	103
Famille : PLANULINIDAE Bermudez, 1952.....	104
4- Sous ordre TEXTULARIINA Delage & Herouard, 1886.....	105
Famille : EGGERELIDAE Cushman, 1937.....	106
Famille : TEXTULARIIDAE Ehrenberg, 1838.....	105
5- Sous order LITUOLINA Lankester, 1885.....	106
Famille : HAPLOPHRAGMOIDIDAE Maync, 1952.....	106
Famille: LITUOLIDAE de Blainville, 1827.....	107
6- Sous-order: LOFTUSIINA Kaminski & Mikhalevich, 2004.....	107
Famille : CYCLAMMINIDAE Marie, 1955.....	107
7- Sous-order MILIOLIDA Lankester 1885.....	108
Famille: SPIROLOCULINIDAE Wiesner, 1920.....	108
Famille: HAUERINIDAE Schwager, 1876.....	109
II- LES OSTRACODES :.....	110
Order : Podocopida Muller, 1896.....	110
Famille : Xestoleberididae Sars, 1920.....	110
Famille : Cytheruridae Müller, 1894.....	110
Famille : Candonidae Kaufmann, 1900.....	111

Famille : Candonidae Stchepinsky, 1963.....	111
Famille : Cytherellidae Sars, 1869.....	111
<i>Conclusion</i>	111

Chapitre 06 : Etude des microfaunes et paléoenvironnement

Introduction.....	113
Analyses quantitatives et statistiques.....	113
Analyse et interprétation des données	113
Région de El Hadjra Safra.....	113
Interprétation.....	115
Région de El-Kouif.....	116
Interprétation.....	118
Etude statistiques des ostracodes	118
Introduction	118
Résultats et discussions	118
Conclusion	121

Chapitre 07 : Etude des morpho groupes des foraminifères benthiques

INTRODUCTION.....	123
Etude des morpho groupes des foraminifères de miocène du la région Tébessa.....	128
Etude des assemblages.....	129
Coupe El Hadjra Safra	130
Coupe d'El Kouif.....	131
Interprétation et paléoenvironnement.....	131
Conclusion	133
<i>Conclusion Générale</i>	135
<i>Bibliographie</i>	138
Annexes	

LISTE DES FIGURES

Figures	Titre	Page
1.1	Situation géographique de la wilaya de Tébessa en Algérie et localisation géographique des zones d'étude par rapport aux villes limitrophes	03
1.2	La coupe géologique de la région du Tébessa basé sur Doruzoy(1956)	09
1.3	Coupe géologique traversant le diapir et, qui montre une structure plissée en anticlinal (cœur emschérien) et une deuxième en synclinal (cœur pliocène), le tracé de coupe est montré sur la Fig. 1.2 (L'épaisseur des formations n'est pas respectée).	10
1.4	Une coupe géologique passant par le fossé d'effondrement de Tébessa et, qui montre les failles de part et d'autre qui forment une structure en graben ; Les sédiments post-pliocènes n'ont pas été pris en considération (L'épaisseur des formations n'est pas respectée).	11
1.5	Carte géologique de la région de Tébessa avec les tracés de deux coupes traversant le diapir qui montre une structure plissée en anticlinal (cœur Emschérien) et une deuxième en synclinal (cœur pliocène). Le tracé de coupe est montré sur la Figure. 1.2 (l'épaisseur des formations n'est pas respectée)	12
2.1	Granulomètre laser Mastersizer 2000 de MALVERN	21
2.2	Principe de mesures granulométriques par l'analyseur MALVERNE 2000	22
2.3	Principaux types de grains de quartz	24
2.4	Schéma d'un calcimètre de BERNARD	26
2.5	Principe de la diffraction et illustration de la Loi de Bragg (Eslinger&Peaver, 1988)	27
2.6	Modèle de microhabitat en fonction de la profondeur de la zone oxique et de l'abondance de la matière organique (Jorissen et al., 1995 ; De Stigter, 1996).	31
2.7	Indice de pélagisme (Gibson in Bellier et all., 2010)	34
2.8	<i>le diversité des assemblages de foraminifères benthique actuels dans les diff</i> (Murray in Labdi 2000)	35

3.1	Localisation des deux coupes étudiées : (A) Emplacement géographique de la zone étudiée (modifié après Soria et al., 2005) ; (B) Carte structurelle de l'Est de l'Algérie (modifiée après Benhenni et al., 2019) ; (C) Carte géologique simplifiée de la région d'El Ma Labiod, (D) Carte géologique simplifiée de la région d'El Kouif, Tébessa (extraite de la carte géologique d'Algérie, d'après l'Agence algérienne de géologie « ASGA »)	37
3.2	la coupe de El Hadjra Safra et évolution (% volumique) des populations granulométriques	38
3.3	Evolution des paramètres granulométriques d'El Hadjra Safra	39
3.4	(a) Courbes de fréquences de l'échantillon : (Bleu): ech.01, (Vert): ech.17, (Rouge): ech.30; (b) Courbes de fréquences d'échantillons: (Bleu): ech.01, (Vert): ech.17, (Rouge): ech.30 (décarbonisé).	41
3.5	Courbes cumulatives : (Bleu) : ech.01, (Vert) : ech.17, (Rouge) : ech.30.	41
3.6	morphoscopie des grains de quartz de la coupe El Hadjra Safra	42
3.7	Evolution des minéraux argileux le long de la coupe EL hadjra safra.	43
3.8	la coupe de El Kouif et evolution (% volumique) des populations	45
3.9	Evolution des paramètres granulométriques le long de la coupe El Kouif	46
3.10	morphoscopie des grains de quartz de la coupe d'El Kouif	47
3.11	Evolution des minéraux argileux le long de la coupe EL Kouif	48
4.1	Location of the study area: A , Location of northeastern Algeria in the western Mediterranean region and B , geological map of eastern Algeria; C , Geological map of Aïn Sidi Salah locality.	56
4.2	Stratigraphic column and trace fossils distribution of the Aïn Sidi Salah section (Tébessa, northeastern Algeria).	60
4.3	Sedimentary features of the middle Miocene succession of the Aïn Sidi Salah section: A , Field photograph of the upper part of Aïn Sidi Salah section, B , Massive bioturbated sandstone, C , Laminated sandstone, D , Alternances of greyish to greenish marls with sandstone beds, E , Massive sandstone showing numerous bioclasts.	61
4.4	Trace fossils from the lower Langhian of Aïn Sidi Salah with: A , cf. <i>Archaeonassa</i> isp. (Aa) associated with <i>Diplocraterion</i> isp. (Di) and	66

	<i>Skolithos cf. linearis</i> (Sk), black arrow indicates the axial groove of cf. <i>Archaeonassa</i> isp.; B , <i>Arenicolites</i> isp. (Ar) (vertical view); C, D , <i>Diplocraterion</i> isp. (Di). Scale bars = 1 cm	
5	Figure. 8.5. Trace fossils from the lower Langhian of Aïn Sidi Salah: A , <i>Helminthopsis</i> isp. (He) associated with <i>Skolithos cf. S. linearis</i> (Sk) (Scale bar = 2 cm); B , <i>Palaeophycus tubularis</i> (Pa) (Scale bar = 2 cm); C , Sandstone bed rich in <i>Skolithos cf. S. linearis</i> burrows (Sk), with probably pipe structures of <i>S. cf. S. linearis</i> burrows (Sp), and its lost traces (Sl) (Scale bar = 5 cm); D , cf. <i>Taenidium</i> isp. (Ta) (the possible meniscate fill is indicated by white arrow) (Scale bar = 1 cm); E , Sandstone bed showing abundant <i>Thalassinoides suevicus</i> (Th).	70
6.1	Les indices paléoécologiques de El Hadjra Safra	116
6.2	Représentation graphique des indices paléoécologiques de la région d'El Kouif	118
6.3	Pourcentage des carapaces complètes par rapport les valves	120
6.4	Quelque photos des ostracodes miocene d'El Kouif(Tébessa,NE Algerie)	121
7.1	Morphotype et morphogroupes de foraminifères benthiques agglutinés (A) et calcitiique (B) (d'après Setoyama, 2012).	124
7.2	Le schéma de morphogroupe modifié de Jones et Charnock (1985) avec des illustrations de taxons représentatifs. * Trochamminides: formes globulaires ou biconvexes B3, formes écailleuses B4 attachées en permanence, en forme de verre de montre, formes concavo-convexes, et formes lenticulaires ou plano-convexes D. Pour les groupes A et B2, multiloculaire se réfère aux formes ayant un proloculus et un deutéroconque (Murray 2011).	127
7.3	Modèle morphogroupe de Jones et Charnock, 1985 (leur Fig. 2 redessinée) basé sur les données de l'Atlantique NE. Le chiffre en bas à droite de chaque case fait référence au nombre d'espèces agglutinées. B* herbivores, détritivores et omnivores vivant en surface. La troisième rangée à partir du haut donne le groupe d'alimentation présumé dominant/significatif pour chaque environnement (Murray 2011).	129

LISTE DES TABLEAUX

Tableau	Titre	Page
1	Classification des faciès sédimentaires en fonction du Sorting index selon la Méthode Trask.	23
2	Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'indice d'asymétrie (Folk, 1966).	23
3	Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'indice de Kurtosis (Folk, 1966).	23
4	Effets Réflexions principales et pouvoir réflecteur des minéraux argileux	29
5	Distribution of the main facies, ichnogenera and depositional settings.	57
6	Main characteristics of the studied ichnoassemblage	62
7	Résultats des analyses statistiques des ostracodes d'El Kouif	119

INTRODUCTION GENERALE

Introduction générale

Introduction

Au cours de plusieurs décennies, l'étude de l'histoire géologique du Miocène autour de la Méditerranée a constitué une thématique très intéressante. L'analyse pluridisciplinaire des coupes et des échantillons prélevés dans les dépôts miocènes a révélé de précieuses informations non seulement sur l'évolution paléo-environnementale, mais également sur le plan paléoclimatique, ainsi que les changements globaux ou régionaux du niveau de la Mer Méditerranée.

La quasi-totalité des études menées en Algérie sur les séries miocènes se sont concentrées dans la partie nord-ouest du pays (Bassin du Bas Chelif). Ces travaux ont fourni des subdivisions chronologiques et des précisions sur les paléoenvironnements en se basant sur la distribution des foraminifères.

Les affleurements miocènes de la région de Tébessa, aux confins algéro-tunisiens, se rencontrent dans deux bassins, l'un est méridional, l'autre est septentrional, à évolution distincte et avec des faciès divers. Les dépôts du Miocène inférieur et moyen sont matérialisés par des grès, sables, marnes et conglomérats, reposant par une surface transgressive sur les formations anté-miocènes (crétacées et même triasiques), alors que le Miocène supérieur est représenté par des marnes rouges à rares niveaux bariolés, sables et grès. L'épaisseur de la série miocène varie entre 50 et 200 m, couvrant trois unités stratigraphiques (Burdighalien, Langhien – Serravallien et Tortonien) (Kowalski et al. 1995). Ces derniers auteurs ont suggéré que les sédiments d'âge Langhien-Serravallien sont séparés des sédiments tortoniens par une croûte ferrugineuse. A l'exception de quelques travaux (Kowalski et al 1995a et Hamimed et al. 2001), il est à noter que les études micropaléontologiques demeurent très rares dans cette région.

Les zones exploitées (El Ma Labiod, El Kouif et Ouenza) sont situées dans la Wilaya de Tébessa appartenant à l'Algérie du nord-est. Notre présent travail comporte une étude sédimentologique, ichnologique et micropaléontologique, constituant de précieux outils pour reconstituer les paléoenvironnements de la région étudiée.

L'objectif principal de notre travail est de reconstituer le paléoenvironnement de certaines régions (Tébessa) au cours du Miocène en le comparant à l'échelle de la Méditerranée.

* Le travail est basé sur une étude multi proxy comportant : (1) une étude sédimentologique et minéralogique, (2) une étude ichnologique, (3) une étude micropaléontologique des ostracodes

et des foraminifères, avec identification de cette microfaune et calcul des paramètres biocénétiques des différentes associations caractéristiques des paléoenvironnements littoraux.

La structure de la thèse s'articule sur trois parties subdivisées en sept chapitres :

Partie 01

Chapitre 1 : Il présente une synthèse bibliographique sur les séries sédimentaires de la région de Tébessa.

Chapitre 2 : Il comporte la présentation du matériel étudié et les diverses méthodes utilisées.

Partie 02

Chapitre 3 : Il est consacré à la présentation des résultats de l'étude par granulométrie laser, morphoscopique et minéralogique.

Chapitre 4 : Il est consacré à la présentation des résultats de l'étude ichnologique (traces fossiles) avec leur signification paléoenvironnementale.

Partie 03

Chapitre 5 : Il comporte l'exposé des résultats de l'étude systématique de la microfaune.

Chapitre 6 : Il concerne les résultats de l'étude micropaléontologique descriptive et analytique des ostracodes et des foraminifères benthiques.

Chapitre 7 : Il concerne les résultats de l'étude des morphogroupes des foraminifères benthiques et la reconstitution du paléoenvironnement

La thèse sera finalisée par une conclusion générale englobant les principaux résultats et des perspectives futures.

Partie I : Généralités
Chapitre 01 : Cadre Géographique et
Géologique

Chapitre 01 : Cadre Géographique et Géologique

I. CADRE GÉOGRAPHIQUE

Introduction

Tébessa est une région (wilaya et son chef-lieu 'commune ; ville' qui porte le même nom) de l'extrême-est d'Algérie, située dans les confins algéro-tunisiens, à 16 km à vol d'oiseau de la frontière tunisienne. Elle appartient à l'Atlas Saharien orientale dans sa partie Nord-est. La ville portait le nom de Theveste durant la période romaine, ce qui fait d'elle une région historique par excellence. Tébessa est reconnue par son réseau hydrographique, dont les principaux cours d'eau sont l'Oued Chabro, l'Oued Harcha, l'Oued Kebarit, l'Oued Mellègue et l'Oued Meskiana. Côté climat, ce dernier est de type steppique à semi-aride, caractérisé par l'alternance de deux saisons, la première est humide et froide (Novembre – Mars) et la deuxième est sèche et chaude (Avril – Octobre). La température moyenne de la région de Tébessa est de 15.7°C, avec comme mois le plus chaud le mois de Juillet (42°C), et mois le plus froid Janvier (5°C). Les précipitations moyennes annuelles sont de 364 mm. La couverture végétale se caractérise surtout par les forêts de pins d'Alep dans les régions montagneuses, et des cultures céréalières et arboricoles dans les plaines.

Situation géographique et organisation territoriale

La wilaya de **Tébessa** est située l'extrême est du Nord algérien. Avec ces 13878 Km², elle se rattache naturellement à l'immense étendue steppique du pays. Elle est limitée au Nord par la wilaya de Souk-Ahras, à l'Ouest par la wilaya d'Oum El Bouaghi et Khenchela, au Sud par la wilaya d'El Oued et à l'Est, sur 300 Km de frontière, par la Tunisie. La superficie des parcours steppiques représente plus de la moitié de la superficie totale de la wilaya. La superficie totale de la wilaya se divise en quatre groupes homogènes du côté des données climatiques, édaphiques et couvert végétal :

- Groupes A : Zone Nord de la wilaya, à vocation céréalière et élevage, d'une superficie de 135000 ha (10 % de la superficie de la wilaya)
- Groupes B : Zone pré-steppique des hauts plateaux de la wilaya, d'une superficie de 229450 ha (17%)

- Groupes C : Zone pastorale et steppique (alfa, atriplex, armoise)
- Groupes D : Zone pré-saharienne, représente 15 % de la superficie de la wilaya (202457 ha)

Le climat

La wilaya de Tébessa est une zone de transition climatique, elle se distingue par quatre étages bioclimatiques :

- Le Sub-humide (400 à 500 mm/an), très peu étendu, il est limité aux sommets de quelques reliefs (Djebel Serdies et Djebel Bouroumane) ;
- Le Semi-aride (300 à 400 mm/an), couvre toute la partie Nord de la wilaya ;
- Le Sub-aride (200 à 300 mm/an), couvre les plateaux steppiques ;
- L'aride ou saharien doux (inférieur à 200 mm/an), s'étend au-delà de l'Atlas Saharien.
-

Le réseau hydrographique

L'ensemble des terrains de la wilaya est découpé par un chevelu très dense d'oueds principaux et d'oueds secondaires. Tous ces affluents permettent le drainage de différentes montagnes ainsi que les piémonts et les plaines parcourent la wilaya de Tébessa et la partagent en zones disproportionnées. On trouve dans la région nord par exemple oued Mellègue et oued Ksob, dans la région centre oued Chéria et dans la région sud oued Soukies et oued Djeurch. Tous ces oueds, à l'exception d'oued Chéria qui a un écoulement temporaire, ont un écoulement permanent, c'est à dire leurs lits sont submergés durant sept mois sur douze par une lame d'eau atteignant en moyenne une hauteur de 10 cm (sauf en cas de crue).

Présentation de notre région d'étude

La zone d'El Ma Labiod se situe au sud-Est de la région de Tébessa (à la frontière algéro-tunisienne), à 600 km de la capitale Alger. Cette plaine constitue la partie orientale de l'Atlas Saharien, bordée au nord par le Djebel Doukkane, le Djebel Bourouman et le Djebel Anauan, et au sud, par le Djebel Boudjelal, Dalaa et El Gallal, et l'Oued Chéria et l'Oued Outat El Adjadj à l'ouest.

La zone d'El-Kouif se situe au Nord-Est de la région de Tébessa

La zone d'Ain Sidi Salah se situe au Nord de la région de Tébessa ou Nord dans la ville de Ouenza à exactement 8 km de la ville de Ouenza à proximité de la frontière tunisienne, elle représente la limite orientale.

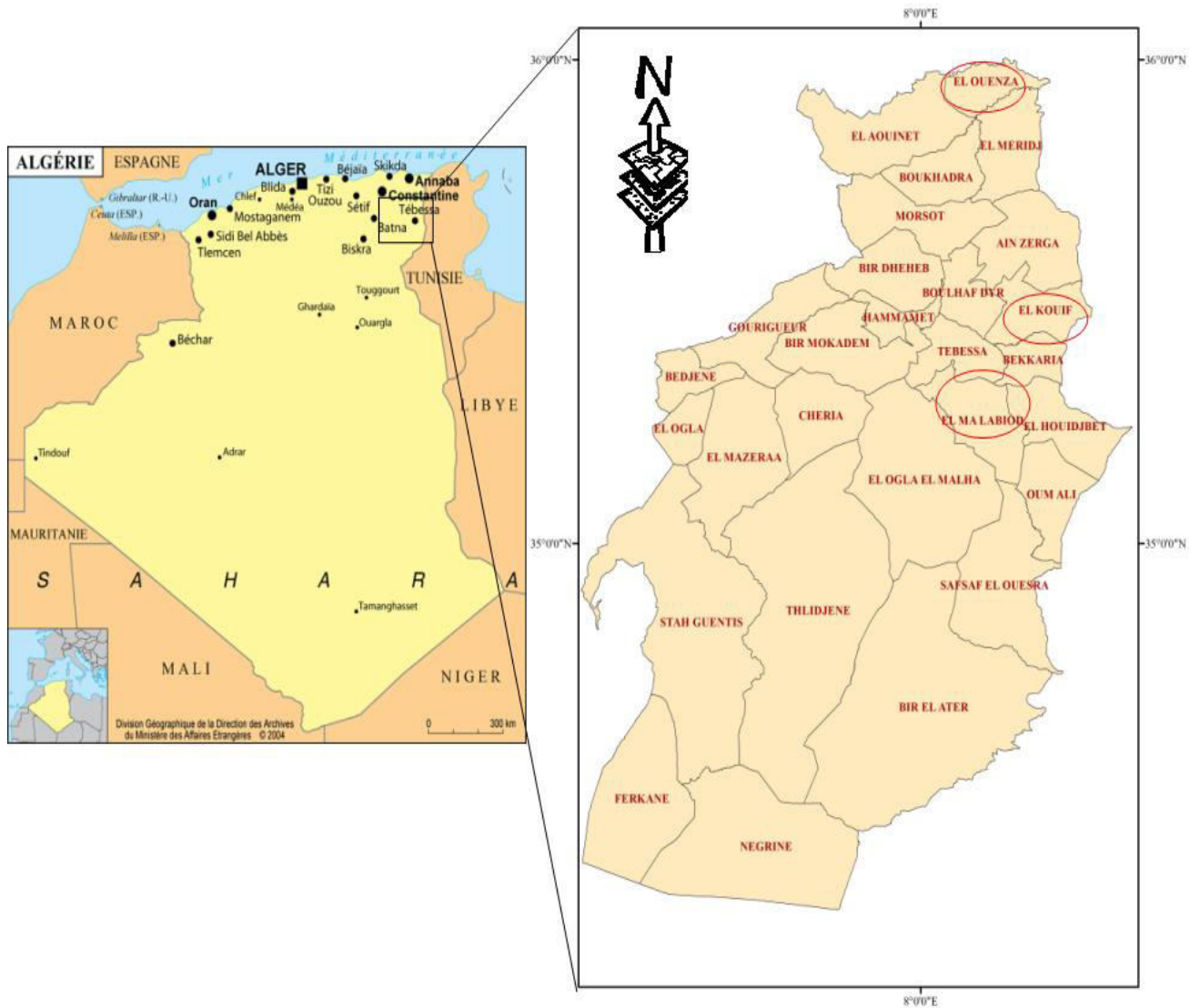


Figure 1.1. Situation géographique de la wilaya de Tébessa en Algérie et localisation géographique des zones d'étude par rapport aux villes limitrophes.

II. CADRE GÉOLOGIQUE

Les formations sédimentaires de Tébessa reconnues à l’affleurement sont essentiellement carbonatées, d’âge Méso- Cénozoïque, avec une épaisseur atteinte de plus de 6000m. Le Jurassique est absent. Ces formations sont recouvertes par des formations superficielles d’âge Quaternaire (Blès et Fleury, 1971).

Le détail de la lithologie et de la stratigraphie est basé sur la synthèse des travaux de plusieurs auteurs (Dubourdiou 1956 ; 1959 ; David 1956 ; Fleury, 1969 ; Thiéberoz et Madre, 1976 ; Rouvier, 1977 ; Perthuisot, 1978 ; Chikhi 1980 ; Othmanine 1987 ; Perthuisot et al., 1992 ; Bouzenoune, 1993 ; ...). La colonne lithostratigraphique proposée en fin de chapitre résume l’essentiel de ces résultats (Figure. 1.2).

II.1- STRATIGRAPHIE

II.1.1. Trias

Dans tout le secteur étudié, le Trias constitue les terrains les plus anciens, affleurant sous forme de diapirs selon Flandrin (1948), qui portent le nom de Djebel Djebissa, de l’Ouenza, Boukhadra, Mesloula et Hameimat sud et nord. Un anticlinal qui fait partie d’une série de diapirs caractérisant l’extrême est de l’Atlas Saharien et même l’Atlas Tunisien dans son prolongement oriental, appelé également « pays des diapirs ».

Le Trias est une formation argilo-gypso-dolomitique, caractérisée essentiellement par les dépôts de gypse qui se présentent sous forme de lentilles dans des argiles rouges épaisses. Des roches carbonatées sont présentes également, dont des calcaires, des calcaires dolomitiques roux, des calcaires dolomitiques noirs en plaquettes, et des dolomies rousses.

II.1.2. Crétacé

L’absence du Jurassique est l’une des caractéristiques de la région de Tébessa, pour ceci les plus anciens terrains affleurant après le Trias datent du Crétacé (Barrémien-Aptien), ce qui veut dire que même le Crétacé inférieur basal (**Berriasien, Valanginien et Hauterivien**) est absent.

L’Aptien affleure d’une manière remarquable dans la région de Mesloula, M’Khiriga, Kef Rekhma et Boudjaber, Les terrains du Barrémien peuvent être confondus avec ceux de **l’Aptien inférieur et moyen**, ce dernier est caractérisé par ses dolomies (base) et ses calcaires massifs à oolithes ferrugineuses (sommet), des intercalations de marnes et de marno-calcaires à Orbitolines (Dubourdiou, 1956). **L’Aptien supérieur** est carbonaté également, formé par des calcaires massifs roux et grisâtres, intercalés avec des bancs métriques de marnes ou de marno-

calcaires. Au-dessus de ce dernier, nous avons la zone à Clansayes (le Clansayésien est un sous-étage de l'Aptien d'après Breistroffer, 1947) ; à la base, des bancs calcaires massifs dominant, ils sont gris, et ils renferment des débris d'Huîtres, comme ils peuvent être oolithiques. Vers le sommet, ces bancs deviennent lumachelliques intercalés avec des grès.

Albien : Aux monts de Nememcha, l'Albien est représenté par une épaisse série marneuse (485 m à 1300 m à Djebel Hameima) (Dubourdiou, 1956). L'Albien inférieur est formé par une alternance de calcaires durs et épais de couleur brunâtre en alternance avec des bancs de calcaires à rudistes, et surmontés par des marnes jaunes au sommet.

La couverture **albo-aptienne** est percée par le Trias. Ce dernier redresse les couches et provoque une complexité des structures, généralement scellées par le Vraconien comme à l'Ouenza, M'zouzia et Boukhadra (Bouzenoune, 1993 ; Nedjari-Belahcène et Nedjari, 1984 ; Othmanine, 1987). Dans l'Albien supérieur, nous avons des calcaires et des marno-calcaires gris en plaquettes avec quelques couches de marnes brunâtres (Bouzenoune, 1993 ; Nedjari-Belahcène et Nedjari, 1984 ; Othmanine, 1987 ; Salmi-Laouar, 2004).

Le **Vraconien** est caractérisé par une formation marneuse à intercalation de calcaire argileux dont la puissance est de 500 à 600 m (Dubourdiou, 1956). Ce sont des dépôts pélagiques marquant ainsi une transgression. Les faciès vraconiens ont été datés grâce à des ammonites (Fleury, 1969 ; Othmanine, 1987). Sa lithologie permet de former un écran imperméable qui contrôle les minéralisations polymétalliques. Au sud de Boujaber, la barre albienne est surmontée par un niveau marneux à foraminifères planctoniques rapporté au Vraconien - Cénomaniens (Salmi-Laouar, 1998). Cette formation affleure aussi, sur le versant nord-est de Hameimat Nord sous forme de marnes noires à foraminifères pélagiques avec de minces intercalations de calcaire très argileux dont l'épaisseur moyenne est de 100 m (Fleury, 1969 et Othmanine, 1987).

Cénomaniens : A la base du Cénomaniens inférieur, d'épaisses marnes noires affleurent, ces dernières sont surmontées par des marnes jaunes à gypses avec quelques bancs lumachelliques, suivis par deux bancs calcaires massifs cristallins de couleur grise qui sont intercalés dans des marnes et enfin des alternances de marnes et de lumachelles grises en dalles. La série cénomaniens de Tébesa fait à peu près 480 m d'épaisseur, dont 80 m pour le Cénomaniens inférieur qui vient d'être décrit. Les 400 m qui restent sont datés du Cénomaniens supérieur. Le Cénomaniens supérieur est encore marneux, cette fois-ci les marnes sont jaunâtres, intercalées

avec 'quatre ou cinq' bancs de calcaires ocre, durs et épais et de passées de calcaires lumachelliques.

Turonien : Le Turonien inférieur est marneux par excellence, il est formé par des marnocalcaires en plaquettes, des marnes très calcaires fissiles et de marno-calcaires gris. Des dolomies, calcaires dolomitiques et des calcaires beiges ou roses, annoncent la fin du Turonien inférieur et le passage vers le Turonien moyen ; puis le Turonien supérieur affleure avec des marnes noires intercalées avec des calcaires lumachelliques, des marno-calcaires gris en plaquettes à altération blanchâtre et des marnes noires gypsifères au sommet.

Emschérien : (Coniacien & Santonien)

Coniacien : Marnes noires- vertes avec des assises épaisses de lumachelles ocre.

Santonien : Marnes noires ou vertes toujours, mais cette fois avec de rares passées calcaires. Ces marnes verdâtres sont jaunes en altération.

Le Sénonien inférieur (Coniacien, Santonien) est formé d'une puissante série (635 m), dont l'épaisseur varie de 200 à 300 m à l'Ouenza et de 490 à 600 m à Boukhadra (Dubourdiou, 1956).

Campanien : Calcaires blancs crayeux, et des marno-calcaires feuilletés à empreintes de poissons.

Maastrichtien : Au-dessus des calcaires crayeux campaniens, des marnes grises du Maastrichtien inférieur viennent se reposer et, passent en marno-calcaires vers le sommet ; puis nous avons des calcaires massifs bien lités datant du Maastrichtien moyen. Durozoy a mis les terrains du Maastrichtien supérieur et ceux du Danien et du Montien ensembles dans une même formation, alors que les premiers appartiennent au Crétacé et les deux derniers au Paléogène (Larouci, 2016). Le Maastrichtien supérieur est constitué de marnes grises intercalées avec des calcaires à la base.

Le Sénonien supérieur (Campanien, Maastrichtien) a une épaisseur variable de 200 à 600 m (Dubourdiou, 1956). Le régime sédimentaire au Campanien supérieur et au Maastrichtien indique toujours la continuité des mêmes conditions de dépôts dans un milieu peu profond de mer chaude (Chevenine et al, 1989).

II.1.3. Paléogène

Il connaît d'importantes variations d'épaisseurs des dépôts, vers le Nord (20-30m) et le Sud (60-120m). Leur faciès est formé par des calcaires blanc micritiques lités qui s'intercalent avec des couches phosphatées vers le niveau supérieur.

Paléocène : Danien : Calcaires argileux gris clairs, légèrement crayeux, alternant avec des marnes grises. **Montien** : Marnes grises homogènes, à rares bancs de calcaires argileux et minces niveaux phosphatés ; surmontés par une lumachelle à huîtres qui se développe vers le sommet. **Thanétien** : Marnes et calcaires marneux à silex renfermant des couches de phosphate.

Eocène : (Yprésien & Lutétien)

Calcaires massifs à silex au sommet, tandis qu'à la base nous avons des calcaires marneux à silex toujours de faible épaisseur datant de l'Yprésien. À la proximité des périmètres des Monts de Mellègue, leur puissance est de 200 m. Il renferme aussi des niveaux phosphatés qui sont parfois silicifiés au sommet.

II.1.4. Néogène

Miocène : Les dépôts du Miocène peuvent atteindre dans le bassin de Ouled Soukiès (NW de l'Ouenza) une puissance de 1000 m (Dubourdieu, 1956; Kowalski et Hamimed, 2001). En se référant au rapport de Durozoy (1949), la plaine d'El-Ma El Abiod est dominée dans sa quasi-totalité par les formations d'âge miocène. Les formations d'âge miocène moyen et inférieur y affleurent largement, et le Miocène supérieur, sous faible couverture alluviale, s'étend lui-aussi sur le reste de la superficie. Ce sont des séries transgressives sur tous les terrains antérieurs.

Ils sont représentés par des formations marines transgressives reposant en discordance sur les terrains plus anciens.

Miocène Moyen et inférieur (Vindobonien et Burdigalien) :

Dans le bassin septentrional, sont représentés par des formations marines, affleuré par une série marno-gréseuse, dans autre bassin (bassin méridionale) représentés par série gréseuse continentale d'épaisseur variable de 45m à 1480m, d'après les forages hydrauliques. A la base, on trouve des poudingues siliceux, ferrugineux, intercalés avec des marnes jaunâtres à verdâtres. Au sommet, ce sont des conglomérats très durs.

Miocène Supérieur (Pontien) :

Cet étage est représenté par des formations marno-gréseuse dans le bassin de nord Tébessa et des marnes rouges continentales bariolées dans autre bassin.

Pliocène :

Caractérisé par des argiles rouges compactes, des conglomérats bien cimentés et des sables quartzeux. La formation recouvre largement les calcaires **éocènes** de la bordure nord du fossé d'effondrement de Tébessa et les calcaires **maastrichtiens** de la bordure nord-est. Les travaux de Degaichia (2014) ont fourni des précisions sur l'agencement séquentiel des sédiments du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa.

Ii.1.5. Quaternaire :

Les dépôts **quaternaires** d'origine continentale, sont fréquents dans les parties basses des reliefs et ils couvrent des surfaces importantes (plaines et vallées actuelles).

La puissance de ces dépôts varie de 10 à 30 m. Ils sont formés de croûtes calcaires, limons, éboulis, cailloutis et poudingues (Dubourdieu, 1956 ; Durozoy, 1949).

Facies Anciens :

Ce sont surtout les conglomérats formés de la cimentation d'anciens éboulis ou matériaux d'épandage divers. Les forages ont recoupé le Quaternaire sur une épaisseur de 20m. A l'ouest de la route nationale de Tébessa, la croûte calcaire est développée surtout sur les alluvions caillouteuses. La croûte calcaire est la conséquence des résidus des eaux chargées en carbonates.

Facies récents :

Il s'agit d'alluvions composées essentiellement de gravier fin et moyen parfois avec mélange de sables et d'argile. Les éboulis actuels existent au pied de tous les reliefs calcaires constituant les bordures.

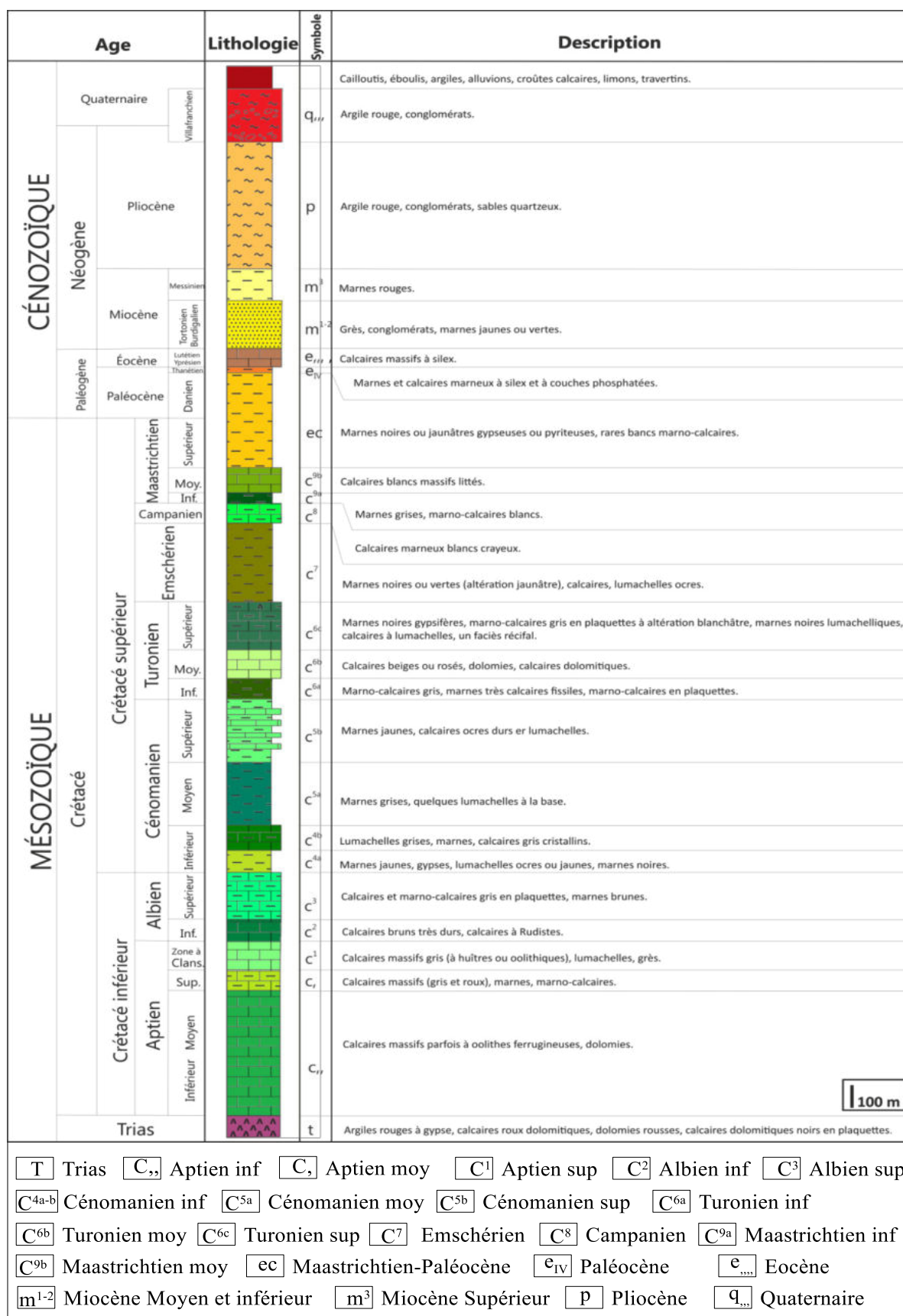


Figure. 1.2. Colonne lithostratigraphique complète de la région de Tébessa, avec une description lithologique sommaire des formations basé sur Durozoy (1956)

III. TECTONIQUE

III.1. Plissements

Des anticlinaux et des synclinaux de direction SW-NE sont recoupés par le système de failles post-pliocènes, ces structures plissées se dispersent dans toute la région de Tébessa notamment dans sa partie orientale où affleurent quelques anticlinaux à l'image de Djebel Gouraya et Djebel Djebissa. Un peu vers le sud, les plis changent de direction (E-W).

III.2. Diapirisme

Le diapir de Tébessa au Djebel Djebissa est un anticlinal triasique formé par des argiles à gypses et quelques bancs de carbonates, la remontée diapirique a eu lieu au plio-quadernaire et a un âge similaire à la subsidence du fossé d'effondrement, qui explique que la phase tectonique post-pliocène était le déclencheur de l'ascension diapirique.

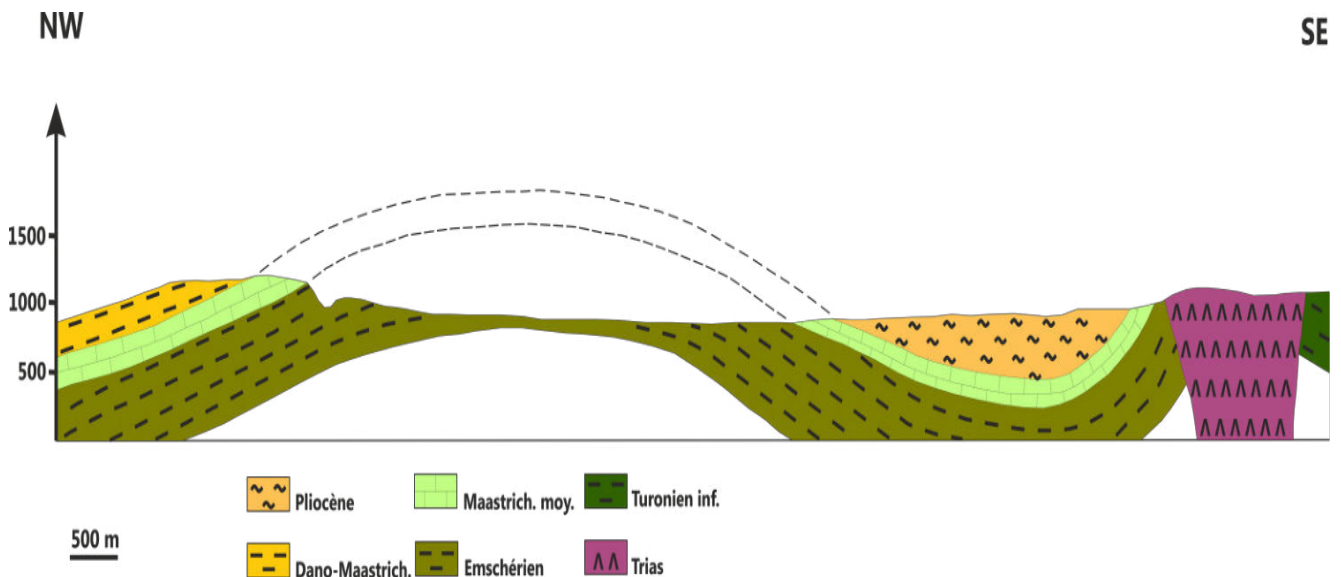


Figure. 1.3. Coupe géologique traversant le diapir qui montre une structure plissée en anticlinal (cœur emschérien) et une deuxième en synclinal (cœur pliocène), le tracé de coupe est montré sur la Figure 1.5 (l'épaisseur des formations n'est pas respectée).

III.3. Failles

La tectonique cassante est présente d'une façon remarquable à Tébessa, un grand système de failles orientées NW-SE occupe à peu près les quatre coins de la carte de cette région de l'Algérie orientale, ces failles affectent toutes les formations géologiques allant du Crétacé inférieur jusqu'au Pliocène, ce qui prouve qu'une grande phase tectonique récente (qui date probablement du Quaternaire –post-Pliocène-) a eu lieu dans la région.

D'autres failles de direction SW-N indiquent une autre phase tectonique anté-miocène, dont les mouvements ont commencé déjà au Campanien (Crétacé supérieur) et qui ont duré pendant longtemps où le paroxysme de la phase a eu lieu durant le Lutétien (Eocène).

Les premiers mouvements tectoniques cités (post-Pliocène) ont joué un rôle important pour la naissance d'un fossé effondrement (celui de Tébessa), faisant suite à une série de fossés orientés NW-SE qui se situent dans la zone des diapirs aux confins algéro-tunisiens. On peut citer à part le fossé de Tébessa : le fossé de Morsott, celui de l'Ouenza, de Targuelt, et enfin le fossé de Taoura.

Le fossé d'effondrement est bordé par les failles des deux côtés, un système de failles qui a causé la formation d'un graben (voir figure. 1.4), rempli de sédiments plio-quadernaires (Villafranchien et post-Villafranchien), surtout alluviaux.

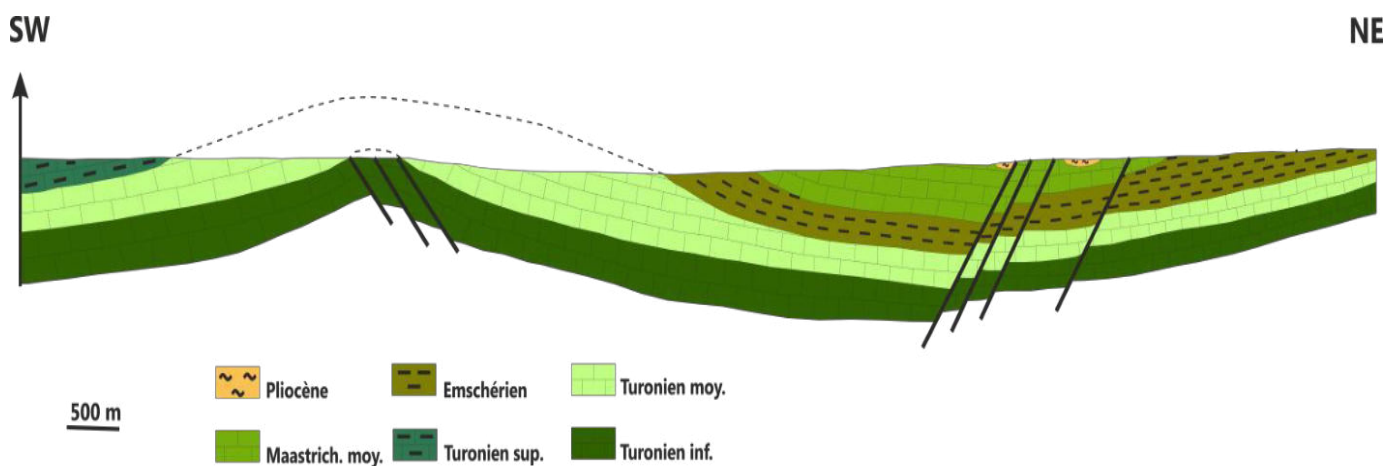


Figure .1.4. Coupe géologique passant par le fossé d'effondrement de Tébessa et qui montre les failles de part et d'autre qui forment une structure en graben. Les sédiments post-pliocènes n'ont pas été pris en considération (l'épaisseur des formations n'est pas respectée).

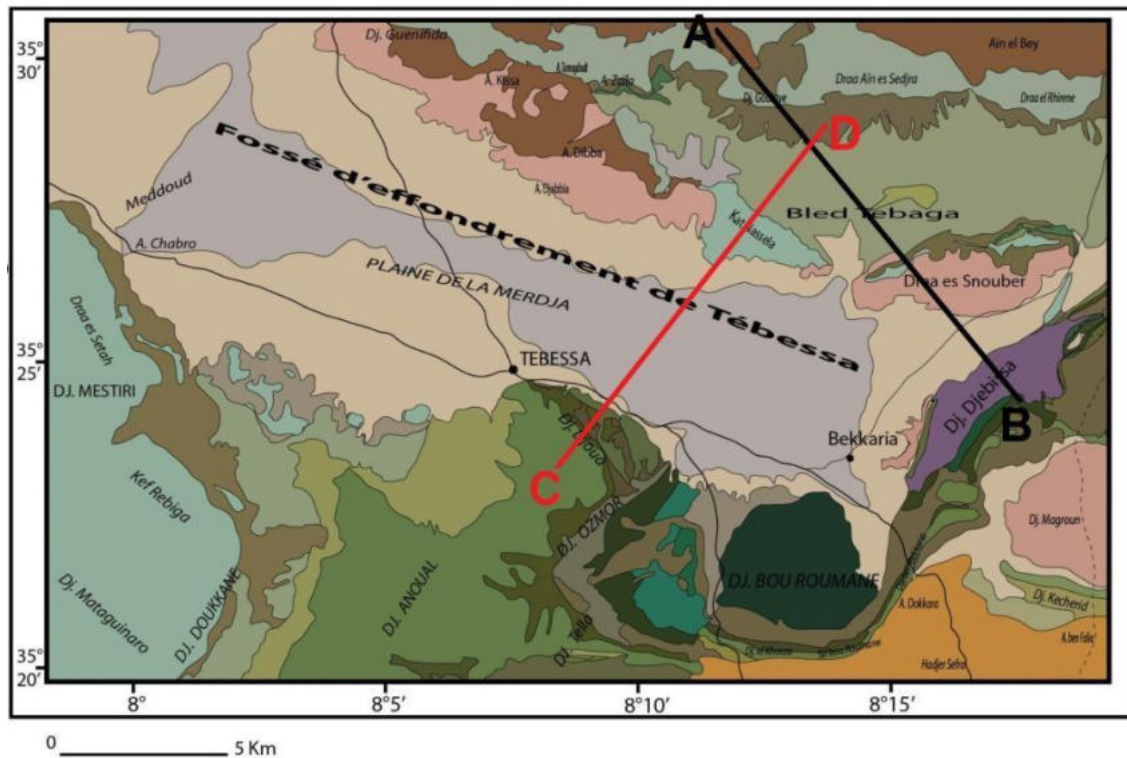


Figure 1.5 Carte géologique de la région de Tébessa avec les tracés de deux coupes traversant le diapir qui montre une structure plissée en anticlinal (cœur Emschérien) et une deuxième en synclinal (cœur pliocène). Le tracé de coupe est montré sur la Figure. 1.2 (l'épaisseur des formations n'est pas respectée)

IV. CONCLUSION

La région de Tébessa fait partie de la partie orientale de l'Atlas Saharien. Les terrains datent du Méso-Cénozoïque, les plus anciens datent du Trias et affleurent au niveau d'un diapir portant le nom de Djebel Djebissa au sud-est de la ville de Tébessa. Le Jurassique est absent, ainsi que le Crétacé inférieur anté-Aptien. A partir de ce dernier étage, nous avons des formations datant de tous les âges jusqu'au Plio-quaternaire. La région a assisté *grosso-modo* à deux phases tectoniques, la première a débuté au Crétacé supérieur et atteint sa phase ultime au Lutétien ; tandis que la seconde date du Plio-Quaternaire. On peut parler alors d'une néotectonique, les mouvements de cette dernière ont joué un rôle non seulement pour l'apparition de failles de direction NW-SE, mais également pour des plissements, pour une ascension diapirique et pour une subsidence contrôlée par les failles récemment formées qui va aboutir à la création du fossé d'effondrement de Tébessa rempli par des éboulis et des sédiments quaternaires alluviaux.

V. ETAT DES CONNAISSANCES

L'évolution des travaux depuis 1907 jusqu'à 2017 est résumée dans les descriptions ci-dessous :

A. LES TRAVAUX ANCIENS (1907-1979)

Blayac (1907) a donné une synthèse préliminaire sur la recherche minière dans la région de Tébessa.

C'est à **Brives (1919-1920)** qu'on doit les premiers travaux sur le Miocène de la région Tébessa, en signalant la présence des dents de *Dinotherium* dans la sablière d'El Kouif. Après 10 ans **Laffitte (1936)** a signalé que les faciès de la partie orientale des Aurès sont comparables au faciès de l'Atlas Saharien avec l'existence de plissement post –secondaire. **Castany (1948)** a montré la continuité du fossé d'effondrement de Tébessa vers Kasserine en Tunisie.

Durozoy et Dubourdiu (1958) ont attribué l'âge post-Villafranchien au fossé de Tébessa grâce aux déformations connues dans les sédiments continentaux du Villafranchien.

Vincenne (1950) a fait une étude minéralogique comparative dans le gisement de plomb de Hameimat, il a indiqué que la minéralisation est interstratifiée dans les couches et qu'elle est liée aux cassures.

Durozoy (1948-1956) a montré dans une carte de la région de Tébessa la stratigraphie du Crétacé en se basant sur une macrofaune abondante. Dans la région d'El Ma Labiod le Burdigalien est représenté par des grès sous une faible couverture alluviale et poudingues siliceux, le Vindobonien est représenté par des argiles. Le même auteur en (1956) considère que le Miocène inférieur et moyen est représenté par des sables et le Miocène supérieur par des marnes.

Dubourdiu (1956) a signalé que les mouvements profonds jouent un rôle prépondérant dans l'évolution de la région à partir des travaux morphologiques et pétrographiques dans la région d'El Ouenza.

Morel (1957) a réalisé une carte de 1/20000 de la région de Dj Belkif. Il a mis en évidence deux directions de plissement d'orientation N170° E et N135° E. Il a signalé aussi que le Trias est situé au Sud de cette région et il est en contact tectonique avec les séries du Crétacé. Il a noté l'existence de moules externes de bivalves (*Ostera crassissima*) dans cette région.

Dubourdiu et al (1959) signalent la présence des foraminifères *Neoveolines* dans le Miocène de Mesloul.

Voûte (1967) a montré que ce fossé s'est mis en place après le Miocène inférieur dans la plaine de Tébessa- Morsott.

Blés (1969) a effectué un travail sur la micro-fracturation de la région de Morsott et sa relation avec les plis et les failles. Le même auteur en (1969) a établi la stratigraphie du Crétacé et de l'Eocène de la feuille de Morsott, et en (1970) une notice explicative de la carte de Morsott au 1/50000.

Busson (1974) a proposé des données sur la paléogéographie et les conditions de dépôt du Trias évaporitique d'Afrique du Nord et d'Europe occidentale.

Vila (1977) grâce à la microfaune, a pu attribuer les dépôts de la région Koudiat Mami et Rahia au Miocène inférieur et moyen.

B. LES TRAVAUX RECENTS (1981-1998)

Vila (1980) dans sa thèse, a fait une étude synthétique concernant la stratigraphie, la tectonique et la paléogéographie de nombreuses régions du Nord Algérien, aux confins algéro-tunisiens.

Masse et Chikhi (1982) ont proposé une organisation et une dynamique de la formation de la plate-forme carbonatée de l'Ouenza durant l'Aptien supérieur.

Othmanine (1987) dans une thèse de Doctorat (3ème cycle), a fait une étude sur la paléogéographie albo-aptienne, le diapirisme, la minéralisation et la structure de Dj Mzouzia, Dj.Bekfif, Hameimat Nord et Hameimat Sud, et il a expliqué l'absence du Jurassique. **Zerdazi (1990)** a signalé que les axes positifs et négatifs qui caractérisent les structures anticlinales et synclinales orientées NESW deviennent plus compliqués vers l'Est et surtout vers le SE en direction de Tébessa après il a établi une carte gravimétrique des environs de Tébessa.

Kowalski et al (1995) ont fait une étude sur le Miocène des environs de Tébessa et ils ont considéré le Miocène supérieur de la région d'El Ma Labiod comme une série azoïque. Cependant, ces mêmes dépôts ont été datés par corrélation lithologique avec les sédiments du Miocène de Mechta Remila et de Koudiat au nord de Tébessa.

Vila (1996) a mentionné dans une étude de surface des masses triasiques de la région de Ben Gasseur et de l'Anticlinal du Kef. Il a appliqué le modèle de « glacier de sel » sous-marin dans cette région.

Boufaâ et al (1996), ont fait une étude concernant l'évolution Néogène des structures atlasiques dans les environs de Tébessa. Pour eux, ces structures sont le résultat d'une tectonique à évolution polyphasée.

Perthuisot et al (1998) ont donné deux hypothèses sur la mise en place du matériel triasique et ils ont conclu que le modèle « glacier de sel » n'est pas applicable, tandis que le modèle diapir reste valide dans la région de l'Afrique du Nord par une étude des corps triasiques dans la région de Mellègue.

Piqué et al (1998) ont fait une étude sur l'évolution du Maghreb pendant la période Mésocénozoïque domaines Atlasiques.

C. LES TRAVAUX MODERNES (1999-2010)

Kowalski et Hamimed (2000) ont signalé que la région est caractérisée par une tectonique halocinétique polyphasée et que le modèle de glacier de sel n'est pas applicable dans cette région par étude comparative de tous les travaux effectués sur le Trias et sa mise en place dans la région des confins Algéro-tunisiens.

Hamimed et al. (2001) ont signalé que les sédiments du Miocène sont déposés dans des environnements fluviaux, deltaïques, lacustres et palustres du Miocène d'El Ma Labiod malgré l'absence d'indicateurs biostratigraphique, un âge Tortonien a été attribué à ces dépôts.

Sihem Selmi-Laouar (2004) dans une thèse de doctorat, a fait une étude géochimique à l'aide des isotopes stables sur la minéralisation polymétallique de la zone des diapirs du Nord de Tébessa. Elle a mentionné que les formations albo-aptiennes à caractère récifal en contact avec le Trias sont les plus minéralisées en Pb, Zn, Ba, F. Les différents types morphologiques des gisements sont affectés par deux générations de minéralisations (précoce et tardive).

Hamimed (2004) dans une thèse de doctorat ; a fait une étude sédimentologique et paléogéographique des dépôts Miocènes au pays du Nord-Est de l'Atlas saharien des confins Algéro-Tunisiens. Il a conclu que le bassin Miocène de Tébessa est subdivisé en deux parties, bassin méridional au sud de Tébessa et bassin septentrional au nord.

Les deux bassins affleurent largement, sous divers faciès, Les dépôts du Miocène inférieur et moyen correspondent à des grès, sables, marnes et conglomérates et reposent par une surface

transgressive sur les formations anti-miocènes (albiennes, sénoniennes et même triasiques), alors que le Miocène terminal est caractérisé par des marnes rouges avec de rares niveaux bariolés, marquant l'installation d'une phase de régression, l'épaisseur de la série Miocène varie entre 50 m et 200 m, elle est représentée par quatre unités stratigraphiques (Burdiglien, Langhien – Serravallien et Tortonien)

D. ETAT ACTUEL DES TRAVAUX (2010-2017)

Djerrab et al (2010, 2012, 2013) ont mené des études paléontologiques, sédimentologiques et archéologique sur les formations Quaternaires dans les différentes régions de Tébessa (Ouest Youkous, Le massif du Dyr, Ain Zerga, El-Aouinet, Birzgane et Oued Adaila...etc.). Ces études sont basées sur l'application des méthodes magnétiques et granulométrique aux sédiments quaternaires pour retracer l'évolution paleoenvironnemental pendant le Quaternaire

Ruault-Djerrab et al. (2011, 2012, 2014) ont fait une étude sur les dépôts du Crétacé et ils ont considéré que ces sédiments sont déposés dans une plate-forme externe profonde dans un environnement de pente supérieure dans des conditions de faible oxygénation, la microfaune planctonique et l'analyse géochimique ont permis de mettre en évidence l'OAE-2 dans cette région. Durant le Crétacé supérieur, la sédimentation est essentiellement marneuse.

Defaflia (2014) dans une thèse doctorat, a fait une étude stratigraphique et paléoenvironnementale des formations Quaternaires de la région d'El Ma El Abiod (Tébessa, Algérie). Il a conclu que les dépôts sédimentaires se sont mis en place pendant le Quaternaire sous des conditions climatiques plus clémentes que l'actuel et une alternance d'un milieu calme favorisant la pédogenèse avec un régime dynamique caractérisé par la dominance de la fraction grossière.

Degaichia (2014) dans une thèse doctorat en sciences a fait des études sédimentologiques et paléoenvironnementales sur les sédiments du Pliocène du fossé d'effondrement de Tébessa.

Boulamia (2015) dans une thèse de doctorat, a fait des études sédimentologiques et pétro-minéralogiques sur les phosphates d'origine marine. Il a conclu que le matériau phosphaté est représenté par des pastilles, des coprolithes, de l'émailloïde et de la dentine de dents de poissons marins et il est cimenté par une matrice argileuse ou carbonatée.

Defaflia et al. (2015) ont fait des études sur les grabens Mio-Plio-Quaternaires aux confins Algéro-Tunisiens et ont conclu que tous les fossés d'effondrement dans les confins Algéro-Tunisiens coupent les structures Atlasiques fini-lutésiennes plus vieilles qu'eux. La phase distensive Miocène se manifeste par la création des fossés d'effondrements. Il existe deux phases de plissements post-miocènes dans les environs de Tébessa : les plissements du Pliocène inférieur, dont la phase distensive a causé l'effondrement du fossé de Morsott, et les plissements du Pliocène supérieur (Villafranchien inférieur).

Kechiched (2017, 2018, 2020) a fait une étude géochimique et sédimentologique sur les phosphates de la région de Tébessa, il a constaté que les formations du Paléocène et de l'Eocène de cette région sont constituées essentiellement de marnes, de calcaires coquilliers, calcaires riches en dents de requin et de Nummulites, montrant des nodules de silex et des couches de phosphorite. Le matériau phosphaté est représenté par des pastilles, des Coprolithes, de l'émailloïde et de la dentine de dents de poissons marins et il est cimenté par une matrice argileuse ou carbonatée et montrent un enrichissement en glauconite qui peut indiquer des processus de retravail des particules phosphatées avant leur dépôt et leur enfouissement final dans un environnement suboxique à sous réduit pourraient être enregistrés dans les Phosphorites de Tébessa.

Partie I : Généralités
Chapitre 02 : Matériels et Méthodes

Chapitre 02 : Matériels et Méthodes

I. INTRODUCTION

Ce chapitre est consacré aux méthodes suivies pour l'élaboration de ce travail. Nous avons procédé à des analyses sédimentologiques, chimiques/minéralogiques et micropaléontologiques qui permettent de mettre en évidence les paléoenvironnements des coupes étudiées.

Notre travail est divisé en deux parties principales :

- Travaux de terrain ;
- Travaux en laboratoire.

1. TRAVAUX DE TERRAIN :

Sur le terrain, nous nous sommes basés sur la description macroscopique des niveaux stratigraphiques des coupes d'EL MA EL ABIOD et d'EL KOUIF. Un échantillonnage bien détaillé a été entrepris sur les différents niveaux observés dans l'objectif d'établir l'évolution paléoenvironnementale et la répétition microfaunistique dans les zones étudiées.

Description macroscopique :

Cette opération a pour but d'obtenir des informations sur les macrofaciès (l'épaisseur, la texture, la couleur, la forme et la nature des limites, les structures sédimentaires)

Echantillonnage :

Un échantillonnage systématique, tous les 5 cm à 20 cm, a été réalisé sur les coupes stratigraphiques (500g pour chaque échantillon).

2. TRAVAUX DE LABORATOIRE :

Ils consistent en trois types d'analyse :

2.1. Analyse sédimentologique

Elle est basée sur :

2.1.1. Analyse Granulométrique

2.1.1.1. Définition et but de l'analyse granulométrique

L'analyse granulométrique est une technique pour classer les sédiments. Elle permet la séparation d'un ensemble de particules, en fonction de leur taille, en classes granulométriques. Les classes de particules obtenues sont appelés fractions granulométriques.

Cette analyse permettra de connaître les substances associées aux fractions granulométriques contenues dans les sédiments. L'analyse granulométrique est utilisée pour reconstituer les conditions de transport et les différents modes de transport ; avec différents coefficients sédimentologiques correspondant à divers paléoenvironnements.

a-La fraction grossière, dont le diamètre est supérieur à 2 mm, est récupérée pour réaliser la granulométrie par tamisage.

b- La fraction fine : L'analyse granulométrique de la fraction fine est appliquée au sédiment brut et au sédiment décarbonaté dans le but d'une comparaison.

2.1.1.2. *Appareillage et principe de mesure :*

Traditionnellement, les analyses granulométriques étaient effectuées par tamisage à l'aide de tamis à mailles croissantes. Ces tamis étaient secoués manuellement ou à l'aide de dispositifs mécaniques. Actuellement, des appareils de plus en plus perfectionnés (granulomètre laser) facilitent les analyses. La granulométrie laser est une technique basée sur la diffraction et la diffusion d'un faisceau laser frappant une particule. Cette méthode repose sur deux théories fondamentales de Fraunhofer et de Mie.

2.1.1.3. *La théorie de Fraunhofer :* les particules sont opaques sphériques et leurs diamètres sont supérieurs à la longueur d'onde utilisée et les particules diffractent la lumière avec la même efficacité lorsque les rayons sont diffractés.

2.1.1.4. *La théorie de Mie :* la théorie de Mie est une continuation de la théorie de Fraunhofer. La lumière n'est pas seulement diffractée par la particule mais aussi réfléchi et diffusée en cas de différence de milieux.

La granulométrie laser présente de nombreux avantages par rapport à la granulométrie classique, et notamment un gain de temps considérable dans l'obtention des résultats graphiques et des paramètres statistiques de la distribution détaillée.

Nous avons utilisé le granulomètre laser MALVERNE 2000 (laboratoire de l'institut de paléontologie humaine de Paris - France) pour mesurer la taille des grains de 0,04 μm à 2 mm. L'avantage principal est donc d'avoir accès à la distribution de tous les lots granulométriques

plus fins. Ainsi les indices permettant des comparaisons entre les sédiments établis à l'origine à partir de données par pesées sont difficilement applicables pour des données calculées en volume, c'est pourquoi nous ne les avons pas utilisés.



Figures 2.1. Granulomètre laser Mastersizer 2000 de MALVERN.

2.1.1.5. Les étapes et le protocole

- Les échantillons sont versés dans le module voie humide, avec l'eau comme fluide transporteur,
- Les échantillons subissent une défloculation par ultrasons durant 30 secondes
- Dans la cellule de mesure, le faisceau laser rencontre les particules dont le trajet est guidé par un courant (les particules comme des déflecteurs)
- Les particules réémettent la lumière incidente avec une intensité et un angle qui dépendent de leur taille.
- La lumière diffractée par chaque particule va, avec un certain angle, traverser une lentille de Fourier.
- Toutes les particules de même taille diffractent selon le même angle et tombent alors sur le même détecteur.
- Une étape de comptage a alors lieu.
- Le logiciel convertit les courbes de flux en courbes de volume des particules, les courbes de fréquence et les courbes cumulatives :

A. *Courbe de fréquence* : la forme de la courbe indique le degré de classement (Miskovsky et Debard, 2002).

B. *Courbe cumulative* : on peut déduire les différents quartiles et les divers paramètres de distribution. (Krumbein 2000) ($\Phi = -\text{Log}_2(x)$,

x = diamètre en mm.

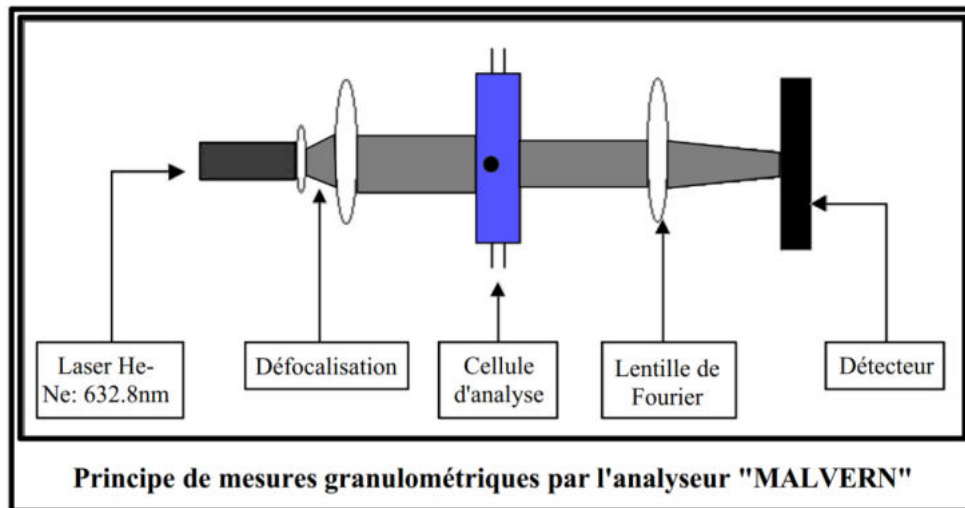


Figure 2.2. Principe de mesures granulométriques par l'analyseur MALVERN 2000.

2.1.1.6. Les paramètres granulométriques

La moyenne : C'est la moyenne logarithmique ou arithmétique (suivant la nature de l'échelle des abscisses) des valeurs de la variable indépendante. Ce paramètre donne la dimension moyenne de l'échantillon, l'énergie et la distance du transport.

L'indice de classement de Trask S_o :

$$S_o = (Q_1/Q_3)^{1/2} \text{ en mm}$$

D'après Trask, plus l'indice S_o est élevé, plus le classement est mauvais.

Tableau. 1: Classification des faciès sédimentaires en fonction de l'indice de classement (*Sorting index*) selon la Méthode Trask.

Classement	Sédiments
$So < 2,5$	Sédiment très bien classé
$2,5 < So < 3,5$	Sédiment normalement classé
$3,5 < So < 4,5$	Sédiment assez bien classé
$So > 4,5$	Sédiment mal classé

Le coefficient d'asymétrie (SK=Skewness)

Il caractérise le degré de distorsion de la symétrie de la distribution pour refléter davantage le milieu de dépôt que les conditions de transport.

$$SK = (Q1.Q3/Md2)^{1/2} \text{ en mm}$$

Tableau. 2: Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'indice d'asymétrie (Folk, 1966).

SK	Skewness Classement
$0,1 > Sk > 0,3$	Très asymétrique vers les fins
$0,3 > Sk > 0,1$	Asymétrique vers les fins
$0,1 > Sk > -0,1$	Presque symétrique
$-0,1 > Sk > -0,3$	Asymétrique vers les grossiers
$-0,3 > Sk > -1$	Très asymétrique vers les grossiers

Le Kurtosis :

Il est représentatif de la finesse du pic (sa largeur), il donne les informations sur la distribution et le transport.

Tableau. 3: Répartition des faciès sédimentaires en fonction de l'indice de Kurtosis (Folk, 1966).

K	Classement	Type de courbe
$K < 0$	Mal classée	Platykurtique
$K = 0$	Moyennement classée	Mésokurtique
$K > 0$	Bien classée	Leptokurtique

2.2. Morphoscopie des grains de quartz

Cailleux et Tricart (1963) ont proposé et appliqué cette méthode sur les grains de quartz pour examiner la forme et l'aspect de ces grains. Cette méthode donne des renseignements sur le mode de transport des grains. Ces grains sont examinés sous une loupe binoculaire.

2.2.1. Méthode d'étude :

Les grains sont préalablement lavés à l'eau ou éventuellement à l'acide chlorhydrique à froid ou à chaud. Ils sont ensuite séchés puis observés à la loupe binoculaire (isolés à sec et sur un fond noir).

Nous avons remarqué plusieurs formes, nous mentionnons les plus utilisées :

Les non usés : grains de forme anguleuse, faces planes, lisses et présentent des cassures. Ce type de grains n'a pas été transporté, ou transporté sur de faibles distances.

Les émoussés/Luisants : grains à angles émoussés, arrondis. Peut-être émoussés luisants ou opaques caractérisent un transport par l'eau sur de longues distances.

Les rond-mats : grains de forme sphérique présentant des traces de chocs qui précisent un transport par le vent.

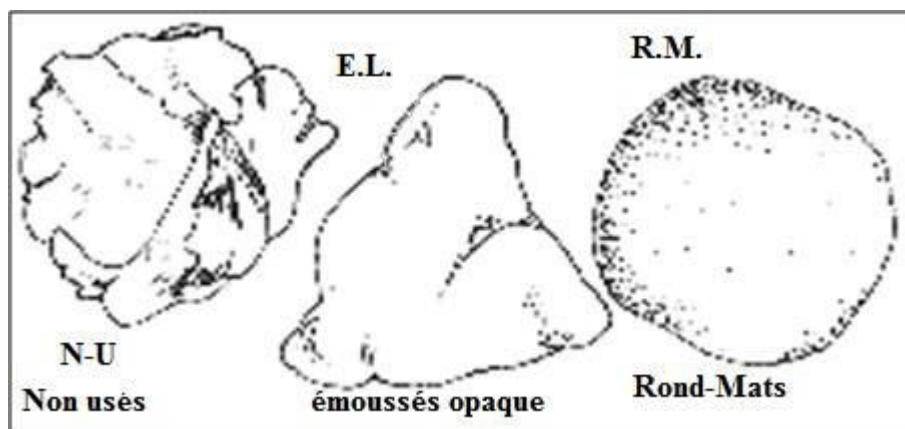
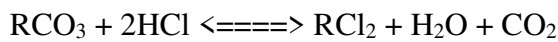


Figure 2.3. Principaux types de grains de quartz.

2.3. Dosage des carbonates

2.3.1. Définition

Le Calcimètre est un appareil destiné à la détermination de la teneur en carbonates RCO_3 des sédiments. (Figure. 2.4) L'analyse est basée sur la mesure du volume de gaz carbonique dégagé par une quantité connue de sédiment en contact avec de l'acide chlorhydrique (HCl). Aux conditions normales de l'expérience, il peut être assimilé à un gaz parfait. Le gaz dégagé lors de la réaction exerce une pression sur le liquide contenu dans la burette graduée. Le liquide passe alors d'un volume initial V_1 à un volume V_2 . L'équation de la réaction produite à l'intérieur de la burette est la suivante :



$$\text{CaCO}_3\% = [(\Delta V \text{ CO}_2 \text{ (ml)}) / M \text{ (g)}]$$

ΔV : différence de volume initiale (V_1) et volume (V_2) P : pression T° : température M : masse en g de l'échantillon

Nous avons utilisé le calcimètre de Bernard dont le principe est de déterminer le pourcentage de carbonate de calcium sur 0,5g de sédiment broyé et séché de maille inférieure à 2mm, et ajouté l'acide chlorhydrique, la réaction chimique est la suivante :



$$\% \text{ CaCO}_3 = (V.0, 25. 100) / V_0 .0, 5 = (V / V_0).50$$

V_0 : volume de CO_2 Déterminé à partir de 0,25 g de carbonate de calcium.

V : volume de CO_2 Déterminé à partir de 0,5 g de sédiment.

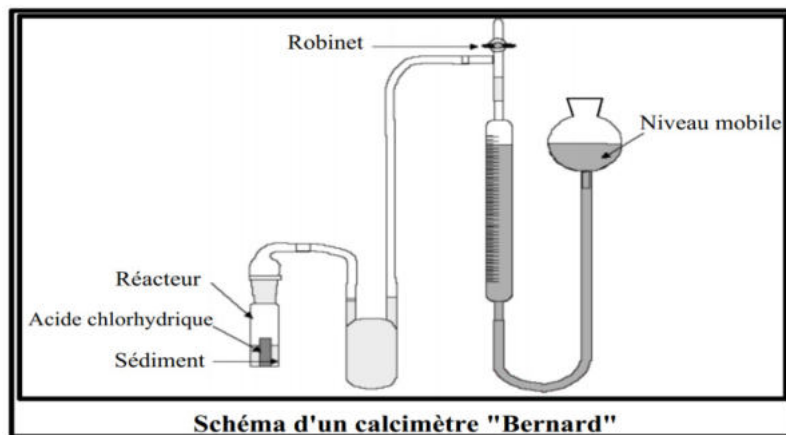


Figure 2.4. Schéma d'un calcimètre de BERNARD.

2.3. Analyses Minéralogiques

2.3.1. Minéralogie des sables

La minéralogie des sables est très importante pour reconnaître les conditions paléogéographiques.

L'échantillon brut doit être lavé entre les tamis 2 mm et 40 μ m. Les fractions récupérées sont traitées à l'acide chlorhydrique puis à l'eau oxygénée, pour éliminer respectivement les carbonates et la matière organique. La fraction récupérée est :

FS : entre 1,60 mm et 0,630 mm

FI: 0,500 mm - 0,315 mm

FII : 0,250 mm - 0,160 mm

FIII : 0,125 mm - 0,040 mm

2.3.2. Minéraux légers : Cette analyse concerne les fractions FI (de 315 à 500 μ m) qui ont été séparées densimétriquement à l'aide du bromoforme (CHBr_3) d'une densité de 2,89. La détermination minéralogique se réalise au microscope polarisant en se basant sur leurs critères optiques propres (Parfenoff et al, 1970) et la teneur en chaque minéral est rapportée à l'ensemble de la fraction.

2.3.3. *Minéraux lourds* : après la séparation par le bromoforme (CHBr₃), 200 grains des fractions lourdes sont montés entre lame et lamelle par le baume du Canada. Les lames sont observées par microscope optique polarisant à différents grossissements. L'identification des minéraux est assurée à l'aide de la description minéralogique de Parfenoff et al. (1970) et Tourenq (2002).

2.3.4. La minéralogie des argiles

2.3.4.1. La minéralogie par diffraction des rayons X

La diffraction des rayons X constitue la technique la mieux adaptée et la plus répandue pour identifier de façon qualitative et semi-quantitative les argiles minérales de petite taille, souvent mal cristallisées et hydratées, de forme lamellaire ou fibreuse, et souvent présentes en mélange complexe d'espèces.

2.3.4.2. Principe de la diffraction des rayons X (DRX)

Cette méthode repose sur le fait qu'un faisceau de rayons X vient diffracter sur des plans spécifiques selon le principe de la loi de Bragg :

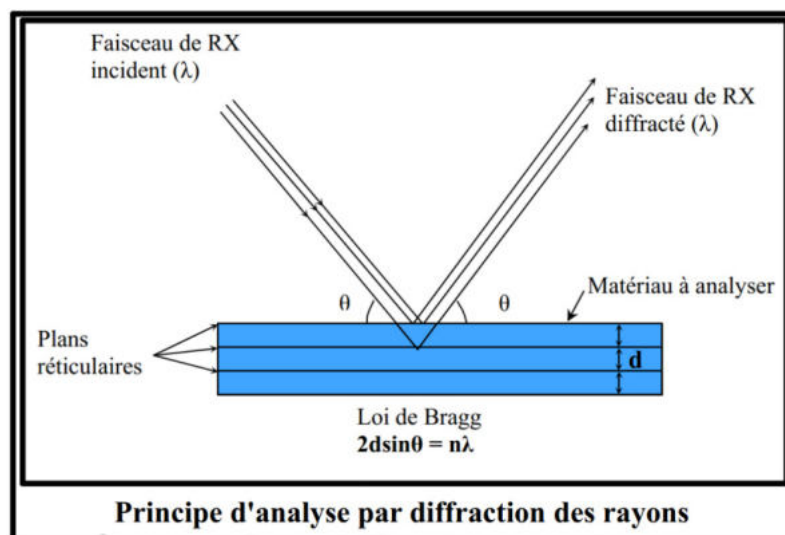


Figure 2.5. Principe de la diffraction et illustration de la Loi de Bragg (Eslinger&Peaver, 1988).

Où :

n est l'ordre de diffraction (nombre entier) ;

λ , la longueur d'onde de la source ;

d , la distance inter-réticulaire, c'est-à-dire l'espacement entre deux plans parallèles successifs du réseau cristallin ;

θ , l'angle entre le faisceau incident et le réseau de plans.

La préparation des échantillons a été réalisée généralement selon la procédure de Holtzapffel (1985)

2.3.4.3. Analyse qualitative et semi-quantitative

Une analyse diffractométrique complète nécessite plusieurs traitements où chaque échantillon subit trois passages au diffractomètre :

- Dans des conditions naturelles après séchage à température ambiante, insuffisantes pour distinguer entre elles certaines espèces argileuses, dont les espacements interfoliaires sont voisins ou variables ;
- Après saturation à l'éthylène glycol, dans le but de « faire gonfler » les feuillettes smectitiques
- Après chauffage à 500°C, afin de caractériser les minéraux hydratés, particulièrement sensibles à la chaleur (kaolinite).

2.3.4.4. Type de diagramme obtenu

Dans le cas d'un échantillon brut, nous enregistrons pour un même échantillon trois spectres obtenus dans des conditions expérimentales différentes, un spectre à l'état naturel (spectre N), le second après solvatisation (spectre EG) et le troisième après chauffage (spectre H). Donc le spectre sera la résultante de la somme des spectres individuels avec des superpositions éventuelles.

A. Diagramme normal (N) : (en rouge) Il est obtenu à partir d'une lame séchée à l'air

B. Après Chauffage (H) : (en vert) Le chauffage à 500° C pendant 2 h permet de détruire la Kaolinite en respectant les Chlorites. Après ces traitements, les Vermiculites et les Smectites sont déshydratés de façon irréversible.

C. Après Solvatisation (EG) : (en bleu) Les lames sont placées une nuit dans un dessiccateur où vient se former une atmosphère d'Ethylène Glycol. Ce traitement a pour effet de gonfler les Smectites et en partie les Vermiculites.

D. Pour déterminer le pourcentage de chaque minéral argileux en appliquant la méthode semi quantitative qui se base sur le calcul de l'aire du triangle constituant le pic. On a multiplié

l'aire de chaque triangle par le pouvoir réflecteur de chaque minéral argileux.

Tableau. 4 : Effets Réflexions principales et pouvoir réflecteur des minéraux argileux

Minéral	2 θ	d(Å)	Pouvoir réflecteur
Kaolinite	12.46	7.1	2
Illite	8.84	10	1
Smectite	5.18	17	4
Chlorite	6.3	14	2
Palygorskite	8.34	10.6	0.67

2.3.4.5. L'analyse qualitative

L'analyse qualitative et la détermination de chaque diffractogramme se fait en plusieurs étapes. Nous commençons avec une observation et la vision globale de l'échantillon, et la recherche sur l'essai naturel des réflexions basales et réflexions harmoniques qui caractérisent les différentes espèces argileuses a suivi par la détermination du comportement d'une réflexion sur les essais glycolés et chauffés.

Nous avons appliqué cette étape à l'aide du logiciel X'PertHighScore Plus, recommandé pour le traitement et l'identification des minéraux argileux.

2.4. Analyses micropaléontologiques

2.4.1. Préparation des échantillons

Par les étapes suivantes :

a. Lavage, tri : Le lavage est utilisé pour extraire les microfossiles des sédiments meubles (Pujos, 1976). Les sédiments sont désagrégés et tamisés sous un jet d'eau sur une série de deux tamis (250 et 80 μm) puis séchés. Après séchage, le tri a été réalisé pour la fraction supérieure à 250 et 125 μm . Ensuite, les microfossiles sont prélevés à l'aide d'un pinceau fin et placés dans des cellules pour leur identification.

b. Détermination et comptage : La détermination des espèces de foraminifères et d'ostracodes se fait suite à l'identification des caractères morphologiques des différents tests et à l'aide des catalogues disponibles. Le comptage des individus de chaque espèce va servir pour calculer les fréquences qui, en considérant la signification paléo-écologique de chacune d'entre elles, permettront une visualisation paléo-environnementale.

2.4.2. Microfossiles disponibles

L'étude de la microfaune (foraminifères/ostracodes) est un outil important pour la datation stratigraphique et la reconstitution des paléoenvironnements.

2.4.2.1. Les foraminifères

a. Généralités

Les foraminifères sont des protozoaires (Sen Gupta, 1999). Les tests des foraminifères peuvent être de nature organique, agglutinée, carbonatée et même siliceuse (rarement). Ces tests comprennent une ou plusieurs chambres (loges), et un ou plusieurs orifices. Leur taille varie généralement de 38 μm à 1 mm.

Les coquilles confèrent aux foraminifères une capacité de fossilisation dépendant principalement de leur nature propre ainsi que des conditions physicochimiques du milieu sédimentaire.

La morphologie et la composition chimique du test constitue le principal critère de classification actuelle des foraminifères (Loeblich et Tappan, 1988 ; Sen Gupta, 1999).

b. Micro-habitat

Le microhabitat est la répartition dans le sédiment des foraminifères benthiques (à cause des conditions physico-chimiques et écologiques du sédiment (Corliss, 1985) et de l'activité biologique). Il est généralement étudié jusqu'à dix centimètres de profondeur. Il y a deux types d'espèces ; un type vivant sur la surface du sédiment (épipéliques) et un autre type vivant dans le sédiment (endopéliques).

Le modèle de TROX (TROphic et OXYgen), explique cette distribution en fonction de ces paramètres (Figure. 2.6 ; Jorissen, et al., 1995). La présence et la répartition de l'oxygène en profondeur contrôle la vie et la distribution des organismes. Elle est déterminée par la disponibilité en nourriture.

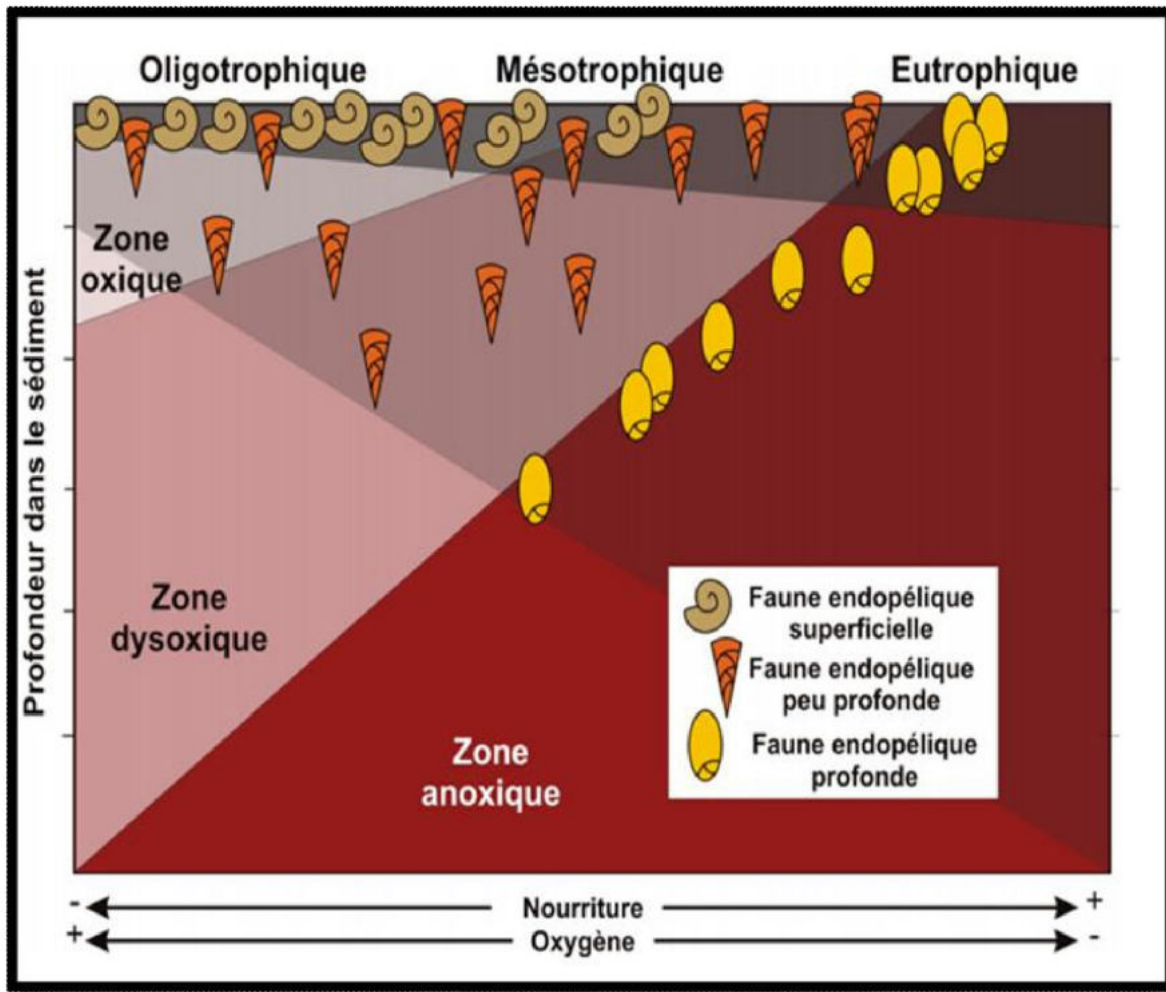


Figure 2.6. Modèle de microhabitat en fonction de la profondeur de la zone oxique et de l'abondance de la matière organique (Jorissen et al., 1995 ; De Stigter, 1996).

L'abondance et la distribution des foraminifères sont en majorité contrôlées par les paramètres suivants :

b.1. L'oxygénation

Selon Sen Gupta et Machain- Castillo, 1993 ; Gooday, 1994 ; Jorissen et al., 1995 ; Gooday et al., 2000.; L'oxygène est un élément essentiel contrôlant la vie ainsi que la biodiversité des foraminifères benthiques. Dans les bassins fermés tels que les étangs, les lagunes ou les marais salants, la richesse spécifique diminue.

b.2.2 La matière organique

La composition, la densité et les microhabitats des communautés de foraminifères benthiques sont influencés par la qualité de la matière organique exportée au sédiment (Altenbach et

Sarnthein, 1989 ; Corliss et Emerson, 1990 ; Corliss, 1991 ; Jorissen et al., 1995, Jorissen et al., 1998 ; De Rijk et al., 2000 ; Licari et al., 2003).

b.2.3. Le pH

Ce paramètre intervient dans la constitution des tests. Les tests agglutinés sont plus résistants aux pH acides (Murray, 1991). Boltovskoy et Wright (1976) ont observé que la dissolution des tests calcaires commençait à partir d'un pH de 7,8.

b.3.4. La salinité

La salinité du milieu contrôle les types et la distribution des foraminifères. Ils sont de type euhalin dans les milieux hyposalins, sténohalin en cas de salinité normale et euryhalin dans les milieux hypersalins avec diminution de diversité et du nombre d'espèces vers les salinités extrêmes (Murray, 2006).

b.3.5. La température et l'hydrodynamisme

Les variations de température et l'énergie du milieu contrôlent l'apport en oxygène (Murray, 2006).

2.4.2.2. Les ostracodes

Les ostracodes sont des crustacés de petite taille (entre 0.5 et 2 mm), appartenant à l'embranchement des Arthropodes. Le corps est protégé par une carapace bivalve, calcifiée, articulée dorsalement par une charnière. Ils sont adaptés à tous les milieux aquatiques depuis les mares stagnantes dans les champs mal drainés sur le continent jusqu'aux fonds abyssaux. Ils ont, dans 98% des cas, un mode de vie benthique. A la mort de l'individu, les parties molles disparaissent rapidement et seule la carapace se fossilise.

Les ostracodes font partie d'un des plus grands groupes de crustacés possédant un enregistrement fossile riche et continu depuis le Cambrien supérieur (plus de 65 000 espèces fossiles et espèces vivantes ont déjà été décrites (Horne et al, 2002)).

a. Ecologie et mode de vie :

La plupart des ostracodes sont benthiques. La systématique des ostracodes fossiles est basée principalement sur les caractéristiques morphologiques de la carapace et la surface des valves.

Les conditions naturelles qui contrôlent la distribution des ostracodes sont la salinité, la température, la nature du substrat, la bathymétrie et la quantité de nutriments (Whatley, 1988).

b. La salinité

Les ostracodes occupent une large variété d'environnements en fonction de leur tolérance à la salinité et à ses fluctuations (De Deckker et al., 2011 ; Remane et Schlipper, 1958).

-Les assemblages d'eau douce : Le nombre d'espèce diminue.

-Les assemblages d'eau saumâtre : sont généralement euryhalins et eurythermes caractérisés par *Cyprideistorosa*.

- Les ostracodes marins : les plus abondants et les plus diversifiés. Certains genres supportent de petites variations de salinité (euryhalins) en littoral.

c. Température

La plupart des ostracodes sont eurythermes. Les ostracodes psychrosphériques habitent la psychrosphère bien oxygénée et quelques espèces sont eurythermes.

d. Le substrat

Les sédiments grossiers (sables, oolites...) ont une population d'ostracodes très restreinte. Les sédiments mixtes sableux et argileux renferment une faune beaucoup plus importante.

e. Profondeur et oxygénation des eaux

La profondeur joue un rôle dans la distribution de la teneur en oxygène dissous dans l'eau, donc elle contrôle la distribution spatiale et temporelle des ostracodes.

Dans cette étude, les paramètres suivants sont établis, analysés et comparés :

La densité faunistique : C'est le nombre total des ostracodes et des foraminifères par unité de poids de sédiment brut. Elle renseigne sur la richesse trophique, la bonne ventilation et le niveau d'énergie du milieu,

La richesse spécifique : le nombre d'espèces élevé témoigne de la stabilité physico-chimique du milieu de vie,

Les associations : En fonction de la composition de chaque association et en la comparant par rapport aux environnements actuels, on pourra la rattacher à l'un des milieux marins, côtiers, lagunaire ou saumâtre.

L'indice de pélagisme: il s'agit du rapport entre les foraminifères planctoniques sur le total de foraminifères.

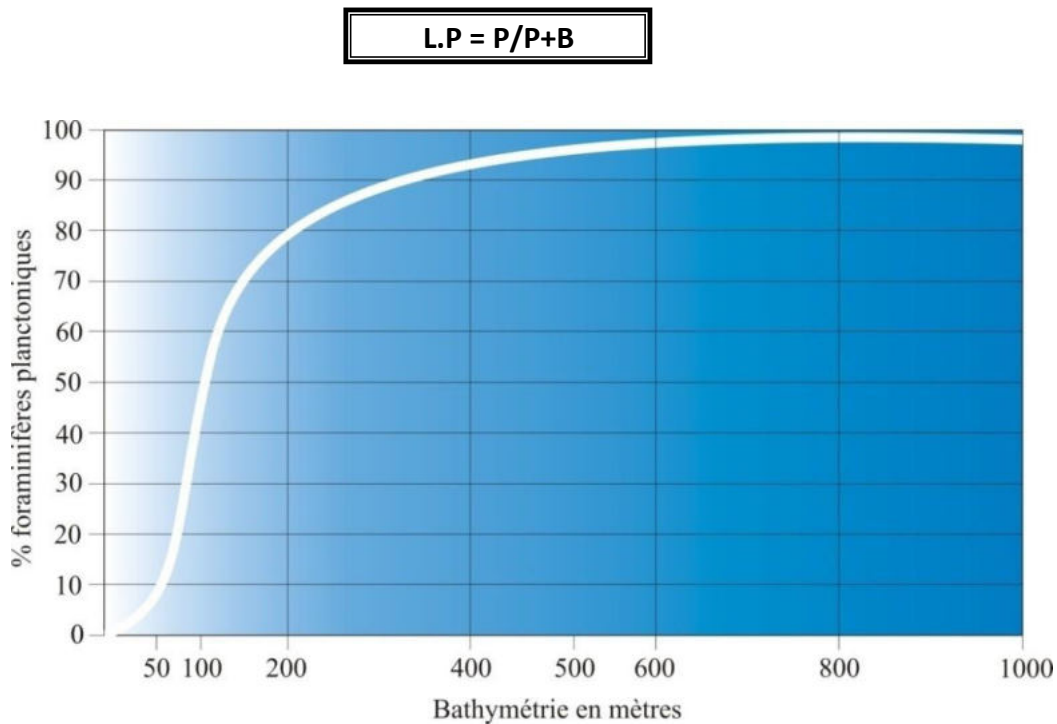


Figure 2.7. Indice de pélagisme (Gibson *in* Bellier et al., 2010)

Indices de diversité : Les indices de diversité sont fréquemment utilisés en écologie car ils constituent des paramètres de caractérisation d'un peuplement.

Les indices de diversité de Shannon (H) et d'Equitabilité (E) (Shannon, 1948 ; Hayek et Buzas, 1997) ont également été calculés afin d'évaluer la biodiversité de chaque échantillon.

L'indice de Shannon (H) : Il est le plus fréquemment employé dans les études d'écologie benthique. L'indice de Shannon (H) se calcule avec la formule suivante :

$$H = - \sum P_i * \text{Log}_2 (P_i)$$

Avec P_i : abondance relative = N_i / N pour i variant de 1 à n N_i : nombre d'individus de l'espèce i dans l'échantillon

N : nombre d'individus total de l'échantillon.

L'indice de Shannon (H) est minimal (=0) si tous les individus du peuplement appartiennent à

une seule et même espèce.

H est également minimal si, dans un peuplement chaque espèce est représentée par un seul individu, excepté une espèce qui est représentée par tous les autres individus du peuplement. H est maximal quand tous les individus sont répartis d'une façon égale sur toutes les espèces (Frontier,1983).

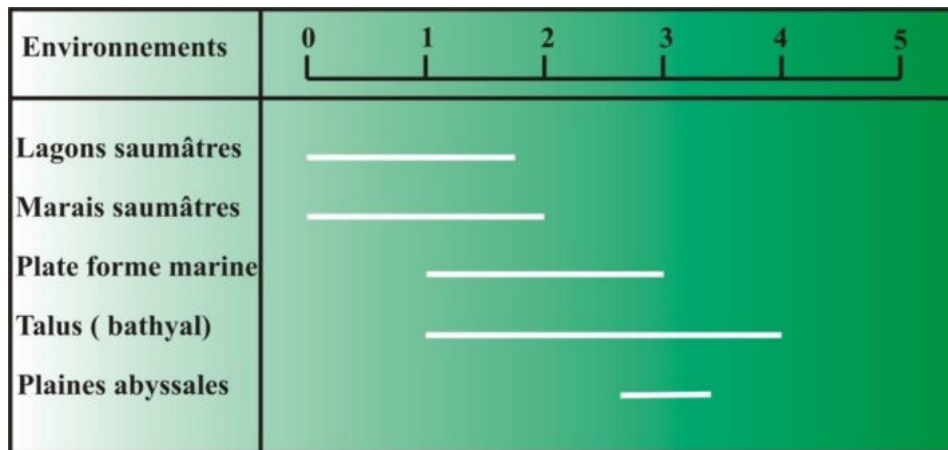


Figure 2.8. Indice de diversité des assemblages de foraminifères benthique actuels dans les différents environnements (Murray in Labdi 2000)

- L'équitabilité (E)

L'indice d'équitabilité (E) (Piélou, 1966) représente le rapport entre la diversité spécifique maximale théorique et le logarithme en base 2 de richesse spécifique de l'échantillon, et qui varie entre [0 et 1]

$$E = H / \text{Log}_2 (N).$$

Cet indice (E) est maximal quand les espèces ont des abondances identiques dans le peuplement et il est minimal quand une seule espèce domine tout le peuplement.

***Partie II : Etude Sédimentologique et
Ichnologique
Chapitre 03 : Etude Sédimentologique***

Chapitre 3 : Etude sédimentologique

I. Introduction :

Ce chapitre est basé sur l'analyse sédimentologique des dépôts miocènes de Tébessa, à partir de l'examen de deux coupes levées dans le site d'étude. L'approche sédimentologique adoptée pour études lithologique, granulométrique et minéralogique, afin de déterminer le paléoenvironnement.

I. Localisation des coupes

Deux coupes ont été réalisées dans les carrières de sable d'El Kouif et El Hajdra Safra. Les prélèvements sont répartis systématiquement (Figure 3.1) Les coupes sont décomposées en plusieurs niveaux successifs caractérisés par des critères lithologiques et faunistiques distincts et ce, du sommet à la base.

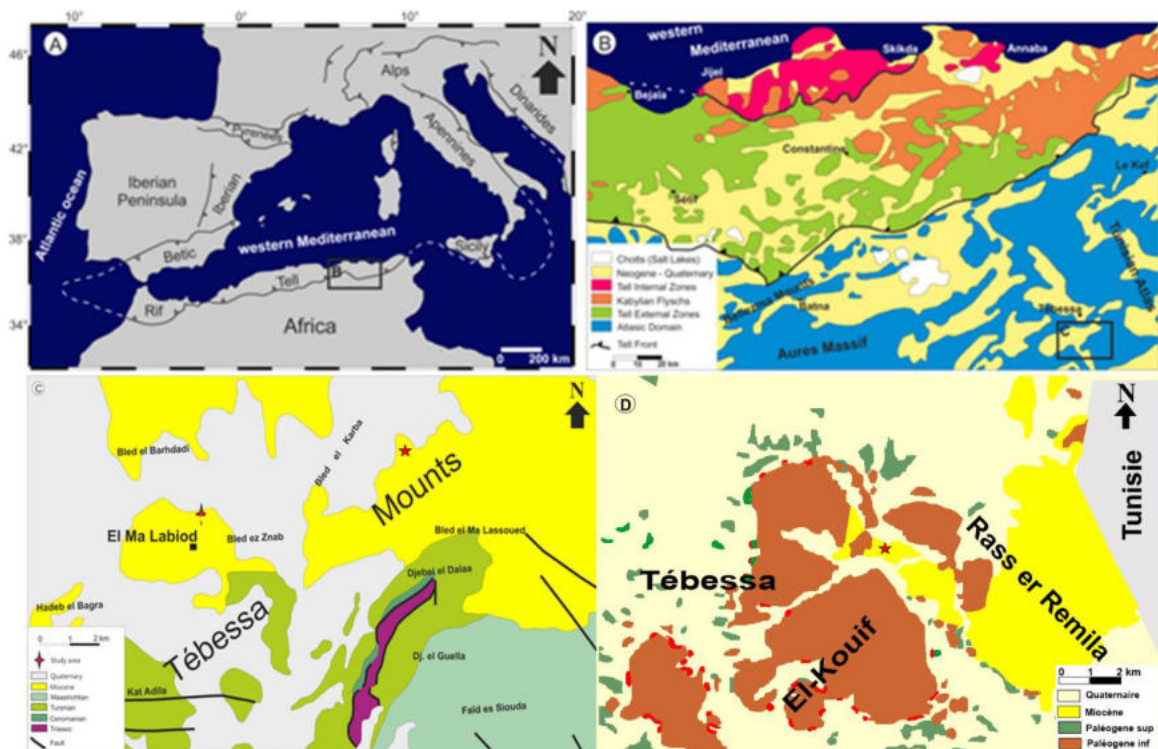


Figure 3.1. Localisation des deux coupes étudiées : (A) Emplacement géographique de la zone étudiée (modifié après Soria et al., 2005) ; (B) Carte structurale de l'Est de l'Algérie (modifiée après Benhenni et al., 2019) ; (C) Carte géologique simplifiée de la région d'El Ma Labiod, (D) Carte géologique simplifiée de la région d'El Kouif, Tébessa (extraite de la carte géologique d'Algérie, d'après l'Agence algérienne de géologie « ASGA »)

1.1. Coupe stratigraphique I (El Hadjra Safra)

Trente-cinq (35) échantillons ont été prélevés d'une façon systématique du sommet vers la base de la coupe stratigraphique.

1.1.1. Description des niveaux lithologiques

La coupe de EL hajra Safra est prélevée dans la carrière de sable d'El Ma Labiod, et elle atteint 250 cm de profondeur (**Figure. 3.2**). Cette coupe géologique est subdivisée en trois (03) niveaux, du sommet à la base, on distingue :

Niveau 1 (entre 0 et 115 cm) : Ce niveau est dominé par une matrice limoneuse et des sables très fins silteux subordonnant des couches de sable fin à grossier, caractérisés par l'absence de la faune à la base ;

Niveau 2 (entre 115 et 210 cm) : Ce niveau présente une granulométrie à forte hétérogénéité, avec des sables silteux à intercalations de lits de sables fins à grossiers fins de couleur beige et jaune clair à ciment argileux, accompagnés par un lit de petits graviers à concrétions carbonatées renfermant des débris de coquilles.

Niveau 3 (entre 210 et 250 cm) : Ce niveau comporte des sables très fins silteux blanchâtres légèrement carbonatés, et à rares passées de sables grossiers avec présence de quelques grains de graviers et des cailloux de petite taille. Il est riche en fragments de coquilles.

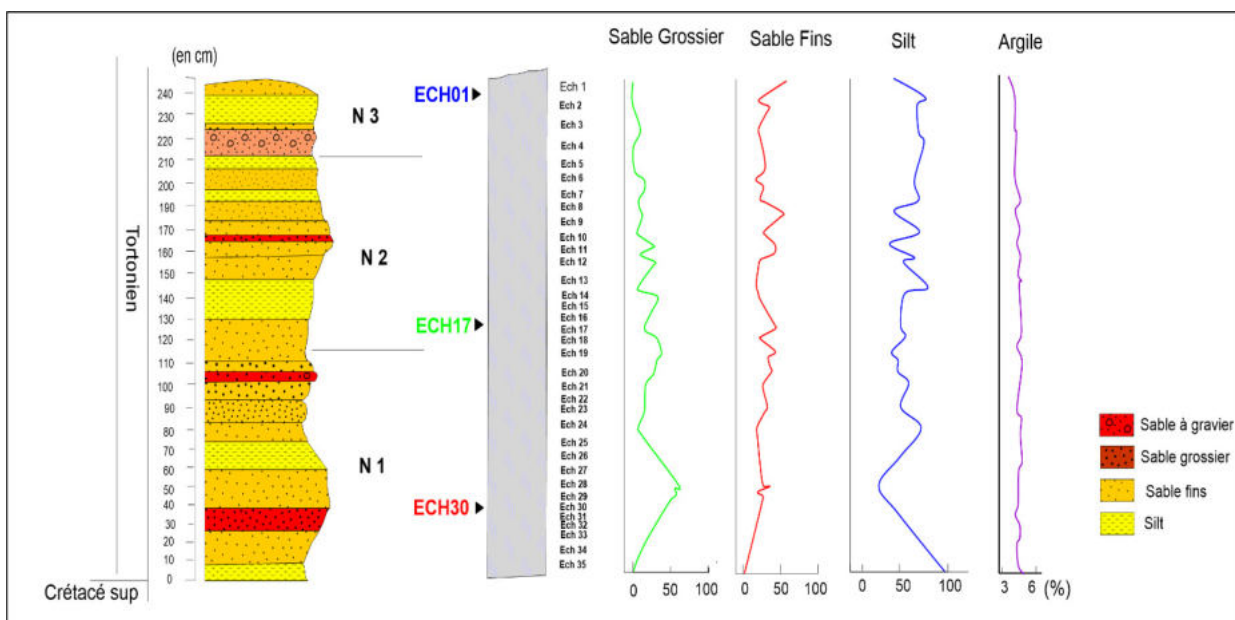


Figure 3.2. Coupe de El Hadjra Safra et évolution (% volumique) des fractions granulométriques.

1.1.2. Analyse granulométrique

Les paramètres granulométriques des faciès sédimentaires de la coupe El Hadjra Safra sont représentés dans la figure. 3.3

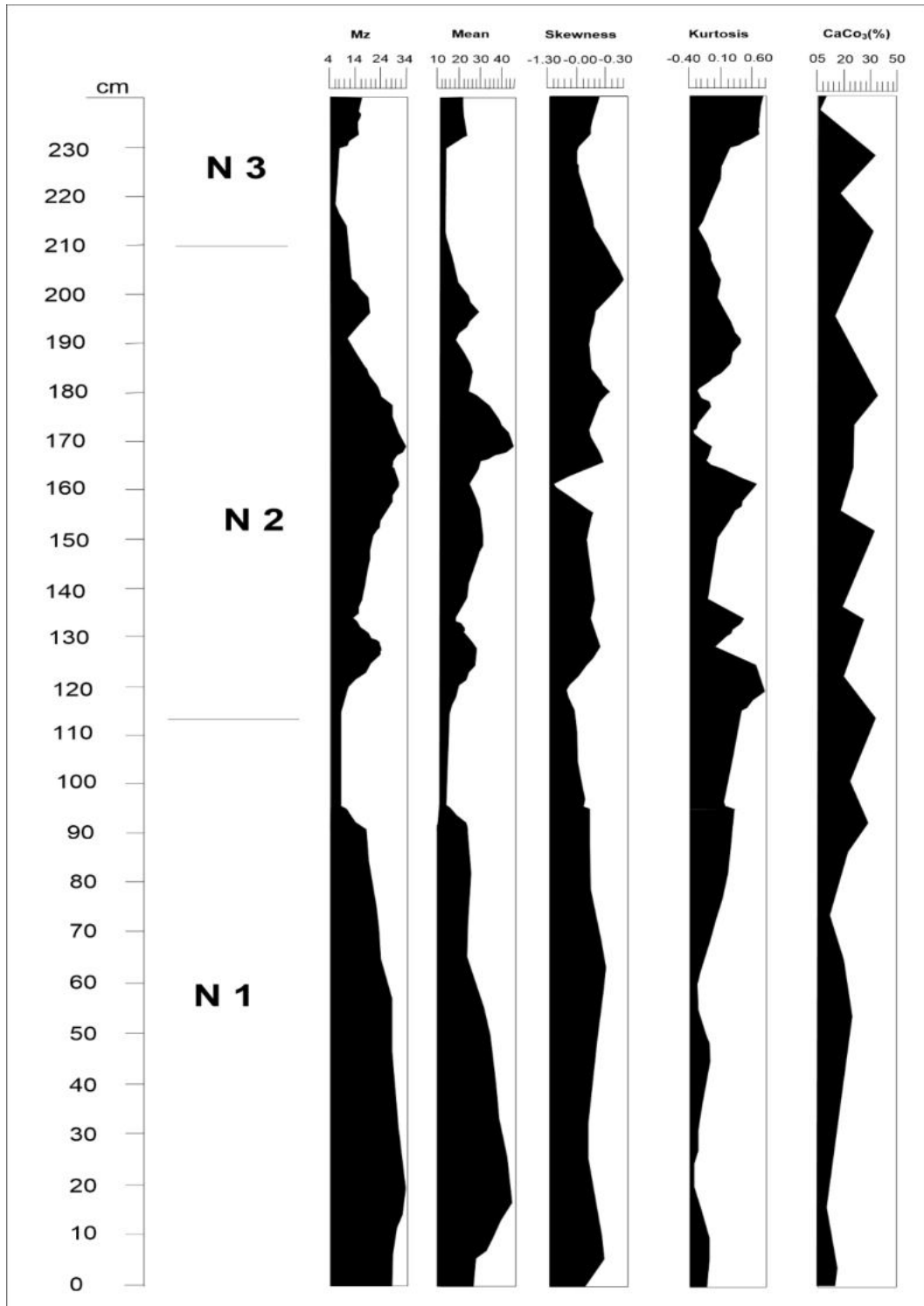


Figure 3.3. Evolution des paramètres granulométriques d'El Hadjra Safra.

Ils ont été choisis pour présenter la signification et les caractéristiques des indices granulométriques des sédiments (Tableaux 1,2,3). L'évolution des paramètres granulométriques (Figure 3.3) et les courbes granulométriques de fréquence et cumulatives (Figure 3.4 ; 3.5) de la coupe El Hadjra Safra nous donne les informations suivantes :

Niveau 1 : Ce niveau se caractérise par une alternance entre des sédiments présentant une granularité fine à grossière polymodal avec une distribution symétrique ($-0,1 < Sk < 0,1$). Le faciès granulométrique est sublogarithmique ($N \approx 0$). Les faciès granulométriques sont sub-logarithmiques et logarithmiques.

Niveau 2 : Ce niveau est caractérisé par des fractions fines avec une taille moyenne à grosse de grains $3,32 < Mz < 4, 1$. Les courbes de fréquence en général trimodales avec une distribution presque asymétrique ($Sk < 1$) et une allure leptokurtique ($K > 0$). Le faciès granulométrique est sublogarithmique ($N \approx 0$) correspondant à des dépôts plus ou moins vaseux des zones littorales relativement calmes (Rivière 1977).

Niveau 3 : Il s'agit d'un sédiment très mal classé ($\sigma < 4$), bimodale à la base et unimodale au sommet, avec une distribution asymétrique vers les grossiers ($-Sk < 1$) et une allure leptokurtique ($K > 0$). La courbe cumulative donne des valeurs logarithmiques à sub-logarithmiques ($N \approx 0$), paraboliques ($N > 0$) et hyperboliques ($N < 0$).

Après décarbonatation, les courbes de la majorité des échantillons ne changent pas leurs allures et désignent un sable mal classé, excepté l'échantillon n° 1 qui montre une courbe hyperbolique (sable bien classé) (figure .3.4). La médiane et les autres paramètres granulométriques de cet échantillon diminuent, ce qui est dû à l'enrichissement du matériel en matière carbonatée.

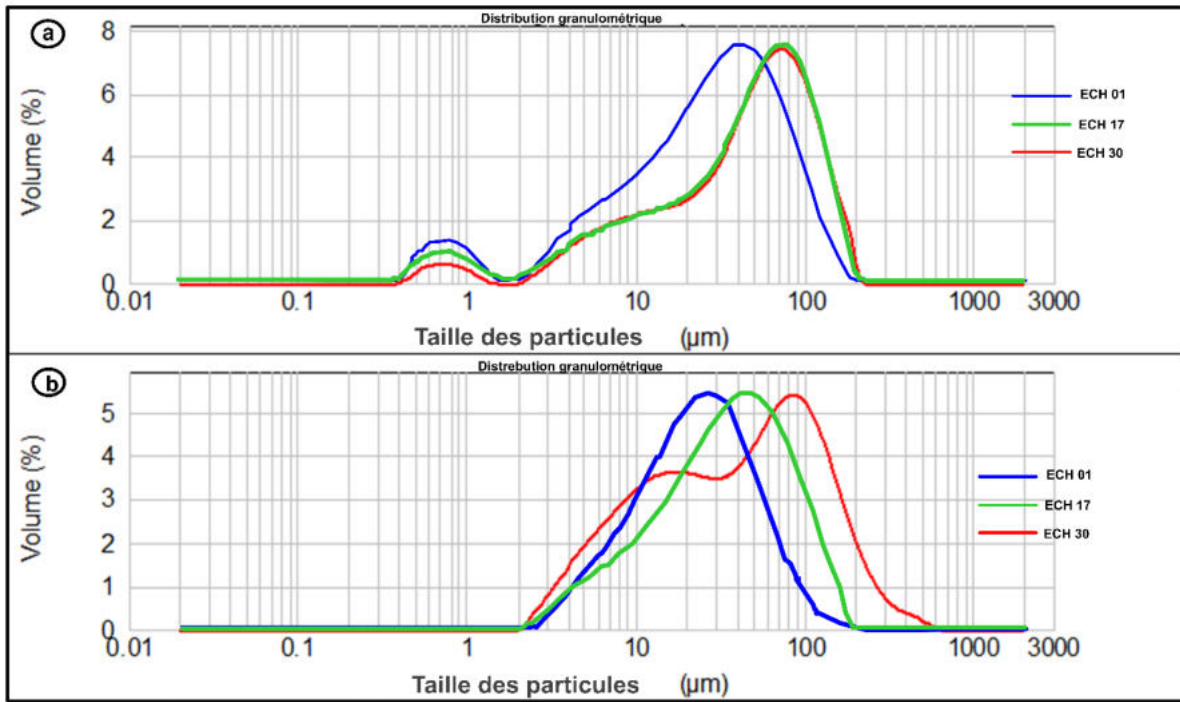


Figure 3.4. (a) Courbes de fréquences des échantillons : (Bleu): ech.01, (Vert): ech.17, (Rouge): ech.30; (b) Courbes de fréquences des échantillons: (Bleu): ech.01, (Vert): ech.17, (Rouge): ech.30 (décarbonaté).

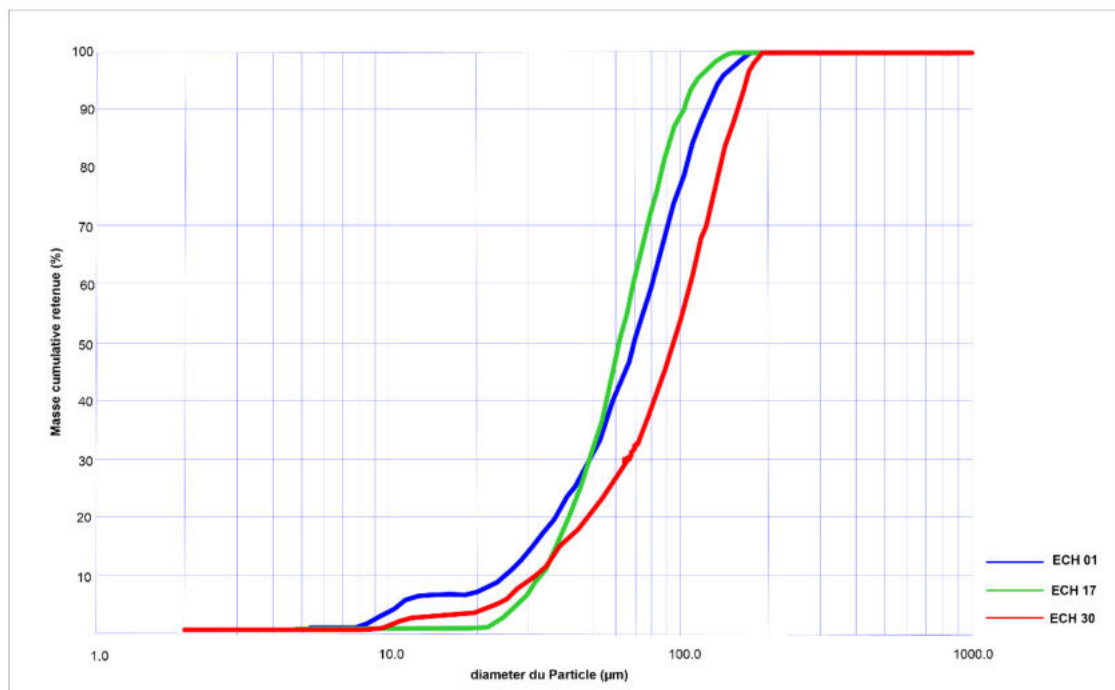


Figure 3.5. Courbes cumulatives : (Bleu) : ech.01, (Vert) : ech.17, (Rouge) : ech.30.

1.1.3. La morphoscopie des grains de quartz :

La morphoscopie des grains de quartz montre l'omniprésence des grains émoussés ou sub-émoussés et luisants dans tous les échantillons (82 %) (Figure .3.6), indiquant ainsi un transport aquatique (fluvial débouchant dans le littoral), vu la présence la microfaune marine (foraminifères et ostracodes). Le transport devait se faire à partir des reliefs avoisinants, notamment les affleurements calcaires crétacés (présence de grains calcaires). D'autre part, les grains rond- mats (RM) sont signalés au sommet (ils constituent 12 % du sédiment). Enfin, les grains non usés (NU) présentent un faible pourcentage (6%), ils reflètent une source nourricière proche, avec des sédiments peu évolués.



Figure .3.6. Observation à la loupe des grains de quartz en vue de l'étude morphoscopique de la coupe El Hadjra Safra (Ech : 03 ; 17 ; 33).

1.1.4. Etude minéralogiques

1.1.4.1. Minéralogie des sables

a. Etude des minéraux légers

Les minéraux légers sont plus abondants que les minéraux lourds. Cette étude montre la quasi dominance du quartz.

b. Etude des minéraux lourds

Les minéraux lourds sont totalement absents.

1.1.4.2. Minéralogie des argiles

D'après l'analyse minéralogique des échantillons de la coupe El Hadjra safra (10 échantillons) au diffractomètre RX, il s'avère que le cortège argileux des dépôts est composé par l'illite, la sépiolite, la kaolinite, la smectite et le chlorite. Leur répartition nous a permis de distinguer :

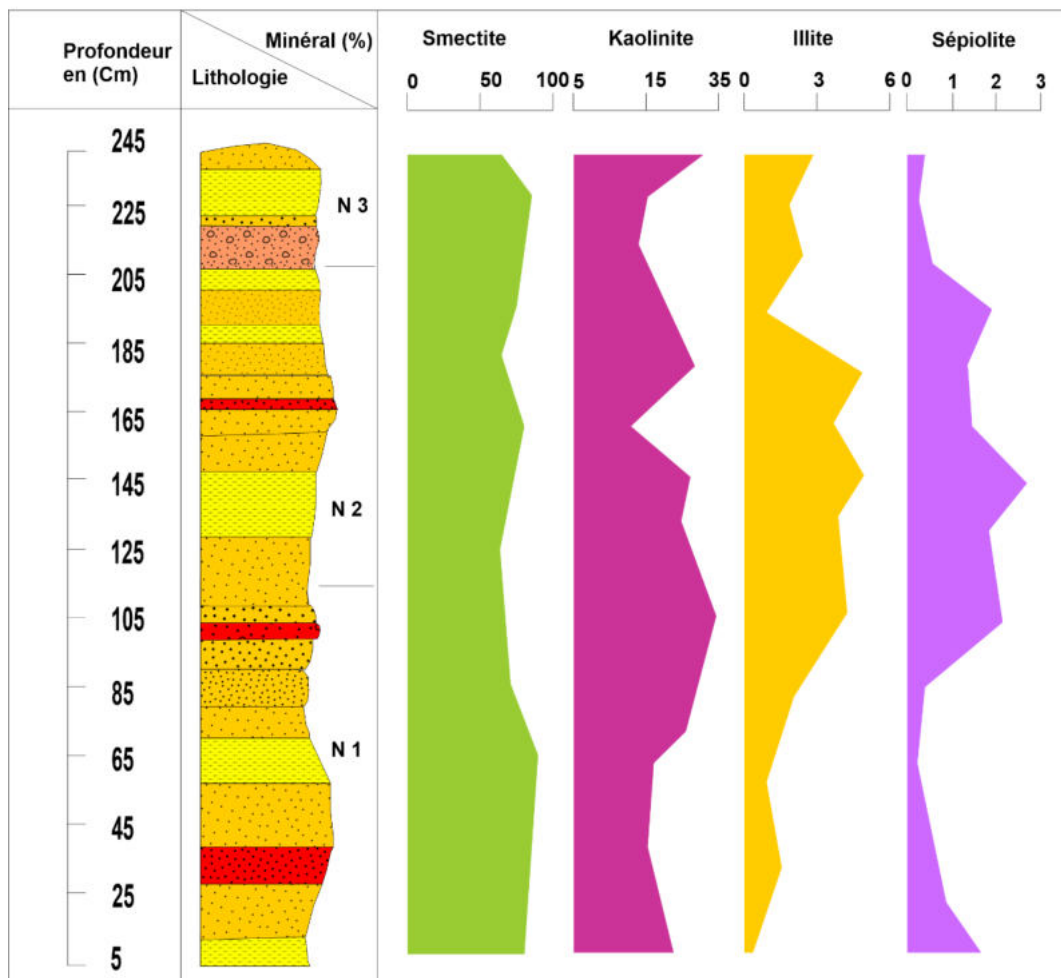


Figure 3.7. Evolution des minéraux argileux le long de la coupe EL Hadjra Safra.

Niveau 3: Le cortège argileux est formé, par ordre décroissant, de smectite (64% à 84 %), kaolinite (15% à 30 %), illite (1 à 3 %) et sépiolite (0.2 à 2%) (Figure .3.7).

Niveau 2 : Il présente la même répartition des minéraux argileux que dans le niveau 3, ce qui caractérise cette zone, c'est l'augmentation relative des pourcentages de kaolinite et d'illite, ainsi que de sépiolite.

Niveau 1 (de 80 cm à la base de la coupe) : Il présente la même répartition des minéraux argileux que le niveau 1.

Par conséquent, la smectite est le principal minéral argileux présent dans cette coupe.

Discussion

Les minéraux argileux peuvent être des traceurs efficaces pour l'évolution de l'origine du matériel sédimentaire dans le temps (Sabatier, 2008). Dans le cas de la coupe d'El Hadjra Safra, la smectite, accompagnée par de la kaolinite, constituent les minéraux argileux les plus abondants, avec à un degré moindre l'illite, alors que la sépiolite est quasi absente (ne dépasse pas 1%).

L'évolution du cortège argileux dans la coupe de El Hadjra Safra montre que :

La smectite se forme en grande quantité sous l'action d'un climat chaud caractérisé par une alternance de phases humides et sèches (Chameley, 1971). En effet, elle se trouve dans les sédiments à caractère détritique (Trauth, 1977) aussi elle peut se trouver dans des milieux confinés riches en matière organique. La néoformation des smectites dans ce type de milieu est fréquente (Millot, 1970).

L'illite se forme sous climats froids et/ou secs (Millot, 1964 ; Chamley, 1989), sa répartition à travers le cortège sédimentaire est presque homogène et la coïncidence avec les facies riches en quartz suggère une origine détritique terrigène. Les teneurs en illite évoluent en sens inverse par rapport à celles de la kaolinite.

1.2. Coupe stratigraphique d'El-Kouif

1.2.1. Description des unités lithologiques

La coupe d'El Kouif a été prélevée en bordure de l'Oued El Kouif à une dizaine de kilomètres de la route Nationale N 16. Elle atteint 400 cm avec 37 échantillons (Figure .3.8). Cette coupe est composée de quatre (04) niveaux, de bas en haut on distingue :

Niveau N1 (entre 300 et 380 cm) : Silt légèrement argileux beige avec des sables très fins silteux beigeâtre, et à rares passées de sables grossiers avec présence de quelques graviers et cailloux de petite taille. Ce niveau est riche en fragments de coquilles et microfaune.

Niveau N2 (entre 130 et 300 cm) : La granulométrie de cette unité présente des sables moyens beiges associés à des débris de coquilles.

Niveau N3 (entre 70 et 135 cm) : Sables fins limoneux ;

Niveau N4 (entre 0 et 70 cm) : Sables très fins silteux brunâtres

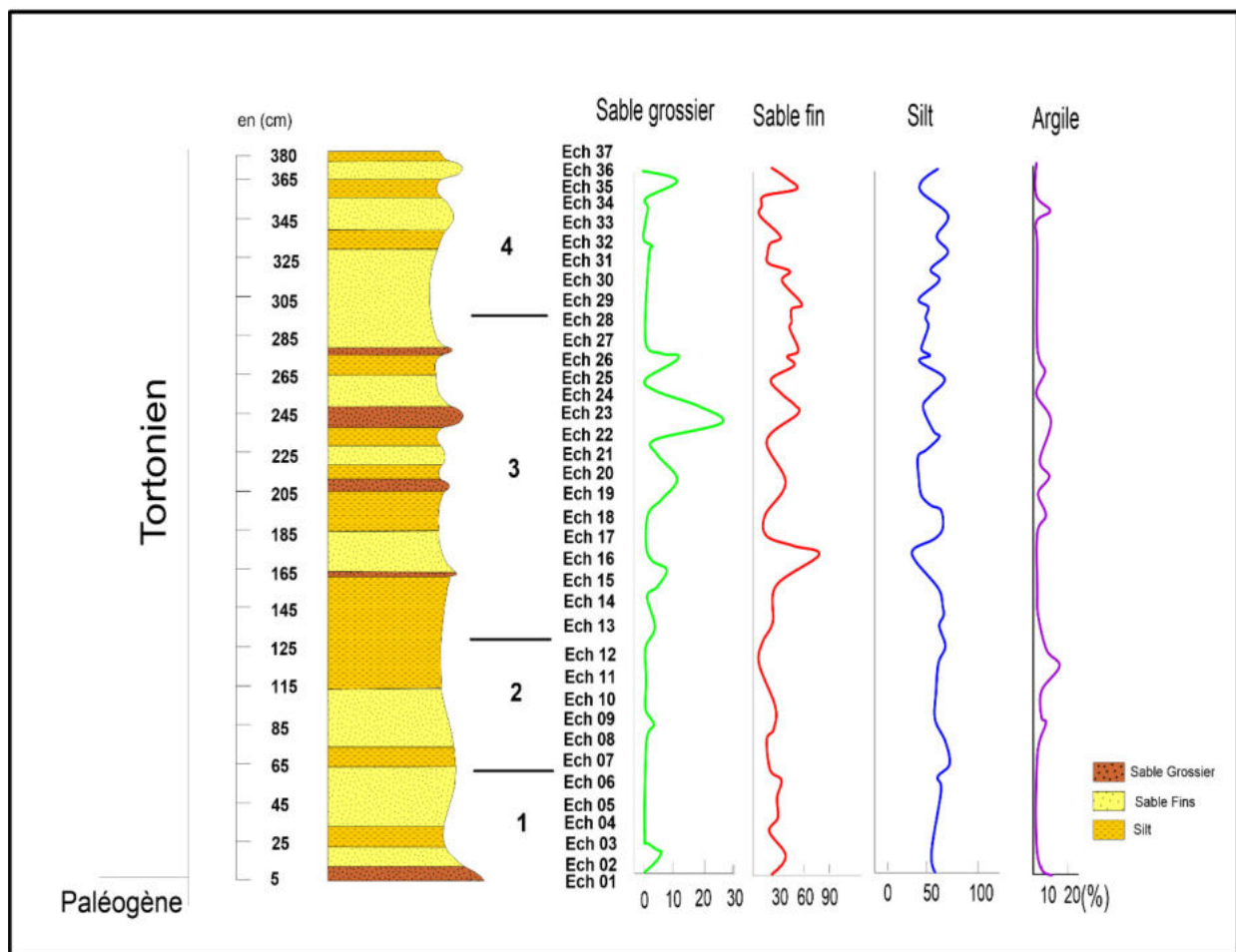


Figure 3.8. Coupe de El Kouif et évolution (% volumique) des fractions granulométriques.

1.2.2. Etude granulométrique

L'ensemble des résultats concernant les paramètres granulométriques des sédiments du coupe d'El Kouif est exposé dans la Figure 3.9.

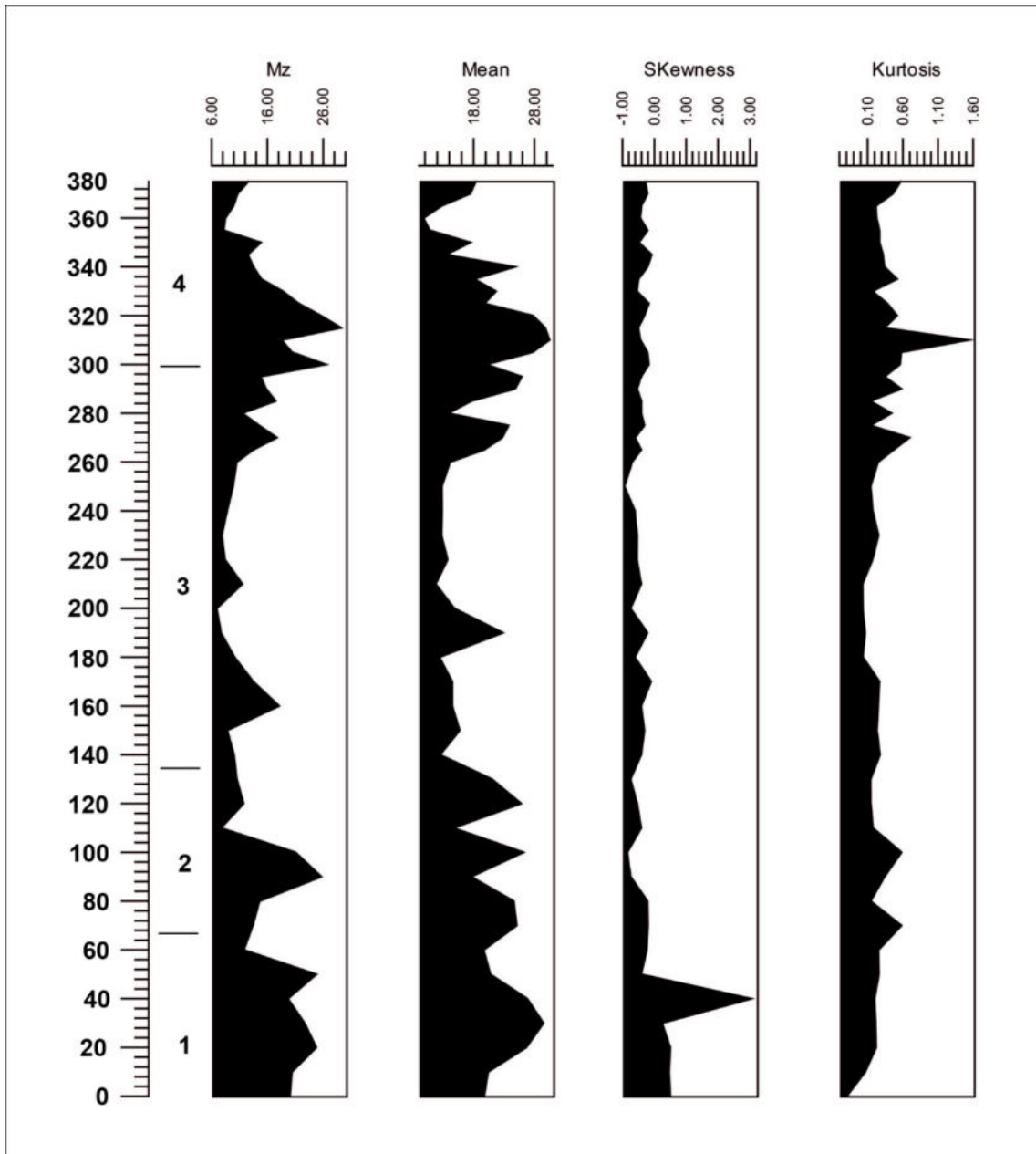


Figure. 3.9. Evolution des paramètres granulométriques le long de la coupe d'El Kouif.

Les courbes granulométriques de fréquences et cumulatives (Figure .3.9) ainsi que les paramètres granulométriques nous ont permis de montrer que les sédiments de la coupe d'El Kouif sont composés de sédiments très fins ($4 < Mz$) unimodale alors que les niveaux présentent des éléments grossiers polymodale.

Les courbes de fréquence sont asymétriques vers les particules très fines et presque symétriques ($-1 < Sk < 1$) pour tous les niveaux à l'exception de la base du niveau 01 qui est symétrique à très asymétrique vers les fins ($-1 < Sk$)

La distribution des sédiments des niveaux est leptokurtique ($K < 1,00$), indiquant une taille de grain homogène, alors que celle du niveau N2 est mésokurtique avec des tailles des grains moins homogène.

1.2.3. La morphoscopie des grains de quartz :

La morphoscopie des grains de quartz montre l'omniprésence des grains émoussés ou sub-émoussés et luisants dans tous les échantillons (80 %) (Figure .3.10), indiquant ainsi un transport fluviatile débouchant dans le littoral, vu la présence la microfaune marine (foraminifères et ostracodes). Le transport devait se faire à partir des reliefs avoisinants, notamment les affleurements calcaires crétacés (présence de grains calcaires). Les grains ronds (RM) sont signalés au sommet (12 % du sédiment), soulignés par un enduit ferrugineux, indiquant le début d'une pédogenèse. Enfin, les grains non usés (NU) présentent un faible pourcentage (8%), ils reflètent une source nourricière proche, avec des sédiments peu évolués.



Figure .3.10. Observation à la loupe des grains de quartz en vue de l'étude morphoscopique de la coupe d'El Kouif (Ech 12).

1.2.4. Etude minéralogique

1.2.4.1. Minéralogie des sables

a. Etude des minéraux légers

Les minéraux légers sont plus abondants que les minéraux lourds. Le quartz est quasi-dominant.

b. Etude des minéraux lourds

Les minéraux lourds sont totalement absents.

1.2.4.2. Minéralogie des argiles

Le cortège argileux de la coupe est composé par l’illite, la sépiolite, la kaolinite, la smectite et le chlorite. L’étude de leur répartition nous a permis de distinguer :

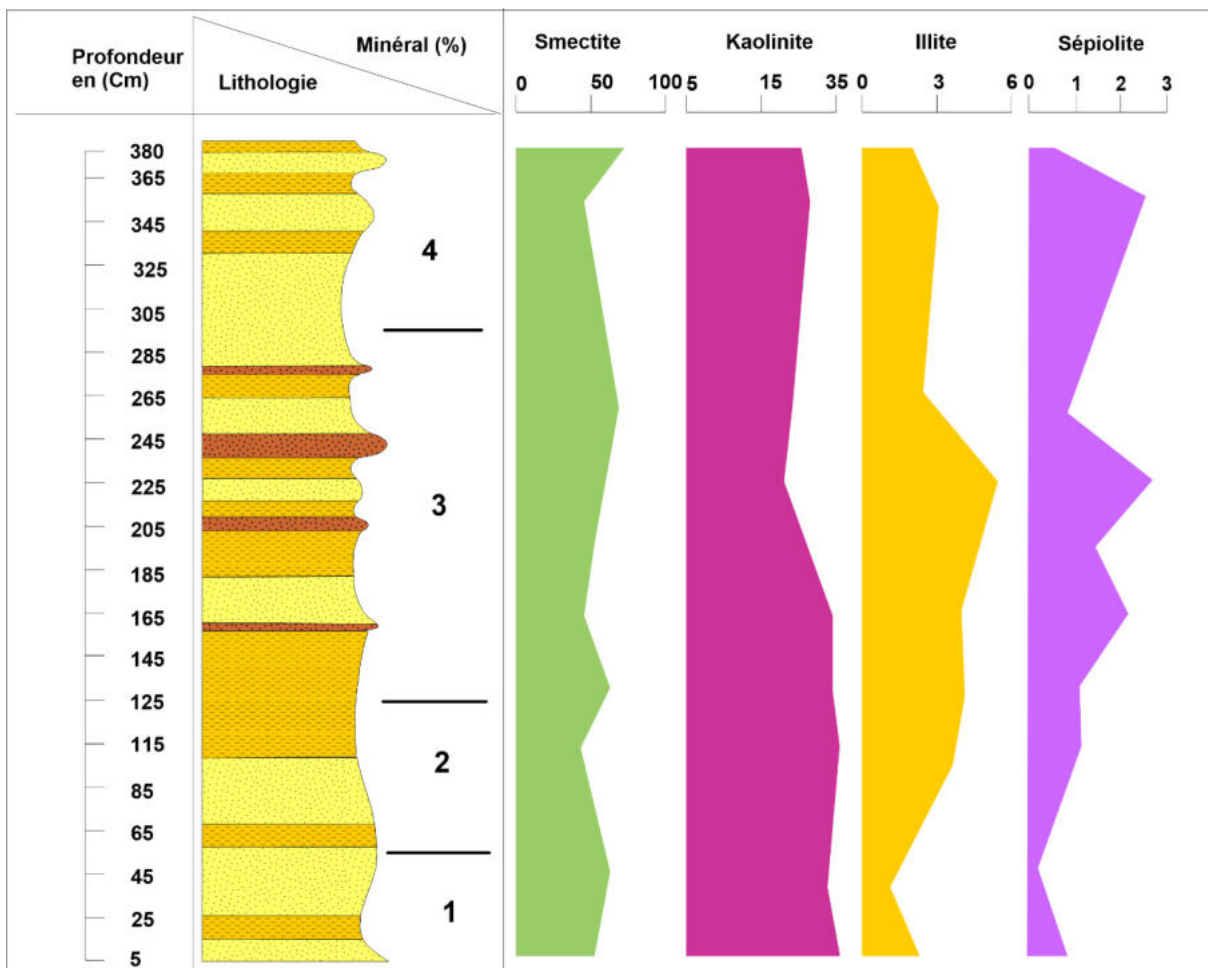


Figure. 3.11. Evolution des minéraux argileux le long de la coupe EL Kouif.

Le cortège argileux est formé par ordre décroissant, de smectite (61% à 71 %), kaolinite (24% à 34 %), illite (1 à 5 %), et sépiolite (0.1 à 2.5%) dans tous les niveaux de la coupe. En effet la smectite et la kaolinite sont les minéraux principaux, ce qui caractérise cette coupe (Figure.3.11)

Discussion :

L'étude sédimentologique réalisée sur deux coupes ElHadjra Safra et Elkouif a permis de révéler les résultats suivants ;

La fraction terrigène des coupes d'étude est généralement constituée de grains très fins à de grande taille (figures 3.3 et 3.8). La fraction fine est représentée par des limons (silt) à 55% et des sables fins 30%, tandis que les fractions restantes correspondent à de faibles proportions de sables grossiers. Les résultats granulométriques sont résumés dans les Figures 3.3-3.8 où les interprétations peuvent être synthétisées comme suit :

Différents types de courbes (parabolique, hyperbolique) correspondent aux sédiments limoneux dominants et aux sables fins, alors que la fraction argileuse se présente en faible pourcentage. Ce type de granofaciès correspond à des sédiments déposés par excès de charge.

Les courbes de fréquence sont principalement de type unimodal et bimodal (Figure 3.4), ce qui indique des sables monogéniques à polygéniques. Le type leptokurtique définit des sédiments très mal triés, constitués de sables fins, d'argiles et de limons alors que le type platykurtique reflète des sédiments bien triés constitués de sables fins. Après décarbonatation, les courbes de la majorité des échantillons ne changent pas de manière significative mais les fractions de moins de 1 μm ont disparu (figure 3.4).

Les coefficients calculés concernant les caractéristiques granulométriques sont résumés dans les figures 3.3 et 3.9. Ils présentent des valeurs moyennes inférieures à moyennes (0,40 à 3,40), en raison de la prédominance des fractions silto-sableuses. Pour les valeurs de Kurtosis, elles varient de -0,40 à 0,60 reflétant les limons grossiers à très grossiers. Les valeurs du Skewness sont négatives ou proches de zéro (-1,30 à 0,30), avec un étalement des grains fins (asymétrie très fine). Pour les teneurs en carbonate, les valeurs de CaCO_3 affichent des teneurs de 5% à 40% qui peuvent être liées à la précipitation des éléments précédemment dissous à partir des reliefs calcaires environnants comme par exemple les calcaires maastrichtiens.

L'analyse morphoscopique permet de proposer une évolution plus ou moins importante (long transport), puisque les grains de quartz sont souvent émoussés luisant ou sub-émoussés luisants.

L'association des minéraux argileux est constituée de (1) smectite (Di-smectite, (2) kaolin-serpentine et (3) groupe sépiolite-palygorskite (sépiolite).

Conclusion

La représentation des paramètres et des fractions granulométriques avec les taux de carbonates révèle un sédiment de granulométrie fine (inférieur à 50 μm). Il s'agit de silts et de sables fins, souvent mal classés, selon les valeurs des indices calculés à partir des courbes cumulatives et les formes des courbes de fréquence. La mise en place de ces dépôts est attribuée à une irrégularité du régime. A noter aussi que certains échantillons sont monogéniques avec des courbes unimodales (> 60 % de silts), d'autres sont bimodales, traduisant un mélange de sable et silt, ce qui ne peut pas être expliqué par les mêmes processus hydro-sédimentaires. Les observations morphoscopiques indiquent une proximité de transport aquatique d'apparence littorale.

*Partie II : Etude Sédimentologique et
Ichnologique
Chapitre 04: Etude Ichnologique*

Chapitre 04 : Etude Ichnologique

INTRODUCTION

La région de Sidi Saleh est connue pour être une région tectonisée et est caractérisée par la présence de formations miocènes constituées d'alternances de grès et de marnes au niveau du Miocène inférieur-moyen (Burdigalien-Langhien) et par des conglomérats au niveau du Miocène moyen-supérieur (Serravallien-Tortonien).

Ces événements tectoniques, ont abouti à l'incapacité d'atteindre des résultats micropaléontologiques de qualité, sauf pour certains foraminifères.

Donc nous avons utilisé toutes les données disponibles afin de caractériser de la meilleure façon possible le paléoenvironnement de la région de Ain Sidi Salah. Ce chapitre a été publié comme un article dans le journal 'Revisita Bresilisera de paleontologia' (voir l'article complet à la fin de la thèse).

SHALLOW MARINE TRACE FOSSILS FROM THE MIDDLE MIOCENE OF THE TEBESSA BASIN (NE ALGERIA) AND THEIR PALAEOENVIRONMENTAL IMPLICATIONS

ABSTRACT – The northeastern part of Algeria is characterized by Meso-Cenozoic fossiliferous deposits. All the previous studies have been focused on invertebrate and vertebrate body fossils. In the present paper we provide the first ichnological study from the region of Ouenza, Tebessa Wilaya (northeastern Algeria). An ichnoassemblage composed of eight ichnotaxa, namely cf. *Archaeonassa* isp., *Arenicolites* isp., *Diplocraterion* isp., *Helminthopsis* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Skolithos* cf. *S. linearis*, cf. *Taenidium* isp., and *Thalassinoides* isp., reported from the Lower Langhian (Middle Miocene) of Aïn Sidi Salah locality (Tebessa Basin) is discussed. These trace fossils belong to the *Skolithos* and proximal *Cruziana*

ichnofacies indicating deposition within a shallow marine (littoral). The large size of *Thalassinoides* suggests well oxygenated setting, under moderate- to high-energy conditions, with occasional storm events.

Keywords: Trace fossils, palaeoenvironments, shallow marine, Middle Miocene, Tebessa.

RESUMO – A parte nordeste da Argélia é caracterizada por depósitos fossilíferos do Mesozoico. Todos os estudos anteriores foram focados em fósseis corporais de invertebrados e vertebrados. Neste artigo apresentamos o primeiro estudo icnológico da região de Ouenza, Tebessa Wilaya (nordeste da Argélia). Discute-se aqui a associação de icnofósseis composta por oito icnotáxons, sendo identificados cf. *Archaeonassa* isp., *Arenicolites* isp., *Diplocraterion* isp., *Helminthopsis* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Skolithos* cf. *S. linearis*, cf. *Taenidium* isp. e *Thalassinoides* isp., reportados do Langiano inferior (Mioceno médio) na localidade de Aïn Sidi Salah (Bacia de Tebessa). Os traços fósseis representam a Icnofácies *Skolithos* e *Cruziana* proximal, indicando uma deposição em um contexto mar deposicional marinho raso (litoral). O tamanho grande de *Thalassinoides* sugere um cenário bem oxigenado e condições de alta energia, com eventos ocasionais de tempestades.

Palavras-chave: Traços fósseis, paleoambientes, mar raso, Mioceno médio, Tebessa.

INTRODUCTION

In the west Mediterranean Miocene marginal basins, thick marine mixed siliciclastic-carbonate sediments, characterized by abundant ichnofauna, have been deposited (Naimi *et al.*, 2020a). During the last decade, these deposits have been the subject of several ichnological studies particularly in Spain and Italy (Uchman & Hanken, 2013; Monaco & Trecci, 2014; Belaústegui *et al.*, 2016). In shallow marine setting, they contain diverse and spectacular trace-fossil assemblages. However, both bioturbation and bioerosion patterns were sparsely recorded (Doyle *et al.*, 1998; de Gibert & Robles, 2005).

During the Miocene, several basins have been individualized in the northern part of Algeria, as well as the lower Chelif (Benzina *et al.*, 2019; Naimi, 2019; Naimi *et al.*, 2020a, b; Naimi & Cherif, 2021), Tafna (Naimi *et al.*, 2021a), Tiaret (Cherif *et al.*, 2021a; Naimi *et al.*, 2021b), and Tebessa basins (Benkhedda *et al.*, 2021). In the lower Chelif, the Tafna and Tiaret Neogene Basins, several studies identified Burdigalian to Messinian shallow- to deep-marine trace fossil assemblages (Naimi *et al.*, 2020a, 2021a, b; Cherif *et al.*, 2021a; Naimi & Cherif, 2021). Unfortunately, ichnological studies have not been carried out the Tebessa Basin.

This paper aims to present the first description of lower Langhian trace fossils from the Ouenza area (Tébessa, eastern Algeria) in the Tébessa basin.

LOCATION AND GEOLOGICAL BACKGROUND

The study area belongs to Tebessa Mounts, which constitute the easternmost part of the Algerian Atlasic domain, consisting of the southern part of the Algerian alpine chain (Durand-Delga, 1969; Halamski & Cherif, 2017).

Tebessa Mounts are characterized by Triassic strata, cropping out as diapirs and composed of gypsum, clays, anhydrite and dolomite (Dubourdiou, 1956). The overlying Cretaceous deposits are characterized by shallow to deep marine limestones and marls. Their infill mainly consists of the mid-Cretaceous deposits (late Albian–Turonian), where two anoxic events were identified at the end of the Albian (OAE-1d) and the Cenomanian (OAE-2) (Ruault-Djerrab *et al.*, 2014.).

The Paleocene–Eocene sediments are characterized by marls, shelly and chalky limestones rich in shark teeth and nummulites, showing phosphorite layers and silex nodules (Kechiched *et al.*, 2016). These phosphorites are rich in glauconite which may indicate reworking processes of phosphatic particles before their deposition and final burial in a sub-oxic to sub-reduced environment (Kechiched *et al.*, 2018). Furthermore, the Eocene (Coiffait *et al.*, 1984) and

Miocene (Mahboubi *et al.*, 2003; Lihoreau *et al.*, 2015) continental deposits of Bir El Ater area, located in the southern margin of the Tebessa basin, yielded vertebrate remains belonging to proboscidiens, hyracoids, rodents, primates, creodonts, insectivores and artiodactyls. Several new species were also described in this locality. The marine lower Miocene series is characterized by shallow marine or deltaic sediments that unconformably overlie the Cretaceous strata (Hamimed & Kowalski, 2001). During the middle-upper Miocene, the marginal part of this basin was characterized by shallow marine siliciclastic sedimentation (Benkhedda *et al.*, 2021).

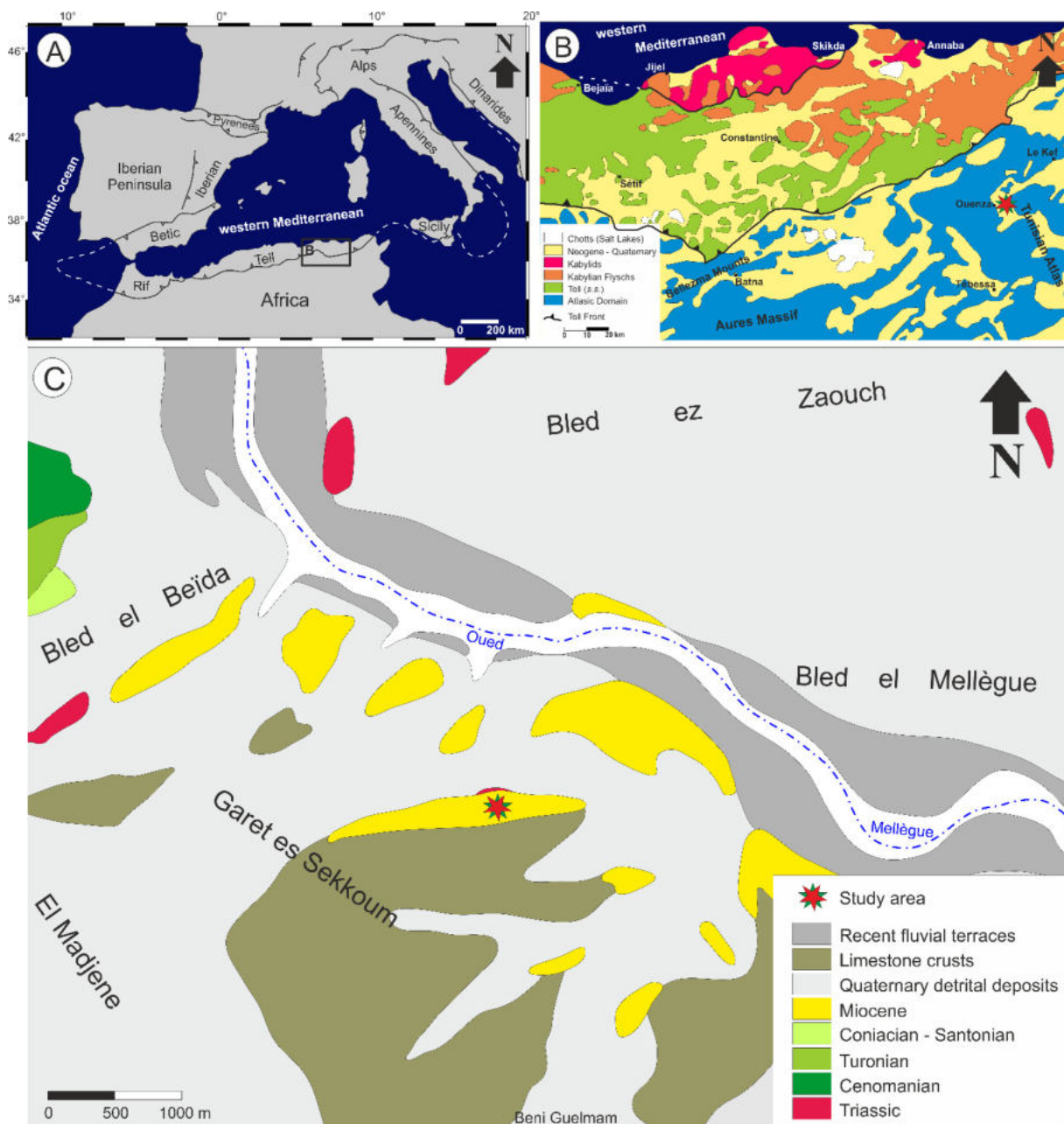


Figure. 4.1. Location of the study area: **A**, Location of northeastern Algeria in the western Mediterranean region and **B**, geological map of eastern Algeria; **C**, Geological map of Aïn Sidi Salah locality.

The studied outcrop is located at Aïn Sidi Salah locality, to the east of Ouenza city, in the vicinity of the Algerian-Tunisian border, in the northern part of the Tebessa Basin (Figure 4.1). It consists of a succession of yellowish, 2 to 11 m-thick quartz-dominated fine- to coarse-grained sandstones, with sharp erosive bases, showing low-angle cross-stratifications, parallel

laminations, ripple marks and bivalve bioclasts intercalated by greyish marls (Figure 4.2). They contain hematite, goethite, muscovite and glauconitic grains. The sandstone beds are intercalated with greenish to grayish clayey marls, 0.5–39 m thick, represented essentially by smectite, chlorite, kaolinite and illite clay minerals (Mazouz, 2009). The table below (Table 5) summarizes the main facies (F1 – F5) with their principal lithological, sedimentological and ichnological features. This succession is underlined by Triassic claystones and gypsum, and overlain by Laghian-Serravalian conglomerates, which have been assigned previously to the Burdigalian (Dubourdieu, 1956)(Figure 4.2). The planktonic foraminifera identified are dominated by *Globigerina dissimilis* Cushman & Bermúdez, 1937; *Globigerinoides trilobus* (Reuss, 1850); *Globorotalia mayeri* Cushman & Ellisor, 1939; *Gyroidinoides girardanus* (Reuss, 1851) and *Planulina renzi* Cushman & Stainforth, 1945, indicating the Lower Langhian age.

Table. 5: Distribution of the main facies, ichnogenera and depositional settings.

Facies	General description	Trace fossils	Sedimentary structures	Sedimentary processes	Environment
Facies F1: Marlstones	2.5 – 8.3 m thick, massive, grey to green in color, containing benthic foraminifera and	/	/	Decantation processes mainly post-storm or tide current	Storm-dominated siliciclastic platform

	ostracods, with intercalation s Sandstone beds (0.15 m mean)				
Facies F2: Claystones	0.8 – 5.5 m thick, massive, reddish sandy claystones, intercalated by thin sandstone levels	cf. <i>Taenidium</i> isp.	/	Decantation processes and possibly related to pedogenic processes	
Facies F3: Rippled fine sandstones	Yellow to grey fine sandstones, 0.6 – 1.3 m thick, intercalated within marlstone facies,	cf. <i>Archaeonassa</i> isp. <i>Diplocraterio</i> <i>n</i> isp. <i>Helminthopsis</i> isp. <i>Skolithos</i> cf. <i>S.</i> <i>linearis</i>	Wavy cross- laminated, wavy/ripple- marks	Weather wave or tide current in littoral zone	

	channelized, and showing ripple marks	<i>Thalassinoide</i> <i>s isp.</i>			
Facies F4: Laminated sandstones	Brown to yellow, fine to medium-grained, 0.05 – 0.4 m thick, highly channelized, with sharp erosive bases	<i>Arenicolites</i> <i>isp.</i> <i>Palaeophycus tubularis</i> <i>Skolithos cf. S. linearis</i>	Horizontal and planar stratification	Deposition under high and rapid energy related to storm event	
Facies F5: Storm-dominated sandstones	Brown in color, fine to medium grained sandstone beds, 0.2 – 0.45 m in thickness, channelized, showing sometimes calcareous debris	<i>Skolithos cf. S. linearis</i> <i>Thalassinoide</i> <i>s isp.</i>	Hummocky cross-stratification (HCS), horizontal lamination	Middle term of the tempest sequence from storm-dominated platform (middle offshore)	

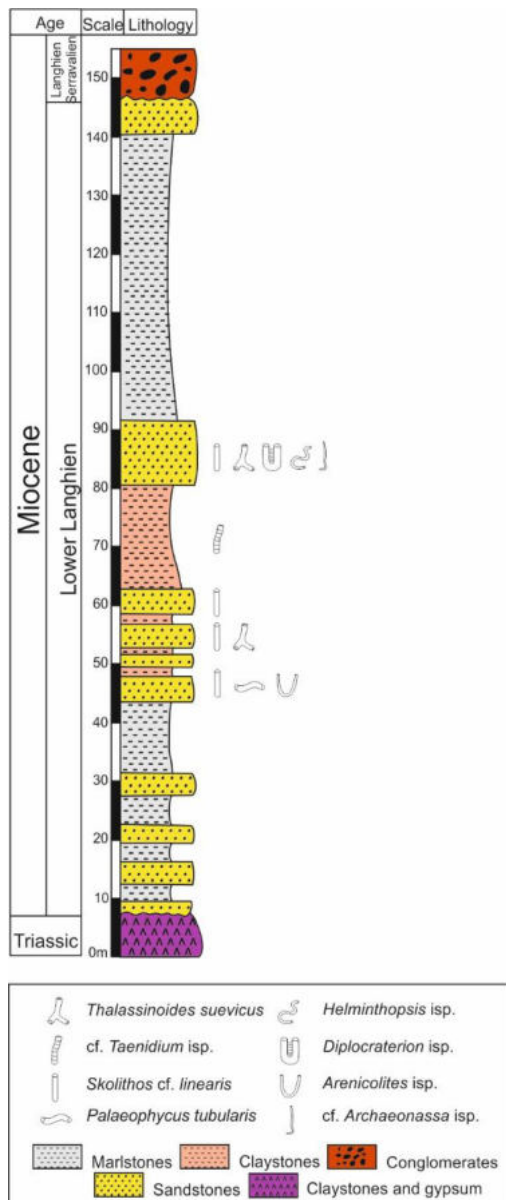


Figure. 4.2. Stratigraphic column and trace fossils distribution of the Aïn Sidi Salah section (Tébessa, northeastern Algeria).

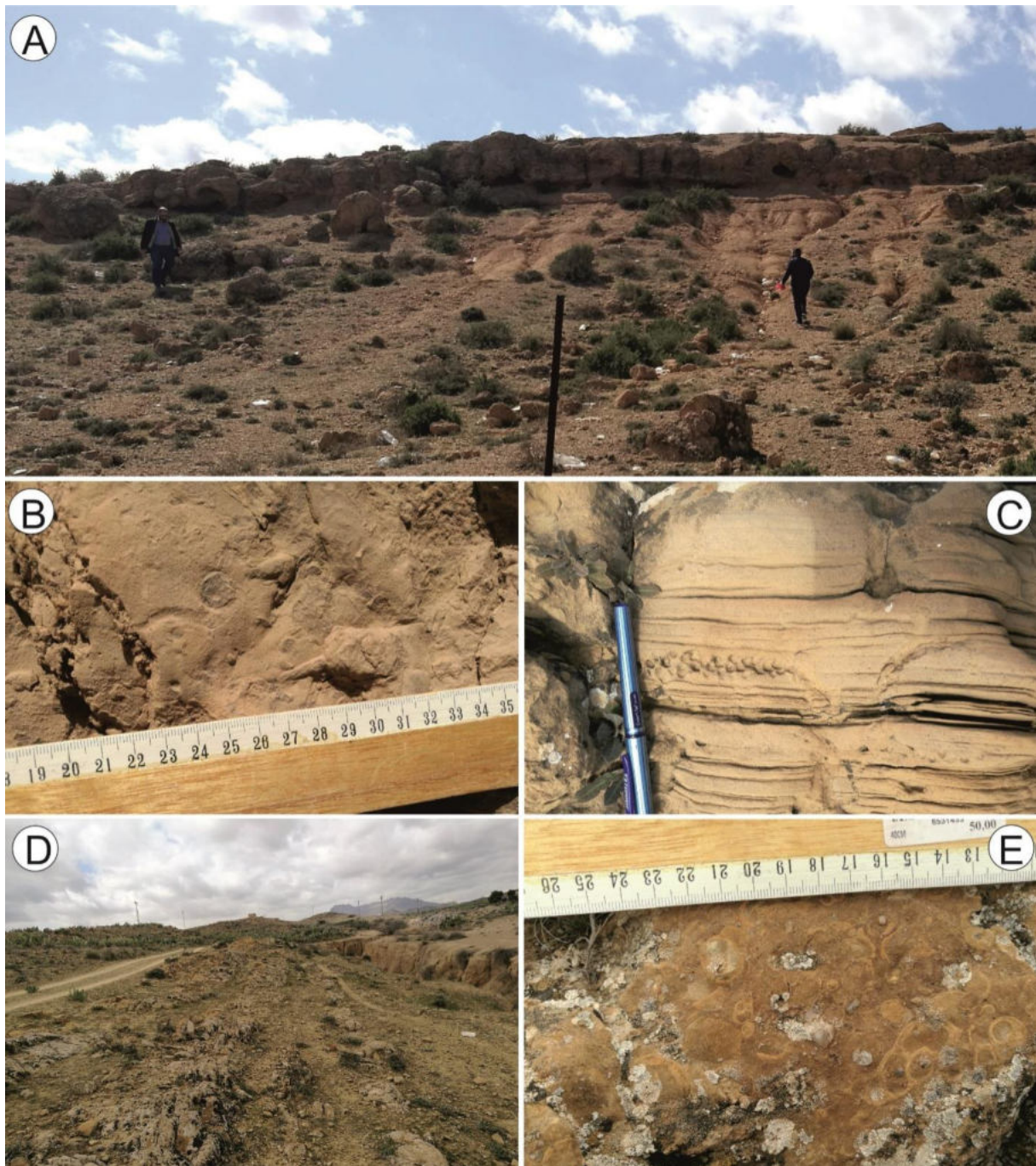


Figure. 4.3. Sedimentary features of the middle Miocene succession of the Aïn Sidi Salah section: **A**, Field photograph of the upper part of Aïn Sidi Salah section, **B**, Massive bioturbated sandstone, **C**, Laminated sandstone, **D**, Alternances of greyish to greenish marls with sandstone beds, **E**, Massive sandstone showing numerous bioclasts.

MATERIAL AND METHODS

The analyzed material comes from a unique stratigraphic section, measured and sampled at Aïn Sidi Salah locality, Tebessa Basin. The trace fossil samples were studied and photographed during the bed-by-bed descriptive observation of the lithological and paleontological of the exposed sequence, as well as their stratigraphic relationships pending on the specificities of the study area. The material was not collected. All photos correspond to field specimens that were not collected and were photographed *in situ*.

SYSTEMATIC ICHNOLOGY

The trace fossil assemblage is poorly diversified, composed of eight ichnotaxa, most of them identified at the ichnogenus level. This study reveals that *Skolithos* cf. *S. linearis* are abundant, *Diplocraterion* isp., and *Thalassinoides* isp. are common, whereas, cf. *Archaeonassa* isp., *Arenicolites* isp., *Helminthopsis* isp., *Palaeophycus tubularis* and cf. *Taenidium* isp. are rare. In addition, most of specimens are preserved as epichnia and endichnia (Table 6).

Table. 6: Main characteristics of the studied ichnoassemblage.

Ichnotaxa	Toponomy	Abundance	Ethology	Main producers
<i>cf. Archaeonassa</i> isp.	Epichnia	Rare	Repichnia, praedichnia	Gastropods, crustaceans
<i>Arenicolites</i> isp.	Endichnia	Rare	Domichnia	Worms
<i>Diplocraterion</i> isp.	Epichnia	Common	Domichnia	Crustaceans, polychaetes
<i>Helminthopsis</i> isp.	Epichnia	Rare	Pascichnia, repichnia	Polychaetes
<i>Palaeophycus tubularis</i>	Epichnia	Rare	Domichnia	Worms

<i>Skolithos</i> cf. <i>S. linearis</i>	Endichnia	Abundant	Domichnia	Worms, crustaceans
cf. <i>Taenidium</i> isp.	Endichnia	Rare	Pascichnia	Arthropods
<i>Thalassinoides</i> isp.	Endichnia	Common	Domichnia	Decapod crustaceans

***Archaeonassa* Fenton & Fenton, 1937**

cf. *Archaeonassa* isp.(Figure 4.4A)

Description: Subhorizontal, unbranched, cylindrical and rarely meandering trail, preserved as convex hyporelief, composed of concave central zone bounded by two convex parallel lateral ridges. It is found in the top of fine-grained sandstone with ripple marks. No evident ornamentation is seen inside the trail. The trails are 94 mm length in average, axial groove is 0.5–1 mm wide and the trail width is 3 to 5 mm.

Remarks: *Archaeonassa* is a molluscan-type trail (Netto *et al.*, 2012) ranging from the Ediacaran to the Recent (Buckman 1994). It is considered as a crawling trail of predatory gastropods (Fenton & Fenton 1937; Buckman 1994; Stanley & Feldmann 1998), crustaceans (Yochelson & Fedonkin 1997; Mángano & Buatois 2003), trilobites or echinoids (Buckman 1994). Yuanyuan *et al.* (2019) also suggested nereidid polychaetes as probable trace makers. This trace fossil is common in the *Cruziana* Ichnofacies (Knaust *et al.*, 2012) but it is also an accessory component of the *Skolithos* Ichnofacies (Melchor *et al.*, 2012). Mesozoic forms occur generally in intertidal zones (Knox & Miller, 1985; Bryant & Pickerill, 1990; Buckman, 1992a, b; Chen *et al.*, 2013), offshore environments (Cherif *et al.*, 2018) and deep marine settings (Mángano & Buatois, 2016).

Arenicolites Salter, 1857*Arenicolites* isp. (Figure 4.4B)

Description: Incomplete unbranched U-shaped burrows, at least 125 mm long, having a pair of closely spaced circles with subvertical orientation, and preserved as endichnia. Tube diameter is 3–6 mm. The distance between the two tube parts is up from 15 mm to 45 mm. The burrow shows no spreiten. It is filled with brown-grayish fine material.

Remarks: The studied specimen closely resembles the trace fossil *Ancorichnus* described from the Carboniferous of the Carnic Alps (Baucon & De Carvalho, 2008; Figure 4.4). *Arenicolites* is interpreted as resulting from the dwelling activity (domichnia) of suspension-feeding organisms (Wilson, 1971; Knaust, 2017), which correspond to holothurians, sipunculans and echiurans (Smilek & Hembree, 2012; Baucon & Felletti, 2013; Baucon *et al.*, 2014). In modern marine settings, incipient *Arenicolites* burrows have been referred to polychaete worms and amphipod crustaceans (Gingras *et al.*, 2008; Bradshaw, 2010; Baucon *et al.*, 2014). *Arenicolites* burrows are known from continental to deep-marine environments, commonly occurring in deposits of high-energy (Mángano & Buatois, 2016; Knaust, 2017). This trace fossil constitutes with *Skolithos*, *Ophiomorpha* and *Diplocraterion*, the most common ichnogenera of the *Skolithos* Ichnofacies, but can also occurs locally in the *Cruziana* Ichnofacies (Knaust, 2017). Its stratigraphic distribution ranges from the Cambrian (Crimes *et al.*, 1977) to the Recent (Baucon & Felletti, 2013).

Diplocraterion Torell, 1870*Diplocraterion* isp. (Figures 4.4C, D)

Description: U-shaped, vertical burrow, preserved as epichnia at the top of fine-grained sandstone beds, and no specific characteristics are shown. The burrow diameter varies from 1.5 to 6 mm and distance the between the two limbs of the U-shaped burrow is 12–13 mm. Due to

the plan view; the studied specimens closely resemble the U-shaped trace fossils *Arenicolites* and *Tisooa*. The studied burrows were attributed to *Diplocraterion* isp. due to the presence of twin funnel-shaped craters characterizing their openings.

Remarks: This domichnion trace is produced in carbonate and siliciclastic settings, within soft- and firmgrounds, by polychaetes and crustaceans (Knaust, 2017). It is characterized by a spreite which can be retrusive or protrusive, or both (Goldring, 1962, 1964) and fecal pellets can be also present (Knaust, 2017). *Diplocraterion* isp known from Cambrian to the Recent (Mángano & Buatois, 2016), generally documented in shallow marine settings (Knaust, 2017; Palma-Ramírez *et al.*, 2019) and constitutes an important component of the *Skolithos* Ichnofacies (Knaust, 2017).

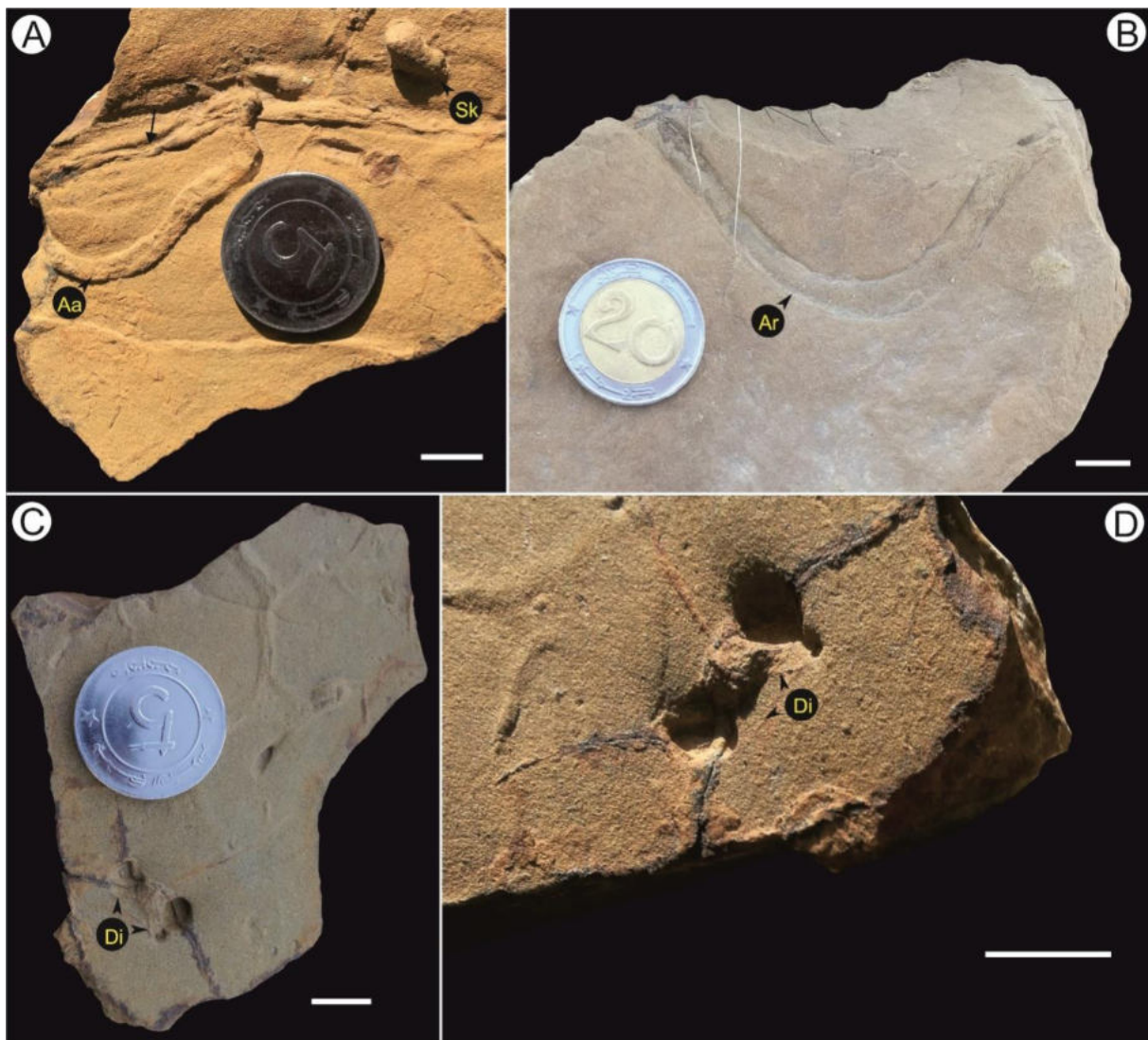


Figure 4.4. Trace fossils from the lower Langhian of Aïn Sidi Salah with: **A**, cf. *Archaeonassa* isp. (Aa) associated with *Diplocraterion* isp. (Di) and *Skolithos cf.linearis* (Sk), black arrow indicates the axial groove of cf. *Archaeonassa* isp.; **B**, *Arenicolites* isp. (Ar) (vertical view); **C**, **D**, *Diplocraterion* isp. (Di). Scale bars = 1 cm.

Helminthopsis Heer, 1877

Helminthopsis isp. (Figure 5A)

Description: Horizontal simple, smooth and meandering string, 3 mm in diameter and 160 mm in length, preserved as a concave epichnial ridge in fine-grained sandstone.

Remarks: *Helminthopsis* is a pre-depositional graphoglyptid ichnotaxon, occurring within a sediment rich in nutrients of shallow and deep marine deposits (Uchman, 1995, 1998; Wetzel & Bromley, 1996; Wetzel *et al.*, 2007; Cherif *et al.*, 2021a). It is commonly interpreted as a pascichnion trace fossil (Buatois & Mángano, 2011), probably made by grazing activity of polychaete annelids (Książkiewicz, 1977). In shallow marine setting, *Helminthopsis* ichnospecies are common in the *Cruziana* Ichnofacies (MacEachern *et al.*, 2007; Belaid *et al.*, 2020). They have been recorded from Ediacaran (Narbonne & Aitken, 1990) to Recent strata (Gingras *et al.*, 2008) deposited below storm wave base.

***Palaeophycus* Hall, 1847**

***Palaeophycus tubularis* Hall, 1847 (Figure 5B)**

Description: Epichnial convex, simple, straight, unbranched, cylindrical to subcylindrical burrow, horizontal to bedding. Diameter is 15 mm and the maximum length is 104 mm. The burrow lacks ornamentation and is filled with identical material to that of the host rock.

Remarks: The studied burrow has been assigned to *P. tubularis* due to the presence of unornamented walls (Pemberton & Frey, 1982). It occurs in soft- to firmgrounds of both siliciclastic and carbonate deposits (Knaust, 2017). *Palaeophycus* ichnospecies reflect the dwelling activity (domichnion) of a predaceous or suspension-feeding animal (Pemberton & Frey, 1982). However, its tracemakers consist of vermiform animals, and although other groups of organisms such as arthropods may produce it (Knaust, 2017). Modern *Palaeophycus* are produced by nereidid polychaetes (Dashtgard & Gingras, 2012; Gingras *et al.*, 2012), and the co-occurrences with large burrows, in marginal-littoral environments indicate that the tracemaker was euryhaline (Knaust, 2017). *Palaeophycus* is common in shoreface and offshore deposits of the *Cruziana* Ichnofacies, and occurs subordinately in the *Skolithos*, *Zoophycos* and *Nereites* Ichnofacies (Knaust, 2017). *Palaeophycus* has been reported from the Precambrian

(Narbonne & Hofmann, 1987) to the Pleistocene (Dashtgard & Gingras, 2012; Gingras *et al.*, 2012).

***Skolithos* Haldeman, 1840**

***Skolithos* cf. *linearis* Haldeman, 1840 (Figures 4.4A, 5A, 5C)**

Description: Preserved as endichnia straight, simple, elongated, vertical to subvertical, cylindrical and unbranching tube, with lined walls and passive filling. The burrows are 55 mm long on average and 5–12 mm wide.

Remarks: In siliciclastic setting, *Skolithos* ichnospecies occur in soft- to firmgrounds (Knaust, 2017). They are domichnial (dwelling) traces, produced by suspension-feeding worms (Fenton & Fenton 1934; Emig, 1982; Sundberg, 1983; Dashtgard & Gingras, 2012; Vinn & Wilson, 2013), crustaceans (Dashtgard & Gingras, 2012) and sea anemones in marine setting (Hertweck, 1972). *Skolithos* is the namesake for the *Skolithos* ichnofacies, commonly used as indicator of high energy conditions of shallow marine (littoral) environments (Knaust, 2017). Its stratigraphic record ranges from the Cambrian to the recent (Mángano & Buatois, 2016).

***Taenidium* Heer, 1877**

cf. *Taenidium* isp. (Figure 5D)

Description: cf. *Taenidium* isp. is winding, unbranched, and thinly-lined burrow, vertical to the bedding plane, preserved as endichnial in sandy-claystone facies, up to 100 mm long and about 5 mm in diameter. The single specimen is moderately preserved, but in some segments, it is possible to see active meniscate-shaped filling.

Remarks: *Taenidium* is regarded as deposit-feeding, locomotion and dwelling trace fossil (Hembree & Hasiotis, 2008), produced probably by arthropods (Rodríguez-Tovar *et al.*, 2016). It is recorded in shallow to deep-marine deposits (D'Alessandro & Bromley, 1987), considered

as characteristic element of the *Scoyenia* Ichnofacies (Buatois & Mángano, 2011; Melchor *et al.*, 2012). Ichnospecies of *Taenidium* occur also in the *Cruziana* Ichnofacies (Bromley *et al.*, 1999; Cherif *et al.*, 2018). This trace fossil is known from the Cambrian to the recent (Mángano & Buatois, 2016).

***Thalassinoides* Ehrenberg, 1944**

***Thalassinoides* isp. Rieth, 1932 (Figure 5E)**

Description: Straight or slightly curved, oblique, large, mostly with Y- to T-shaped branched burrowing network, 10–30 mm wide and 50 to 150 mm long. *Thalassinoides* isp. has been found in endichnia in the internal face of the storm-dominated sandstones (Facies F5).

Remarks: *Thalassinoides* is considered as fodinichnion-domichnion trace of decapod crustaceans (Frey *et al.*, 1984). It represents the main component of the *Cruziana* Ichnofacies (Knaust, 2017) and often documented from shallow marine to deep-sea environments (Kim *et al.*, 2002; Cherif *et al.*, 2021b), supporting high energy conditions (Cherif *et al.*, 2015), and occurring in soft- to firmgrounds, but rarely in hardgrounds (Knaust, 2017). In shallow marine setting, the abundance and the developed size of *Thalassinoides* suggest well-oxygenated deposits (Naimi *et al.*, 2020a; Naimi & Cherif, 2021). This trace fossil is frequently reported from the Ordovician (Ekdale & Bromley, 2003) to the Holocene (Nickell & Atkinson, 1995), especially in the Mesozoic and Cenozoic deposits (El-Sabbagh *et al.*, 2017).

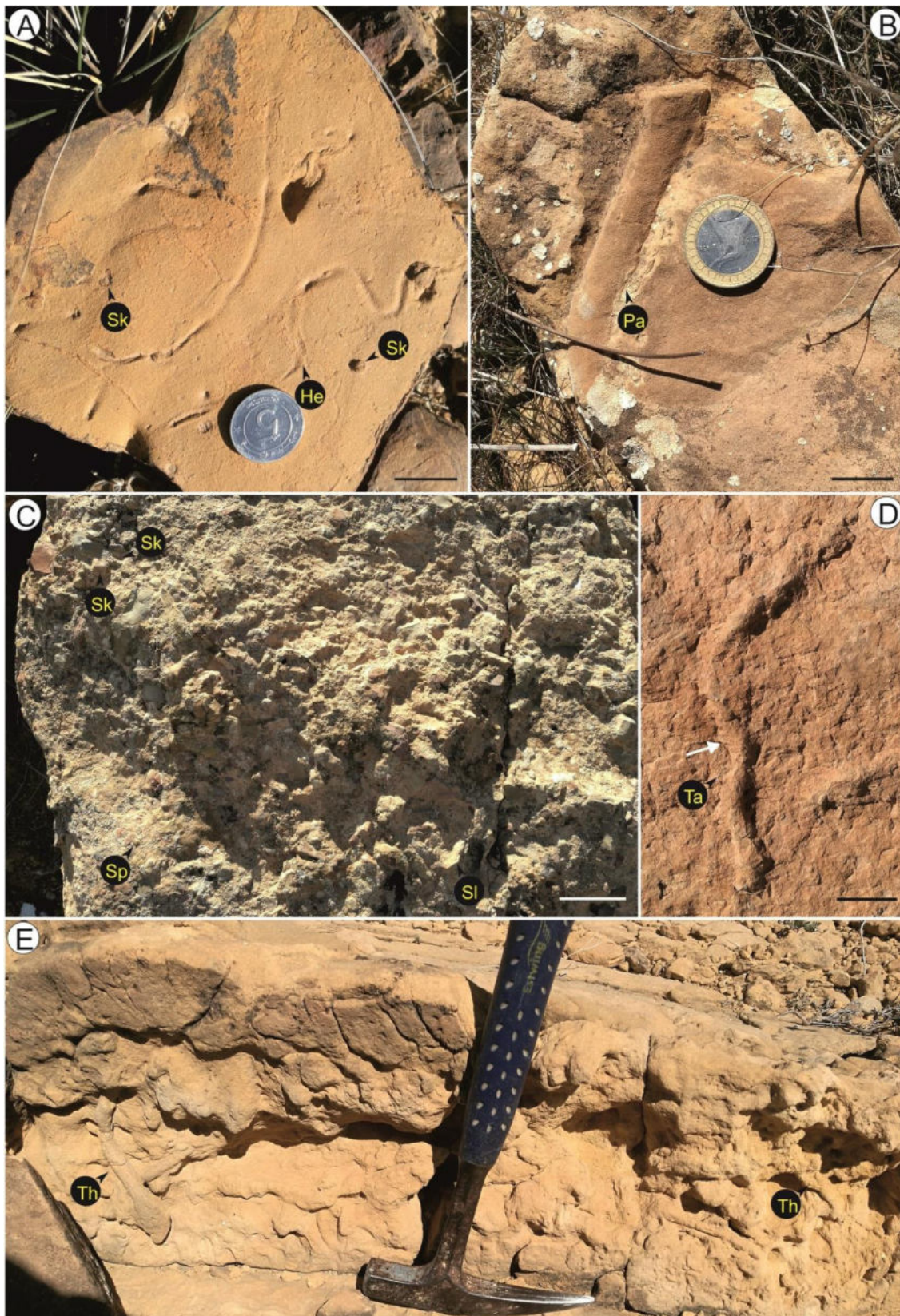


Figure .5. Trace fossils from the lower Langhian of Ain Sidi Salah: **A**, *Helminthopsis* isp. (He) associated with *Skolithos* cf. *S. linearis* (Sk) (Scale bar = 2 cm); **B**, *Palaeophycus tubularis* (Pa)

(Scale bar = 2 cm); **C**, Sandstone bed rich in *Skolithos* cf. *S. linearis* burrows (Sk), with probably pipe structures of *S. cf. S. linearis* burrows (Sp), and its lost traces (Sl) (Scale bar = 5 cm); **D**, cf. *Taenidium* isp. (Ta) (the possible meniscate fill is indicated by white arrow) (Scale bar = 1 cm); **E**, Sandstone bed showing abundant *Thalassinoides suevicus* (Th).

DISCUSSION

Ichnological analysis

The trace fossils were recorded from claystones, rippled fine sandstones, laminated sandstones and storm-dominated sandstones which show densely packed bioclast-supported shell layers. The trace fossil assemblage is characterized by sub-horizontally to sub-vertically burrows belonging to cf. *Archaeonassa* isp., *Arenicolites* isp., *Diplocraterion* isp., *Helminthopsis* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Skolithos* cf. *S. linearis*, cf. *Taenidium* isp., and *Thalassinoides* isp. The most abundant trace fossil is *S. cf. linearis*. The low ichnodiversity observed could be the result of stress factors such as high energy (Buatois & Mángano, 2013).

The ichnoassemblage in subject is dominated by post-depositional dwelling (domichnia) traces attributed essentially to suspension- or deposit-feeding organisms (e.g., *Thalassinoides* isp.). Shallow marine trace fossils show more ethological variations than that of other environments (Joseph *et al.*, 2020), which is the main characteristic of the proximal and archetypical *Cruziana* Ichnofacies, within an upper offshore-lower shoreface environment (Pemberton *et al.*, 2001). Mazouz (2009) suggested for the Tebessa Basin a shallow marine environment under moderate to high energy conditions based on a sedimentological approach. Thereby, the occurrence of vertical structures indicates opportunistic colonization of the storm-dominated sandstones (post-event community); whereas, the presence of horizontal structures (laminated sandstones) is related to fair weather conditions (Pervesler & Uchman, 2004). The preservation of the post-depositional trace fossil *Arenicolites* and *Skolithos* in the sandstone beds could indicate a storm-

related high-energy environment of the lower to middle shoreface (MacEachern *et al.*, 2012). Furthermore, the debris of bivalve shells could be related to storm events (tempestite-deposits) and suggest a shoreface depositional environment. *Thalassinoides* characterizes the softgrounds (Myrow, 1995) and its co-occurrence with large and open burrows as well as *Palaeophycus* indicates a shallow marine environment with well-oxygenated water above the sea floor (Naimi *et al.*, 2020a; Naimi & Cherif, 2021). The worms (polychaetes and phoronids) are the most common producers of the studied trace fossils, but crustaceans and arthropods are also probable tracemakers of these structures. The studied ichnoassemblage together with the paleontological data as well as the recorded bivalves are suggesting adequate food resources both in substrate and water column under normal salinity conditions (Fürsich, 1973; Gurav *et al.*, 2014; Mángano *et al.*, 1999, 2005; Wilson & Rigby, 2000)

Water with relatively strong currents, irregular rates of sedimentation and a high flux of food particles is conducive to the occurrence of suspension feeders (Buatois & Mángano, 2011). Gingras *et al.* (2011) also regarded the abundance of permanent U-shaped burrows and vertical tubes as indicative of shallow-marine areas with shifting sandy substrates, moderate-to high-energy conditions and food in suspension. From an ichnological point of view, the sequence shows a shift in environmental conditions, from the nearshore to the offshore zone. The colonization occurred in fully oxygenated shallow-marine waters, in a high-energy setting.

The trace fossil assemblage of Aïn Sidi Salah is intimately related to shallow marine ichnofacies and typically shows development of *Skolithos* which is the diagnostic of *Skolithos* Ichnofacies type conditions.

Palaeogeography

During the Lower–Middle Miocene, a significant marine transgression began across the expanse of epicontinental Algeria (Bessedik *et al.*, 2002). A patch reef indicating the maximum

flooding has been discovered in the Langhian–Serravalian transgressive detrital strata of the Lower Chelif Basin (Belkebir *et al.*, 1994). This transgression has been recorded from the entire western Mediterranean basin, as result of the opening of the Algero-Provençal Basin, occupying the western part of the Mediterranean Sea (de Gibert & Robles, 2005). These transgressive deposits are overlain by continental reddish detrital sediments attributed to the Serravalian (Bessedik *et al.*, 2002). The Miocene series ends by Late Miocene (Tortonian–Messinian) marine transgressive deposits (Benzina *et al.*, 2019; Naimi *et al.*, 2020a).

The attribution of the studied deposits to the Lower Langhian on the basis on planktonic foraminifera allows correlating the Tebessa basin with the other marginal basins of the southwestern Mediterranean as well as the Lower Chelif basin. The bioturbated sandstones (Facies F3 – F5) have been deposited within a transgressive context related to a significant transgression recorded in the other peri-Mediterranean basins. Also, they are overlain by reddish conglomerates which are similar to that of the Lower Chelif basin, indicating the Middle Miocene regression phase. The latter are surmounted by Upper Miocene marine siliciclastic deposits as well as in the case of the Lower Chelif and the Tafna basins (Benkhedda *et al.*, 2021). Thus, it confirms the similarities between the Tebessa and the Lower Chelif basin, which presents the reference Miocene series of Algeria.

CONCLUSIONS

Ichnological analysis of the Aïn Sidi Salah Lower Langhian sequence revealed low ichnodiversity represented by sub-horizontally to sub-vertically oriented burrows belonging to eight ichnotaxa of *Skolithos* and proximal *Cruziana* Ichnofacies. Thus, these trace fossils are cf. *Archaeonassa* isp., *Arenicolites* isp., *Diplocraterion* isp., *Helminthopsis* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Skolithos* cf. *S. linearis*, cf. *Taenidium* isp., and *Thalassinoides* isp.. The *Skolithos* Ichnofacies suggests high hydrodynamic energy reflecting foreshore-shoreface environment with occasional storm events, while proximal *Cruziana* ichnofacies represents moderate energy

condition of shoreface. This ichnoassemblage suggests that suspension- or deposit- feeding organisms, represented essentially by worms (polychaetes and phoronids), crustaceans and arthropods, occurred within these deposits, despite the absence of their body fossil

Parte III : Etude Micropaléontologique
Chapitre 05 : Systématique

Chapitre 05 : Systématique

Introduction

La détermination des microfossiles a été réalisée en utilisant un certain nombre d'ouvrages spécialisés et des thèses (Loeblich And Tappan 1988, 1989 ; De Marcelle K. Boudagher- Fadel 2017 ; Lennart Bornmalm 1995.....). La classification proposée sera donc la plus complète possible (avec nom de genre et espèce) mais, dans un certain nombre de cas, nous avons préféré la laisser en nomenclature ouverte (nom de genre seul, voire de famille) à cause d'un manque de données sur quelques holotypes.

I- LES FORAMINIFERES

A- Les foraminifères planctoniques

1- Sous ordre : GLOBIGERINA Blow, 1979

Super-famille : GLOBIGERINACEA Carpenter, Parker & Jones, 1862

Famille : GLOBIGERINIDAE Carpenter, Parker & Jones, 1862

Sous-famille : GLOBIGERININAE Carpenter, Parker & Jones, 1862

Genre : Globigerina d'ORBIGNY, 1826

Il se caractérise par un test trochospiralé à loges sphériques ou ovoïdes et une ouverture principale ombilicale.

Globigerina decoraperta TAKAYANAGI et SAITO, 1962

1962- *Globigerina druryi decoraperta* Takayanagi et Saito, Tohoku univ., Sc. Rept., Sendai ser. 2 (Geol.), soec. bp. 28., fig. 10a-c.

1971- *Globigerina woodi decoraperta*: Jenkins, pl. 16, fig. 502-504.

1985- *Globigerina decoraperta* Takayanagi et Saito: Iaccarino, p. 302, pl. 301, fig. 5 a-c.

1986- *Globigerina decoraperta* Takayanagi et Saito: Belkebir, p. 114, pl. I, 3. 7.

Globigerina apertura CUSHMAN, 1918

1918- *Globigerina apertura* Cushman, U. S. Géol. Bull. n° 676, p.57, pl.12, fig. 8 a-c.

1965- *Globigerina riveroae*: Bolli et Bermudez, p. 137.

1969- *Globigerina bulloides apertura*: Blow, pl. 12, fig. 28.

- 1979- *Globigerina bulloïdes apertura*: Wernli, pl. 2, fig. 3-4.
 1983- *Globigerina (Zeaglobigerina) apertura* Cushman. Kennett & Srinivasan : p.44 pl. 8; fig. 4-6.
 1985- *Globigerina apertura* Cushman. Iaccarino : p.301 figs. 5.9; 4
 1993- *Globigerina apertura* Cushman. Chaisson & Leckie : p.169 pl. 1 ; fig. 6.

***Globigerina bulloides* d'ORBIGNY, 1926 (Planche. II. 5)**

- 1826- *Globigerina bulloides* D'ORBIGNY: p. 3 pl. 1, figs. 1-4
 1972 *Globigerina bulloides* : Bizon et Bizon : P ; 156, FIG. 1-3
 1975- *Globigerina bulloides* D'Orbigny: Yassiny, RIV. ITAL. PALEONT., 81, PL.13, FIG. 79.
 1980 *Globigerina bulloides*: Wernli, pl. 3, fig. 10-11.
 1990 *Globigerina bulloides* D'Orbigny. Vincent & Toumarkine: p. 796.

***Globigerina praebulloïdes* BLOW, 1959**

- 1957- *Globigerina cf Trilocularis* d'orbigny: Bolli, pl.22, fig. 8. 9.
 1959- *Globigerina Praebulloïdes* Blow: *Bull. Amer. Pal.*39, n°178, p.180, pl.8-9, fig. 47a-c; fig.48.
 1973- *Globigerina bulloïdes trilocularis* : Deshayes : Collen et Vella, pl. 2, fig. 8.
 1980- *Globigerine praebulloïdes praebulloïdes* : Wernli, pl.3, fig. 12.

***Globigerina quinqueloba* Natland, 1938**

- 1938 *Globigerina quinqueloba* Natland, p. 149, pl. 6, fig. 7
 1970 *Globigerina quinqueloba egelida* Cifelli y Smith, p. 32, pl. 3, figs. 4-7.
 1973 *turborotalia quinqueloba lingulata* Collen et Vella, p. 22, pl. 4, fig. 9.
 2000 *Globigerina quinqueloba* Natland; Baggley, pl. 3, fig. 15.

***Globigerina falconensis* BLOW, 1959**

- 1959- *Globigerina falconensis* BLOW: *Bull. Amer. Pal.* Ithaca, N. Y. 39, n° 178, p. 177.
 1959- *Globigerina falconensis* BLOW. Blow: p. 177 pl. 9 figs 40a-c, 41.
 1976- *Globigerina falconensis* BLOW. Quilty: p.669 pl. 2, figs. 17-18.
 1983- *Globigerina (Globigerina) falconensis* BLOW. - Kennett & Srinivasan: p. 40 pl. 7, figs 1-3.

1985- *Globigerina falconensis* BLOW. IACCARINO: p.301 figs. 5.2a-c; 4.

***Globigerina nepenthes* TODD, 1957**

1957 *Globigerina nepenthes* TODD. Todd: p. 301 pl. 78, fig.7.

1975 *Globigerina nepenthes* TODD - SRINIVASAN: p. 143 Pl. 1; Fig. 10-11

1983 *Globigerina (Zeaglobigerina) nepenthes*. TODD. Kennett & Srinivasan: p.48 pl. 9; fig. 1-3.

1985 *Globigerina nepenthes* TODD. Bolli & Saunders: p. 201 figs. 25; 7,10, 11.

1993 *Globigerina nepenthes* TODD. Chaisson & Leckie : p. 169 pl. 1 ; fig. 12.

Genre : *Globigerinoides* CUSHMAN, 1927.

Sa forme se distingue par la présence de plusieurs ouvertures secondaires sur la face spirale.

***Globigerinoides bulloideus* CRESCENTI, 1966**

1966- *Globigerinoides bulloideus* Crescenti : Sulla biostratigrafia del Miocene affiorante et confine marchigiano-abruzzese. *Geologica Romana* 5. p. 43, fig. 8, n°3, 3a, fig. 9.

1972- *Globigerinoides bulloideus*: Tjalsma & Wonder, pl. 1, fig. 3-5.

1980. *Globigerinoides bulloideus*: Wernli, pl. 4, fig. 2.

1983- *Globigerinoides bulloideus* Crescenti: Kennett & Srinivasan, *Hutch. Ross. Pub. Comp.*, p. 60, pl. 12, fig. 7-9.

1985- *Globigerinoides bulloideus* Crescenti: Belkebir, *Thèse 3 éme cycle*, pl. II, fig. 3.

2000- *Globigerinoides bulloideus* Crescenti : Boukli-Hacene, *Thèse Doct. Etat. Univ. Etat. Univ Prov.* pl. IV, fig. 3.

***Globigerinoides obliquus* BOLLI, 1957**

1 969- *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli et Bermudez : *Boll. Infor. Asoc. Venez. Geol. Miner. Petr.*, 8, n° 5, p. 139, pl. 1, fig. 10-12.

1969- *Globigerinoides obliquus extremus* : BLOW, p.324, pl.21, fig.2-3.

1973- *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli & Burmudz : Cita & Gartner, *Riv. Ital. Paleont.* 79, pl. 52, fig. 1, 6.

1975- *Globigerinoides obliquus extremus* : Sat- Ntforth et al., fig. 165.

1983- *Globigerinoides extremus* Bolli: Kennett & Srinivasan, *Hutch. Ross. Pub. Comp.*, p. 58, pl. 12, fig. 1-3.

1985- *Globigerinoïdes obliquus extremus* Bolli : Bolli & Saunders, *Cambridges. Univ. Press*, p. 194, fig. 20, 11 a-c.

1987- *Globigerinoïdes extremus* Bolli & Burmudz : Sierro, *Paleont. Neog. Huelva*, pl.

***Globigerinoïdes sacculifer* BRADY, 1877**

1957- *Globigerinoïdes trilobus sacculifer* : BOLLI, pl. 25, fig. 5-6, text fig. 21, n° 4.

1975- *Globigerinoïdes quadrilobatus sacculifer* : Stainforth et al., fig. 137, n° 1-4, 6.

1977- *Globigerinoïdes sacculifer* BRADY : Géol. Mag. London, n. s. decade 2, n° 12, p. 535.

1983- *Globigerinoïdes sacculifer* (Brady) : Kennett & Srinivasan, *Hutch. Ross Publ. Comp.*, p. 66, pl. 14, fig. 4-6.

1985- *Globigerinoïdes trilobus sacculifer* (Brady): Bolli & Saunders, *Cambridge Univ. Press*, p. 196, fig. 20, 13 a-b.

***Globigerinoïdes trilobus* REUSS, 1850**

1 950- *Globigerinoïdes trilobus* REUSS: Denksch. K. Akad. Wiss. Wiem. 1, p.374, p. 147, fig. 11a-c.

1957- *Globigerinoïdes trilobus* REUSS: Bolli, *US. Mus. Bull.*, 257, p.1 12, pl. 25, fig.29.

1966- *Globigerinoïdes trilobus* (Reuss) : Vervloet, Schotanus & Jens Utrecht NV, pl. X, fig. 1a-2c.

1975- *Globigerinoïdes quadrilobatus triloba* : Stainforth et al., fig. 138, n°4, 5.

1 979- *Globigerinoïdes trilobus* : Wernli, pl.2, fig. 12.

1983- *Globigerinoïdes triloba* (Reuss) : Kennett & Srinivasan, *Hutch. Ross Publ. Comp.*, p. 62, pl. 13, fig. 7-9

***Globigerinoïdes quadrilobatus* d'Orbigny, 1846**

1846 *Globigerina quadrilobata* D'ORBIGNY. D'Orbigny : p.164 pl 9 figs 7-10

1846 *Globigerina quadrilobata* D'ORBIGNY. D'Orbigny : p. 164 pl. 9, figs.7-10

1850 *Globigerina triloba* REUSS. Reuss : p.374 pl. 447, fig.11

1877 *Globigerina sacculifera* BRADY. Brady: p. 535

1884 *Globigerina sacculifera* BRADY. Brady: pl. 80, figs. 11-17

1939 *Globigerinoïdes sacculiferus* var. *immatura* LE ROY. LE Roy : p. 263 pl. 3, figs. 19-21.

***Globigerinoides ruber* D'ORBIGNY, 1839**

Globigerina bulloides var. *rubra* d'Orbigny, 1839

Globigerina bulloides var. *rubra pyramidalis* van den Broeck, 1876

Globigerina cyclostoma Galloway & Wissler, 1927

Globigerina pyramidalis van den Broeck, 1876

Globigerina rubra d'Orbigny, 1839

Globigerinoides pyramidalis (van den Broeck, 1876)

***Globigerinoides elongatus* d'Orbigny, 1826**

1826 *Globigerina elongata* D'ORBIGNY. D'orbigny: p.277

1960 *Globigerinoides elongatus* D'ORBIGNY. - Banner & Blow: p.12 pl.3, figs.10a-c

1967 *Globigerinoides elongatus* D'ORBIGNY. - Parker: p. 156 pl. 22, fig.4

1985 *Globigerinoides elongatus* D'ORBIGNY. - Bolli & Saunders : p.193 fig. 20.4

1990 *Globigerinoides elongatus* D'ORBIGNY. - Vincent & Toumarkine : p. 830 pl. 1, figs

Sous Famille : Orbulininae SCHULTZE, 1854***Genre : Orbulina* d'Orbigny, 1839.**

Les espèces de ce genre se construisent d'une loge en premier lieu qui se multiplie après au stade adulte en plusieurs loges avec une forme sphérique à subsphérique selon le genre, la loge finale enveloppant entièrement ou partiellement le reste du test. Dès leur stade juvénile les espèces possèdent des petits trous bien visibles à la base.

***Orbulina bilobata* D'ORBIGNY, 1946**

1846 *Globigerina bilobata* D'ORBIGNY. D'ORBIGNY : p. 164 pl. 9, figs. 11-14

1941 *Orbulina bilobata* D'ORBIGNY. PALMER : p. 286 pl. 28, fig. 3

1949 *Orbulina bilobata* D'ORBIGNY. BERMUDEZ : p. 282 pl. 22, fig. 4

1956 *Biorbulina bilobata* D'ORBIGNY. BLOW: pp. 69-70 text-fig. 2, No. 16

1957 *Orbulina bilobata* D'ORBIGNY. BOLLI: pl. 27, fig. 6

1975 *Orbulina bilobata* D'ORBIGNY. SRINIVASAN : p.149 pl. 4; fig. 11

***Orbulina universa* D'ORBIGNY, 1939**

- 1839 *Orbulina universa* D'ORBIGNY. D'Orbigny : p.3 pl1 fig 1
 1975 *Orbulina universa* D'ORBIGNY. Srinivasan : p.149 pl. 4 ; fig. 12
 1983 *Orbulina universa* D'ORBIGNY. Kennett & Srinivasan : p.86 pl. 20 ; fig. 4-6
 1985 *Orbulina universa* D'ORBIGNY. Bolli & Saunders : p.200 figs. 23.1, 24.2, 7,9,11
 1990 *Orbulina universa* D'ORBIGNY. Vincent & Toumarkine : p.804

***Orbulina suturalis* B. NNIMANN, 1951**

- 1951 *Orbulina suturalis* BR. NNIMANN : *Cont. Cush. Lab. For. Res.*, 2, n° 4, p. 135, Text.
 1945 *Candorbulina universa* JEDLITSCHKA. Cushman & Stainforth: p. 69 pl. 13, fig. 10
 1951 *Orbulina suturalis* BR. NNIMANN. Br. nnimann : p. 135 "text-fig. 2, figs. 1-2; 5-8; 10, text-fig.3, figs. 3-8; 11; 13-16; 18; 20-22, text-fig. 4, figs. 2-4; 7-12; 15-16; 19-22"
 1975 *Orbulina suturalis* BR. NNIMANN. Srinivasan: p.149 pl. 4; fig. 10
 1983 *Orbulina suturalis* BR. NNIMANN. Kennett & Srinivasan: p.86 pl. 20; fig. 1-3.
 1990 *Orbulina suturalis* BR. NNIMANN. Vincent & Toumarkine: p.832 pl.3, figs.4-5

Famille: Globorotaliidae CUSHMAN, 1927.

Sous Famille : Globorotaliinae CHAPMAN & PARR, 1862

Genre : *Globorotalia* CUSHMAN, 1927.

Caractérisé par un test trochospiralé, biconvexe, ombilico-convexe ou plano-convexe, avec des loges arrondies, ovales ou triangulaires (anguleuses). L'ouverture est intério-marginale à extraombilicale bordée par une lèvre.

***Globorotalia scitula* BRADY, 1882**

- 1882 *Pulvinulina scitula* Brady. Brady: p.716 pl. 103; fig. 7a-c
 1884 *Pulvinulina scitula* Brady. Brady: p. 716 figs. in Brady, Rep. Voy. Challenger, Zool., vol. 9, pl. 103, figs. 7a-c, 1884
 1957 *Globorotalia scitula* Brady. Bolli: pl. 29, figs. 11a-12c
 1960 *Pulvinulina scitula* Brady. Banner & Blow: pl. 5, fig.5 (lectotype)
 1975 *Globorotalia scitula* Brady. Srinivasan: p.147 pl. 3; fig. 18
 1979 *Globorotalia scitula* Brady. Serrano. P. 151, Pl. 7, fig.4-7.
 1983 *Globorotalia (Hirsutella) scitula* Brady. Kennett & Srinivasan: p.134 pl. 31; fig. 1-3.
 1993 *Globorotalia scitula* Brady. Chaisson & Leckie: 173, 174 pl. 4, fig. 6; pl. 6, fig. 15-16

2010 *Globorotalia scitula* Brady. Corbi: p. 41, fig 3.2.

2017 *Globorotalia scitula* brady. Walid A. Makled: p 15, pl. 5, fig. 12-14.

***Globorotalia saheliana* CATALANO & SPROVIERI, 1971 (Planche I. 4)**

1971 *Globorotalia saheliana* Catalano & Sprovieri. Catalano & Sprovieri p.240 pl.1, figs. 3a-c

1975 *Globorotalia saheliana* Catalano & Sprovieri, D' Onofrio *et al.*, p. 187, pl. 2, fig. 4.

1985 *Globorotalia saheliana* Catalano & Sprovieri. Iaccarino: p.305 figs. 6.1a-c; 4

1986 *Globorotalia saheliana* Catalano & Sprovieri, Cifelle & Scott, p. 43, fig. 17.

Genre : *Neogloboquadrina* BANDY, FRERICHS & VINCENT, 1967.

Caractérisé par une structure de paroi piquée principalement non épineuse. Le test est trochospiralé et l'ouverture est interio-marginale, ombilicale à extra-ombilicale. Les formes appartenant à ce genre montrent 4 à 6 loges globuleuses au dernier tour.

***Neogloboquadrina acostaensis* BLOW, 1959 (Planche II. 2)**

1959 *Globorotalia acostaensis* Blow, p. 208, pl. 17, fig. 106.

1967 *Globorotalia (Turborotalia) acostaensis*: Banner & Blow. P. 153, Pl. 3, fig. 1.

1967 *Globorotalia acostaensis*: Bizon. P. 41, pl. 1, fig. 6.

1969 *Globorotalia (T.) acostaensis acostaensis*: Blow. P. 344, pl. 33, fig. 2.

1971 *Globorotalia acostaensis acostaensis*: Mazzola, pl. 3, fig. 4-6.

1972 *Globorotalia acostaensis*: Bizon & Bizon, p. 12 toutes les figs.

1975 *Globorotalia (Turborotalia) acostaensis acostaensis* Blow: Yassini, *Riv. Ital. Paleont.*, 81, pl. 14, fig. 10-12.

1977 *Globorotalia acostaensis acostaensis*: Wernli, pl. I, fig. 3.

1986 *Globorotalia acostaensis* (Blow): Thunnel, *Micropaleontology*, 25, n°4, p. 434, pl. 6, fig. 1-3.

1994 *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow): Van De Poel, *Strata*, sér. 2, 23, p. 81, pl. II, fig. 12 a-b.

***Neogloboquadrina humerosa* Takayanaga et Saito, 1962 (Planche II. 2)**

1962 *Globorotalia humerosa* : Takayanga & Saito. *Sc. Repts. Sendai. Tohaka, Univ.*, ser. 2

(*Geol*), *Spec. Vol. n° 5*, p. 78, pl. 28, fig. 1a-c.

1969 *Globorotalia humerosa*: Blow, p. 2-33, fig. 4-9, pl. 3-4, fig. 1-3.

1970 *Globorotalia dutertrei humerosa*. Bolli, pl. 2, figs. 4-6.

1971 *Globorotalia humerosa*: Bizon et Bizon, p. 32-33, figs. 8-14.

1971 *Globorotalia acostaensis humerosa*: Mazzola, p. 808, fig. 7-9.

1977 *Globorotalia humerosa*: Wernli. *Pl. 1*, fig. 4.

1986 *Neogloboquadrina humerosa* Takayanga & Saito: Belkebir *Thèse Univ. Aix Marseille L*, p. 133.

***Neogloboquadrina* sp (Planche IX .1)**

Genre : *Globigerinella*

Test avec un faible taux de trochospire au début du stade, plus tard presque planispiralé et évolutive, chambres globulaires à ovales grossissant rapidement, environ quatre à six dans le tour final, sutures radiales, déprimé, périphérie arrondie et paroi calcaire, densément perforée avec une ouverture intériomarginale.

***Globigerinella obesa* Boli, 1957 (Planche II. 10)**

1957 *Globorotalia obesa* Bolli : U. S. Nat. Mus. Bull., 215, p. 119, pl. 29, figs. 2a-c.

1972 *Globorotalia obesa* Bolli : Bizon & Bizon, *Edit. Technip*, Paris, p. 100, figs. 1-3.

1983 *Globorotalia obesa* Bolli : Kennet et Srinivasan, *Hutch. Ross. Pub. Comp.*, p. 134, pl. 59, fig. 3-5.

***Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny, 1839) (Planche II. 3)**

1839 *Globigerina siphonifera* d'Orbigny. d'Orbigny: pl. 4, figs. 15-18

1884 *Globigerina aequilateralis* Brady. Brady: pl. 80, figs.18-21

1982 *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny) ; Van Der Zwaan, Pl. 12, fig. 11.

1983 *Globigerinella aequilateralis* (Bradyi) ; Kennett et Srinivasan, p. 238, pl. 60, figs. 4-6.

1960 *Hastigerina (Hastigerina) siphonifera* d'Orbigny. Banner & Blow: figs. 2, 3

1990 *Globigerinella siphonifera* d'Orbigny. Vincent & Toumarkine : p. 830 pl.1, figs. 16,17.

Attribution stratigraphique

Kowalski et al (1974) et Hamimed et al (2001,2004) ont réalisé une initiation sur l'étude stratigraphique dans cette série. Dans cette étude, l'analyse micropaléontologique des foraminifères planctoniques a été réalisée sur différents échantillons prélevés sur les différentes sections. Dans la partie moyenne et supérieure des successions en deux coupes, nous avons identifié la première occurrence commune de *Neogloboquadrina acostaensis* (10,57 Ma, Zone N16, Blow, 1969 ; zone d'intervalle, MMi 11, Lirer et al., 2019). Dans le bassin méditerranéen, la première occurrence de cette espèce correspond au Tortonien moyen (Hilgen et al., 2000, 2003, 2005, 2012 ; Lourens *et al.*, 2005 ; Iaccarino *et al.*, 2007 ; Wade *et al.*, 2011) ; Capella et al., 2018 ; Lirer et al., 2019). La première apparition de *Globigerinoides obliquus* (8,37 Ma, zone d'intervalle MMi 12, Lirer *et al.*, 2019) indiquant le Tortonien supérieur (Iaccarino *et al.*, 2007 ; Lirer *et al.*, 2019). La présence de ces espèces indique que la Formation de El Hadjra Safra et El Kouif s'est déposée au cours du Tortonien moyen-supérieur. Dans les différents échantillons prélevés dans les parties inférieures des formations de El Kouif et El Hadjra Safra, les foraminifères planctoniques étaient absents ou rares et mal conservés.

Cependant, Wiman (1974) a décrit dans l'intervalle moyen *N. acostaensis*, *N. humerosa*, *G. obliquus*, *Globigerinoides trilobus* et *Globorotalia saheliana*, *G. obesa*. Cet assemblage confirme l'âge du Tortonien.

B- Les foraminifères benthiques

2- Sous-ordre : LAGENINA Delage & Herouard, 1896

Super-famille : NODOSARIACEA Ehrenberg, 1838

Famille : NODOSARIIDAE Ehrenberg, 1838

Sous-famille : NODOSARIINAE Ehrenberg, 1838

Genus Laevidentalina Loeblich & Tappan, 1986

Test uniserié allongé, arqué, prolocule arrondi à fusiforme, peut être apiculé, paroi calcaire, optiquement radiale, hyaline, très finement perforée, surface lisse et sans ornement et rond d'ouverture.

***Laevidentalina communis* (d'Orbigny, 1826)**

Dentalina communis d'Orbigny, 1826, p. 254, no. 35.

Nodosarina communis (d'Orbigny) - Goës, 1894, pl. 2, fig. 36.

Nodosaria communis (d'Orbigny) - Cushman, 1923, p. 75, pl. 12, figs. 3-4, 15-17.

Enantiodontalina communis (d'Orbigny) - Giannini & Tavani, 1960, p. 46, pl. 6, fig. 15.

Dentalia communis (d'Orbigny) - Le Roy, 1964, p. 23, pl. 15, fig. 28.

Laevidentalina communis (d'Orbigny) - Cicha et al., 1998, p. 109, pl. 21, fig. 3.

Genre : *Dentalina* Risso, 1826

Test unisérié, allongé et arqué. L'ouverture est terminale radiée, submarginale avec des sutures obliques.

***Dentalina elegans* D'Orbigny, 1846 (Planche III. 3)**

1846 - *Dentalina elegans* D'Orbigny, p.45, plate 1, figs. 52-56.

1895 - *Nodosaria communis* Egger, Jahrsber, Naturhist. Ver. Pessau, Vol. 16, p. 20, pl. ii, figs.1,2;

1969 - *Dentalina communis* (D'Orbigny): Martinez, Vol2, pp.147-180, pl. VII, fig.24.

1985 - *Dentalina elegans* D'Orbigny: Papp and Schmid, p.28, pl.10, figs. 1-8.

1986 - *Dentalina communis* (D'Orbigny) : Bartebstein et Bolli, p. 956, pl. 2, figs. 36-38

Genus *Neugeborina* Popescu, 1998***Neugeborina longiscata* (d'Orbigny, 1846) (Planche III. 2)**

Nodosaria longiscata d'Orbigny, 1846, p. 32, pl. 1, fig.10-12.

Nodosaria irregularis d'Orbigny, 1846, p. 32, pl. 1, figs.13-14.

Nodosaria orbignyana Neugeboren, 1852, p. 40, pl. 1, fig. 15.

- Nodosaria buchiana* Neugeboren, 1852, p. 41, pl. 1, fig.16.
- Nodosaria ackneriana* Neugeboren, 1852, p. 41, pl. 1, figs. 17-18.
- Nodosaria roemeriana* Neugeboren, 1852, p. 42, pl. 1, fig. 19.
- Nodosaria nodifera* Neugeboren, 1852, p. 42, pl. 1, figs.20-21.
- Nodosaria capillaris* Neugeboren, 1852, p. 50, pl. 1, figs.22-24.
- Nodosaria exilis* Neugeboren, 1852, p. 51, pl. 1, figs. 25-26.
- Nodosaria cLavaeformis* Neugeboren, 1852, p. 53, pl. 1, fig. 38.
- Nodosaria culmen* Costa, 1856, p. 158, pl. 13, fig. 15.
- Nodosaria arundinea* Schwager, 1866, p. 211, pl. 5, figs.43-45.
- Nodosaria (Dentalina) longiscata* (d'Orbigny) - Schuhert, 1899, p. 219.
- Lagenodosaria longiscata* (d'Orbigny) - Colom, 1956, pl. 8, figs. 1-4.
- Stilostomella longiscata* (d'Orbigny) - Hausmann, 1964, p. 380, pl. 3, fig. 11.
- Chrysalogonum longiscatum* (d'Orbigny) - Sztrákos, 1979, pl. 9, fig. 16.
- Siphonodosaria longiscata* (d'Orbigny) - Perembo, 1995, pl. 9, fig. 20.
- Neugeborina longiscata* (d'Orbigny) - Cicha et al., 1998, p. 113, pl. 21, fig. 12.

Genus *Pyramidulina* Fornasini, 1894

Test unisérié et rectiligne, allongé, multiloculaire, les chambres sont globulaires à sous-cylindriques augmentant régulièrement, paroi calcaire, perforée avec ouverture terminale.

Pyramidulina latejugata (Gümbel, 1868) (Planche III. 1)

- Nodosaria latejugata* Gümbel, 1868, p. 619, pl. 1, fig. 32.
- Pyramidulina latejugata* (Gümbel) - Cicha et al., 1998, p. 121, pl. 21, fig. 13

Subfamily PLECTOFRONDICULARIINAE Cushman, 1927

Genre: *Amphimorphina* Neugeboren, 1850

Test unisérié allongé, microsphérique à mégalosphérique avec six chambres disposées en deux parties au stade précoce, paroi calcaire, perforée, surface lisse au début, ouverture rayonnant au stade précoce, avec trois à huit ouvertures.

***Amphimorphina haueriana* Neugeboren, 1850 (Planche III. 4)**

Amphimorphina haueriana Neugeboren, 1850, p. 127, pl. 4, figs. 13-14.

Nodosaria compressiuscula Neugeboren, 1852, p. 59, pl. 1, figs. 54-56.

Plectofrondicularia trinitatensis Cushman & Jarvis, 1929, p. 11, pl. 2, fig. 16.

Amphimorphina miocenica Cushman, 1948, p. 220, pl. 15, figs. 16-18.

Amphimorphinella butonensis Keyzer var. *compressa* Keyzer, 1953, p. 276, pl. 3, figs. 7, 9-16.

Sous-famille : Marginulininae Wedekind, 1937

Genre : *Amphicoryna* Schlumberger, 1881

Test unisérié et rectiligne, allongé. Les premières loges sont comprimées et tendent à s'enrouler dans la génération microsphérique et se déroulent par la suite avec des loges à arrangement unisérié et rectiligne à section transversale circulaire. La génération mégalosphérique montre un grand proloculus globulaire suivi de loges globulaires avec un arrangement rectiligne. Les sutures sont superficielles et obliques dans le premier stade 'enroulé' des formes microsphériques et deviennent droites et resserrées dans la partie rectiligne. La paroi est perforée et optiquement radiale. La surface comporte des stries ou de fines côtes généralement longitudinales qui se divisent vers le haut en rangées de petites pustules. L'ouverture terminale radiée se situe à l'extrémité d'un col, bien soulignée par des arêtes concentriques en forme d'anneau.

***Amphicoryna spinicosta* (d'Orbigny, 1846) (Planche III. 6)**

Nodosaria spinicosta d'Orbigny, 1846, p. 37, pl. 1, figs.32-33.

Amphicoryna spinicosta (d'Orbigny) - Sztrákos, 1979, pl. 10, figs. 3-4.

***Amphicoryna scalaris* (Batsch, 1791) (Planche III. 5)**

1791 - *Nautilus (orthoceras) scalaris* Batsch, Conchyliendes seesandes, N°. 4, PL. 2, fig. a, c.

1974 - *Amphicoryna scalaris* (Batsch): Levy et al., pl. II, figs. 10, 11, 12.

1982 - *Amphicoryna scalaris* (Batsch): AGIP SPA, pl. XIX, fig. 7.

1989 - *Amphicoryna scalaris* (Batsch): El Houari, pl. 4, fig. 8.

1997 - *Amphicoryna scalaris* (Batsch): Debenay et Redois, pl. 2, fig. 17.

Genre : Marginulina D'Orbigny, 1826.

Test allongé montrant une section circulaire. La partie inférieure est légèrement courbée mais pas complètement enroulée. Les dernières loges présentent un arrangement rectiligne. Les lignes de sutures sont droites à obliques. La paroi calcaire, hyaline, est perforée dans le sens de l'allongement du test. La surface est ornée de côtes longitudinales bien en relief et peut avoir une base apiculée. L'ouverture radiale est terminale. Elle est marginale et portée par un col plus ou moins court.

Marginulina sp.* (Planche IX. 6)*Famille : VAGINULINIDAE Reuss, 1860****Sous-famille : LENTICULININAE Chapman, 1934****Genre : Lenticulina Lamarck, 1804**

Test planispiralé involute, libre avec une forme lenticulaire. Les bords sont anguleux ou carénés et les sutures bien marquées. L'ouverture ronde se situe à la base de la dernière loge.

A la base de chaque loge, la paroi montre des digitations. Ce dernier caractère semble distinguer ce genre de *Brizalina*. Parfois, la loge finale peut avoir une position centrale. La paroi calcaire, hyaline, finement perforée, peut être ornée de côtes.

Lenticulina arcuatostrata (Hantken, 1868)

Cristellaria (Robulina) arcuato striata Hantken, 1868, p. 93, pl. 2, fig. 20 (fide Ellis & Messina).

Robulina arcuato-striata (Hantken) - Hantken, 1875, p. 56, pl. 7, fig. 2.

Robulus arcuatostratus (Hantken) - Cuvillier & Szakall, 1949, p. 51, pl. 23, fig. 9.

Robulus arcuato-striatus (Hantken) - Ruiz de Caona & Colom, 1950, p. 402, textfig. 6, nr. 1-9.

Lenticulina arcuatostrata (Hantken) - Braga et al., 1975, p. 104.

Lenticulina arcuato-striata (Hantken) - Grünig, 1985, p. 261, pl. 4, fig. 19.

Robulina arcuatostrata (Hantken) - Gellai-Nagy, 1988, pl. 8, figs. 1-3.

Lenticulina arcuatostrata (Hantken) - Cicha et al., 1998, p. 109, pl. 24, figs. 1-2.

Lenticulina calcar (Linné, 1758) (Planche I. 5)

Nautilus calcar Linné, 1758, p. 709 (fide Ellis & Messina).

Nautilus calcar Linné, 1758 var. α Fichtel & Moll, 1798, p. 71, pl. 11, figs. a-c.

Robulina calcar (Linné) - d'Orbigny, 1846, p. 99, pl. 4, fig. 20.

Cristellaria calcar (Linné) - Parker & Jones, 1860, tab. p. 100, p. 111.

Nodosarina calcar (Linné) - Goës, 1882, pl.3, figs. 54- 56.

Robulus calcar (Linné) - Dieci, 1959, p. 28, pl. 2, figs. 8-10.

Lenticulina calcar (Linné) - Rögl, 1968, p. 75, pl. 5, fig. 1.

Lenticulina limbosa (Reuss, 1863)

Cristellaria (Robulina) limbosa Reuss, 1863, p. 55, pl. 6, fig. 69 (fide Ellis & Messina).

Cristellaria limbosa (Reuss) - Nuttall, 1932, p. 11.

Rubulus limbosus (Reuss) - Ruiz de Gaona & Colom, 1950, p. 405, fig. 5/1-14.

Robulus limbosus (Reuss) - Hagn, p. 127, pl. 11, fig. 2.

Lenticulina limbosa (Reuss) - Mathelin & Sztrákos, 1993, p. 75, pl. 8, fig. 6

.

Lenticulina vortex (Fichtel & Moll, 1798)

Nautilus vortex Fichtel & Moll, 1798, p. 33, pl. 2, fig. d-i.

Nautilus calcar Linné, 1758 var. η Fichtel & Moll, 1798, p. 76, pl. 12, fig. g-h.

Polystomella vortex (Fichtel & Moll) - Di Blainville, 1824, p. 183.

Robulina vortex (Fichtel & Moll) - d'Orbigny, 1826, p. 288, no. 4.

Robulina imperatoria d'Orbigny, 1846, p. 104, pl. 5, figs.5-6.

Cristellaria vortex (Fichtel & Moll) - Parker & Jones, 1860, p. 113.

Cristellaria vortex (Fichtel & Moll) - Brady, 1884, p. 1548, pl. 69, figs. 14-16.

Robulus vortex (Fichtel & Moll) - Cushman, 1946, p. 6, pl. 1, figs. 3-4.

Lenticulina (Lenticulina) vortex (Fichtel & Moll) - Butt, 1966, p. 41, pl. 2, fig. 1.

Lenticulina vortex (Fichtel & Moll) - Rögl, 1968, p. 75.

Lenticulina vortex (Fichtel & Moll) - Popescu, 1975, p. 55, pl. 30, fig. 30, pl. 31, fig. 1.

Lenticulina vortex (Fichtel & Moll) - Rögl & Hansen, 1984, p. 30, pl. 2, figs. 3-4, textfig. 8.

3- Sous-ordre: ROTALIINA Delage & Herouard, 1896

Super - famille: ROTALIACEA EHRENBERG, 1839

Famille: Rotaliidae EHRENBERG, 1839

Sous Famille : Ammoniinae SAIDOVA, 1981

***Ammonia beccarii* LINNE, 1758**

Test trochospiralé biconvexe, avec des sutures légèrement courbées, épaisses et déprimées. La face ombilicale comporte des granules, les loges sur la face spirale sont séparées par des sutures, ouverture intério-marginale.

Super-famille : BOLIVINACEA Glaessner, 1937

Famille : BOLIVINIDAE Cushman, 1927

Sous-famille : BOLIVININAE Cushman, 1927

Genre : *Bolivina* D'Orbigny, 1839

Test bisérié, allongé, ovoïde à triangulaire vers le sommet, rarement la dernière chambre doit être dans une position centrale. Test calcaire hyalin radiaire, avec une ouverture à la base de la face aperturale.

***Bolivina dilatata* Reuss**

Bolivina dilatata Reuss, 1850, p. 381, pl. 48, fig. 15a-c (fide Ellis & Messina).

Bolivina dilatata dilatata Reuss - Cicha & Zapletalová, 1963, p. 131, textfigs. 11a-f.

***Bolivina tereta* (Cushman, 1936)**

Loxostoma teretum Cushman, 1936, p. 60, pl. 8, fig. 14.

Loxostomum teretum (Cushman) - Batjes, 1958, p. 133, pl. 5, fig. 17.

Bolivina tereta (Cushman) - Hofmann, 1967, p. 179, pl. 4, figs. 7-8.

Genre : *Brizalina* Costa, 1856

Test bisérié, allongé, caréné et libre, les chambres larges et des sutures obliques. Test calcaire hyalin radiaire, avec une ouverture au sommet de la face aperturale.

***Brizalina dilatata* (Reuss, 1850)**

1850 – *dilatata* Reuss, Akad. Wiss. Math. Naturw., Wien, Bd. 1, p. 301.

1982 - *Bolivina dilatata* Reuss : Van der Zwaan, pl. 1, figs. 3, 4, 5.

1992 - *Bolivina dilatata* Reuss : Poignant et Moissette, pl. 1, fig.11.

2002 - *Brizalina dilatata* (Reuss) : Kaminski et al., pl. II, fig. 13.

2008 - *Brizalina dilatata* (Reuss) : Diz et francès, pl. I, figs. 11-12.

Super-famille: BULIMINACEA Jones, 1875

Famille : BULIMINIDAE Jones, 1875

Sous-famille : BULIMININAE Jones, 1875

Genre : *Bulimina* D’Orbigny, 1826

Test trochospiralé, trisérié, allongé, ovoïde à subcylindrique. Les loges sont globuleuses avec une ouverture à la base de la dernière chambre.

***Bulimina aculeata* D’Orbigny, 1826.**

1826 - *Bulimina aculeata* D’Orbigny, Ann. Sci. Nat., sér. 1, 7, p. 269, n° 7.

1982 - *Bulimina aculeata* D’Orbigny: Van der Zwaan, pl. 2, figs. 1-2, text fig. 61.

2000 - *Bulimina aculeata* D’Orbigny: Baggley, pl. I, figs. 20-21.

2002 - *Bulimina aculeata* D’Orbigny: Kaminski et al., pl. III, Fig. 3.

2005 - *Bulimina aculeata* D’Orbigny: Van Hinsbergen et al., pl. III, fig. 11-12.

***Bulimina costata* D’Orbigny, 1852 (Planche VI. 2)**

1852 - *Bulimina costata* D’Orbigny, Ann. Sci. Nat., 7, n°3, p. 209.

1982 - *Bulimina costata* D’Orbigny: AGIP SPA, pl. XXVII, fig. 6.

1982 - *Bulimina costata* D’Orbigny: Van der Zwaan, pl. 3, figs. 9-11, textfig. 62.

1992 - *Bulimina costata* D’Orbigny: Van De Poel, p. 79, pl. I, fig. 10.

2002 - *Bulimina costata* D'Orbigny: Kaminski et al., pl. III, Figs. 5-6.

***Bulimina elongata* D'Orbigny, 1826 (Planche IV. 5)**

1826 - *Bulimina elongata* D'Orbigny, Ann. Sci. Nat., sér. 1, vol. 7, p. 169.

2002 - *Bulimina elongata* D'Orbigny : Kaminski et al., pl. III, fig. 4.

2006 - *Bulimina elongata* D'Orbigny: Hebib, pl. I, fig. 5.

2008 - *Bulimina elongata* D'Orbigny: Diz et Francès, pl. I, Fig. 13.

2012 - *Bulimina elongata* D'Orbigny: Pérez et al, p. 143, fg. 6H.

***Bulimina subulata* (Cushman & Parker, 1937) (Planche IV. 2)**

1937 - *Bulimina elongata* D'Orbigny var. *subulata* Cushman et Parker: Cushman. Lab. Foram. Res., Contr. N°. 13, p. 49, pl. 7, figs. 6,7.

1956 - *Bulimina elongata* D'Orbigny var. *subulata* Cushman et Parker: Longinelli, p. 151, pl. 13, fig. 6.

2005 - *Baggatella subulata* (Cushman et Parker) : Popescu et Crihan, pl. 10, figs. 8-11.

2006 - *Bulimina subulata* Cushman et Parker: Hebib, p. 273, pl. I, fig. 4.

2012 - *Bulimina subulata* Cushman et Parker : Pérez et al., p. 143, fig. 6J.

Famille : UVIGERINIDAE HAECKEL, 1894

Sous-famille : UVIGERININAE HAECKEL, 1894

Genre : *Uvigerina* D'Orbigny, 1826

Test trisérié, libre qui devient bisérié pour finir avec une seule loge au dernier tour de spire. L'ouverture est terminale ronde. Les parois du test sont plus ou moins lisses et parfois ornementées.

***Uvigerina peregrina* Cushman, 1923 (Planche IV. 3)**

- 1923 - *Uvigerina peregrina* Cushman, p. 166, pl. 42, figs. 7-10.
- 1950 - *Uvigerina peregrina* Cushman: Phleger & Parker, p. 18, pl. 8, figs. 22, 24-26.
- 2000 - *Uvigerina peregrina* Cushman: Den Dulk, pl. 2, figs. 10-11.
- 2005 - *Uvigerina peregrina* Cushman: Van Hinsbergen et al., pl. I, figs. 10-11.
- 2012 - *Uvigerina peregrina* Cushman : Pérez et al., p. 143, fig. 6I.

***Uvigerina pygmaea* D'Orbigny, 1826 (Planche IV. 4)**

- 1826 - *Uvigerina pygmaea* D'Orbigny, Ann. Sci. Nat., 7, p. 269, pl. 12, figs. 8, 9.
- 1930 - *Uvigerina pygmaea* D'Orbigny: Galloway and Morrey, pl. 6, fig. 5.
- 1985 - *Uvigerina pygmaea* D'Orbigny: Belkebir, p. 163, pl. XVII, fig. 4.
- 1987 - *Uvigerina pygmaea* D'Orbigny: Civis et Seirro, pl. 2, fig. 2.
- 1990 - *Uvigerina pygmaea* D'Orbigny: Hasegawa et al., pl. 3, figs. 23, 24.

***Uvigerina striatissima* Perconig, 1955. (Planche IV. 5)**

- 1955 - *Uvigerina striatissima* Perconig : Boll. Ital. Serv. Geol., 57, fasc. 2-3, p.187, pl.3, fig.1-4.
- 1992 - *Uvigerina striatissima* Perconig : Van de Poel, pl. I, fig. 5.
- 2005 - *Uvigerina striatissima* Perconig : Poprscu et Crihan, pl. 7, figs. 15, 16.
- 2006 - *Uvigerina striatissima* Perconig : Schweizer, p. 78, fig. 6.1, i.
- 2012 - *Uvigerina striatissima* Perconig : Pérez et al., p. 143, fig. 6R.

***Uvigerina rutila* Cushman et Todd, 1941 (Planche IV. 6)**

- 1941 - *Uvigerina rutila* Cushman et Todd, Contr. Cushman Lab. Foram. Res., 17 (2), p. 78, pl. 20, figs. 16-22.

1984 - *Uvigerina rutila* Cushman et Todd: Jonkers, pl. 4, fig. 4.

2000 - *Uvigerina rutila* Cushman et Todd: Kouwenhoven, pl. 11, fig. 8.

2005 - *Uvigerina semiornata rutila* (Cushman et Todd): Van Hinsbergen et al., pl.I, fig.14.

2005 - *Uvigerina rutila* Cushman et Todd : Violanti, p. 83, pl. 1, fig. 9.

Genre : *Rectuvigerina* Mathews, 1945.

Le test trochospiralé, libre. L'agencement des loges est d'abord trisériel évoluant très vite à un enroulement bisériel puis devient unisériel (ce qui distingue ce genre de *Uvigerina*). L'ouverture est portée par un col à collerette.

***Rectuvigerina cylindrica gaudryinoides* (Lipparini, 1932)**

1932 - *Uvigerina tenuistriata* Reuss var. *gaudryinoides* Lipparini, Giorn. Geol., ser. 2, vol. 7, p. 65, pl. 6, figs. 7, 8.

1959 - *Uvigerina tenuistriata* Reuss, subsp. *Gaudryinoides* Lipparini : Dieci, p. 72, pl.6, fig. 8.

1980 - *Uvigerina cylindrica* (D'Orbigny) subsp. *Gaudryinoides* Lipparini : Thomas, pl. 1, figs. 2a, b, c ; pl. 4, figs. 5, 6 ; pl. 5, figs. 2, 4, 7.

1988 - *Rectuvigerina gaudryinoides* (Lipparini) : Rezqi, pl. V, fig. 8.

2000 - *Uvigerina cylindrica gaudryinoides* Lipparini : Kouwenhoven, pl. 11, fig. 10.

Super -famille : DISCORBACEA Ehrenberg, 1838

Famille : BAGGINIDAE Cushman, 1927

Sous-famille : BAGGININAE Cushman, 1927

Genre : *Valvulineria* Cushman, 1926

Le test trochospiralé avec un ombilic peu profond. La paroi calcaire, hyaline lisse et poreuse. L'ouverture se situe sur le côté ventral.

***Valvulineria bradyana* (Fornasini, 1900)**

1900 - *Discorbina bradyana* Fornasini, Mem. Acad. Sci. Bologna, sér. 5a, vol. 8, p. 393, fig. 43.

1986 - *Valvulineria bradyana* (Fornasini) : Belkebir, pl. XVIII, figs. 10 -12.

1993 - *Valvulineria bradyana* (Fornasini) : Sgarella et Mocharmont, pl. 18, figs. 1-2.

2005 - *Valvulineria bradyana* (Fornasini) : Van Hinsbergen et al., pl. 3, fig. 2.

2009 - *Valvulineria bradyana* (Fornasini) : Mojtahid et al., pl. I, figs. 5a, b, c.

Famille : SPHAEROIDINIDEA Cushman, 1927**Genre : *Sphaeroidina* D'Orbigny, 1826**

Le test rotaloïde, libre et pluriloculaire. La paroi calcaire est hyaline. L'ouverture est ronde et contient une dent.

***Sphaeroidina bulloides* D'Orbigny, 1826 (Planche VIII. 6)**

1826 - *Sphaeroidina bulloides* D'Orbigny, Ann. Sci. Nat. Paris, 7, P ; 267, n°1.

1989 - *Sphaeroidina bulloides* D'Orbigny : Van Marle, pl. II, fig. 2d.

1995 - *Sphaeroidina bulloides* D'Orbigny : Yassini et Jones, pl.160, figs. 936-937.

2003 - *Sphaeroidina bulloides* D'Orbigny : Rögl et Spezzaferri, pl. 6, fig. 24.

2007 - *Sphaeroidina bulloides* D'Orbigny: Oblak, pl.2, figs. 1a-b.

Super-famille : CASSIDULINACEA D'Orbigny, 1839**Famille : CASSIDULINIDAE D'Orbigny, 1839****Sous-famille : CASSIDULININAE D'Orbigny, 1839****Genre : *Cassidulina* D'Orbigny, 1826**

Le test bisérié enroulé en spirale libre est complexe. La paroi est calcaire, son ouverture est allongée hyaline finement perforée, légèrement arquée, en étroite fente.

***Cassidulina laevigata* D'Orbigny 1826 (Planche VIII. 5)**

1826 - *Cassidulina laevigata* D'Orbigny : Ann. Sci. Nat., Paris, sér. 1, f. 7, p. 282, pl. 15, fig. 4-5, 5bis.

1974 - *Cassidulina laevigata* D'Orbigny: Margerel, pl. 4, fig. 1.

2003 - *Cassidulina laevigata* D'Orbigny: Murray, figs. 6.8-6.10.

2010 - *Cassidulina laevigata* D'Orbigny: Margreth, p. 114, pl. 25, fig. 4.

2012 - *Cassidulina laevigata* D'Orbigny : Pérez et al., p. 143, fig. 6N.

Super famille : PLEUROSTOMELLACEA Reuss, 1860.

Famille : PLEUROSTOMELLIDAE Reuss, 1860.

Sous famille : PLEUROSTOMELLINAE Reuss, 1860.

Genre : *Pleurostomella* Reuss, 1860.

Test allongé de taille réduite et section circulaire, bisérié dans les premières loges montrant une forme de tresse alors que les dernières loges sont unisériées. Les sutures sont déprimées, obliques. La paroi calcaire est perforée, optiquement granulaire et d'une surface lisse. L'ouverture terminale montre un côté partiellement obstrué par deux dents triangulaires ou une dent bifide.

***Pleurostomella alternans* Schwager, 1866 (Planche VIII. 7)**

1866 - *Pleurostomella alternans* Schwager, Geol. Theil, Bd., Abt., 2, p. 238, pl. 6, figs. 79-80

1982 - *Pleurostomella alternans* Schwager : AGIP SPA, pl. XXXVII, fig. 6.

1990 - *Pleurostomella alternans* Schwager : Boersma, pl. 3, fig. 10.

2005 - *Pleurostomella alternans* Schwager : Popescu et Crihan, pl. 11, figs. 1-2.

2013 - *Pleurostomella alternans* Schwager : Bowden et al., pl. 2, fig. 36.

Super-famille : CHILOSTOMELLACEA Brady, 1881, Barrémien à Holocène.

Famille : GAVELINELLIDAE Hofker, 1956

Sous-famille : GAVELINELLINAE Hofker, 1956

Genre : *Hansenisca* Loeblich & Tappan, 1987

La caractéristique remarquable de ce genre est un ombilic ouvert entouré par une petite "folia" de loges ombilicales.

***Hansenisca soldanii* (D'Orbigny, 1826) (Planche VIII. 3)**

1826 - *Rotalia soldanii* D'Orbigny, Ann. Sci. Nat., 7, p. 278, n°5.

1985 - *Gyroidina soldanii* (D'Orbigny): Papp and Schmid, 60, Taf. 50, figs. 4–9.

2003 - *Gyroidinoides soldanii* (D'Orbigny): Rögl & Spezzaferri, pl. 8, fig. 4.

2005 - *Gyroidina soldanii* (D'Orbigny): Figueroa et al., p.349, fig. 34.

2007 - *Hansenisca soldanii* (D'Orbigny): Oblak, pl. 5, figs. 1a, b, c.

Sous-famille : GYROIDINOIDINAE Saidova, 1981

Genre : *Gyroidina* d'Orbigny, 1826

Le test trochospiralé, libre montre une périphérie arrondie. La face spirale est plane contrastant avec la face ombilicale beaucoup plus convexe. Les lignes de suture sont radiales à incurvées. La paroi est calcaire, hyaline et perforée. L'ouverture intéro-marginale dessine une fente reliant la périphérie à l'ombilic.

***Gyroidina altiformis* Stewart & Stewart, 1930**

1930 - *Gyroidina soldanii*, D'Orbigny var. *altiformis* Stewart & Stewart, J. Pal., Menasha, 4 (1): 67, taf. 9, Fig. 2a-c.

- 1982 - *Gyroidinoides altiformis* (Stewart and Stewart): AGIP SPA, pl. XXXIX, fig. 9.
- 1987 - *Gyroidinoides altiformis* (Stewart and Stewart): Jorissen, pl. 1, figs. 11-12.
- 2002 - *Gyroidinoides altiformis* (Stewart and Stewart): Hebib, pl. 6, figs. 4-6.
- 2014 - *Gyroidina altiformis* (Stewart and Stewart): World Register of Marine Species

Genre : *Hanzawaia* Asano, 1944

Le test trochospiralé, plano-convexe. La face spirale est convexe roulé de dehors en dedans montrant des lignes de sutures épaisses et incurvées. La paroi calcaire, hyaline est finement perforée. L'ouverture s'étend, en forme d'arc, de la face spirale jusqu'à la face ombilicale où elle est masquée par l'extension des dernières loges.

***Hanzawaia boueana* (D'Orbigny, 1846) (Planche VIII. 3)**

- 1946 - *Truncatulina boueana* D'Orbigny, Foram. Foss. Bass. Vienne, p. 16, pl. 9, figs. 24-26.
- 1959 - *Cibicides boueanus* (D'Orbigny) : Dieci, Paleont. Ital., 54, sér. n°24, P. 97, pl. 8, fig. 7.
- 1985 - *Cibicides boueanus* (D'Orbigny): Papp and Schmid, 64, Taf. 56, figs. 6 -9.
- 2007 - *Hanzawaia boueana* (D'Orbigny): Mojtahid, pl. 2-6, figs. 35a-b.
- 2012 - *Hanzawaia boueana* (D'Orbigny) : Pérez et al., p. 143, fig. 6S.

Famille : ORIDORSALIDAE Loeblich & Tappan, 1984

Sous-famille : ORIDORSALINAE Loeblich & Tappan, 1984

Genre : *Oridorsalis* Andersen, 1961

Le test trochospiralé, biconvexe et libre est avec une périphérie carénée, Elles sont visibles sur la face spirale et séparées par des lignes de sutures incurvées. L'ouverture primaire est intérieure-marginale. Elle montre une extension de la périphérie à l'ombilic.

***Oridorsalis umbonatus* (Reuss, 1851) (Planche VIII. 4)**

1851 - *Rotalina umbonata* Reuss, Deutsch. Geol. Ges., p. 75, pl. 5, fig. 35.

1973 - *Oridorsalis umbonatus* (Reuss) : Pujos-Lamy, pl. IV, fig. 2.

1982 - *Oridorsalis umbonatus* (Reuss) : AGIP SPA, pl. XL, fig. 10.

2002 - *Oridorsalis umbonatus* (Reuss) : Hebib, pl. 8, fig. 1.

2012 - *Oridorsalis umbonatus* (Reuss) : Pérez et al., p. 143, Fig. 6Q.

Super-famille : NONIONACEA Schultze, 1854

Famille : NONIONIDAE Schultze, 1854

Sous-famille : PULLENIINAE Schwager, 1877

Genre : *Melonis* De Montfort, 1808

Le test libre, involute, avec une symétrie bilatérale. Les loges ont un enroulement trochospiralé au stade jeune et planispiralé au stade adulte. La paroi est calcaire, hyaline, finement perforée. L'ouverture intério-marginale est en fente reliant les deux faces.

***Melonis barleeanus* (Williamson, 1858) (Planche VIII. 2)**

1858 - *Nonionina barleeana* Williamson, Rec. Foram. G.B., p. 32, pl. 3, figs. 68, 69.

1980 - *Melonis barleeanus* (Williamson): Haake, p. 17, pl. 3, fig. 23.

2002 - *Melonis barleeanus* (Williamson): Hebib, pl. 7, fig. 6.

2007 - *Melonis barleeanus* (Williamson): Griveau, pl. 3, figs. 3a, b, c, d.

2009 - *Melonis barleeanus* (Williamson): Mojtahid et al., pl. III, figs. 34 a, b.

Genre : *Pullenia* Parker et Jones, 1862

Le test libre présente une forme globalement sphérique. Les loges, peu nombreuses au dernier tour (4 à 5), ont un enroulement planispiralé. Elles sont séparées par des sutures relativement droites. La paroi calcaire, hyaline est très finement perforée. L'ouverture intério-marginale, en fente courbe, souligne toute la base de la dernière loge.

***Pullenia quinqueloba* (Reuss, 1851) (Planche VII. 2)**

1851 - *Nonionina quinqueloba* Reuss, p. 47, pl. 5, fig. 31.

1978 - *Pullenia quinqueloba* (Reuss): Proto Decima et Bolli, p. 795, pl. 4, fig. 9.

1989 - *Pullenia quinqueloba* (Reuss): Hulsbos et al., p. 273, pl. 3, fig. 8.

1993 - *Pullenia quinqueloba* (Reuss) : Anan, p. 316, pl. 3, fig.7.

2006 - *Pullenia quinqueloba* (Reuss) : Cimerman et al., p. 38, pl. 10, figs. 10.

Super famille : PLANORBULINACEA Schwager, 1877**Famille : CIBICIDIDAE Cushman, 1927****Sous famille : CIBICIDINAE, Cushman, 1927****Genre : *Cibicidoides* Thalmann, 1939**

Test trochospiralé biconvexe de forme lenticulaire. Les sutures sont courbées et limbées sur la face spirale. La périphérie est angulaire, carénée. La paroi calcaire, grossièrement perforée sur la face spirale. Le côté ombilical est peu ou sans pores. L'ouverture basale, intério-marginale et en voûte équatoriale, est encadrée par une petite lèvre.

***Cibicidoides bradyi* (Trauth, 1918) (Planche VI. 4)**

1884 - *Truncatulina dutemplei* (D'Orbigny), Brady, p. 665, pl. 95, fig. 5 (not *Rotalina dutemplei* D'Orbigny, 1846).

1978 - *Cibicides bradyi* (Trauth): Broolsma, p. 129, pl. 4, figs. 1a-2c.

1982 - *Cibicides bradyi* (Trauth): Van der Zwaan, p. 145, pl. 4, figs. 2a-b.

2000 - *Cibicides bradyi* (Trauth): Kouwenhoven, pl. 3, figs. 1a-c.

2005 - *Cibicides bradyi* (Trauth): Van Hinsbergen et al., pl. II, fig.3.

***Cibicidoides italicus* Di Napoli Alliata, 1952 (Planche VII. 1)**

- 1952 - *Cibicides italicus* Di Napoli Alliata, pp. 1-3. pl. 1, figs. 1-7.
- 1982 - *Cibicides italicus* Di Napoli : AGIP SPA, pl. LI, fig. 5.
- 2000 - *Cibicides italicus* Di Napoli Alliata : Kouwenhoven, pl. 3, figs. 2a-c.
- 2005 - *Cibicides italicus* Di Napoli Alliata : Van Hinsbergen et al., pl. II, fig.8.
- 2006 - *Cibicides italicus* Di Napoli Alliata : Schweizer, pl. 3, figs. a-h.

***Cibicoides kullenbergi* Parker, 1953 (Planche VI. 3)**

- 1888 - *Truncatulina mundula* Brady, Parker & Jones, p. 228, pl. 45, figs. 25a-c.
- 2000 - *Cibicides kullenbergi* Parker : Den Dulk, pl. 6, figs. 4a-c (non 5a-b).
- 2002 - *Cibicoides mundulus* (Brady, Parker & Jones) : Holbourn & Hendersen, figs. 4.1-9.
- 2005 - *Cibicides kullenbergi* Parker : Van Hinsbergen et al., pl. II, fig. 2.
- 2007 - *Cibicoides kullenbergi* Parker : Griveau, p. 75, pl.1, figs. 2a-c.

***Cibicoides robertsonianus* (Brady, 1881) (Planche VII. 3)**

- 1881 - *Planorbulina robertsoniana* Brady, p. 65.
- 1884 - *Truncatulina robertsoniana* (Brady), p. 664, pl. 95, figs 4a-c.
- 2002 - *Cibicoides robertsonianus* (Brady): Holbourn & Hendersen, fig. 4.10-12.
- 2005 - *Cibicoides robertsonianus* (Brady): Van Hinsbergen et al., pl. II, fig.4.
- 2007 - *Cibicoides robertsonianus* (Brady): Griveau, p. 75, pl. 1, figs. 5a-c.

***Cibicoides ungerianus* (D'Orbigny, 1846) (Planche VII. 5)**

- 1846 - *Rotalina ungeriana* D'Orbigny, Foram. Foss. Bass. Vienne, P. 157, pl. 8, figs. 16-18.
- 1982 - *Cibicides ungerianus* (D'Orbigny) : Van der Zwaan, Utrecht, p. 147, pl. 6, figs. 2a-b.
- 1989 - *Cibicides ungerianus* (D'Orbigny) : Verhallen, p.129, pl. 16, figs. 5-9.

2005 - *Cibicides ungerianus* (D'Orbigny) : Van Hinsbergen et al. pl. I, fig.6.

2007 - *Cibicidoides ungerianus* (D'Orbigny) : Griveau, p. 75, pl. 1, figs. 3a-c.

Super Famille: CHILOSTOMELLACEA Brady, 1881

Famille: HETEROLEPIDAE Gonzáles-Donoso, 1969

Genre: *Anomalinoides* Brotzen, 1942

Test trochospiralé bas. Les loges sont enflées et des lignes de sutures incurvées et déprimées. La face spirale est partiellement évolutive avec des premiers tours de spires couverts par un umbo central. Sur la face ombilicale, les lignes de sutures sont déprimées, légèrement incurvées presque droites et radiales autour d'un petit ombilic. La périphérie est plutôt arrondie. L'ouverture intério-marginale est en forme de voûte basse se prolongeant sur la face spirale. Elle est entourée d'une lèvre étroite.

***Anomalinoides helycinus* (Costa, 1857)**

1855 – *Nonionina helicana* (Costa), R. Accad. Sci., Mem. Napoli, 2: 123, Taf.1, Fig.

18a-c. (fide Ellis & Messina, 1940 et seq).

1982 - *Anomalinoides helycinus* (Costa) : AGIP SPA, pl. XLIX, fig. 9.

1998 - *Anomalinoides helycinus* (Costa) : Spezzaferri et al., pl. 2, figs. 3a-b, p. 27.

1990 - *Anomalinoides helycinus* (Costa) : Sprovieri & Hasegawa, pl. 2, figs. 7-9, p. 456.

2010 - *Anomalinoides helycinus* (Costa) : Di Bella, pl. I, figs. 16-17.

Genre : *Heterolepa* Franzenau, 1884

Test trochospiralé à périphérie subangulaire et planoconvexe à inégalement biconvexe avec une face spirale plus aplatie présentant environ trois tours de spire montrant un accroissement lent des loges. Dix à douze loges quadrangulaires forment le dernier tour de spire. Les sutures sont limbées et obliques. Les lignes de sutures sont incurvées et superficielles à faiblement déprimées. Les parois, calcaires granulaires, sont épaisses. L'aspect externe est lisse.

L'ouverture basale intéro-marginale en fente sur la face ombilicale s'étend de l'ombilic à la face spirale. Elle est limitée par une lèvre basse.

***Heterolepa dutemplei* (D'Orbigny, 1846) (Planche V. 2)**

1846 - *Rotalia dutemplei* D'Orbigny, Foram. Foss. Vienne, p. 157, pl. 8, figs. 19-21.

2000 - *Cibicides dutemplei* (D'Orbigny) : Kouwenhoven, pl.2, figs. 2a-c.

2002 - *Cibicides dutemplei* (D'Orbigny) : Hebib, pl. IV, figs. 1-4.

2003 - *Heterolepa dutemplei* (D'Orbigny) : Rögl & Spezzaferri, pl. 7, figs. 23-25.

2007 - *Heterolepa dutemplei* (D'Orbigny) : Oblak, pl. 4, figs. 2a-c.

Famille : PLANULINIDAE Bermudez, 1952

Sous-famille : PLANULININAE Bermudez, 1952

Genre : *Planulina* D'Orbigny, 1926

Le test trochoïde libre est plutôt aplati et presque symétrique et montre d'évolué en face spirale. La paroi est calcaire, hyaline recouverte de fins pores. L'ouverture est périphérique en fente arquée et bordée d'une mince lèvre.

***Planulina ariminensis* D'Orbigny, 1826. (Planche V. 1)**

1826 - *Planulina ariminensis* - D'Orbigny, Ann. Sci. Nat. P. 280, n°1, pl. 14, Fig. 1-3.

1988 - *Planulina ariminensis* D'Orbigny: Rezqi, pl. V, fig. 4.

2005 - *Planulina ariminensis* D'Orbigny: Van Hinsbergen et al., pl.1, fig. 15.

2007 - *Planulina ariminensis* D'Orbigny: Rouchy et al., pl. II, fig. 2.

2012 - *Planulina ariminensis* D'Orbigny: Pérez et al., p. 143, fig. 6K.

4- Sous ordre TEXTULARIINA Delage & Herouard, 1886**Super famille : TEXTULARIACEA Ehrenberg, 1838,****Famille : EGGERELIDAE Cushman, 1937****Sous Famille : EGGERELLINAE Cushman, 1937****Genre : *Karrieriella* Cushman, 1933**

Test trochospiralé, tardivement libre, allongé. La paroi est calcitique. L'ouverture arrondie, située en arrière de la marge interne de la loge.

Karrieriella sp.**Genre : *Martinottiella* Cushman, 1933**

Test trochospiralé, allongé et cylindrique, le test devient bisérié puis une partie unisériée relativement plus importante. La paroi agglutinée et canaliculée creusée d'une ou plusieurs gouttières avec une couche organique intérieure. La surface supérieure de dernière loge est aplatie. L'ouverture terminale est centralisée.

Martinottiella communis* (D'Orbigny, 1826) (Planche VII. 4)**1826 - *Clavulina communis* D'Orbigny, p. 268, text- fig. 4.1969 - *Martinottiella communis* (D'Orbigny) : Martinez, pl. VIII, fig. 4.1985 - *Martinottiella communis* (D'Orbigny) : Papp and Schmid, pl. 66, fig. 1-8.1986 - *Martinottiella communis* (D'Orbigny) : Belkebir, pl. II, fig. 1.2000 - *Martinottiella communis* (D'Orbigny) : Baggley, pl. III, fig. 24.**Famille : TEXTULARIIDAE Ehrenberg, 1838*Sous-famille : TEXTULARIINAE Ehrenberg, 1838****Genre : *Textularia* DeFrance, 1824**

Test pluriloculaire, bisérié, libre, conique, plutôt allongé. Paroi agglutinée. Ouverture semi-lunaire sur la dernière loge. Lignes de sutures sinueuses.

Textularia sp.

5- **Sous order LITUOLINA** Lankester, 1885

Super famille LITUOLACEA de Blainville, 1827

Famille HAPLOPHRAGMOIDIDAE Maync, 1952

Genre *Haplophragmoides* Cushman, 1910

Test planispiralé, involute à légèrement évolué, biumbilicate, côtés un peu aplatis, chambres gonflées et marge lobulée ; paroi mince, finement à grossièrement agglutinée, finition extérieure lisse ; l'ouverture se présente comme une fente équatoriale allongée à la base de la face aperturale.

***Haplophragmoides carinatus* Cushman & Renz, 1941 (Planche V. 4)**

Haplophragmoides carinatus Cushman & Renz, 1941, pl. 1, fig. 1.

Haplophragmoides suborbicularis (Grzybowski, 1896) emend. Kaminski, Gradstein and collaborators, 2005 Figs. 4.10a-b, 4.11

Cyclammina suborbicularis Grzybowski, 1896, p. 284, pl. 9, figs. 5-6 (fide Ellis & Messina).

Haplophragmoides suborbicularis (Grzybowski) - Geroch, 1960, pl. 5, fig. 1a-b.

Haplophragmoides suborbicularis suborbicularis (Grzybowski) - Jurkiewicz, 1967, p. 77, pl. 4, figs. 12-13.

Cribrostomoides? ex. gr. *suborbicularis* (Grzybowski) - Mjatluk, 1970, p. 76, pl. 18, fig. 3.

Haplophragmoides (Cribrostomoides) suborbicularis (Grzybowski) - Liszka & Liszkowa, 1981, p. 176, pl. 3, figs. 2-3.

Haplophragmoides suborbicularis (Grzybowski) emend. Kaminski, Gradstein & collaborators, 2005 - Kaminski, Gradstein and collaborators, 2005, p. 358, pl. 81, figs. 1-4.

Famille: LITUOLIDAE de Blainville, 1827

Sous Famille: RECURVOIDINAE Alekseychik- Mitskevich, 1973

Genre *Recurvoides* Earland, 1934

Test libre, sous-globulaire, streptospirale enroulé, paroi agglutinée, mince, la surface peut être grossièrement finie ; ouverture petite, superficielle, avec une lèvre distincte.

Recurvoides sp.

6- Sous-order: LOFTUSIINA Kaminski & Mikhalevich, 2004

Super famille ; LOFTUSIACEA Brady, 1884

Famille : CYCLAMMINIDAE Marie, 1955

Sous Famille : ALVEOLOPHRAGMIINAE

Genus *Reticulophragmium* Maync, 1955

Test planispiralé, sous-globulaire à comprimé, involute ou très légèrement évolutive, sutures radiales ; paroi agglutinée, à épiderme imperforé et couche sous-épidermique réticulée.

***Reticulophragmium amplexens* (Grzybowski, 1898) (Planche V. 5)**

Cyclammina amplexens Grzybowski, 1898, p. 292, pl. 12, figs. 1-3.

Cyclammina samanica Berry, 1928, p. 393, textfig. 5a-b.

Cyclammina grangei Finlay, 1940, p. 448, pl. 62, figs. 3-4.

Cyclammina subcarpatica Majzon, 1943, p. 156, pl. 2, fig. 8a-b.

Reticulophragmium amplexens (Grzybowski) - King, 1989, p. 458, pl. 9.2, figs. 16-18.

Cyclammina (Reticulophragmium) amplexens (Grzybowski) - Charnock & Jones, 1990, p. 176, pl. 8, figs. 1-5, pl. 18, fig. 3.

Reticulophragmium amplexans (Grzybowski) - Kaminski & Geroch, 1993, pp. 266-267, pl. 11, figs. 5-7.

***Reticulophragmium rotundidorsatum* (Hantken, 1875)**

Haplophragmium rotundidorsatum Hantken, 1875, p. 12, pl. 1, fig. 2 (fide Ellis & Messina).

Cyclammina rotundidorsata (Hantken) - Cicha & Zapletalová, 1963, p. 103, abh. 14.

Haplophragmoides rotundidorsatum (Hantken) - Braga et al., 1975, p. 102.

Alveolophragmium rotundidorsatum (Hantken) - Popescu, 1972, p. 304, pl. 1, figs. 3-4, pl. 2, fig. 15, pl. 4, fig. 20, pl. 5, fig. 37, pl. 7, figs. 47,49.

Cyclammina (Reticulophragmium) rotundidorsatum (Hantken) - Charnock & Jones, 1990, pl. 7, figs. 13-15, pl. 19, fig. 1.

Reticulophragmium rotundidorsatus (Hantken) - Schröder-Adams & McNeil, 1994, pl. 8, figs. 5-7.

Reticulophragmium rotundidorsatum (Hantken) - Cicha et al., 1998, pl. 5, fig. 5

7- Sous-order MILIOLIDA Lankester 1885

Super-famille: MILIOLACEA Ehrenberg, 1839

Famille: SPIROLOCULINIDAE Wiesner, 1920

Genus *Spiroloculina* d'Orbigny, 1826

Test ovale à fusiforme, avec côtés aplatis et périphérie tronquée, partie ultérieure du test microsphérique et tout le test mégalosphérique, paroi calcaire, non perforée, porcelané ; ouverture à l'extrémité ouverte de la chambre finale.

***Spiroloculina* sp. (Planche V. 7)**

Famille : HAUERINIDAE Schwager, 1876

Sous Famille : SIGMOILINITINAE Luczkowska, 1974

Genre *Sigmoilinita* Seiglie, 1965

Test planispiralé, chambres nombreuses, ovales à fusiformes de contour, aplaties, évoluées, distantes d'un peu plus de 180 °, l'angle diminuant progressivement, paroi calcaire, non perforée, porcelanée ; ouverture à l'extrémité produite de la chambre finale.

Sigmoilinita tenuis (Czjzek, 1848) (Planche V. 7)

Quinqueloculina tenuis Czjzek, 1848, p. 149, pl. 13, figs.31-34.

Spiroloculina berchtoldsdorfensis Karrer, 1877, p. 375, pl. 16a, fig. 10.

Spiroloculina tenuis (Czjzek) - Brady, 1884, p. 152, pl. 10, figs. 7-8, 11.

Sigmoilina tenuis (Czjzek) - Marks, 1951, p. 39, pl. 5, fig. 7.

“*Sigmoilina*” *tenuis* (Czjzek) - Barker, 1960, pl. 10, figs. 7-8, 11.

Sigmoilinita tenuis (Czjzek) - Seiglie, 1965, p. 72.

Spirosigmoilina tenuis (Czjzek) - Sztrákos, 1979, pl. 7, fig. 13.

Sigmoilinita tenuissima (Reuss, 1867)

Spiroloculina tenuissima Reuss, 1867, p. 55, pl. 1, fig.11.

Sigmoilina tenuissima (Reuss) - Serova, 1955, p. 326, pl. 12, figs. 5-6.

Sigmoilinita tenuissima (Reuss) - Łuczowska, 1974, p. 149, pl. 16, figs. 4-6.

II- LES OSTRACODES :

En utilisant le système de classification développé par Morkhoven, 1963, Hartman et Puri, 1974, ainsi que les sites scientifiques modernes, 10 espèces et 10 genres ont été déterminés dans les sections étudiées.

Classe : Ostracoda Latreille, 1806.

Order : Podocopida Muller, 1896.

Super famille : Cytheracea Baird, 1850.

Famille : Xestoleberididae Sars, 1920.

Genre : *Uroleberis* Triebel, 1958.

Type espèce : *Uroleberis ssp.*

Super Famille : Cypridoidea Baird, 1845

Famille : Candonidae Kaufmann, 1900

Sous-Famille : Paracypridinae Sars, 1923

Genre : *Paracypris* Sars, 1866

Type espèce : *Paracypris ssp.*

Famille : Candonidae Stchepinsky, 1963

Genre : *Phlyctenophora* Stchepinsky, 1963

Type espèce : *Phlyctenophora ssp.*

Super Famille: Cytherelloidea G.O. Sars, 1866

Famille : Cytherellidae Sars, 1866

Genre : *Cytherella* Jones, 1849

Type espèce : *Cytherella ssp.*

Super Famille : Cytheruroidae Mueller, 1894)

Famille : Cytheruridae Mueller, 1894)

Genre : *Kangarina* Mueller, 1894)

Type espèce: *Kangarina ssp.*

Super Famille: Hemicytheridae Puri, 1953

Genre: *Hemicytheridea* Kingma, 1948

Type espèce: *Hemicytheridea ssp.*

Genre: *Heterocythereis* Elofson, 1941

Type espèce : *Heterocythereis ssp.*

Genre : *Grinioneis* (Reuss, 1850) Malz & Jellinek, 1984

Type espèce : *Grinioneis ssp.*

Super famille : Cytheroidea BAIRD, 1850

Famille : Trachyleberididae SYLVESTER-BRADLEY, 1948

Subfamille: Trachyleberidinae SYLVESTER-BRADLEY, 1948

Genre : *Quasiagrenocythere* SCUITO & BENKHEDDA (new genus)

Type espèce : *Quasiagrenocythere tebessaensis* new species

Genre : *Pseudomutilus* SCUITO & BENKHEDDA (new genus)

Type espèce : *Pseudomutilus benkheddaensis* n. sp.

Les deux nouveaux genres et espèces ont été confirmés dans un article publié dans le journal de Carnets de géologie. (Voir l'Annexe)

Conclusion :

A partir de 125 échantillons dans les trois coupes El Hadjra Safra (35 échantillons), El Kouif (37 échantillons) et Ain Sidi Salah (53 échantillons) (la coupe de Ain Sidi Salah est pauvre en microfaune), 07 ordres, 25 familles, 42 genres et 78 espèces de foraminifères ont été déterminés, ainsi que 01 ordre, 05 familles, 10 genres et 10 espèces d'ostracodes.

Parte III : Etude Micropaléontologique
Chapitre 06 : Etude de la microfaune et
implications paléoenvironnementales

Chapitre 06 : Etude de la microfaune et implications paléoenvironnementales

Introduction

Dans ce chapitre, l'objectif principal est un essai de reconstitution des paléoenvironnements des régions étudiées durant le Miocène. Ce chapitre est structuré en deux parties : (1) calcul et estimation des analyses quantitatives et statistiques (les indices) pour déterminer le milieu sédimentaire, et (2) un essai d'interprétation des données acquises (analyse qualitative et quantitative de la répartition des assemblages microfaunistiques), ainsi qu'une interprétation globale en termes de paléoenvironnement.

Analyses quantitatives et statistiques

Les méthodes quantitatives et statistiques fondées sur le dénombrement des microfossiles permettent d'obtenir des renseignements précis relatifs à la paléobathymétrie. Il s'agit de l'indice de diversité, l'indice de Shannon (H), l'équitabilité (E) et enfin la caractérisation de la nature des substrats.

Selon Tronchetti (1984), il y a deux types de substrats : un type vaseux caractérisé par une matrice essentiellement argileuse liant une phase figurée à dominante biologique, et un type sablo-vaseux caractérisé par une sédimentation argileuse et détritique liant des éléments majoritairement des minéraux avec un moindre pourcentage de foraminifères.

Analyse et interprétation des données

L'analyse quantitative de la microfaune est fondée pour chaque échantillon sur les comptages effectués au sein de la fraction $\geq 125\mu\text{m}$ (près de 300 individus de foraminifères benthiques, planctoniques avec des ostracodes ont été prélevés à chaque fois).

1- LES FORAMINIFERES :

Région de El Hadjra Safra

- **Niveau 3**

Ce niveau est constitué par des sables grossiers divers, et pauvres en microfaune. L'observation des paramètres quantitatifs, enregistrés et présentés dans les figures .6.1 a permis de constater que :

- La diversité spécifique atteint 5 à 20 individus dans les échantillons,

- Le rapport P/P+B atteint la valeur de 1 dans le premier l'échantillon puis diminue à 0.0 à 0,01.
- L'indice de Shannon (H) diminue vers 0.0 à 0.5 indiquant un milieu marginal.
- L'équitabilité (E) atteint 0.8, d'une manière générale suggérant un milieu équilibré.

Les valeurs de la paléobathymétrie calculées selon la formule de Van der Zwaan sont respectivement de 0 m et 50 m (Figure .6.1). Par conséquent, les dépôts du niveau C sont considérés comme infralittoraux. L'existence de certains types de foraminifères benthiques (eg : *Lenticulina*, *Brizalina*, *Gyroidinoides*...) témoigne d'épisodes de sous oxygénation au moment du dépôt.

- **Niveau 2**

C'est un niveau sableux, et de silt sableux. Les paramètres quantitatifs enregistrés ont révélé que :

- La diversité spécifique atteint 20 à 50 espèces dans chaque échantillon.
- Le rapport P/P+B atteint la valeur de 1 dans le premier prélèvement puis diminue à 0,1 à 0.15.
- L'indice de Shannon (H) a une valeur (≥ 2), indiquant la proximité de la plate-forme marine peu profonde.
- L'équitabilité (E) est de 0.2 à 0.8 suggérant un milieu peu équilibré.

Ce niveau est marqué par l'abondance des foraminifères benthiques, reflétant des milieux infralittoraux. Dans la partie sommitale de ce niveau, on trouve des formes caractéristiques des sédiments d'origine infralittorale (proximale) (eg : *Ammonia*). Il est probable que ces formes ont été remaniées au sein d'une zone à bathymétrie entre 0 et 100 mètres.

- **Niveau 1 :**

Ce niveau est plus silteux par rapport aux niveaux 2 et 3. Les paramètres quantitatifs enregistrés sont les suivants :

- La diversité spécifique atteint plus de 60 espèces dans le premier échantillon.
- Le P/P+B atteint la valeur de 1 dans le premier prélèvement puis diminue à 0,2 à 0.4.
- L'indice de Shannon (H) va de de 2 jusqu'à 3 indiquant la proximité de la plate-forme marine (plate-forme proximale)
- L'équitabilité (E) est caractérisée par des valeurs comprises entre 0.2 à 0.4 peu équitables

Dans la partie supérieure du niveau 2, le pourcentage des foraminifères planctoniques reste élevé.

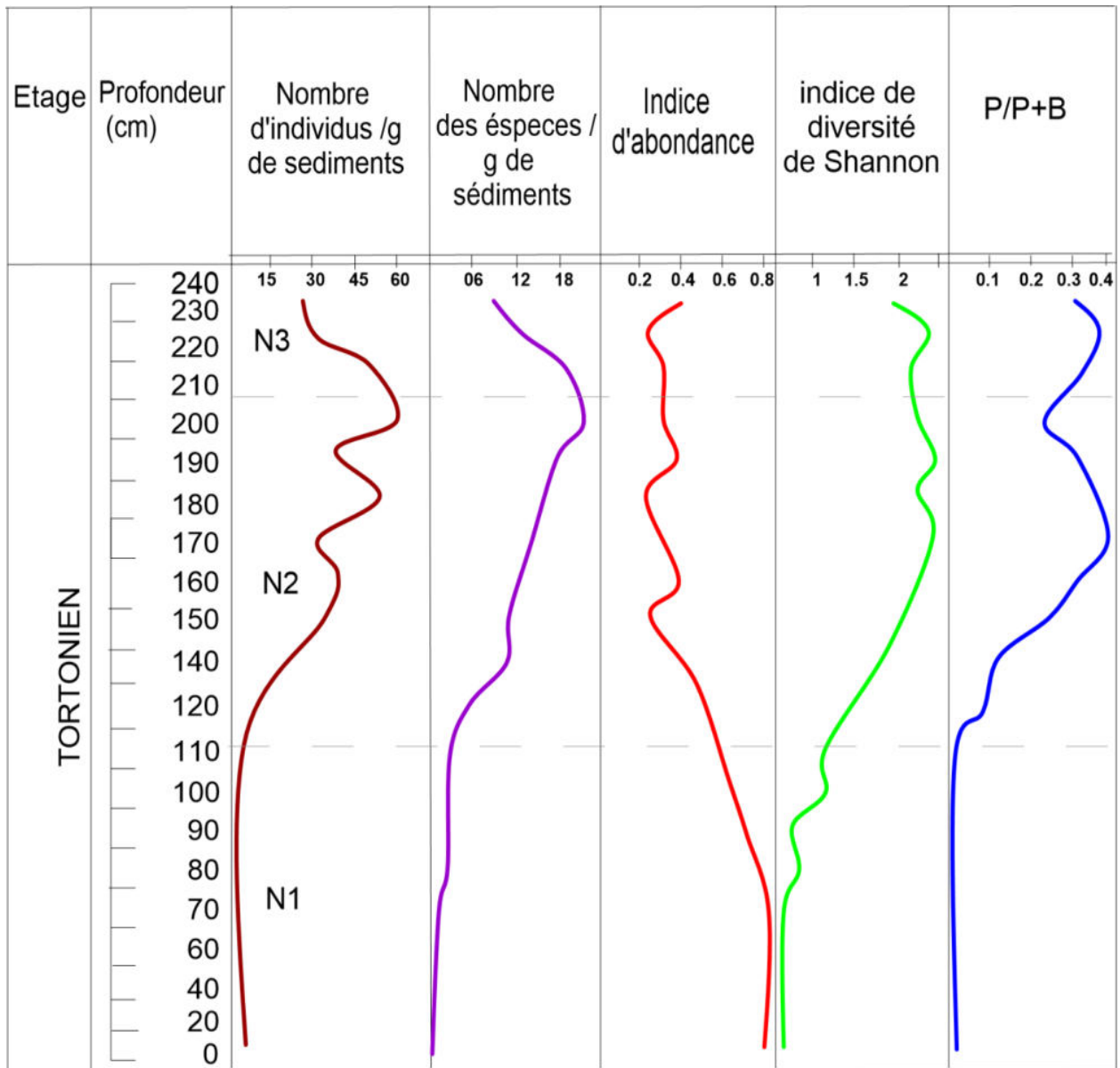


Figure .6.1. Indices paléocéologiques de El Hadjra Safra.

b. Interprétation

En se basant sur les données sus-citées, on peut supposer que les dépôts du Miocène supérieur d’El Hadjra Safra correspondaient à un milieu littoral. La paléoprosfondeur peut être estimée à environ 30-100 m. L’homogénéité des faciès (argile+ sable) et l’absence de calcaire paraissent traduire un substrat vaseux-sableux.

Région d'El Kouif

- **Niveau 4**

La partie inférieure de ce niveau, constitué de sables grossiers divers, est pauvre en foraminifères planctoniques et benthiques. Les paramètres quantitatifs enregistrés et présentés dans la Figure 6.2 ont permis de constater que :

- La diversité spécifique atteint 5-10 individus dans chaque échantillon
- Le rapport P/P+B atteint la valeur de 1 dans le premier prélèvement puis diminue à 0.0 - 0,1
- L'indice de Shannon (H) est de 0.0 à 0.4, indiquant un milieu marginal
- L'équitabilité (E) est de 0.8

Les valeurs de la paléobathymétrie calculées selon la formule de Van der Zwaan sont respectivement de 0 m et 50 m (Fig. 6.2), et témoignent ainsi un milieu marginal.

- **Niveau 3**

C'est un niveau sableux et sablo-argileux. L'évolution des paramètres quantitatifs enregistrés a révélé que :

- La diversité spécifique atteint 3 à 6 espèces.
- Le rapport P/P+B atteint la valeur de 1 dans le premier prélèvement puis diminue à 0,1.
- L'indice de Shannon (H) vaut 0 à 1.2, indiquant un milieu marginal
- L'équitabilité (E) est de l'ordre de 0.8

Ce niveau est marqué par l'abondance des foraminifères benthiques, coïncidant avec une paléobathymétrie variant entre 0 et 50 m (Figure. 6.2).

- **Niveau 2**

Ce niveau correspond à un sable silteux avec les paramètres quantitatifs suivants :

- La diversité spécifique atteint 10 à 30 espèces.
- Le rapport P/P+B atteint la valeur de 1 dans le premier prélèvement puis diminue à 0.1-0,3.
- L'indice de Shannon (H) est de 1.5 à 2, indiquant la proximité à la plate-forme marine (plate-forme proximale)
- L'équitabilité (E) est de 0.2 à 0.4

Les valeurs de la paléobathymétrie oscillent entre 50 et 100 m (Figure 6.2.). Dans la partie supérieure du niveau 2, la quantité des foraminifères planctoniques reste élevée.

• Niveau 1

Selon les paramètres quantitatifs calculés, il a été constaté que :

- La diversité spécifique atteint 10 à 60 espèces dans le premier échantillon
- Le rapport P/P+B atteint la valeur de 1 dans le premier prélèvement puis diminue à 0,2-0.4
- L'indice de Shannon (H) est de 2 à 2.5 indiquant la proximité de la plate-forme marine (plate-forme proximale)
- L'équitabilité (E) est de 0.2 à 0.4

La présence en abondance d'une association de foraminifères benthiques permet d'attribuer ces dépôts à la zone infralittorale. D'ailleurs, toutes les valeurs de la paléobathymétrie sont inférieures à 100 m.

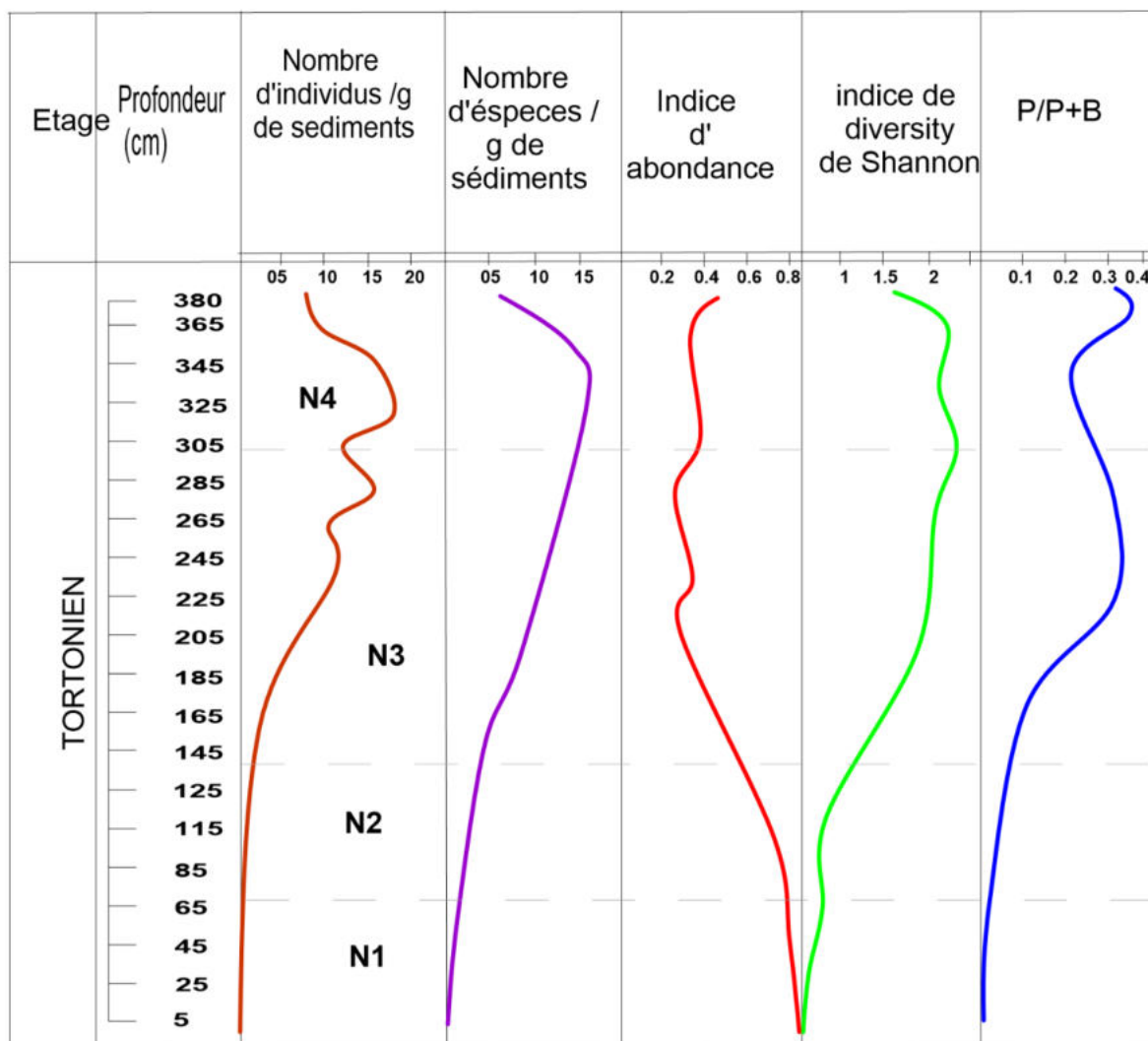


Figure .6.2. Représentation graphique des indices paléocéologiques de la région d'El Kouif

b. Essai d'interprétation

A la lumière des données sus-mentionnées, les dépôts du Miocène supérieur à El Kouif correspondaient probablement à un milieu margino-littoral avec une paléoprosfondeur d'environ 30-100 m. L'homogénéité des faciès (silts et sables) et l'absence de calcaire paraissent traduire un substrat vaso-sableux.

2- LES OSTRACODES :

Notre présent travail consiste en l'étude statistique des peuplements d'ostracodes trouvés dans les dépôts miocènes dans la région d'El Kouif, Les échantillons ont été prélevés et traités selon la méthode de Thomas et Murney (1985), triés et enfin comptabilisés. Le nombre de carapaces complètes (bien conservées) et brisées (mal conservées), et celui des ostracodes lisses et ornements a été déterminé, puis certains indices ont été calculés en particulier l'indice de Simpson (1949). C'est un indicateur qui nous permet de connaître le pourcentage de diversité, reflétant par conséquent la nature de la nutrition dans l'environnement. Cet indice est exprimé par la formule suivante :

$$D = \frac{\sum n(n-1)}{N(N-1)}$$

Indice Simpson de diversité (1949) : 1-D ; D : indice de Simpson ; n : nombre d'individus par espèce. ; N : nombre total d'individus

Résultats et interprétation :

Le tableau 07 et la figure 6.3 représentent les résultats de l'étude statistique des ostracode

Tableau. 07. Résultats des analyses statistiques des ostracodes de la région d'EL Kouif (Tébessa, NE Algérie).

Ech	Nombre total d'individus/10g de sédiment	Nombre d'espèce s/10g de sédiment	Les carapaces bien conservés	Les carapaces mal conservés/10g de sédiment	Les espèces Ornementés/10g de sédiment	Les espèces Lisses/10g de sédiment	Indice Simpson de diversité
1	35	7	22 (62.85%)	13 (37.14%)	28 (80%)	7 (20%)	0.83
2	20	7	15 (75%)	5 (25%)	14 (70%)	6 (30%)	0.76
3	22	5	12 (54.54)	10 (45.45%)	20 (90.90%)	20 (09.10%)	0.84
4	15	4	10 (66.66%)	5 (33.33%)	13 (86.66%)	2 (13.33%)	0.81
5	23	6	11 (47.82%)	12 (52.17%)	19 (82.60%)	4 (17.39%)	0.81
6	17	4	11 (64.70%)	6 (35.29%)	13 (76.47%)	4 (23.52%)	0.80
7	27	5	22 (81.48%)	5 (18.51%)	20 (74.07%)	7 (25.92%)	0.84
8	11	3	7 (63.63%)	4 (36.36%)	9 (81.81%)	2 (18.18%)	0.81
9	10	3	7 (70%)	3 (30%)	5 (50%)	5 (50%)	0.77
10	16	3	9 (56.25%)	7 (46.66)	10 (62.50%)	6 (37.50%)	0.84
11	14	5	9 (64.28%)	5 (35.71%)	12 (85.71)	2 (14.28)	0.73
12	9	2	5 (55.55%)	4 (44.45%)	7 (77.77%)	2 (22.23%)	0.81
13	12	2	5 (41.66%)	7 (58.84%)	8 (66.66%)	4 (33.34%)	0.85
14	14	3	8 (57.14%)	6 (42.86%)	11 (78.57%)	3 (21.23%)	0.82
15	13	4	8 (61.53%)	5 (38.47%)	11 (84.61%)	2 (15.39%)	0.85
16	11	3	8 (72.72%)	3 (27.28%)	9 (81.81%)	2 (18.19%)	0.78

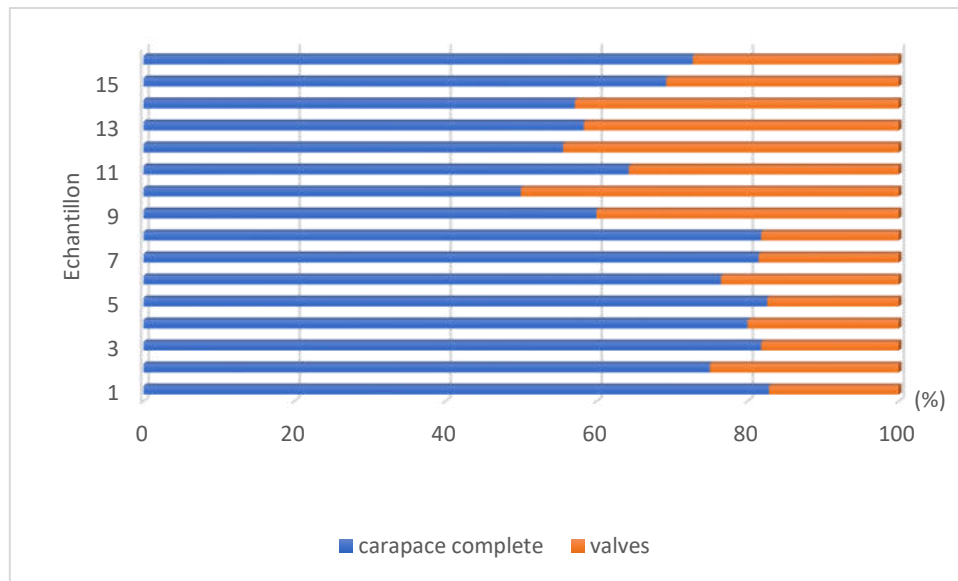


Figure. 6.3. Pourcentage des carapaces complètes d'ostracodes par rapport aux valves isolées.

À partir du Tableau. 07, on remarque qu'il y a une bonne diversité dans les ostracodes. De cela, nous en déduisons la quantité de nutriments dans l'environnement était modérée à bonne.

La couleur de la carapace des ostracodes est influencée par le taux d'oxygène dans les eaux marines. Avec des teneurs normales en oxygène, il se forme une carapace d'une couleur blanche, alors qu'avec l'augmentation de ces teneurs, la couleur sera rouge ou marron-rougeâtre. Dans le cas d'une diminution de la quantité d'oxygène, la couleur sera gris foncé ou noire, c'est le cas de la plupart des échantillons étudiés, qui sont de couleur brun rougeâtre (80%), signifiant un environnement bien oxygéné.

L'importance du calcul des spécimens lisses et ornementés est liée à la nature des sédiments et la salinité. Plus le pourcentage de formes lisses est grand, et plus les sédiments sont fins avec une faible salinité et vice versa (Mali Lord, 1988 ; Armstrong et Brasier, 2005 ; Neale, 1988). L'ornementation est également en relation avec la bathymétrie : plus la carapace est ornementée moins l'environnement profond (Benson, 1975 et Ozawa 2004). Les résultats obtenus montrent que 60% à 85% des spécimens sont ornementés, suggérant un milieu peu profond salinisé avec des sédiments grossiers.

La vitesse de sédimentation est d'une grande importance dans la fossilisation, donc plus elle est rapide, meilleure est la conservation. D'autre part, plus la vitesse est lente, plus le rapport de séparation des deux valves est élevé (Oertli, 1971 ; Cabral, 1995). Nous avons remarqué que le taux des carapaces complète est élevé, indiquant la rapidité de sédimentation (Figure. 6.3). Le

pourcentage élevé (80%) des spécimens entiers indique un milieu marin soumis à une faible énergie.

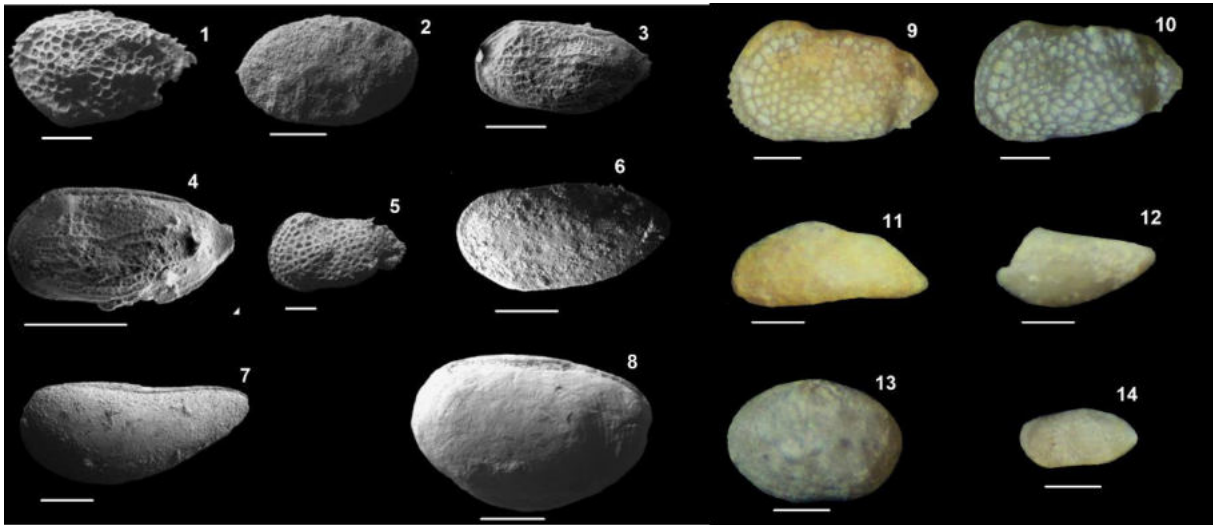


Figure. 6.4. Quelques photos des ostracodes miocènes d'El Kouif (Tébessa, NE Algérie).
(1,5,9,10 : *Tenedocythere* sp ? (Niveaux 3 et 4) ; 2,8,13 (Niveaux 2 et 3) : *Cytherella* sp ? ; 3,4,
14 : *Semicytherura* sp ? (Niveaux 2, 3 et 4) ; 7,11,12 : *Paracypris* sp ? (Niveaux 2, 3 et 4)

Conclusion

Cette présente étude morpho-statistique des ostracodes de la région d'El Kouif a fourni d'importants résultats sur les plans des facteurs contrôlant les différentes conditions paléocéologiques régnant à cette époque miocène. Il s'agit notamment de la salinité, la nature des sédiments, l'énergie du milieu et la saturation en oxygène. La plupart de ces paramètres étaient à des taux élevés, donc il s'agissait très probablement d'un environnement littoral à faible énergie.

Parte III : Etude Micropaléontologique
*Chapitre 07 : Etude des morphogroupes des
foraminifères Benthiques*

Chapitre 07 : Etude des morphogroupes des foraminifères Benthiques

INTRODUCTION

Le concept de l'analyse des morphogroupes est basé essentiellement sur la morphologie du test de la microfaune. Il s'agit d'une hypothèse qui considère que les changements des conditions environnementales et des stratégies d'alimentation ont contrôlé les différentes formes de test des foraminifères et les modes de vie sans tenir compte de la taxonomie.

Les morphogroupes / morphotypes se définissent comme un groupe de formes ayant des morphologies de test similaires plutôt qu'une similitude taxonomique (Murray, 2006). Corliss et Chen (1988), en se basant sur la forme du test, ont défini les morphotypes comme des groupes d'espèces de foraminifères. L'idée de combiner les taxons des foraminifères en morphotypes en fonction de leur morphologie générale repose sur l'existence d'une relation entre « forme » et « fonction » du test des foraminifères (Nagy et al., 1995, Jones & Charnock, 1985 ; Reolid et al., 2008, 2013 ; Setoyama et al. 2011 ; Corliss & Chen, 1988)





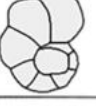



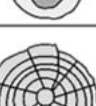
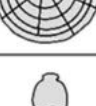
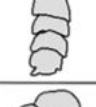
Morpho-groups	Morphotype		Test Form	Life Position	Main Genera	References of Living Specimens
A	A1		Biconvex Planispiral (fig. 7, no.1 - 3)	Epifaunal to Shallow Infaunal	<i>Elphidium</i>	Kitazato (1981, 1988) Sturrock and Murray (1981) Corliss and Chen (1988)
	A2		Flattened depressed Planispiral (fig. 7, no.4 - 6)	Epifaunal	<i>Peneroplis Operculina</i>	Kitazato (1981, 1988) Sturrock and Murray (1981)
	A3		Uncoiling Planispiral (fig. 7, no.7 - 10)	Epifaunal	<i>Spirolina Coscinospira</i>	Murray (1991)
	A4		Tubular Planispiral (fig. 7, no.11)	Epifaunal	<i>Cornuspira</i>	Murray (2006)
B	B1		Biconvex Trochospiral (fig. 7, no.12-13)	Epifaunal	<i>Cibicides Rotalia Ammonia</i>	Kitazato (1981, 1988) Sturrock and Murray (1981)
	B2		Planoconvex Trochospiral (fig. 8 no.2)	Epifaunal	<i>Discorbinella</i>	
C	C1		Miliolid-Quinqueloculina Triloculina (fig. 8 no.3-6)	Epifaunal to Shallow Infaunal	<i>Quinqueloculina Triloculina Sgmoilinita</i>	Corliss and Chen (1988) Corliss and Fois (1990) Murray (2006)
	C2		Miliolid-Pyrgo (fig. 8 no.7, 8)	Epifaunal to Shallow Infaunal	<i>Pyrgo</i>	
	C3		Miliolid-Fusiform to Spherical (fig. 8 no.9)	Epifaunal	<i>Borelis</i>	
D	D1		Cylindrical Uniserial (fig. 8 no.10-12)	Erect Epifaunal to Shallow Infaunal	<i>Stilostomella Nodosariid</i>	Kitazato (1981, 1988) Sturrock and Murray (1981) Murray (1991)
	D2		Agglutinated Biserial (fig. 8 no.13-14)	Infaunal	<i>Textularia</i>	

Figure. 7.1. Morphotype et morphogroupes de foraminifères benthiques (d'après Setoyama, 2012).

Le schéma morphogroupe des foraminifères agglutinés conçu par Charnock & Jones (1985) a été modifié et développé ultérieurement comme suit :

- 1) **Morphogroupe trochospiralé arrondi (RT)**. Il comprend des espèces avec un mode d'enroulement trochospiralé et une périphérie largement arrondie, ex : *Valvulineria bradyana* (Fornasini, 1900)
- 2) **Morphogroupe trochospiralé plano-convexe (PT)**. Il est représenté par des tests trochospiraux avec un côté en spirale plat et une périphérie étroitement arrondie à vive ex : *Hanzawaia boueana* (D'Orbigny, 1846).
- 9) **Morphogroupe conique aplati (FT)**. Ce groupe comprend des tests unisériés, bisériés et palmés, avec des sections ovales à comprimées et parallèles aux côtés sous-parallèles ex: *Brizalina dilatata* (Reuss, 1850)
- 3) **Morphogroupe trochospiral biconvexe (BT)**. Il contient des espèces avec des tests trochospiraux en mode d'enroulement et morphologie biconvexe, caractérisés par une périphérie fortement inclinée à étroitement arrondie, ex: *Heterolepa dutemplei* (D'Orbigny, 1846)
- 4) **Morphogroupe de milioline (M)**. Il se compose d'espèces à tests aplatis, un contour elliptique et une disposition de la chambre milioline, ex: *Quinqueloculina* sp.,
- 5) **Morphogroupe planispiral arrondi (RP)**. Il comprend des tests compacts avec des chambres disposées de façon planispiralée et une périphérie largement arrondie : ex : *Melonisbarleeanus* (Williamson, 1858)
- 6) **Morphogroupe lenticulaire (L)**. Les espèces présentent une morphologie biconvexe avec une périphérie fortement inclinée ou carénée, ex : *Lenticulina arcuatostrata* (Hantken, 1868).
- 7) **Morphogroupe conique et cylindrique (T / C)**. Il est représenté par des formes de section transversale ronde, ovale ou triangulaire et de côtés parallèles ou sous-parallèles (Figure. 7.3). Les tests rectilignes et droits unisériés, bisériés et trisériés sont inclus dans ce morphogroupe. ex: *Laevidentalina communis* (d'Orbigny, 1826), *Bulimina aculeata* (D'Orbigny, 1826).
- 8) **Morphogroupe sphérique (S)** comprend des tests uniloculaires et planispiraux gonflés ou multiloculaires trochospiraux, ex: *Pullenia quinqueloba* (Reuss, 1851)
- 10) **Morphogroupe en forme de tube (T)**. À morphologie simple de tubes simples droits ou courbes à section transversale aplatie ou arrondie et paroi agglutinée : (e.g. *Ammobaculites* sp.).

11) Morphogroupe ovoïde aplati (FO) comprend des formes hyalines à chambre unique avec un contour ovoïde et une périphérie carénée *Palliolatellacrebra*

12) Morphogroupe streptospiralé et hétéromorphe comprenant principalement des formes agglutinées à enroulement irrégulier ou présentant au moins deux types ou plusieurs de disposition de chambre.

Les sédiments du Miocène de El Ma Labiod et EL Kouif contiennent divers morphotypes de foraminifères benthiques. Un total de 36 genres et 54 espèces ont été recensées et décrites précédemment. Cette grande diversité taxonomique nous a conduit à réaliser une première estimation paléoécologique des assemblages de foraminifères. Une définition de groupes est faite sur la base de la forme du test (i) et de la nature de l'enroulement du test (c'est-à-dire l'ajout de chambre) (ii), nous avons utilisé dans cette étude un schéma de morphogroupe pour les foraminifères agglutinés de Murray et al. (2011). Ces derniers ont défini les morphogroupes / morphotypes comme un groupe de formes ayant des morphologies de test similaires plutôt qu'une similitude taxonomique. Cette distinction est désignée par ordre alphabétique de A à D (Figure .7.4). Chacun de ces groupes, A, B, C et D est subdivisé en quatre, deux, trois morphotypes.

MORPHOGROUP	A	B				C		D
SUBGROUP		B1	B2	B3	B4	C1	C2	
Chambers	Unilocular/ multilocular	Unilocular	Unilocular/ ?multilocular	Multilocular	Unilocular/ multilocular	Multilocular	Multilocular	Multilocular
Test form	Tubular or branching	Globular	Coiled, flattened	Planispiral/ trochospiral	Irregular, conical, concavo-convex	Elongate, mixed growth	Elongate, quingueloculine	Trochospiral
Examples	Komokiaceans Astrorhizids	Saccamminids	Ammodiscids ?Rzehakinids	Most Lituolids Trochamminids*	Attached forms Trochamminids*	Varied	some Rzehakinids Miliammina	Trochamminids*

Figures .7.2. Schéma de morphogroupe modifié de Jones et Charnock (1985) avec des illustrations de taxons représentatifs. * Trochamminides: formes globulaires ou biconvexes B3, formes écailleuses B4 attachées en permanence, en forme de verre de montre, formes concavo-convexes, et formes lenticulaires ou plano-convexes D. Pour les groupes A et B2, multiloculaire se réfère aux formes ayant un proloculus et un deutéroconque (Murray 2011).

Le morphogroupe A :

En se basant les paramètres morphologiques du test (loge, position de la chambre, forme de test...), on a pu envisager quatre morphotypes notés morphotype A de D qui sont :

Le morphogroupe A : Il est composé par les quatre morphotypes suivants :

Le morphotype A1 : Genres biconvexes, arrondis, globulaires, involutes et planispiralés

Le morphotype A2 : Forme aplatie, test planispiralé

Le morphotype A3 : Déroulé et planispiralé

Le morphotype A4 : Forme tubulaire avec chambre planispiralée

Ce groupe est caractérisé par un test planispiralé, adaptée à un mode de vie épifaunique à peu profond (Kitazato, 1981, 1988; Sturrock et Murray, 1981; Corliss et Chen, 1988). Ce groupe est représenté par *Lenticulina*, *Melonis Pullenia*

Le morphogroupe B : Il est composé par les deux morphotypes suivants :

Le morphotype B1 : Tests trochospiraux biconvexes

Le morphotype B2 : Test plan-convexe, et trochospiralé, concave du côté ombilical

Ce groupe est caractérisé par un test trochospiralé, biconvexe, plan-convexe et avec un mode de vie épifaunique. (Kitazato, 1981, 1988 ; Sturrock et Murray, 1981 ; Corliss et Chen, 1988).

Il est représenté par : *Les cibicides et Discorbinella*, *Ammonia beccarii* et *Rotalia*. *Hansenisca*, *Heterolepa*, *Gyroidina*, *Oridorsalis*, *Cibicidoides*, *Anomalinoïdes*, *Heterolepa*

Le morphogroupe C : Il est formé par trois morphotypes ;

Le morphotype C1 : Miliolide-Quinqueloculina.

Le morphotype C2 : Miliolide-Pyrgo.

Le morphotype C3 : Miliolide-Borelis,

Il comprend tous les genres miliolide (Corliss et Chen, 1988 ; Corliss et Fois, 1990 ; Murray, 2006) avec un mode de vie épifaunique. Il est représenté par : *Spiroloculina*, *Sigmoilinita*

Le morphogroupe D : Il est composé par deux morphotypes ;

Le morphotype D1 : test unisériés et sphériques, infaunaux (Jones et Charnock, 1985).

Le morphotype D2 : allongés bisériés et agglutinés

Il est caractérisé par un mode de vie de type épifaunique (Kitazato, 1981, 1988 ; Sturrock et Murray, 1981). Il est représenté par : *Stilostomella*, *Neugeborina*, et le groupe *nodosariid*

En général, les assemblages totaux sont dominés par des épifaunes (figure 7.1), qui sont typiques d'un milieu marin peu profond (Corliss et Fois, 1990). Dans notre cas, trois principaux

morphogroupes dominant la formation étudiée avec le morphogroupe A (43 %), le morphogroupe B (31%), le morphogroupe D (16%) et le morphogroupe C (10%).

Profondeur accrue, stabilité de l'environnement, diversité de la faune, sédiments fins, diminution de l'énergie de l'environnement, variabilité de l'environnement (température, salinité, ...), dominance de la faune, concurrence, exclusion concurrentielle, disponibilité alimentaire, turbidité, turbénéation, turbidération, <								ENVIRONNEMENT MORPHOGRU	
ABYSSAL >2250 m	BATHYAL INFÉRIER 1650 - 2250 m	BATHYAL MOYEN 1000 - 1650 m	BATHYAL SUPÉRIE-UR 200 - 1000 m	Plateforme Externe	Plateforme Interne	MARGINAL	LE MARAIS		
(OMNIVORES)	ALIMENTATEURS À SUSPENSION (A)	(B) *	SÉDIMENT DWELLING (CHARGEURS BACTÉRIENS/ DÉTRITAUX) (C)				HERBIVORE (D)		ABONDANCE RELATIVE
A 11	A 13	A 11	A 2 B ₁ 1 B ₂ 1 B ₃ 3	B ₃ 3	B ₃ 2	B ₃ 1	B ₃ 1		
B ₁ 8 B ₂ 1	B ₁ 9 B ₂ 1 B ₃ 7	B ₁ 3 B ₂ 1 B ₃	C ₁ 7	C ₁ 3	C ₁ 6	C ₂ 1	C ₂ 1		
B ₃ 9	C ₁ 14	C ₁ 10	C ₁ 7	C ₁ 3	D 6	D 1	D 1		
D 2	D 2	D 1	D 1	D 1	D 2	D 1	D 1		
D 2	D 2	D 1	D 1	D 1	D 2	D 1	D 1		

Figure .7.3. Modèle des morphogroupes de Jones et Charnock, 1985 (leur Figure.7.2 redessinée) basé sur les données de l'Atlantique NE. Le chiffre en bas à droite de chaque case fait référence au nombre d'espèces agglutinées. B* herbivores, détritivores et omnivores vivant en surface. La troisième rangée à partir du haut donne le groupe d'alimentation présumé dominant/significatif pour chaque environnement (Murray 2011).

ETUDE DES ASSEMBLAGES

La détermination des assemblages est basée sur la dominance des principaux genres et

morphotypes de chaque niveau qui change verticalement. Le changement dans les assemblages de foraminifères est lié à un changement dans l'environnement pendant la sédimentation.

Trois assemblages de foraminifères ont été décrits au niveau de la coupe A et quatre assemblages ont été reconnus dans la coupe B.

Coupe El Hadjra Safra :

Assemblage 1

Cet assemblage est situé dans la partie supérieure de la coupe d'El Hadjra Sahra (7.1) avec sept genres rencontrés. L'assemblage est dominé par *Cibicides* (44%), *Bolivina* (29%) et *Hanzawaia* (16%), *Heterolepa*, *Melonis*, *Textularia*, *Pullenia*, *Uvigerina* et *Marginulina* qui représentent respectivement 1 à 5 %.

Assemblage 2

L'assemblage est situé dans la partie médiane de la coupe El Hadjra Safra, représenté par 11 genres et dominé par les morphotypes A2 et C1 (Figure 7.2). Les genres les plus courants sont *Bulimina* (30%), *Cibicides* (20%) et *Bolivina* (12%). Les autres genres sont estimés à 33% et représentés par des *Nodosariidés*, *Ammonia*, *Gyroidinoides*, *Heterolepa* et *Valvulineria* (Figure 7.2), *Spiroline* (4%), *Sigmoilinita* (3%), *Ammonia* et *Cibicidoides* (1%) (Figure 7.2). Des macrofossiles sont aussi observés comprenant les bivalves et les gastéropodes.

Assemblage 3

En général, cet assemblage montre une faible diversité faunique avec des abondances absolues allant du présent au rare. Cet assemblage a été signalé dans la partie inférieure de la coupe d'El Hadjra Safra . Environ 120 spécimens ont été dénombrés couvrant quatre genres : *Bolivina*, *Bulimina*, *Cibicides* et *Textularia*.

Coupe d'El Kouif :

Assemblage 1

Cet assemblage a été individualisé dans la partie supérieure de l'affleurement de El Kouif (7.7). Sept genres ont été rencontrés dans cet assemblage, avec l'abondance de *Cibicides* (44%), *Bolivina* (29%) et *Hanzawaia* (16%). *Gyroidinoide*, *Hanzawaia*, *Textularia* et *Nodosaria*, *Lenticulina*, *Amphicoryna* qui représentent 1%, à 6% sont des constituants mineurs de cet assemblage faunique.

Assemblage 2

L'assemblage est repéré dans la partie médiane de la coupe El Kouif, représenté par 9 genres, dominé par les morphotypes A2 et C1 (Figure .7.2). Les genres les plus courants sont *Bulimina* (30%), *Cibicides* (20%) et *Bolivina* (12%). D'autres genres en proportions mineures sont : des *Nodosariidés*, *Amphicoryna*, *Dentalina*, *Discorbinella*, *Gyroidinoides*, *Rectuvigerina*, *Uvigerina*, *Textularia*, *Spiroline*, *Sigmoilinita*.

Assemblage 3

L'assemblage est situé au milieu de la coupe El Kouif, représenté par 13 genres, avec la dominance des morphotypes A2 et C1 (Figure .7.2), notamment *Bulimina* (22%), *Bolivina* (20%) et *Cibicides* (15%). D'autres genres représentent les restants de cet assemblage : *Lenticulina*, *Planulina*, *Spiroplectammina*, *Nonion*, *Amphicoryna*, *Gyroidina*.

Assemblage 4

En général, cet assemblage a été retrouvé dans la partie inférieure de la coupe d'El Kouif, représenté surtout par les genres, *Bolivina*, *Bulimina*, *Textularia*, *Gyroidinoides*, *Rectuvigerina*.

Interprétation et paléoenvironnement

L'évolution verticale des foraminifères benthiques a permis de définir trois assemblages,

chacun suggérant certaines conditions paléoenvironnementales.

Dans les parties inférieures des deux coupes, on note une faible diversité faunique avec des abondances absolues allant du présent au rare, représentés seulement par *Bolivina*, *Bulimina*, *Textularia*, *Gyroidinoides*, *Rectuvigerina*, indiquant un environnement marin peu profond et plus ou moins réducteur, à proximité d'un couvert végétal. Cette constatation s'accorde avec les faibles valeurs de résultats obtenus de l'indice de pélagisme, de diversité et d'équitabilité.

Dans la partie médiane, les paléopeuplements de foraminifères benthiques montrent une grande dominance par rapport aux autres microfaunes et une faible diversité ($H > 2$). Ils sont constitués en majorité par des espèces appartenant aux *Bolivinidae* et *Buliminidae*. Ceci suggère un enrichissement du milieu en éléments nutritifs associés à de faibles teneurs en oxygène. Leur morphologie allongée et aplatie serait une adaptation à des conditions moins oxygénées (Bernhard in Drinia et al., 2008). Cependant, les faibles valeurs de l'indice de pélagisme (20 à 40 %) ne permettent pas d'envisager le fonctionnement d'upwellings. Selon Berger et Diester-Haass (1988), les zones d'upwellings sont souvent associées à un taux élevé de foraminifères planctoniques.

Dans la partie supérieure, le milieu accuse un approfondissement marqué par la prolifération des *Bolivinidae* et *Buliminidae* à côté de *Cibicides* sp et *Hanzawaia boueana*. L'augmentation des valeurs de l'indice de pélagisme affermis cette constatation. L'occurrence de ces taxons au sein du même assemblage reflète clairement une succession verticale de microhabitats. Ceci implique des concentrations d'oxygène élevées à la surface du sédiment (Jorissen et al., 1995). De ce fait, cette partie de la coupe indique un milieu mixte, oxygéné et riches en nutriments.

A la lumière de ces données, en remontant dans notre coupe l'assemblage indique un

approfondissement du milieu avec des conditions plus stables (littoral), bien oxygéné et à substrat vaseux.

Conclusion :

L'étude des foraminifères benthiques de la coupe de El Ma Labiod et d'El Kouif a permis d'identifier 54 espèces, 36 genres, 23 familles et 06 sous ordres. Les analyses quantitatives et qualitatives ont permis de définir 04 morphogroupes et 03 assemblages de foraminifères benthiques.

L'assemblage 3 défini dans la base des coupes reflète une faible à très rare diversité sauf les morphotypes B2 et D1. L'assemblage 2 défini dans les parties médianes des coupes montre une augmentation de l'indice de pélagisme et un développement des foraminifères benthiques (morphogroupe A, B, D), coïncidant avec un milieu eutrophique et moyennement oxygéné.

Dans la partie supérieure (Assemblage 1), la microfaune s'enrichit et se diversifie à nouveau. Ce changement dans la composition microfaunistique des foraminifères benthiques annonce le passage d'un milieu réducteur peu profond et hypoxique vers un milieu aérien et oxygéné avec un substrat vaso-sableux à fort hydrodynamisme (littoral)



CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

L'approche sédimentologique, ichnologique, ainsi que l'étude micropaléontologique ont permis de mettre en évidence l'environnement sédimentaire de la région d'EL Ma Labiod, EL Kouif et l'Ouenza pendant le Miocène.

L'étude sédimentologique réalisée au niveau des coupes d'El Hadjra Safra et d'El Kouif peuvent être résumés comme suit :

- **Coupe d'El Hadjra Safra**

Il s'agit d'un environnement margino-littoral, riche en morphogroupe de foraminifères, avec un seul niveau (Ech 03) riche en ostracodes. Les résultats granulométriques montrent des sédiments ayant une taille moyenne à fine (inférieure à 50 μm), avec de fortes proportions de silts et de sables fins. Les courbes de fréquence sont de type platykurtique à mésokurtique et parfois leptokurtique, indiquant un mauvais classement des sédiments analysés. Les valeurs de K_G (kurtosis) sont négatives ou proches de zéro et montrent que l'étalement de la courbe se fait du côté de la fraction fine. Les valeurs de l'indice du Sorting montrent que le classement est mauvais, très mauvais à extrêmement mauvais, témoignant une variation énergétique de l'agent de transport. L'analyse morphoscopique suggère des grains souvent émoussés luisants à sub-émoussés luisants, induisant un mode de transport aquatique. L'analyse minéralogique montre une abondance des minéraux argileux de type kaolinite et smectite.

- **Coupe d'El Kouif**

C'est également un environnement margino-littoral, riche en morphogroupes de foraminifères et moyennement en ostracodes. Les résultats granulométriques indiquent que les sédiments ont une taille moyenne à fine (inférieure à 50 μm), dominés par des sédiments de type silt sableux. Les courbes de fréquence sont de type platykurtique à mésokurtique et parfois leptokurtique. Cette évolution indique le mauvais classement et d'autres où le classement est moyen à bon. L'analyse morphoscopique a permis de déduire une évolution plus ou moins importante, puisqu'ils sont souvent émoussés luisants ou sub-émoussés luisants, indiquant un mode de transport aquatique. Minéralogiquement, cette coupe est dominée par les minéraux argileux de type smectite.

Les résultats obtenus indiquent un milieu littoral plus proche du continent (milieu margino-littoral).

L'étude ichnologique réalisée pour la première fois sur les dépôts miocènes dans l'Algérie du nord-est a permis de mieux comprendre le paléoenvironnement régnant dans la région étudiée au cours du Miocène.

- **Coupe El Hadjra Safra et El Kouif**

Ces deux coupes sont dépourvues des traces fossiles à l'exception de *Diplocaterion* isp et *Monocraterion* isp.

- **Coupe Aïn Sidi Salah**

L'analyse ichnologique de la coupe d'Aïn Sidi Salah, attribuée au Langhien inférieur (Miocène moyen) a révélé une faible ichnodiversité représentée par des terriers sub-horizontaux à sub-verticaux, couvrant huit ichnotaxa, représentant l'ichnofacies à *Skolithos* à *Cruziana* proximal. Ces traces sont représentées par : cf. *Archaeonassa* isp., *Arenicolites* isp., *Diplocraterion* isp., *Helminthopsis* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Skolithos* isp., *S. cf. linearis*. cf.. *Taenidium* et cf. *Thalassinoides*. Cet ichnoassemblage suggère que le biotope a été occupé par des organismes suspensivores ou détritivores, représentés essentiellement par des vers (polychètes et phoronides), des crustacés et des arthropodes. Ces traces fossiles appartiennent à l'ichnofacies *Skolithos* à *Cruziana* proximal coïncidant avec un milieu marin peu profond (littoral). La taille importante des *Thalassinoides* suggère des eaux marines bien oxygénées, avec des conditions d'énergie modérée à élever, soumises à des tempêtes occasionnelles.

L'étude micropaléontologique, notamment la systématique des dépôts miocènes, montre la présence des foraminifères avec 07 ordres, 25 familles, 42 genres et 78 espèces subdivisées en 04 morphogroupes, ainsi que 01 ordre, 05 familles, 10 genres et 10 espèces pour les ostracodes.

Les foraminifères planctoniques marqueurs ont permis d'identifier le Tortonien avec la biozone à *Neogloboquadrina* Belkebir & Bessedik (1991), et le Langhien inférieur avec la biozone de à *Globorotalia mayeri* de Belkebir (1986). Par ailleurs, l'analyse quantitative et qualitative des foraminifères benthiques a permis de définir plusieurs assemblages de foraminifères benthiques. Dans les deux coupes, ces assemblages montrent une similitude

micro faunistique et paléoécologique.

Dans les parties inférieures des deux coupes, on note une faible diversité faunique représentée seulement par les morphotypes B2 et D1, indiquant un environnement marin peu profond avec une bonne oxygénation.

Dans les parties médianes, les paléopeuplements des foraminifères benthiques montrent une grande abondance et une faible diversité, une augmentation de l'indice de pélagisme et un développement important d'évolution des microfaunes. Ils sont constitués en majorité par des foraminifères benthiques des morphogroupes A, B, D, coïncidant avec un milieu eutrophique et moyennement oxygéné.

Dans les parties supérieures, le milieu accuse un approfondissement marqué par la prolifération des *Bolivinidae* et *Buliminidae* à côté de *Cibicides* spp et *Hanzawaia boueana*.

L'augmentation des valeurs de l'indice de pélagisme corrobore cette constatation. L'occurrence de ces taxons au sein du même assemblage reflète clairement une succession verticale de microhabitats. Ce changement dans la composition microfaunistique de foraminifères benthiques indique le passage d'un milieu réducteur peu profond et hypoxique vers un milieu aéré et oxygéné avec un substrat vaso-sableux à fort hydrodynamisme (littoral).



BIBLIOGRAPHIE

BIBLIOGRAPHIE

Abad, M., Francisco R., José G.P., MLuz González-Regalado, Josep T., (2005), Tortonian ostracodes of Southwestern Europe. *Geobios*, 38. 563–573. [https://doi: 10.1016/j.geobios.2003.12.006](https://doi.org/10.1016/j.geobios.2003.12.006).

Agip, SPA., (1982). Foraminiferi Padani (Terziario e Quaternario). Atlante iconografico e distribuzione stratigrafica. *Seconda edit.*, Publisher, Agip S.p.A, Milano, 52 tav., Length, 128 p.

Armstrong, H.A., Brasier, M.D., (2005), *Microfossils* (2nd edition). Oxford: Blackwell Publishing pvt. Ltd., Australia, 296p.

Anderson, J.R., (2007), Sand Sieve Analysis. In Pamela J. W. Gore "Historical Geology Online Laboratory Manual". Department of Geology. Georgia Perimeter College. 278 p.

Anderson, R. V., (1936), Geology in the coastal Atlas of Western Algeria. *Journ. Geol.*, 41,7, pp.673-693.

Baucon, A., De Carvalho, C.N., (2008), From the river to the sea: Pramollo, a new ichnolagerstätte from the Carnic Alps (Carboniferous, Italy-Austria). *Studi Trentini di Scienze Naturali. Acta Geologica*, 83:87–114.

Baucon, A., Felletti, F. (2013), Neoichnology of a barrier-island system: the Mula di Muggia (Grado lagoon, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 375:112–124. [doi: 10.1016/j.palaeo.2013.02.011](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2013.02.011)

Baucon, A.; Ronchi, A., Felletti F., (2014), Evolution of crustaceans at the edge of the end-Permian crisis: ichnological work analysis of the fluvial succession of Nurra (Permian–Triassic, Sardinia, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 410:74–103. [doi: 10.1016/j.palaeo.2014.05.034](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2014.05.034)

Belaid, M.; Cherif, A.; Vinn, O., Naimi, M.N., (2020), First record of trace fossils from the Oxfordian Argiles rouges de Kheneg Formation (Tiaret, northwestern Algeria). *Geologia Croatica*, 73 : 85–94. [doi :10.4154/gc.2020.10](https://doi.org/10.4154/gc.2020.10)

Belaústegui, Z., Ekdale, A.A., Domènech, R., Martinell, J., (2016), Paleobiology of firmground burrowers and cryptobionts at a Miocene omission surface, Alcoi, SE Spain. *Journal of Paleontology*, 90:721–733. [doi:10.1017/jpa.2016.84](https://doi.org/10.1017/jpa.2016.84)

Benhenni, L., Quesnel, Y., Berguig, M. C., Samai, S., Hamoudi, M., (2019), Joint modeling of potential-field data and geodynamic interpretation for northeast Algeria. *Journal of African Earth Sciences*, 159: 103566. <https://dx.doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2019.103566>

Benson, R.H., (1975), Ecology of Recent Ostracodes of the Todos Santos Bay region California, Mexico, Kansas Univ, Paleontol. Contrib. Vol. 23, No. 1, pp. 1-80.

Benzina, M., Hebib, H., Bensalah, M., (2019), New insights in late Miocene lower Chelif basin biostratigraphy based on planktonic foraminifera (Algeria). *Revue de Micropaléontologie*, 62:9-24.

Bessedik, M.; Belkebir, L., Mansour, B., (2002), Révision de l'âge Miocène inférieur (au sens des anciens auteurs) des dépôts du bassin du Bas Chélif (Oran, Algérie): conséquences

Bibliographie

- biostratigraphique et géodynamique. *Mémoires du Service Géologique de l'Algérie*, 11:167-186.
- Bignot, G., (1988), Micropaléontologie. Edition Dunod. pp. 193.201.
- Bizon, G., (1979), Planktonic Foraminifera. In : G. Bizon et al., Report of the working group on Micropaleontology. *Ann. Geol. Hellen. 7 th. Internal. Congr. Medit. Neogene*, Athens, pp. 1340-3.
- Bizon, G., (1967), Contribution à la connaissance des foraminifères planctoniques d'Epire et des Iles Ioniennes (Grèce occidentale). *Publ. Inst. Franc. Pétrole, Edit. Technip*, pp. 1-142.
- Bizon, G., Bizon, J.J., (1984), Les foraminifères des sédiments profonds. *Pétrole et Technique*, 301: 104-120.
- Bizon, G., Bizon J. J., (1972), Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen : Oligocène à Quaternaire. *Techniq. (Edit.)*, Paris, 316 p., Ipl. annexe.
- Bizon, G., Muller, C., (1977), Remarks on some biostratigraphic Problems in the Mediterranean Neogene. Intern. Symp. Struct. Hist. Med. Bas., Split. Ed. Technip. Paris, p. 381-390.
- Blayac., (1907) Observations sur les prétendus charriages dans les contrées septentrionales algériennes. Bull. Soc. Géol. Fr. 4ème série, 1.8, p.53.
- Blés, J.L., (1969), Contribution à l'étude des déformations cassantes de la feuille de Morsott (Sud Est constantinois, Algérie).les microfractures et leurs relations avec les failles et les plis. *Pub.Serv. Carte géol. Algérie, N.S.,30,p.7-17*.
- Blés, J.L.,Fleury, J.J., (1970), Carte géologique au 1/50000 de Morsott (n°178).Pub.ServCarte géolog.Algérie.Alger.
- Blow, W.H., (1969), Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy. In: Bronnimann, P. and Renz, H.H., Eds., Proceedings of the 1st International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, Vol. 1, 199-422.
- Bolli, H.M., (1966), Planktonic Foraminiferal in well Bodjongore I of Java, *Ecl. Geol. Helv.*, 59, pp. 449-465.
- Boulemia, S., Hamimed, M., Bouhlel, S. and Bejaoui, J. (2015) Petro-Mineralogical Analysis of Sedimentary Phosphate of Marine Origin, Case of the Locality of El Kouif (Algerian-Tunisian Confines). *Open Journal of Geology*, 5, 156-173. <https://doi.org/10.4236/ojg.2015.53015>
- Bouchez. C., (2008), Rapport de sédimentologie : étude des milieux de dépôts. 13 p.
- Bourguignon, A., Bellier, A., Delpont. G., Chevrel S., (2007), Spectrométrie pour la caractérisation minéralogique des minéraux argileux Application aux risques naturels. BRGM. 21 p.
- Bouzenoune A., (1993), Minéralisation périadiapiriques de l'Aptien calcaire : les carbonates de fer du gisement hématitique de l'Ouenza (Algérie orientale). Thèse de doctorat, Université Paris VI, 209 p.
- Bouzenoune, A., Rouvier, H., Thibieroz, J., (1995), Trias de l'Ouenza :contexte diapirique,zonation minéralogique et conséquences métalogéniques.Bull.Serv.Géol.de l'algérie, Vol.6,n°1,p.3-24,10fig.

Bibliographie

- Borsetti, A.M., Iaccarino, S., Jorissen, F.I., Poignant, A., Sztrakos, K., Van Der Zwaan., Verhallen P.I.I.M., (1986), The Neogene development of Uvigerina in the Mediterranean. *Utrecht Micropal. Bull.*, 35,183-235.
- Boufa, K., Kowalski, W. M., Pharisat, A., (1997), L'évolution néogène des structures atlasiques dans les environs de Tébessa (N.E de l'Algérie). *Bulletin de la Société d'histoire naturelle du pays de Montbéliard*, p. 179-184.
- Bradshaw, M.A., (2010) Devonian trace fossils of the Horlick Formation, Ohio Range, Antarctica: systematic description and palaeoenvironmental interpretation. *Ichnos*,17:58–114.[doi:10.1080/10420941003659329](https://doi.org/10.1080/10420941003659329)
- Bromley, R.G., Ekdale, A.A., Richter, B. (1999), New Taenidium (trace fossil) in the Upper Cretaceous chalk of northwestern Europe. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*,46:47–51.
- Bryant, I.D., Pickerill, R.K., (1990), Lower Cambrian trace fossils from the Buen Formation of central North Greenland: preliminary observations. *Grønlands Geologiske Undersøgelse, Rapport*, 147: 44-62.
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., (2013), Ichnodiversity and ichnodisparity: significance and caveats. *Lethaia*, 46:281-292.[doi:10.1111/let.12018](https://doi.org/10.1111/let.12018)
- Buatois, L.A., Mángano, M.G., (2011), *Ichnology. Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge University Press, Cambridge, 347p
- Buckman, J.O., (1994) *Archaeonassa* Fenton and Fenton 1937 reviewed. *Ichnos*, 3:185-192.[doi:10.1080/10420949409386387](https://doi.org/10.1080/10420949409386387)
- Buckman, J.O., (1992a), Palaeoenvironment of a Lower Carboniferous sandstone succession northwest Ireland: ichnological and sedimentological studies. In Parnell, J.(ed.), *Basins on the Atlantic Seaboard: Petroleum Sedimentology and Basin Evolution. Geological Society Special Publication*, 62:217-241.[doi:10.1144/GSL.SP.1992.062.01.19](https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1992.062.01.19)
- Buckman, J.O., (1992b), Lower Carboniferous Trace Fossils from northwest Ireland. Ph.D. Thesis, Queen's University, Belfast, 356 p.
- Busson, G., (1974). Le Trias évaporitique d'Afrique du Nord et d'Europe Occidentale : donnée sur la paléogéographie et les conditions de dépôt. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, (7), t. XVI, n° 6, pp. 653-665.
- Brives, A., (1920), On the presence of Mastodon in the sandpit of El Kouif. *C.R.S.G.F.* 17, P.212.
- Brives, A., (1919), On the discovery of a *Dinotherium* tooth in the sandpit of El Kouif near Tebessa. *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, X (5), 90-93.
- Cabral, M.C., (1995) Ostracodos do Cretacico inferior do Algarve e da regioa de Lisboa: Sistematica, Biostratigrafia, aspectos Paleoecologicos e Paleobiogeograficos. Tese de Doutoramento, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciencias, Universidade de Lisboa, 442 p.

Bibliographie

- Caillere, S., Henin S., Rautureau, M., (1982), *Minéralogie des argiles. 1. Structures et propriétés physico-chimiques*. INRA, Actualités scientifiques et agronomiques, 8, Masson édition, 2e éd., Paris, 184 p
- Cailleux et Tricart., (1963), *Initiation à l'étude des sables et des galets*. Centre de Documentation Universitaire, Paris, 369 p.
- Caillese. S., & Hénin. S., (1982), *Minéralogie des argiles, classification et nomenclature* Édition Masson.
- Campy. M., Macaire. J.J., (1988), *géologie des formations superficielle, géodynamique facies – utilisation*. Édition Masson. 208 p.
- Castany, G., (1948). *Les Fosses d'Effondrement de Tunisie. Géologie et Hydrologie. Plaine de Grombalia et Cuvette de la Tunisie Orientale,* Annales des Mines et de la Géologie, 126 p., 30 pl.
- Chabou-Mostefai S. (1987), *Etude de la série phosphatée tertiaire du Djebel Onk, Algérie, Stratigraphie, Pétrographie, Minéralogie et Analyse Statistique*. Thèse Doctorat, Université d'Aix-Marseille, France, 376 p.
- Chameley., (1971), *Sur les minéraux argileux des terrasses pléistocènes du confluent Rhône-Isère*. Quaternaire, Volume 11, Numéro 2. pp. 61 – 64.
- Cheel. R.J., (2005): *Introduction to Clastic Sedimentology*. 129 p.
- Chen, Z., Zhou, C., Meyer, M., Xiang, K., Schiffbauer, J.D., Yuan, X., Xiao, S., (2013), *Trace fossil evidence for Ediacaran bilaterian animals with complex behaviors*. *Precambrian Research*, 224 :690–701. [doi: 10.1016/j.precamres.2012.11.004](https://doi.org/10.1016/j.precamres.2012.11.004)
- Cherif, A., Naimi, M.N., Belaid, M., (2021), *Deep-sea trace fossils and depositional model from the Lower Miocene Tiaret Marls Formation (northwestern Algeria)*. *Journal of African Earth Sciences*, 175 : 104115. [doi: 10.1016/j.jafrearsci.2021.104115](https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2021.104115)
- Chikhi-Aouimeur, F., (1980), *Les Rudistes de l'Aptien supérieur de djebel Ouenza (Algérie NE). Paléontologie, contexte stratigraphique et paléogéographique*. *Thèse 3ème cycle, USTHB, Alger, 114p*.
- Claret. F., (2001), *Caractérisation structurale des transitions minéralogiques dans les formations argileuses : Contrôles et implications géochimiques des processus d'illitisation. Cas particulier d'une perturbation alcaline dans le Callovo-Oxfordien -Laboratoire souterrain Meuse-Haute Marne*. *Thèse de Doctorat de l'Université Joseph Fourier - Grenoble I*. 152 p.
- Coiffait, P.E., Coiffait, B., Jaeger, J.J., Mahboubi, M., (1984), *Un nouveau gisement à Mammifères fossiles d'âge Eocène supérieur sur le versant sud des Nementcha (Algérie orientale) : découverte des plus anciens rongeurs d'Afrique*. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, 299 :893-898.
- Cojan. I., Renard. M., (1999), *Sédimentologie*. Edition Dunod. 278 p.
- Corliss, B. H., (1985), *Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments*. *Nature* 314: 435-438.
- Corliss, B.H., (1991), *Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean*. *Mar. Micropal.* 17: 195-236.
- Corliss, B.H., Chen, C., 1988. *Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications*. *Geology* 16, 716–719.

Bibliographie

- Crimes, T.P., Legg, I., Marcos, A. (1977), ?Late Precambrian-low Lower Cambrian trace fossils from Spain. In: T.P Crimes & J.C. Harper (eds.) *Trace fossils 2. Geological Journal*, Special Issue 9:91–138.
- D’Alessandro, A., Bromley, R.G., Stemmerik, L., (1987), *Rutichnus*: a new ichnogenus for branched, walled, meniscate trace fossils. *Journal of Paleontology*, 61:1112–1119. doi:10.1017/S0022336000029498
- Dashtgard, S.E., Gingras, M.K., (2012), Marine invertebrate neoichnology. In: D. Knaust & R.G. Bromley RG (eds.) *Trace fossils as indicators of Sedimentary environments*, Oxford, Elsevier, p. 273–295 (Developments in Sedimentology64). Elsevier, p.. doi:10.1016/B978-0-444-53813-0.00004-6
- Dashtgard, S.E., Gingras, M.K., Pemberton, S.G., (2008),. Grain-size controls on the occurrence of bioturbation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257:224–243. doi:10.1016/j.palaeo.2007.10.024
- Defaflia, N., (2014), Cadre Stratigraphique et paléoenvironnemental des formations quaternaires de la région d’El Ma El Abiod (Tébessa, Algérie).Ph.D Thesis, University of Tebessa, Algérie.
- Degaichia, O., (2014). Sédimentologie et paléoenvironnements des sédiments du Pliocène du fossé d’effondrement de Tébessa et ses abords (Atlas saharien oriental, NE de l’Algérie). Thèse de doctorat, Université d’Annaba, Algérie, 213 p.
- de Gibert, J.M., Robles, J.M., (2005), Firmground ichnofacies recording high-frequency marine flooding events (Langhian transgression, Vallès-Penedès Basin, Spain). *Geologica Acta*, 3: 295-305.doi:10.1344/105.000001397
- De Rijk, S., Jorissen, F.J., Rohling, E.J., Troelstra, S.R., (2000), Organic flux control on bathymetric zonation of Mediterranean benthic foraminifera. *Mar. Micropal.* 40 (3), 151– 166.
- Diop. A., Pijrsjer B.H., (1991), Environnements sédimentaires des quartzs de la série paléocène du dôme de Diass (Sénégal oriental). pp177-190.
- Djerrab, A., Guichaed, P., (2010), Le massif du Dyr, la ville disparue de Majjâna et la « Montagne des meules » (Djabal al-matâhin). *Aouras*, 6 : 255-264
- Djerrab, A., Ruault-Djerrab, M., (2012), Le cadre stratigraphique et paléoenvironnemental des cultures acheuléennes en Afrique du Nord. *Aouras*, 7 : 65-76
- Djerrab, A., Spassov, S., Defaflia, N., Hus, J., Abdessadok, S., Ruault-Djerrab, M., (2013), The middle palaeolithic site of Birzgane,(Tebessa, Algeria): Rock magnetic property characterisation and past rainfall reconstruction. Science Direct Elsevier. *Journal of Quaternary International*. 320, 63–74. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2013.08.011>
- Djerrab, A., Zedam, R., Camps, P., Defaflia, N., Abdessadok, S., Triki, D., Djelailia, S., Bahra, N., (2012), Etude sédimentologique et magnétique d’une séquence alluviale du pléistocène supérieur-holocène de l’Oued Adaila (El Ma Labiod, Tebessa,Algérie) et indications paléoenvironnementales. *Quaternaire*. 23 (3), 227-240.
- Doyle, P., Bennett, M.R., Cocks, F.M., (1998), Borings in a boulder substrate from the Miocene of southern Spain. *Ichnos*, 5:277-286.doi:10.1080/10420949809386426
- Drinia, H., Antonarakou, A., Tsaparas, N., Dermitzakis, M. D., Doukas C. (2004), Foraminiferal sequence eco-biostratigraphy of the middle-early late Miocene Potamos section

Bibliographie

- from Gavdos island, Greece. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* 249, 29-43.
- Dubourdieu, G., (1956), Geological study of the Ouenza region (Algerian-Tunisian borders). Publ. Serv. Geol. Map of Algeria, Algiers. p.659.
- Dubourdieu, G., Hottinger, L., (1959), The presence of *Neovalveolinae* within the Mesloulia Miocene (eastern Algeria). *Micropal. Rev.* Vol. 2 (1), 3-7.
- Ducasse. O., & Bekert. O., (1996), Ostraco faune et caractérisation des paléoenvironnements à la limite Oligocène- Miocène en Aquitaine. *GEOBIOS*, 29, 3.pp 319- 329
- Durand-Delga, M., (1969), Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie, 39 : 89-131.
- Durozoy, G., (1956), Geological Map of Algeria at 1/50 000 of Tebessa (n°206). Geolog. Map Serv. Of Algeria, Algiers.
- Durozoy, G., (1948) Esquisse géologique provisoire au 1/100000 de la région de El Ma Labiod (inédit).
- Duval. BB., (1999), géologie sédimentaire, bassins, environnements de dépôts, *formation du pétrole. Edition TECHNIP .pp 227-387.*
- Ekdale, A.A., Bromley, R.G., (2003), Paleontologic interpretation of complex *Thalassinoides* in shallow-marine limestones, Lower Ordovician, southern Sweden. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 192:221–227.[doi:10.1016/S0031-0182\(02\)00686-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(02)00686-7)
- ELLIS, B. F., MESSINA A. R., (1940), Catalogue of Foraminifera. *Am. Mus. Nat. Hist., Spec. Publ.*, New York.
- El-Sabbagh, A., El-Hedeny, M., Al Farraj, S., (2017), *Thalassinoides* in the Middle Miocene succession at Siwa Oasis, northwestern Egypt. *Proceedings of the Geologists' Association*, 128(2):222-233.[doi: 10.1016/j.pgeola.2017.01.001](https://doi.org/10.1016/j.pgeola.2017.01.001)
- Emig, C.C., (1982), The biology of Phoronida. *Advances in Marine Biology*, 19:1–89.
- Fenton, M.A. & Fenton, C.L. 1934. *Scolithus* as a fossil phoronid. *Pan-American Geologist*, 61:341–348.
- Fenton, C.L., Fenton, M.A., (1937), *Archaeonassa*, Cambrian snail trails and burrows. *American Midland Naturalist*, 18:454-456.
- Flageolle. J.C., (1981), Aspects morphoscopiques et exoscopique des quartz dans quelques sols ferrallitiques de la région de Cechi (Côte d'Ivoire). pp. 111-121.
- Fleury J. J., (1969). Stratigraphie du Crétacé et de l'Eocène (Aptien à Lutétien) de la feuille 1/50.000 Morsott, N° 178. *Publ. Serv. Géol. Alg., Nlle Série, Bull. n° 39, pp. 145-157*
- Folk, P.L., Ward, W.C., (1957), Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, pp. 3-26.
- Fontanier, C., Jorissen, F. J., Licari, L., Alexandre, A., Anschutz P., Carbonel P., (2002), Live benthic foraminiferal faunas from the Bay of Biscay: faunal density, composition, and

Bibliographie

microhabitats. *Deep-Sea Res.* 49: 751-785.

Fournier, J., Bonnot-Courtois, C., Paris, R., Voltaire, O., Le Vot, M., (2012), Granulometric analyzes, principles and methods. CNRS, Dinard, 99 p

Frey, R.W. Pemberton, S.G., Fagerstrom, J.A., (1984), Morphological, ethological, and environmental significance of the ichnogenera *Scoyenia* and *Ancorichnus*. *Journal of Paleontology*, 58(2):511–528.

Fürsich, F.T., (1973) A revision of the trace fossils *Spongiomorpha*, *Ophiomorpha* and *Thalassinoides*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, 1973(12): 719–735

Gingras, M.K., Baniak, G., Gordon, J., Hovikoski, J., Konhauser, K.O., La Croix, A., Lemiski, R., Mendoza, C., Pemberton, G.S., Polo, C., Zonneveld, J.-P., (2012), Estuaries. In: D. Knaust & R.G. Bromley (eds.) *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*, Oxford, Elsevier, p. 463-505 (Developments in Sedimentology 64). doi:10.1016/B978-0-444-53813-0.00004-6

Gingras, M.K., Dashtgard, S.E., MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., (2008), Biology of shallow marine ichnology: a modern perspective. *Aquatic Biology*, 2: 255-268. doi: 10.3354/ab00055

Gingras, M.K., MacEachern, J.A., Dashtgard, S.E., (2011), Process ichnology and the elucidation of physico-chemical stress. *Sedimentary Geology*, 237:115-134. doi: 10.1016/j.sedgeo.2011.02.006

Girard. M.C., Walter. W., (2005), Sols et environnement. *Edition Dunod*. pp.141 .296.

Goldring, R. (1962). The trace fossils of the Baggy Beds (Upper Devonian) of North Devon, England. *Paläontologische Zeitschrift*, 36:232–251

Goldring, R. (1964). Trace fossils and the sedimentary surface in shallow water marine sediments. *Developments in Sedimentology*, 1:136–143. doi:10.1016/S0070-4571(08)70478-3

Grimsdale, T. F., Van Morkhoven, F. P., (1955), The relation between pelagic and benthonic Foraminifera as a means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. *Fourth World Symposium Congress, Proc., I, Rome, Italy*, pp. 473-491.

Gupta, A., K., Srinivasan, M. S., (1992), *Uvigerina proboscidea* abundances and paleoceanography of the northern Indian Ocean DSDP Site 214 during the Late Neogene. *Mar. Micropal.*, 19, 355 – 367.

Gurav, S.S., Kulkarni, K.G., Paranjape, A.R., Borkar, V.D., (2014), Palaeoenvironmental implications of Middle Jurassic trace fossils from the Jaisalmer Formation, India, with emphasis on the ichnogenus *Asteriacites*. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 84(3):249-257.

Hageman, J., (1979), Benthic Foraminiferal Assemblages From Plio-Pleistocene Open Bay To Lagoonal Sediments Of The Western Peloponnese (Greece). *Utrecht Micropal. Bull.*, 20, 171 pp.

Halamski, A. T., Cherif, A., (2017), Oxfordian brachiopods from the Saïda and Frenda mountains (Tlemcenian domain, North-western Algeria). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87 : 141-156. <https://dx.doi.org/10.14241/asgp.2017.006>.

Hamimed, M., (2004), Étude sédimentologique et paléogéographie des sédiments miocènes au pays du Nord-Est de l'atlas saharien des confins Algéro-Tunisiens. Ph.D. Thesis, University of Constantine, Algeria.

Hamimed, M., Kowalski, W.M., (2001), Sedimentological analysis and paleogeography of the Miocene sediments (Langhian-Serravalian) of the surroundings of Tebessa (North-East of Algeria). *Bull. Geol. Serv. Of Algeria*, Vol. 12, 49-75.

Hasegawa, S., Sprovieri, R., Poluzzi A., (1990), Quantitative analysis of benthic foraminiferal assemblages from Plio-Pleistocene sequences in the Tyrrhenian Sea, ODP Leg 107. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 107: 461-478.*

Hembree, D.I., Hasiotis, S.T., (2008). Miocene vertebrate and invertebrate burrows defining compound paleosols in the Pawnee Creek Formation, Colorado, U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 270(3-4):349–365. [doi10.1016/j.palaeo.2008.07.019](https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.07.019)

Hertweck, G., (1972), Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A.: Sedimentology and Biology V. Distribution and environmental significance of lebensspuren and in-situ skeletal remains. *Senckenbergiana Maritima*, 4:125–167.

Héquette. A., Ruz. M.H., (1990), Sédimentation littorale en bordure de plaines d'épandage fluvioglaciaire au Spitsberg nord occidental .pp77-88.

Hilgen, F.J., Krijgman, W., Langereis, C.G., Lourens, L.J., Santerelli, A., Zachariasse., (1995), Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth Planet. Sci. Lett.* 136, 495–510.

Hoffert. M., De Lumley. H., Miskovsky. J-C., Miskovsky. J.R., (1973), Variation climatique mise en évidence dans les dépôts anciens de la grotte de la Calmette (Dions-Gard). pp. 179-192.

Holtzapffel, T., (1985), les minéraux argileux ; préparation, analyse diffractométrique et détermination. *Société géologique du nord*, 12, 136 p.

Hsü, K.J., Ryan, W.B.F., Cita, M.B., (1973b), Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature* 242, 240–244.

Iaccarino, S., Salvatorini, G., (1982), A framework of planktonic foraminiferal biostratigraphy for early Miocene to Late Pliocene Mediterranean area. *Paleontol. Stratigr. Evol.*, v. 2, pp. 115-125, Roma.

Iaccarino, S., Proto-Decima, F. (1990), Distribution patterns of Neogene benthic foraminifers In Sstes 717, 718, and 719 (Leg 116). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, Vol. 116, 213-338.

Iaccarino, S., Cita, M.B., Gaboardi, S. & Grappini, G.M., (1999), High Resolution biostratigraphy at the Miocene/Pliocene boundary in Holes 974B and 975B, Western Mediterranean. In Zahn R., Comas M.C. & Klaus A. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 161: 197-221.*

Inman, D. I., (1952), Measures for describing the size distribution of sediments. *Journal sediment Res*, 22 :125-145.

Bibliographie

- Jamoussi, J., Bédir, M., Boukadi, N., Kharbachi, S., Zargouni, F., López-Galindo, A., Paquet, H., (2003), Répartition des minéraux argileux et contrôle tectono-eustatique dans les bassins de la marge tunisienne. *C. R. Geoscience*. 335. pp. 175–183.
- Jenkyns, H. C., (2010), Geochemistry of oceanic anoxic events. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11 (3): 1-30. <https://dx.doi.org/10.1029/2009GC002788>.
- Jones, R.W., Charnock, M.A., 1985. Morphogroups of agglutinated foraminifera. Their life positions and feeding habits and potential applicability in (paleo) ecological studies. *Rev. Paléobiol.* 4, 311–320.
- Jorissen, F. J., De Stigter, H. C., Widmark, J.G.V., (1995), A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Mar. Micropal.*, 22, 3-15.
- Jorissen, F. J., (1987), The distribution of benthic foraminifera in the Adriatic Sea. *Mar. Micropal.* 12 (21–48), 902.
- Joseph, J.K., Patel, S.J., Darngawn, J.L., Shitole, A.D., (2020). Ichnological analysis of Jurassic shallow to marginal marine deposits: example from Wagad Highland, Western India. *Ichnos*, 27:35-63. doi:10.1080/10420940.2019.1612390
- Jozja, N., (2003), Étude de matériaux argileux albanais. Caractérisation « multi-échelle » d'une bentonite magnésienne. *Thèse docteur de l'université d'Orléans*. 275 p.
- Kaiho, K. (1991), Global changes of Paleogene aerobic-anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation. *Palaeogeog., Palaeoclimat., Palaeoec.* 83, 65–85.
- Kaloga, B., (1977), Contribution de l'étude de la composition granulométrique des sables à la connaissance des mouvements de matière dans les sols ferrugineux tropicaux du centre-sud de la Haute-Volta. pp 217-238.
- Kazi-Tani N., (1986), Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine : le domaine intraplaque nord-algérien. Approche mégaséquentielle. Thèse Doctorat ès-Sciences, Université de Pau et du Pays de l'Adour, France, 871 p.
- Kitazato, H., (1988a), Ecology of benthic Foraminifera in the tidal zone of a rocky shore. "Benthos 86" *Rev. de paléobio.*, Genève, vol. spec. 2, pp. 815-825.
- Kitazato, H., (1988b). Locomotion of some benthic foraminifera in and on sediments. *J. Foraminifer. Res.* 18, 344–349.
- Kitazato, H., (1981). Observations of behaviour and mode of life of benthic foraminifers in a laboratory. *Geoscience Reports of Shizuoka University*. 6, pp. 61–71.
- Kechiched, R., Laouar, R., Bruguier, O., Kocsis, L., Salmi-Laouar, S., Bosch, D., Ameer-Zaimeche, O., Fougou, A., Larit, H., (2020), Comprehensive REE+ Y and sensitive redox trace elements of Algerian phosphorites (Tébessa, eastern Algeria): A geochemical study and depositional environments tracking. *Journal of Geochemical Exploration*, 208: 106396. <https://dx.doi.org/10.1016/j.gexplo.2019.106396>.
- Kechiched, R., Laouar, R., Bruguier, O., Salmi-Laouar, S., Ameer-Zaimeche, O., Fougou, A., (2016), Preliminary data of REE in Algerian phosphorites: a comparative study and paleo-redox insights. *Procedia Engineering*, 138: 19-29. <https://dx.doi.org/10.1016/j.proeng.2016.02.048>.

Bibliographie

- Kechiched, R., Laouar, R., Bruguier, O., Salmi-Laouar, S., Kocsis, L., Bosch, D., Fougou, A., Ameer-Zaimeche, O., Larit, H., (2018), Glauconite-bearing sedimentary phosphorites from the Tébessa region (eastern Algeria): Evidence of REE enrichment and geochemical constraints of their origin. *Journal of African Earth Sciences*, 145: 190-200. <https://dx.doi.org/10.1016/j.afrearsci.2018.05.018>.
- Kim, J.Y., Kim, K.S., Pickerill, R.K., (200), Cretaceous Nonmarine Trace Fossils from the Hasandong and Jinju Formations of the Namhae Area, Kyongsangnamdo, Southeast Korea. *Ichnos*, 9:41–60. [doi:10.1080/10420940190034076](https://doi.org/10.1080/10420940190034076)
- Kennett, J. P., Srinivasan, M. S., (1983), Neogene planktonic foraminifera. *Stroudsburg: Hutchinson Ross Publishing Company*, 265pp.
- Knaust, D., (2017), Atlas of Trace Fossils in Well Core: Appearance, Taxonomy and Interpretation. Stavanger, Springer, p. 209
- Knaust, D., Curran, H.A., Dronov, A.V., (2012), Shallow-Marine Carbonates. In: D. Knaust & R.G. Bromley (eds.) *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*, Oxford, Elsevier. 705-750 (Developments in Sedimentology64). [doi:10.1016/B978-0-444-53813-0.00004-6](https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53813-0.00004-6)
- Knox, L.W., Miller, M.E., (1985), Environmental control of trace fossil morphology. In: H.A. Curran (ed.) *Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments. The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications*, 35:167-176.
- Kouwenhoven, T. J., Hilgen F. J., Van Der, Zwaan G. J., (2003), Late Tortonian-early Messinian stepwise disruption of the Mediterranean-Atlantic connections: constraints from benthic foraminiferal and geochemical data. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoec.* 198, 303-319.
- Kouwenhoven, T. J., Seidenkrantz, M. -S., Wan Der, Zwaan G.J., (1999), Deep-Water changes : the near synchronous disappearance of a group of benthic foraminifera from the late Miocene Mediterranean. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoec.* 152, 259-281.
- Kouwenhoven, T. J., Wan Der, Zwaan G.J. (2006), A reconstruction of late Miocene Mediterranean circulation patterns using benthic foraminifera. *Palaeogeog., Palaeoclim., Palaeoec.* 238, 373-385.
- Kowalski, W. M., Boudoukha, A., Hemila, M. L. M., Pharisat, A., (1997b), Les stades d'effondrement du graben de Tébessa (confins Algéro-Tunisiens) et la tectonique plicative Plio-Quaternaire. *Bull. Soc. Hist. Nat. Pays de Montbéliard*, p. 201-215.
- Kowalski, W.M., Boufa, K., Pharisat, A., (1996), Les sédiments miocènes des environs de Tébessa (NE de l'Algérie) et leurs relations avec la tectonique. *Bulletin de la Société d'histoire naturelle du pays de Montbéliard*, p. 169-177.
- Kowalski, W. M., Hamimed, M., Pharisat, A., (1997a), Les phases miocènes et pliocènes du diapirisme polyphasé entre l'Ouenza et Tébessa (NE de l'Atlas Saharien, Algérie). *Bulletin de la Société d'histoire naturelle du pays de Montbéliard*, p. 217-224.

Bibliographie

- Kowalski, W. M., Pharissat, A., Hamimed, M., (1995b), Sedimentological analysis of Miocene sands around Tebessa (Algerian-Tunisian borders). *Univ. Sci. Ann. of Fr-Comté, Besançon*, Vol.4 (12), 45-54.
- Kowalski, W.M., Van Ngoc, N., Baghiani, B., Pharissat, A., (1995a.), Miocene paleogeography of El Aouinet area (Northern Tebessa), NE of Algeria. *Univ. Sci. Ann. of Fr-Comté, Besançon*, Vol. 4 (12), 55-61.
- Książkiewicz, M., (1977), Trace fossils in the Flysch of the Polish Carpathians. *Palaeontologia Polonica*, 36:1–208.
- Laffitte, R., (1936). Etude géologique de l'Aurès. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie* (2) ; 484 p.
- Levin, L., Cage, J.D., (1998), Relationships between oxygen, organic matter and the diversity of bathyal macrofauna. *Deep-Sea Research II* 45, 129–163.
- Lihoreau, F., Hautier, L., Mahboubi, M. (2015), The new Algerian locality of Bir el Ater: validity of *Libycosaurus algeriensis* (Mammalia, Hippopotamoidea) and the age of the Nementcha Formation. *Palaeovertebrata*, 39-2, pp.e1.doi:10.18563/pv.39.2. e1ff. fihal-01893840
- Licari, L., Mackensen, A., (2005), Benthic foraminifera off West Africa (1°N to 32°S): Do live assemblages from the topmost sediment reliably record environmental variability ? *Mar. Micropal.* 55 (3-4): 205-233.
- Léveque, A., (1973), Méthode de présentation des résultats de l'analyse granulométrique des sables en vue de leur interprétation pour les sols développés sur le socle granito-gneissique au Togo. *Cah. ORSTOM, série pédol., vol. XI, n° 3/4, 1973 : pp 201-213.*
- Lirer, F., Foresi, L. M., Iaccarino, S. M., Salvatorini, G., Turco, E., Cosentino, C., Sierro, F. J., Caruso, A., (2019), Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and biochronology. *Earth Science Reviews*, 196: 1 – 36. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.05.013>.
- Loeblich, A. R. Jr., Tappan, H., (1992), Present status of foraminiferal classification, p. 93-102. In Takayanagi and T. Saito [eds], *Studies in benthic foraminifera: Proceeding of the Fourth International Symposium on benthic foraminifera, Sendai, 1990. Tokai University Press, Tokyo.*
- Loeblich, A. R. Jr., Tappan, H., (1989), Implication of wall composition and structure in agglutinated foraminifera. *J. Paleont.* 63 (6), pp. 769-777.
- Loeblich, A. R. Jr., Tappan, H., (1988), Foraminiferal genera and their classification, *Van Nostrand Reinhold company*, 1, 970 p.; 2, 847 pl.
- Loeblich, A. R. Jr., Tappan, H., (1964), Treatise on invertebrate paleontology and foraminifera chiefly «The cambrians. Geol. Soc. of America. *Raeymond C. Moore (edit.), Protista 2, Vol I- 1, 2.*
- Lourens, L., Hilgen, F., Laskar, J., Shackleton, N.J., Wilson, D., (2005), The Neogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, Cambridge, pp. 409-440.

Bibliographie

- Maanan, M., (2003), Étude sédimentologique du remplissage de la lagune de Sidi Moussa (côte atlantique marocaine) caractérisations granulométriques, minéralogique et géochimique. *Thèse de doctorat, Université El Jadida, Maroc*. 104 p.
- MacEachern, J.A., Pemberton, S.G., Gingras, M.K., Bann, K.L., (2007), The Ichnofacies Paradigm: A Fifty-Year Retrospective. In: W. Miller, III (ed.) *Trace fossils: concepts, problems, prospects*. Elsevier, p. 52-77.
- Mahboubi, M., Tabuce, R., Mebrouk, F., Coiffait, B., Coiffait, P.E., Jaeger, J.J., (2003), L'Eocène continental à vertébrés de la bordure sud des monts des Nementcha (Atlas saharien oriental, Algérie). Précisions stratigraphiques et implications paléobiogéographiques. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, 14(1) :27-35.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., (2016), *The Trace-Fossil Record of Major Evolutionary Events. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*. Springer Netherlands, 485 p. doi:10.1007/978-94-017-9597-5
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., (2003), Trace Fossils. In: J.L. Benedetto (ed.) *Ordovician Fossils of Argentina*, ed. J.L. Benedetto, Cordoba, Spain: Universidad Nacional de Córdoba, Secretaría de Ciencia y Tecnología, p.507–553.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., Muniz-Guinea, F., (2005), Ichnology of the Alfarcito Member (Santa Rosita Formation) of northwestern Argentina: animal-substrate interactions in a lower Paleozoic wave-dominated shallow sea. *Ameghiniana*, 42(4):641–668.
- Mángano, M.G., Buatois, L.A., West, R.R., Maples, C.G., (1999), The origin and paleoecologic significance of the trace fossil *Astericites* in the Pennsylvanian of Kansas and Missouri. *Lethaia*, 32:17-30. doi:10.1111/j.1502-3931.1999.tb00577.x
- Masse, J.P., Chikhi A.F., (1982). Masse P. et Chikhi-Aouimeur F. 1982. La plate-forme carbonatée de l'Ouenza (Sud Constantinois, Algérie). Organisation et Dynamique durant l'Aptien supérieur. *Géol. Méditer.*, Marseille, vol. IX, n° 3, pp. 259-267.
- Mastersizer., (2000), Initiation au développement de méthode pour les poudres et les suspensions.
- Mazouz, E.H., (2009), Étude sédimentologique, stratigraphique et pétro minéralogique des affleurements miocènes aux environs d' Aïn Sidi Salah et de Fedj El Behim (Ouenza – Confins algéro-tunisiens). Université de Tebessa, Algeria, M.Sc. thesis, 89 p.
- Mazzola, C., (1971), Les foraminifères planctoniques du Mio-Pliocène de l'Algérie nord-occidentale. *Proc. II int. Conf. Plankt., Roma*, 2, p. 787-818, 7 pl., 11 Fig.
- Melchor, R.N., Genise, J.F., Buatois, L.A., Umazano, A.M., (2012), Fluvial environments. In: D. Knaust & R.G. Bromley (eds.) *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*, Oxford, Elsevier, p. 329–378 (Developments in Sedimentology 64). doi:10.1016/B978-0-444-53813-0.00004-6
- Mendir, S., Salmi-Laouar, S., Ferré, B., Belhai, D., Aouissi, R., Degaïchia, A., (2019), Les ammonites du Cénomanién des massifs de Hameimat (Tébessa, Atlas saharien oriental, Algérie) : systématique et biostratigraphie. *Revue de Paléobiologie*, 38 (1) : 229-254. <https://dx.doi.org/10.5281/zenodo.3265245>.

Bibliographie

- Meunier, A., (2002), Argile. Collection géoscience-SGF, 433 p.
- Miao, Q., Thunnell, R.C.(1993), Recent deep-sea benthic foraminiferal distributions in the South China and Sulu Seas. *Marine Micropaleontology* 22, 1–32.
- Milker, Y., Schmiedl, G., (2012), A taxonomic guide to modern benthic shelf foraminifera of the western Mediterranean Sea. *Palaeontologia Electronica*. palaeo-electronica.org.
- Millot, G., (1964), Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.
- Miskovsky, J.C., (2002), Géologie de la Préhistoire, méthodes, techniques, applications. Association pour l'étude de l'environnement géologique de la Préhistoire. Paris, GéoPré, Presses universitaires de Perpignan. 1519 p.
- Mojtahid, M., (2007), les foraminifères benthiques : bioindicateurs d'eutrophisation naturelle et anthropique en milieu marin franc. *Thèse Doct., Univ. d'Angers*, 390 p.
- Mojtahid, M., Jorissen, F. J., Lansard, B., Fontanier, C., Bombled, B., Rabouille, C., (2009), Spatial distribution of live benthic foraminifera in the Rhône prodelta: Faunal response to a continental-marine organic matter gradient. *Marine Micropaleontology* 70, 177–200.
- Monaco, P., Trecci T., (2014), Ichnocoenoses in the Macigno turbidite basin system, Lower Miocene, Trasimeno (Umbrian Apennines, Italy). *Italian Journal of Geoscience*, 133(1):116-130.[doi:10.3301/IJG.2013.18](https://doi.org/10.3301/IJG.2013.18)
- Morel, F., (1957), Étude géologique du djebel Belkif (Tebessa). travde xllab.bull.13 Alger.
- Murray, J.W., (1991a), Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. Longman Harlow, Harlow, 1–397.
- Murray, J.W., (1991b), Ecology and distribution of benthic foraminifera. In: Lee, J.J., Anderson, O.R. (Eds.), *Biology of Foraminifera*. Academic Press, New York, pp. 221–254.
- Myrow, P.M., (1995), Thalassinoides and the enigma of early Paleozoic open-framework burrow systems. *Palaios*, 10(1):58–74.[doi:10.3301/IJG.2013.18](https://doi.org/10.3301/IJG.2013.18)
- Nagy, J., Gradstein, F.M., Kaminski, M.A., Holbourn, A.E., 1995. Foraminiferal morphogroups, palaeoenvironments and new taxa from Jurassic to Cretaceous strata of Thakkhola, Nepal. In: Kaminski, M.A., Geroch, S., Gasiński, M.A. (Eds.), *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*. Grzybowski Foundation Special Publication vol. 3, pp. 181–209.
- Naimi, M.N., Mansour, B., Cherif, A., Chekkali, M.C., Benkhedda, A., Belaid, M., (2020a). Lithostratigraphie et paléoenvironnements des dépôts messiniens du Djebel Aoud Sma (bassin du Bas Chélif, Algérie nord-occidentale). *Revue de Paléobiologie*, 39 :467-483.
- Naimi, M.N., Vinn, O., Cherif, A., (2021), Bioerosion in *Ostrea lamellosa* shells from the Messinian of the Tafna basin (NW Algeria). *Carnets de Géologie*, 21:127-135.
- Narbonne, G.M., Hofmann, H.J., (1987), Ediacaran biota of the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. *Palaeontology*, 30(4):647–676.
- Narbonne, G.M., Aitken, J.D., (1990), Ediacaran fossils from the Sekwi Brook area Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Palaeontology*, 33(4):945– 980.

Bibliographie

Neale, J.W., (1988), Ostracods and Paleosalinity Reconstruction. In: DeDcker, P., Colin, J.P. and Peypouquet, J.P.[ed.], Ostracoda in the Earth Sciences. Elsevier, Amsterdam, Oxford, Newyork, Tokyo., pp. 126-155.

Nedjari-Belahcène, S., Nedjari, A., (1984). Le Boukhadra : esquisse paléogéographique aptienne. 5eme séminaire nationale des sciences de la terre, Alger, pp. 102.

Nemann. M., (1967), Manuel de micropaléontologie des foraminifères (systématique – stratigraphie). pp. 297.

Netto, R.G., Benner, J.S., Buatois, L.A., Uchman, A., Mángano, M.G., Ridge, J.C., Kazakauskas, V., Gaigalas, A., (2012), Glacial Environments. In: D. Knaust & R.G. Bromley (eds.) *Trace Fossils as Indicators of Sedimentary Environments*, Oxford, Elsevier, p. 299-327 (Developments in Sedimentology 64). *doi:10.1016/B978-0-444-53813-0.00004-6*

Nickel, L.A., Atkinson, R.J.A., (1995), Functional morphology of burrows and trophic modes of three thalassinidean shrimp species, and a new approach to the classification of thalassinidean burrow morphology. *Marine Ecology Progress Series*, 128:181–197.

Oblak, K., (2007), *Most abundant Middle Miocene rotaliinas (suborder Rotaliina, Foraminifera) of Kozjansko (Eastern Slovenia)*. *Geologija*, 50/2: 293–322.

Oertli, H.J., (1971), The aspect of ostracode faunas-a possible new tool in petroleum sedimentology: in Oertli, H.J., ed., Colloquium on the Paleoecology of Ostracodes: Bulletin Centre Recherches, Pau-SNPA, 5 suppl., p. 131-151.

Othmanine, A., (1987), Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sidéritique autour du fossé de Tebessa-Morsott (Algérie). Relation entre paléogéographie aptienne, diapirisme, structure et métallogénie. *Thèse de 3ème Cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France*, 221 p.

Ozawa, H., (2004), Okhotsk Sea Ostracods in surface sediments: depth distribution of cryophilic species relative to oceanic environment. *Marine Micropaleontology*, Vol. 53, No. 3-4, pp. 245-260.

Pedro G. (1965), La classification des minéraux argileux (Phyllosilicates). Étude historique et considérations critiques. Institut National de la Recherche Agronomique. *Annales Agronomiques*. 16, 1, 108 p.

Papp, A., Schmid, M.E., (1985), Die Fossilen Foraminiferen des Tertiären Beckens von Wien. Revision der Monographie von Alcide D'Orbigny (1846). *Abh. Geol. Bundesanst.*, 37, 311 pp., Wien.

Paquet, H., (1969), Evolution géochimique des minéraux argileux dans l'altération et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Ph.D Thesis, University of Strasbourg, 348 p.

Palma-Ramírez, A., Maldonado-Sarabia, R.C., Stimson, M.R., (2019), Marginal marine trace fossils from the Cárdenas Formation (Maastrichtian), Rayón municipality, San Luis Potosí, central Mexico. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 22(9):89–96. *doi:10.4072/rbp.2019.2.01*

Bibliographie

- Pemberton, S.G., Frey, R.W., (1982), Trace fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal of Paleontology*, 56:843–881.
- Pemberton, S.G., Spila, M., Pulham, A.J., Saunders, T., MacEachern, J.A., Robbins, D., Sinclair, I.K., (2001), Ben Nevis & Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin. *Geological Association of Canada, Short Course Notes 15*, St. John's, Canada, 343 p. [doi:10.1669/0883-1351\(2003\)018<0471:IASOST>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1669/0883-1351(2003)018<0471:IASOST>2.0.CO;2)
- Perthuisot V , (1998), Les diapirs du Maghreb oriental : part des déformations alpines et des structures initiales crétacées et éocènes dans les formes actuelles.- *Bull. Soc. Géol. Fr.*, 170 p.
- Perthuisot V., (1978), Dynamique et pétrogenèse des extrusions triasiques en Tunisie septentrionale. *Trav. du Labo. De Géol. Ecole Normale Supérieure. Paris. n° 12*, 312 p.
- Perthuisot, V., Alain P., Lahchen A.B., Rachid; A.O., Mustafa, A., Mohamed, C., Claude, G., Edgard, L., Ferhat, R., Pierre, T., (1992). Les diapirs du Maghreb central et oriental : des diapirs variés, résultats d'une évolution structurale et pétrogénétique complexe. *Bull.Soc. Géol., France*, t. 163, n°6, pp.751-760.
- Pervesler, P., Uchman, A., (2004), Ichnofossils from the type area of the ground formation (Miocene, Lower Badenian) in Northern Lower Austria (Molasse Basin). *Geologica Carpathica*, 55(2):103-110.
- Pielou, E.C., (1966), The Measurement of Diversity in Different Types of Biological Collections. *Journal of Theoretical Biology*, 13, 131-144. [http://dx.doi.org/10.1016/0022-5193\(66\)90013-0](http://dx.doi.org/10.1016/0022-5193(66)90013-0)
- Pinot, J. P. (1994), Manipulations sédimentologiques courantes" M.W. TURGAL.07. SEDI Edition de février, 118p.
- Poignant, A., Moissette, P., (1992), Foraminifères benthiques des intercalations marneuses d'une série diatomitique du Messinien d'Algérie. Benthic foraminifera from interbedded marls in a diatomaceous series from the Messinian of Algeria. *N. Jb. Geol. Palaont. Mh., h. 11*, pp. 657-674.
- Pokorny, V., (1964), Oertliella and Spinicythereis, New ostracode genera from the Upper Cretaceous. *Vestnik UUG*, Vol. 39, pp.283-284.
- Pomerol. C., & Lagabrielle. Y., Renard. M., (2005), Elément de géologie. E d i t i o n *Dunod*. pp. 670-685.
- Popescu, G., Crihan, I. M., (2000), Contribution to the Knowledge of the Miocene Foraminifera from Romania superfamily Nodosariacea and Vaginulinidae. *Ac. Paleont. Rom. V. 4, P. 385-402*.
- Pujos-Lamy, A., (1984), Foraminifères benthiques et bathymétrie : le Cénozoïque du Golfe de Gascogne. *Paleogeog., Paleoclim., Palaeoec.*, 48 : 39 – 60.

Bibliographie

Pye, K., Blott, S.J., (2004), Particle size analysis of sediments, soils and related particulate materials for forensic purposes using laser granulometry. *Forensic Science International*. 144, pp. 19-27. [https://doi :10.1016/j.forsciint.2004.02.028](https://doi.org/10.1016/j.forsciint.2004.02.028).

Rathburn, A.E., Corliss, B.H., (1994), The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. *Paleoceanography*, 9: 87-150.

Rautureau. M., Caillère. S., Hénin. S., (1982), Minéralogie des argiles II. Classification et nomenclature. *Masson Paris*. 189 p.

Reolid, M., Chakiri, S., and Bejjaji, Z. 2013. Adaptive strategies of the Toarcian benthic foraminiferal assemblages from the Middle Atlas (Morocco): Palaeoecological implications. *Journal of African Earth Sciences*, v.84, p.1-12.

Reolid, M., Rodríguez-Tovar, F.J., Nagy, J. and Olóriz, F. 2008. Benthic foraminiferal morphogroups of mid to outer shelf environments of the Late Jurassic (Prebetic Zone, southern Spain): characterization of biofacies and environmental significance. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, v.261 n.3-4, p.280-299.

Rivière, A., (1977), Méthodes granulométriques, technique et interprétation. Edition Masson. 170 p.

Robert M. (1975), Principes de détermination qualitative des minéraux argileux à l'aide de rayons X. *Annales Agronomiques*. 26, 4, pp. 363-399.

Rodríguez-Tovar, F.J.;Alcalá, L. &Cobos, A. 2016.*Taenidium* at the lower Barremian El Hoyo dinosaur tracksite (Teruel, Spain): assessing palaeoenvironmental conditions for the invertebrate community. *Cretaceous Research*, 65:48-58. doi.org/10.1016/j.cretres.2016.04.013

Rouvier, H., (1977), Géologie de l'extrême Nord tunisien : tectoniques et paléogéographie superposées à l'extrémité orientale de la chaîne nord-maghrébine. *Thèse Science Paris*, VI, 2 Tomes, 898 p.

Rögl F., Spezzaferri S., (2003), Foraminiferal paleoecology and biostratigraphie of the Mülbach section (Gaindorf Formation, Lower Badenian) lower Austria. *Ann. Naturhist. Mus. Wien*, 104 (A), 23-75, Wien.

Ruault-Djerrab, M., Ferré, B., Kechid-Benkherouf, F., (2012), Etude micropaléontologique du Cénomano-Turonien dans la région de Tébessa (NE Algérie) : implications paléoenvironnementales et recherche de l'empreinte de l'OAE2. *Revue de Paléobiologie*, 31 (1) : 127-144.

Ruault-Djerrab, M., Kechid-Benkherouf, F., (2011), Micropaleontological study (foraminifera, ostracods) and characterization of the paleoenvironment of middle Cretaceous deposits (Djebel Chemla area, north-eastern Algeria). *Arabian Journal of Geosciences*, 4, 1289-1299. <https://dx.doi.org/10.1007/s12517-010-0186-2>.

Bibliographie

- Ruault-Djerrab, M., Kechid-Benkherouf, F., Djerrab, A., (2014), Données paléoenvironnementales sur le Vraconnien/Cénomaniens de la région de Tébessa (Atlas Saharien, nord-est Algérie). Caractérisation de l'OAE2. *Annales de Paléontologie*, 100 : 343-359. <https://dx.doi.org/10.1016/j.annpal.2014.03.002>.
- Russo, B., Curcio, E., Iaccarino, S. (2007), Paleocology and paleoceanography of a Langhian succession (Tremi Islands, southern Adriatic Sea, Italy) based on benthic foraminifera. *Boll. della Soc. Paleont. Ital.*, 46 (2-3), 107-124.
- Russo, B., Sgarrella, F., Gaboardi, S., (2002), Benthic foraminifera as indicators of paleoecological bottom conditions in the Serravallian Tremi sections (eastern Mediterranean, Italy); *Revis. Ital. Paleont. Stratig.* 108, 275-287.
- Salmi-Laouar S., (2004), Contribution à l'étude géologique et géochimie des isotopes stables (S, O, C) des minéralisations polymétalliques (Zn-Pb-F-Ba-Fe-Hg) de la zone des diapirs du nord de Tébessa (NE Algérien). *Thèse de Doctorat, Université d'Annaba, Algérie, 181p.*
- Salmi-Laouar S., (1998), Le Massif de Boujaber (NE Algérien): Sédimentologie, biostratigraphie et contribution des isotopes du soufre à la reconnaissance du mode de mise en place des masses triasiques et minéralisation à Pb-Zn-Ba. Thèse de Magister, Université de Annaba, Algérie. 92 p.
- Salmi-Laouar, S., Ferré, B., Chaabane, K., Laouar, R., Boyce, A. J., Fallick, A. E., (2018), The oceanic anoxic event 2 at Es Souabaa (Tebessa, NE Algeria): bio-events and stable isotope study. *Arabian Journal of Geosciences*, 11, 182. <https://dx.doi.org/10.1007/s12517-018-3509-3>.
- Schweizer, M., (2006), Evolution and molecular phylogeny of *Cibicides* and *Uvigerina* (Rotaliida, Foraminifera). *Geologica Ultraiectina* 261.
- Schweizer, M., Pawlowski, J., Kouwenhoven, T., Van Der, Zwaan, B., (2009), Molecular phylogeny of common cibicidids and related rotaliida (foraminifera) based on small subunit RDNA sequences. *J. Foram. Res.*, 39, no. 4, p. 300-315.
- Seidenkrantz, M.-S., Kouwenhoven, T.J., Jorissen, F.J., Shackleton, N.J., Van Der, zwaan G.J., (2000), Benthic foraminifera as indicators of changing Mediterranean– Atlantic water exchange in the late Miocene. *Mar. Geol.* 163, 387–407.
- Setoyama, E., Kaminski, M.A., Tyszka, J., 2011. The Late Cretaceous–Early Paleocene palaeobathymetric trends in the southwestern Barents Sea— palaeoenvironmental implications of benthic foraminiferal assemblage analysis. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 307 (1), 44–58.
- Šimo, V., Olšovský, M., (2007), *Diplocraterion parallelum* Torrell, 1870, and other trace fossils from the Lower Triassic of the Drienok Nappe in the Western Carpathians, *Slovakia Bulletin of Geosciences*, 82(2):165-173. doi: 10.3140/bull.geosci.2007.02.165
- Simpson, E.H., (1949), "Measurement of diversity". *Nature*. 163 : 688. doi :10.1038/163688a0
- Sen Gupta, B. K., (1989), Morphology and generic placement of the foraminifera "*Anomalina*" *wuellerstorfi* Schwager. *J. of Paleont.* 63 (5): 706-713.
- Sen Gupta, B.K., Machain-Castillo, M.L., (1993), Benthic foraminifera in oxygen-poor

habitats. *Mar. Micropal.* 20, 183–201.

Sgarella, F., Moncharmont Zei, M., (1993), Benthic foraminifera of the Gulf of Naples (Italy): systematics and autoecology. *Boll. Soc. Paleont. Ital.*, 32(2), 145–264, Modena.

Smilek, K.R., Hembree, D.I., (2012), Neoichnology of Thyonellagemmata: A Case Study for Understanding Holothurian Ichnofossils. *The Open Paleontology Journal*,4: 1-10.[doi:10.2174/1874425701204010001](https://doi.org/10.2174/1874425701204010001)

Soria, J. M., Caracuel, J. E., Yébenes, A., Fernández, J., Viseras, C., (2005), The stratigraphic record of the Messinian salinity crisis in the northern margin of the Bajo Segura Basin (SE Spain). *Sedimentary Geology*, 179: 225-247.<https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2005.05.011>

Stanley, T.M., Feldmann, R.M., (1998), Significance of nearshore trace- fossil assemblages of the Cambro-Ordovician Deadwood Formation and Aladdin Sandstone, South Dakota. *Annals of Carnegie Museum*, 67(1):1-51.

Sturrock, S. and Murray, J.W. 1981. Comparison of low energy middle shelf foraminiferal faunas: Celtic Sea and western English Channel. In: Neale, J.W, and Brasier, M.D.,(eds.), *Microfossils from Recent and Fossil Shelf Seas*. Chichester: Ellis Horwood,p.250–60.

Sciuto, F., Benkhedda, A., (2021), New genera and species of ostracods from the El Ma El Abiod Miocene Basin (Tébessa, NE Algeria).- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 21, no. 16, p. 383-390. DOI 10.2110/carnets.2021.2116

Sundberg, F.A., (1983), *Skolithos linearis* Haldeman from the Carrara Formation (Cambrian) of California. [doi:10.2174/1874425701204010001](https://doi.org/10.2174/1874425701204010001), 57:145–149.

Sprovieri, R., Bonomo, S., Caruso, A., Di Stefano, A., Di Stefano, E., Foresi, L.M., Iaccarino, S.M., Lirer, F., Mazzei, R., Salvatorini, G., (2002b), An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 108, 337–353.

Thomas, E. (1980), The development of *Uvigerina* in the Cretan Mio-Pliocene. *Utrecht Micropaleont. Bull.* 23, 1–168.

Thomas, F.C., Murney, M.G. (1985), Techniques for extraction of foraminifers and ostracodes from sediment samples. *Can Tech Rep Hydrogr Ocean Sci* 54: 1-24.

Thorez, J., (1976), *Practical identification of clay minerals*. Editions G. Lellote. pp. 87.

Tricart, J. (1965), *Principles and methods of geomorphology*, Masson and Cie, Paris, 496p.

Uchman, A., (1998), Taxonomy and ethology of flysch trace fossils: a revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 68:105–218.

Uchman, A., (1995), Taxonomy and palaeoecology of flysch trace fossils: the Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria*, 15:3–115

Uchman, A, Hanken, N.M., (2013), The New Trace Fossil *Gyrolithes lorcaensis* sp. n. from the Miocene of SE Spain and a Critical Review of the *Gyrolithes* Ichnospecies. *Stratigraphy and Geological Correlation*. 21:312–322.doi.org/10.1134/S0869593813030088

Bibliographie

Van Der, Zwaan G. J. (1982), paleoecology of late Miocene Mediterranean foraminifera. *Utrecht, Micropal. Bull.*, V. 25, pp. 172-201, 15 pl.

Van Der, Zwaan G.J., Den Hartog Jager D., (1983), Paleoecology of Late Miocene Sicilian benthic foraminifera. *Proceedings of the Koninklijke Nederlandse Akademie van Wetenschappen*, Series B 86, 211–223.

Van Der Zwaan, G.J., Duijnste, I.A.P., Den Dulk, M., Ernst, S.R., Jannink, N.T., Kouwenhoven, T.J., (1999), benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts, *Ear. Sci. Rev.*, 46 (1-4), 213-235.

Van Der Zwaan, G.J., Jorissen, F.J., De Stigter, H.C., (1990), The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraints and applications, *Mar. Geol.*, 95, 1-16.

Van, Marle L. J., (1982), Bathymetric distribution of benthic foraminifera on the Australian- Irian Java continental margin, Eastern Indonesia. *Mar. Micropal.*, 13, pp. 97-152.

Verger, F., (1963), Les techniques d'analyse granulométrique. Mémoires et documents, tome IX, fasc. 1, CNRS, 64 p.

Vila, J. M., (1977), Carte géologique de l'Algérie au 1/200 000, feuille de Constantine (P-Q ; 3-4), avec notice explicative détaillée, publ. Comm. Serv. Carte géol. Algérie/SONATRACH, not. Expl. Détaillée, 45. p.

Villanueva-Guimerans, P., Canudo, I., (2008), Assemblages of recent benthic foraminifera from the north eastern gulf of Cadiz. Asociaciones de foraminiferos bentonicos recientes en el noreste del golfo de Cádiz. *Geogaceta*, 44 , 139-142. ISSN: 0213683X

Villanueva-Guimerans, P., (2000), Bolivinidae y buliminidae (foraminiferos bentonicos) del margin septentrional del golfo de Cadiz (Espana). *Rev. esp. de micropal.*, 32 (1), pp. 131- 141.

Vinn, O., Wilson, M.A., (2013) An event bed with abundant *Skolithos* burrows from the late Pridoli (Silurian) of Saaremaa (Estonia). *Carnets de Géologie*, 2013/02: 83-87.

Voûte, C., (1967). Essai de synthèse de l'histoire géologique des environs d'Aïn Babouche et des régions limitrophes. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*, nouv. Série, n° 36, t.1 255 p., t. 2, 136 p., 3 cartes, 41 pl.

Vukmirovic. V., & Vukotic. R., (1981), Mesure des sédiments charriés par les rivières. pp47-52.

Wetzel, A., Blechschmidt, I., Uchman, A., Matter, A., (2007), A highly diverse ichnofauna in Late Triassic deep-sea fan deposits of Oman. *Palaios*, 22(5):567–576. doi:10.2110/palo.2006.p06-98r

Wetzel, A., Bromley, R.G., (1996), Re-evaluation of the ichnogenus *Helminthopsis*-a new look at the type material. *Palaeontology*, 39(1):1–19.

Wilson, E.O., (1971), The insect societies: Cambridge, Belknap Press, 548 p.

Wilson, M.A.; Rigby, J.K., (2000), *Asteriacites lumbricalis* von Schlotheim 1820: Ophiuroid trace fossils from the Lower Triassic Thaynes Formation, central Utah. *Ichnos*, 7:43-49. doi.org/10.1080/10420940009380145

Bibliographie

Wollenburg, J.E., Mackensen, A., (1998), Living benthic foraminifera from the central Arctic Ocean: faunal composition, standing stock and diversity. *Mar. Micropal.* 34, 153–185.

Yochelson, E.L., Fedonkin, M.A., (1997), The type specimens (Middle Cambrian) of the trace fossil *Archaeonassa* Fenton & Fenton. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 34(9):1210–1219. doi.org/10.1139/e17-097

Yuanyuan, W., Xueqin, W., Uchman, A., Bin, H., Huibo, S., (2019), Burrows of the polychaete *Perinereis aibuhiutensis* on a tidal flat of the yellow river delta in China: implications for the ichnofossils *Polykladichnus* and *Archaeonassa*. *Palaios*,34:271–279.[doi:10.2110/palo.2018.105](https://doi.org/10.2110/palo.2018.105)

Zachariasse, W.J., (1975), Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Neogene of Crete (Greece). *Utrecht Micropal. Bull.*, v. 11, pp. 1,-1,71, Utrecht.

Zerdazi, A., (1990). Etude gravimétrique du Môle d'Aïn M'Lila et de l'Atlas saharien septentrional (Nord-Est de l'Algérie). Thèse Sciences Lausanne. Inéd., 227 p., 79 fig. ,19 tabl., 30 pl. h. t.

SITES ELECTRONIQUES CONSULTÉS :

- www.marinespecies.org (WoRMS).
- (eol - Encyclopedia of Life, <http://eol.org/pages/2954912/details>).
- <https://foraminifera.eu/>



ANNEXE

Les Planches

Planche I (Photo MEB)

1 – *Globotruncana sp.* (Espèces d'âge Cretacé)

2 - cf *Neogloboquadrina humerosa*

3- *Globorotalia sp.*

4 - cf *Globorotalia saheliana*

5 - cf *Lenticulina calar*

6 – *Lenticulina sp.*

7 - *Bulimina sp 1.*

8 – *Bulimina sp 2.*

9 - *Bulimina sp 3.*

(Barre d'échelle : 200 µm)

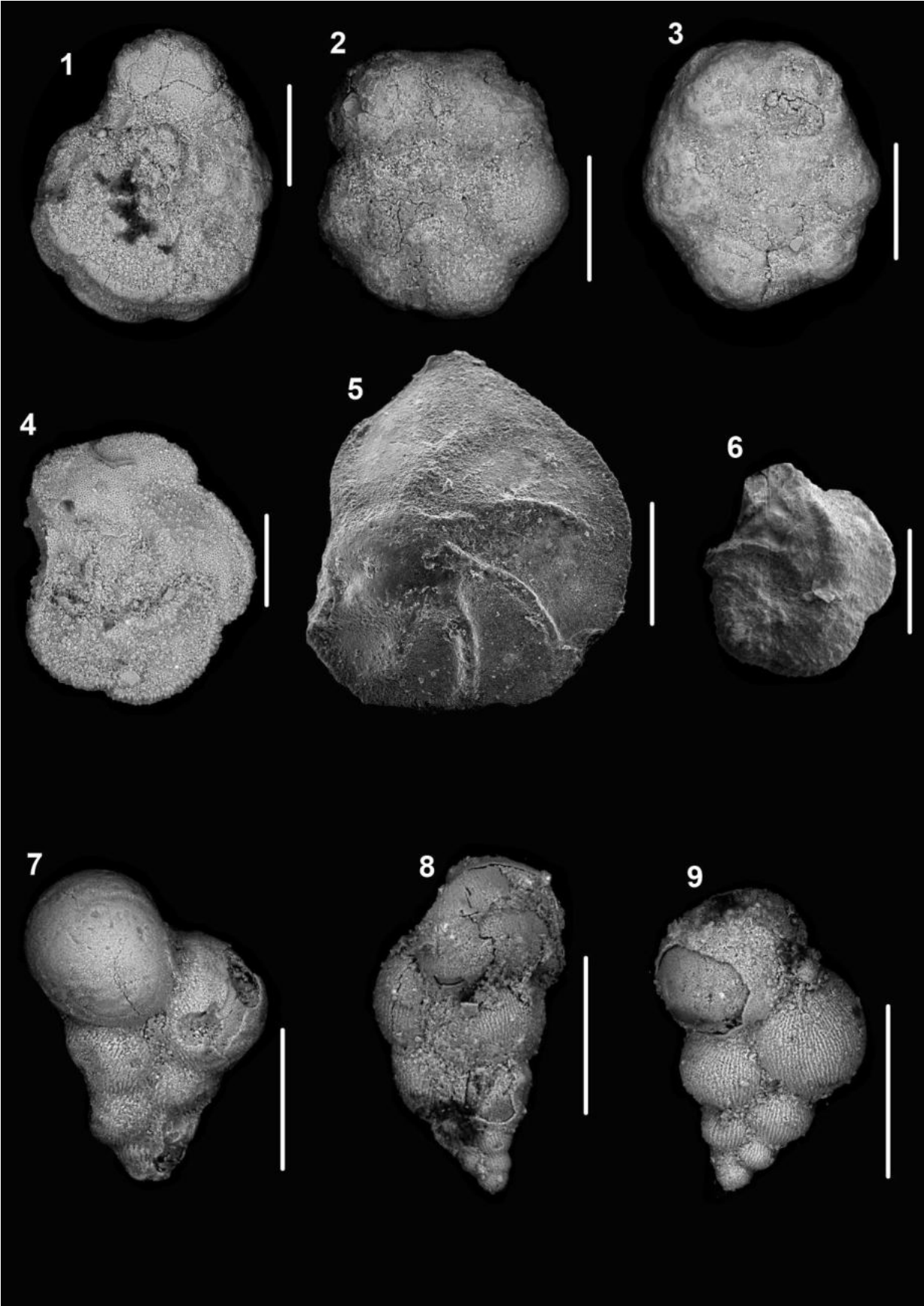


Planche I

Planche II (Photo MEB)

- 1 - cf *Globigerinella siphonifera*.
- 2 - *Neogloboquadrina acostaensis*
- 3 - *Globigerinella siphonifera*.
- 4 - *Globigerina* sp
- 5 - cf *Globigerina bulloides*
- 6 – *Tubercule de radiole des oursins*
- 7 - *Elphidium* sp.
- 8 – *Lagena* sp.
- 9 – *Dentalina acuta*
- 10 - *Globigerinella obesa*
- 11 - cf *Dentalina*

(Barre d'échelle : 100 µm)

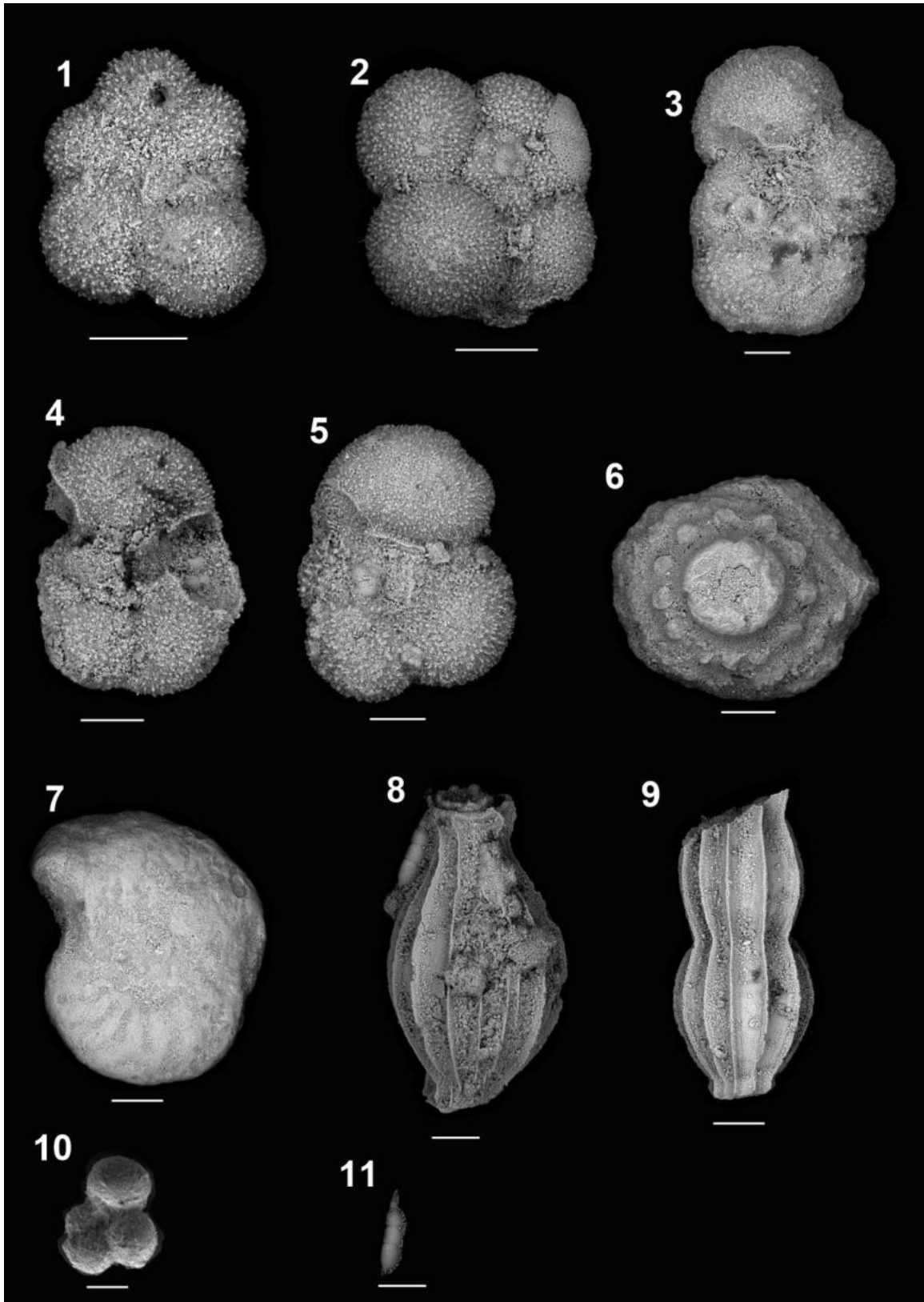


Planche II

Planche III (Dessin représentatif)

1 - *Pyramidulina latejugata*

2 - *Neugeborina longiscata*

3 - *Dentalina elegans*

4 - *Amphimorphina haueriana*

5 - *Amphicoryna scalaris*

6a, 6b - *Amphicoryna spinicosta*

(Barre d'échelle : 200 μm)

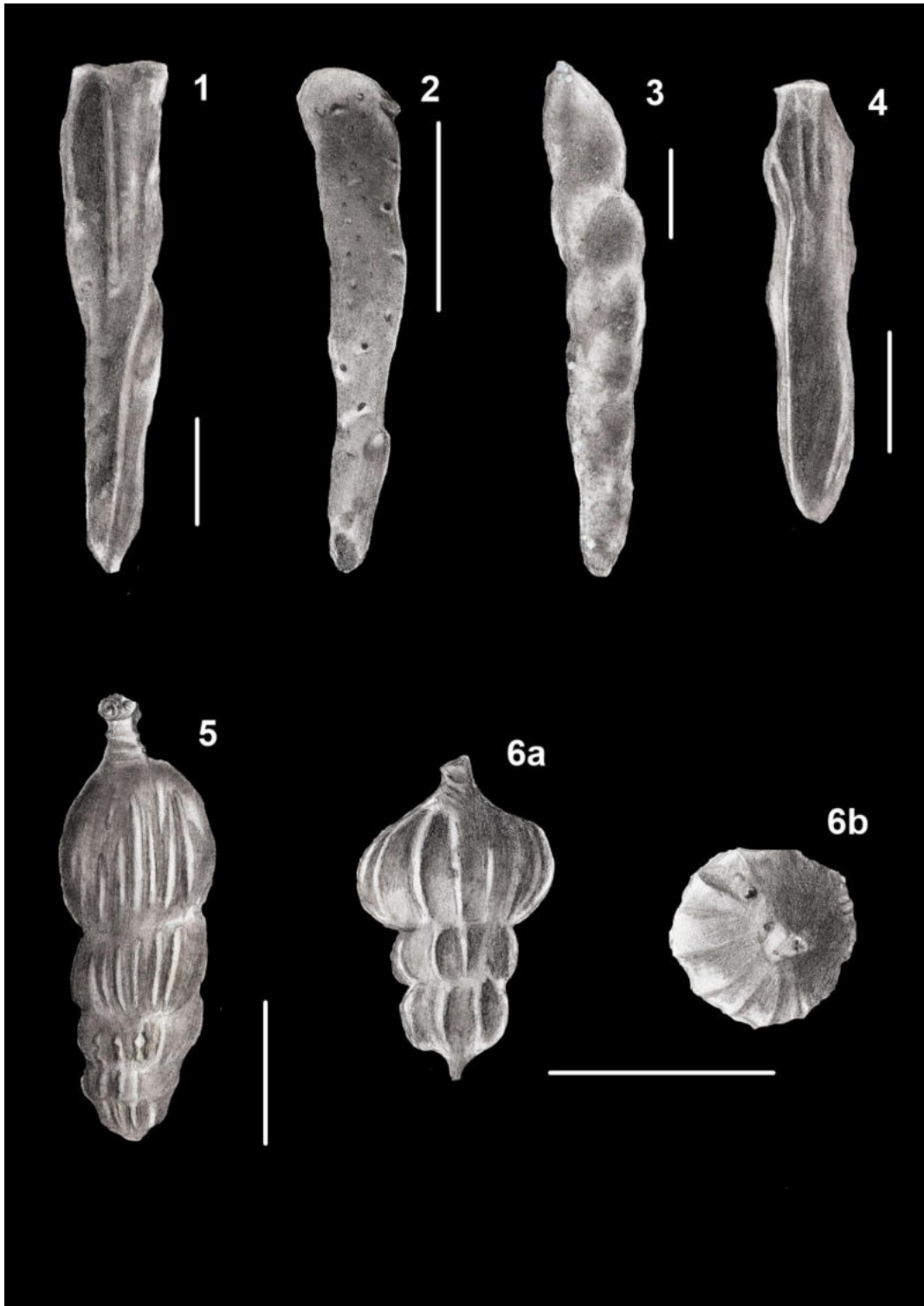


Planche III

Planche IV (Dessin représentatif)

- 1 - *Bulimina elongate*
- 2 - *Bulimina subulate*
- 3 - *Uvigerina peregrina*
- 4 - *Uvigerina pygmaea*
- 5 - *Uvigerina striatissima*
- 6 - *Uvigerina rutila*

(Barre d'échelle : 100 μm)

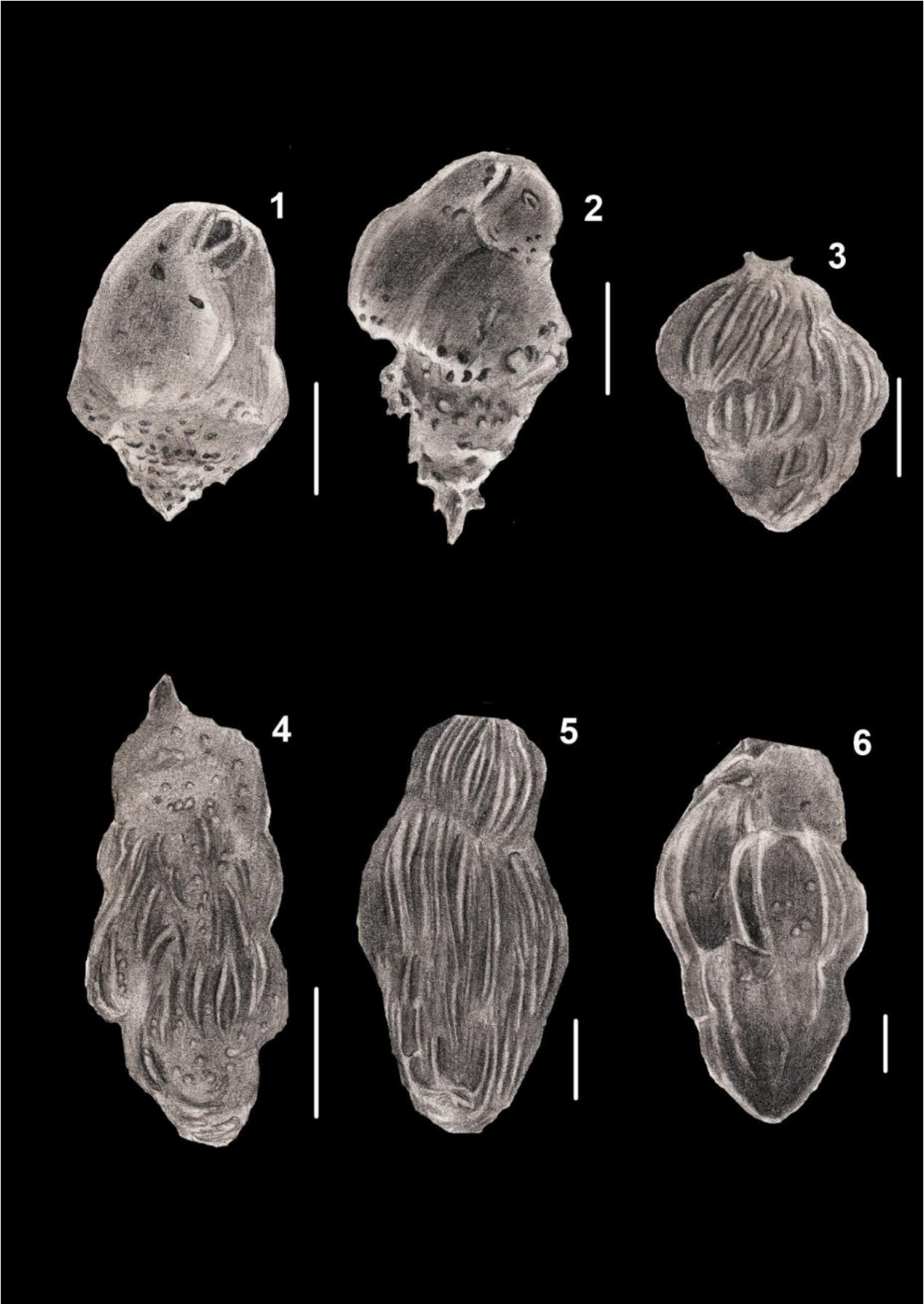


Planche IV

Planche V (Dessin représentatif)

- 1 - *Planulina ariminensis*
- 2 -a et b- *Heterolepa dutemplei*
- 3 – *Textularia sp*
- 4 -a,b,c- *Haplophragmoides carinatus*
- 5 - *Reticulophragmium amplectens*
- 6 - *Spiroloculina sp*
- 7 - *Sigmoilinita tenuis*

(Barre d'échelle : 100 µm)

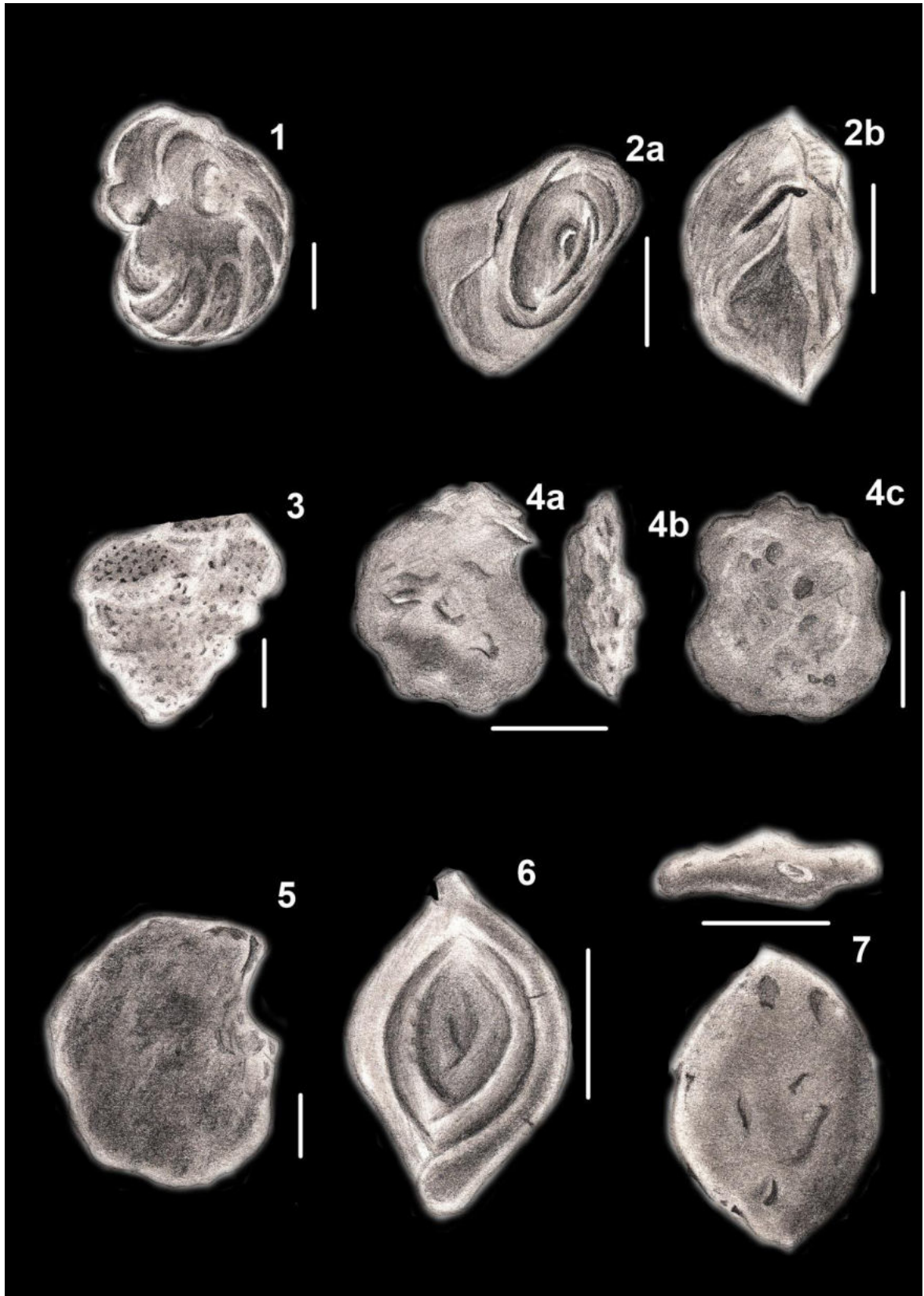


Planche V

Planche VI (Dessin représentatif)

- 1 - *Lenticulina calar*
- 2 - *Bulimina costata*
- 3 a,b- *Cibicidoides kullenbergi*
- 4 a,b- *Cibicidoides bradyi*
- 5 - *Brizalina dilatata*

(Barre d'échelle : 100 μm)

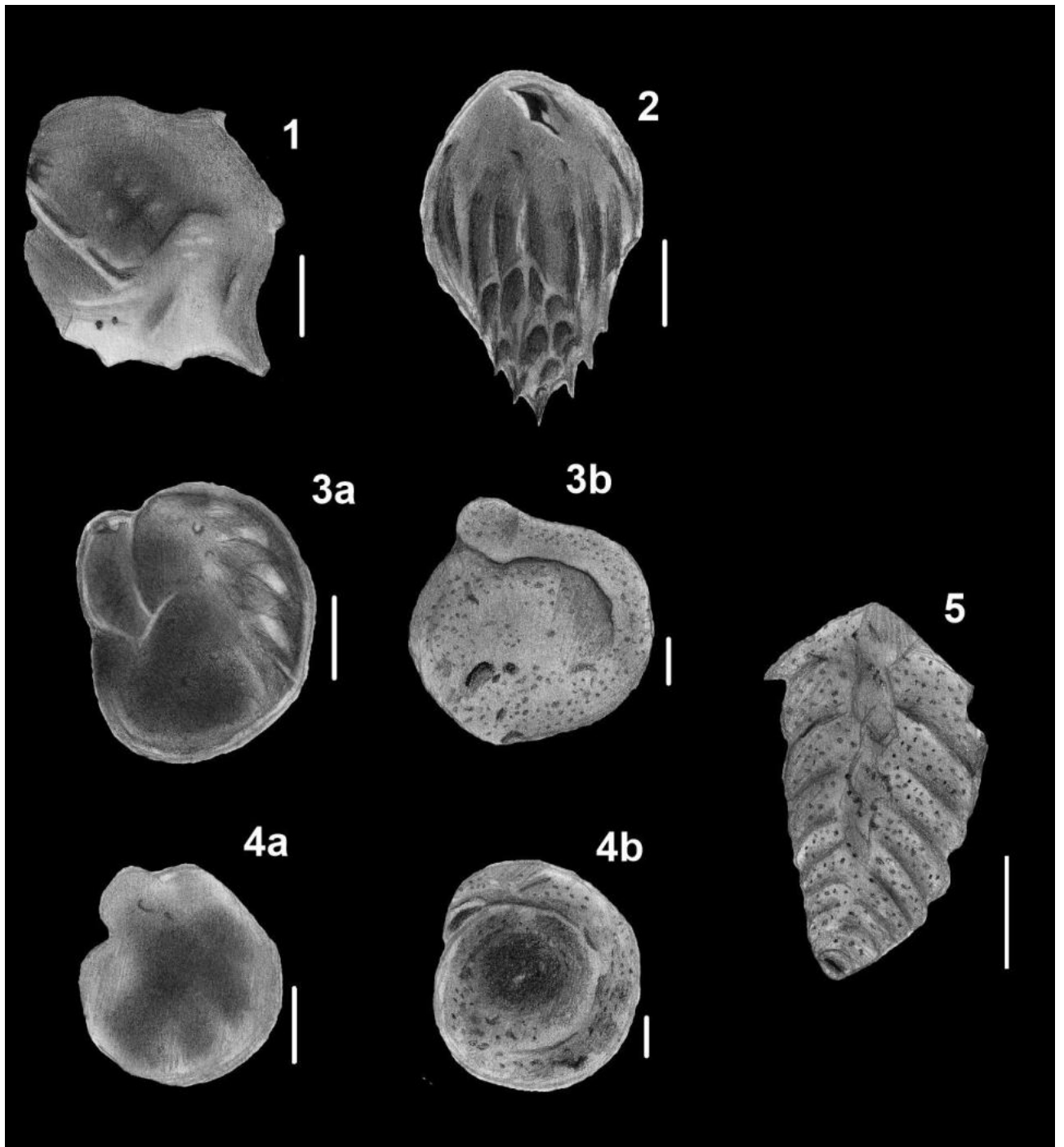


Planche VI

Planche VII (Dessin représentatif)

- 1 *a,b- Cibicoides italicus*
- 2 – *Pullenia quinqueloba*
- 3 *a,b- Cibicoides robertsonianus*
- 4 – *Martinottiella communis*
- 5 *a,b- Cibicoides ungerianus*
- 6 - *Textularia sp*

(Barre d'échelle : 100 μ m)

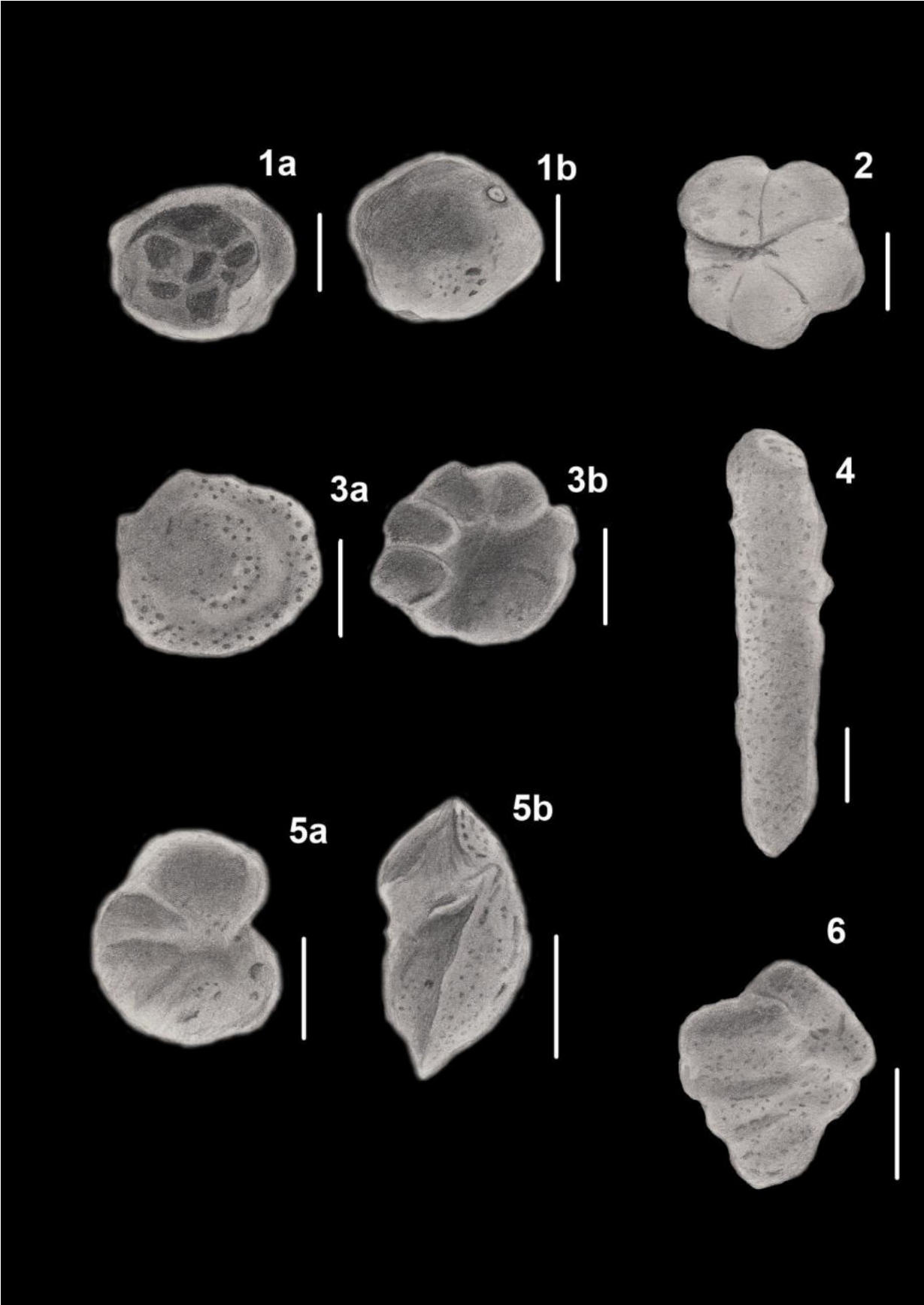


Planche VII

Planche VIII (Dessin représentatif)

1 *a,b- Hanzawaia boueana*

2 *a,b- Melonis barleeanus*

3 - *Hansenisca soldanii*

4 - *Oridorsalis umbonatus*

5 - *Cassidulina laevigata*

6 - *Sphaeroidina bulloides*

7 - *Pleurostomella alternans*

(Barre d'échelle : 200 µm)

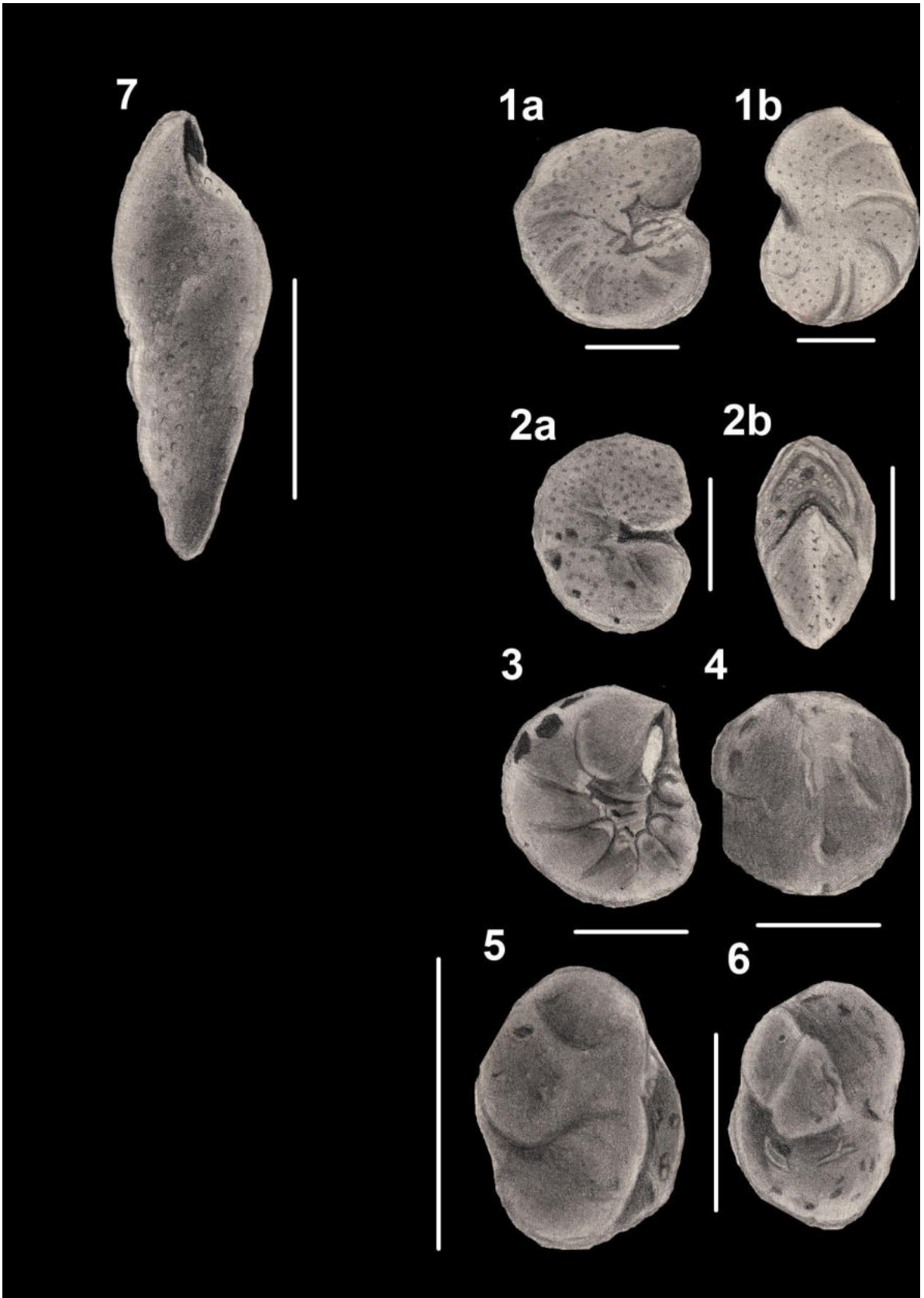


Planche VIII

Planche IX (Photo MEB)

- 1 – *Neogloboquadrina* sp
- 2 – cf. *Neogloboquadrina acostaensis*
- 3 – cf. *Neogloboquadrina* sp 2
- 4 – *Anomalinoides* sp.1
- 5 – *Anomalinoides* sp.2
- 6 – *Marginulina* sp

(Barre d'échelle : 100 µm)

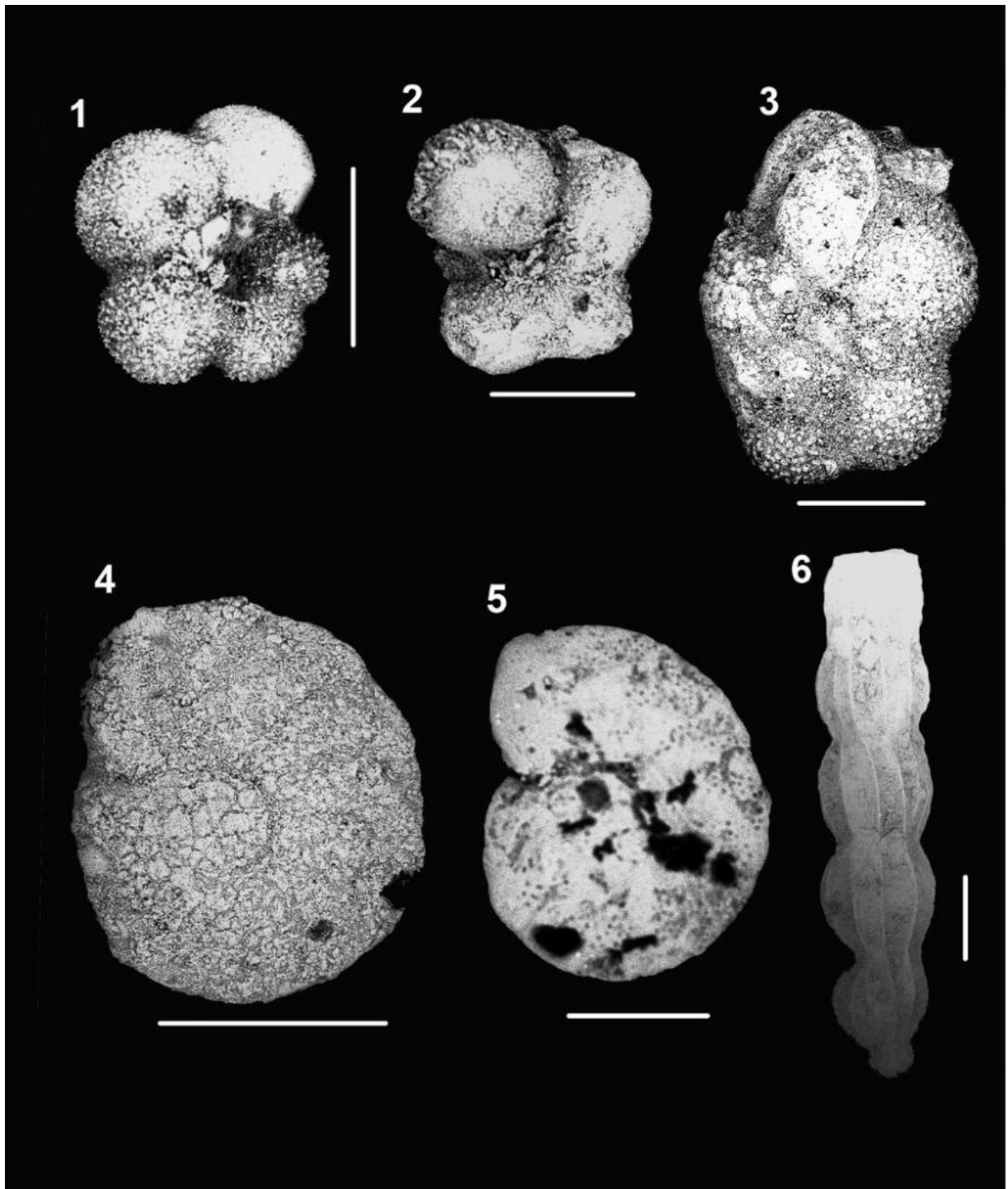


Planche IX

Les photos



Photo 1: Trace fossile de Diplocraterion dans la coupe d'El Hadjra safra.

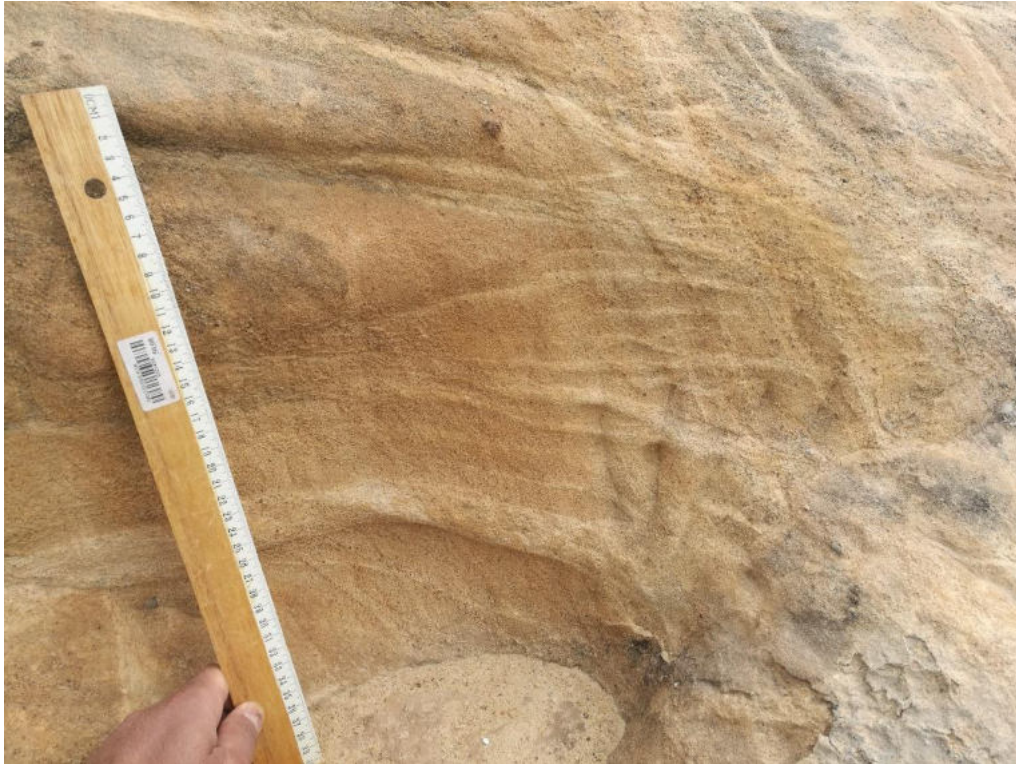


Photo 2: Figures sédimentaires de HCS (Hummock cross stratification) dans la coupe d’El Hadjra safra (figures de stratifications entrecroisées)



Photo 3: Figures de séquences répétitives (granoclassement positif) dans la coupe d’El Hadjra safra.



Photo 4: Niveau centimétrique des graviers de petite taille dans la coupe d'El Hadjra safra.



Photo 5: Coupe d'El Hadjra safra.



Photo 6 : Croûte ferrugineuse dans la coupe d'El Kouif.



Photo 6 : Niveau de graviers dans la coupe d'El Kouif.

Les Tableaux

Quelques données granulométriques de El Hadjra Safra et El Kouif

Tab.1 : Pourcentages des fractions granulométriques de la coupe d'El Kouif.

Ech n°	profondeur	sable grossier	sable fin	limons	argiles
1	-5	0	36.16%	57.89	5.98
2	-10	0	31.97	62.04	6
3	15	0	33.50	60.60	5.92
4	20	0	50.67	44.76	4.34
5	25	0	58.02	35.42	6.57
6	30	0	48.01	47.78	4.20
7	35	0	41.76	52.87	5.37
8	40	0	40.17	54.27	5.58
9	45	0	48.7	51.3	0
10	50	0	38.31	55.51	6.19
11	55	0	28.92	62.87	8.18
12	60	0	25.73	64.24	10.03
13	65	0	51.45	44.12	4.42
14	70	0	45.64	47.87	6.36
15	75	0.1	65.69	34.05	0
16	80	0	13.69	74.98	11.31
17	85	0	57.31	37.89	4.83
18	90	0.92	68.5	26.68	3.82
19	95	0	55.7	44.19	0
20	100	1.25	62.89	35.85	0
21	105	0.45	47.34	48.32	3.89
22	110	9.92	50.52	39.55	0.01
23	115	5.68	45.96	43.18	5.19
24	120	5.63	27.94	59.91	6.52
25	130	5.52	61.32	29.95	3.19
26	140	6.31	39.78	47.75	6.13
27	150	3.52	37.9	53.17	5.42
28	160	0.08	57.88	38.86	3.16
29	170	3.04	42.45	47.28	7.17
30	180	0.08	57.33	39.4	3.18
31	190	1.19	26.06	63.88	8.82
32	200	1.96	30.39	62.2	5.57
33	210	3.15	37.38	53.85	5.61
34	220	5.67	35.52	55.01	4.81
35	230	2.97	41.99	50.03	5.01
36	240	5.35	45.62	45.16	3.89
37	250	0.17	23.16	63.49	13.21

38	260	0	9.92	75.5	14.67
39	270	0	13.94	68.33	17.75
40	280	0	15.31	69.31	15.39
41	290	9.07	22.13	60.42	8.38
42	300	2.58	45.68	45.50	6.20
43	310	1.21	28.81	60.17	9.83
44	320	0	38.98	51.66	9.34
45	330	0	43.54	50.81	5.62
46	340	0	30.19	61.51	8.32
47	350	0	31.32	59.71	8.94
48	360	0	22.78	65.57	11.62
49	370	0.01	31.26	59.82	8.88
50	380	0.02	13.54	73.46	12.95

Tab.2 : Pourcentages des fractions granulométriques de la coupe d' El Hadjra Safra

N° Ech	profondeur	SABLES GROSSIERS	SABLES FINS	LIMONS OU POUDRE	ARGILE
1	-5	0	57,31	41,97	0,68
2	-13	0	19,34	79,32	1,45
3	-16	0	31,48	79,19	1,08
4	-27	11,04	17,17	70,43	1,62
5	-33	0,54	23,36	74,67	2,02
6	-44	1,46	26,43	70,69	1,44
7	-48	15,02	18,45	65,13	1,40
8	-51	14,27	25,57	58,96	1,20
9	-57	6,2	22,4	69,18	2,21
10	-63	11,23	49,05	38,63	1,09
11	-68	7,35	35,07	56,6	0,95
12	-71	2,58	28,82	67,1	1,49
13	-77	28,18	41,91	29,25	0,64
14	-80	7,98	37,5	53,79	0,72
15	-83	29,78	19,01	50,05	1,16
16	-88	20,82	22,45	55,80	0,92
17	-94	6,32	16,95	75,02	1,73
18	-99	32,35	19,4	46,91	1,32
19	-113	13,76	40,27	44,81	1,16
20	-117	31,17	19,96	47,32	1,57
21	-123	36,64	29,33	33,02	0,97
22	-127	29,09	28,42	41,05	1,46
23	-132	26,64	31,72	39,97	1,62
24	-137	16,83	28,74	52,94	1,47

25	-148	15,50	33,44	49,53	1,53
26	-157	6,1	20,74	69,60	3,53
27	-167	11,22	49,05	38,62	1,09
28	-177	7,35	35,09	56,6	0,95
29	-185	2,59	28,82	67,1	1,49
30	-195	28,17	41,93	29,27	0,64
31	-200	7,98	37,5	53,79	0,72
32	-210	29,78	19,03	50,03	1,16
33	-220	20,83	22,46	55,80	0,92
34	-230	36,21	60,05	38,63	1,09
35	-240	15,35	70,07	7,5	1,95
36	-250	31,58	60,82	2,2	1,49

Tab. 3 : Paramètres granulométriques de la coupe ElKouif

N° échantillon	S0.50	Mz Z	Moyenne Md	Skewness	Kurtosis KG
01	4.20	13.32	19.24	-0,742	-0,098
02	4.72	12.51	20.38	-0,744	-0,392
03	4.72	8.20	13.51	-0,959	-0,082
04	4.30	17.52	14.55	-0,459	-0,185
05	4.33	7.24	15.68	-0,631	0,612
06	5.42	9.43	20.55	-0,234	0,285
07	6.72	30.25	24.58	-0,221	0,02
08	5.82	22.24	29.84	-0,530	-0,130
09	5,628	15.51	19.55	-0,531	-0,099
10	7.852	20.24	27.13	-0,522	0,149
11	8.514	23.51	25.79	-0,419	-0,337
12	6.84	27.85	30.54	-0,586	-0,099
13	9.52	35.27	39.56	-0,747	-0,394
14	9.85	34.52	42.52	-0,634	-0,082
15	7.84	22.24	36.26	-0,295	-0,185
16	10.85	23.65	29.57	-1,371	0,612
17	7.96	30.23	28.53	-0,691	0,283
18	7.87	32.53	30.24	-0,797	-0,261
19	5.95	21.56	23.53	-0,631	-0,316
20	5.62	15.25	19.57	-0,484	-0,023
21	6.48	24.51	22.53	-0,320	-0,163
22	4.58	20.57	23.51	-0,571	0,120
23	4,653	11.51	20.46	-1,100	0,195
24	4,745	53.22	15.88	-0,782	-0,338
25	3.85	9.62	14.56	-0,600	-0,099
26	4.852	14.52	13.59	-0,645	-0,393

27	3.589	13.64	13.53	-1,381	-0,083
28	4.125	11.26	13.67	-0,788	-0,186
29	6.521	25.64	17.25	-0,634	0,612
30	3.25	7.57	11.22	-0,740	0,018
31	4.10	17.57	32.24	-0,691	0,047
32	3.521	11.54	17.56	-0,702	-0,016
33	4.158	11.24	11.3	-0,654	-0,261
34	4.125	14.55	12.21	-0,642	-0,317
35	2.584	9.58	18.22	-0,616	-0,022
36	4.125	8.53	13.46	-0,651	-0,164
37	4.859	19.54	30.58	-0,943	0,122
38	4.859	32.46	34.51	-0,921	0,193
39	4.152	25.38	21.46	-0,635	-0,146
40	4.125	21.51	33.42	-1,321	0,493
41	4.158	14.12	23.62	-0,741	0,246
42	4.589	15.13	21.37	-0,631	0,167
43	5.125	32.52	32.21	-0,647	0,423
44	4.528	21.24	24.59	-1.251	0,193
45	6.258	25.36	33.42	-0.368	-0,144
46	7.528	32.24	35.88	-0.257	0,495
47	5.845	34.57	41.56	-0.213	0,248
48	6.852	15.37	44.87	-0.157	0,167
49	5.829	14.52	17.87	-0.255	0,423
50	6.325	13.24	15.85	-1.653	0,122

Tab. 4 : Paramètres granulométriques de la coupe El Hadjra Safra .

N° échantillon	S0	Mz Z	MoyenneMd	Skewness	Kurtosis
01	06,304	15.53	20.14	-0,493	0,71
02	5,731	13.50	21.21	-0,633	0,65
03	5,031	7.22	12.52	-0,845	0,18
04	5,282	5.19	11.22	-0,675	-0,086
05	5,404	9.34	12.26	-0,547	-0,276
06	6,653	11.71	17.23	-0,036	0,037
07	7,863	18.45	22.87	-0,286	0,004
08	06,79	18.24	27.24	-0,531	0,125
09	5,627	10.01	16.52	-0,632	0,360
10	6,383	17.23	24.59	-0,622	0,147
11	8,418	22.51	23.64	-0,319	-0,336
12	07,82	26.91	32.24	-0,486	-0,099
13	10,87	30.20	41.24	-0,641	-0,393
14	9,262	33.24	44.23	-0,534	-0,083

15	8,347	27.48	29.26	-0,394	-0,186
16	10,72	30.26	23.26	-1,269	0,613
17	6,784	25.22	28.51	-0,592	0,285
18	6,872	20.37	29.64	-0,693	0,03
19	06,93	15.68	21.24	-0,543	-0,132
20	05,90	12.61	16.56	-0,597	0,426
21	7,559	23.32	26.51	-0,454	-0,032
22	5,937	18.53	25.261	-0,680	0,628
23	4,654	9.57	17.49	-1,039	0,752
24	4,745	7.56	13.89	-0,892	0,38
25	4,833	7.58	12.53	-0,798	0,235
26	5,002	7.23	12.59	-0,713	00,10
27	07,83	26.91	32.24	-0,486	-0,099
28	10,89	30.22	41.24	-0,641	-0,392
29	9,264	33.24	44.23	-0,532	-0,083
30	8,347	27.48	29.25	-0,396	-0,187
31	10,72	30.24	23.23	-1,268	0,613
32	6,782	25.21	28.50	-0,592	0,283
33	07,81	26.90	32.24	-0,486	-0,098
34	10,87	30.21	41.23	-0,641	-0,394
35	9,264	33.25	44.24	-0,532	-0,082
36	8,346	27.49	29.25	-0,396	-0,185

Tab.5 : Pourcentage de CaCO₃ de coupe El Hadjra Safra.

N° ECH	CACO3 %	N° ECH	CACO3 %
1	25.43	20	37.05
2	5.9	21	21.42
3	3.57	22	33.47
4	25.89	23	28.40
5	12.05	24	29.31
6	20.09	25	20.52
7	19.19	26	25.53
8	15.63	27	20.37
9	9.91	28	23.24
10	7.58	29	29.46
11	2.21	30	18.31
12	18.31	31	19.6
13	19.5	32	26.5
14	26.6	33	25.46
15	25.45	34	18.75
16	18.73	35	19.65
17	19.65		
18	12.25		
19	19.21		

Tab.6: Pourcentages de CaCO3 de la coupe d'El Kouif.

N° ECH	CACO3%	N° ECH	CACO3%
1	23,38	26	24,81
2	26,67	27	26,02
3	33,23	28	24,87
4	27,22	29	25,58
5	26,02	30	26,02
6	23,73	31	29,18
7	24,67	32	25,36
8	33,18	33	21,85
9	31,99	34	29,38
10	31,19	35	25,32
11	26,24	36	28,29
12	26,95	37	27,13
13	24,16	38	34,73
14	32,98	39	30,51
15	37,23	40	31,05
16	26,74	41	30,67
17	28,89	42	34,26
18	26,37	43	36,77
19	27,19	44	38,24
20	25,11	45	36,81
21	23,22	46	28,92
22	23,24	47	29,8
23	23,26	48	27,21
24	23,62	49	32,45
25	24,02	50	29,11

PUBLICATIONS



New genera and species of ostracods from the El Ma El Abiod Miocene Basin (Tébessa, NE Algeria)

Francesco SCIUTO¹
Abdelhakim BENKHEDDA²

Abstract: Two new ostracod genera of the family Trachyleberididae SYLVESTER-BRADLEY, 1948, each based on a new species, are described and commented here. The specimens were collected in Tortonian sediments cropping out at El Hadjra Safra in the El Ma El Abiod basin (region of Tébessa, north-eastern Algeria).

Key-words:

- Ostracoda;
- Trachyleberididae;
- Tortonian;
- new taxa;
- Algeria

Citation: SCIUTO F. & BENKHEDDA A. (2021).- New genera and species of ostracods from the El Ma El Abiod Miocene Basin (Tébessa, NE Algeria).- *Carnets Geol.*, Madrid, vol. 21, no. 16, p. 383-390.

Résumé : Nouveaux genres et espèces d'ostracodes du Bassin miocène d'El Ma El Abiod (Tébessa, NE de l'Algérie).- Deux nouveaux genres d'ostracodes de la famille Trachyleberididae SYLVESTER-BRADLEY, 1948, chacun fondé sur une espèce nouvelle, sont décrits et discutés dans cet article. Les spécimens proviennent de sédiments tortonien affleurant à El Hadjra Safra dans le bassin d'El Ma El Abiod (région de Tébessa, nord-est de l'Algérie).

Mots-clefs :

- Ostracodes ;
- Trachyleberididae ;
- Tortonien ;
- nouveaux taxons ;
- Algérie

1. Introduction

Fossil ostracod fauna in Algeria is known only through few papers related to Tertiary (CARBONNEL & COURME-RAULT, 1995, 1997; COUTELLE & YASSINI, 1974; GUERNET *et al.*, 1984; BRACCINI & PEYPOUQUET, 1995) and Cretaceous (MAJORAN, 1989; VIVIÈRE, 1985). Therefore, the present paper represents a further small contribution to the knowledge of the Miocene ostracod fauna of this part of the North Africa. This study adds to

the knowledge of Tortonian facies in the area south of the town of Tébessa, which has been studied little.

2. General setting, material and method

The El Ma El Abiod Miocene basin is located near the town of Tébessa, near the Tunisian border. It is geographically included in the Eastern Saharan Atlas (N Africa) (Fig. 1).

¹ University of Catania, Department of Biological, Geological and Environmental Science, Corso Italia 55, 95129 Catania (Italy)

fsciuto@unict.it

² Laboratory of Sedimentary Environments, Mineral and Water Resources of Eastern Algeria, University of Larbi Tebessi, Tébessa (Algeria)

abdelhakim.benkhedda@univ-tebessa.dz



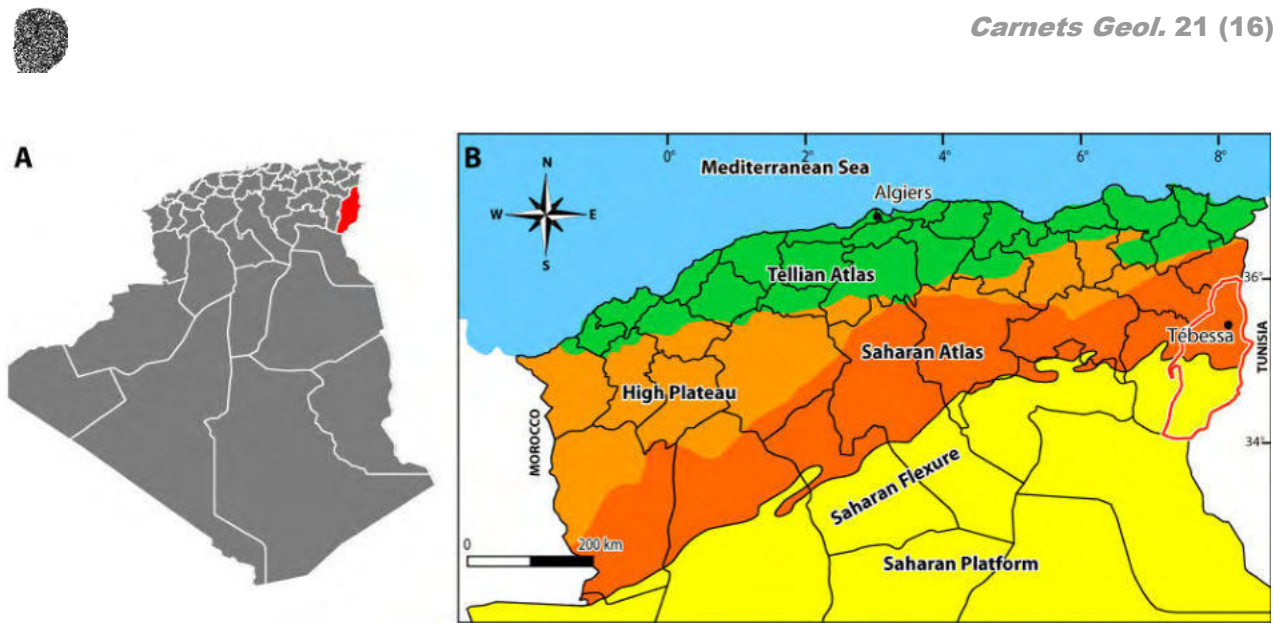


Figure 1: Morphostructural domains of the North Algeria (after many authors).



Figure 2: Geologic-structural scheme of the Tébessa area (after DUROZOY, 1956). Aerial photos © 2021 IGN France.
Figure 3: El Hadjra Safra sampling station. Aerial photos © 2021 CNES/Airbus, Maxar technologies.

The Saharan Atlas extends in North Africa from the Atlantic to Algeria and the Pelagian Sea, north of the Saharan platform. It is considered an area of crustal weakness inherited from Triassic aborted rifting episodes associated to the opening of the Atlantic Ocean. During the late Lias, tectonics gave rise to the Atlasic trough, trending from Morocco to Tunisia. The Cretaceous–Eocene period was marked by the

development of the worldwide "Mid-Cretaceous" transgression that proceeded both from the Atlantic and the Tethys. Since the Late Eocene, the entire Saharan Atlas was submitted to continental conditions. In the Algerian area, the Atlasic trough was filled and affected by transpressive deformation. Later, during the Cenozoic, as a consequence of the continental convergence between Africa and Europe, the region was subjected to tec-

tonics that led to the overlapping of ancient folds that uplifted the orogenic belt (e.g., PIQUÉ *et al.*, 2002; ARBOLEYA *et al.*, 2004; BENAOUALI-MEBAREK *et al.*, 2006).

The El Ma El Abiod Miocene basin is located near the town of Tébessa, near the Tunisian border. It is geographically included in the Eastern Saharan Atlas (N Africa) (Fig. 1).

The Miocene was a period characterized by extensional tectonic phases that determined the formation of large sedimentary basins where sedimentary facies were deposited unconformably on the Meso-Cenozoic basement (BENAOUALI-MEBAREK *et al.*, 2006). Two wide Miocene sedimentary basins are in the Tébessa region: The El Aouinet-Meskiana Basin to the North and the El Ma El Abiod Basin to the South. In the latter, the samples that are the subject of this study were collected (Fig. 2).

The El Ma el Abiod Basin is located south of Tébessa (Fig. 2). Middle and Upper Miocene sediments fill this basin and they are divided into two different series, separated by a ferruginous crust: A lower series, occupying the eastern part of the basin, referable to the Middle Miocene, and an upper series, to the west, referable to Tortonian (KOWALSKI *et al.*, 1995a).

The Tortonian sediments that crop out unconformably over the Cretaceous-Eocene succession (Hamimed *et al.*, 2015a, b; Defaflija *et al.*, 2015) are referred to continental and/or transitional environments; however, locally, it is possible to find horizons rich in fragments of shells and micro-fauna referable to marine environments (present paper). These latter have already been verified in other Miocene outcrops in the Tébessa territory by KOWALSKI *et al.* (1995a, 1995b, 1996).

Within the El Ma el Abiod Basin, the marine sedimentary levels are particularly well exposed in El Hadjra Safra, few kilometres SE of the town of Tébessa, along the left side of the road southbound N16. The studied samples were found at this locality (Fig. 3).

Thirty-five samples, each one of 300-400 cm³, along a 3.5 m succession of very fine-grained, whitish silty sands, were collected (Fig. 4.A-B). The sediments were routinely washed, dried and sieved; after that, ostracod specimens were picked from the > 63 µm fraction.

The specimens were examined and measured under a stereomicroscope and photographed by a LMU Tescan Vega II Scanning Electron Microscope at the Electronic Microscopy Laboratory of the Earth Science Section (University of Catania). The specimens are housed in the Palaeontological Museum of Catania University.

To classify ostracods, we consulted the systematics papers of MARTIN & DAVIS (2001), HORNE *et al.* (2001), and the website WoRMS (2021). To identify the taxa we consulted some

of the key papers on Mediterranean Miocene ostracod fauna among which BONADUCE *et al.* (1988, 1992), BRACCINI & PEYPOUQUET (1995), CARBONNEL & COURME-RAULT (1995, 1997), CIAMPO (1980), COUTELLE & YASSINI (1974), GUERNET *et al.* (1984), RUGIERI (1960), and RUSSO (1968).

This preliminary paper refers to the microfauna content of sample B3. It is a clayey-sandy silt from which only few ostracods and foraminifera have been extracted. Among the first, almost all the specimens found, both adults and immature, belong to two discrete taxa, which were considered new and, therefore, they are here described for the first time.

3. Systematic descriptions (F. SCIUTO)

Class Ostracoda LATREILLE, 1806

Order Podocopida SARS, 1866

Suborder Cytherocopina GRÜNDEL, 1967

Superfamily Cytheroidea BAIRD, 1850

Family Trachyleberididae

SYLVESTER-BRADLEY, 1948

Subfamily Trachyleberidinae

SYLVESTER-BRADLEY, 1948

Genus *Quasiagrenocythere* n.gen.

Etymology: Similar to *Agrenocythere* BENSON, 1972.

Type-species: *Quasiagrenocythere tevestaensis* n.gen. n.sp.

Diagnosis: Genus, at the present monospecific, considered belonging to the Subfamily Trachyleberidinae SYLVESTER-BRADLEY, 1948, characterized by a strong, large carapace, symmetric in dorsal view, reticulated, distinguishable from the Genus *Agrenocythere* BENSON, 1972, with which it shows some affinity, by the presence of an eye tubercle and the absence of the ventral carina.

Remarks: The new taxon here described shows some characters in common with other taxa: The Trachyleberidinae *Agrenocythere*, the Bradleyinae *Bradleya* HORNIBROOK, 1952, and *Poseidonamicus* BENSON, 1972.

Along with *Agrenocythere* the new taxon has in common the large size and the general shape of the carapace, the holamphydont hinge type, the polygonal ornamentation with well-marked large fossae and muri, the presence of something similar to the "castrum" described by BENSON (1972) and the pore conuli at the posterior end ("Terminus" in *Agrenocythere*). Conversely, the new taxon stands out by the presence of the eye tubercles, very few normal pores, the composite spines, a lower number of intramural pore conuli, and the absence of both the ventral carina and the "dorsal bullar series" defined by BENSON (1972: p. 20, fig. 8).

The new taxon has in common with the Genus *Bradleya* HORNIBROOK (1952): The "ocular ridge", the "posterodorsal" loop (BENSON, 1972: Fig. 9) and the hinge type; conversely, the ventral carina and the median ridge are absent, whereas it has a caudal process that is missing in *Bradleya*.

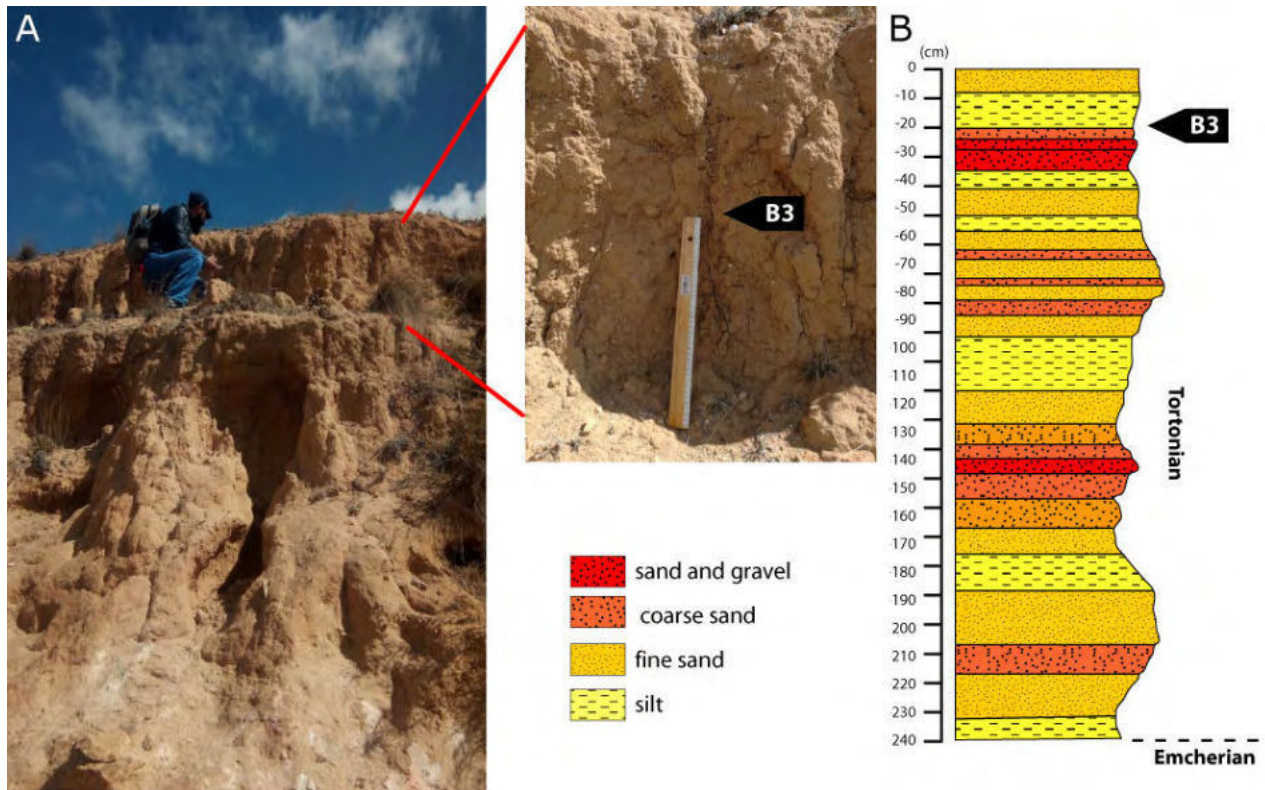


Figure 4: A) The sedimentary outcrops at El Hadjra Safra; B) corresponding lithological log.

Also *Poseidonamicus* shows the general carapace shape similar to that of the new genus, which is clearly distinguished by the presence of the ventral carina and the subvertical fossae arrangement in central part of the carapace.

Quasiagrenocythere n.gen. shows some morphological affinity also with the specimen figured in Russo (1968: Tav. 2, Fig. 6a) and belonging, according to the author, to the Hemicytheridae Genus *Hemicytheria* POKORNY, 1955. Nevertheless, although in disagreement with the author's identification, the different distribution of fossae on the carapace and the different position of the caudal processes distinguishes Russo's genus from the new genus.

Quasiagrenocythere tevestaensis

n.gen. n.sp.
(Pl. 1, figs. 1-6)

Etymology: From "Tevesta" the roman name of the city of Tébessa near the type locality.

Holotype: One complete carapace (PMC.O89 h 06.03.2021).

Paratypes: One complete carapace and four valves (PMC.O195 p 06.03.2021).

Other materials: Some immature specimens.

Type locality: El Hadjra Safra (south side of the P. Romain Mount, GPS 35°19'42"N 8°11'31.8"E), along the road N16 southbound, in very fine-grained, whitish silty sands.

Stratigraphic range: Tortonian, identified by the first common occurrence (FCO) of *Neo-*

globoquadrina acostaensis (BLOW, 1959) (samples 8 to 10).

Diagnosis: Large-sized species with typical "trachyleberidinae" shape, with large reticulated ornamentation, prominent eye tubercle and acute caudal processes hooked upwards.

Description: Carapace large, elongated, sub rectangular in lateral external view. Anterior margin regularly arched and marked by numerous composite spines, dorsal margin straight and curved upwards at the eye tubercle; posterior margin with a caudal process slightly acute and hooked upwards with numerous composite spines in the lower part; ventral margin straight with shallow oral concavity. Symmetrical valves in dorsal view with anterior and posterior ends thick and flattened, central part of the carapace swollen with a slight central groove. Outer surface of the carapace ornamented by a polygonal grid with large fossae and strong muri. Fossae are irregularly arranged on the surface of the carapace except those in the anterior area where they are regularly aligned parallel to the anterior margin, and in the antero-central area, where the fossae are arranged almost concentrically to form what resembles the "castrum" (Pl. 1, fig. 4) of BENSON (1972). The muri in the central part and along a centre line of the carapace are densely pitted (Pl. 1, figs. 4-5). Composite spines are present along the anterior and posterior margin, two "intramural pore conuli", the first positioned approximately in the middle of the dorsal border, the second at the end of the upper side of the caudal process. Few normal pore canals and few tubercles in the dorsal area. Eye tubercles well marked.

**Table 1:** Presence or absence of some important morphological characters in *Quasiagrenocythere*, *Agrenocythere*, *Bradleya* and *Poseidonamicus* useful for distinguishing the genera.

	<i>Quasiagrenocythere</i>	<i>Agrenocythere</i>	<i>Oblitacythereis</i>	<i>Bradleya</i>	<i>Poseidonamicus</i>
holamphidont type hinge	x	x	x	x	x
eye tubercles	x				
castrum	x	x			
posterior pore conul ("terminus")	x	x			
dorsal bullar series		x			
composite spines	x				
intramural pore conuli	very few	many			
ocular ridge				x	
posterodorsal loop/dorsal carina	x		x	x	x
ventral carina		x	x	x	x
median ridge			x	x	
caudal process	x	x			x

Inner lamella: Anteriorly and postero-ventrally wide. Holamphidont hinge type. Muscle scars typical of the Trachyleberidinae.

Sexual dimorphism clear: Female more inflated posteriorly than male one.

Okadaleberis (?) *benzartiae* n.sp. described and figured in SCIUTO *et al.*, 2021, p. 9, Fig. 4.4, now, on the basis of these characters, can be referred to this new genus.

Genus *Pseudomutilus* n.gen.

Type-species: *Pseudomutilus benkheddai* n.gen. n.sp.

Etymology: From the Greek word ψευδής = sham + *Mutilus*

Diagnosis: Genus belonging to Subfamily Trachyleberidinae SYLVESTER-BRADLEY, 1948, characterized by medium-sized carapace, ornamented by strong, acute crests that intersect forming very wide polygonal fossae.

Remarks: The carapace of the new genus has some morphological affinity with the Hemicytheridae genera *Procythereis* SKOGSBERG, 1928, *Arutella* BONADUCE *et al.*, 1987, and *Mutilus* NEVIANI, 1928. In the first case the robust rib simulating a wing typical of the Genus *Procythereis* (POKORNY, 1955) is evident in dorsal and ventral views. However, the hinge type, the ornamentation, the absence of pits (other characteristics present in *Procythereis*), the high position of the caudal process, the strong eye tubercle are all characters that allow the distinction between *Pseudomutilus* n. gen. and *Procythereis*. In the case of *Arutella*, the similarity simply concerns the general shape of the carapace; the different hinge type, the caudal process position, the different type of fossae without any type of tegmination differentiate the two genera. The new genus is distinguished from *Mutilus* by the absence of the ridge crossing the eye tubercle and the so-called "butterfly" of BONADUCE *et al.* (1987: p. 252, Fig. 1).

Pseudomutilus benkheddai n.gen. n.sp.

(Pl. 1, figs. 7-10)

Etymology: From the father's name of the second author: "Benkhedda".

Holotype: One complete carapace (PMC.O90 h 06.03.2021).

Paratypes: Two complete carapaces and two valves (PMC.O196-197p 06.03.2021).

Type locality: El Hadjra Safra (south side of the P. Romain Mount, GPS 35°19'42"N 8°11'31.8"E), along the road N16 southbound, in very fine-grained, whitish silty sands.

Stratigraphic range: Tortonian identified by the first common occurrence (FCO) of *Neogloboquadrina acostaensis* (Blow, 1959) (samples 8 to 10).

Diagnosis: Carapace "*Mutilus*-shaped" but without the crest crossing the eye tubercle and without the so-called "butterfly" of BONADUCE *et al.* (1987).

Description: Carapace medium-sized, sub rectangular, strong; anterior margin arched, slightly inclined down and marked by a sharp crest, which continues on the straight dorsal margin; ventral margin slightly curved with a weak oral convexity; at two thirds of its length it slopes steeply upwards reaching an obtuse upward hooked caudal process. Oval-shaped carapace in dorsal and ventral view with symmetrical valves strongly overlapping. Outer surface of the carapace ornamented by strong acute crests that cross irregularly to form a large polygonal grid. Four main crests have a greater longitudinal development than the others; the first extends along the anterior, dorsal and ventral margin; the second is present in antero-ventral position; the third begins in an antero-ventral position, it joins the posterior ventral border simulating a wing, then bends suddenly upwards and ends in the posterodorsal position; the fourth crest starts in the middle of the anterior margin, extends towards the centre up to the first third of



the carapace, then folds towards the dorsal caudal area in an anterocentral position. Eye tubercle well marked. Inner lamella: anteriorly and postero-ventrally wide. Hinge: amphidont type.

4. Conclusion

The description of these two new taxa contributes to the knowledge of the Algerian Miocene ostracofauna. At the present time, the genera described are monospecific, only found in the fossil record and associated with an extremely scarce microfauna; therefore, it is not possible to formulate any hypothesis on their autoecology and/or synecology. The analogies of *Quasiagrenocythere* n.gen. and *Pseudomutilus* n.gen. with the different genera with which they were compared, could confirm, in the first case, an aptitude for deep water or relatively deep-water environments, and, in the second case, a tendency to more superficial environments. Further research may provide new data that will allow a more detailed paleoecological result.

Acknowledgements

The authors are grateful to the Editors and to the anonymous referees for the suggestions on the manuscript. Special thanks are due also to Mr. Alfio VIOLA (Electronic microscopy laboratory, Earth Science Section, Catania University) for SEM assistance. Palaeoecological Research Group contribution n. 478. This research was supported by the University of Catania, Progetto PiaCeRi "Biodiversità e paleobiodiversità di invertebrati e macroalghe di ambienti marini" – Piano Incentivi per la Ricerca di Ateneo 2020-22 linea di intervento 2.

Bibliographic references

- ARBOLEYA M.L., TEIXELL A., CHARROUD M. & JULIVERT M. (2004).- A structural transect through the High and Middle Atlas of Morocco.- *Journal of African Earth Sciences*, vol. 39, p. 319-327.
- BAIRD W. (1850).- The natural history of the British Entomostraca.- Ray Society, London, vol. 17, 364 p.
- BENAOUALI-MEBAREK N., FRIZON de LAMOTTE D., ROCA E., BRACENE R., FAURE J.-L., SASSI W. & ROURE F. (2006).- Post-Cretaceous kinematics of the Atlas and Tell systems in central Algeria: Early foreland folding and subduction-related deformation.- *Compte Rendus Geoscience* (Geodynamics), vol. 338, p. 115-125.
- BENSON R.H. (1972).- The *Bradleya* problem, with descriptions of two new psychrospheric ostracode genera, *Agrenocythere* and *Pseudonamicus* (Ostracoda: Crustacea).- *Smithsonian Contribution to Paleobiology*, Washington D.C., vol. 12, 138 p.
- BLOW W.H. (1959).- Age, correlation and biostratigraphy of the Upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozon formations, Eastern Falcon, Venezuela.- *Bulletins of American Paleontology*, New York, vol. 39, p. 67-251.
- BONADUCE G., RUGGIERI G. & RUSSO A. (1987).- The ostracode genus *Mutilus* and some so-called *Mutilus* from the Mediterranean Miocene-Pleistocene.- *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Modena, vol. 26, p. 251-268.
- BONADUCE G., RUGGIERI G. & RUSSO A. (1988).- New ostracode genera of the Mediterranean Miocene.- *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Modena, vol. 27, p. 349-360.
- BONADUCE G., RUGGIERI G., RUSSO A. & BISMUTH H. (1992).- Late Miocene ostracods from the Ash-tart 1 well (Gulf of Gabes, Tunisia).- *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Modena, vol. 31, no. 1, p. 3-93.
- BRACCINI E. & PEYPOUQUET J.-P. (1995).- A paleoceanological reconstruction of the Djebel-Dyr outcrop (Algeria) based on ostracodes from Paleocene to early Eocene. In: RIHA J. (ed.), Ostracoda and biostratigraphy.- Balkema, Rotterdam, p. 171-182.
- CARBONNEL G. & COURME-RAULT M.D. (1995).- Les ostracodes néogènes de l'Atlas algérien. Impact de la géodynamique sur la distribution temporelle et spatiale. In: ARBEY F. & LORENZ J. (eds.), Bassin sédimentaires africains. Géodynamique et géologie séquentielle, biominéralisation, sédimentation et organismes.- 4e colloque de géologie africaine, Pau, 25-29 octobre 1993; 118e Congrès National des Sociétés Historiques et Scientifiques, Pau, 1993; Éditions du CTHS, Pau, p. 381-407.
- CARBONNEL G. & COURME-RAULT M.D. (1997).- Ostracodes miocènes d'Algérie : Revue systématique, biostratigraphie, distribution palinspatique.- *Mémoires du Muséum d'Histoire naturelle de Lyon*, Lyon, vol. 1, p. 3-131.
- CIAMPO G. (1980).- Ostracodi miocenici (Tortoniano Messinano) della regione di Ragusa (Sicilia). *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Modena, vol. 19, no. 4, p. 5-20.
- COUTELLE A. & YASSINI I. (1974).- Ostracods du Miocène de la vallée Soummam, Algérie nord-orientale.- *Revista Española de Micropaleontología*, Madrid, vol. 6, p. 85-99
- DUROZOY G. (1956).- Carte géologique d'Algérie au 1/50000, feuille n° 206 Tébessa.- Service de la Carte géologique de l'Algérie, Alger.
- GRÜNDEL J. (1967).- Zur Großgliederung der Ordnung Podocopida G.W. MÜLLER, 1894 (Ostracoda).- *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie*, Stuttgart, vol. 6, p. 321-332.
- GUERNET C., POIGNANT A. & SAINT-MARTIN J.-P. (1984).- Contribution à l'étude de la microfaune des récifs messiniens d'Oranie occidentale (Algérie).- *Géobios*, Villeurbanne, vol. 17, no. 2, p. 155-161.
- HORNE D.J., BRUCE A. & WHITTAKER J.E. (2001).- Ostracoda. In: COSTELLO M.J., EMBLOW C. & WHITE R.J. (eds.), European register of marine species: A check-list of the marine species in Europe and a bibliography of guides to their identification.- *Muséum National d'Histoire Naturelle, Collection Patrimoines Naturels*, Paris, vol. 50, p. 244-251.



- HORNIBROOK N. de B. (1952).- Tertiary and recent marine Ostracoda of New Zealand, their origin affinities and distribution.- *New Zealand Geological Survey, Paleontological Bulletin*, Wellington, vol. 18, p. 1-82.
- KOWALSKI W.M., PHARISAT A., BAGHIANI B. & VAN NGOC N. (1995a).- Analyse séquentielle et paléogéographie du Miocène des environs de Tébessa (NE de l'Algérie).- *Annales scientifiques de l'Université de Franche-Comté (Géologie)*, Besançon, vol. 4, no. 12, p. 201-215.
- KOWALSKI W.M., VAN NGOC N., BAGHIANI B. & PHARISAT A. (1995b).- Paléogéographie du Miocène des environs d'El-Aouinet (Nord de Tébessa) NE de l'Algérie.- *Annales scientifiques de l'Université de Franche-Comté (Géologie)*, Besançon, vol. 4, no.12, p. 55-62.
- KOWALSKI W.M., BOUFAA K. & PHARISAT A. (1996).- Les sédiments miocènes des environs de Tébessa (NE de l'Algérie) et leurs relations avec la tectonique.- *Bulletin de la Société d'Histoire naturelle du Pays de Montbéliard*, p. 169-177.
- LATREILLE P.A. (1806).- Genera crustaceorum et insectorum secundum ordinem naturalem in familias disposita, iconibus exemplisque plurimis explicata.- A. Koenig, Paris, 303 p.
- MAJORAN S. (1989).- Mid-Cretaceous Ostracoda of northeastern Algeria.- *Fossils and Strata*, Oslo, no. 27, 67 p.
- MARTIN J.W. & DAVIS G.E. (2001).- An updated classification of the recent crustacean.- *Natural History Museum of Los Angeles County, Science Series*, vol. 39, 124 p.
- NEVIANI A. (1928).- Ostracodi fossili d'Italia I. Vallebaja (Calabriano).- *Memorie della Pontificia Accademia delle Scienze, Nuovi Lincei*, Roma, vol. 11, 120 p.
- PIQUÉ A., TRICART P., GUIRAUD R., LAVILLE E., BOUAZIZ S., AMRHAR M. & AIT OUALI R. (2002).- The Mesozoic-Cenozoic Atlas belt (North Africa): An overview.- *Geodinamica Acta*, vol. 15, no. 3, p. 185-208,
- POKORNY V. (1955).- Contribution to the morphology and taxonomy of the Subfamily Hemiccytherinae PURI.- *Acta Universitatis Carolinae*, Prague, vol. 2, p. 1-36.
- RUGGIERI G. (1960).- Ostracofauna miocenica del ragusano.- *Rivista Mineraria Siciliana*, Palermo, vol. 63, p. 1-7.
- RUSSO A. (1968).- Ostracodi tortoniani di Montebanzone (Appennino settentrionale modenese).- *Bollettino della Società Paleontologica Italiana*, Modena, vol. 7, no. 1, p. 6-56.
- SARS G.O. (1866).- Oversigtog norges marine ostracoder.- *Forhandlinger i Videnskabs Selskabet i Christiania*, 130 p.
- SCIUTO F., TEMANI R. & AMMAR H.K. (2021).- Late Messinian ostracods from Eastern Tunisia.- *Revue de Micropaléontologie*, Paris, vol. 71, article 100467, 12 p.
- SKOGSBERG T. (1928).- Studies on marine ostracods. Part 2. External morphology of the genus *Cythereis* with descriptions of twenty-one new species.- *Occasional Papers of the California Academy of Sciences*, San Francisco, vol. 15, 155 p.
- SYLVESTER-BRADLEY P.C. (1948).- The ostracode genus *Cythereis*.- *Journal of Paleontology*, Cambridge, vol. 22, no. 6, p. 792-797.
- VIVIÈRE J-L. (1985).- Les Ostracodes du Crétacé supérieur (Vraconien à Campanien basal) de la région de Tébessa (Algérie du Nord-Est) : Stratigraphie, paléoécologie, systématique.- Thèse 3e cycle, Université Pierre et Marie Curie, Paris; *Mémoires des Sciences de la Terre*, Paris, vol. VI, 261 p.
- WoRMS Editorial Board (2021).- World Register of Marine Species.- URL: <https://www.marinespecies.org/> (last accessed on 2021/05/10). DOI: 10.14284/170

Plate

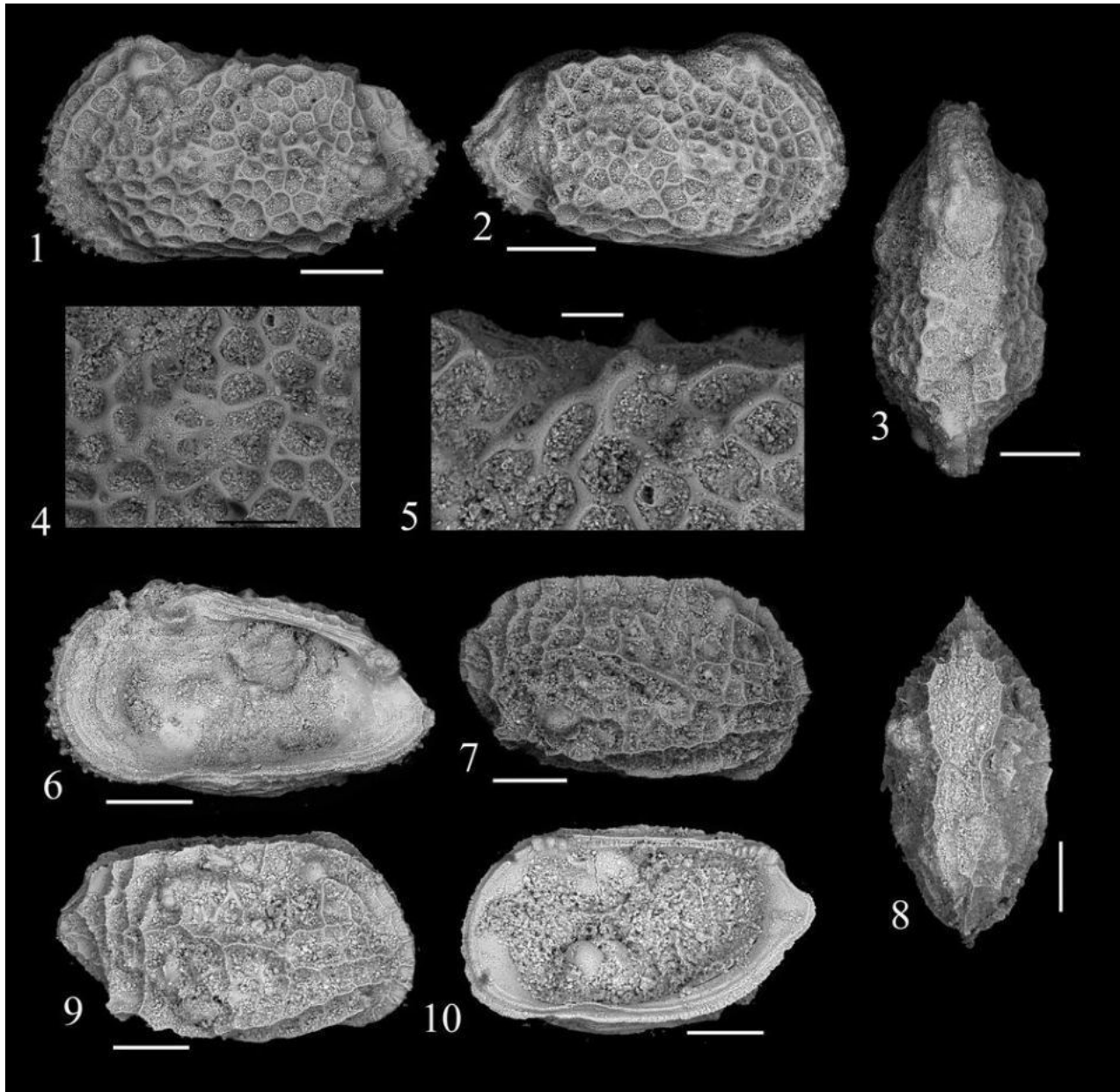


Plate 1: Figs. 1-6 *Quasiagrenocythere tevestaensis* n.gen. n.sp.; figs. 7-10 *Pseudomutilus benkheddai* n.gen. n.sp.
 1- *Quasiagrenocythere tevestaensis* n.gen. n.sp. Paratype. Left valve external lateral view, male, scale bar 200 μ m.
 2- *Quasiagrenocythere tevestaensis* n.gen. n.sp. Paratype. Right valve external lateral view, female, scale bar 200 μ m.
 3- *Quasiagrenocythere tevestaensis* n.gen. n.sp. Holotype, dorsal view, scale bar 200 μ m.
 4- The "castrum" in *Quasiagrenocythere tevestaensis* n.gen. n.sp., scale bar 100 μ m.
 5- Pore-conul in *Quasiagrenocythere tevestaensis* n.gen. n.sp., scale bar 100 μ m.
 6- *Quasiagrenocythere tevestaensis* n.gen. n.sp. Internal view, scale bar 200 μ m.
 7- *Pseudomutilus benkheddai* n.gen. n.sp. Paratype, right valve external lateral view, scale bar 100 μ m.
 8- *Pseudomutilus benkheddai* n.gen. n.sp. Holotype, ventral view, scale bar 100 μ m.
 9- *Pseudomutilus benkheddai* n.gen. n.sp. Paratype, right valve external lateral view, scale bar 100 μ m.
 10- *Pseudomutilus benkheddai* n.gen. n.sp. Paratype, right valve internal view, scale bar 100 μ m.



Nomenclatural note:

Life Sciences Identifier (LSID)

<http://zoobank.org/References/1A4D4181-9A67-4F65-BE54-9EB31219D02B>

Genus Group

- *Quasiagrenocythere* SCIUTO in SCIUTO & BENKHEDDA, 2021

<http://zoobank.org/NomenclaturalActs/60e0bc17-2b4b-47f0-a4a8-bc457ec4bade>

- *Pseudomutilus* SCIUTO in SCIUTO & BENKHEDDA, 2021, 2021

<http://zoobank.org/NomenclaturalActs/54f74234-9c81-4f81-b754-4c4048a95950>

Species Group

- *Quasiagrenocythere tevestaensis* SCIUTO in SCIUTO & BENKHEDDA, 2021

<http://zoobank.org/NomenclaturalActs/e5e5acbe-ae43-4157-88a7-cec669445243>

- *Pseudomutilus benkheddai* SCIUTO in SCIUTO & BENKHEDDA, 2021

<http://zoobank.org/NomenclaturalActs/45b992cf-a038-48b0-9c7d-3d5a4123b887>



SHALLOW MARINE TRACE-FOSSILS FROM THE MIDDLE MIOCENE OF THE TEBESSA BASIN (NE ALGERIA) AND THEIR PALEOENVIRONMENTAL IMPLICATIONS

ABDELHAKIM BENKHEDDA , NABIL DEFAFLIA

Laboratory of Sedimentary Environment, Mineral and Hydric resources of Eastern Algeria, Department of Geology, University of Larbi Tebessi, Algeria.
abdelhakim.benkhedda@univ-tebessa.dz (corresponding author), *defaflianabil@yahoo.fr*

AMINE CHERIF , MOHAMMED NADIR NAIMI

Laboratory of Geology of Sahara, Department of Sciences of the Earth and The Universe, University of Ouargla, Algeria.
acherif11@gmail.com, *mohammednadirnaimi@gmail.com*

EL-HADI MAZOUZ

University of Larbi-Ben-M'Hidi, 04000, Oum El Bouaghi, Algeria.
emazouz@yahoo.fr

ARTURO PALMA-RAMÍREZ

Doctorado en Ciencias en Biodiversidad y Conservación, Área Académica de Biología. Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Ciudad del Conocimiento, Carretera Pachuca-Tulancingo km 4.5, 42184, Pachuca, Hidalgo, Mexico.
arctoduspr@gmail.com

ABSTRACT – The northeastern part of Algeria is characterized by Meso–Cenozoic fossiliferous deposits. All the previous studies have been focused on invertebrate and vertebrate body fossils from this region. In the present paper we provide the first ichnological study from the region of Ouenza, Tebessa Wilaya (northeastern Algeria). An ichnoassemblage composed of eight ichnotaxa, namely cf. *Archaeonassa* isp., *Arenicolites* isp., *Diplocraterion* isp., *Helminthopsis* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Skolithos* cf. *linearis*, cf. *Taenidium* isp., and *Thalassinoides* isp., reported from the lower Langhian (Middle Miocene) of Aïn Sidi Salah locality (Tebessa Basin) is discussed. These trace-fossils belong to the *Skolithos* and proximal *Cruziana* ichnofacies indicating deposition within a shallow marine (littoral). The large size of *Thalassinoides* suggests well oxygenated setting, under moderate- to high-energy conditions, with occasional storm events.

Keywords: trace-fossils, paleoenvironments, shallow marine, Middle Miocene, Tebessa.

RESUMO – A parte nordeste da Argélia é caracterizada por depósitos fossilíferos do Meso–Cenozoico. Todos os estudos anteriores foram focados em fósseis corporais de invertebrados e vertebrados desta região. Neste artigo, apresentamos o primeiro estudo icnológico da região de Ouenza, Tebessa Wilaya (nordeste da Argélia). Discute-se aqui a associação de icnofósseis composta por oito icnotáxons, identificados como cf. *Archaeonassa* isp., *Arenicolites* isp., *Diplocraterion* isp., *Helminthopsis* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Skolithos* cf. *linearis*, cf. *Taenidium* isp. e *Thalassinoides* isp., reportados para o Langiano inferior (Mioceno Médio) na localidade de Aïn Sidi Salah (Bacia de Tebessa). Os icnofósseis representam a Icnofácies *Skolithos* e *Cruziana* proximal, indicando uma deposição em um contexto marinho raso (litoral). O expressivo tamanho de *Thalassinoides* sugere um cenário bem oxigenado e condições de alta energia, com eventos ocasionais de tempestades.

Palavras-chave: icnofósseis, paleoambientes, mar raso, Mioceno Médio, Tebessa.

INTRODUCTION

In the west Mediterranean Miocene marginal basins, thick marine mixed siliciclastic-carbonate sediments, characterized by abundant ichnofauna, have been deposited (Naimi *et al.*, 2020a). During the last decade, these deposits have been the subject of several ichnological studies particularly in Spain and Italy (Uchman & Hanken, 2013; Monaco & Trecci, 2014; Belaústegui *et al.*, 2016). In a shallow marine settings, they contain diverse and spectacular trace-fossil assemblages. However, both bioturbation and bioerosion patterns were sparsely recorded (Doyle *et al.*, 1998; de Gibert & Robles, 2005).

During the Miocene, several basins have been individualized in the northern part of Algeria, as well as the lower Chelif (Benzina *et al.*, 2019; Naimi, 2019; Naimi *et al.*, 2020a,b; Naimi & Cherif, 2021), Tafna (Naimi *et al.*, 2021a), Tiaret (Cherif *et al.*, 2021a; Naimi *et al.*, 2021b), and Tebessa basins (Benkhedda *et al.*, 2021). In the lower Chelif, the Tafna and Tiaret Neogene basins, several studies identified Burdigalian to Messinian shallow- to deep-marine trace-fossil assemblages (Naimi *et al.*, 2020a, 2021a,b; Cherif *et al.*, 2021a; Naimi & Cherif, 2021). Unfortunately, ichnological studies have not been carried out on the Tebessa Basin.

This paper aims to present the first description of lower Langhian trace-fossils from the Ouenza area (Tébessa, eastern Algeria) in the Tebessa Basin.

LOCATION AND GEOLOGICAL BACKGROUND

The study area belongs to Tebessa Mounts, which constitute the easternmost part of the Algerian Atlasic domain, consisting of the southern part of the Algerian alpine chain (Durand-Delga, 1969; Halamski & Cherif, 2017).

Tebessa Mounts are characterized by Triassic strata, cropping out as diapirs and composed of gypsum, clays, anhydrite and dolomite (Dubourdieu, 1956). The overlying Cretaceous deposits are characterized by shallow to deep marine limestones and marls. Their infill mainly consists of the mid-Cretaceous deposits (upper Albian–Turonian), where two anoxic events were identified at the end of the Albian (OAE-1d) and the Cenomanian (OAE-2) (Ruault-Djerrab *et al.*, 2014).

The Paleocene–Eocene sediments are characterized by marls, shelly and chalky limestones rich in shark teeth and nummulites, showing phosphorite layers and silex nodules (Kechiched *et al.*, 2016). These phosphorites are rich in glauconite, which may indicate reworking processes of phosphatic particles before their deposition and final burial in a sub-oxic to sub-reduced environment (Kechiched *et al.*, 2018). Furthermore, the Eocene (Coiffait *et al.*, 1984) and Miocene (Mahboubi *et al.*, 2003; Lihoreau *et al.*, 2015) continental deposits of Bir El Ater area, located in the southern margin of the Tebessa Basin, yielded vertebrate remains belonging to proboscideans, hyracoids, rodents,

primates, creodonts, insectivores, and artiodactyls. Several new species were also described in this locality. The marine Lower Miocene series is characterized by shallow marine or deltaic sediments that unconformably overlie the Cretaceous strata (Hamimed & Kowalski, 2001). During the Middle–Late Miocene, the marginal part of this basin was characterized by shallow marine siliciclastic sedimentation (Benkhedda *et al.*, 2021).

The studied outcrop is located at Aïn Sidi Salah locality, to the east of Ouenza city, in the vicinity of the Algerian-Tunisian border, in the northern part of the Tebessa Basin (Figure 1). It consists of a succession of yellowish, 2 to 11 m-thick quartz-dominated fine- to coarse-grained sandstones, with sharp erosive bases, showing low-angle cross-stratifications, parallel laminations, ripple marks and bivalve bioclasts intercalated by greyish marls (Figure 2). They contain hematite, goethite, muscovite and glauconitic grains. The sandstone beds are intercalated with greenish to grayish clayey marls, 0.5–39 m thick, represented essentially by smectite, chlorite, kaolinite and illite clay minerals (Mazouz, 2009). The Table 1 summarizes the main facies (F1–F5) with their principal lithological, sedimentological and ichnological features. This succession is underlined by Triassic claystones and gypsum, and overlain by Laghian-Serravalian conglomerates, which have been assigned previously to the Burdigalian (Dubourdieu, 1956) (Figure 3). The planktonic foraminifera identified are dominated by *Globigerina dissimilis* Cushman & Bermúdez, 1937; *Globigerinoides trilobus* (Reuss, 1850); *Globorotalia mayeri* Cushman & Ellisor, 1939; *Gyroidinoides girardanus* (Reuss, 1851) and *Planulina renzi* Cushman & Stainforth, 1945, indicating the early Langhian age.

MATERIAL AND METHODS

The analyzed material comes from a unique stratigraphic section, measured, and sampled at Aïn Sidi Salah locality, Tebessa Basin. The trace-fossil samples were studied and photographed during the bed-by-bed descriptive observation of the lithological and paleontological aspects of the exposed sequence, as well as their stratigraphic relationships pending on the specificities of the study area. The material was not collected. All photos correspond to field specimens that were not collected and were photographed *in situ*.

SYSTEMATIC ICHNOLOGY

The trace-fossil assemblage is poorly diversified, composed of eight ichnotaxa, most of them identified at the ichnogenus level. This study reveals that *Skolithos* cf. *linearis* are abundant, *Diplocraterion* isp., and *Thalassinoides* isp. are common, whereas cf. *Archaeonassa* isp., *Arenicolites* isp., *Helminthopsis* isp., *Palaeophycus tubularis* and cf. *Taenidium* isp. are rare. In addition, most of specimens are preserved as epichnia and endichnia (Table 2).

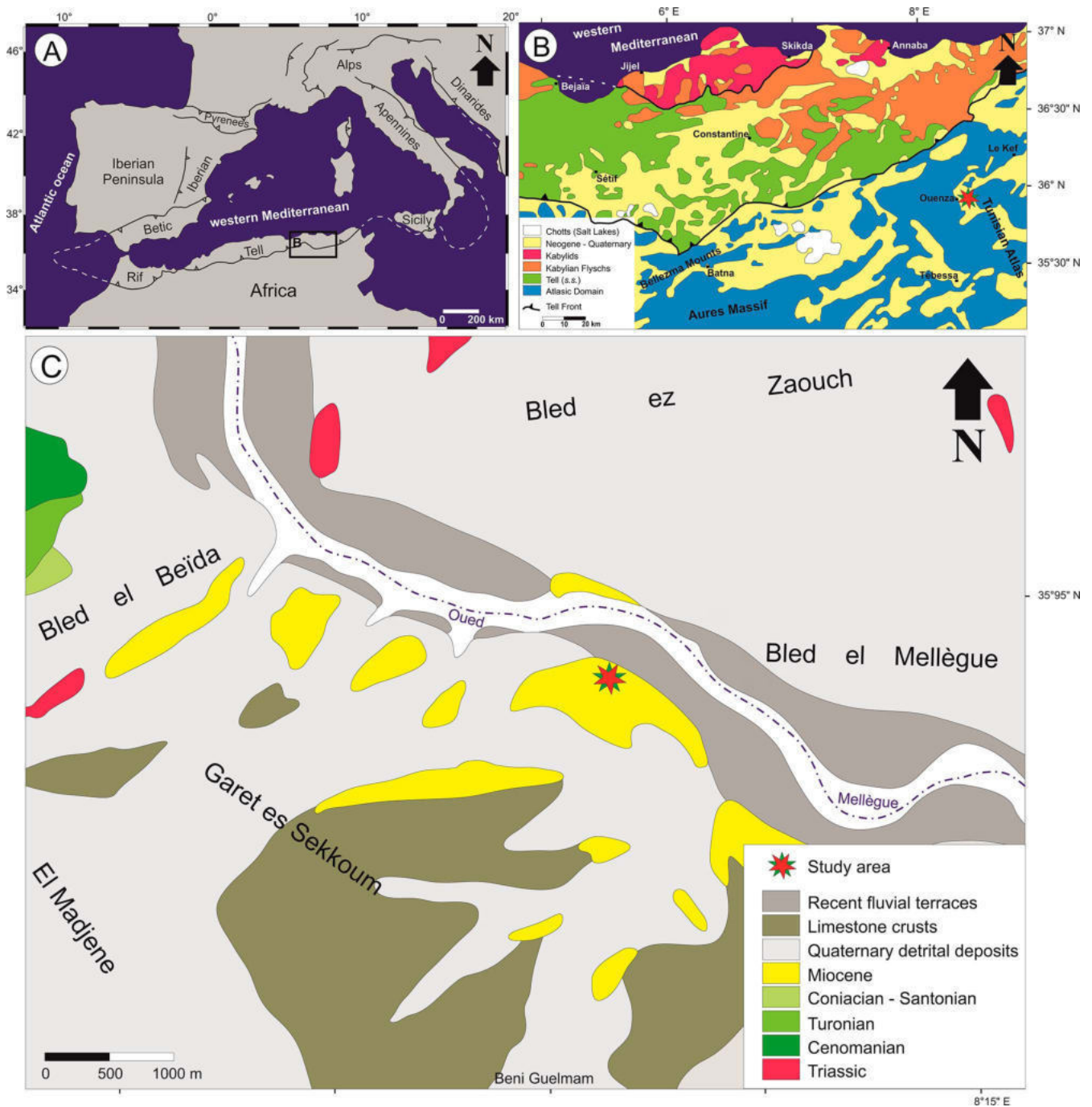


Figure 1. Location of the study area: **A**, location of northeastern Algeria in the western Mediterranean region and **B**, geological map of eastern Algeria; **C**, geological map of Ain Sidi Salah locality.

Archaeonassa Fenton & Fenton, 1937

cf. *Archaeonassa* isp.
(Figure 4A)

Description. Subhorizontal, unbranched, cylindrical and rarely meandering trail, preserved as convex hyporelief, composed of concave central zone bounded by two convex parallel lateral ridges. It is found in the top of fine-grained sandstone with ripple marks. No evident ornamentation is seen

inside the trail. The trails are 94 mm length in average, axial groove is 0.5–1 mm wide and the trail width is 3 to 5 mm.

Remarks. *Archaeonassa* is a molluscan-type trail (Netto *et al.*, 2012) ranging from the Ediacaran to the Recent (Buckman, 1994). It is considered as a crawling trail of predatory gastropods (Fenton & Fenton, 1937; Buckman, 1994; Stanley & Feldmann, 1998), crustaceans (Yochelson & Fedonkin, 1997; Mángano & Buatois, 2003), trilobites or echinoids (Buckman, 1994). Yuanyuan *et al.* (2019) also suggested nereidid polychaetes as probable trace makers. This

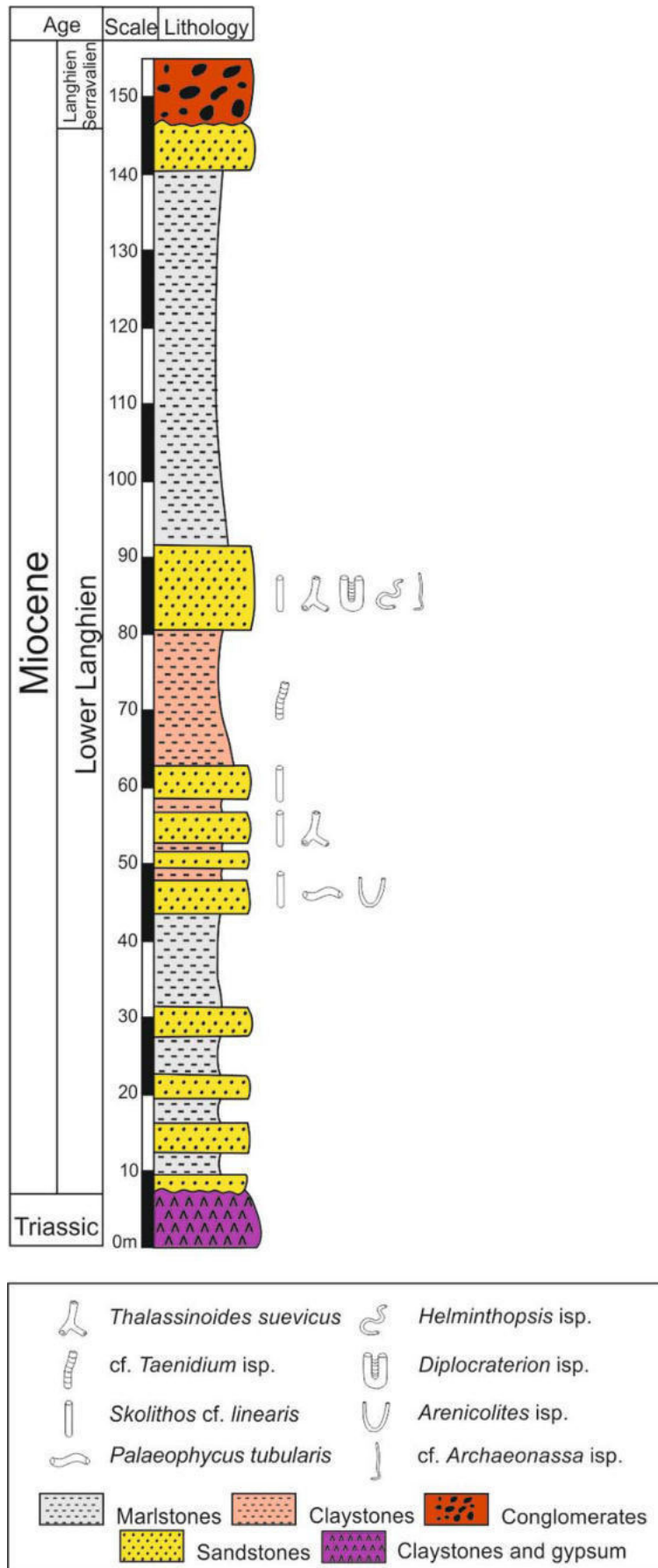


Figure 2. Stratigraphic column and trace-fossils distribution of the Ain Sidi Salah section (Tébessa, northeastern Algeria).

Table 1. Distribution of the main facies, ichnogenera and depositional settings.

Facies	General description	Trace-fossils	Sedimentary structures	Sedimentary processes	Environment
Facies F1: Marlstones	2.5–8.3 m thick, massive, grey to green in color, containing benthic foraminifera and ostracods, with intercalations Sandstone beds (0.15 m mean)	/	/	Decantation processes mainly post-storm or tide current	Storm-dominated siliciclastic platform
Facies F2: Claystones	0.8–5.5 m thick, massive, reddish sandy claystones, intercalated by thin sandstone levels	cf. <i>Taenidium</i> isp.	/	Decantation processes and possibly related to pedogenic processes	
Facies F3: Rippled fine sandstones	Yellow to grey fine sandstones, 0.6–1.3 m thick, intercalated within marlstone facies, channelized, and showing ripple marks	cf. <i>Archaeonassa</i> isp. <i>Diplocraterion</i> isp. <i>Helminthopsis</i> isp. <i>Skolithos</i> cf. <i>S. linearis</i> <i>Thalassinoides</i> isp.	Wavy cross-laminated, wavy/ripple-marks	Weather wave or tide current in littoral zone	
Facies F4: Laminated sandstones	Brown to yellow, fine to medium-grained, 0.05–0.4 m thick, highly channelized, with sharp erosive bases	<i>Arenicolites</i> isp. <i>Palaeophycus tubularis</i> <i>Skolithos</i> cf. <i>S. linearis</i>	Horizontal and planar stratification	Deposition under high and rapid energy related to storm event	
Facies F5: Storm-dominated sandstones	Brown in color, fine to medium grained sandstone beds, 0.2–0.45 m in thickness, channelized, showing sometimes calcareous debris	<i>Skolithos</i> cf. <i>S. linearis</i> <i>Thalassinoides</i> isp.	Hummocky cross-stratification (HCS), horizontal lamination	Middle term of the tempest sequence from storm-dominated platform (middle offshore)	

Table 2. Main characteristics of the studied ichnoassemblage.

Ichnotaxa	Toponymy	Abundance	Ethology	Main producers
cf. <i>Archaeonassa</i> isp.	Epichnia	Rare	Repichnia, praedichnia	Gastropods, crustaceans
<i>Arenicolites</i> isp.	Endichnia	Rare	Domichnia	Worms
<i>Diplocraterion</i> isp.	Epichnia	Common	Domichnia	Crustaceans, polychaetes
<i>Helminthopsis</i> isp.	Epichnia	Rare	Pascichnia, repichnia	Polychaetes
<i>Palaeophycus tubularis</i>	Epichnia	Rare	Domichnia	Worms
<i>Skolithos</i> cf. <i>S. linearis</i>	Endichnia	Abundant	Domichnia	Worms, crustaceans
cf. <i>Taenidium</i> isp.	Endichnia	Rare	Pascichnia	Arthropods
<i>Thalassinoides</i> isp.	Endichnia	Common	Domichnia	Decapod crustaceans

trace-fossil is common in the *Cruziana* ichnofacies (Knaust *et al.*, 2012) but it is also an accessory component of the *Skolithos* ichnofacies (Melchor *et al.*, 2012). Mesozoic forms occur generally in intertidal zones (Knox & Miller, 1985; Bryant & Pickerill, 1990; Buckman, 1992a,b; Chen *et al.*, 2013), offshore environments (Cherif *et al.*, 2018) and deep marine settings (Mángano & Buatois, 2016).

Arenicolites Salter, 1857

Arenicolites isp.
(Figure 4B)

Description. Incomplete unbranched U-shaped burrows, at least 125 mm long, having a pair of closely spaced circles with subvertical orientation, and preserved as endichnia. Tube diameter is 3–6 mm. The distance between the two tube parts is up from 15 mm to 45 mm. The burrow shows no spreiten. It is filled with brown-grayish fine material.

Remarks. The studied specimen closely resembles the trace-fossil *Ancorichnus* described from the Carboniferous of the Carnic Alps (Baucon & De Carvalho, 2008; Figure 4). *Arenicolites* is interpreted as resulting from the dwelling activity (domichnia) of suspension-feeding organisms (Wilson, 1971; Knaust, 2017), which correspond to holothurians, sipunculans and echiurans (Smilek & Hembree, 2012; Baucon & Felletti, 2013; Baucon *et al.*, 2014). In modern marine settings, incipient *Arenicolites* burrows have been referred to polychaete worms and amphipod crustaceans (Gingras *et al.*, 2008; Bradshaw, 2010; Baucon *et al.*, 2014). *Arenicolites* burrows are known from continental to deep-marine environments, commonly occurring in deposits of high-energy (Mángano & Buatois, 2016; Knaust, 2017). This trace-fossil constitutes with *Skolithos*, *Ophiomorpha* and *Diplocraterion*, the most common ichnogenera of the *Skolithos* ichnofacies, but can also occurs locally in the *Cruziana* ichnofacies (Knaust, 2017). Its stratigraphic

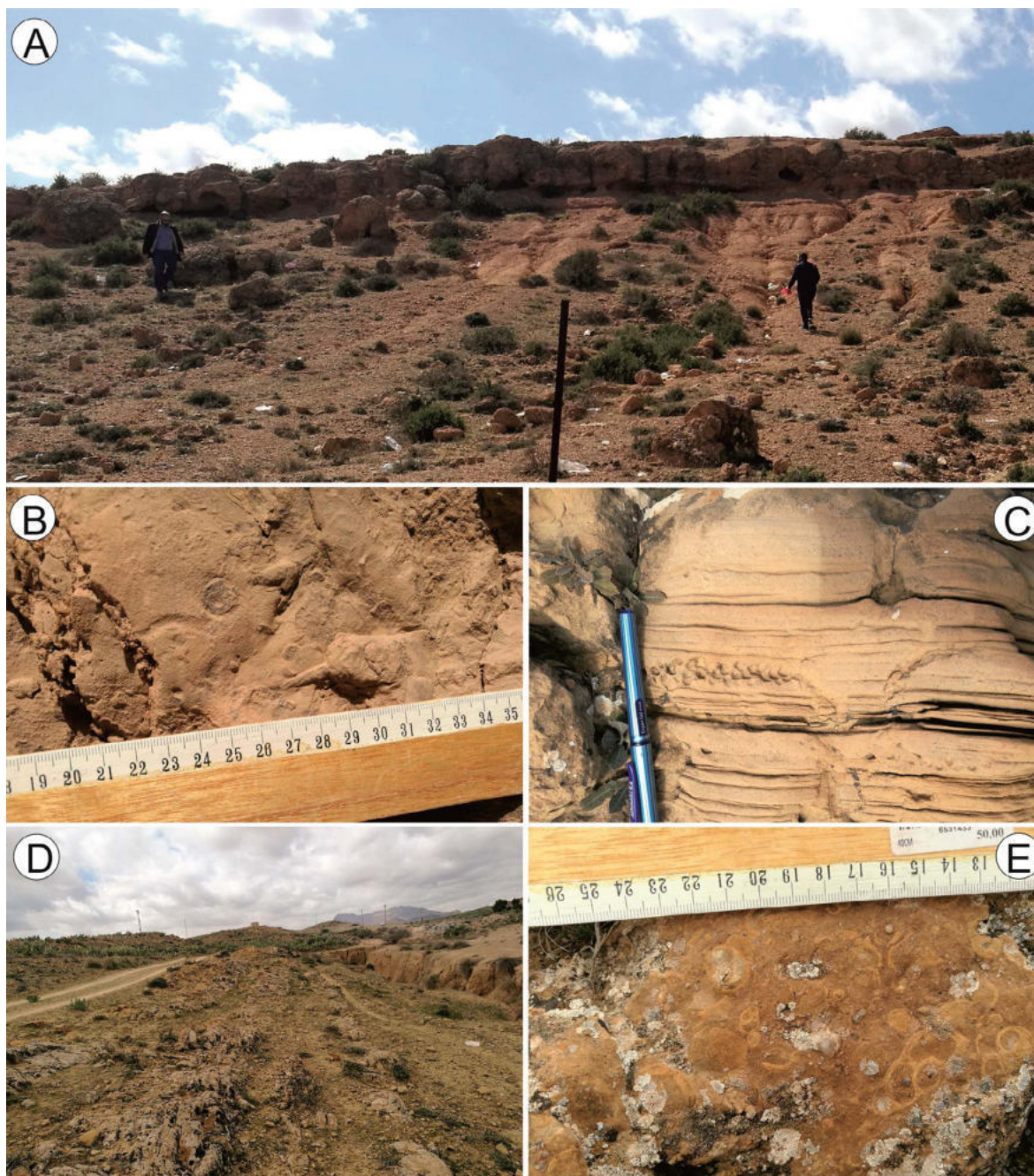


Figure 3. Sedimentary features of the Middle Miocene succession of the Ain Sidi Salah section: **A**, field photograph of the upper part of Ain Sidi Salah section; **B**, massive bioturbated sandstone; **C**, laminated sandstone; **D**, alternances of greyish to greenish marls with sandstone beds; **E**, massive sandstone showing numerous bioclasts.

distribution ranges from the Cambrian (Crimes *et al.*, 1977) to the Recent (Baucon & Felletti, 2013).

Diplocraterion Torell, 1870

Diplocraterion isp.
(Figures 4C, D)

Description. U-shaped, vertical burrow, preserved as epichnia at the top of fine-grained sandstone beds, and no specific

characteristics are shown. The burrow diameter varies from 1.5 to 6 mm and the distance between the two limbs of the U-shaped burrow is 12–13 mm. Due to the plan view; the studied specimens closely resemble the U-shaped trace-fossils *Arenicolites* and *Tisooa*. The studied burrows were attributed to *Diplocraterion* isp. due to the presence of twin funnel-shaped craters characterizing their openings.

Remarks. This domichnion trace is produced in carbonate and siliciclastic settings, within soft- and firmgrounds, by polychaetes and crustaceans (Knaust, 2017). It is characterized

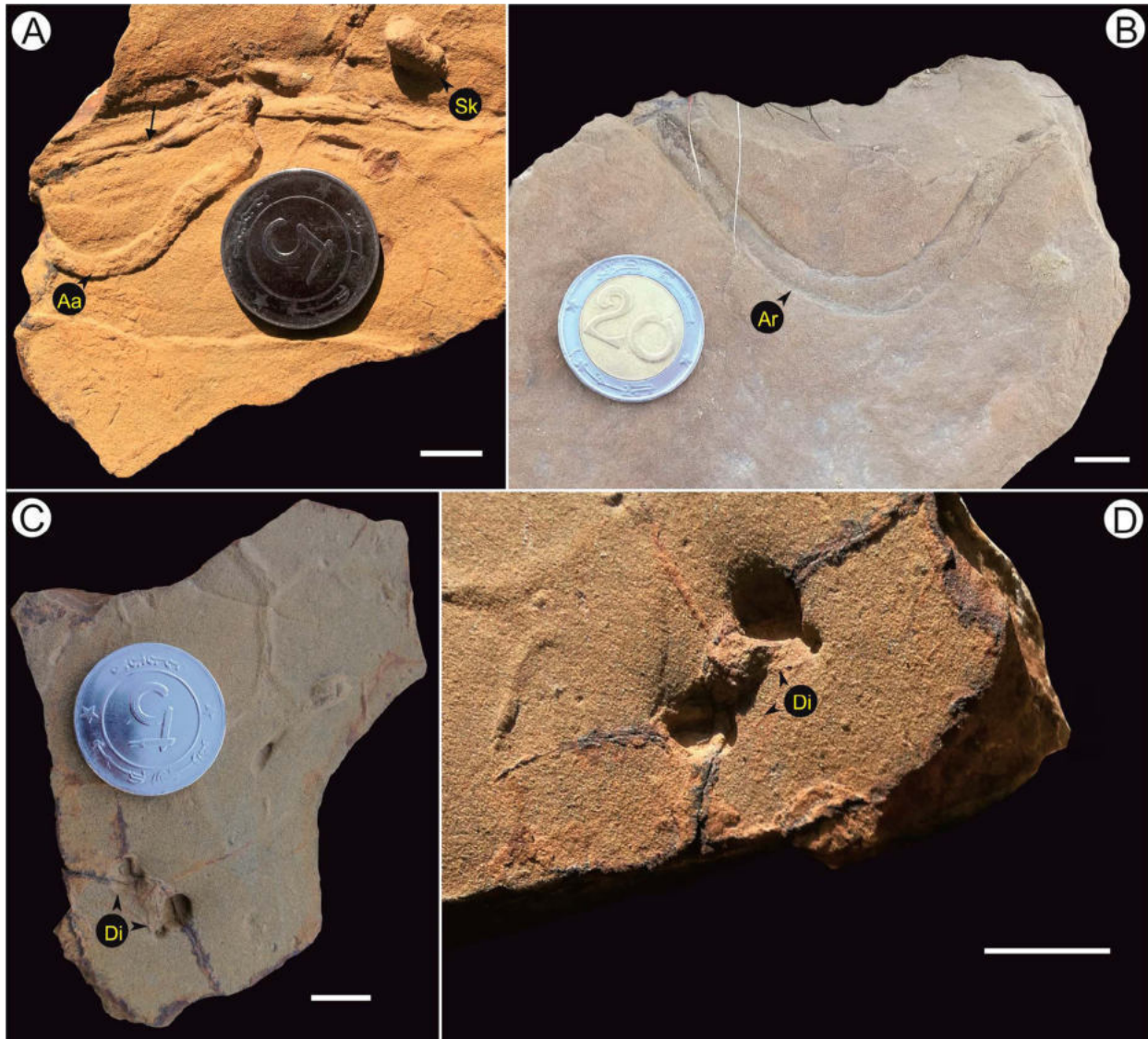


Figure 4. Trace-fossils from the lower Langhian of Aïn Sidi Salah with: **A**, cf. *Archaeonassa* isp. (**Aa**) associated with *Diplocraterion* isp. (**Di**) and *Skolithos* cf. *linearis* (**Sk**), black arrow indicates the axial groove of cf. *Archaeonassa* isp.; **B**, *Arenicolites* isp. (**Ar**) (vertical view); **C**, **D**, *Diplocraterion* isp. (**Di**). Scale bars = 1 cm.

by a spreite which can be retrusive or protrusive, or both (Goldring, 1962, 1964) and fecal pellets can be also present (Knaust, 2017). *Diplocraterion* isp., known from Cambrian to the Recent (Mángano & Buatois, 2016), is generally documented in shallow marine settings (Knaust, 2017; Palma-Ramírez *et al.*, 2019) and constitutes an important component of the *Skolithos* ichnofacies (Knaust, 2017).

Helminthopsis Heer, 1877

Helminthopsis isp.
(Figure 5A)

Description. Horizontal simple, smooth, and meandering string, 3 mm in diameter and 160 mm in length, preserved as a concave epichnial ridge in fine-grained sandstone.

Remarks. *Helminthopsis* is a pre-depositional graphoglyptid ichnotaxon, occurring within a sediment rich in nutrients of shallow and deep marine deposits (Uchman, 1995, 1998; Wetzel & Bromley, 1996; Wetzel *et al.*, 2007; Cherif *et al.*, 2021a). It is commonly interpreted as a pascichnion trace-fossil (Buatois & Mángano, 2011), probably made by grazing activity of polychaete annelids (Książkiewicz, 1977). In shallow marine setting, *Helminthopsis* ichnospecies are common in the *Cruziana* ichnofacies (MacEachern *et al.*, 2007; Belaid *et al.*, 2020). They have been recorded from Ediacaran (Narbonne & Aitken, 1990) to Recent strata (Gingras *et al.*, 2008) deposited below storm wave base.

Palaeophycus Hall, 1847

Palaeophycus tubularis Hall, 1847
(Figure 5B)

Description. Epichnial convex, simple, straight, unbranched, cylindrical to subcylindrical burrow, horizontal to bedding. Diameter is 15 mm, and the maximum length is 104 mm. The burrow lacks ornamentation and is filled with identical material to that of the host rock.

Remarks. The studied burrow has been assigned to *Palaeophycus tubularis* due to the presence of unornamented walls (Pemberton & Frey, 1982). It occurs in soft- to firmgrounds of both siliciclastic and carbonate deposits (Knaust, 2017). *Palaeophycus* ichnospecies reflect the dwelling activity (domichnion) of a predaceous or suspension-feeding animal (Pemberton & Frey, 1982). However, its tracemakers consist of vermiform animals, so other groups of organisms such as arthropods may produce it (Knaust, 2017). Modern *Palaeophycus* are produced by nereidid polychaetes (Dashtgard & Gingras, 2012; Gingras *et al.*, 2012), and the co-occurrences with large burrows, in marginal-littoral environments indicate that the tracemaker was euryhaline (Knaust, 2017). *Palaeophycus* is common in shoreface and offshore deposits of the *Cruziana* ichnofacies, and occurs subordinately in the *Skolithos*, *Zoophycos* and *Nereites* ichnofacies (Knaust, 2017). *Palaeophycus* has been reported from the Precambrian (Narbonne & Hofmann, 1987) to the Pleistocene (Dashtgard & Gingras, 2012; Gingras *et al.*, 2012).

Skolithos Haldeman, 1840

Skolithos cf. *linearis* Haldeman, 1840
(Figures 4A, 5A, C)

Description. Preserved as endichnia straight, simple, elongated, vertical to subvertical, cylindrical and unbranching tube, with lined walls and passive filling. The burrows are 55 mm long on average and 5–12 mm wide.

Remarks. In siliciclastic setting, *Skolithos* ichnospecies occur in soft- to firmgrounds (Knaust, 2017). They are domichnial (dwelling) traces, produced by suspension-feeding worms (Fenton & Fenton, 1934; Emig, 1982; Sundberg, 1983; Dashtgard & Gingras, 2012; Vinn & Wilson, 2013), crustaceans (Dashtgard & Gingras, 2012) and sea anemones in marine setting (Hertweck, 1972). *Skolithos* is the namesake for the *Skolithos* ichnofacies, commonly used as indicator of high energy conditions of shallow marine (littoral) environments (Knaust, 2017). Its stratigraphic record ranges from the Cambrian to the recent (Mángano & Buatois, 2016).

Taenidium Heer, 1877

cf. *Taenidium* isp.
(Figure 5D)

Description. cf. *Taenidium* isp. is winding, unbranched, and thinly lined burrow, vertical to the bedding plane, preserved as endichnial in sandy-claystone facies, up to 100 mm long and about 5 mm in diameter. The single specimen is moderately preserved, but in some segments, it is possible to see active meniscate-shaped filling.

Remarks. *Taenidium* is regarded as deposit-feeding, locomotion, and dwelling trace-fossil (Hembree & Hasiotis, 2008), produced probably by arthropods (Rodríguez-Tovar *et al.*, 2016). It is recorded in shallow to deep-marine deposits (D'Alessandro *et al.*, 1987), considered as characteristic element of the *Scoyenia* ichnofacies (Buatois & Mángano, 2011; Melchor *et al.*, 2012). ichnospecies of *Taenidium* occur also in the *Cruziana* ichnofacies (Bromley *et al.*, 1999; Cherif *et al.*, 2018). This trace-fossil is known from the Cambrian to the recent (Mángano & Buatois, 2016).

Thalassinoides Ehrenberg, 1944

Thalassinoides isp.
(Figure 5E)

Description. Straight or slightly curved, oblique, large, mostly with Y- to T-shaped branched burrowing network, 10–30 mm wide and 50 to 150 mm long. *Thalassinoides* isp. has been found in endichnia in the internal face of the storm-dominated sandstones (Facies F5).

Remarks. *Thalassinoides* is considered as fodinichnion-domichnion trace of decapod crustaceans (Frey *et al.*, 1984). It represents the main component of the *Cruziana* ichnofacies (Knaust, 2017) and is often documented from shallow marine to deep-sea environments (Kim *et al.*, 2002; Cherif *et al.*, 2021b), supporting high energy conditions (Cherif *et al.*, 2015), and occurring in soft- to firmgrounds, but rarely in hardgrounds (Knaust, 2017). In shallow marine setting, the abundance and the developed size of *Thalassinoides* suggest well-oxygenated deposits (Naimi *et al.*, 2020a; Naimi & Cherif, 2021). This trace-fossil is frequently reported from the Ordovician (Ekdale & Bromley, 2003) to the Holocene (Nickell & Atkinson, 1995), especially in the Mesozoic and Cenozoic deposits (El-Sabbagh *et al.*, 2017).

DISCUSSION

Ichnological analysis

The trace-fossils were recorded from claystones, rippled fine sandstones, laminated sandstones and storm-dominated sandstones which show densely packed bioclast-supported shell layers. The trace-fossil assemblage is characterized by sub-horizontally to sub-vertically burrows belonging to cf. *Archaeonassa* isp., *Arenicolites* isp., *Diplocraterion* isp., *Helminthopsis* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Skolithos* cf. *S. linearis*, cf. *Taenidium* isp., and *Thalassinoides* isp. The most abundant trace-fossil is *S. cf. linearis*. The low ichnodiversity observed could be the result of stress factors such as high energy (Buatois & Mángano, 2013).

The ichnoassemblage in subject is dominated by post-depositional dwelling (domichnia) traces attributed essentially to suspension- or deposit-feeding organisms (*e.g.* *Thalassinoides* isp.). Shallow marine trace-fossils show more ethological variations than that of other environments (Joseph *et al.*, 2020), which is the main characteristic of the

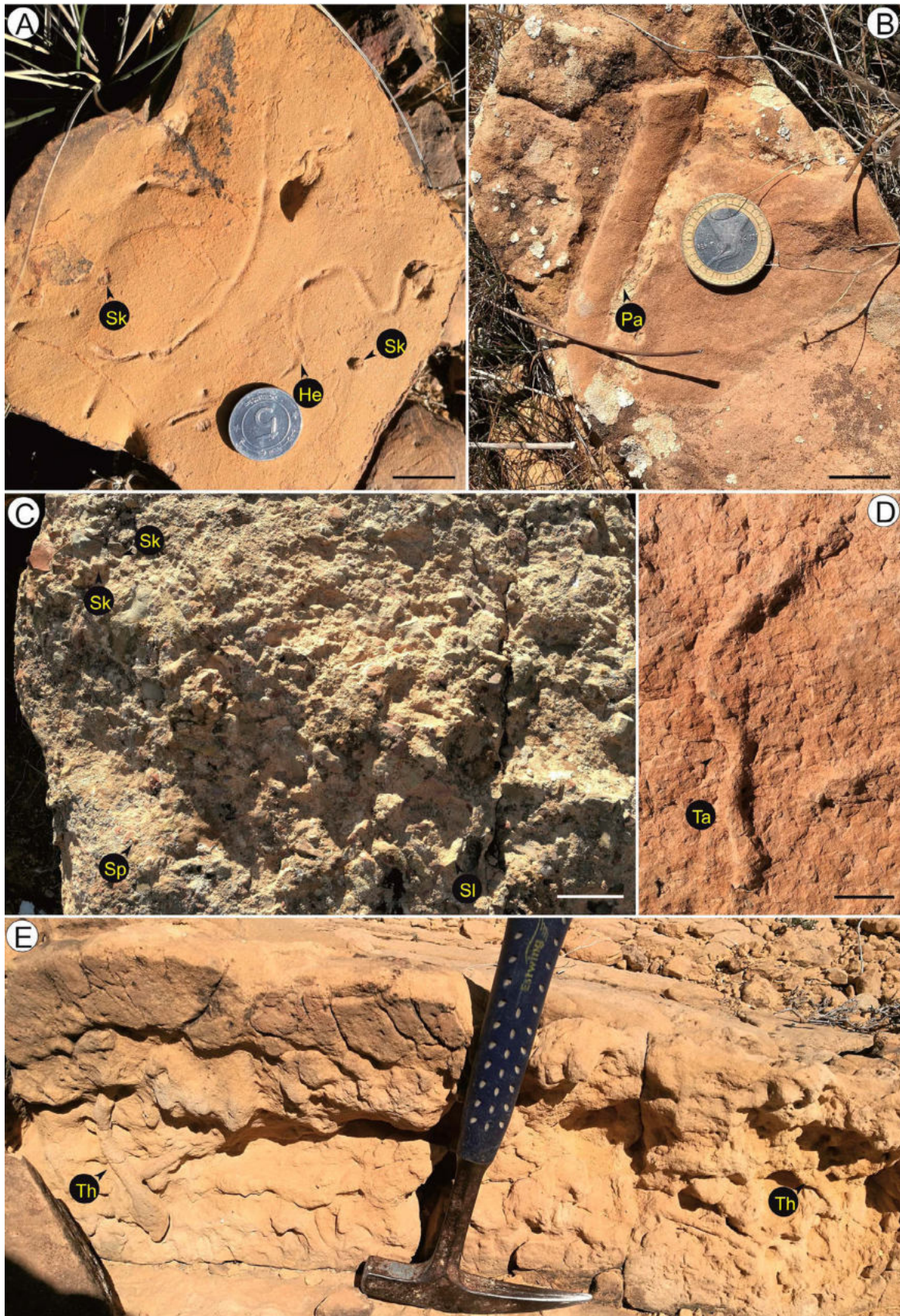


Figure 5. Trace-fossils from the lower Langhian of Aïn Sidi Salah: **A**, *Helminthopsis* isp. (**He**) associated with *Skolithos* cf. *S. linearis* (**Sk**); **B**, *Palaeophycus tubularis* (**Pa**); **C**, sandstone bed rich in *Skolithos* cf. *S. linearis* burrows (**Sk**), with probably pipe structures of *S.* cf. *S. linearis* burrows (**Sp**), and its lost traces (**Sl**); **D**, cf. *Taenidium* isp. (**Ta**) (the possible meniscate fill is indicated by white arrow); **E**, sandstone bed showing abundant *Thalassinoides suevicus* (**Th**). Scale bars: A–B = 2 cm; C = 5 cm; D = 1 cm.

proximal and archetypical *Cruziana* ichnofacies, within an upper offshore-lower shoreface environment (Pemberton *et al.*, 2001). Mazouz (2009) suggested for the Tebessa Basin a shallow marine environment under moderate to high energy conditions based on a sedimentological approach. Thereby, the occurrence of vertical structures indicates opportunistic colonization of the storm-dominated sandstones (post-event community); whereas the presence of horizontal structures (laminated sandstones) is related to fair weather conditions (Pervesler & Uchman, 2004). The preservation of the post-depositional trace-fossil *Arenicolites* and *Skolithos* in the sandstone beds could indicate a storm-related high-energy environment of the lower to middle shoreface (MacEachern *et al.*, 2012). Furthermore, the debris of bivalve shells could be related to storm events (tempestite-deposits) and suggest a shoreface depositional environment. *Thalassinoides* characterizes softgrounds (Myrow, 1995) and its co-occurrence with large and open burrows, as well as *Palaeophycus*, indicates a shallow marine environment with well-oxygenated water above the sea floor (Naimi *et al.*, 2020a; Naimi & Cherif, 2021). The worms (polychaetes and phoronids) are the most common producers of the studied trace-fossils, but crustaceans and arthropods are also probable tracemakers of these structures. The studied ichnoassemblage together with the paleontological data as well as the recorded bivalves are suggestive of adequate food resources both in substrate and water column under normal salinity conditions (Fürsich, 1973; Wilson & Rigby, 2000; Mángano *et al.*, 1999; 2005; Gurav *et al.*, 2014)

Water with relatively strong currents, irregular rates of sedimentation and a high flux of food particles is conducive to the occurrence of suspension feeders (Buatois & Mángano, 2011). Gingras *et al.* (2011) also regarded the abundance of permanent U-shaped burrows and vertical tubes as indicative of shallow-marine areas with shifting sandy substrates, moderate-to high-energy conditions and food in suspension. From an ichnological point of view, the sequence shows a shift in environmental conditions, from the nearshore to the offshore zone. The colonization occurred in fully oxygenated shallow-marine waters, in a high-energy setting.

The trace-fossil assemblage of Aïn Sidi Salah is intimately related to shallow marine ichnofacies and typically shows development of *Skolithos*, which is the diagnostic of *Skolithos* ichnofacies type conditions.

Paleogeography

During the Early–Middle Miocene, a significant marine transgression began across the expanse of epicontinental Algeria (Bessedik *et al.*, 2002). A patch reef indicating the maximum flooding has been discovered in the Langhian–Serravalian transgressive detrital strata of the Lower Chelif Basin (Belkebir *et al.*, 1994). This transgression has been recorded from the entire western Mediterranean Basin, as result of the opening of the Algero-Provençal Basin, occupying the western part of the Mediterranean Sea (de Gibert & Robles, 2005). These transgressive deposits are overlain by continental reddish detrital sediments attributed to the Serravalian

(Bessedik *et al.*, 2002). The Miocene series ends by Late Miocene (Tortonian–Messinian) marine transgressive deposits (Benzina *et al.*, 2019; Naimi *et al.*, 2020a).

The attribution of the studied deposits to the lower Langhian on the basis of planktonic foraminifera allows correlating the Tebessa basin with the other marginal basins of the southwestern Mediterranean as well as the Lower Chelif Basin. The bioturbated sandstones (Facies F3–F5) have been deposited within a transgressive context related to a significant transgression recorded in the other peri-Mediterranean basins. Also, they are overlain by reddish conglomerates which are similar to that of the Lower Chelif Basin, indicating the Middle Miocene regression phase. The latter are surmounted by Upper Miocene marine siliciclastic deposits as well as in the case of the Lower Chelif and the Tafna basins (Benkhedda *et al.*, 2021). Thus, it confirms the similarities between the Tebessa and the Lower Chelif basin, which presents the reference Miocene series of Algeria.

CONCLUSIONS

Ichnological analysis of the Aïn Sidi Salah lower Langhian sequence revealed low ichnodiversity represented by sub-horizontally to sub-vertically oriented burrows belonging to eight ichnotaxa of *Skolithos* and proximal *Cruziana* Ichnofacies. Thus, these trace-fossils are cf. *Archaeonassa* isp., *Arenicolites* isp., *Diplocraterion* isp., *Helminthopsis* isp., *Palaeophycus tubularis*, *Skolithos* cf. *linearis*, cf. *Taenidium* isp., and *Thalassinoides* isp. The *Skolithos* ichnofacies suggests high hydrodynamic energy reflecting foreshore-shoreface environment with occasional storm events, while proximal *Cruziana* ichnofacies represents moderate energy condition of shoreface. This ichnoassemblage suggests that suspension- or deposit- feeding organisms, represented essentially by worms (polychaetes and phoronids), crustaceans and arthropods, occurred within these deposits, despite the absence of their body fossils.

ACKNOWLEDGMENTS

This paper is a part of the PhD thesis of Abdelhakim Benkhedda. We thank the associated Editor of Revista Brasileira de Paleontologia, M.N. Ritter, and the three reviewers, H. Francischini, J. Villegas-Martín and D. Sedorko, for the comments on early drafts of this manuscript.

REFERENCES

- Baucon, A. & De Carvalho, C.N. 2008. From the river to the sea: Pramollo, a new ichnolagerstätte from the Carnic Alps (Carboniferous, Italy-Austria). *Studi Trentini di Scienze Naturali, Acta Geologica*, **83**:87–114.
- Baucon, A. & Felletti, F. 2013. Neoichnology of a barrier-island system: the Mula di Muggia (Grado lagoon, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **375**:112–124. doi:10.1016/j.palaeo.2013.02.011

- Baucou, A.; Ronchi, A. & Felletti F. 2014. Evolution of crustaceans at the edge of the end-Permian crisis: ichnological work analysis of the fluvial succession of Nurra (Permian–Triassic, Sardinia, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **410**:74–103. doi:10.1016/j.palaeo.2014.05.034
- Belaid, M.; Cherif, A.; Vinn, O. & Naimi, M.N. 2020. First record of trace-fossils from the Oxfordian Argiles rouges de Kheneg Formation (Tiaret, northwestern Algeria). *Geologia Croatica*, **73**:85–94. doi:10.4154/gc.2020.10
- Belaústegui, Z.; Ekdale, A.A.; Domènech, R. & Martinell, J. 2016. Paleobiology of firmground burrowers and cryptobionts at a Miocene omission surface, Alcoi, SE Spain. *Journal of Paleontology*, **90**:721–733. doi:10.1017/jpa.2016.84
- Belkebir, L.; Mansour, B.; Bessedik, M.; Saint Martin, J.P.; Belarbi, M. & Chaix, C. 1994. Présence d’une construction récifale corallienne à Djebel Chott (Dahra occidentale, Algérie): témoin du maximum transgressif du Miocène moyen en Méditerranée. *Géologie Méditerranéenne*, **21**:1–7.
- Benkhedda, A.; Defaflia, N.; Cherif, A.; Benzina, M.; Kechiched, R.; Naimi, M.N. & Djerrab-Ruault, M. 2021. Upper Miocene deposits from El Ma Labiod (Tébessa, Northeastern Algeria): sedimentology, micropaleontology and paleoenvironmental implications. *Russian Journal of Earth Sciences*, **22**:ES1002. doi:10.2205/2021ES000768
- Benzina, M.; Hebib, H. & Bensalah, M. 2019. New insights in late Miocene lower Chelif basin biostratigraphy based on planktonic foraminifera (Algeria). *Revue de Micropaléontologie*, **62**:9–24. doi:10.1016/j.revmic.2018.10.005
- Bessedik, M.; Belkebir, L. & Mansour, B. 2002. Révision de l’âge Miocène inférieur (au sens des anciens auteurs) des dépôts du bassin du Bas Chélif (Oran, Algérie): conséquences biostratigraphiques et géodynamiques. *Mémoires du Service Géologique de l’Algérie*, **11**:167–186.
- Bradshaw, M.A. 2010. Devonian trace-fossils of the Horlick Formation, Ohio Range, Antarctica: systematic description and palaeoenvironmental interpretation. *Ichnos*, **17**:58–114. doi:10.1080/10420941003659329
- Bromley, R.G.; Ekdale, A.A. & Richter, B. 1999. New *Taenidium* (trace-fossil) in the Upper Cretaceous chalk of northwestern Europe. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, **46**:47–51.
- Bryant, I.D. & Pickerill, R.K. 1990. Lower Cambrian trace-fossils from the Buen Formation of central North Greenland: preliminary observations. *Grønlands Geologiske Undersøgelse, Rapport*, **147**:44–62.
- Buatois, L.A. & Mángano, M.G. 2011. *Ichnology. Organism-substrate interactions in space and time*. Cambridge, Cambridge University Press, 347 p.
- Buatois, L.A. & Mángano, M.G. 2013. Ichnodiversity and ichnodisparity: significance and caveats. *Lethaia*, **46**:281–292. doi:10.1111/let.12018
- Buckman, J.O. 1992a. Palaeoenvironment of a Lower Carboniferous sandstone succession northwest Ireland: ichnological and sedimentological studies. In: J. Parnell (ed.) *Basins on the Atlantic Seaboard: Petroleum Sedimentology and Basin Evolution*, Geological Society Special Publication, vol. 62, p. 217–241. doi:10.1144/GSL.SP.1992.062.01.19
- Buckman, J.O. 1992b. *Lower Carboniferous Trace-fossils from northwest Ireland*. Queen’s University, Ph.D. Thesis, 356 p.
- Buckman, J.O. 1994. *Archaeonassa* Fenton and Fenton 1937 reviewed. *Ichnos*, **3**:185–192. doi:10.1080/10420949409386387
- Chen, Z.; Zhou, C.; Meyer, M.; Xiang, K.; Schiffbauer, J.D.; Yuan, X. & Xiao, S. 2013. Trace-fossil evidence for Ediacaran bilaterian animals with complex behaviors. *Precambrian Research*, **224**:690–701. doi:10.1016/j.precamres.2012.11.004
- Cherif, A.; Benyoucef, M.; Ferré, B. & Benhamou, M. 2018. Etude sédimentologique et ichnologique de la Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans les monts de Frenda (Algérie nord-occidentale). *Revue de Paléobiologie*, **37**:121–135. doi:10.5281/zenodo.1315455
- Cherif, A.; Bert, D.; Benhamou, M. & Benyoucef, M. 2015. La Formation des Argiles de Saïda (Jurassique supérieur) dans le domaine tlemcenien oriental (Takhemaret, Algérie): données biostratigraphiques, ichnologiques et sédimentologiques. *Revue de Paléobiologie*, **34**:363–384. doi:10.5281/zenodo.34344
- Cherif, A.; Naimi, M.N. & Belaid, M. 2021a. Deep-sea trace-fossils and depositional model from the lower Miocene Tiaret Marls Formation (northwestern Algeria). *Journal of African Earth Sciences*, **175**:104115. doi:10.1016/j.jafrearsci.2021.104115
- Coiffait, P.E.; Coiffait, B.; Jaeger, J.J. & Mahboubi, M. 1984. Un nouveau gisement à mammifères fossiles d’âge Eocène supérieur sur le versant sud des Nementcha (Algérie orientale): découverte des plus anciens rongeurs d’Afrique. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences*, **299**:893–898.
- Crimes, T.P.; Legg, I. & Marcos, A. 1977. ?Late Precambrian-lower Lower Cambrian trace-fossils from Spain. In: T.P. Crimes & J.C. Harper (eds.) *Trace-fossils 2*, Geological Journal, Special Issue, vol. 9, p. 91–138.
- D’Alessandro, A.; Bromley, R.G. & Stemmerik, L. 1987. *Rutichnus*: a new ichnogenus for branched, walled, meniscate trace-fossils. *Journal of Paleontology*, **61**:1112–1119. doi:10.1017/S0022336000029498
- Dashtgard, S.E. & Gingras, M.K. 2012. Marine invertebrate neoichnology. In: D. Knaust & R.G. Bromley (eds.) *Trace-fossils as indicators of Sedimentary environments*, Elsevier, p. 273–295. doi:10.1016/B978-0-444-53813-0.00004-6
- de Gibert, J.M. & Robles, J.M. 2005. Firmground ichnofacies recording high-frequency marine flooding events (Langhian transgression, Vallès-Penedès Basin, Spain). *Geologica Acta*, **3**:295–305. doi:10.1344/105.000001397
- Doyle, P.; Bennett, M.R. & Cocks, F.M. 1998. Borings in a boulder substrate from the Miocene of southern Spain. *Ichnos*, **5**:277–286. doi:10.1080/10420949809386426
- Dubourdieu, G. 1956. Etude géologique de la région de l’Ouenza (confins algéro-tunisiens). *Publications du Service de la Carte Géologique de l’Algérie*, **10**:1–659.
- Durand-Delga, M. 1969. Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berbérie. *Publications du Service Géologique de l’Algérie*, **39**:89–131.
- Ekdale, A.A. & Bromley, R.G. 2003. Paleoethologic interpretation of complex *Thalassinoides* in shallow-marine limestones, Lower Ordovician, southern Sweden. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **192**:221–227. doi:10.1016/S0031-0182(02)00686-7
- El-Sabbagh, A.; El-Hedeny, M. & Al Farraj, S. 2017. *Thalassinoides* in the Middle Miocene succession at Siwa Oasis, northwestern Egypt. *Proceedings of the Geologists’ Association*, **128**:222–233. doi:10.1016/j.pgeola.2017.01.001
- Emig, C.C. 1982. The biology of Phoronida. *Advances in Marine Biology*, **19**:1–89.
- Fenton, M.A. & Fenton, C.L. 1934. *Scolithus* as a fossil phoronid. *Pan-American Geologist*, **61**:341–348.
- Fenton, C.L. & Fenton, M.A. 1937. *Archaeonassa*, Cambrian snail trails and burrows. *American Midland Naturalist*, **18**:454–456.
- Frey, R.W.; Pemberton, S.G. & Fagerstrom, J.A. 1984. Morphological, ethological, and environmental significance of the ichnogenera *Scoyenia* and *Ancorichnus*. *Journal of Paleontology*, **58**:511–528.

- Fürsich, F.T. 1973. A revision of the trace-fossils *Spongiomorpha*, *Ophiomorpha* and *Thalassinoides*. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, **1973**:719–735.
- Gingras, M.K.; Baniak, G.; Gordon, J.; Hovikoski, J.; Konhäuser, K.O.; La Croix, A.; Lemiski, R.; Mendoza, C.; Pemberton, G.S.; Polo, C. & Zonneveld, J.-P. 2012. Estuaries. In: D. Knaust & R.G. Bromley (eds.) *Trace-fossils as indicators of sedimentary environments*, Elsevier, p. 463–505. doi:10.1016/B978-0-444-53813-0.00004-6
- Gingras, M.K.; Dashtgard, S.E.; MacEachern, J.A. & Pemberton, S.G. 2008. Biology of shallow marine ichnology: a modern perspective. *Aquatic Biology*, **2**:255–268. doi:10.3354/ab00055
- Gingras, M.K.; MacEachern, J.A. & Dashtgard, S.E. 2011. Process ichnology and the elucidation of physico-chemical stress. *Sedimentary Geology*, **237**:115–134. doi:10.1016/j.sedgeo.2011.02.006
- Goldring, R. 1962. The trace-fossils of the Baggy Beds (Upper Devonian) of North Devon, England. *Paläontologische Zeitschrift*, **36**:232–251.
- Goldring, R. 1964. Trace-fossils and the sedimentary surface in shallow water marine sediments. *Developments in Sedimentology*, **1**:136–143. doi:10.1016/S0070-4571(08)70478-3
- Gurav, S.S.; Kulkarni, K.G.; Paranjape, A.R. & Borkar, V.D. 2014. Palaeoenvironmental implications of Middle Jurassic trace-fossils from the Jaisalmer Formation, India, with emphasis on the ichnogenus *Asteriacites*. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **84**:249–257.
- Halamski, A.T. & Cherif, A. 2017. Oxfordian brachiopods from the Saïda and Frenda mountains (Tlemcenian Domain, north-western Algeria). *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **87**:141–156. doi:10.14241/asgp.2017.006
- Hamimed, M. & Kowalski, W.M. 2001. Sedimentological analysis and paleogeography of the Miocene sediments (Langhian-Serravalian) of the surroundings of Tebessa (North-East of Algeria). *Bulletin of the Geological Service of Algeria*, **12**:49–75.
- Hembree, D.I. & Hasiotis, S.T. 2008. Miocene vertebrate and invertebrate burrows defining compound paleosols in the Pawnee Creek Formation, Colorado, U.S.A. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **270**:349–365. doi:10.1016/j.palaeo.2008.07.019
- Hertweck, G. 1972. Georgia coastal region, Sapelo Island, U.S.A.: sedimentology and biology V. Distribution and environmental significance of lebensspuren and in-situ skeletal remains. *Senckenbergiana Maritima*, **4**:125–167.
- Joseph, J.K.; Patel, S.J.; Dargawn, J.L. & Shitole, A.D. 2020. Ichnological analysis of Jurassic shallow to marginal marine deposits: example from Wagad Highland, Western India. *Ichnos*, **27**:35–63. doi:10.1080/10420940.2019.1612390
- Kechiched, R.; Laouar, R.; Bruguier, O.; Laouar-Salmi, S.; Ameur-Zaimeche, O. & Foufou, A. 2016. Preliminary data of REE in Algerian phosphorites: a comparative study and paleo-redox insights. *Procedia Engineering*, **138**:19–29. doi:10.1016/j.proeng.2016.02.048
- Kechiched, R.; Laouar, R.; Bruguier, O.; Salmi-Laouar, S.; Kocsis, L.; Bosch, D.; Fofou, A.; Ameur-Zaimeche, O. & Larit, H. 2018. Glauconite-bearing sedimentary phosphorites from the Tébessa region (eastern Algeria): evidence of REE enrichment and geochemical constraints of their origin. *Journal of African Earth Sciences*, **145**:190–200. doi:10.1016/j.jafrearsci.2018.05.018
- Kim, J.Y.; Kim, K.S. & Pickerill, R.K. 2002. Cretaceous Nonmarine Trace-fossils from the Hasandong and Jinju Formations of the Namhae Area, Kyongsangnamdo, Southeast Korea. *Ichnos*, **9**:41–60. doi:10.1080/10420940190034076
- Knaust, D. 2017. *Atlas of trace-fossils in well core: appearance, taxonomy and interpretation*. Stavanger, Springer, 209 p.
- Knaust, D.; Curran, H.A. & Dronov, A.V. 2012. Shallow-Marine Carbonates. In: D. Knaust & R.G. Bromley (eds.) *Trace-fossils as Indicators of Sedimentary Environments*, Elsevier, p. 705–750. doi:10.1016/B978-0-444-53813-0.00004-6
- Knox, L.W. & Miller, M.E. 1985. Environmental control of trace-fossil morphology. In: H.A. Curran (ed.) *Biogenic structures: their use in interpreting depositional environments*, The Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publications, vol. 35, p. 167–176.
- Książkiewicz, M. 1977. Trace-fossils in the Flysch of the Polish Carpathians. *Palaeontologia Polonica*, **36**:1–208.
- Lihoreau, F.; Hautier, L. & Mahboubi, M. 2015. The new Algerian locality of Bir el Ater: validity of *Libycosaurus algeriensis* (Mammalia, Hippopotamoidea) and the age of the Nementcha Formation. *Palaeovertebrata*, **39**:e1. doi:10.18563/pv.39.2.e1
- MacEachern, J.A.; Pemberton, S.G.; Gingras, M.K.; Bann, K.L. 2007. The ichnofacies paradigm: a fifty-year retrospective. In: W. Miller, III (ed.) *Trace-fossils: concepts, problems, prospects*, Elsevier, p. 52–77.
- MacEachern, J.A.; Dashtgard, S.E.; Knaust, D.; Catuneanu, O.; Bann, K.L. & Pemberton, S.G. 2012. Sequence stratigraphy. In: D. Knaust & R.G. Bromley (eds.) *Developments in Sedimentology*, **64**:157–194. doi:10.1016/B978-0-444-53813-0.00006-X
- Mahboubi, M.; Tabuce, R.; Mebrouk, F.; Coiffait, B.; Coiffait, P.E. & Jaeger J.J. 2003. L'Eocène continental à vertébrés de la bordure sud des monts des Nementcha (Atlas saharien oriental, Algérie). Précisions stratigraphiques et implications paléobiogéographiques. *Bulletin du Service Géologique de l'Algérie*, **14**:27–35.
- Mángano, M.G. & Buatois, L.A. 2003. Trace-fossils. In: J.L. Benedetto (ed.) *Ordovician Fossils of Argentina*, Universidad Nacional de Córdoba, Secretaría de Ciencia y Tecnología, p. 507–553.
- Mángano, M.G. & Buatois, L.A. 2016. *The trace-fossil record of major evolutionary events. Volume 2: Mesozoic and Cenozoic*. Dordrecht, Springer, 485 p. doi:10.1007/978-94-017-9597-5
- Mángano, M.G.; Buatois, L.A. & Muniz-Guinea, F. 2005. Ichnology of the Alfarcito Member (Santa Rosita Formation) of northwestern Argentina: animal-substrate interactions in a lower Paleozoic wave-dominated shallow sea. *Ameghiniana*, **42**:641–668.
- Mángano, M.G.; Buatois, L.A.; West, R.R. & Maples, C.G. 1999. The origin and paleoecologic significance of the trace-fossil *Astericites* in the Pennsylvanian of Kansas and Missouri. *Lethaia*, **32**:17–30. doi:10.1111/j.1502-3931.1999.tb00577.x
- Mazouz, E.H. 2009. *Étude sédimentologique, stratigraphique et pétro-minéralogique des affleurements miocènes aux environs d'Aïn Sidi Salah et de Fedj El Behim (Ouenza – Confins algéro-tunisiens)*. Université de Tebessa, M.Sc. thesis, 89 p.
- Melchor, R.N.; Genise, J.F.; Buatois, L.A. & Umazano, A.M. 2012. Fluvial environments. In: D. Knaust & R.G. Bromley (eds.) *Trace-fossils as indicators of sedimentary environments*, Elsevier, p. 329–378. doi:10.1016/B978-0-444-53813-0.00004-6
- Monaco, P. & Trecci T. 2014. Ichnocoenoses in the Macigno turbidite basin system, Lower Miocene, Trasimeno (Umbrian Apennines, Italy). *Italian Journal of Geoscience*, **133**:116–130. doi:10.3301/IJG.2013.18

- Myrow, P.M. 1995. *Thalassinoides* and the enigma of early Paleozoic open-framework burrow systems. *Palaios*, **10**:58–74. doi:10.3301/IJG.2013.18
- Naimi, M.N. 2019. *La plate-forme carbonate messinienne du Djebel Aoud Sma (Monts des Ouled Ali, Bassin du Bas Chéelif): sédimentologie et géochimie*. University of Oran 2, M.Sc. thesis, 53 p.
- Naimi, M.N. & Cherif, A. 2021. Ichnological analysis of the late Miocene shallow marine diatomaceous deposits of the Lower Chelif basin (northwestern Algeria): paleoenvironmental insights and comparison with deep diatomites. *Journal of African Earth Sciences*, **180**:104239. doi:10.1016/j.afrearsci.2021.104239
- Naimi, M.N.; Cherif, A. & Belaid, M. 2021b. The trace-fossil *Cardioichnus planus* from the lower Miocene of Algeria: the first record from Africa and a probable endemic tracemaker. *Geologia Croatica*, **74**:121–126. doi:10.4154/gc.2021.09
- Naimi, M.N.; Mansour, B. & Cherif, A. 2020b. First record of the *Halimeda*-rich beds from the Tessala – Beni Chougrane Messinian carbonate platform (Lower Chelif basin, NW Algeria). In: GEOCONVENTION, 2020. *Abstracts*, Calgary, p. 1–5.
- Naimi, M.N.; Mansour, B.; Cherif, A.; Chekkali, M.C.; Benkhedda, A. & Belaid, M. 2020a. Lithostratigraphie et paléoenvironnements des dépôts messiniens du Djebel Aoud Sma (bassin du Bas Chéelif, Algérie nord-occidentale). *Revue de Paléobiologie*, **39**:467–483.
- Naimi, M.N.; Vinn, O. & Cherif, A. 2021a. Bioerosion in *Ostrea lamellosa* shells from the Messinian of the Tafna basin (NW Algeria). *Carnets de Géologie*, **21**:127–135. doi:10.2110/carnets.2021.2105
- Narbonne, G.M. & Aitken, J.D. 1990. Ediacaran fossils from the Sekwi Brook area Mackenzie Mountains, northwestern Canada. *Palaeontology*, **33**:945–980.
- Narbonne, G.M. & Hofmann, H.J. 1987. Ediacaran biota of the Wernecke Mountains, Yukon, Canada. *Palaeontology*, **30**:647–676.
- Netto, R.G.; Benner, J.S.; Buatois, L.A.; Uchman, A.; Mángano, M.G.; Ridge, J.C.; Kazakauskas, V. & Gaigalas, A. 2012. Glacial Environments. In: D. Knaust & R.G. Bromley (eds.) *Trace-fossils as Indicators of Sedimentary Environments*, Elsevier, p. 299–327. doi:10.1016/B978-0-444-53813-0.00004-6
- Nickel, L.A. & Atkinson, R.J.A. 1995. Functional morphology of burrows and trophic modes of three thalassinidean shrimp species, and a new approach to the classification of thalassinidean burrow morphology. *Marine Ecology Progress Series*, **128**:181–197.
- Palma-Ramírez, A.; Maldonado-Sarabia, R.C. & Stimson, M.R. 2019. Marginal marine trace-fossils from the Cárdenas Formation (Maastrichtian), Rayón municipality, San Luis Potosí, central Mexico. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **22**:89–96. doi:10.4072/rbp.2019.2.01
- Pemberton, S.G. & Frey, R.W. 1982. Trace-fossil nomenclature and the *Planolites-Palaeophycus* dilemma. *Journal of Paleontology*, **56**:843–881.
- Pemberton, S.G.; Spila, M.; Pulham, A.J.; Saunders, T.; MacEachern, J.A.; Robbins, D. & Sinclair, I.K. 2001. *Ben Nevis & Avalon Reservoirs, Jeanne d'Arc Basin*. St. John's, Geological Association of Canada, Short Course Notes 15, 343 p. doi:10.1669/0883-1351(2003)018<0471:IASOST>2.0.CO;2
- Pervesler, P. & Uchman, A. 2004. Ichnofossils from the type area of the ground formation (Miocene, Lower Badenian) in Northern Lower Austria (Molasse Basin). *Geologica Carpathica*, **55**:103–110.
- Rodríguez-Tovar, F.J.; Alcalá, L. & Cobos, A. 2016. *Taenidium* at the lower Barremian El Hoyo dinosaur tracksite (Teruel, Spain): assessing palaeoenvironmental conditions for the invertebrate community. *Cretaceous Research*, **65**:48–58. doi:10.1016/j.cretres.2016.04.013
- Ruault-Djerrab, M.; Kechid-Benkherouf, F. & Djerrab, A. 2014. Données paléoenvironnementales sur le Vraconnien/Cénomaniens de la région de Tébessa (Atlas Saharien, nord-est Algérie). Caractérisation de l'OAE2. *Annales de Paléontologie*, **100**:343–359. doi:10.1016/j.anmpal.2014.03.002
- Smilek, K.R. & Hembree, D.I. 2012. Neoichnology of *Thyonellagemmata*: a case study for understanding holothurian ichnofossils. *The Open Paleontology Journal*, **4**:1–10. doi:10.2174/1874425701204010001
- Stanley, T.M. & Feldmann, R.M. 1998. Significance of nearshore trace-fossil assemblages of the Cambro-Ordovician Deadwood Formation and Aladdin Sandstone, South Dakota. *Annals of Carnegie Museum*, **67**:1–51.
- Sundberg, F.A. 1983. *Skolithos linearis* Haldeman from the Carrara Formation (Cambrian) of California. *Journal of Paleontology*, **57**:145–149.
- Uchman, A. 1995. Taxonomy and palaeoecology of flysch trace-fossils: the Marnoso-arenacea Formation and associated facies (Miocene, Northern Apennines, Italy). *Beringeria*, **15**:3–115.
- Uchman, A. 1998. Taxonomy and ethology of flysch trace-fossils: a revision of the Marian Książkiewicz collection and studies of complementary material. *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **68**:105–218.
- Uchman, A. & Hanken, N.M. 2013. The New Trace-fossil *Gyrolitheslorcaensis* isp. n. from the Miocene of SE Spain and a Critical Review of the *Gyrolithes* Ichnospecies. *Stratigraphy and Geological Correlation*, **21**:312–322. doi:10.1134/S0869593813030088
- Vinn, O. & Wilson, M.A. 2013. An event bed with abundant *Skolithos* burrows from the late Pridoli (Silurian) of Saaremaa (Estonia). *Carnets de Géologie*, **13**:83–87.
- Wetzel, A.; Blechschmidt, I.; Uchman, A. & Matter, A. 2007. A highly diverse ichnofauna in Late Triassic deep-sea fan deposits of Oman. *Palaios*, **22**:567–576. doi:10.2110/palo.2006.p06-98r
- Wetzel, A. & Bromley, R.G. 1996. Re-evaluation of the ichnogenus *Helminthopsis*-a new look at the type material. *Palaeontology*, **39**:1–19.
- Wilson, E.O. 1971. *The insect societies*. Cambridge, Belknap Press, 548 p.
- Wilson, M.A. & Rigby, J.K. 2000. *Asteriacites lumbricalis* von Schlotheim 1820: ophiuroid trace-fossils from the Lower Triassic Thaynes Formation, central Utah. *Ichnos*, **7**:43–49. doi:10.1080/10420940009380145
- Yochelson, E.L. & Fedonkin, M.A. 1997. The type specimens (Middle Cambrian) of the trace-fossil *Archaeonassa* Fenton & Fenton. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **34**:1210–1219. doi:10.1139/e17-097
- Yuanyuan, W.; Xueqin, W.; Uchman, A.; Bin, H. & Huibo, S. 2019. Burrows of the polychaete *Perinereis aiubihutensis* on a tidal flat of the yellow river delta in China: implications for the ichnofossils *Polykladichnus* and *Archaeonassa*. *Palaios*, **34**:271–279. doi:10.2110/palo.2018.105

Upper Miocene deposits from El Ma Labiod (Tébessa, Northeastern Algeria): Sedimentology, micropaleontology and paleoenvironmental implications

Abdelhakim Benkhedda¹, Nabil Defafli¹, Amine Cherif², Mostapha Benzina³, Rabah Kechiched⁴, Mohammed Nadir Naimi², and Muriel Djerrab-Ruault⁵

Received 28 June 2020; accepted 1 March 2021; published 1 March 2022.

The Miocene sediments have been the subject of several studies over the Mediterranean region especially from a bio-lithostratigraphic and geodynamic studies point of views. The Miocene deposits of the El-Ma Labiod located in Tébessa region (Northeastern Algeria) were investigated through the present research. This region is an area that was not extensively studied, and the available findings remain debatable. This study is conducted to clarify paleoenvironment conditions on the basis of a sedimentological approach including grain size, morphoscopy examination, and mineralogical analysis by XRD on the one hand, and by investigating the fauna contents on the other hand. The results reveal that Miocene sediments can display multiple modes of transport according to grain size. The XRD analyses on the clayey fraction have evidenced the presence of three clay minerals groups, mainly consisting of Kaolin-serpentine (kaolinite), minor smectite (Di-smectite), and sepiolite-plagorsikite (sepiolite) reflecting wholly warmer climate while the dominance of kaolinite indicates rather wet paleoclimate exposure. This study reports for the first time, a record of foraminifera and ostracods contents in the upper Miocene from the studied area. Based on these sedimentological and micropaleontological data, the Miocene deposits are more likely linked to a marginal-littoral depositional environment. **KEYWORDS:** Sedimentology; microfauna; marginal-littoral; Miocene; Tébessa; Northeastern Algeria.

Citation: Benkhedda, Abdelhakim, Nabil Defafli, Amine Cherif, Mostapha Benzina, Rabah Kechiched, Mohammed Nadir Naimi, and Muriel Djerrab-Ruault (2021), Upper Miocene deposits from El Ma Labiod (Tébessa, Northeastern Algeria): Sedimentology, micropaleontology and paleoenvironmental implications, *Russ. J. Earth. Sci.*, 22, ES1003, doi:10.2205/2021ES000768.

¹Laboratory of Sedimentary Environment, Mineral and Hydric Resources of Algeria Eastern, Department of Earth and Universe Sciences, Larbi Tebessi University, Tébessa, Algeria

²Department of Sciences of the Earth and the Universe, University of Ouargla, Ouargla, Algeria

³Laboratoy of Research no 25 “PRHPM-LECT”, University of Tlemcen, Tlemcen, Algeria

⁴Laboratoire des Réservoirs Souterrains: Pétroliers, Gaziers et Aquifères, Université de Ouargla, Ouargla, Algeria

⁵Faculty of Nature and Life Sciences and Sciences of the Earth and the Universe, University of 08 May 1945, Guelma, Algeria

1. Introduction

Recently, several works were conducted on the Miocene marine series from the Northern Algeria [*Benzina et al.*, 2019; *Cherif et al.*, 2021; *Naimi et al.*, 2020, 2021]. The Miocene sediments are cropping out in Tébessa region and belonging to the southern border of the Mediterranean Sea (Northeastern Algeria). The Miocene series are 50 to

Copyright 2021 by the Geophysical Center RAS.
<http://rjes.wdcb.ru/doi/2021ES000768-res.html>

200 m thick. The lower and the middle Miocene are made of sandstones, sands, marls and conglomerates overlying a transgressive surface (Cretaceous and even Triassic), whereas the upper Miocene is represented by red marls, sands and sandstones.

The first work on the Miocene of the Tébessa region was carried out by *Brives* [1919, 1920] who reveals the presence of *Dinotherium* teeth in the sands quarry of El Kouif. The lower and middle Miocene had been mapped by *Durozoy* [1956] as sandstone and siliceous puddings, whereas the Vindobonian (upper Miocene) as clays and marls. *Morel* [1957] have reported the existence of external bivalve moulds (*Ostrea crassissima*). In addition, *Dubourdieu et al.*, [1959] have mentioned the presence of *Neoaveolinea* foraminiferous in the Miocene of Mesloul. *Vila* [1977] have cited and described an important list of foraminifera in the lower and middle Miocene in Koudiat Mami and Rahia region and represented by *Uvigerina* sp., *Cibicides* sp., *Haplophragmoides* sp., *Ammonia beccarii* (LINNE), *Spiraplectaminacarinata* d'ORB, *Textularia subangulata* d'ORB, *Nonion boueanum* d'ORB, *Eponides bertheletianus* (REUSS) and *Globigerinoides trilobus* (REUSS). Previously, the cropping deposit in the El Ma Labiod region, representing the studied area for this investigation, had been considered by *Hamimed and Kowalski* [2001] as an azoic series and often attributed to the upper Miocene according to lithological correlation with similar dated Miocene sediments of Mechta Remila and Koudiat Naga in the north of Tébessa [*Kowalski et al.*, 1995a, 1995b].

The studied area is located in the locality of El Hadjra Safra village (Tébessa, Algerian-Tunisian borders), at 600 km of Capital Algiers (Figure 1). The El Ma Labiod plain constitutes the eastern part of the Saharan Atlas, bordered to the north by Djebel Doukkane, Djebel Bourouman and Djebel Anauan. To the South, by Djebel Boudjelal, Dalaa and El Gallal, and the Oued Chéria and Oued Outat El Adjadj to the western part. The Koudiat Sidi Salah area nearby Tunisian boundary represents the eastern limit.

The present paper aims at providing a sedimentological analysis and to detail microfauna content of the Upper Miocene strata exposed at El Ma Labiod (Tébessa, northeastern Algeria). In addition, this study constitutes a contribution to the poorly understood framework of Miocene deposits in the studied region using grain size and

morphoscopy approaches, as well as preliminary foraminifera taxon listing that contributes to the identification and the characterization of depositional environment.

2. Geological and Paleoenvironmental Background

The northwest African Alpine chain, located to the north of the Saharan platform is represented by two distinct segments: (i) the Maghrebides (Rift-Tell orogen) to the northern part, extending from Morocco to Algeria [*Durand-Delga*, 1969; *Halamski and Cherif*, 2017], and (ii) the Atlasic domain to the south, represented in Algeria by the Saharan Atlas (sensu stricto), Zibane and Aures [*Kazi-Tani*, 1986].

The studied area belongs to the Tébessa Mounts in the northeastern part of the Algerian Atlasic domain (Figure 1a and Figure 1b). In this region, sedimentary successions outcrop and they are comprised from Triassic to Quaternary continental and marine sediments. The Cretaceous and Cenozoic deposits are often affected by Eocene Atlasic tectonic events and are pierced in many locations by Triassic diapirs [*Blès and Fleury*, 1970; *Dubourdieu*, 1956; *Durozoy and Bouillon*, 1956; *Vila*, 1980]. The marine Mesozoic sediments of Tébessa region are 7000 m average thickness [*Dubourdieu*, 1956] and characterized by absence of Jurassic and lowermost Cretaceous that could be explained by ante-Aptian diapiric movements [*Othmanine*, 1987]. The Triassic diapirs are made of a Germanic facies type, represented mainly by gypsum-rich marls, clays, anhydrite, dolomite, with abundant bivalves. The overlying Cretaceous rocks are represented by the Barremian-Aptian dolomites and oolitic limestones. The mid-Cretaceous (Albian to Turonian) is represented by marls and limestones include rich ammonites, bivalves (oysters and rudists), echinoids, belemnites and gastropods [*Mendir et al.*, 2019], reflecting a deep external platform to upper slope environment under poor-oxygen conditions [*Ruault-Djerrab and Kechid-Benkherouf*, 2011]. The planktonic microfauna and geochemical analysis allowed the evidence of the OAE-2 in this region [*Ruault-Djerrab et al.*, 2012, 2014; *Salmi-Laouar et al.*, 2018]. In the upper Cretaceous succession, a marly sediment

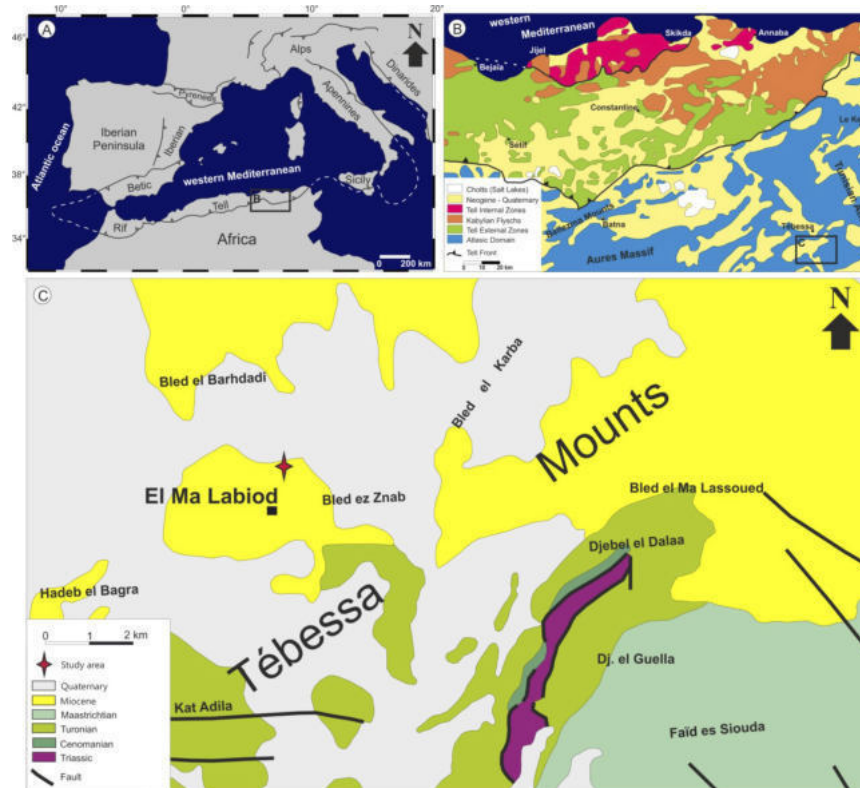


Figure 1. (A) Geographical location of the studied area (Modified after *Soria et al., 2005*); (B) Structural map of Eastern Algeria (modified after *Benhenni et al., 2019*); (C) Simplified geological map of the El Ma Labiod region, Tébessa (extracted from Geological Map of Algeria, after Algerian Geological Survey Agency “ASGA”).

tation is settled, and this succession is observed to have temporarily been interrupted by fish-bearing chalky limestone essentially at the middle Campanian.

The Paleocene and Eocene series are characterized by marls, limestones rich in shells, shark teeth and nummulites, as well cherty nodules and host many phosphorite layers. The phosphatic material includes pellets, coprolites, enameloid and dentine of marine fish teeth and is cemented by argillaceous or carbonaceous matrix [*Kechiched et al., 2016, 2018*]. These Paleocene/Eocene phosphorites display glauconite enrichment which may be resulted in reworking processes of pre-existing phosphatic particles before their deposition and final burial in a sub-toxic to sub-reduced environment [*Chabou-Mostefai, 1987; Kechiched et al., 2018*]. In addition, *Kechiched et al.* [2020] have evoked a geochemical signature reflecting a probable onset of the Paleocene–Eocene Thermal Maximum (PETM), which is considered as one of the most important global warming events in Cenozoic [*Jenkyns, 2010*].

The Miocene series are characterized by marine and continental deposits unconformably overlying the Cretaceous strata [*Hamimed and Kowalski, 2001*].

It is represented by Miocene sandstones, clays, marls, carbonates and conglomerates. These strata are overlain by compact reddish clays, well-cemented conglomerates and sands attributed to the Pliocene [*Durozoy, 1956*]. The Miocene strata are subdivided into three informal stratigraphic units: Burdigalian, Langhian–Serravallian, and Tortonian [*Hamimed and Kowalski, 2001; Kowalski et al., 1995a, 1995b*].

The Burdigalian Units are only found in the Northern basin represented by marls and sandstone rocks, interpreted as neritic environment often coastal fascias [*Hamimed, 2004; Kowalski et al., 1995a*].

The Langhian–Serravallian unit in Northern basin is characterized by marine sedimentation manifested by ferruginous crust and significant erosion and reflecting a littoral environment [*Hamimed,*

2004]. However, the Southern basin unit is characterized by deltaic facies, including convolute structures and slumping features, cross to oblique bedding [Hamimed and Kowalski, 2001; Kowalski et al., 1995b]. The Tortonian unit in the Northern basin consists of a coastal environment showing debris of benthic fossils and wavy ripple [Kowalski et al., 1995a].

The study area represented by El Ma Labiod, corresponds to Miocene sand cropping out in the “Mio-Plio-Quaternary graben”. The Cretaceous is represented by fossiliferous limestones. Moreover, thin lower to middle Eocene phosphate-rich deposits crop out [Vila, 1980]. The Miocene sediments are deposited into fluvial, deltaic, lacustrine environments [Hamimed et al., 2001]. Despite the absence of any biostratigraphic indicators, a Tortonian age was attributed to these deposits [Hamimed, 2004; Hamimed and Kowalski, 2001].

3. Materials and Methods

Representative samples throughout the studied region were collected where two types of laboratory analyses were carried out.

3.1. Sedimentological Analysis

This approach includes grain size analysis, carbonate contents, morphoscopy, and diffractometry. The thirty-five (35) samples had been sieved at a mesh of 2 mm size, and dried at a temperature less than 40°C. The grain size analysis was performed using He-Ne Red Laser at 632 nm for the detection of large particles, and blue diode at 466 nm for the fine’s particles. The calculations of parameters and sands indices were performed according the method of (Mastersizer, 2000, <https://www.malvernpanalytical.com/en/support/product-support/mastersizer-range>).

The morphoscopic study after *Cailleux and Tricart* [1963] is applied on the ambient decarbonated quartz grains (0.5 and 0.25 mm) under binocular magnifying glass, examining the appearance and grain-shape allocation which allows characterizing the mode of transport. Calcimetry work which consists of determining the percentages of calcium carbonate on 0.5 g of crushed and dried sediments (< 2 mm) was performed using Bernard calcimeter.

To enhance our knowledge on mineralogical characteristics, the X-diffraction analyses following the focused method by *Holtzapffel* [1985] were carried out on oriented aggregates using a diffractometer with a copper anticathode. The device settings are optimized to work at low angles ($2\theta < 30^\circ$) where diffract in most cases of silty and clay minerals.

3.2. Micropaleontological Analysis

Twenty (20) samples of sands and clay material were treated using classic series of sieves (250 μm to 100 μm) and carefully examined by binocular microscopy. The following indices were calculated:

a) The paleobathymetry index: The paleobathymetry index was calculated as $[P/(P+B)]$; P refers to the number of planktonic foraminifera, whereas $P+B$ is the total number of planktonic and benthic foraminifera. This index has been used by *Kouwenhoven* [2000] to estimate the paleobathymetric evolution. In addition, *Hebib and Belkebir* [2006] have successfully used it to estimate the openness of the environment on the offshore setting.

b) The dominance index [*Goodman, 1979*]: The dominance index (D) is calculated as $(N1+N2)/NT$ in which $N1$ refers to the number of individuals of the most abundant species, $N2$ as the number of individuals of the second most abundant species, whereas NT represents the total number of specimens in the same sample. This index can be defined as the percentage of the most abundant species [*Levin and Cage, 1998*].

c) The diversity index [*Shannon and Weaver, 1949*]: This index is calculated using the following formula:

$$I_{sc} = - \sum [(q_i/Q) \times \ln(q_i/Q)]$$

where Q represents the total number of individuals in each level and q_i refers to the number of individuals counted for each species. Diversity indices provide more information about community composition than simple species richness which is used to understand community structure as well.

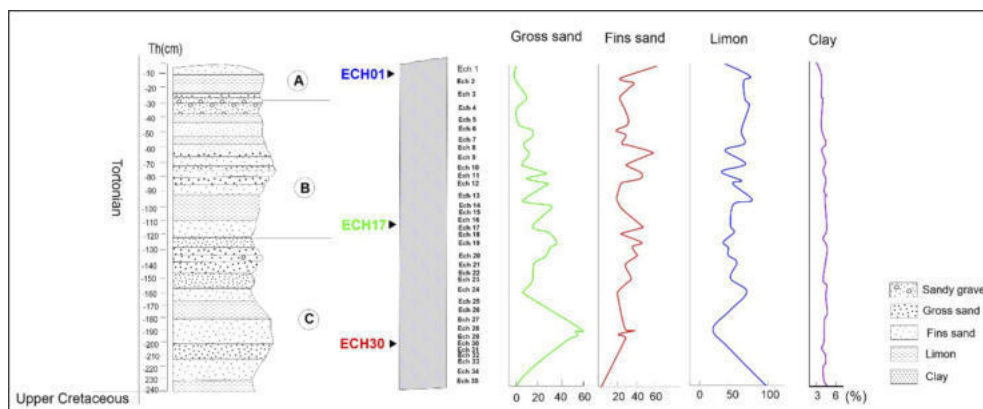


Figure 2. Lithological log and distribution of particles sizes in the El Hadjrasafra region.

4. Results

4.1. Sedimentological Analysis

The grains size analysis allows distinguishing a succession into three (3) grain-size class as shown in Figure 2. In detail, they are described as following:

- A. It consists mainly in fine grains of sands, rarely coarse, containing thin sandy-silt layers, rare gravel grains and small size pebbles.
- B. This class is formed mostly by silty-argillaceous matrix overlain by silty sands with rarely fine, fine-medium to coarse sands layers.
- C. It is dominated by silty matrix and silty sands subordinating fine to coarse sands layers.

4.2. Micropaleontological Analysis (Foraminifera and Ostracoda)

Broadly, the studied sands from El Hadjra Safra area reveal rich foraminifera associations, representing the widespread of benthic foraminifera as well as *Brizalina* sp. group and planktonic foraminifera *Neogloboquadrina acostaensis* (index species of *N.acostaensis* biozone). According to the Standard Mediterranean Sea scale, the top of El Hadjra Safra section consists of rich ostracodes level (Table 1), represented by *Semicytherura?* ssp., *Paracypris?* ssp., *Phlyctenophora?* ssp., *Cytherella?* ssp., *Kangarina?* ssp., *Grinioneis?* ssp., *Tendocythere?* ssp. Note that similar forms have been documented in marginal Miocene deposits from the

Mediterranean regions. Notably in North Africa: Libya [*Gammudi, 1993*], Egypt [*Shahin, 2000*], and in southern Europe: Spain, France and Portugal [*Abad et al., 2005*].

The foraminifera are abundant and diversified in the upper part from -5 cm to -160 cm. For the paleocological parameters, the Shannon diversity index is more than 2 (Figure 3). According to *Murray [1991a, 1991b]*, in open marine outer shelf to slope environments, the values of Shannon diversity can reach the value of 3 and otherwise, this index indicates instability conditions. The curve of the abun-

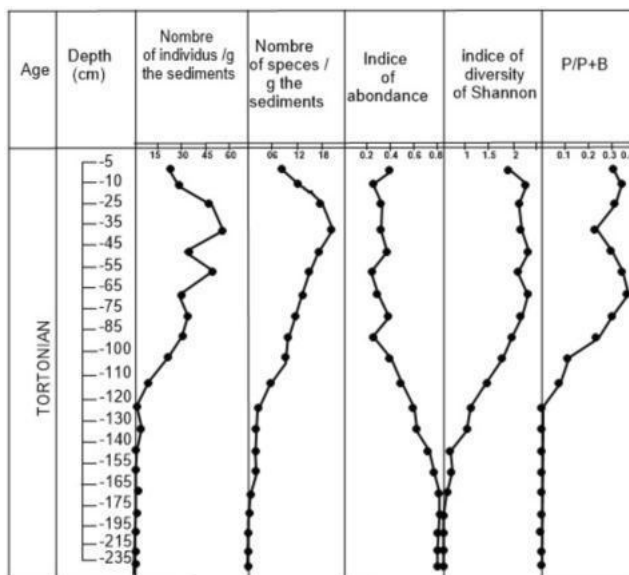


Figure 3. Results of ecological parameters in El Hajra Safra (El Ma Labiod).

Table 1. Distribution of Microfauna Along the El Hadjra Safra Section

Sample	Depth (cm)	Other	Ostracodes	<i>Globigerina</i> sp.	<i>Globigerinoides</i> sp.	<i>Globoraminilla obesa</i>	<i>Globoraminilla siphonifera</i>	<i>Globorotalia scitula</i>	<i>Neoglobobadrina acostansensis</i>	<i>Or. Unversa</i>	<i>Or. Bilobata</i>	<i>Bulimina</i> sp.	<i>Cibicides labutus</i>	<i>Quinqueloculina longirostrata</i>	<i>Nodosaria</i> sp.	<i>Elphidium crispum</i>	<i>Textularia subangulata</i>	<i>Nonion boueanum</i>	<i>Bolivina</i> sp.	<i>Planulina</i> sp.	<i>Uvigerina auberiana</i>	<i>Lenticulina curvicapta</i>	<i>Heterolepa dentonesis</i>	Remarks on the assemblage
1	-5	-	-	+	-	-	-	+	-	-	-	-	-	+	-	+	+	-	+	+	-	-	×	Moderately rich
2	-15	-	-	+	+	+	+	+	+	-	-	-	+	-	-	+	+	-	-	-	+	+	×	Moderately rich
3	-25	+	+	+	+	+	+	+	+	-	-	-	+	-	+	+	+	-	+	+	+	+	+	Very rich, well preserved
4	-35	+	×	+	+	+	+	-	+	+	+	+	+	+	×	+	+	-	+	+	+	+	+	Very rich, well preserved
5	-45	-	×	+	+	+	+	+	+	-	-	+	+	-	×	+	+	+	+	+	×	×	×	Very rich, well preserved
6	-55	+	-	+	×	+	+	+	+	-	-	+	+	-	×	+	+	+	+	+	-	×	×	Moderately rich, badly preserved
7	-65	+	-	×	×	+	×	+	+	-	-	×	+	-	×	+	+	+	-	+	-	×	×	Moderately rich, badly preserved
8	-75	+	-	×	×	×	×	+	×	-	-	×	+	-	-	+	+	×	-	+	-	-	×	Moderately rich, badly preserved
9	-85	+	-	-	-	×	×	×	×	-	-	×	×	-	-	+	+	×	-	×	-	-	-	Moderately rich, very badly preserved
10	-100	-	-	-	-	×	-	×	×	-	-	×	×	-	-	+	+	×	-	×	-	-	-	Moderately rich, very badly preserved
11	-110	-	-	×	-	-	-	×	-	-	-	×	-	-	-	×	+	×	-	-	-	-	-	Rare, badly preserved
12	-120	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	×	-	-	-	×	+	-	-	-	-	-	-	Rare, badly preserved
13	-130	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	×	-	-	-	×	+	-	-	-	-	-	-	Rare, badly preserved
14	-140	×	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	×	×	-	-	-	-	-	-	Rare, badly preserved
15	-155	×	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	×	×	-	-	-	-	-	-	Rare, badly preserved
16	-165	×	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	×	×	-	-	-	-	-	-	Rare, badly preserved
17	-175	×	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	×	×	-	-	-	-	-	-	Rare, badly preserved
18	-190	×	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Very rare
19	-215	×	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Very rare
20	-235	×	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	Very rare

dance index, is low often inversely proportional to that of the Shannon diversity index, hardly exceeds the value of 50%. In addition, *P/B* ratio varies between 1 and 35% in the upper part, indicat-

ing that benthic foraminifera are more abundant than planktonic foraminifera. From -160 cm to -235 cm, the samples revealed only rare individuals that are badly preserved.

5. Discussion

The terrigenous fraction of the study section consists generally of very fine to large-size grains (Figure 2 and Figure 7). The fine fraction is represented by of limons (silt) of 55% and fine sands 30% whereas the remaining fractions correspond to low proportions of coarse sands. The grain size results are summarized in Figure 4–Figure 7 where interpretations can be synthesized as the following:

- a. The upper part shows parabolic curves (Figure 4) corresponding to immature sands, which are affected by reworking. The curves mode of this type corresponds to silty dominant sediments and fine sands [Rivière, 1977], whereas the clay fraction occurs in a small percentage. This type of granofacies corresponds to sediments deposited by excess of charge.
- b. The middle and lower part from the studied section display hyperbolic curves (Figure 4) reflecting calm environment however, a sedimentation by settling can be also suggested and a progressive reduction of the energy of the transport agent [Pinot, 1994], while sedimentation was occurred free accumulation [Tricart, 1965].

Furthermore, the logarithmic to sub-logarithmic cumulative curves in samples 1, 17 and 30 (Figure 4) are typical for silty sediments, indicating a calm environment in which deposition is related to load excess and to the decrease of energy velocity in addition to the variation of the dynamics and the different contributions in the El Ma Labiod

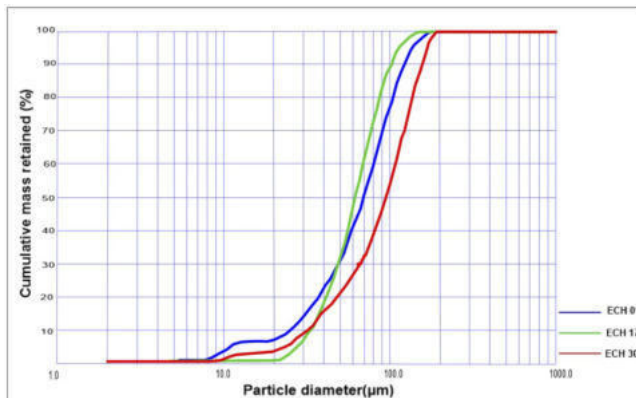


Figure 4. Cumulative curves: (Blue): ech.01, (Green): ech.17, (Red): ech.30.

region [Anderson, 2007; Defaflia, 2014; Fournier, 2012; Folk and Ward, 1957; Inman, 1952; Laouini et al., 2019; Miskovsky, 2002; Pye and Blott, 2004; Rivière, 1977; Verger, 1963].

The calculated coefficients of grain size characteristics are summarized in Figure 5. They show

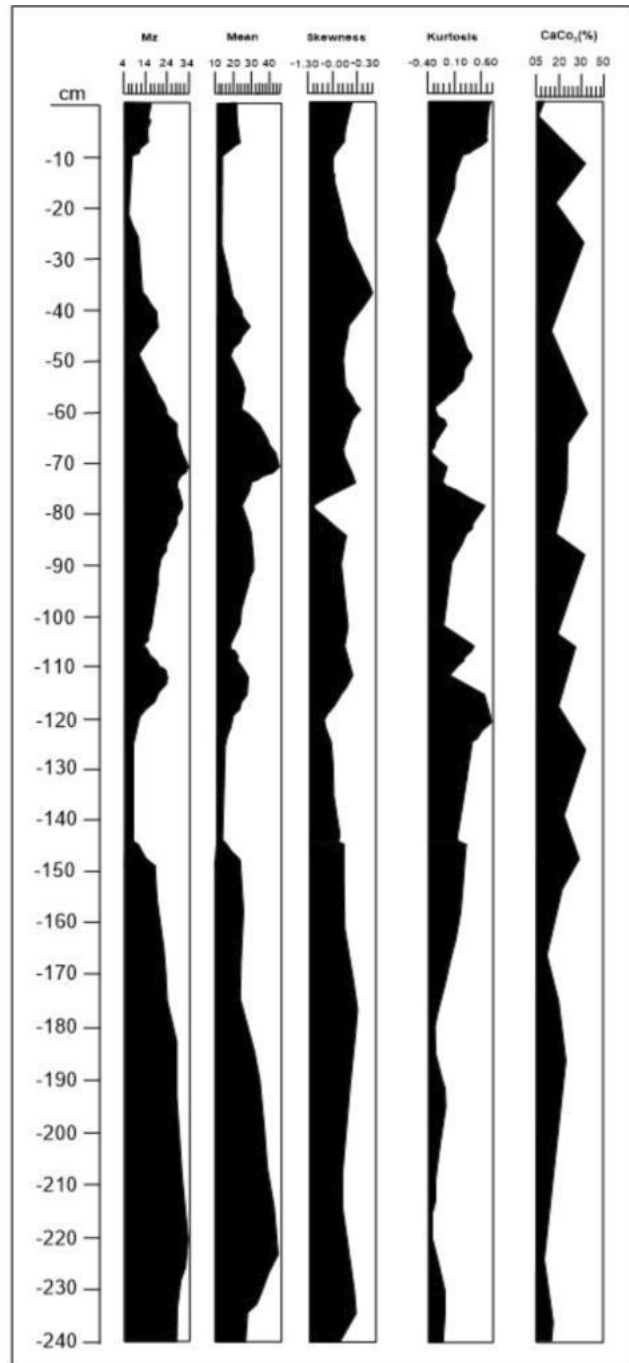


Figure 5. The different size of the calculated indices.

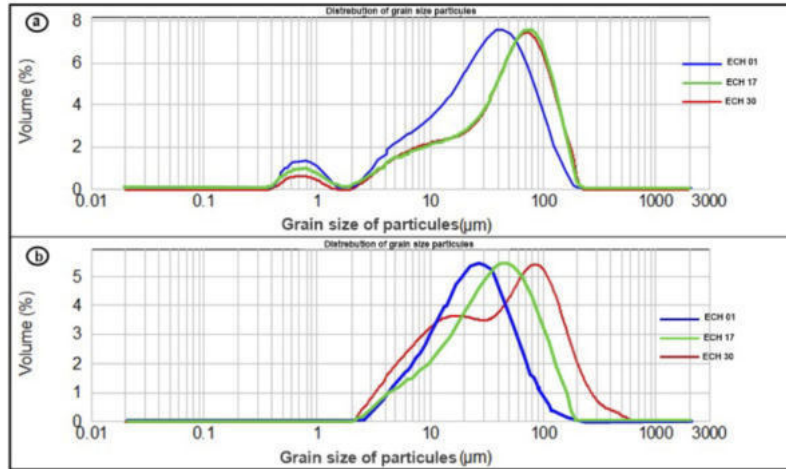


Figure 6. (a) Sample’s frequencies curves: (Blue): ech.01, (Green): ech.17, (Red): ech.30; (b) Samples frequencies curves: (Blue): ech.01, (Green): ech.17, (Red): ech.30 (decarbonized).

lower to medium mean values (0.40 to 3.40), due to the predominance of the silto-sandy fractions. For Kurtosis values, they range from -0.40 to 0.60 reflecting coarse to very coarse silts. The Skewness values are negative or close to zero (-1.30 to 0.30), with fine grains spreading (very fine asymmetric). For carbonate contents, the CaCO_3 values display 5% to 40% contents that may be linked to precipitation of previously dissolution of the surrounding limestone reliefs as for instance Maastrichtian limestones.

The frequency curves are mainly unimodal and bimodal type (Figure 6a). They indicate monogenic to polygenic sands. Leptokurtic type defines very poorly sorted sediments, consisting of fine sands, clays and silts whereas; platykurtic and magnetically type reflect well sorted sediments consisting of fine sands. After decarbonization, the curves of the majority of samples do not change significantly but the fractions of less than $1 \mu\text{m}$ are disappeared (Figure 6b).

The diagram of the particle size denomination of fine sediment shows that the sediments are mainly composed of silt and sand, with dominant silt in the upper parts (Figure 7).

The morphoscopy of quartz grains (Figure 8) suggests the co-existence of blunt or sub-blunted glow (BG) with a percentage of 72%, referred to a fluvial transport from the surrounding area as Cretaceous limestone reliefs where limestone grains were founded. The round-mats (RM) grains are

averaging low frequency compared to BG representing only 18% of the sediments from the uppermost of the section, including ferruginous coating, linked to pedogenesis processes. The not-worn grains (NW) are 10%, these particles were transported by the winds (aeolian transport) from the neighbouring desert areas or are linked to weathering sediments.

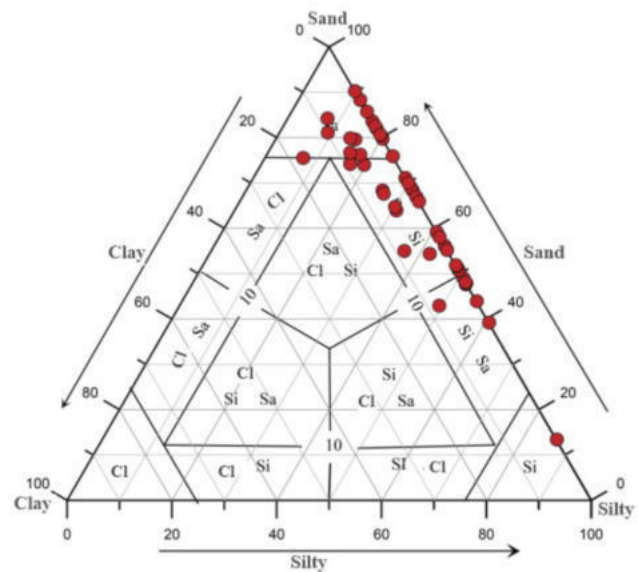


Figure 7. Ternary diagram of the particle size denomination of fine sediment.

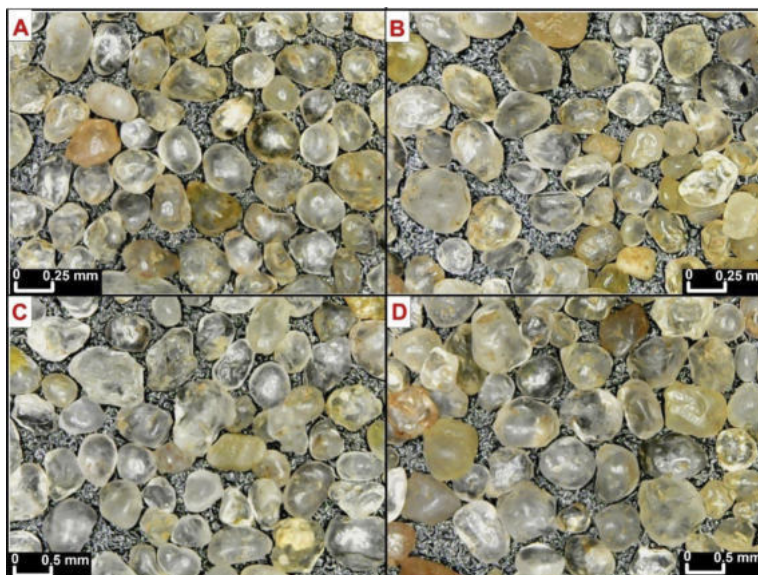


Figure 8. Quartz grains morphoscopy showing the abundance of blunted glow grains, (A) Ech.01; (B) Ech.10; (C) Ech.17; (D) Ech.35.

The mineralogical analysis of clayey fraction (Figure 9) allow distinguishing three (3) mineral groups: (1) smectite (Di-smectite and the most abundant indicating poor crystallinity) [Chameley, 1971; Millot, 1964; Paquet, 1969] and fractions associated under warm climate condition [Chameley, 1971], (2) kaolin-serpentine which is the most abundant in a hot and humid climate condition, and (3) sepiolite-plagorsikite group (sepiolite) which is formed in cold and/or dry climate condition; such mineral groups which had been also recorded from the Mediterranean regions are mainly brought by rivers [Chameley, 1971].

Kowalski *et al.* [1995b] have mentioned that the studied area consists of azoic strata, and through lithological calibration with sediment of the surrounding area, they attributed the same age of Miocene as Mechta Remila and Koudiat Naga sediment to the north of Tébessa. However, this study looks for the biostratigraphic revision on the basis of planktonic foraminifera. For instance, in the upper part of the succession, we identified the first common occurrence (FCO) of *N.acostaensis* dated at 10.57 Ma. Sprovieri *et al.* [2002] and Lourens *et al.* [2005] have attributed the bioevent to the Late Miocene (Tortonian) at 10.55 Ma and it refers to the base of *N.acostaensis* biozone corresponding to Zone N16 [Blow, 1969] and MMi 11, Lirer *et al.* [2019].

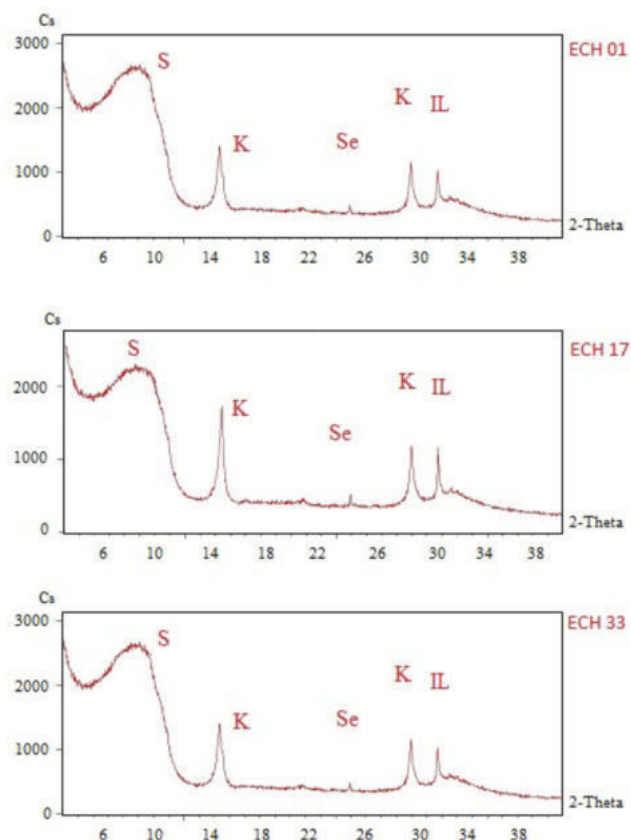


Figure 9. X-Ray diffractogram for clay mineralogy of some representative samples. On the Y axis: CPS: counts per second. On the X axis, 2θ in degree. (S: Smectite; K: Kaolinite; Se: Sepiolite; IL: Illite).

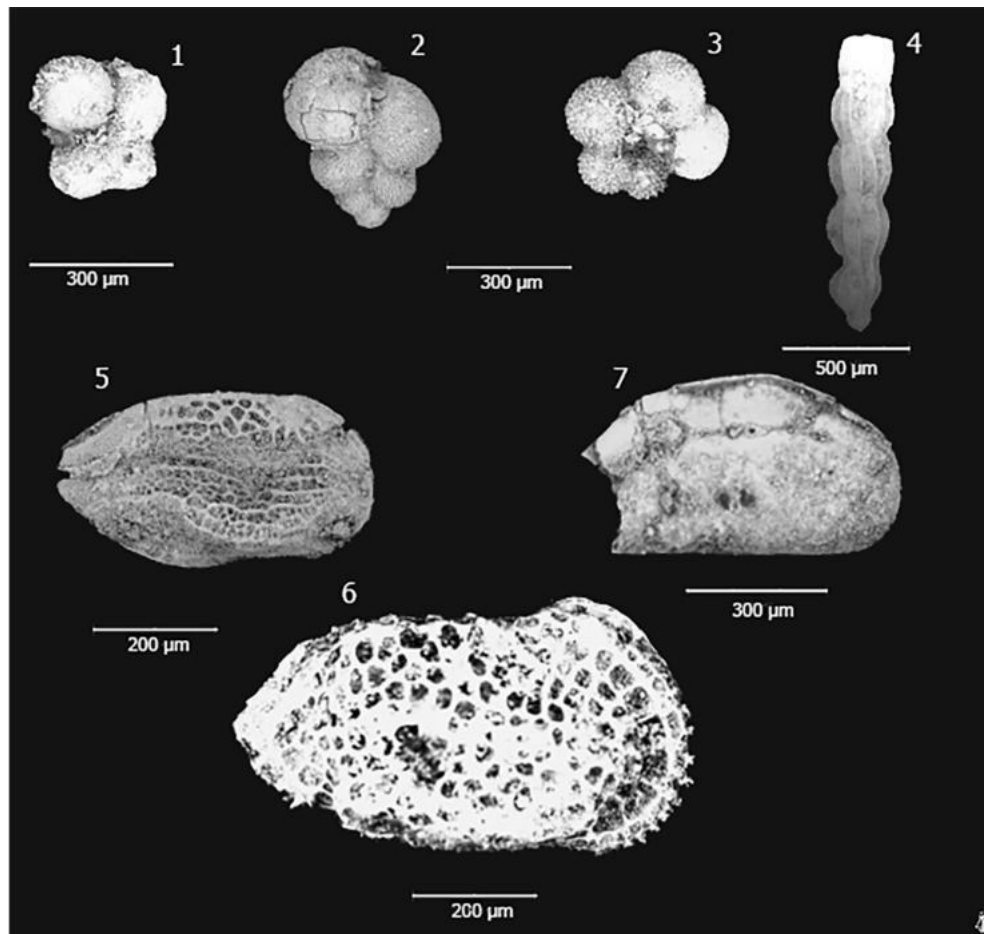


Figure 10. Foraminifer from the upper Miocene of El Ma Labiod showing: (1) *Neogloboquadrina acostaensis*; (2) *Neogloboquadrina* sp.; (3) *Buliminasp*; (4) *Marginulina* sp.; Ostracods; (5) *Semicytherura?* sp.; (6) *Tenedocythere?* sp.; (7) *Paracypris?* sp.

The drop in bathymetry is inferred by the common presence of benthic foraminifera *Brizalina* sp group and ostracoda. Among the most abundant genera; *Tebedocythere?* spp., *Semicytherura?* spp., *Paracypris?* spp and *Grinioeis?* spp., (Figure 10) which represent all together around 90% of the total number of specimens. Most of these taxa have been recognized as infralittoral taxa [Abad et al., 2005; Rundić, 2006; Shahin, 2000].

From a paleo-geographic view, the Miocene deposits of Tébessa region correspond to the second epirogenic episode, which consists of a more complex subsidence. The latter, is followed by an uplifting accompanied by alternative continental sediments [Hamimed and Kowalski, 2001]. The Tortonian deposit is subdivided into two main facies. The lower Tortonian consists of sands that unconformably overlay the Cretaceous series with a dis-

tinguish hard-ground. The latter is widely used for the stratigraphic correlation in the Tébessa region. The upper Tortonian consists of clay [Vila et al., 1977]. The Tortonian is complex sedimentary system that refers to transitional facies into a mixt environment between fluvial, deltaic and lagoonal environment [Kowalski et al., 1995a]. The Miocene sediments were intensity eroded, and then they were deposit in shallow basins.

Along these sedimentological parameters associated with these new micropaleontological data, the Miocene sediments are deposited in marginal-littoral from El Hadjra Safra during the Tortonian interval similar to the Tortonian of Argoub Zitoun in l' Aouinet basin (sandy neritic sediment) [Kowalski et al., 1995a] which may be related to tortonian sediment in Tazault and North-Western Tunisia according Villa's interpretations [Vila et al., 1977].

6. Conclusion

During the course of this study, a new sedimentological and micropaleontological data had been recorded on the Miocene of the Hadjra Safra region (Tébessa, northeastern Algeria). The grain size results reveal that sediments are composed of fine particles size (less than 50 μm); usually unimodal to bimodal curves of sands and silts. The morphoscopic observations indicate aquatic transport proximity of littoral appearance. The record of index species *Neogloboquadrina acostaensishave* been reported for first time from El Hadjera section, indicating Tortonian interval compared to Mediterranean scale Sea. The foraminifera and ostracods association indicate shallowest environment presence during Tortonian.

Acknowledgments. We thank Pr. Tuna Eren (İzmir Katip Çelebi University, Petroleum and Natural Gas Engineering, İzmir/Turkey) for the English editing.

References

- Abad, M., R. Francisco, et al. (2005), Tortonian ostracodes of Southwestern Europe, *Geobios*, 38, 563–573, [Crossref](#)
- Anderson, J. R. (2007), Sand Sieve Analysis, *Pamela J. W. Gore "Historical Geology Online Laboratory Manual"* p. 278, Department of Geology, Georgia Perimeter College, Georgia.
- Benhenni, L., Y. Quesnel, et al. (2019), Joint modeling of potential-field data and geodynamic interpretation for northeast Algeria, *Journal of African Earth Sciences*, 159, 103,566, [Crossref](#)
- Benzina, M., H. Hebib, M. Bensalah (2019), New insights in late Miocene lower Chelif basin biostratigraphy based on planktonic foraminifera (Algeria), *Revue de Micropaléontologie*, 62, 9–24, [Crossref](#)
- Blés, J. L., J. J. Fleury (1970), *Carte Géologique au 1/50,000 de Morsott (no 178)*, Pub. Serv Carte géologie, Algérie, Alger.
- Blow, W. H. (1969), Late Middle Eocene to Recent Planktonic Foraminiferal Biostratigraphy, *Bronnimann, P. and Renz, H. H. (Eds.), Proceedings of the 1st International Conference on Planktonic Microfossils, Vol. 1* p. 199–422, E. J. Brill, Geneva.
- Brives, A. (1919), On the discovery of a Dinotherium tooth in the sandpit of El Kouif near Tebessa, *Bull. Soc. Hist. Nat. Afr. Nord*, X, No. 5, 90–93.
- Brives, A. (1920), On the Presence of Mastodon in the Sandpit of El Kouif, *C.R.S.G.F.*, No. 17, 212.
- Cailleux, Tricart (1963), *Initiation à l'étude des sables et des galets*, 369 pp. Centre de Documentation Universitaire, Paris.
- Chabou-Mostefai, S. (1987), Etude de la série phosphatée tertiaire du Djebel Onk, Algérie, Stratigraphie, Pétrographie, Minéralogie et Analyse Statistique, Doctor Theses, p. 376, Université d'Aix-Marseille, France.
- Chameley, H. (1971), Sur les minéraux argileux des terrasses pleistocenes du confluent, *Rhone-Isere Quaternaire*, 11, No. 2, 61–64.
- Cherif, A., M. N. Naimi, M. Belaid (2021), Deep-sea trace fossils and depositional model from the Lower Miocene Tiaret Marls Formation (northwestern Algeria), *Journal of African Earth Sciences*, 175, 104–115, [Crossref](#)
- Defaglia, N. (2014), Cadre Stratigraphique et paléoenvironnemental des formations quaternaires de la région d'El Ma El Abiod (Tébessa, Algérie), Doctor Theses, University of Tebessa, Algeria.
- Dubourdieu, G. (1956), *Geological Study of the Ouenza Region (Algerian-Tunisian Borders)*, 659 pp. Publ. Serv. Geolog. Map of Algeria, Algeria.
- Dubourdieu, G., L. Hottinger (1959), The presence of Neovalveolinae within the Mesloula Miocene (eastern Algeria), *Micropal. Rev.*, 2, No. 1, 3–7.
- Durand-Delga, M. (1969), Mise au point sur la structure du Nord-Est de la Berberie, *Publications du Service de la Carte Géologique de l'Algérie*, 39, 89–131.
- Durozoy, G. (1956), *Geological Map of Algeria at 1/50,000 of Tebessa (no 206)*, Geolog. Map Serv. of Algeria, Alger.
- Durozoy, G., M. Bouillon (1956), *Carte Géologique de l'Algérie au 1/50,000. Feuille 206. Tébessa*, Service de la Carte Géologique de l'Algérie, Alger.
- Folk, P., W. Ward (1957), Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters, *Journal of Sedimentary Petrology*, 27, 3–26, [Crossref](#)
- Fournier, J., C. Bonnot-Courtois, et al. (2012), *Granulometric Analyzes, Principles and Methods*, 99 pp. CNRS, Dinard.
- Gammudi, A., M. C. Kee (1993), Ostracoda from the Miocene Marada Formation of Libya, *J. Micropalaeontol.*, 12, 121–139, [Crossref](#)
- Goodman, D. K. (1979), Dinoflagellates "communities" from the lower Eocene Nanjemoy formation of Maryland, U.S.A., *Palynology*, 3, 169–190.
- Halamski, A. T., A. Cherif (2017), Oxfordian brachiopods from the Saïda and Frenda mountains (Tlemcenian domain, North-western Algeria), *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, 87, 141–156, [Crossref](#)
- Hamimed, M. (2004), Étude sédimentologique et paléogéographie des sédiments miocènes au pays du Nord-Est de l'atlas saharien des confins Algéro-Tunisiens, Ph. D. Thesis, University of Constantine, Algeria.
- Hamimed, M., W. M. Kowalski (2001), Sedimentological analysis and paleogeography of the Miocene sediments (Langhian-Serravalian) of the surroundings of Tebessa (North-East of Algeria), *Bull. Geol. Serv. of Algeria*, 12, 49–75.

- Hebib, H., L. Belkebir (2006), Évolution des assemblages des foraminifères benthiques du Miocène supérieur (exemple de la marge sud du Bas Chélif). [Evolution of the assemblies of the Benthic foraminifera of Upper Miocene (example of South margin of the lower Chelif basin)], *Mémoire du Service Géologique National*, 13, 263–273.
- Holtzapffel, T. (1985), Les minéraux argileux; préparation, analyse diffractométrique et détermination, *Société Géologique du Nord*, 12, 136.
- Inman, D. I. (1952), Measures for describing the size distribution of sediments, *Journal Sediment Res.*, 22, 125–145, **Crossref**
- Jenkyns, H. C. (2010), Geochemistry of oceanic anoxic events, *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 11, No. 3, 1–30, **Crossref**
- Kazi-Tani, N. (1986), Evolution géodynamique de la bordure nord-africaine: le domaine intraplaque nord-algerien. Approche megasequentielle, Doctor Theses, p. 871, Université de Pau et du Pays de l'Adour, France.
- Kechiched, R., R. Laouar, et al. (2016), Preliminary data of REE in Algerian phosphorites: a comparative study and paleo-redox insights, *Procedia Engineering*, 138, 19–29, **Crossref**
- Kechiched, R., R. Laouar, et al. (2018), Glauconite-bearing sedimentary phosphorites from the Tébessa region (eastern Algeria): Evidence of REE enrichment and geochemical constraints of their origin, *Journal of African Earth Sciences* 145, 190–200, **Crossref**
- Kechiched, R., R. Laouar, et al. (2020), Comprehensive REE+Y and sensitive redox trace elements of Algerian phosphorites (Tébessa, eastern Algeria): A geochemical study and depositional environments tracking, *Journal of Geochemical Exploration*, 208, 106, 396, **Crossref**
- Kowalski, W. M., N. Van Ngoc, et al. (1995a), Miocene paleogeography of El Aouinet area (Northern Tébessa), NE of Algeria, *Univ. Sci. Ann. of Fr-Comte, Besanson*, 4, No. 12, 55–61.
- Kowalski, W. M., A. Pharisat, M. Hamimed (1995b), Sedimentological analysis of Miocene sands around Tébessa (Algerian-Tunisian borders), *Univ. Sci. Ann. of Fr-Comte, Besanson*, 4, No. 12, 45–54.
- Kouwenhoven, T. J. (2000), Survival under stress: Benthic foraminiferal patterns and Cenozoic biotic crises, *Geol. Ultraiect.*, 186, 1–206.
- Laouini, H., M. Hacini, et al. (2019), Sedimentological and paleoenvironmental analysis of chott Baghdad deposit (Northern Algerien Sahara), *Energy Procedia*, 157, 59–67, **Crossref**
- Levin, L., J. D. Cage (1998), Relationships between oxygen, organic matter and the diversity of bathyal macrofauna, *Deep-Sea Research II*, 45, 129–163, **Crossref**
- Lirer, F., L. M. Foresi, et al. (2019), Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and biochronology, *Earth Science Reviews*, 196, 1–36, **Crossref**
- Lourens, L., F. Hilgen, et al. (2005), The Neogene Period, *A Geologic Time Scale 2004*, Gradstein, F. M., Ogg, J. G., Smith, A. G. (Eds.) p. 409–440, Cambridge University Press, Cambridge. **Crossref**
- Mendir, S., S. Salmi-Laouar, et al. (2019), Les ammonites du Cenomanien des massifs de Hameimat (Tébessa, Atlas saharien oriental, Algérie): systématique et biostratigraphie, *Revue de Paleobiologie*, 38, No. 1, 229–254, **Crossref**
- Millot, G. (1964), *Geologie des Argiles*, 499 pp. Masson, Paris.
- Miskovsky, J. C. (2002), *Geologie de la Prehistoire, methodes, techniques, applications. Association pour l'étude de l'environnement geologique de la Prehistoire*, 1519 pp. Presses Universitaires de Perpignan, Paris.
- Morel, F. (1957), *Étude Géologique du Djebel Belkif' (Tebessa)*, Bull. no 13, Pub. Sér. Carte Géol. Algérie, Algérie.
- Murray, J. W. (1991a), *Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera*, 1–397 pp. Longman Harlow, Harlow.
- Murray, J. W. (1991b), Ecology and distribution of benthic foraminifera, *Biology of Foraminifera*, Lee, J. J., Anderson, O. R. (Eds.) p. 221–254, Academic Press, New York.
- Naimi, M. N., B. Mansour, et al. (2020), Lithostratigraphie et paleoenvironnements des depots messiniens du Djebel Aoud Sma (bassin du Bas Chelif, Algérie nord-occidentale), *Revue de Paleobiologie*, 39, 467–483.
- Naimi, M. N., O. Vinn, A. Cherif (2021), Bioerosion in *Ostrea lamellosa* shells from the Messinian of the Tafna basin (NW Algeria), *Carnets de Géologie*, 21, 127–135, **Crossref**
- Othmanine, A. (1987), *Les minéralisations en fluorine, barytine, Pb, Zn et fer sideritique autour du fosse de Tébessa-Morsott (Algérie). Relation entre paleogeographie aptienne, diapirisme, structure et metallogenie*, 221 pp. Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, France.
- Paquet, H. (1969), Evolution géochimique des minéraux argileux dans l'altération et les sols des climats méditerranéens et tropicaux a saisons contrastées, Doctor Theses, p. 348, University of Strasbourg, Strasbourg.
- Pinot, J. P. (1994), *Manipulations Sedimentologiques Courantes M.W. TURGAL.07*, 118 pp. Edition de fevrier, SEDI.
- Pye, K., S. J. Blott (2004), Particle size analysis of sediments, soils and related particulate materials for forensic purposes using laser granulometry, *Forensic Science International*, 144, 19–27, **Crossref**
- Rivière, A. (1977), *Methodes Granulometriques, Technique et Interpretation*, 170 pp. Edition Masson, Paris.
- Ruault-Djerrab, M., F. Kechid-Benkherouf (2011), Micropaleontological study (foraminifera, ostracods)

- and characterization of the paleoenvironment of middle Cretaceous deposits (Djebel Chemla area, north-eastern Algeria), *Arabian Journal of Geosciences*, 4, 1289–1299, [Crossref](#)
- Ruault-Djerrab, M., B. Ferré, F. Kechid-Benkherouf (2012), Etude micropaleontologique du Cenomanio-Turonien dans la région de Tébessa (NE Algérie): implications paleoenvironnementales et recherche de l’empreinte de l’OAE2, *Revue de Paleobiologie*, 31, No. 1, 127–144.
- Ruault-Djerrab, M., F. Kechid-Benkherouf, A. Djerrab (2014), Données paleoenvironnementales sur le Vraconnien/Cenomanien de la région de Tébessa (Atlas Saharien, nord-est Algérie). Caractérisation de l’OAE2, *Annales de Paleontologie*, 100, 343–359, [Crossref](#)
- Rundić, L. J. (2006), Late Miocene ostracods of Serbia: morphologic and paleoenvironment considerations, *Geološki Anali Balkanskoga Poluostrva*, 67, 89–100.
- Salmi-Laouar, S., B. Ferré, et al. (2018), The oceanic anoxic event 2 at Es Souabaa (Tebessa, NE Algeria): bio-events and stable isotope study, *Arabian Journal of Geosciences*, 11, 182, [Crossref](#)
- Shahin, A. (2000), Tertiary ostracods of Gebel Withr, southwestern Sinai, Egypt: palaeontology, biostratigraphy and palaeobiography, *Journal of African Earth Sciences*, 31, No. 2, 285–316, [Crossref](#)
- Shannon, C. F., W. Weaver (1949), *The Mathematical Theory of Communication*, 322 pp. University of Illinois Press, Urbana (Illinois).
- Soria, J. M., J. E. Caracuel, et al. (2005), The stratigraphic record of the Messinian salinity crisis in the northern margin of the Bajo Segura Basin (SE Spain), *Sedimentary Geology*, 179, 225–247, [Crossref](#)
- Sprovieri, R., S. Bonomo, et al. (2002), An integrated calcareous plankton biostratigraphic scheme and biochronology for the Mediterranean Middle Miocene, *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, 108, 337–353.
- Tricart, J. (1965), *Principles and Methods of Geomorphology*, 496 pp. Masson and Cie, Paris.
- Verger, F. (1963), *Les Techniques d’Analyse Granulométrique. Mémoires et Documents, tome IX, fasc. 1*, 64 pp. CNRS, Paris.
- Vila, J. M. (1977), *Carte géologique de l’Algérie au 1/200,000, feuille de Constantine (P-Q; 3-4), avec notice explicative détaillée*, 45 pp. Publ. Comm. Serv. Geol. Algérie/SONATRACH, Algérie.
- Vila, J. M. (1980), *La chaîne alpine d’Algérie orientale et des confins algéro-tunisiens*, 2 tomes, Thèse doctorat d’état, p. 665, Pris VI, Algérie.

Corresponding author:

Abdelhakim Benkhedda, Laboratory of Sedimentary Environment, Mineral and Hydric Resources of Algeria Eastern, Département of Geology, University of Larbi Tebessi, Tébessa, Algeria. (abdelhakim.benkhedda@univ-tebessa.dz)