

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

Université de Tlemcen

Faculté des Sciences de la Nature et de la Vie et des Sciences de la Terre et de l'Univers

Département des Sciences de la Terre et de l'Univers

Laboratoire de Recherche n° 25

« Promotion des Ressources Hydriques, Pédologiques et Minières »

THÈSE

présentée par

Kaddour MEBARKI

en vue de l'obtention du

Diplôme de Doctorat

En Sciences de la Terre

Option : Environnements continentaux et margino-littoraux – Risques naturels

**STRATIGRAPHIE ET SÉDIMENTOLOGIE
DES FORMATIONS CÉNOMANO-TURONIENNES
DE L'ATLAS SAHARIEN OCCIDENTAL ET DU BASSIN DU GUIR
(SUD-OUEST ALGÉRIEN)**

Soutenue le / / 2017, devant le jury composé de :

Présidente	AZZOUNI Abla	Prof.	Université de Tlemcen
Encadreur	BENSALAH Mustapha	Prof.	Université de Tlemcen
Co-encadreur	BENYOUCEF Madani	M.C.	Université de Mascara
Examineurs	MAHBOUBI M'hamed	Prof.	Université d'Oran
	VILLIER Loïc	Prof.	Université de Paris VI
	BULOT Luc George	M.C.	Université d'Aix Marseille

Année universitaire : 2016 – 2017

Avant propos

Au terme de ce travail de recherche, il m'est agréable de remercier :

Monsieur *Bensalah Mustapha*, Professeur à l'Université de Tlemcen et Directeur de laboratoire de recherche N°25, qui a accepté de m'encadrer et diriger ce mémoire de thèse, pour ses connaissances géologiques, ses conseils et enseignements.

Mon co-encadreur Monsieur *Madani Benyoucef*, Maître de Conférences à l'Université de Mascara, pour les connaissances et les enseignements qu'il a su m'apporter sur terrain, et son ouverture d'esprit.

Merci à Madame *Azzouni Abla* Professeur à l'Université de Tlemcen d'avoir accepté de présider le jury de ma thèse.

Monsieur *Mahboubi M'hamed*, Professeur à l'Université d'Oran, pour avoir accepté de juger ce travail. Sa présence parmi les membres du jury m'a vraiment honoré.

Monsieur *Loïc villier*, Professeur à l'Université Pierre et Marie Curie (France), d'avoir accepté de faire partie de mon jury de thèse.

Monsieur *Luc George Bulot*, Docteur à l'université d'Aix Marseille, pour l'acceptation de juger ce travail.

Les personnes qui ont contribué à l'acquisition de données :

Monsieur Luc George Bulot chargé de recherche CNRS, UMR, Université d'Aix Marseille, UMR CNRS 7330, Centre Européen de recherche et d'enseignement des Géosciences et de l'environnement, qui m'a assuré la détermination et photographie des ammonites cénomaniennes de l'Atlas saharien à l'aide de Madame Christina Ifri de l'Université de (Institut für Geowissenschaften, RuprechteKarlse Universitat, Im Neuenheimer Feld 234, 69120 Heidelberg, Germany), son doctorant Monsieur Camille Frau, et la confection des lames minces des Monts des Ksour à l'aide de Monsieur Lionel Marié.

Monsieur Loïc Villier et Madame Delphine Desmares de l'Université de Pierre et Marie Curie-Paris VI, pour la détermination des Échinides, des foraminifères planctoniques et pour l'aide que j'ai trouvé dans le laboratoire de paléontologie (UPMC) concernant les expériences de l'attaque acide acétique et l'utilisation du MEB ;

Monsieur Bruno Ferré, pour la détermination des crinoïdes et les foraminifères benthiques;

Monsieur Jacques Sauvagnat, pour la détermination des ostracodes et pour ses conseils;

Monsieur Ben Thuy, de Museum d'histoire naturelle de Luxembourg, pour la détermination des ophiures.

Monsieur Lionel Cavin pour la détermination des vertébrés;

Madame Zaoui Djamila pour la détermination des ammonites turoniennes;

Monsieur Adaci Mohammed, pour son aide et ses orientations dans le laboratoire, et pendant les missions qu'on a fait ensemble dans le cadre des activités de notre équipe du laboratoire N° 25.

Le présent et l'ex Chef de Département des Sciences de la Terre et de l'Univers de l'Université de Tlemcen successivement, Messieurs *Hebib Hakim* et *Belmouhoub Abdelkader* pour leur aide dans les démarches administratives;

Mon ami intime Monsieur *Benachour Houcine Boumediene* de l'Université de Chelif et ses neveux *Okacha* et *Ismael* qui m'ont accompagné dans la plus part de mes sorties de terrain;

La communauté des doctorants de laboratoire N°25 de l'Université de Tlemcen, et de l'Université de Bab Ezzouar (Alger).

Et pour vraiment finir, merci à mes parents qui m'ont tout partagé, et supporté, pendant mon parcours universitaire, merci aussi à mon frère, ma sœur et mon beau frère pour leur soutien moral.

*Je dédié ce travail
à mes parents*

Table des Matières

Page

Avant-propos	
ملخص	
Résumé	
Abstract	

CHAPITRE I GÉNÉRALITES

I. BUT DE TRAVAIL.....	13
II. PRÉSENTATION GÉNÉRALE DU DOMAINE D'ÉTUDE.....	13
III. CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'ÉTUDE	15
III.1. Monts des Ksour.....	15
III.1.1. Contexte géographique.....	15
III.1.2. Contexte géologique et stratigraphique.....	15
III.2. Bassin du Guir.....	16
III.2.1. Contexte géographique.....	16
III.2.2. Contexte géologique et stratigraphique.....	16
IV. HISTORIQUE DES RECHERCHES.....	17
IV.1. Le CénoMano-Turonien dans le domaine atlasique	17
- Atlas saharien oriental (Monts des Ouled Nail).....	18
- Atlas Saharien Central (Djebel Amour).....	19
- Atlas Saharien occidental (Monts des Ksour).....	19
IV.2. Le CénoMano-Turonien dans le Bassin du Guir	20
V. MÉTHODES ET OUTILS DE TRAVAIL.....	21
V.1. Sur le terrain.....	21
V.2. Au laboratoire.....	22

CHAPITRE II LITHOSTRATIGRAPHIE

I. INTRODUCTION.....	26
II. DESCRIPTION DE LA SÉRIE CÉNOMANO-TURONIENNE DES MONTS DES Ksour.....	26
II.1. Présentation des coupes.....	26
II.1.1. Secteur de Djebel Rhoundjaïa.....	26
II.1.2. Secteur de Djebel El Rhelida.....	26
II.1.3. Secteur de Djebel Mezroue.....	29
II.1.4. Description de la coupe synthétique du C-T des Monts des Ksour.....	30
II.1.4.1. Formation d'El Rhelida.....	30
II.1.4.2. Formation de M'daouer.....	30
II.1.4.3. Formation de Rhoundjaïa.....	31
III. DESCRIPTION DE LA SÉRIE CÉNOMANO-TURONIENNE DU BASSIN DU GUIR.....	35
III.1. Présentation des coupes	35
III.1.1. Secteur de Boukaïs	35
III.1.2. Description de la coupe synthétique.....	35
III.1.2.1. Formation des Grès rouges.....	35

III.1.2.2. Formation des Marnes à gypse inférieures.....	37
III.1.2.3. Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane.....	37
III.1.3. Secteur de Kénadsa	39
III.1.4. Description de la coupe synthétique.....	41
III.1.4.1. Formation des Grès rouges.....	41
III.1.4.2. Formation des Marnes à gypse inférieures.....	41
III.1.4.3. Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane.....	41
IV. COMPARAISON ENTRE LA SÉRIE CRÉTACÉE DES MONTES DES	43
KSOUR ET CELLE DU BASSIN DU GUIR.....	
V. CONCLUSION.....	45

CHAPITRE III SÉDIMENTOLOGIE

I- INTRODUCTION.....	48
II. FACIÈS, ASSOCIATIONS DE FACIÈS ET ENVIRONNEMENT DE	48
DÉPÔT.....	
II.1. Inventaire et interprétation des faciès	48
II.2. Associations de faciès et paléoenvironnements.....	65
II.2.1. Atlas saharien occidental (Monts des Ksour).....	65
II.2.1.1. Système mixte silicoclastique-carbonaté.....	65
II.2.1.2. Système mixte carbonaté-évaporitique.....	66
II.2.1.3. Système carbonaté.....	67
II.2.2. Bassin du Guir.....	69
II.2.2.1. Système détritique.....	69
II.2.2.2. Système mixte carbonate-évaporitique.....	70
II.2.2.3. Système carbonaté.....	71
III. STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE.....	72
III.1. Atlas saharien occidental.....	73
III.2. Bassin du Guir.....	75
V. CONCLUSION.....	77

CHAPITRE IV PALÉONTOLOGIE, PALÉOBIOGÉOGRAPHIE, SYSTÉMATIQUE, ICHNOLOGIE ET BIOSTRATIGRAPHIE

I. INTRODUCTION.....	80
II. DONNÉES PALÉONTOLOGIQUES ET ICHNOLOGIQUES.....	80
II.1. Les Vertébrés.....	80
II.2. Les invertébrés.....	90
II.2.1. Ammonites.....	90
II.2.2. Échinodermes	98
II.2.4.1. Échinides.....	98
II.2.4.2. Crinoïdes.....	101
II.2.4.3. Ophiures.....	111
II.2.3. Foraminifères.....	114
II.2.4. Ostracodes.....	117
II.3. Ichnofossiles.....	139
III. BIOSTRATIGRAPHIE.....	141

V. CONCLUSION.....	144
CONCLUSION GÉNÉRALE.....	147
RÉFÉRENCE BIBLIOGRAPHIQUE.....	152
LISTE DES FIGURES.....	178
LISTE DES TABLEAUX.....	182
PLANCHES	183

ملخص

يستهدف هذا العمل طبقات العصر الطباشيري للجهة الغربية لجبال الاطلس الصحراوي و حوض قير (منطقة بشار)، حيث يرتكز هذا البحث على دراسة دقيقة لعدة مقاطع جيولوجية، و ذلك لتحليل الطبيعة الليتوستراتيغرافية، البيوستراتيغرافية، و البيئة القديمة و كذلك تغير ارتفاع منسوب البحر في هذا العصر.

ان العصر الطباشيري للجنوب الغربي الجزائري ينقسم الى ثلاث طبقات ليتوستراتيغرافية:

- الجهة الغربية للاطلس الصحراوي (جبال القصور):

1- طبقة الغليظة ذات العمر الجيولوجي السيـنو ماني السفلي و ذلك لغناها بالبقايا الديناصورية (اسنان و عظام). ان هذه الطبقة تتميز بقاعدة سيليكو كلاستكية و كلسية ما يدل على تواجد بيئة ساحلية.

2- طبقة المدور ذات العمر الجيولوجي السيـنو ماني السفلي والمتوسط، لتواجدها الليتوستراتيغرافي بين طبقتين (سيـنو مانية سفلية و اخرى سيـنو مانية نهائية). ان هذه الطبقة تتميز بروسوبيات جيرية ما يدل على تواجد بيئة سبخية- ساحلية.

3- طبقة غونجاية ذات العمر الجيولوجي السيـنو ماني نهائي- توروني سفلي، ان هذه الطبقة تتميز بروسوبيات كلسية غنية ببقايا الحفريات كالامونيات،

- حوض قير (منطقة بشار):

1- طبقة رملية حمراء تنتسب الى السيـنو ماني السفلي و ذلك لغناها بالبقايا الديناصورية (اسنان و عظام). ان هذه الطبقة تتميز بقاعدة سيليكو كلاستكية و كلسية ما يدل على تواجد بيئة ساحلية.

2- طبقة جيرية تنتسب الى السيـنو ماني الاوسط لتواجدها الليتوستراتيغرافي بين طبقتين (سيـنو مانية سفلية و اخرى سيـنو مانية نهائية). ان هذه الطبقة تتميز بروسوبيات جيرية ما يدل على تواجد بيئة سبخية- ساحلية.

3 - الطبقة الكلسية لسيدي محمد بن بو زيان ذات العمر الجيولوجي السيـنو ماني اعلى- توروني سفلي، ان هذه الطبقة تتميز بروسوبيات كلسية غنية ببقايا الحفريات كالامونيات

ان دراسة المستحاثات الملتقطة على مستوى الحوضين (الجهة الغربية للاطلس الصحراوي و حوض قير) سمحت لنا برسم فاصل افتراضي ما بين العصر السيـنو ماني العلوي و التوروني السفلي، كما اعطتنا هذه الدراسة فرصة لذكر بعض العينات لأول مرة على مستوى الحوضين و هي كالاتي: تسعة عينات من الامونيات من بينها ثلاثة تنسب للعصر التوروني السفلي، سبعة عينات من الكرينويد، تسعة عشرة عينة من الاوستراكود و عشرة عينات من الاوفيرور.

الكلمات المفتاحية: الجزائر، الاطلس الصحراوي، قير، سينو مانية، تورونية، ليتوستراتيغرافي، علم الروسوبيات، علم المستحاثات و العصور، البيوستراتيغرافيا.

Résumé

Le présent travail a pour objet l'étude de la série cénomano-turonienne qui affleure dans l'Atlas saharien occidental et dans le Bassin du Guir (Sud-Ouest Algérien). Il est basé sur plusieurs levées géologiques, banc par banc, afin de détailler la lithostratigraphie, la biostratigraphie, la dynamique sédimentaire, les paléoenvironnements et l'évolution eustatique des dépôts.

Sur le plan lithostratigraphique, la série du C-T peut être divisée en trois formations distinctes en fonction des régions.

Dans l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour) :

1- La Formation d'El Rhelida est caractérisée à sa base par des dépôts mixtes silicoclastiques et carbonatés d'un environnement littoral soumis à l'influence tidale et de tempêtes. La base de cette formation a révélée un assemblage fossilifère d'âge Cénomaniens inférieur, formé de dents isolées *Spinosaurus aegyptiacus*, des reste de *Neoceratodus africanus*, *Mawsonia* sp., fragments d'os de *Lepidotes* sp., et des dents rostrales d'*Onchopristis numidus*.

2- La Formation de M'daouer est caractérisée par des dépôts évaporitiques attribués à un milieu de sebkha littorale. Elle est attribuée au Cénomaniens inférieur à moyen par encadrement lithologique.

3- La Formation de Rhoundjaïa est formée de dépôts carbonatés de plate-forme d'âge Cénomaniens supérieur-Turonien, grâce à la découverte de plusieurs niveaux à ammonites: *Neolobites vibrayeanus*, et *Calycoceras (Calycoceras) naviculare* à la base; *Nigericeras gadeni*, *Fikaites subtuberculatus*, *Fikaites* cf. *varicostatus* et *Vascoceras gamai* dans la partie médiane; *Pseudotissotia nigerensis*, *Choffaticeras sinaiticum*, et *Hoplitoides wohltmanni* au sommet de la formation.

Dans le Bassin du Guir :

1- La Formation des Grès rouges est formée de dépôts grésos-argileux, rarement microconglomératiques, d'origine fluviatile sur les limites méridionales du bassin et à cachet littoral dans la partie septentrionale du bassin. Elle est attribuée au Cénomaniens inférieur grâce a son contenu paléontologique formé de dents isolées de dinosaures (*Spinosaurus aegyptiacus*), de poissons (cf. *Hybodus*, cf. *Bawitius*, *Distobatus nutiae*, *Obaichthys africanus*, *Neoceratodus africanus*, *Onchopristis numidus*, *Calamopleurus africanus*, *Dentilepisosteus? Kemkemensis*) et de crocodiliens (*Laganosuchus? maghrebensis*).

2- La Formation des Marnes à gypse inférieures est formée de dépôts marneux à passées de gypse et de calcaires à caractères de tempêtes. Elle est rapportée au Cénomaniens inférieur-moyen par sa position au-dessus de la Formation des Grès rouges et au-dessous du bioévénement à *Neolobites*.

3- La Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane correspondent à une sédimentation carbonatée franchement marine de plate-forme peu profonde. La partie inférieure de la formation est attribuée au Cénomaniens supérieur grâce à son contenu paléontologique formé de *Neolobites vibrayeanus* et des rudistes *Apricardia* sp., *Caprinula boissyi*, *Durania* sp. et *Sauvagesia sharpei*; la partie supérieure de la formation est rapportée au Turonien inférieur par corrélations faciologiques avec les bassins avoisinants.

L'analyse de la faune récoltée dans les deux bassins étudiés (Atlas saharien occidental et Bassin du Guir) nous a permis de compléter le bilan paléontologique de la région, et de tracer une limite probable entre les étages Cénomaniens et Turoniens. Cette analyse nous a donné l'avantage de citer pour la première fois : neuf espèces d'ammonites, dont trois espèces sont d'âge Turonien; sept espèces de rovéacrinides; neuf genres d'ophiures, dix neuf espèces d'ostracodes dont seize cités pour la première fois dans le Bassin du Guir et huit espèces dans les Monts des Ksour, six espèces de foraminifères benthiques dans le Bassin du Guir; sept espèces de foraminifères planctoniques dans les Monts des Ksour.

L'étude séquentielle a mis en évidence la présence d'une mégaséquence d'ouverture, composée de quatre mésoséquences "transgression-régression". L'ouverture des milieux de dépôts en direction du Nord est confirmée par l'organisation des unités lithostratigraphiques dans les deux bassins et par l'affinité paléobiogéographique nettement téthysienne de l'échinofaune, des ammonites et de l'ostracofaune.

Mots clés : Algérie, Atlas saharien, Guir, Cénomaniens, Turoniens, Lithostratigraphie, Sédimentologie, Paléontologie, Biostratigraphie.

Abstract

The present study intends to introduce the Cenomano-Turonian series widely outcropping in the western Saharan Atlas and in the Guir basin. It deals with the bed-by-bed examination and sampling of several prominent sections, within the scope of refining the former lithostratigraphy, upgrading its biostratigraphy, and then reconstructing the sedimentary dynamics, subsequent paleoenvironments, and sea-level changes.

Concerning lithostratigraphy, the Cenomanian-Turonian deposits can be subdivided into three formations:

In the western Saharan Atlas (Ksour Moutains):

1- The El Rhelida Formation is defined at its base by mixed silicoclastic and carbonate deposits from a subtidal and storm-influenced nearshore environment. The base of this formation delivered an early Cenomanian fossil assemblage, consisting of isolated dinosaur teeth of *Spinosaurus aegyptiacus*, and *Spinosaurus* sp., fish remains of *Neoceratodus africanus*, *Mawsonia* sp., bone fragments of *Lepidotes* sp., and rostral teeth of *Onchopristis numidus*. 2- The M'daouer Formation is composed of evaporitic deposits, depositional environment of which is related to a nearshore sebkha. Thanks to lithological constraints it is assigned to the lower to middle Cenomanian. 3- The Rhoundjaia Formation is composed of carbonate platform deposits of late Cenomanian-Turonian age, with evidence of several ammonite levels at the basis [*Neolobites vibrayeanus* and *Calycoceras (Calycoceras) naviculare*] and the top [*Nigericeras gadeni*, *Fikaites subtuberculatus*, *Fikaites* cf. *varicostatus*, *Vascoceras gamai*, *Pseudotissotia nigerensis*, *Choffaticeras sinaiticum*, and *Hoplitoides wohlmanni*] of the studied sequence.

In the Guir Basin:

1- The Red Sandstones Formation (« Formation des Grès rouges ») is composed of silty-claey, rarely microconglomeratic, deposits, of fluvial origin on the southern basal margins, and of nearshore influence on the eastern side of the basin. It is assigned to the Lower Cenomanian thanks to its paleontological content made of isolated dinosaur teeth of *Spinosaurus aegyptiacus*, of fish remains of cf. *Hybodus*, cf. *Bawitius*, *Distobatus nutiae*, *Obaichthys africanus*, *Neoceratodus africanus*, *Onchopristis numidus*, *Calamopleurus africanus*, and *Dentilepisosteus? kemkemensis*, and crocodilian remains of *Laganosuchus? maghrebensis*. 2- The Lower Gypsum Marls Formation (« Formation des Marnes à gypse inférieures ») is composed of marly deposits, with gypsum interbeds and storm-deposited carbonates. It is attributed to the lower-middle Cenomanian based on its lithological position above the Red Sandstones Formation and below the *Neolobites* bioevent; 3- The « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane » Formation corresponds to a widespread shallow-platform open-marine carbonate deposition. Its lower part is assigned to the upper Cenomanian thanks to its macrofaunal content mostly composed of ammonite *Neolobites vibrayeanus*, and rudistids *Apricardia* sp., *Caprinula boissyi*, *Durania* sp., and *Sauvagesia sharpie*; the upper part of this formation is assigned to the lower Turonian by faciological correlations with adjacent basins.

Analysis of respective faunal assemblages from both field areas (western Saharan Atlas and Guir basin) lead us to complete the fossil faunal list of this region, and to place the potential boundary between Cenomanian and Turonian with better confidence. The present study gave us the opportunity to record first some original species, namely: nine ammonite species, among which three are of Turonian age; nine ophiuroidae, seven roveacrinoid species; nineteen ostracode species, among which sixteen mentioned for the first time in the Guir basin and eight in the Ksour

Mountains; six benthonic foraminifer species in the Guir basin; seven planktonic foraminifer species in the Ksour Mountains.

The sequential analysis evidenced the existence of a transgressive megasequence, consisting of four 'transgressive-regressive' mesosequences. The northwards connexion of respective depositional environments is supported by the structure of the respective lithostratigraphic units and by the definitively Tethyan paleobiogeographic affinity of the echinoid, bivalve faunas and, most especially, the ammonite *Neolobites vibrayeanus*.

Key words: Algeria, Saharan Atlas, Guir, Cenomanian, Turonian, Lithostratigraphy, Sedimentology, Pleontology, Biostratigraphy.

<p style="text-align: center;">CHAPITRE I GÉNÉRALITES</p>

I. INTRODUCTION

II. PRÉSENTATION GÉNÉRALE DU DOMAINE D'ÉTUDE

III. CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'ÉTUDE

III.1. Monts des Ksour

III.1.1. Contexte géographique

III.1.2. Contexte géologique et stratigraphique

III.2. Bassin du Guir

III.2.1. Contexte géographique

III.2.2. Contexte géologique et stratigraphique

IV. HISTORIQUE DES RECHERCHES

IV.1. Le Cénomano-Turonien dans le domaine atlasique

- Atlas saharien oriental (Monts des Ouled Nail)
- Atlas saharien central (Djebel Amour)
- Atlas saharien occidental (Monts des Ksour)

IV.2. Le Cénomano-Turonien dans le Bassin du Guir

V. MÉTHODES ET OUTILS DE TRAVAIL

V.1. Sur le terrain

V.2. Au laboratoire

I. BUT DE TRAVAIL

La présente thèse est consacrée à l'étude des terrains cénomano-turonien qui affleurent dans l'Atlas saharien occidental et le Bassin du Guir. Très peu de travaux ont concerné le Cénomano-Turonien du Sud-Ouest algérien. Ce travail a pour but de :

- a) compléter la description lithologique et l'étude sédimentologique de nos prédécesseurs, par l'analyse approfondie de nombreuses lames minces;
- b) affiner l'aspect biostratigraphique grâce à de nouvelles récoltes paléontologiques, telles que des restes de vertébrés, des ammonites, des rudistes, des rovéacrinides, des ostracodes et des foraminifères;
- d) préciser le contexte paléoenvironnemental des différentes unités lithologiques, et proposer un découpage séquentiel;

Cette thèse apporte aussi une contribution à la connaissance de la limite cénomano-turonienne dans les Monts des Ksour et dans le Bassin du Guir.

II. PRÉSENTATION GÉNÉRALE DU DOMAINE D'ÉTUDE

II.1. Présentation générale de l'Algérie (Fig. 1)

L'Algérie est divisée classiquement, de la Méditerranée au Sahara, en quatre unités géographiques et structurales plus ou moins parallèles, qui sont du Nord au Sud :

a- Le domaine tello-rifain, qui fait partie de la chaîne alpine de l'Afrique du Nord, est le résultat de la collision des plaques tectoniques : l'Afrique au Sud et l'Eurasie au Nord. Il se raccorde à l'Ouest aux chaînes bético-baléares au niveau de l'arc de Gibraltar et à l'Est à l'Apennin par l'intermédiaire du système sicilo-calabrais. Le domaine tello-rifain est formé d'une zone interne d'origine européenne, dites Alboran-Kabylias-Peloritan-Calabria (ou AlKaPeCa, Bouillin, 1986), et d'une zone externe dominée par des terrains méso-cénozoïques;

b- Le domaine mésitien est représenté par les Hautes Plateaux (appelés aussi Meseta oranaise ou Hautes Plaines oranaises) qui se terminent en « V » vers l'Est, entre le domaine tellien et l'Atlas saharien. Il est l'équivalent de la Meseta marocaine vers l'Ouest. Il est caractérisé par des terrains méso-cénozoïques qui reposent, en discordance angulaire, sur un socle paléozoïque plissé et métamorphisé;

c- Le domaine atlasique, (appelé aussi "avant pays africain de la chaîne atlasique" ou "domaine présaharien") dont la limite méridionale est représentée par un accident tectonique majeur nommé flexure sud-atlasique (Laffite, 1939). Cette limite s'étend sur 2000 km, d'Agadir au Maroc jusqu'à Gabes en Tunisie. Elle sépare le domaine atlasique du Sahara;

d- Le domaine saharien est caractérisé par des roches paléozoïques, discordantes sur un socle précambrien. Ces roches, généralement de teinte sombre, sont recouvertes par de vastes plateaux crétacés et tertiaires (le plateau du Mzab, les hamadas du Guir, de la Daoura, du Tademaït et du Tinrhert), ainsi que par les régions relativement déprimées du Gourara, du

Touat, du plateau du Tidi Kelt et du Sud-Tinrhert. Au-dessus de ces plateaux s'intallent généralement des formations quaternaires à récentes d'origine dunaire (Grand Erg Occidental et Grand Erg Oriental) ou fluviales (Oued Saoura, Oued Guir, Oued Daoura).

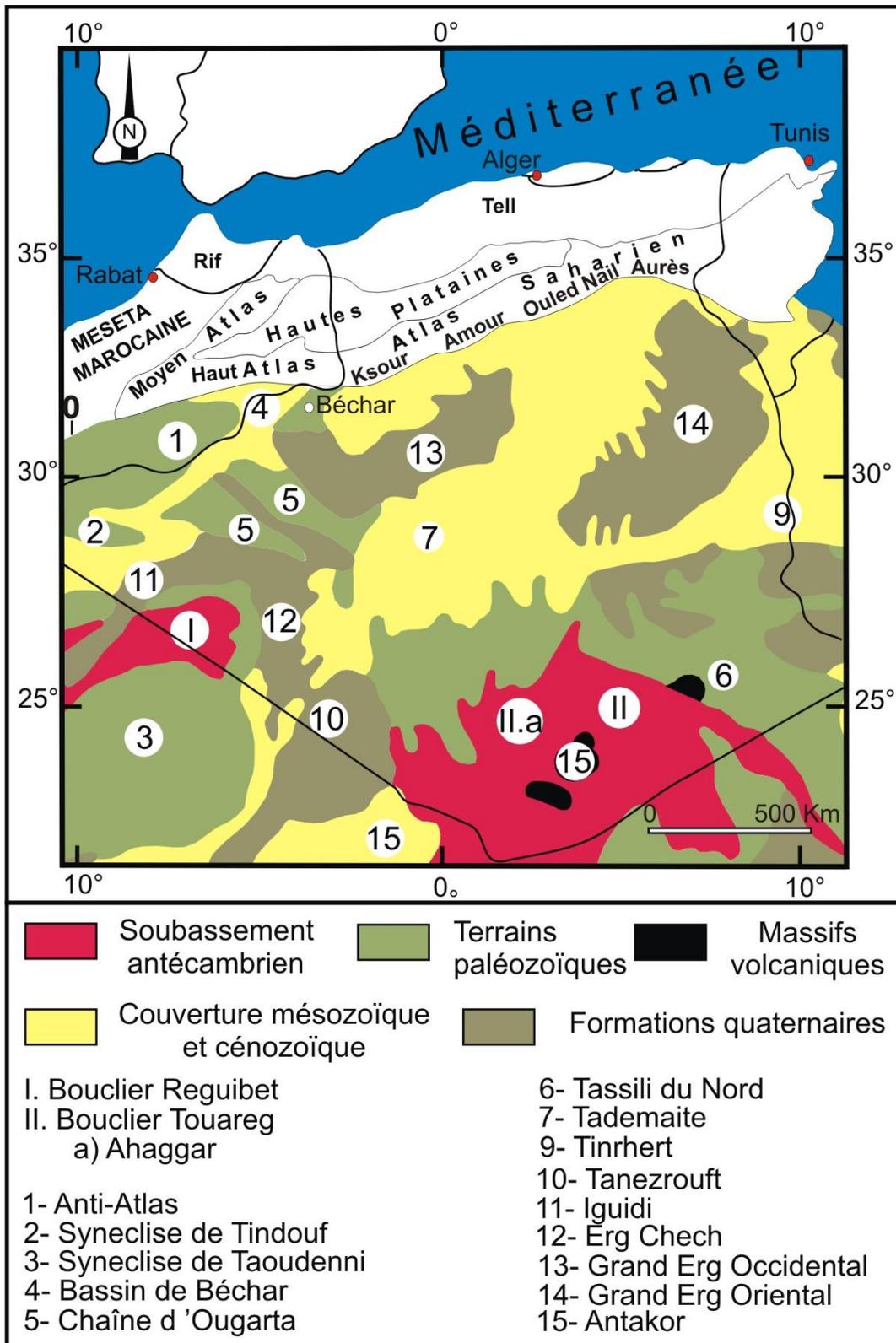


Fig. 1. Structure géologique de l'Afrique du Nord d'après Menchinkoff (1947).

III. CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE DE LA RÉGION D'ÉTUDE

III.1. Monts des Ksour

III.1.1. Contexte géographique

Selon Ritter (1902), les Monts des Ksour occupent la partie occidentale de l'Atlas saharien (Fig. 2). Ce dernier, orienté SO-NE, s'étend sur plus de 1000 km du Haut Atlas marocain à l'Ouest jusqu'au Bassin des Aurès à l'Est. Les Monts des Ksour s'intercalent entre deux domaines relativement stables, la plate-forme saharienne au Sud et les Hauts Plateaux au Nord.

III.1.2. Contexte géologique et stratigraphique

L'Atlas saharien constitue un édifice plissé formé de trois faisceaux de plis (Ritter, 1902) : les Monts des Ouled Nail (Atlas saharien oriental), le Djebel Amour (Atlas saharien central) et les Monts des Ksour (Atlas saharien occidental).

Il s'agit d'une chaîne intracontinentale à terrains méso-cénozoïques plissés lors des orogènes atlasique et alpine. Le Cénomano-Turonien est représenté par des synclinaux à grand rayon de courbure. Dans la région de Béchar, les Monts des Ksour sont séparés du domaine saharien par la partie orientale du Sillon préafricain (ou Bassin du Guir).

Sur la base des considérations lithologique, Bassoullet (1973) a divisé la série stratigraphique de l'Atlas saharien occidental en plusieurs groupes :

a- un groupe magmatique formé de roches vertes à structures ophiolitiques apparaissant en petits dykes ou emballées dans les argiles gypsifères triasiques;

b- un groupe triasique composée d'argiles gypsifères et salifères versicolores surgissant brusquement au sein de formations plus récentes, à la suite de phénomènes liés au diapirisme (halocinèse). Le Trias affleure à la faveur des failles à proximité du village d'Ain Ouarka, au Nord-Est de Djebel Rhoundjaia, à Djebel Elarhreck (carte de Challala Dahrania 1/100.000) et à l'Est du Djebel El Ktef, au voisinage du village de Djenien Bou Rezg;

c- un groupe d'âge Jurassique inférieur-moyen formé de marnes et de carbonates;

d- un groupe détritique, d'âge Jurassique supérieur-Crétacé inférieur, représenté par les formations de Tifkirt, de Djaâra, d'Aissa, de Tiloula et de Tiout. Cette dernière formation est aussi appelée « Continental intercalaire »;

e- un groupe d'âge Crétacé supérieur composé d'une formation mixte siliciclastique-carbonatée à la base (Formation d'El Rhelida), suivie par une formation à cachet évaporitique (Formation de M'daouer) et enfin d'une formation à dominance carbonatée (Formation de Rhoundjaia). Les principaux affleurements de ce groupe sont Djebel Rhoundjaia, Djebel M'daouer, Djebel Tismert, Djebel Rhelida, Dalaa Sefra, Djebel Mezroue et Djebel Khoundjâa;

f- un groupe continental d'âge Tertiaire, constitué de grès, d'argiles rouges et de carapaces calcaires. Ces formations affleurent en particulier à proximité de Djebel Boulerhfad et au Sud de l'Abiod SidiChikh.

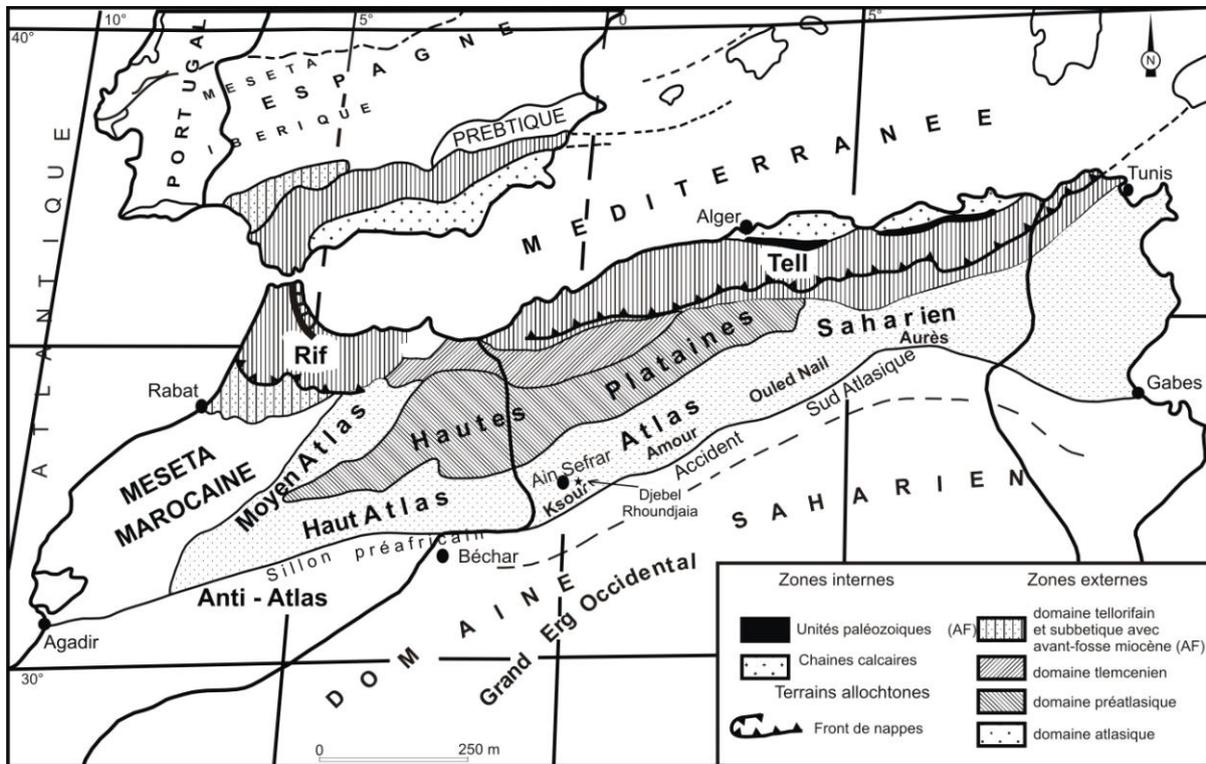


Fig. 2. Schéma structural de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale (Benest, 1985).

g- un groupe d'âge Quaternaire formé essentiellement de colluvions qui sont très répandus sur la feuille d'Ain Sefra 1/100000, notamment au pied de Garet El Kheil et Garet Deba, à l'extrémité occidentale d'Oued Rhoundjaa et à l'extrémité orientale d'Oued Mezioud, ainsi que sur les feuilles de Mograr Foukania et de Forthassa Rhabia à l'échelle 1/10.0000. Ces formations chaotiques sont le plus souvent recouvertes de dépôts tufacés et dunaires.

III.2. Bassin du Guir

III.2.1. Contexte géographique :

Le bassin du Guir se situe sur la bordure méridionale de l'Atlas saharien. Il s'allonge selon une direction Est-Ouest, depuis la localité de Ben Zireg jusqu'au la frontière algéro-marocaine. Il est bordé au Nord par les massifs paléozoïques du Djebel Antar, Djebel Horreit; au Sud et au Sud-Est, il est limité par les massifs carbonifères de Chebket Mennouna, de Chebket Djihani et du Djebel Béchar ; à l'Ouest, par la Hamada du Guir, et à l'Est, il se termine en « V » dans la région de Ben Zireg (Fig. 3).

III.2.2. Contexte géologique et stratigraphique

Le bassin du Guir fait partie du sillon préafricain (Choubert, 1942; Benyoucef *et al.*, 2012, 2014), il est formé de terrains cénomano-turonien qui se dressent généralement en murailles verticales (Bezazil El Kelba ou « BEK », première Barga, Djebel Asfar, Chebket Berridel, El Megsem et El Menaguir) reposant sur un substratum paléozoïque sombre et plissé.

La stratigraphie des terrains qui affleurent dans la région du Guir comprend :

a- un groupe magmatique représenté par les épanchements andésitiques, dacitiques et leurs tufs, qui affleurent dans la région de Boukaïs, en dehors des limites du bassin crétacé du Guir;

b- un groupe anté-mésozoïque représenté par les dépôts précambriens du massif de Boukaïs, et par les formations carbonifères qui se développent le long de la limite du Bassin du Guir (Chebket Djihani, Chebket Mennouna et Djebel Béchar, au Sud ; Djebel Antar et et Djebel Horreit, au Nord ; la structure anticlinale de Ben Zireg à l'Est);

c- un ensemble mésozoïque constitué de dépôts jurassiques (à proximité de Ben Zireg et au Nord du Djebel Antar) et crétaqués (objet de cette thèse);

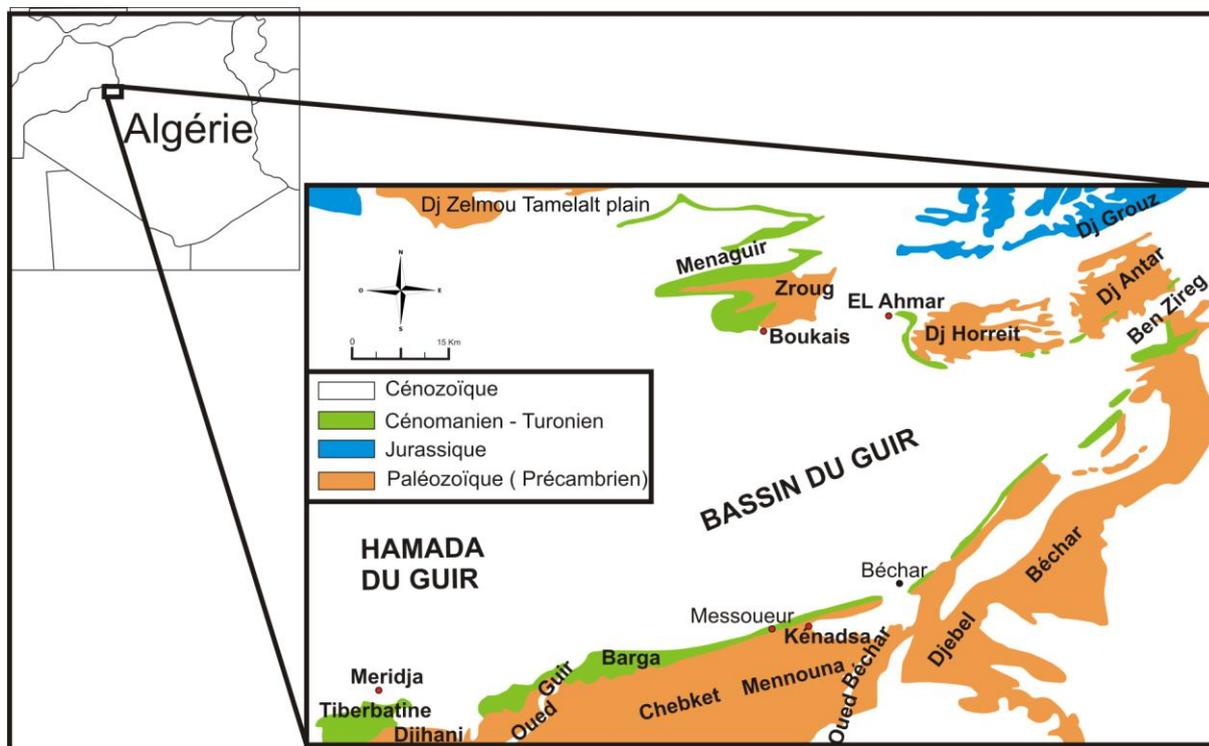


Fig. 3. Carte géologique du Bassin du Guir (Benyoucef, 2015).

d- un ensemble post-mésozoïque, matérialisé par des dépôts subhorizontaux de la série des hamadas d'âge Eocène-Pliocène et Quaternaire, y compris les formations actuelles (terrasses alluviales, dunes et le chapeau de sel qui affleure dans la vallée du Guir).

IV. HISTORIQUE DES RECHERCHES

IV.1. Le Cénomano-Turonien dans le domaine atlasique

Le passage Cénomaniens-Turonien de la marge sud-téthysienne a été bien étudié au Maroc (Tarfaya, Errachidia-Boudnib-Errfoud) comme en Tunisie. Selon les données disponibles (résultats biostratigraphiques, sédimentologiques, géochimiques et paléoenvironnementaux, ce passage reste un peu flou dans les terrains qui affleurent dans le Sud-Ouest de l'Algérie, où

la limite C-T est placée généralement sur la base de corrélation de faciès avec les bassins avoisinants.

• **Atlas saharien oriental (Aurès et Monts des Ouled Nail)**

Laffitte (1939) dans son étude du Cénomano-Turonien des Aurès, a mis en évidence une évolution des faciès entre les deux étages. La base du Cénomaniens est représentée un peu partout par des marnes à *Acanthoceras* et *Turrilites*, tandis que le Cénomaniens supérieur est formé de marno-calcaires très fossilifères. Il a cité des ammonites (*Acanthoceras*, *Turrilites* et *Neolobites*), des huîtres, des bivalves plicatulidés et des échinoïdes (Hemiasteridae et Heterodiadematidae). Le Turonien est marqué par des barres calcaires (200 à 300 m) à rudistes (*Radiolites*, *Hippurites* et *Plagiptychus*). L'auteur a placé la limite Cénomaniens-Turonien à l'apparition du premier rudiste *Praeradiolites biskarensis* dans les calcaires récifaux du Dkebel Bou Rhezel.

En 1995, Naili *et al.*, publient une note sur le Crétacé de la région de Tébessa-Morsott. La découverte des ammonites *Fagesia* sp. et *Watinoceras* sp. en association avec les foraminifères planctoniques *Hedbergella* sp., *Whiteinella archaeocretacea*, *Guembelitra cenomana*, *Dicarinella* sp. et *Heterohelix* sp., a permis aux auteurs de souligner la limite du Turonien inférieur à la base du membre d'Annaba.

Herkat (2002, 2003) a étudié l'évolution géodynamique du Crétacé supérieur du bassin des Aurès. Il a placé la limite Cénomaniens-Turonien entre deux séquences de dépôt S (I-D) et S (II-A) selon les critères suivants :

- Séquence (ID) d'une centaine de mètres d'épaisseur, essentiellement carbonatée, marno-calcaire à la base et dolomitique au sommet. La présence d'*Acanthoceras* a permis à l'auteur d'attribuer la base de S (ID) au Cénomaniens moyen, et le sommet au Cénomaniens supérieur par l'apparition d'une association de foraminifères benthiques et planctoniques tels que *Nezzazata* sp., *Merlingina* sp., *Charmoutia* sp., *Cuneolina pavonia*, *Pseudolituonella reicheli*, *Helvetoglobotruncana praehelvetica*, *Whiteinella paradubia*, *Hedbergella delrioensis*.
- Séquence (IIA) marquée par une alternance de calcaires noirs bitumineux et de marnes noires ou gris-noir de près de 200 m. Selon l'auteur cette séquence contient deux méso-séquence (II-A1) comprend une association de foraminifères planctoniques (*Whiteinella archaeocretacea*, *Whiteinella aprica*, *Whiteinella baltica*, *Whiteinella brittonensis*, *Whiteinella praehelvetica*, *Archeoglobigerina* sp., *Heterohelix* sp.) qui se rattache à la zone à *Archeocretacea*. et à l'ammonite *Choffaticeras* gr. *luciae* qui donnent un âge Turonien inférieur, et la méso-séquence (II-A2) attribuée au Turonien moyen par sa richesse en *Whiteinella paradubia*, *Hedbergella delrioensis*, *Hedbergella simplex*, et dans la moitié supérieure en ammonites : *Coilopoceras ? requienianum* et *Romaniceras kallesi*.

Dans le cadre de sa publication intitulée « Esquisse géologique de la partie orientale des Monts des Ouled Nail », Emberger (1960) a étudié les affleurements du Crétacé supérieur de la région de Bou Sâada. Il a distingué la succession suivante :

- le Cénomanién (700 à 1000 m) formé à la base par des marnes fossilifères (huîtres) et au sommet par des bancs gypseux d'épaisseur décamétriques, intercalés avec des calcaires à rudistes (*Praeradiolites biskarensis*);

- le Turonien (250 à 626 m) est composé de deux corniches calcaires :

- la première corniche comprend des ammonites (*Pseudotissotia nigeriense*, *Pseudaspidoceras* aff. *salmuriense* et *Hoplitoides ingens*). Elle est surmontée par des marnes à intercalations de calcaires argileux riches en oursins (*Hemiaster africanus*, *H. auressensis*, *Mecaster latigrunda*, *Mecaster fourneli*), de rares ammonites (*Hoplitoides ingens*) et des foraminifères planctoniques (*Globo truncana helvetica*, *Gumbelina globulosa*).
- Le sommet du Turonien est marqué par une deuxième corniche calcaire à nodules de silex. L'extrême partie sommitale est attribuée au Sénonien.

• Atlas saharien central (Djebel Amour)

Dans le cadre de sa thèse de troisième cycle, Mahboubi (1983) étudia le Crétacé post-Aptien et le Tertiaire de la bordure méridionale du Djebel Amour. L'auteur a donné un âge Cénomanién à la formation de M'daouer à miliolidés et au membre inférieur de la Formation de Rhoundjaïa à *Neolobites vibrayanus*. La limite C/T a été tracée à l'apparition des ammonites vasco-cératidés.

• Atlas saharien occidental (Monts des Ksour)

Le Cénomano-Turonien de l'Atlas saharien occidental a fait l'objet des travaux suivants : Dans son ouvrage sur le Sahara, Pomel (1872) a cité des échinides dans l'Atlas saharien occidental (*Desoricidaris pouyannei*, *Heterodiadema libycum*, *Phymosoma delmarrei*), des bivalves et des gasteropodes, ce qui lui permet d'attribuer ces affleurements au Cénomanién ;

Flamand (1911) a présenté une première synthèse stratigraphique de l'Atlas saharien occidental. Il a tracé les grands traits lithostratigraphiques des affleurements cénomano-turonien sur une carte à l'échelle 1/800.000. Il a récolté une faune cénomaniénne composée d'ammonites (*Neolobites vibrayanus*), d'huîtres (*Costagyra olisiponensis* et *Ceratostreon flabellatum*), d'échinodermes (*Heterodiadema libycum*) et de bivalves dans la région de Kheneg Namous.

Bassoullet (1973) a étudié les affleurements du Crétacé supérieur de Djebel El Rhelida, Djebel Tismert, Djebel Rhoundjaïa et Djebel Safrat el Djir, et des régions d'Oued Namous, Kerdacha et de Ben Zireg. L'auteur a subdivisé le Cénomano-Turonien en deux formations d'épaisseur constante (environ 300 m) dans tout le domaine atlasique occidental :

- la Formation de M'daouer est formé d'argiles à gypse, attribué à la partie inférieure du Cénomanién.

- la Formation de Rhoundjaïa est un ensemble carbonaté, subdivisé en trois unités bien distinctes :

- une première barre carbonatée (B1), de 30 à 40 m d'épaisseur, attribuée au Cénomanién supérieur dans sa partie basale et médiane avec des niveaux à ammonites (*Neolobites vibrayanus*), des foraminifères (*Hedbergella (Asterohedbergella) asterospinosa*), des oursins (*Heterodiadema libycum*, *Micropedina cotteai*) et de nombreux ostracodes (*Clithrocytheridea ? rhoundjaiensis*, *Clithrocytheridea* sp., *Cythereis algeriana*, *Cythereis maghrebensis*, *C. namounensis*, *Cytheropteron berbericus*, *Doloccytheridea atlasica*, *Bairdia* sp., *Cytherella* gr. *parallela*). Le sommet de la barre calcaire (B1) est attribué au Turonien inférieur, où l'auteur a découvert au Djebel M'daouer un niveau à *Vascoceras* cf. *gamai*.
- une vire marneuse intercalée par des niveaux carbonatés (M), de 30 m d'épaisseur à *Vascoceras* sp.
- une deuxième barre carbonatée (B2), de 60 m d'épaisseur, à *Globotruncana* sp., *Heterohelix* sp., *Cuneolina* sp. et *Valvulammina* cf. *picardi*. Ces deux dernières unités ont été attribuées également au Turonien inférieur.

IV.2. Le Cénomano-Turonien dans le Bassin du Guir

Les affleurements cénomano-turonien de la région de Béchar avaient attiré l'attention. Pomel (1872) a fait les premières observations sur la géologie des terrains post-paléozoïques de Béchar dans le cadre de son travail sur le Sahara. Il a signalé la présence des dépôts crétacés au voisinage de la localité de Ben Zireg.

En 1906, Poirmeur a indiqué également les dépôts crétacés qui corrélerent le Cénomanién des environs de Zoubia (Atlas saharién occidental) à celui de Djorf Torba (Bassin du Guir) ; l'auteur a présenté la première carte géologique de la région Guir-Zousfana.

Deux ans plus tard, Gautier (1908) a signalé le Crétacé de la région de Béchar dans une carte qui traite les grands traits de la géologie du Sahara algérién.

En 1911, Flamand a attribué la corniche calcaire dite "première Barga" au Cénomanién d'après son étude sur la stratigraphie du Sud-Ouest algérién, notamment le Crétacé des crêtes de Bezazil-el-Kelba, Kénadsa et de Boukaïs. L'auteur a récolté des huîtres et des échinides à proximité de Ben Zireg. Il a signalé également l'épaisseur réduite des affleurements crétacés de la région de Béchar par rapport à l'ensemble de la "haute muraille crétacée" du Sahara.

Dans le cadre d'une publication sur la mine de houille de Kénadsa, Dussert (1922) a attribué au Cénomanién les couches qui reposent en discordance sur le Westphalien.

En 1930 et 1936, Menchikoff a attribué les terrains tabulaires du Sahara nord-occidental au Crétacé après une étude géologique et morphologique. Il a subdivisé les dépôts qui affleurent dans la région de Béchar et au Sud de la zone atlasique en trois ensembles : les grès continentaux anté-cénomanién qui reposent directement sur le Paléozoïque, les calcaires marins du Cénomano-Turonien et les couches rouges post-turonien.

Grâce à une étude stratigraphique, Lauradoux & Deleau (1933) ont attribué les dépôts post-carbonifères et la première Barga (el M'hammed) au Cénomanién, et la deuxième Barga (el Gada) au Turonien.

En 1942 et 1943, Choubert a désigné par le nom du "sillon préafricain" (ou "sillon transatlantique") la vaste zone synclinale à fond plat qui sépare le Haut-Atlas de l'Anti-Atlas.

Lavocat (1947, 1948, 1949 et 1954) découvre un gisement de vertébrés (dents isolées, os brisés, des poissons et des dinosauriens) dans le "Continental intercalaire", qui sont attribués au Crétacé.

En 1949, Levy a publié une carte géologique sous le nom du bassin de "Ziz-Guir". Il a présenté les dépôts crétacés, qui s'installent entre la chaîne atlasique au Nord et les affleurements paléozoïques de la région de Béchar au Sud, et de l'Anti-Atlas oriental à l'Ouest et de Ben zireg à l'Est.

Dans sa monographie régionale intitulée « Les bassins houillers du Sud-Oranais dans la région Béchar-Abadla », Deleau (1951) a signalé l'abondance de *Costagrya olisiponensis* et *Ceratostreon flabellatum* dans les couches attribuées au Cénomaniens.

Chikhi-Aouimeur (1996) a cité le genre *Caprinula* dans la première « Barga » de Djebel Messoueur dans la partie méridionale du Bassin du Guir. L'auteur a attribué les Caprinules et les sauvagésiniés à la mer épicontinentale qui a envahi le Sahara au cours du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

En 2005, Fabre a attribué la partie inférieure des marnes gypsifères et des grès rouges au sommet du "Continental intercalaire" de Djorf Torba et au Nord de Béchar les marnes et les calcaires crayeux de Béchar au Cénomaniens supérieur et les calcaires massifs au Turonien inférieur.

Récemment l'équipe du Laboratoire n°25 de l'Université de Tlemcen a fait des études détaillées sur les affleurements du Crétacé supérieur de la région du Guir. Les premiers résultats stratigraphiques et sédimentologiques ont été publiés par Benyoucef *et al.*, (2012, 2014, 2015 et 2016).

V. MÉTHODES ET OUTILS DE TRAVAIL

V.1. Sur le terrain

Le travail sur le terrain a d'abord commencé par la recherche des meilleurs affleurements. Ensuite, les observations lithologiques, sédimentologiques, faunistiques et tectoniques nous ont permis de lever des coupes, banc par banc, avec des prélèvements systématiques dans les faciès meubles (marnes et argiles), pour l'étude micropaléontologique, et les faciès durs (grès, calcaires, dolomies). Un poids d'environ 500 grammes de sédiments a été prélevé dans chaque niveau à intervalle régulier. Nous avons établi une description détaillée des différents faciès avec une estimation de leurs épaisseurs et une identification des différentes structures et figures sédimentaires. Les fossiles des coupes (vertébrés, ammonites, échinodermes, bivalves, gastéropodes, ichnofossiles) ont été récoltés d'une manière systématique.

Toutes les particularités lithologiques, sédimentologiques et paléontologiques ont été notées et photographiées.

V.2. Au laboratoire

- Etude de la faune

Les techniques mises en oeuvre en vue de récupérer la faune se résume comme suit :

- Attaque à l'acide acétique dans le laboratoire N° 25 « PRHPM » pour dégager les vertébrés de la roche, et au Centre de Recherche sur la Paléobiodiversité et Paléoenvironnement (Paris) pour extraire les microfaunes des carbonates.

- Dégager les vertébrés de la roche :

Il faut tout d'abord préparer un support à moustiquaire qui porte le sédiment (meuble ou tendre) dans une bassine, puis on la remplit d'acide acétique dilué à 10%. La durée de cette opération varie selon la nature du sédiment, allant parfois jusqu'à 72 heures. Puis on rince la bassine pendant trois jours à l'eau de robinet pour éviter la cristallisation pendant le séchage des fossiles.

- Extraire les microfaunes des calcaires :

La méthode classique publiée par *Lethiers & Soleau-Crasquin (1988)* a été utilisée. Les échantillons de roches indurées sont placés dans un sac plastique pour éviter la dispersion des grains pendant le concassage (sur un socle métallique). On met le contenu (morceaux de taille d'une grosse noisette) dans un bocal en verre ou en céramique non fermé sous une hotte aspirante ou un endroit aéré, puis on remplit le bocal d'acide acétique pur (CH_3COOH , 100%) jusqu'à couvrir les éclats. Après un certain temps, un dépôt se forme au fond du bocal, on verse doucement l'excédent d'acide sur un filtre pour récupérer le sédiment dissout. Ensuite, les résidus sont mis sur une colonne de tamis. On passe à l'étape de lavage sous un jet d'eau. Enfin on récupère les résidus de lavage-tamissage et on le fait sécher très rapidement dans une étuve.

- Traitement des échantillons de sédiments meubles :

Les sédiments meubles (marnes, argiles, grès fins à sableux) sont trempés dans l'eau additionnée au l'eau oxygénée pendant une durée de 24 heures, afin d'obtenir un sédiment désagrégé. Le poids de chaque sédiment trempé est de 400 grammes.

L'échantillon désagrégé subit un lavage à travers une colonne de tamis métalliques dont les diamètres respectifs des mailles sont de haut en bas : (400, 250, 125, 63) microns. La macrofaune est recueillie dans le résidu du premier tamis et la microfaune constituée de foraminifères benthiques et planctoniques, de bryozoaires et d'ostracodes dans les résidus des trois tamis. Le lavage se fait en laissant couler un filet d'eau sur l'échantillon. On arrête l'opération lorsque l'eau devient limpide. Après chaque utilisation, le tamis doit être immergé pendant quelques minutes dans la solution de bleu de méthylène 5% afin d'éviter les éventuelles contaminations. Enfin, le résidu de chaque tamis est récupéré dans une coupelle puis séché à l'étuve à 50°C.

- Tri :

Le tri est réalisé sur le résidu. Une fois sec, le résidu est étalé sur un plateau à fond noir et examiné sous la loupe binoculaire. Les microfossiles (les foraminifères benthiques, planctoniques et ostracodes) sont prélevés à l'aide d'un pinceau et placés dans des cellules. Le tri est effectué uniquement pour les trois premiers tamis. Le résidu de tamis de maille 63 microns n'a pas été pris en compte car il renferme des formes jeunes indéterminables.

- Détermination :

La détermination des vertébrés a été faite au Muséum d'Histoire Naturelle de la ville de Genève (Suisse), par le Dr. Lionel Cavin.

La détermination des ammonites cénomaniennes a été faite à l'Université d'Aix Marseille par le Dr. Luc George Bulot, la détermination des ammonites turoniennes a été effectuée au Laboratoire N° 25 « PRHPM » de l'Université de Tlemcen par Dr. Jamila Zaoui.

La détermination des échinides a été faite à l'Université de Pierre et Marie Curie (Paris VI) par le Pr. Loïc Villier.

La détermination des foraminifères planctoniques a été faite à l'Université de Pierre et Marie Curie (Paris VI) par Dr. Delphines Desmares.

La détermination des foraminifères benthiques et des crinoïdes, a été faite à Rouen par le Dr. Bruno Ferré.

La détermination des ostracodes a été faite au Muséum d'Histoire Naturelle de la ville de Genève (Suisse), par le Dr. Jacques Sauvagnat.

La détermination des ophiures a été faite au Muséum d'Histoire Naturelle de Luxembourg, par le Dr. Ben Thuy.

<p style="text-align: center;">CHAPITRE II</p> <p style="text-align: center;">LITHOSTRATIGRAPHIE</p>
--

I. INTRODUCTION

II. DESCRIPTION DE LA SÉRIE CÉNOMANO-TURONIENNE DES MONTS DES KSOUR

II.1. Présentation des coupes

II.1.1. Secteur de Djebel Rhoundjaïa

II.1.2. Secteur de Djebel El Rhelida

II.1.3. Secteur de Djebel Mezroue

II.1.4. Description de la coupe synthétique du C-T des Monts des Ksour

II.1.4.1. Formation d'El Rhelida

II.1.4.2. Formation de M'daouer

II.1.4.3. Formation de Rhoundjaïa

III. DESCRIPTION DE LA SÉRIE CÉNOMANO-TURONIENNE DU BASSIN DU GUIR

III.1. Présentation des coupes

III.1.1. Secteur de Boukaïs

III.1.2. Description de la coupe synthétique

III.1.2.1. Formation des Grès rouges

III.1.2.2. Formation des Marnes à gypse inférieures

III.1.2.3. Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane

III.1.3. Secteur de Kénadsa

III.1.4. Description de la coupe synthétique

III.1.4.1. Formation des Grès rouges

III.1.4.2. Formation des Marnes à gypse inférieures

III.1.4.3. Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane

IV. COMPARAISON ENTRE LA SÉRIE CRÉTACÉE DES MONTS DES KSOUR ET CELLE DU BASSIN DU GUIR

V. CONCLUSION

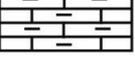
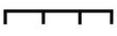
	calcaires dolomitiques		ammonites
	calcaires noduleux		échinides
	calcaires en bancs minces		gastéropodes
	calcaires marneux		huîtres exogyrines
	marnes		caprinidés
	argiles		bivalves
	argiles à gypses		rudistes silicifiés
	bancs de gypses		lumachelle
	grès		bioturbations
	nodules de silex		dents de poissons
	surface ferrugineuse		os de vertébrés
	discontinuité		tepee
	fentes de dessiccation		moule cubique de sel
	laminations et stratifications parallèles		
	laminines algaires		
	laminations entrecroisées en mamelons (<i>HCS</i>)		
	laminations et stratifications entrecroisées		

Fig. 4. Légende des figurés utilisés (faciès, faunes et structures sédimentaires).

I. INTRODUCTION

Le présent chapitre a pour but de compléter la description lithostratigraphique effectuée par nos prédécesseurs (Bassoullet, 1973; Benyoucef, 2012) dans les terrains créacés du Sud-Ouest algérien.

La description de la série cénomano-turonienne qui affleure dans les Monts des Ksour et dans le Bassin du Guir s'appuie sur l'analyse détaillée de neuf coupes : cinq coupes dans les Monts des Ksour et quatre coupes dans le Bassin du Guir.

Pour décrire cette série, la terminologie de Bassoullet (1973) et de Benyoucef (2012) est appliquée aux grands ensembles lithologiques identifiés. Toutefois, dans les Monts des Ksour, nous avons subdivisé, en plus, les formations identifiées par Bassoullet en unités lithostratigraphiques informelles, dont chacune est dotée de ses propres caractères lithologiques, paléontologiques, sédimentologiques et environnementaux.

II. LA DESCRIPTION DE LA SÉRIE CÉNOMANNO-TURONNIENE DES MONTS DES KSOUR

II.1. Présentation des coupes

II.1.1. Secteur de Djebel Rhoundjaïa

Djebel Rhoundjaïa est un relief, d'environ 10 km de longueur, située à 60 km au Sud-Est de la ville d'Ain Sefra. Il correspond à un synclinal perché bordé au Nord par Djebel Tanout, au Sud par Djebel Chemarikh, à l'Est par Djebel Djeraouine, et à l'Ouest par Djebel Djaâra. Djebel Rhoundjaïa occupe la partie centrale des Monts des Ksour, par sa position géographique et géomorphologique (Fig. 5).

La coupe a été levée au niveau de l'extrémité occidentale du Djebel Rhoundjaïa, à quelques centaines de mètres du bord du chemin de wilaya CW 3 qui mène au village d'Ain Ouarka.

II.1.2. Secteur de Djebel El Rhelida

Djebel Rhelida se situe à environ 40 km au Sud-Est du village de Boussemghoun. Il est limité au Nord, par Djebel Tameda et Djebel Es Somm, au Sud, par Djebel Tismert, à l'Est par la ville de Labiod Sid Chikh, et à l'Ouest, par Djebel de M'daouer (Fig. 6). Dans ce secteur, qui occupe la partie orientale des Monts des Ksour, trois coupes géologiques ont été levées banc par banc : coupe d'Oued Boudjihane, coupe d'Oued el Djraf et coupe de Tniet Tafarahite).

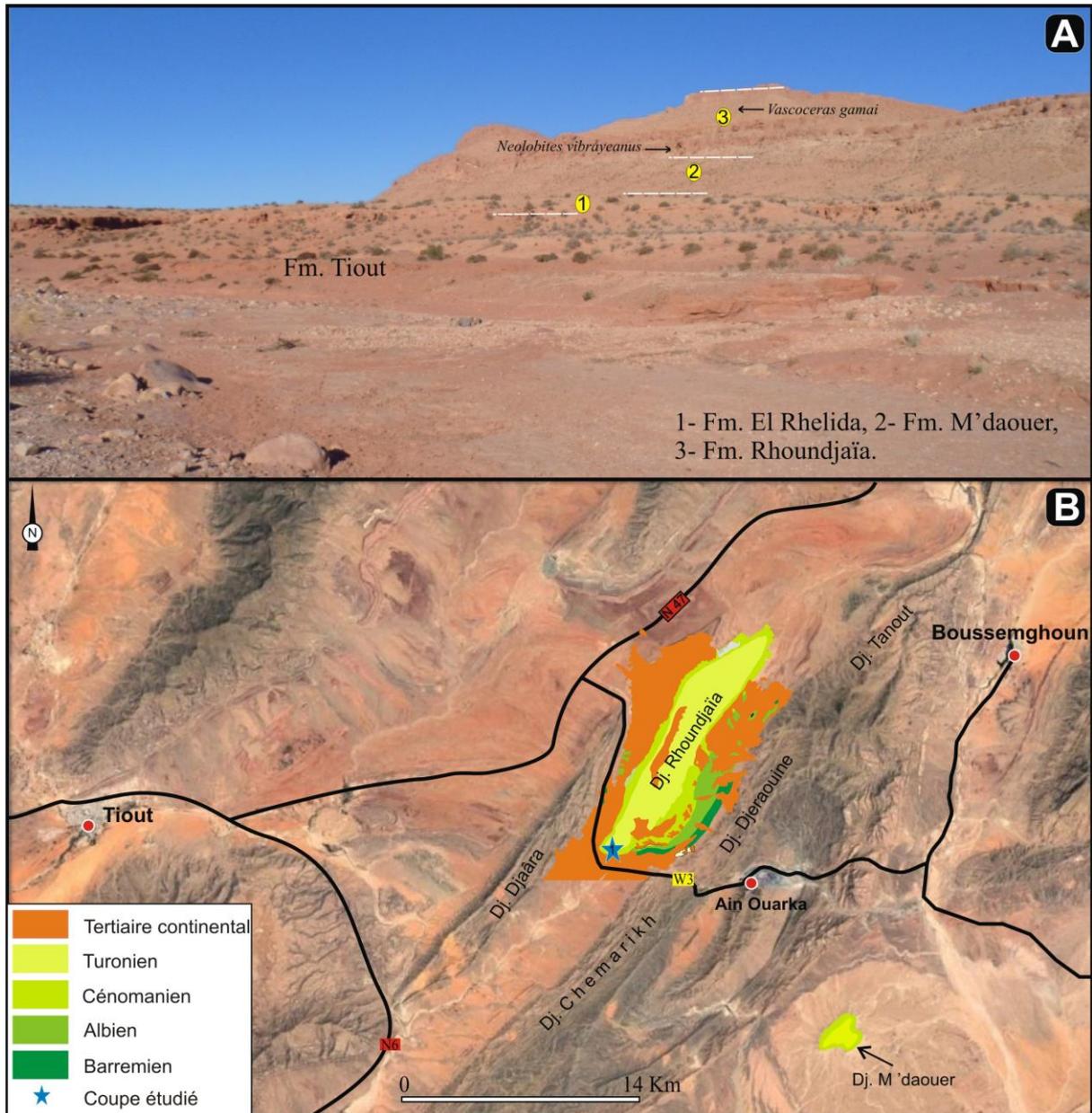


Fig. 5. Vue panoramique (A) et image satellitaire (d'après Google Earth) montrant la position géographique et les grandes unités lithostratigraphiques du Crétacé supérieur dans le secteur de Djebel Rhoundjaïa.

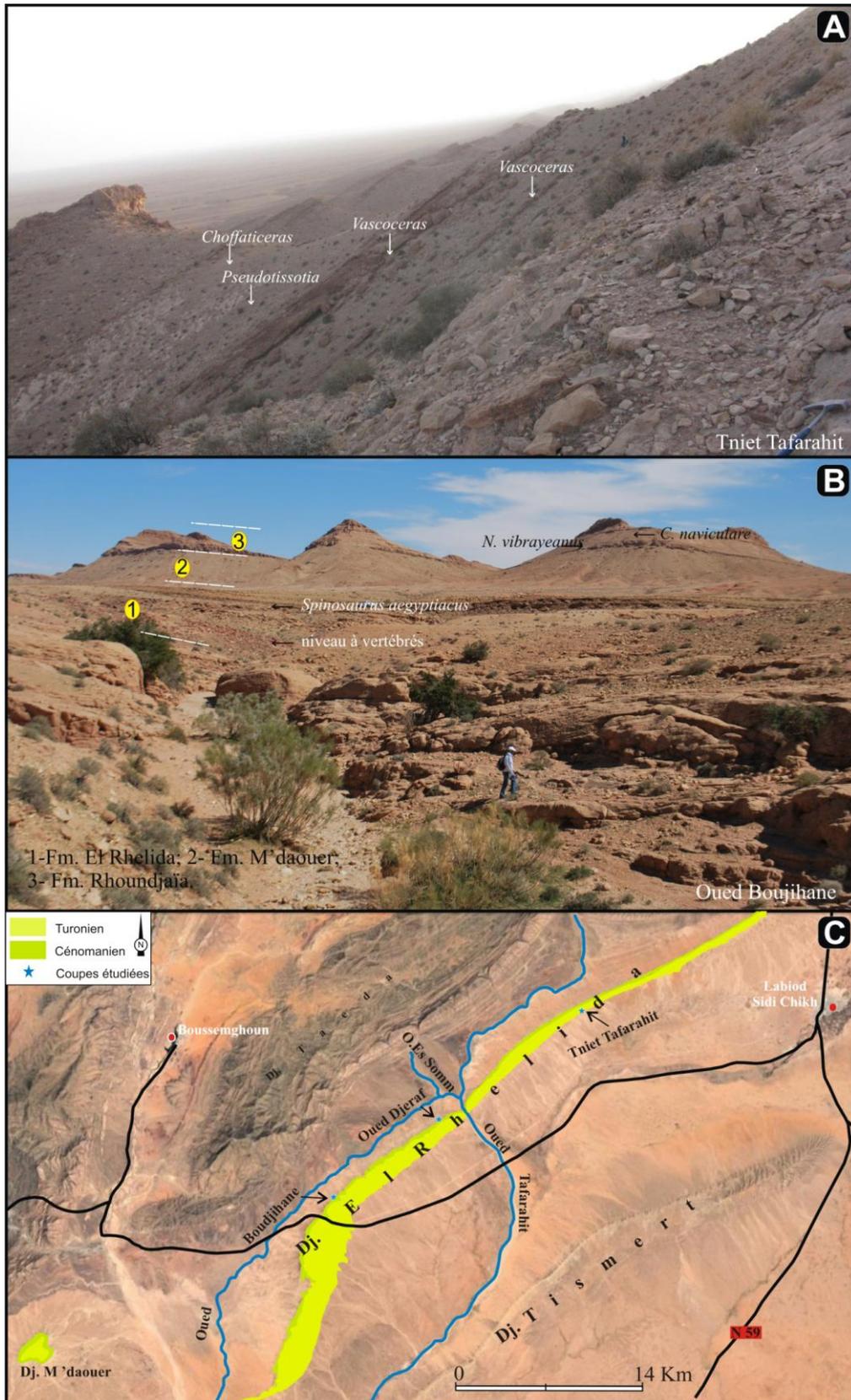


Fig. 6. Vues panoramiques et image satellitaire (d'après Google Earth) montrant la position géographique et les grandes unités lithostratigraphiques du Crétacé supérieur dans le secteur de Djebel El Rhelida.

II.1.3. Secteur de Djebel Mezroue

Djebel Mezroue se situe à environ 20 km à l'Est du village de Challala Dahrانيا. Il occupe la partie septentrionale des Monts des Ksour. Il est limité au Nord, par Djebel Khoundjaïa et la route nationale RN 47 reliant les villes d'Ain Sefra et d'El Bayadh; au Sud, par Djebel Bel Khenafis; à l'Est, par Djebel Gharbi; et à l'Ouest par la commune de Challala Dahrانيا. Une coupe a été levée sur les revers septentrionaux du Djebel Mezroue (Fig. 7).

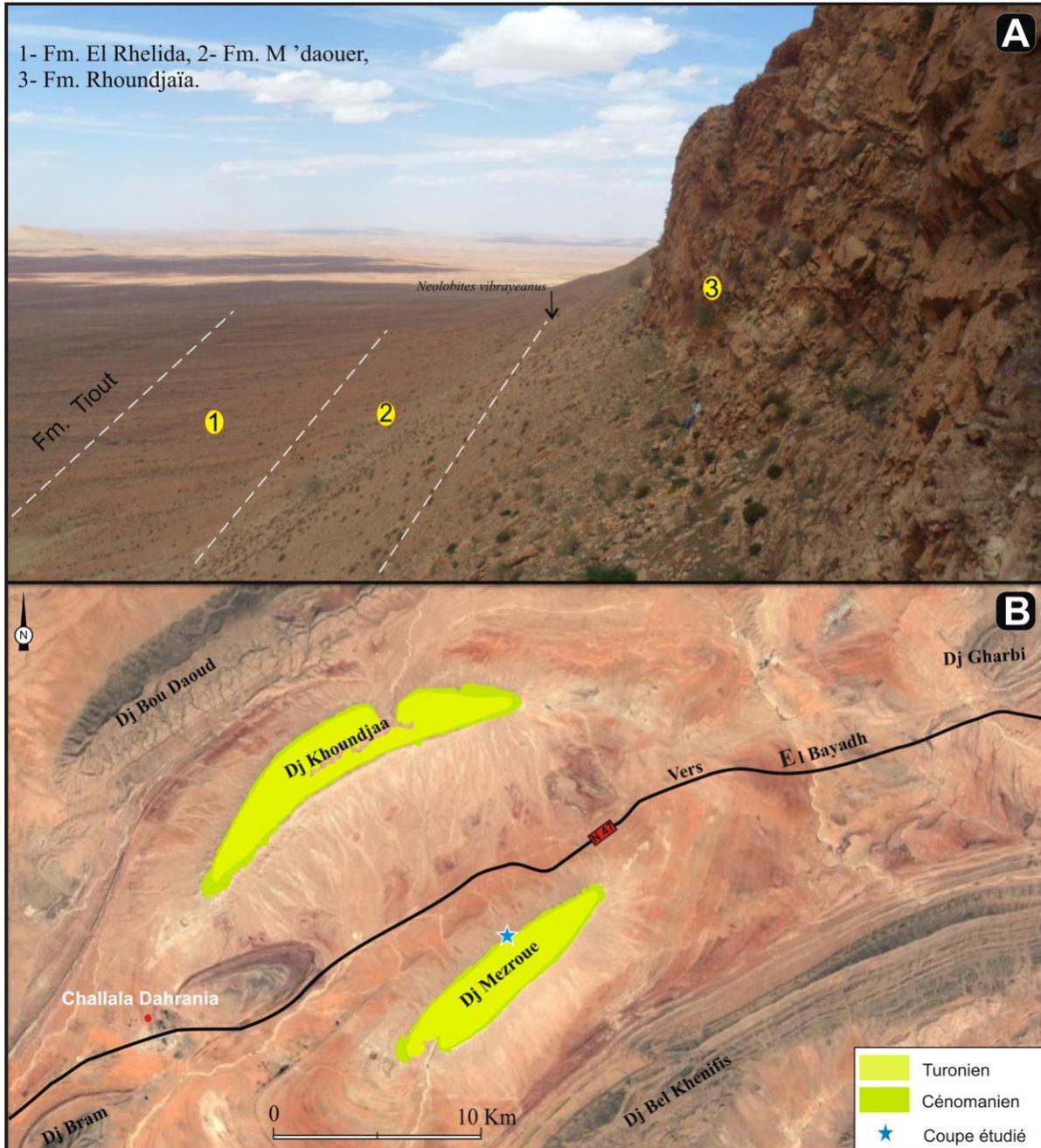


Fig. 7. Vue panoramique (A) et image satellitaire (d'après Google Earth) montrant la position géographique et les grandes unités lithostratigraphiques du Crétacé supérieur dans le secteur de Djebel Mezroue.

II.1.4. Description de la coupe synthétique du C-T des Monts des Ksour (Fig. 8)

Selon Bassoullet (1973), la succession sédimentaire surmontant la partie terminale du «Continental intercalaire» (ou Formation de Tiout) peut être classée en trois formations lithostratigraphiques: la Formation d'El Rhelida (Vraconien), la Formation de M'daouer (Cénomanien inférieur-moyen) et la Formation de Rhoundjaïa (Cénomanien supérieur-Turonien).

II.1.4.1. Formation d'El Rhelida

La coupe de référence de la Formation d'El Rhelida (200 m) a été proposée par Bassoullet, (1973) dans le Djebel El Rhelida. Cette formation, intercalée entre la formation de Tiout et de M'daouer n'est pas observable dans les secteurs de Djebel Rhoundjaïa et de Challala Dahrania en raison de la couverture des dépôts tertiaires et quaternaires. Elle est à dominante argilo-gréseuse, à la base et argilo-calcaire au sommet, ce qui permet de distinguer deux unités informelles :

Unité carbonatée-silicoclastique (mixte)

Elle est composée par des grès sablonneux à passées argileuses rouges ou vertes, avec des intercalations calcaires, rarement conglomératiques. Les grès montrent une épaisseur décimétrique, une base irrégulière, une géométrie tabulaire, parfois chenalisée. Ils sont recouverts le plus souvent par des bancs calcaires (0,30 m à 0,50 m d'épaisseur) bien continus latéralement, de texture mudstone, biolaminé et/ou à structures fenestrate. La surface supérieure des bancs gréseux présente des rides de courants, une croûte ferrugineuse et des fissures de synèresse.

Les niveaux conglomératiques sont d'épaisseur centimétrique et, remaniant des fragments d'os indéterminés, des dents isolées de *Spinosaurus aegyptiacus* et des fragments de dents rostrales d'*Onchopristis numidus*. Ces conglomérats s'achèvent par des niveaux gréseux sombres, à grains fin ou moyen, fortement bioturbés par des *Thalassinoides*. La surface basale des bancs présente un assemblage de traces fossiles composé de *Bergaueria*, *Helminthopsis*, *Lockeia*, *Planolites cf. beverleyensis*, *Planolites montanus*, *Rhabdoglyphus* et *Spirophycus*.

Unité argilo-calcaire

Cette unité comprend des argiles verdâtres, parfois rougeâtres, alternant irrégulièrement avec des calcaires massifs, de couleur jaunâtre à beige, d'épaisseur centimétrique (10 à 20 cm), contenant des débris de bivalves, de gastéropodes, des serpulidés et des ostracodes indéterminables. Ces calcaires fossilifères sont coiffés par des niveaux de calcaires biolaminés ou par des calcaires à moules cubiques de sel. Leur surface basale montre parfois un réseau de terriers de type *Thalassinoides*.

II.1.4.2. Formation de M'daouer

La coupe de référence de la Formation de M'daouer a été décrite pour la première fois par Bassoullet (1973) autour du Djebel M'daouer. Son épaisseur varie entre 120 m à Djebel M'daouer (Benyoucef *et al.*, soumis) et 150 m à Djebel El Rhelida et Djebel Mezroue. La limite inférieure de cette formation coïncide avec la limite supérieure de la formation d'El Rhelida. La limite entre la Formation de M'daouer et la Formation de Rhoundjaïa est un

changement brutal de faciès, indiqué sur le terrain par le passage de dépôts marneux verdâtres ou calcaréo-dolomitiques à figures d'émergence vers des dépôts marno-calcaires beiges riches en faune benthique et pélagique. La Formation de M'daouer peut être divisée en deux unités informelles:

Unité des argiles à gypse

Cette unité inférieure est le constituant majeur de la Formation de M'daouer. Elle est composée d'une alternance d'argiles gypsifères verdâtres ou rougeâtres avec des bancs gypseux d'épaisseur centimétrique à métrique. Cette alternance peut être parfois intercalée avec des bancs gypseux à lamines algaires et avec des bancs calcaires bioclastiques (0,2 à 0,3 m) contenant des bivalves et des gastéropodes. Les dépôts de cette unité sont observés dans tous les secteurs étudiés, à l'exception du secteur de Rhoundjaïa, où l'unité est cachée sous les alluvions actuelles.

Unité des marno-calcaires

Cette unité supérieure est reconnue dans toutes les sections étudiées. Elle est composée d'une vire marneuse verdâtre encadrée par deux bancs de calcaire dolomitique de couleur brunâtre à grisâtre. Le banc calcaire inférieur contient une faune de gastéropodes et de bivalves pectinidés. Le dernier banc calcaire est bien stratifié, présentant des lamines algaires et des polygones de dessiccation en bon état de conservation, surtout dans la coupe de Djebel Rhoundjaïa. Les lavages effectués dans la vire marneuse ont révélé deux espèces d'ostracodes: *Paracypris* cf. *dubertreti* et *Pterygocythere* ? *neknaffiensis*.

II.1.4.3. Formation de Rhoundjaïa

La Formation de Rhoundjaïa a été décrite pour la première fois par Bassoullet en 1973. Elle tire son nom du Djebel Rhoundjaïa, à proximité du village d'Ain Ouark. Cette formation est bien exposée dans les coupes étudiées, dont l'épaisseur varie entre 50 m à Djebel Rhoundjaïa et 60 m à Djebel El Rhelida. Elle peut être divisée en trois unités informelles :

Unité des calcaires inférieurs

A Djebel Rhoundjaïa, cette première unité débute par un banc calcaire lumachellique (10 à 30 cm), discontinu, de couleur gris foncé, très riche en huîtres gryphaeidés [*Costagya olisiponensis* (Sharpe) et *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck)] de petite taille. Dans les secteurs de Djebel El Rhelida et Djebel Mezroue, la base de l'unité est marquée par un banc calcaire (20 cm) de couleur brunâtre, fortement bioturbé par des terriers de type *Thalassinoides*.

La partie inférieure de l'unité se compose de calcaires noduleux à pseudonoduleux, à faune benthique et pélagique riche et diversifiée. Elle a révélé des moules internes d'ammonites [*Neolobites vibrayanus* (d'Orbigny)], des huîtres gryphaeidés [*Costagya olisiponensis*, *Ceratostreon flabellatum* (Goldfus), *Ilymatogyra africana* (Lamarck) et *Rhynchostreon Suborbiculatum* (Lamarck)] et autres bivalves [*Plicatula auresensis* Coquand, *Plicatula ferryi* Coquand, *Neithea* sp., *Granocardium productum* (Sowerby), *Granocardium* (*Granocardium*) cf. *desvauxi* (Coquand), *Pholadomia* (*pholadomia*) *pedernalis* (Roemer) et *Pholadomya* (*Pholadomya*) *vignesi* Lartet], des gastéropodes [*Cerithiinae* indet., *Cimolithium tenouklense*

(Coquand), *Ampullina* sp., *Strombus incertus* (d'Orbigny) de grande taille et *Tylostoma* sp.], des échinides [*Heterodiadema libycum* (Brongniart), *Tetragramma variolare* Agassiz & Desor et *Mecaster batnensis* (Coquand)] et des holothuridés.

L'examen des lames minces montre qu'il s'agit d'une texture mudstone-wackestone à valves d'ostracodes, ophiures, foraminifères planctoniques [*Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *W. praehelvetica* (Trujillo), et *Dicarinella* aff. *imbricata* (Monod)] et foraminifères benthiques [*Gavelinella berthelini* (Keller), *Valvulammina picardi* (Henson), *Frondicularia* sp., *Dictyoconus* cf., *Ammobaculites benuensis* (Peters), et *Ammobaculites* sp.].

La microfaune associée est formée de sections de crinoïdes pélagiques (Roveacrinidae indet.), de pithonellides (*Pithonella ovalis*), de spicules de spongiaires, de plaques d'holothuridés et de débris de mollusques (fragments d'inocérames, d'ostréidés et de lamellibranches). Dans le secteur du Djebel El Rhelida et Djebel Mezroue, la partie inférieure de l'unité des calcaires inférieurs est coiffée par un banc calcaire jaunâtre, massif de 40 cm d'épaisseur, très riche en bivalves pectinidés du genre *Neithea* [*Neithea* (*Neithea*) *quinquecostata* Sowerby, *Neithea* (*Neithea*) *notabilis* (Muenster in Goldfuss) et *Neithea* sp.].

La macrofaune secondaire est formée de *C. olisiponensis*, *P. ferryi* et *Camptonectes curvatus* (Geinitz). Ce niveau calcaire riche en *Neithea* est surmonté par un autre horizon calcaire bioclastique brunâtre (10 cm d'épaisseur) qui nous a révélé des spécimens d'ammonites mal préservés.

La partie sommitale de l'unité des calcaires inférieurs est essentiellement composée de calcaires durs, brunâtres à grisâtres, renfermant des moules internes de *S. incertus* de grande taille et des huîtres (*C. olisiponensis* et *I. africana*). La partie supérieure de la barre des calcaires inférieurs est composée principalement d'une succession de calcaires gris, contenant de grands moules internes de *S. incertus* et des huîtres telles que *Costagyra* et *Ilymatogyra*.

Dans la coupe de Rhoundjaïa, la première barre correspondant à l'unité des calcaires inférieurs, est coiffée par un mince banc calcaire noduleux (15 cm d'épaisseur) à surface ferrugineuse, très riche en *Calycoceras* (*Calycoceras*) *naviculare* (Mantell). Cette dernière est absente dans la coupe de Mezroue et la coupe d'El Rhelida.

Unité des marnes médianes

Cette unité se compose d'une vire marneuse fossilifère, de couleur jaunâtre, à intercalations de bancs de calcaire grisâtre bioclastique. Son épaisseur diminue de l'Ouest vers l'Est : 15m à Djebel Rhoundjaïa et 5 m dans djebel El Rhelida (coupe de Tniet Tafarahite).

Dans la coupe de Rhoundjaïa les dépôts marneux ont révélé une riche faune d'ostracodes (*Paracypris* cf. *dubertreti*, *Bairdia* sp., *Haughtonileberis mdaouerensis*, *Pterygocythere* ? cf. *neknaffiensis*, *Cytherella* gr. *ovata*, *Paracypris mdaouerensis*, *Cythereis algeriana* et *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*) en bon état de conservation, des foraminifères benthiques (*Gavelinella berthelini*, *Thomasinella* sp., *Valvulammina picardi*, *Frondicularia* sp., *Ammobaculites* sp., *Ammobaculites benuensis*) et planctoniques [*Heterohelix reussi* (Cushman), *Heterohelix*. *moremani* (Cushman), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg) *Heterohelix* cf. *moremani* (Cushman), *Heterohelix* cf. *reussi* (Cushman)].

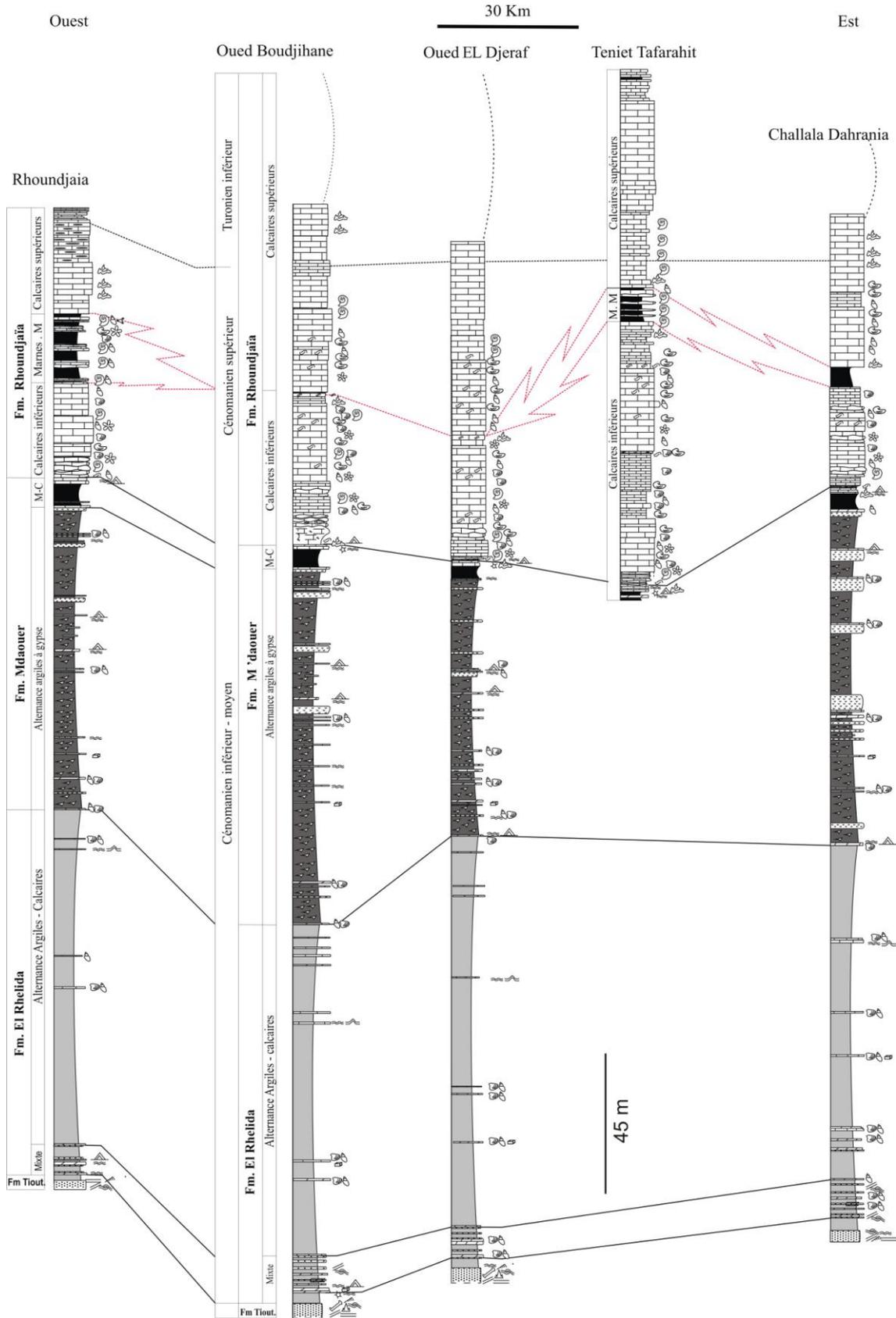


Fig. 8. Evolution lithologique du Cénomano-Turonien dans l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour).

Les bancs carbonatés intercalés dans les marnes sont durs, d'épaisseur croissante de la base vers la partie médiane de l'unité (de 0,5 à 1,5 m) et décroissante dans la partie sommitale de l'unité. Ils contiennent des spécimens d'ammonites bien conservés et diversifiés [*Nigericeras gadeni* (Chudeau), *Fikaites subtuberculatus* (Collignon) et *Vascoceras gamai* (Choffat)], des moules internes de gastéropodes, en particulier *Tylostoma cossoni*, et des échinoïdes tels que *Anorthopygus michelini* (Cotteau) et *Orthopsis ovata* (Coquand). L'étude microscopique des lames minces montre une texture wackestone à packestone incluant des foraminifères planctoniques [*Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *Whiteinella praehelvetica* (Trujillo), *Dicarinella* aff. *imbricata* (Mornod), *Muricohedbergella delrioensis* (Carsey), *Asterohedbergella asterospinosa* (Hamaoui), et *Praeglobotruncana stephani* (Gandolfi)], des foraminifères benthiques (*Valvulammina picardi* (Henson) et *Frondicularia* sp.), et des valves d'ostracodes. La microfaune associée est formée d'ossicules d'ophiuridés, de crinoïdes pélagiques (*Roveacrinus alatus* Douglas, *R. communis* Douglas, *Roveacrinus* sp., *Roveacrinidae* indet., *Applinocrinus* sp.), de calcisphères (*Pithonella ovalis*), de débris de mollusques (gastéropodes, bivalves, inocérames) et de fragment de coraux.

Unité des calcaires supérieurs

Cette unité montre une épaisseur variable 35 m à Djebel Rhoundjaïa, 55 m à Djebel El Rhelida et 45 m à Djebel Mezroue. Elle peut être divisée, à Djebel El Rhelida en trois parties :

La partie basale de l'unité mesure environ 15m d'épaisseur. Elle se compose principalement de bancs de calcaire grisâtre très durs, riches en ammonites de la famille des Vascoceratidae puis de la famille des Pseudotissotiidae (*Pseudotissotia* et *Choffaticeras*) et des Coilopoceratidae (*Hoplitoides*) et une espèce d'ophiure *Histampica* sp. Dans la coupe de Rhoundjaïa, la partie basale de l'unité des calcaires supérieurs est un calcaire grisâtre fortement bioturbé avec des terriers de type *Thalassinoides*. L'analyse pétrographique de ces calcaires révèle une texture mudstone à wackestone contenant de rares foraminifères benthiques (*Gavelinella berthelini*, *Valvulammina picardi* et *Cuneolina* sp.), des valves d'ostracodes, des sections de calcisphères, de crinoïdes pélagiques (*Roveacrinus* sp. cf. *alatus*, *R. communis*, *R. cf. spinosus* Peck, *Roveacrinus* sp., *Orthogonocrinus apertus* Peck), d'ophiuroïdes et, dans une moindre mesure, des plaques et des épines d'oursin, des fragments de bivalves et de gastéropodes. L'attaque des échantillons calcaires par l'acide acétique nous a livré d'abondants foraminifères planctoniques. Dans la coupe de Tniet Tafarahit, la limite entre le dernier niveau calcaire à Vascoceratidae et les premiers bancs à Pseudotissotiidae et Coilopoceratidae, est marquée par une surface intensivement bioturbée, à réseau de *Thalassinoides*.

La partie médiane de l'unité des calcaires supérieurs atteint environ 22 m d'épaisseur au niveau du Djebel El Rhelida et 15 m à Djebel Rhoundjaïa. Elle est composée d'un calcaire micritique jaunâtre, dépourvu de macrofossiles, à l'exception de quelques débris de bivalves.

La partie supérieure de l'unité est bien développée dans la coupe de Tniet Tafarahit, avec une épaisseur d'environ 10 m. Elle se compose principalement de bancs de calcaire laminé d'épaisseur centimétrique de couleur gris à bleuâtre, et en bonne continuité latérale. Cette partie sommitale de la Formation de Rhoundjaïa se distingue aussi par la fréquence des niveaux à silex, en nodules ou en bancs minces.

III. DESCRIPTION DE LA SÉRIE CÉNOMANO-TURONIENNE DU BASSIN DU GUIR

La série crétacée du Bassin du Guir se distingue aisément de son substratum paléozoïque, hétérogène de couleur presque noire. Elle repose à Boukaïs sur les grès du Précambrien inférieur, au Djebel Asfar sur les alternances grésocarbonatées du Tournaisien, de Ben-Zireg à Béchar sur les argiles du Namurien, de Kénadsa à Meridja sur les formations détritiques du Westphalien. Elle présente trois formations distinctes, où les deux dernières ont été subdivisées en unités lithostratigraphiques, chacune avec ses propres caractères lithologiques, sédimentologiques et environnementaux.

III.1. Présentation des coupes

Pour l'étude du C-T dans le Bassin du Guir, deux coupes géologiques synthétiques ont été présentées, l'une dans le secteur de Boukaïs (partie septentrionale du bassin) et l'autre dans le secteur de Kénadsa (partie méridionale du bassin).

III.1.1. Secteur de Boukaïs

La partie septentrionale du Bassin du Guir mesure environ 60 Km à vol d'oiseau depuis d'El Meguessem, à l'Ouest jusqu'à la localité de Ben Zireg, à l'Est. La série crétacée est représentée par des corniches calcaires (Berridel, El Meguessem, Menaguir, etc.) surmontant une vire marneuse qui coiffe le Précambrien par le biais d'une discordance angulaire.

La région de Boukaïs se situe à 40 Km au Nord-Ouest de la ville de Béchar. Elle occupe la partie septentrionale du Bassin du Guir (Fig.9) et englobe trois principales corniches calcaires : Berridel, El Meguessem, Menaguir). La coupe synthétique a été établie à partir de deux coupes géologiques : une coupe au niveau de Chebkat Berridel et une autre dans la corniche dite Menaguir (Fig. 9).

III.1.2. Description de la coupe synthétique (Fig.10)

III.1.2.1. La Formation des Grès rouges

Cette formation repose en discordance angulaire sur un substratum volcano-sédimentaire sombre. Elle constitue un repère aisément reconnaissable par sa morphologie : bande à chenaux grésoconglomératiques à la base et grésopélitiques rougeâtres au sommet, d'épaisseur centimétrique à décimétrique, et à base irrégulière. Les niveaux gréseux présentent des stratifications obliques angulaires, en arête de poisson, et des rides de courant. Cette entité déritique, considérée comme azoïque (Menchikoff, 1936; Clariond, 1939; Levy, 1949; Deleau, 1951), nous a livré une association de vertébrés d'âge Cénomaniens inférieurs (Benyoucef *et al.*, 2014, 2015) : des restes de chéloniens, un ensemble de dents isolées de dinosauriens (*Dromaeosauridae* indet. et *Spinosaurus aegyptiacus*), de poissons (*Hybodontidae* indet., cf. *Hybodus*, *Distobatus nutiae*, *Onchopristis numidus*, *Ginglymodi* indet., *Dentilepisosteus? kemkemensis*, *Calamopleurus africanus*, *Pycnodontiformes* indet.) et de crocodiliens (*Laganosuchus ? maghrebenensis*).

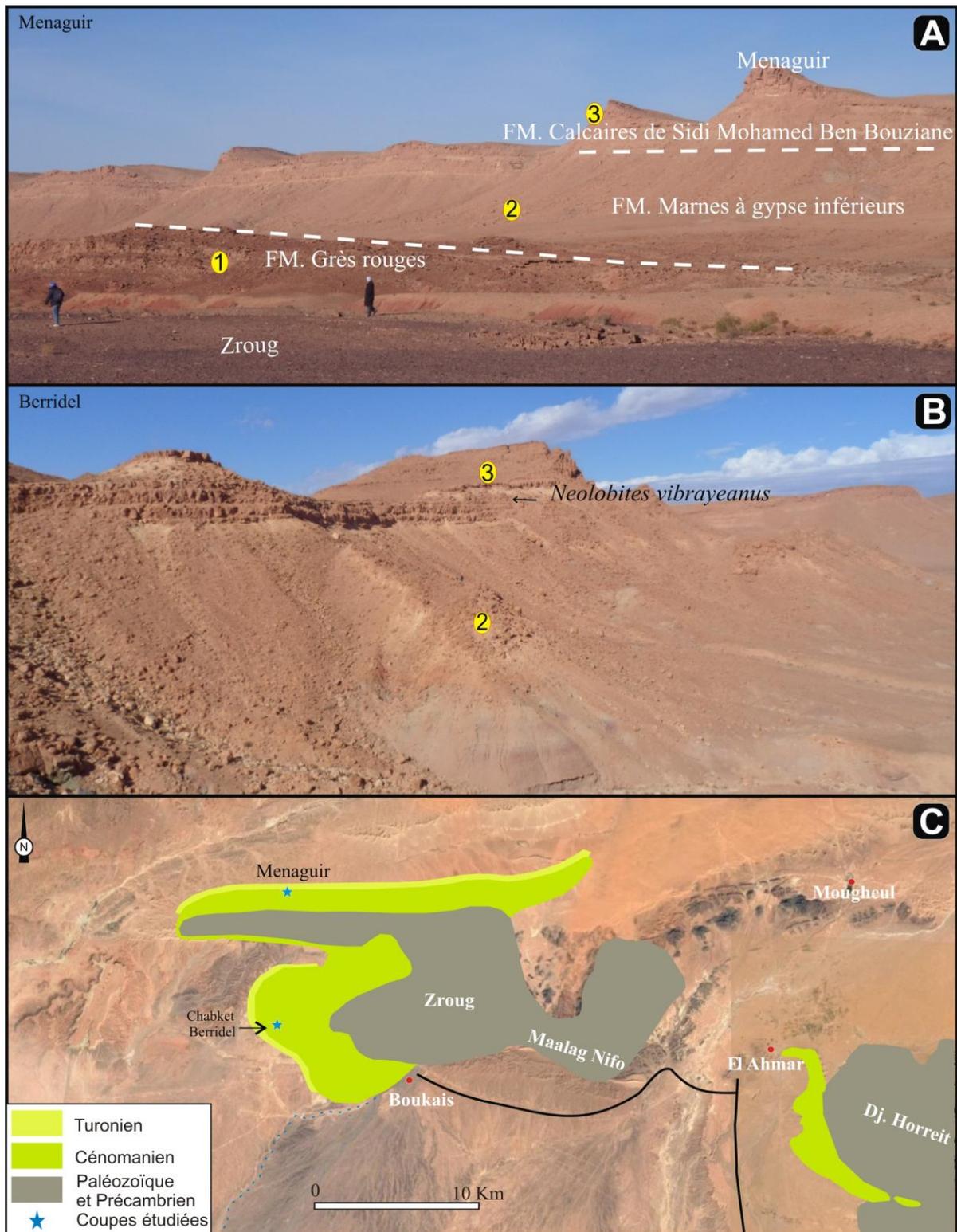


Fig. 9. Vue panoramique (A-B) et image satellitaire (d'après Google Earth) montrant la position géographique et les grandes unités lithostratigraphiques du Crétacé supérieur dans le secteur de Boukais.

III.1.2.2. La Formation des Marnes à gypse inférieures

Cette formation apparaît dans une vire limitée à la base par les grès rouges et au sommet par les corniches calcaires cénomano-turonienues. Elle est hétérogène, composée de marnes, du gypse et de carbonates. Elle est subdivisée en deux unités lithologiques :

Unité 2-A : La base de cette unité est caractérisée par une alternance de marnes avec des calcaires bioclastiques (0,10 m et 1 m d'épaisseur), massifs à débris d'huîtres (*Exogyra* sp. et *Costagyra olisiponensis*). Cette alternance est surmontée par une combe marneuse verdâtre ou rougeâtre à intercalations lenticulaires de gypse fibreux, saccharoïde, parfois laminés, et de niveaux dolomitiques d'épaisseur centimétrique à décimétrique (de 0,10 à 0,40 m). Ces niveaux carbonatés, renferment des moules de bivalves et de gastéropodes, surmontés par une vire argileuse où s'intercalent deux minces niveaux gypso-dolomitiques à laminites gypsifères. La partie supérieure de cette unité est marquée par l'absence des niveaux gypseux.

Unité 2-B : Elle correspond à une vire marneuse jaunâtre à blanchâtre, encadrée par deux bancs calcaires dolomitiques d'épaisseur décimétrique, bioturbés ou à laminations algaires. La surface sommitale du dernier banc présente des rides de courant, une surface ferrugineuse et renferme aussi des bivalves et des gastéropodes ferrugineux et de petite taille. La vire marneuse a livrée les espèces d'ostracodes suivantes : *Cytherella* gr. *ovata*, *Doloccytheridea atlasica*, *Metacytheropteron berbericus*, *Veeniacythereis maghrebensis* et *Bairdia* sp. A (Mebarki *et al.*, 2016b) et des foraminifères benthiques (*Ammobaculites* sp., *Cuneolina* sp., *Discyclina* sp.).

III.1.2.3. La Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane

Cette formation, essentiellement calcaire, dont l'épaisseur varie de 55 à 60 m au Nord et de 10 à 20 m au Sud du Bassin du Guir, se présente dans la région de Berridel-Menaguir sous la forme d'une falaise carbonatée massive. Sa limite inférieure se situe à l'apparition du premier niveau calcaire noduleux ou marneux fossilifère qui surmonte une surface ferrugineuse d'extention régionale. Elle se subdivise en quatre unités lithologiques (Benyoucef & Meister, 2015 ; Mebarki *et al.*, 2016b).

Unité 3-A : Elle est composée d'une alternance de marnes blanchâtres et de bancs de calcaire argileux lumachellique d'aspect pseudonoduleux ou massifs. A partir de sa base, cette succession nous a révélé une biophase abondante, essentiellement composée d'ammonites (*Neolobites vibrayeanus* d'Orbigny, de nautes [*Angulithes mermeti* (Coquand) et *Eutrephoceras* sp.], de bivalves (*Arctica* sp., *Barbatia* sp., *Ceratostreon flabellatum* (Goldfuss), *Costagyra olisiponensis* (Sharpe), *Ilymatogyra africana* (Lamarck), *Glossus aquilinus* (Coquand), *Granocardium desvauxi* (Coquand), *Granocardium productum* (Sowerby), *Linearia* sp., *Modiolus* sp., *Neithea* (*Neithea*) cf. *regularis* (Schlotheim), *Pholadomya* (*Pholadomya*) *vignesi* Lartet, *Plectomya* sp., *Plectomya* ? *humei* (Fourtau), *Plicatula auressensis* Coquand, *Pycnodonte vesicularis* Lamarck et *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck), ostréidés et pectinidés), de gastéropodes (Aporrhaidae indet., Campanilidae indet., *Gyrodes* sp., *Harpagodes* sp., *Nerinea* sp., *Solariella* sp., Turritellidae indet., *Tylostoma* sp. et *Volutoderminae* indet.), d'échinodermes [*Cidaroida* sp., *Coenholectypus exisus* (Desor), *Dorocidaris taouzensis* Lambert, *Heterodiadema libycum* (Agassiz & Desor), *Heterodiadema ouremense* De Loriol, *Heterodiadema* sp. indet., *Mecaster*

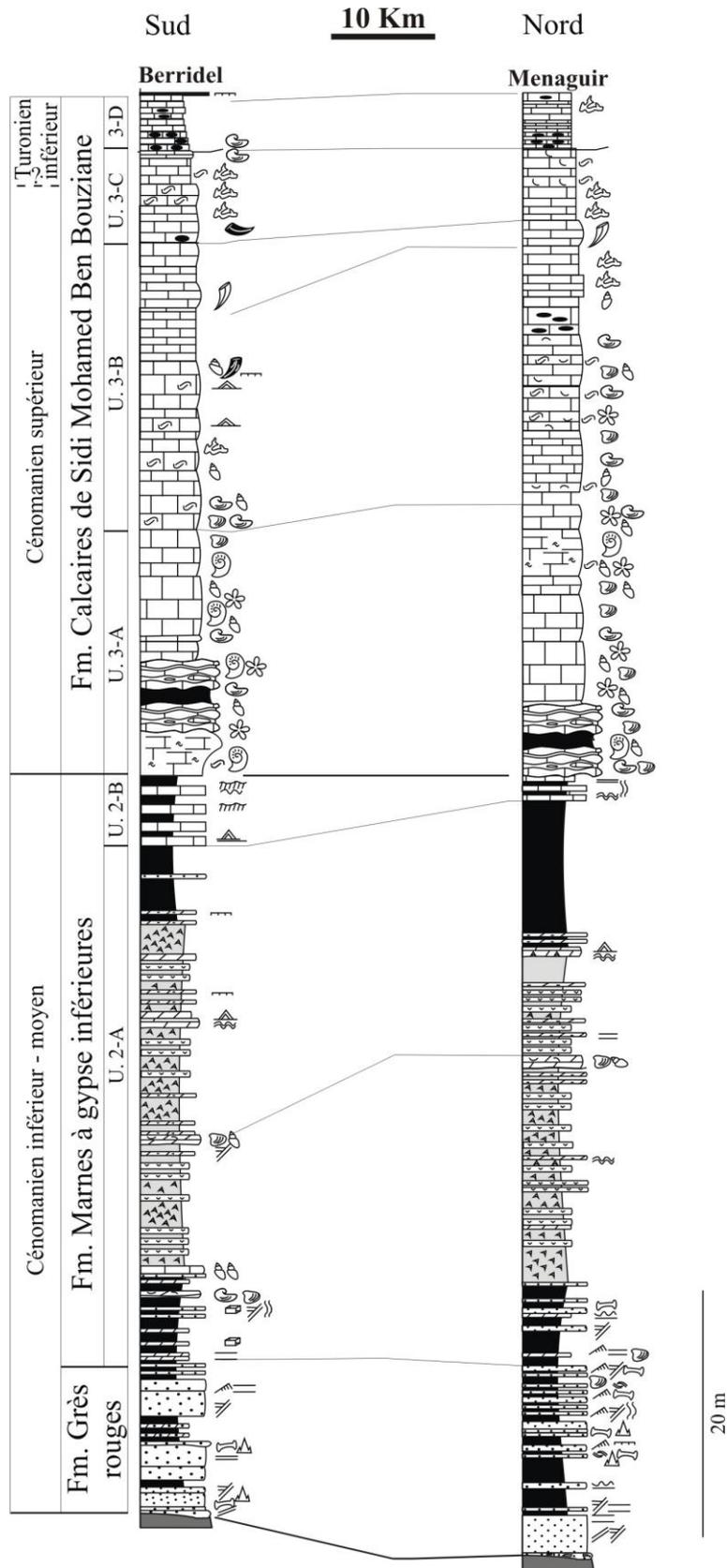


Fig. 10. Evolution lithologique du Cénomano-Turonien dans le Bassin du Guir (secteur de Boukaïss).

batnensis (Coquand), *Pedinopsis* sp. indet., et *Tetragramma variolare* (Brongniart)]. L'analyse microscopique des niveaux calcaires montre qu'il s'agit d'une texture mudstone-wackestone à radioles d'échinides, fragments de lamellibranches, prismes d'inocérames, fragments d'ophiures, et d'ostracodes.

Les niveaux supérieurs ont fourni également des palais de poissons pycnodontiformes indéterminés. L'examen des résidus de lavage des couches marneuses a livré une riche faune. C'est dans cette unité qu'on trouve le plus grand nombre d'espèces d'ostracodes (*Cytherella* gr. *ovata*, *Doloccytheridea atlasica*, *Metacytheropteron berbericus*, *Veeniacythereis maghrebensis*, *Bairdia* sp. A., *Cytherella parallela*, *Bairdia* cf. sp. 1 Andreu, *Bythocypris amelkisensis*, *Cythereis namousensis*, *Rehacythereis* sp., *Reticuloscosta* gr. *tarfayaensis*, *Peloriops* cf. *ziregensis*, *Cytherella tazzouguertensis*, *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Kalyptovalva?* *tifratinensis* et *Cythereis algeriana*) associés à des foraminifères benthiques [*Pavonia* gr., *Cuneolina* sp., *Discyclina* sp., *Ammobaculites* sp., *Gravelinella* sp., *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), *Glomospira* sp., *Dorothia trochus* (d'Orbigny, 1840), *Dorothia* cf. *oxycona* (Reuss), *Dorothia* cf. *gradata* (Berthelin), *Valvulammina picardi* Henson, *Tritaxia tricarinata* Reuss] et à des ophiures (*Histampica* sp. nov., *Actinozonella* sp. nov., *Ophiozonella* sp., *Ophiodermatidae* indet., *Ophioscolex* sp., *Ophiarachna* sp., *Ophiologimus* sp.)

Unité 3-B : Elle est représentée par des bancs calcaires d'épaisseur décimétrique à métrique, de texture wackestone à packstone, à débris d'huîtres, de lamellibranches, de gastéropodes et d'échinoïdes, de bourgueticrinidés, et d'ophiures. Les niveaux calcaires inférieurs montrent des laminations algaires ondulées évoluées parfois en tepees.

Unité 3-C : Elle correspond à une barre calcaire beige à jaunâtre d'épaisseur métrique (jusqu'à 2 m), riche en caprinidés. La partie sommitale de cette unité est représentée par des bancs calcaires minces, bien continus latéralement, riches en *Nerinea* sp., rudistes [*Apricardia* sp., *Caprinula boissyi* (d'Orbigny), *Durania* sp., et *Sauvagesia sharpei* (Bayle)], fragments d'inocérames, restes de poissons indéterminés, fragments de gastéropodes et de lamellibranches, valves d'ostracodes (*Cythereis maghrebensis* Bassoullet & Damotte et *Cythereis ziregensis* Bassoullet & Damotte), foraminifères benthiques (*Valvulammina picardi* Henson).

Unité 3-D : Elle est matérialisée par une succession de niveaux calcaires minces laminés, de texture mudstone, parfois wackestone, et nodules de silex. Les biophases de ces niveaux carbonatés, est composée de débris d'huîtres, de gastéropodes recristallisés, d'ossicules d'astérides, d'ophiuroïdes, de crinoïdes (Roveacrinidae indet.) de restes de poissons indéterminés et de foraminifères (*Valvulammina picardi* Henson, *Glomospira* sp.). Dans la coupe de Berridel, la limite supérieure de l'unité est une surface ondulée à figures de dissolution. Dans la coupe de Menaguir, cette entité est surmontée par une barre massive (1 à 1,2 m) de calcaires à *Thalassinoides*, et se termine par une discontinuité, d'échelle régionale, matérialisée par une surface d'émersion à fentes et brèches de dessiccation.

III.1.3. Secteur de Kénadsa

Sur un axe Ouest-Est, la partie méridionale du Bassin du Guir mesure environ 50 km de long, allant de Méridja, à l'Ouest jusqu'à Ben-Zireg, à l'Est.

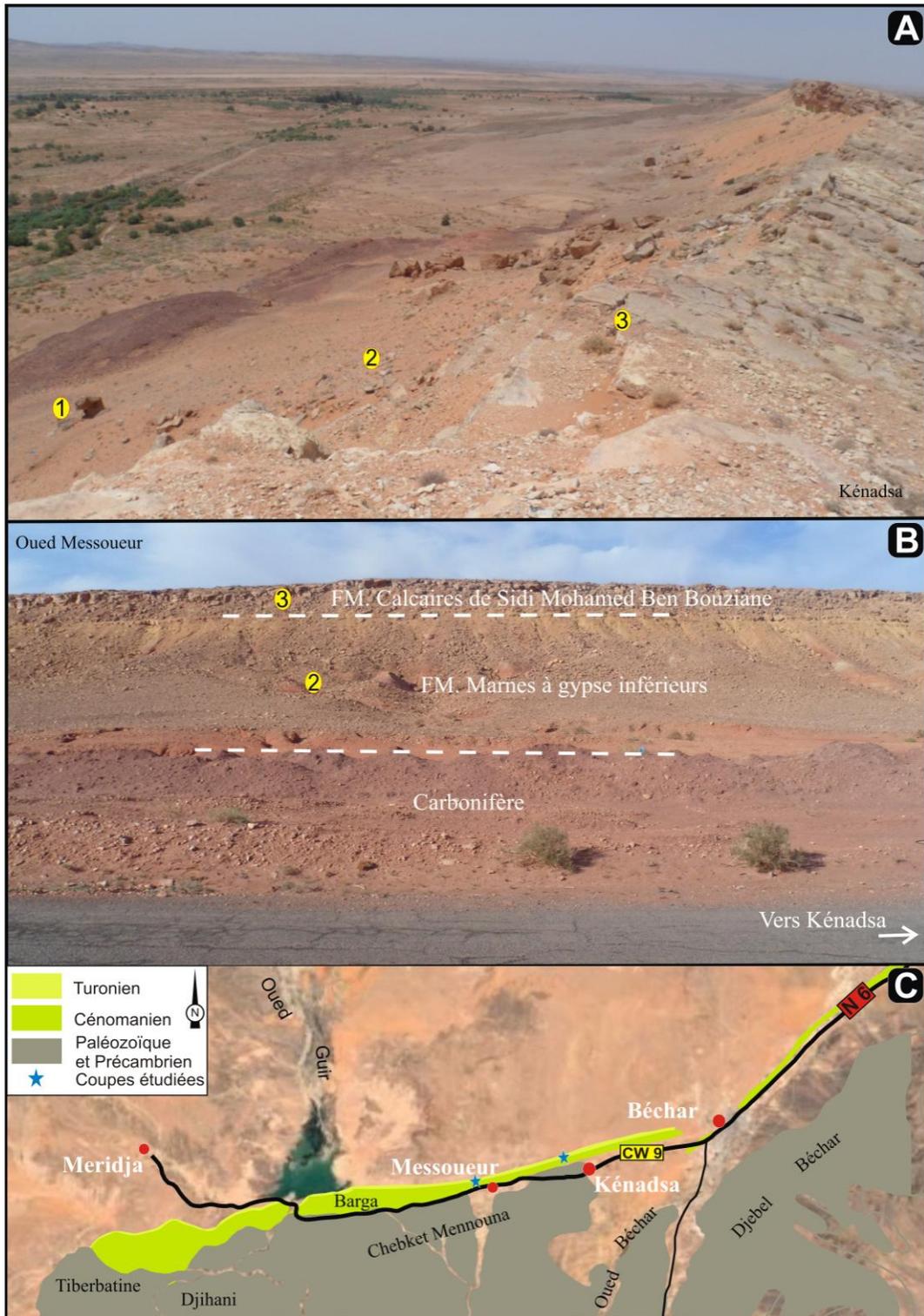


Fig. 11. Vue panoramique (A) et image satellitaire (d'après Google Earth) montrant la position géographique et les grandes unités lithostratigraphiques du Crétacé supérieur dans le secteur de Kénadsa.

La série du Crétacé supérieur est représentée par une corniche carbonatée, bien étalée latéralement, connue sous plusieurs appellations dans les travaux antérieurs : « première Barga », ou « muraille saharienne » (Choubert, 1943). Cette barre carbonatée surmontant un talus marneux rougeâtre. L'ensemble coiffe les dépôts carbonifères par le biais d'une discordance angulaire.

Le secteur de Kénadsa se situe à 20 km à l'Ouest de la ville de Béchar (Fig. 11). Il est bordé au Nord, par la Hamada d'Oum Es-Sabaa (ou Barga d'El M'hamed), au Sud par Chebket Mennouna. Nous présentons dans le secteur de Kénadsa deux coupes synthétiques (Kénadsa et Oued Messoueur), où nous avons complété les études qui ont été faites dans la thèse de Benyoucef Madani (2012),

III.1.4. Description de la coupe synthétique (fig. 12)

III.1.4.1. La Formation des Grès rouges

Cette formation repose en discordance angulaire sur le substratum carbonifère sombre, très plissé. Elle est marquée par un chenal grés-conglomératique d'épaisseur décimétrique, qui s'amincit jusqu'à disparaître vers l'Est du Bassin du Guir. Les niveaux gréseux présentent des laminations obliques ou entrecroisées en auge. Elle a livré deux dents de dinosaures spinosauridés, des plaques de tortues et des restes de poissons dont de Mawsoniidae indet., *Neoceratodus africanus*, cf. *Bawitius*, *Obaichthys africanus*, *Dentilepisosteus? kemkemensis*.

III.1.4.2. La Formation des Marnes à gypse inférieures

Elle surmonte la Formation des Grès rouges dans la coupe de Kénadsa. Elle repose en discordance angulaire sur les barres gréseuses du Stéphanien dans la coupe d'Oued Messoueur. Cette formation peut être divisée en deux unités :

Unité 2-A : Elle est marquée par une vire argilo-gypsifère d'environ 20 m d'épaisseur, de couleur brun rougeâtre, avec quelques intercalations de silts rougâtres à verdâtres et de carbonates de couleur beige à jaunâtre. La partie sommitale de l'unité est constituée d'une alternance beige à jaunâtre de marnes et de dolomie argileuse à moules cubiques de sel en bancs d'épaisseur centimétrique. La coupe d'Oued Messoueur est caractérisée par l'intercalation d'un banc dolomitico-argileuse (40 à 50 cm d'épaisseur) de couleur grisâtre, à base érosive, riche en bivalves et gastéropodes. La surface supérieure du banc montre des fentes de dessiccation.

Unité 2-B calcaréo-marneuse : Les dépôts de cette unité n'affleurent que dans la coupe d'Oued Messoueur. Ils correspondent à une vire marneuse où s'intercalent des niveaux carbonatés à passées fossilifères riches en sections d'*Exogyra olisiponensis* et d'*Exogyra* sp.

III.1.4.3. La Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane

Elle peut être divisée en trois unités :

Unité 3-A : Elle est constituée de marnes beiges à jaunâtres à intercalations calcaires lumachelliques d'épaisseur décimétrique (4 à 6 cm) et de couleur grisâtre. Cette alternance a livré une faune abondante et diversifiée formée essentiellement d'ammonites (*Neolobites*

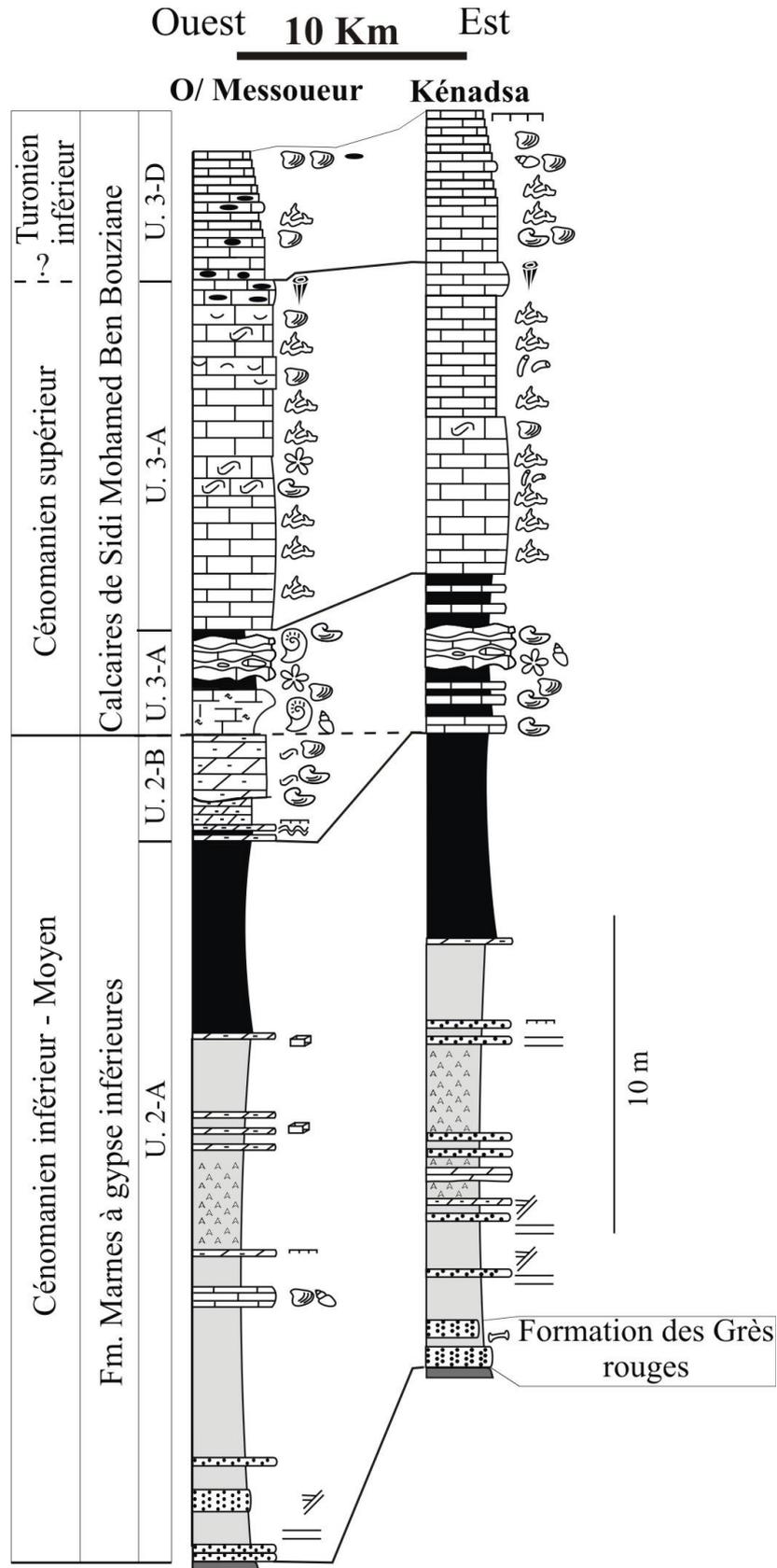


Fig. 12. Evolution lithologique du Cénomano-Turonien dans le Bassin du Guir (secteur de Kénadsa).

vibrayanus), d'huîtres, de bivalves (*Arctica* sp., *Barbatia* sp., *Glossus aquilinus*, *Granocardium desvauxi*, *Granocardium productum*, *Linearia* sp., *Modiolus* sp., *Neithea* (*Neithea*) *sexcostata*, *Pholadomya* sp., *Plicatula auressensis*, *Plicatula ferryi*, *Pycnodonte vesicularis*, et *Rhynchostreon suborbiculatum*) de gastéropodes, d'échinides réguliers et irréguliers.

Les niveaux marneux ont livré 9 espèces d'ostracodes (*Bairdia* sp. A, *Metacytheropteron berbericus*, *Veeniacythereis maghrebensis*, *Cytherella* gr. *ovata*, *Cythereis algeriana*, *Dolocytheridea atlasica*, *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Cythereis namousensis*, *Cytherella parallela*), des foraminifères benthiques (*Dorothia trochus*, *Valvulammina picardi*, *Dorothia* cf. *oxycona*) et des ophiures (*Histampica* sp. nov., *Actinozonella* sp. nov., *Ophiojagtus* sp., *Ophiozonella* sp., Ophiidermatidae indet., *Ophioscolex* sp.). Cette unité est marquée à sa base par un banc dolomitique plus ou moins argileux jaunâtre et par un banc de calcaire décimétrique (5 cm) riche en ostréidés dans la coupe d'Oued Messoueur.

Unité 3-B : Elle est marquée par des bancs calcaires massifs, beiges à grisâtres, très bioturbés avec des terriers de *Thalassinoides*. La biophase est formée de fragments de bivalves, d'huître, d'échinodermes [radioles et plaques d'oursins, sections d'astéroïdes et de rovéacrinides (*Roveacrinidae* indet.)], de calcisphères et de foraminifères benthiques (*Valvulammina picardi*). Les calcaires bioturbés à *Thalassinoides* sont suivis par des bancs calcaires dolomitiques bioclastiques d'épaisseur centimétrique (3 à 4 cm) à ostréidés, à nérinéidés, à débris de rudistes silicifiés et contiennent des silex noduleux. Le dernier banc est marqué par sa richesse en rudistes silicifiées (*Durania* sp. et *Sauvagesia* sp.).

Unité 3-D : Elle est composée de bancs de calcaires bien stratifiés, d'épaisseur centimétrique (3 à 6 cm), de couleur beige à grisâtre, de texture mudstone alternant avec des bancs calcaires de texture wakestone à packstone, à débris de gastéropodes et d'Exogyres. Les dépôts de cette unité nous ont livré des foraminifères benthiques [*Chrysalidina gradata* D'Orbigny in De La Sagra, *Merlingina cretacea* Hamaoui & Saint Marc, *Nezzazatinella picardi* (Henson), *Nezzazata simplex* Omara, *Pseudolituonella reicheli* Marie, *Valvulammina picardi* Henson]. Cette unité est renfermée par des polygones de dessiccation qui confirme une surface d'émersion et des nodules de fer.

IV. COMPARAISON ENTRE LA SÉRIE CRETACÉE DES MONTS DES KSOUR ET CELLE DU BASSIN DU GUIR

L'étude de la série céno-mano-turonienne dans l'Atlas saharien occidental et dans le Bassin du Guir, nous a permis de tirer des conclusions sur l'importance de l'évolution spatio-temporelle des dépôts :

- Dans les Monts des Ksour, le Crétacé supérieur repose sur la formation détritique de Tiout (ou Continental intercalaire) attribué au Barrémo-Apto-Albien (Bassoullet, 1973). Dans le Bassin du Guir, les dépôts C-T repose, en discordance angulaire, sur un substratum précambrien à paléozoïque dans le Bassin du Guir.

- Sur le plan lithostratigraphique, la puissance totale des coupes varie dans les Monts des Ksour d'une coupe à l'autre, où l'épaisseur de la Formation de Rhoundjaïa diminue vers l'Est par rapport à l'Ouest. Cette variation d'épaisseur est visible dans le Bassin du Guir sur un axe Nord-Sud, où les Formations sont plus épaisses dans la partie septentrionale et diminuent dans

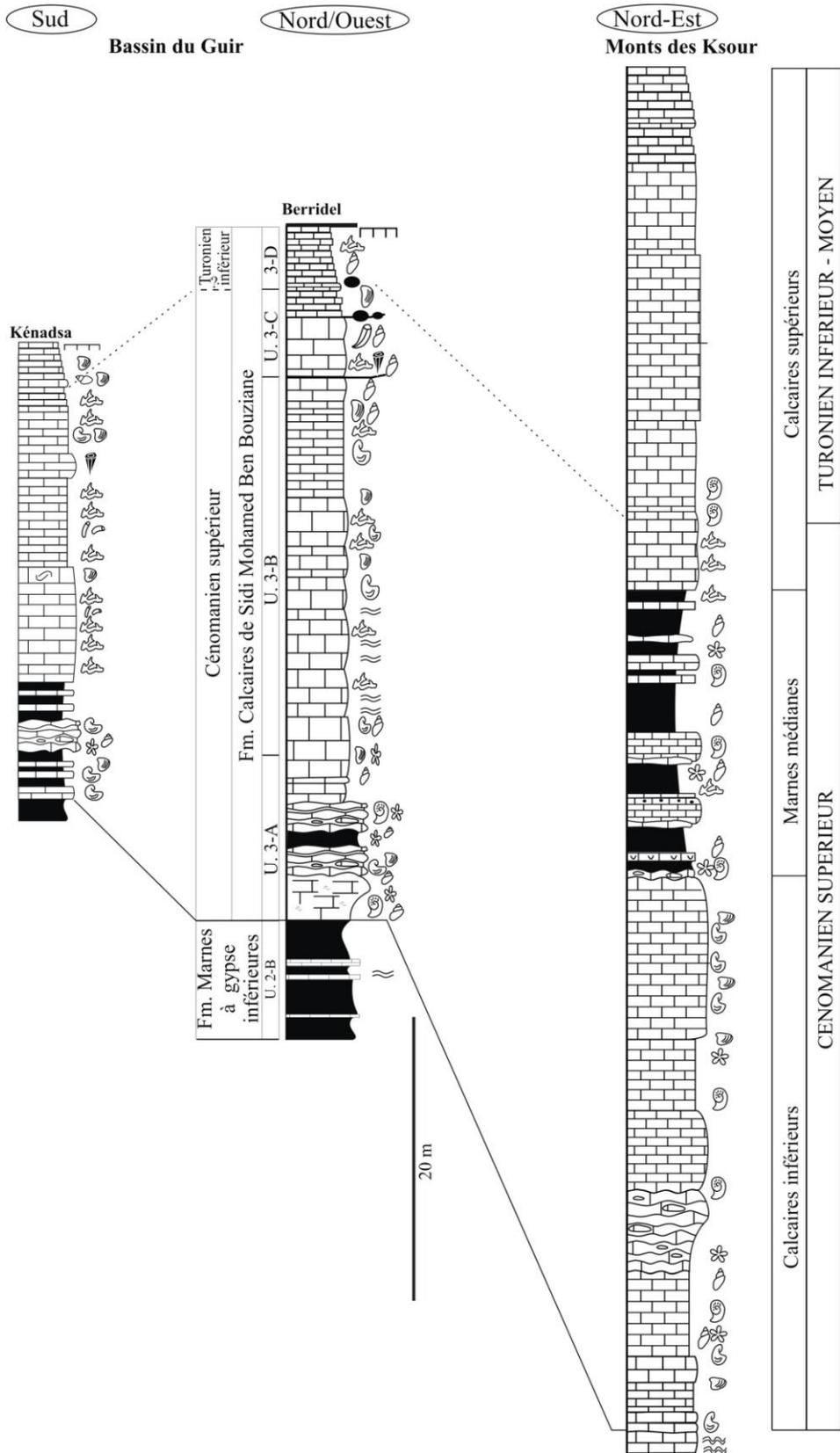


Fig. 13. Corrélation entre les coupes du Bassin du Guir et les Monts des Ksour durant le Cénomano-Turonien.

la partie méridionale du bassin. L'absence de l'unité (3 C) de la Formation de Sidi Mohamed Ben Bouziane dans le Sud du Bassin par rapport au Nord confirme cette observation. Les données paléontologiques de l'unité mixte des carbonates silico-clastique de la Formation d'El Rhelida, les unités de la Formation de M'daouer et la Formation de Rhoundjaïa (Monts des Ksour) peuvent être corrélées successivement avec la Formation des Grès rouges, la Formation des Argiles à gypse inférieures et la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane (Bassin du Guir).

Le faciès des argiles à gypse azoïque marque l'unité des « argiles à gypse » de la Formation de M'daouer et l'unité (2-A) de la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane dans le Bassin du Guir.

Nous avons récolté des ostracodes bien conservés dans l'unité des « Marnes-Calcaires » de la Formation de M'daouer dans l'Atlas saharien occidental, ainsi que dans l'unité (2-B) du Bassin du Guir.

Le Cénomaniens supérieur est essentiellement carbonaté dans les deux bassins étudiés. Il est marqué par la présence de *Neolobites vibrayanus*, (*Neolobites* bioevent de Cavin *et al.*, 2010) dans l'unité « des Calcaires inférieurs » Monts des Ksour et l'unité « 3-A » du Bassin du Guir (Fig. 13).

Le Cénomaniens supérieur et le Turonien inférieur des Monts des Ksour ont livré une faune d'ammonites riche et diversifiée, par comparaison avec celle du Bassin du Guir. La limite Cénomaniens-Turonien se trouve dans la partie basale de la deuxième dalle dans les Monts des Ksour, où la limite entre les bancs d'ammonites du Cénomaniens et du Turonien est marquée par une surface fortement bioturbés à réseau de *Thalassinoides*.

Dans le Nord du Bassin du Guir, nous n'avons pas trouvé d'arguments paléontologiques pour tracer cette limite. Elle est placée au niveau du changement lithologique qui marque le passage des derniers niveaux calcaires massifs à caprinidés aux premières apparitions des calcaires micritiques en petits bancs.

V. CONCLUSION

L'étude lithostratigraphique des terrains céno-mano-turonien du Sud-Ouest algérien a été établie sur la base de neuf coupes géologiques, divisées en trois formations.

Dans les Monts des Ksour :

La Formation d'El Rhelida est caractérisée à sa base par une unité mixte calcaire-silicoclastique à restes de vertébrés, passant à une unité argilo-calcaires.

La Formation de M'daouer peut être divisée en deux unités : une unité argilo-gypsifère surmontée par une autre d'origine marno-calcaire.

La Formation de Rhoundjaïa est subdivisée en trois unités distinctes: l'unité des calcaires inférieurs qui renferme une biophase abondante et diversifiée ; l'unité des marnes médianes, et l'unité des calcaires supérieurs, riche en ammonite à la base et dépourvue de macrofaune au sommet.

Dans le Bassin du Guir :

La Formation des Grès rouges est très hétérogène. Elle est représentée par de rares chenaux grésos-conglomératiques dans la partie méridionale du bassin, par des bancs gréseux à passées d'argiles et de minces niveaux conglomératiques dans la partie septentrionale du bassin.

La Formation des Marnes à gypse inférieures est formée par une unité marno-gypseuse à la base et par une unité marno-calcaire au sommet.

La Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane se compose de quatre unités: la première unité est caractérisée par une alternance de marnes avec des calcaires noduleux à faune riche et diversifiée; la deuxième unité (3-B) est composée de barres calcaires massives bioturbées (ou à lamines stromatolithiques); la troisième est une barre calcaire riche en rudistes; la dernière unité est formée d'une succession de bancs carbonatés minces, souvent laminés et à nodules de silex.

<p style="text-align: center;">CHAPITRE III SÉDIMENTOLOGIE</p>
--

I. INTRODUCTION

II. FACIÈS, ASSOCIATIONS DE FACIÈS ET ENVIRONNEMENT DE DÉPÔT

II.1. Inventaire et interprétation des faciès

II.2. Association de faciès et paléoenvironnements

II.2.1. Atlas saharien (Monts des Ksour)

II.2.1.1. Système mixte silicoclastique-carbonaté

II.2.1.2. Système mixte carbonaté-évaporitique

II.2.1.3. Système carbonaté

II.2.2. Bassin du Guir

II.2.2.1. Système détritique

II.2.2.2. système mixte carbonate-évaporitique

II.2.2.3. Système carbonaté

III. STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

III.1. Atlas saharien occidental

III.2. Bassin du Guir

V. CONCLUSION

I. INTRODUCTION

L'analyse sédimentologique des coupes effectuées dans le Crétacé supérieur des Monts des Ksour et du Bassin du Guir, révèle beaucoup de détails sur la sédimentologie. Cela nous a permis de définir le contexte paléoenvironnemental de chaque entité lithostratigraphique; de proposer un découpage séquentiel et de préciser les variations eustatiques; et enfin de proposer un cadre paléogéographique des deux bassins étudiés.

II. FACIÈS, ASSOCIATIONS DE FACIÈS ET ENVIRONNEMENT DE DÉPÔT

Les nouvelles observations recueillies sur le terrain, telles que la lithologie, les structures sédimentaires, la texture, l'épaisseur et la géométrie des couches, la nature des contacts, le contenu paléontologique et ichnologique, complétés par l'analyse des microfaciès et des résidus de lavage, permettent de définir de manière détaillée les mécanismes et l'organisation des dépôts du Cénomano-Turonien des Monts des Ksour et du Bassin du Guir, grâce à la sédimentologie de faciès. Cette approche nous a permis de reconnaître vingt faciès sédimentaires types, notés de FT. 1 à FT. 20, que nous avons regroupés en 03 assemblages de faciès distincts, appartenant à des environnements de dépôt bien distincts.

II.1. Inventaire et interprétation des faciès

Nous présentons, dans ce qui suit, la répartition spatio-temporelle, la description et l'interprétation paléoenvironnementale de chaque faciès sédimentaire type. Les faciès sédimentaires répertoriés répondent à des processus de dépôts bien distincts et sont classés selon leur ordre d'apparition dans la série.

- FT. 1. Conglomérat

Ce faciès se trouve à la base de la Formation d'El Rhelida et de la Formation des Grès rouges (Fig. 14).

Il correspond à des couches minces (de 10 à 40 cm) formées de galets sub-arrondis à arrondis, ou ovoïdes de (2-4 mm), de grains de quartz résistants et des débris phosphatés (poissons, crocodiles et des os de dinosaures). La matrice est un dépôt gréseux rougeâtre à grain fin. Le contact inférieur des couches est souvent de type érosif. Le contact supérieur, avec les faciès gréseux, est net. La bioturbation est absente. Dans les Monts des Ksour les conglomérats succèdent des grès oxydés et sont surmontés par des bancs gréseux très bioturbés.

Le faciès conglomératique est considéré comme un dépôt transgressif de haute énergie, qu'atteste sa position stratigraphique, entre un faciès d'origine continentale (faciès gréseux oxydé, voir FT. 2) et un faciès typiquement marin (grès bioturbé à *Thalassinoides*, voir FT. 3). Il s'agit d'un dépôt grossier transgressif (ou « lag-deposits »).

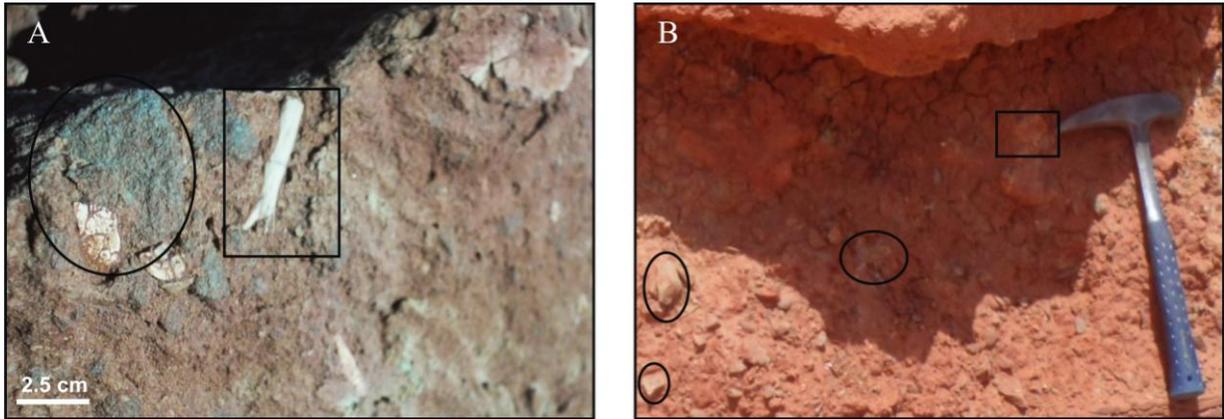


Fig. 14. A-B, Photos de conglomérat à restes de vertébrés et galets du Carbonifère (Kénadsa, bassin du Guir).

- **FT. 2. Grès oxydés**

Ce faciès a été identifié au sein de la partie inférieure de la Formation d'El Rhelida (Fig. 15). Il est représenté par des niveaux gréseux minces (de 5 à 15 cm), rougeâtres, à grain fin, et à matrice hématisée.

La matrice hématisée indique des conditions subaériennes relativement prolongées. Ce faciès gréseux peut être interprété comme un dépôt d'origine continentale.



Fig. 15. Présentation photographique du faciès (FT. 2), Formation d'El Rhelida, (coupe d'Oued Boudjihane, Monts des Ksour).

- **FT. 3. Grès bioturbés**

Ce type de faciès est identifié en particulier dans la partie inférieure de la Formation d'El Rhelida et dans la Formation des Grès rouges (Fig. 16). Il correspond à des bancs gréseux d'épaisseur centimétrique à décimétrique (10 à 50 cm), de couleur brun rougeâtre, à grain fin. Ce faciès est caractérisé surtout par une intense bioturbation et par l'absence de la faune et des structures sédimentaires d'origine hydrodynamique.

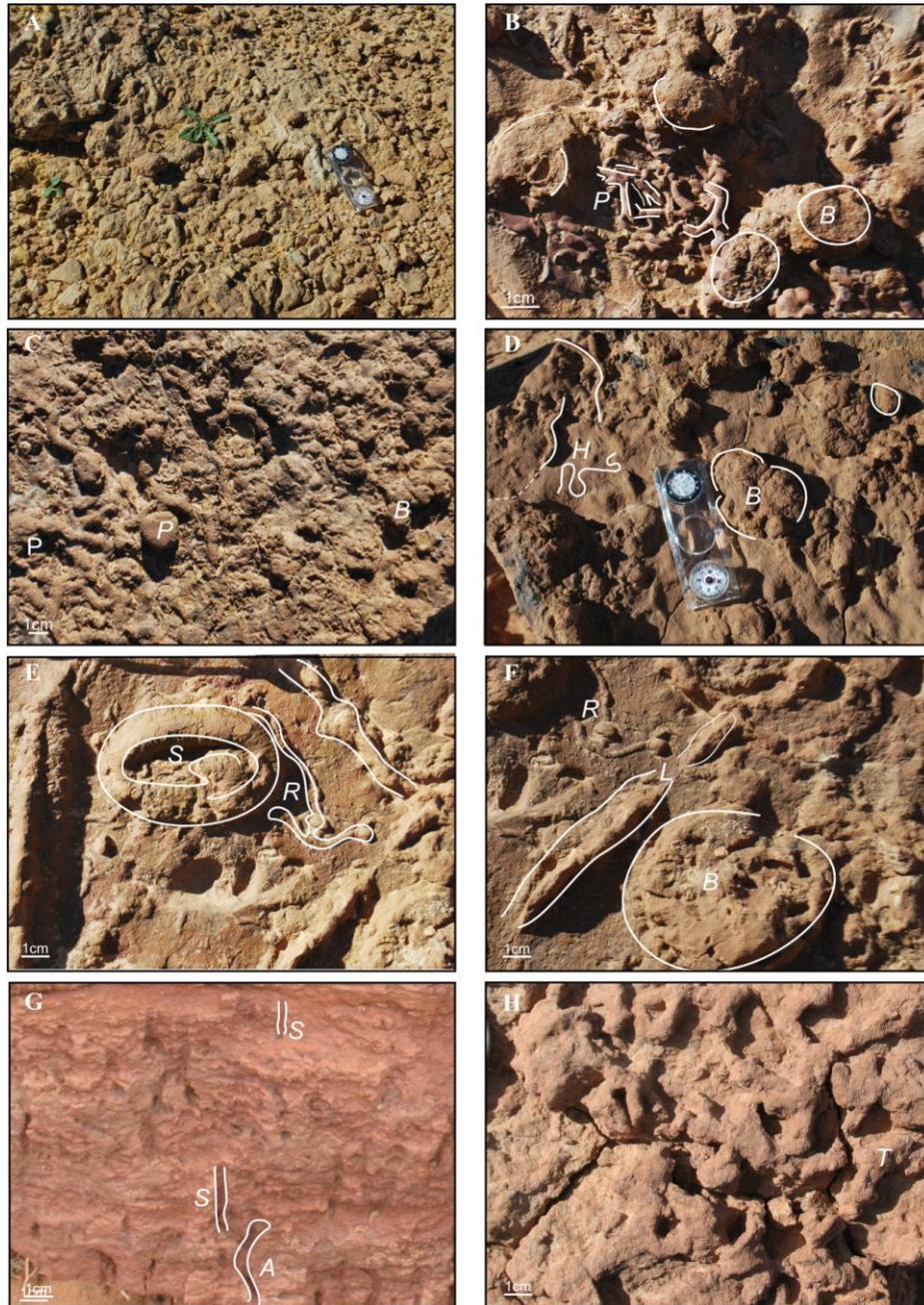


Fig. 16. Présentations photographiques montrant les principales caractéristiques ichnologiques du faciès (FT. 3) dans la Formation d'El Rhelida (Monts des Ksour) et dans la Formation des Grès rouges (Bassin du Guir); A, Grès intensivement bioturbé par un réseau horizontal de *Thalassinoides*; B, surface inférieure d'un banc gréseux à boules circulaire ou subcirculaire de *Bergaueria* (B) et des tunnels denses de *Planolites montanus* (P); C, surface inférieure d'un banc gréseux à *Bergaueria* (B) et à tunnels larges et horizontaux de *Planolites beheileyensis* (P); D, surface d'un banc gréseux à grain fin montrant des terriers irréguliers, méandriforme, horizontaux de l'ichnogène *Helminthopsis* (H), bulbes de *Bergaueria* (B); E, grès, avec une forme spirale correspondant à l'ichnogène *Spirophyucus* (S); *Rhabdoglyphus* (R); F, *Bergaueria* (B) et *Rhabdoglyphus* (R); *Lockeia* (L); G: Interface d'une barre gréseuse à terriers de type *Skolithos* (S), *Altichnus* (A); H: Surface inférieure d'un banc gréseux à *Thalassinoides* (T) en réseau horizontal (Formation des Grès rouges, Bassin du Guir).

En lames minces, les grès bioturbés sont essentiellement composés de grains de quartz sub-angulaires à sub-arrondies, de rares cristaux de feldspath et de mica.

Dans la Formation d'El Rhelida, les ichnogenres *Bergaueria*, *Helminthopsis*, *Lockeia*, *Planolites* cf. *beverleyensis*, *Planolites montanus*, *Phycodes*, *Rhabdoglyphus*, *Spirophycus* et *Thalassinoides* ont été identifiés; Au sein de la Formation des Grès rouges, les traces fossiles *Skolithos*, *Altichnus*, *Monocraterion*, *Thalassinoides* et *Arenicolites*, ont été répertoriées.

Le faciès des grès bioturbés correspond à des phases de faible énergie hydrodynamique succédant les phases de haute énergie hydrodynamique (tempêtes) responsable des dépôts conglomératiques (FT.1). L'association des traces fossiles, identifiée dans les deux bassins étudiés, indique des conditions marines-normales. Elle caractérise un environnement littoral regroupant la partie mixte entre les ichnozones à *Skolithos* et à *Cruziana*. Elle atteste aussi d'un taux de sédimentation faible.

- FT. 4. Grès massif

Ce faciès a été reconnu dans la partie inférieure de la Formation d'El Rhelida et dans la Formation des Grès rouges (Fig. 17). Il correspond à des bancs gréseux tabulaires, de couleur brunâtre à grisâtre, de 0,50 à 1 m d'épaisseur, à grain fin à moyen. Ce faciès gréseux est dépourvu de fossiles et ne présente aucune structure biogénique ou hydrodynamique. Certains bancs renferment des sphérules de type « kerboub » et des boules diagénétiques de plusieurs décimètres de diamètre.

Le caractère massif des grès est probablement lié à la destruction de la stratification primaire, par des processus de bioturbation ou de sédimentation rapide. L'absence de fossiles et de structures biogéniques indique une sédimentation dans des conditions de haute énergie hydrodynamique. Ce grès massif indique un dépôt dans un milieu de « *shoreface* » inférieur.

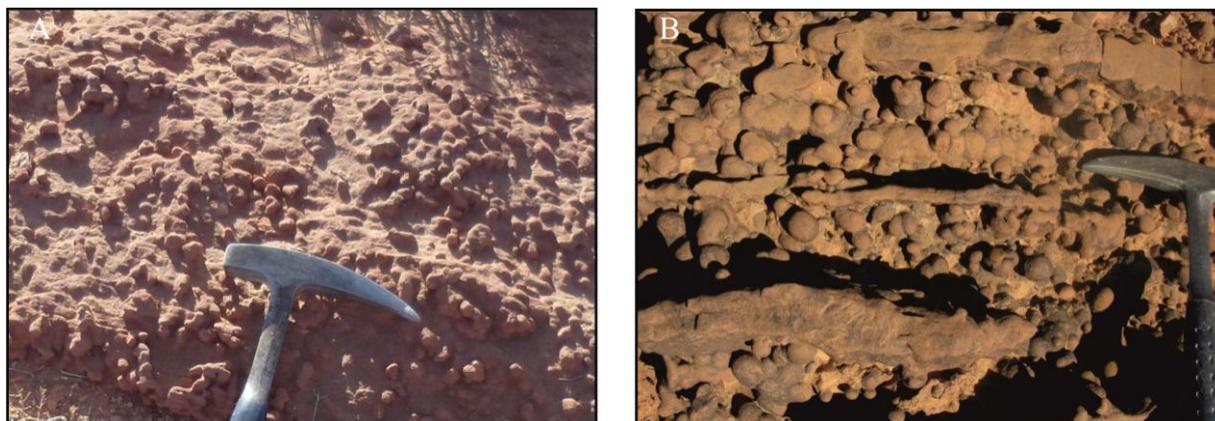


Fig. 17. Illustrations photographiques de bancs gréseux massifs (FT. 4), renfermant des sphérules de type "kerboub"; A : Formation d'El Rhelida, coupe d'Oued Boudjihane; B : Formation des Grès rouges, coupe de Menaguir.

- FT. 5. Grès à stratifications obliques angulaires et entrecroisées

Ce faciès se trouve dans la partie inférieure de la Formation d'El Rhelida et de la Formation des Grès rouges (Fig. 18). Ce faciès s'organise généralement en bancs chenalisants et soudés

entre eux, par non-dépôt ou érosion des lits pélitiques. Ces corps détritiques sont caractérisés par des épaisseurs d'ordre centimétrique, une teinte rougeâtre, des stratifications obliques angulaires en accréation latérale et des stratifications entrecroisées accompagnées le plus souvent par des surfaces de réactivation. Ils montrent également de rares stratifications en arêtes de poisson ("*herringbone*"). Le sommet de ces niveaux gréseux montre des rides de courants symétriques, des surfaces ferrugineuses et des fentes de synérèse ("*syneresis cracks*" de "type A" selon Pratt, 1998). La limite basale des bancs est plane ou à surface d'érosion moins prononcée, elle peut également être affectée par un réseau de terriers horizontal de type *Thalassinoides*.

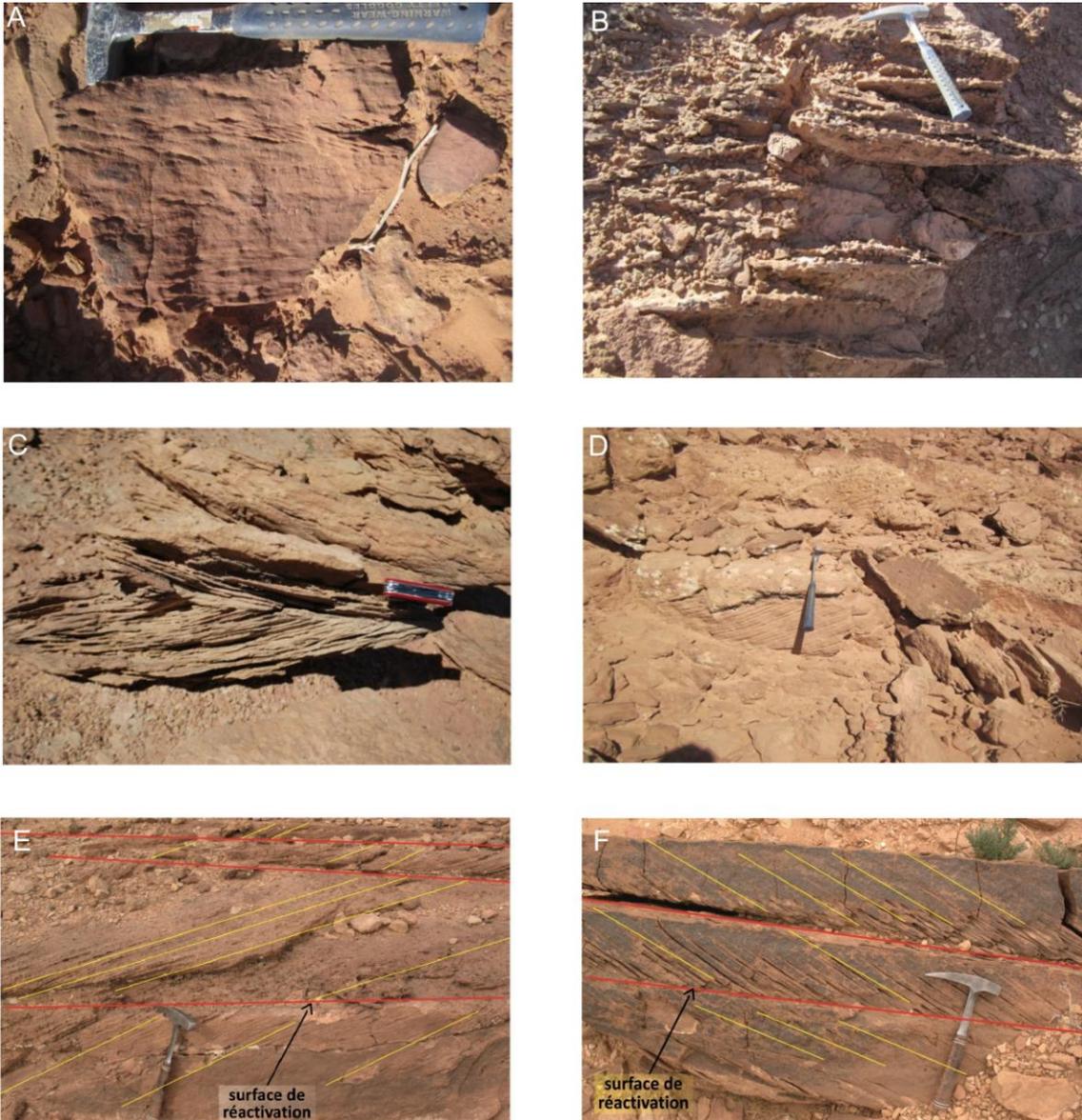


Fig. 18. A- Grès à stratification entrecroisée (coupe de Menaguir); B- La grésification de type «kerboub»; C- Grès à stratification oblique tangentielle tronquée par une stratification parallèle (coupe de Oued Boudjihane, à gauche); D- Grès à stratification oblique angulaire (coupe de Menaguir); E, F- Vues en coupe présentant un faciès gréseux à stratifications obliques angulaires avec phases intermédiaires d'érosion (surfaces de réactivation) (coupe de Boukais).

Les caractères sédimentologiques et les propriétés d'écoulement de ce faciès sont inhérentes aux courants de marée, qu'atteste la fréquence des surfaces de réactivation qui indicatrices des changements périodiques dans la vitesse d'un courant de marée asymétrique (voir Visser, 1980; Oboh-Ikuenobe *et al.*, 2005), ainsi que la présence de stratification en arêtes de poisson qui marquent la bidirectionnalité des courants de marée dans un chenal tidal. Les fentes de synérèse sont souvent confondues avec le phénomène de dessiccation subaérienne. Elles correspondent à des fentes formées en faible profondeur, à l'interface eau-sédiment lors d'un changement de salinité (Plummer & Gostin, 1981). Elles ont été interprétées également comme le produit de déshydratation des sables, lors d'une sédimentation rapide de la couche sus-jacente (Kidder, 1990).

- FT. 6. Grès à laminations entrecroisées en auges

Ce faciès apparaît uniquement dans la partie méridionale du Bassin du Guir, Il coiffe le chenal grésio-conglomératique qui affleure à la base de la série crétacée dans la région de Kénadsa (Fig. 19). Il correspond à des niveaux de grès à grain moyens et à galets mous, rougeâtres, d'épaisseur centimétrique et de forme lenticulaire. Le litage est formé de laminations entrecroisées en auges emboîtées et de petite échelle. Le sommet des bancs est le plus souvent scellé par une pellicule ferrugineuse. Ce faciès gréseux a révélé de nombreuses écailles de *Lepidotes* sp. Dans les "Kem Kem", le *Lepidotes* qui y a été décrit, *Lepidotes pankowskii*, est considéré comme une espèce dulçaquicole (Forey *et al.*, 2011). Il correspond à des creusements et à des remplissages de chenaux fluviatiles en méandre de faible largeur.

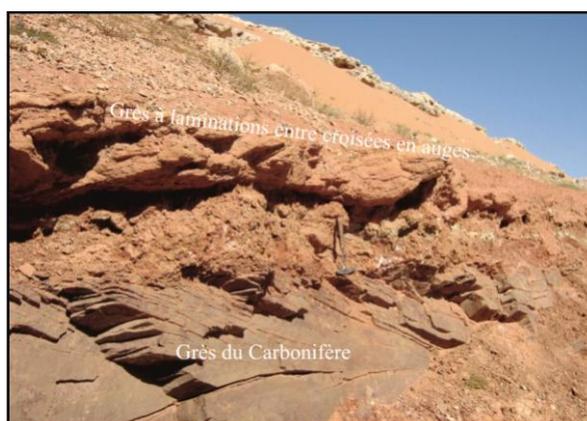


Fig. 19. Vue panoramique du chenal grésio-conglomératique qui affleure à la base de la série étudiée, dans la région de Kénadsa.

- FT. 7. Grès à litage oblique en mamelon (HCS)

Rencontré localement au pied du Djebel El Rhelida, de Berridel et de Menaguir, ce faciès se présente sous forme de bancs gréseux (Fig. 20), à épaisseur centimétrique à décimétrique, de faible extension latérale et montrant à leur interface de très belles laminations entrecroisées en mamelons (HCS).

La présence du litage oblique mamelonné (HCS) suggère un environnement de dépôt soumis aux influences des tempêtes pouvant aller de l'"offshore" supérieur jusqu'au "shoreface" (Brenchley 1985; Guillocheau & Hoffert 1988).



Fig. 20. Présentation photographique du faciès (FT. 7). A, grès à HCS surmonté par des stratifications obliques tangentielles (Oued Boudjihane, Monts des Ksour).

FT. 8. Grès à flocons de boue

Ce faciès a été observé en particulier à la base de la série crétacée dans la région de Boukaïs (Fig. 21). Au sein de ce faciès, on observe des niveaux gréseux à flocons de boues rouges ("*mud flakes*") bien arrondis et atteignant jusqu'à environ 5 cm de diamètre. Ces clastes peuvent être formés, en se desséchant, dans un environnement boueux subaérien (sebkha ou plaine d'inondation par exemple) et peuvent être transportés dans un environnement marin par les courants de marées ou par les vagues de tempêtes (Boggs, 2006). Leur présence dans une matrice arénacée atteste un écoulement à énergie élevée.

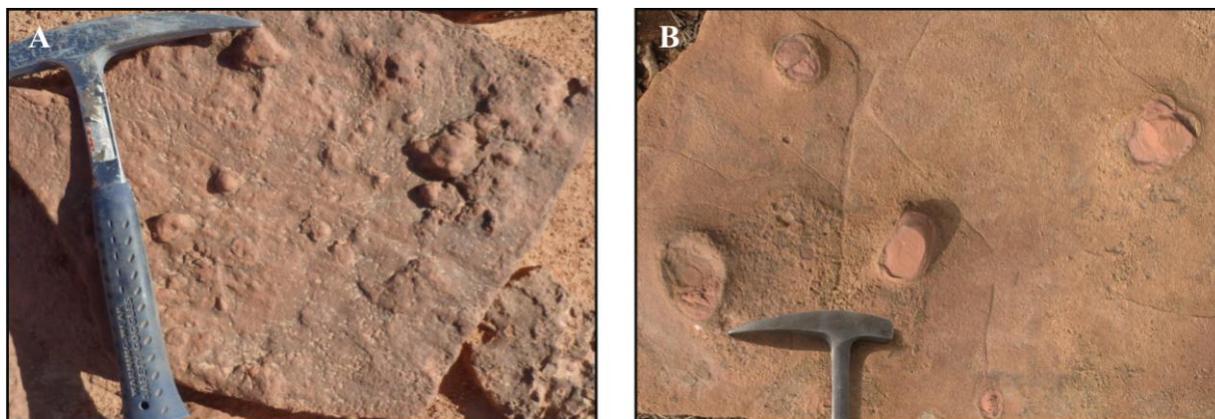


Fig. 21. Présentation photographique du faciès (FT. 8). A-B, des boules d'argile consolidée au toit d'un banc gréseux (pied de Chebakat Berridel, Bassin du Guir).

- FT. 9. Calcaires biolaminés

Ce faciès a été rencontré au sein des formations d'El Rhelida, de M'daouer, des Marnes à gypse inférieures et de Sidi Mohamed Ben Bouziane (Fig. 22).

Conforme au SMF 20 de Wilson (1975), ce faciès consiste en niveaux centimétriques à métriques de calcaires dolomités, dont le microfaciès peut correspondre à une peldolomicrite ou peldolomicrosparte de texture mudstone à wackestone, à rares débris de

bioclastes et à lamines millimétriques en disposition parallèle. Ces dernières ne sont pas régulières et traduisant différents types d'organisation. Elles sont planes, onduleuses, convolutées, en dômes ou concentriques.

Les lamines évoquent l'activité des cyanobactéries vivant en communautés complexes et interprétées, de manière similaire à la lamination cryptoalgale actuelle (Golfe parisien, persique et des Bahamas), comme des tapis algaires stromatolithiques caractéristiques de la zone coincée entre l'intertidal haut et le supratidal (Logan *et al.*, 1964; Laporte, 1967; Bathurst, 1971; Ginsburg, 1975; Purser, 1980; Collinson & Thompson, 1982; Shinn, 1983; James, 1984a-b; Scholle *et al.*, 1983; Chaodumrong & Rao, 1992). Ces lamines stromatolithiques ont été interprétées, par certains auteurs, comme des cycles séquentiels d'échelle centimétrique d'émersion-inondation qui traduisent le va-et-vient des marées (Colombié, 2000).

Elles attestent également un taux de productivité carbonatée élevé par colonisation du milieu par une sédimentation cryptoalgale et d'une réduction de l'espace disponible. Donc, en raison de l'épaisseur importante de ce faciès biosédimentaire (jusqu'à 3m) dans la série étudiée, on peut supposer que la productivité carbonatée était constamment en équilibre avec l'espace disponible (Préat, 1984).

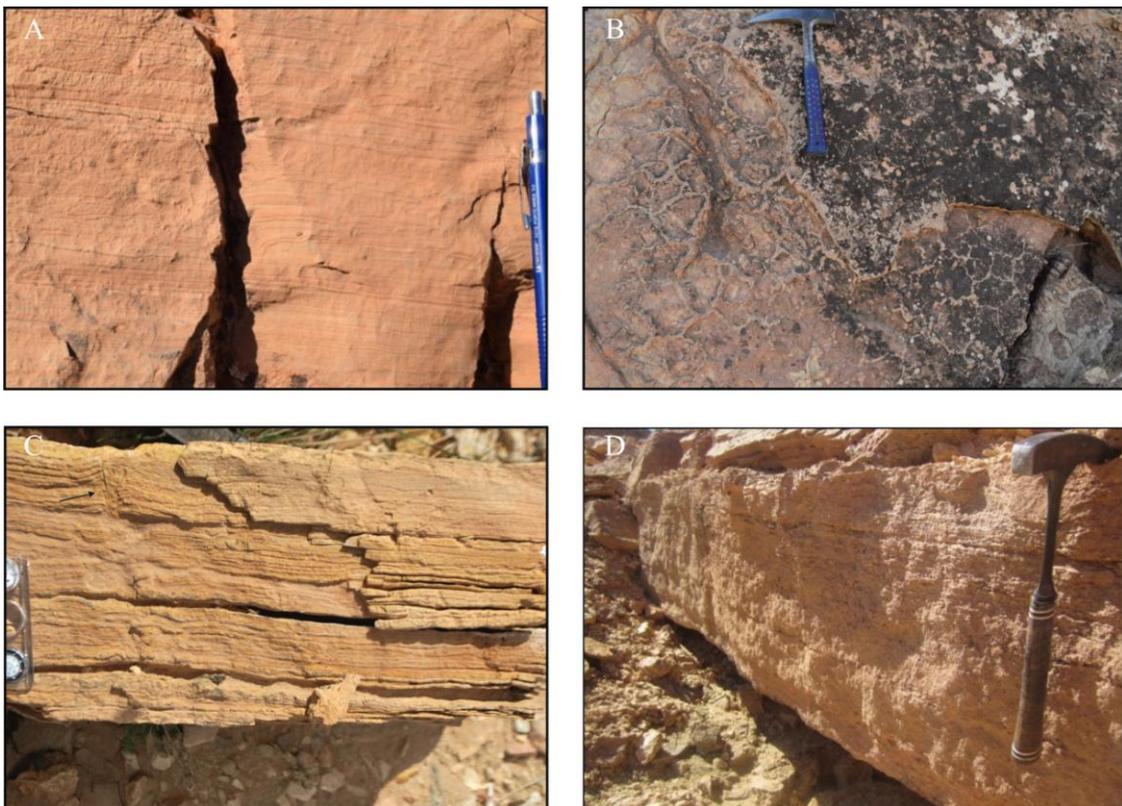


Fig. 22. Illustration photographique du faciès (FT. 9). A, banc calcaire biolaminé au sommet de la Formation de M'daouer (coupe de Djebel El Rhelida, Monts des Ksour); B, mud-cracks en bon état de conservation, au toi du même banc; C, Calcaire à lamines algaires présentant des structures d'échappement de gaz ou de fluide (Formation de M'daouer, Oued Boudjihane); D, calcaire biolaminé au sommet de la Formation des Argiles à gypse inférieure (coupe de Menaguir, Bassin du Guir).

Les plissements des lamines stromatolitiques peuvent être reliés au dégagement des gaz distribués dans les couverts algaires (Häntzschel, 1941; Gerdes *et al.*, 1993, 2000; Noffke *et al.*, 1996), comparables à ceux qui se manifestent actuellement dans les zones de balancement des marées de la Mer du Nord, où Goemann (1939) remarque des dômes remplis du méthane, et presque chaque dôme individuel est relié à un petit canal visible dans le substrat. Les gaz dus à la décomposition de la matière organique s'écoulent à travers les canaux menés dans la couche basale, tout en créant des dômes. La structure concentrique des lamines stromatolitiques documentées est liée vraisemblablement au dégagement des gaz emprisonnés dans la boue carbonatée.

- FT. 10. Calcaire (dolomie) à structures fenestrae

Ce faciès caractérise la Formation d'El Rhelida et la partie inférieure de la Formation des Marnes à gypse inférieures (Fig. 23).

Il représente un sédiment azoïque, agencé en bancs centimétriques, bien continus latéralement et présentant des laminations fines. Ces dernières sont souvent parallèles entre elles et correspondent à une alternance de lits moins clairs constitués de mudstone dolomitique avec des lits très clairs et plus cristallins correspondant à des petites lentilles planes ou ovoïdes, à densité variable, micrométriques à millimétriques et remplies de dolomie sparitique ou microsparitique. La surface supérieure des bancs montre des rides de courant, des polygones de dessiccation et des perforations circulaires correspondant à des gouttes de pluie (raindrop).

Il s'agit d'une structure de type "bird-eyes" ou "fenestrae laminées" au sens de Purser (1980), qui peut être d'origine multiple : piégeage de gouttes d'eau dans un gel de boue carbonatée, présence d'algues, piégeage de bulles de gaz liées à l'activité organique (Illing, 1954 ; Scholle *et al.*, 1983 ; Tucker & Wright, 1990), désagrégation de tapis algaires (Grover & Read, 1978) ou rétraction des boues carbonatées pendant la lithification et au moment de son émergence précoce (Shinn, 1968). Dans le présent faciès, les structures fenestrae sont généralement associées à des laminations algaires ("algal mat"), ce qui tendrait à corroborer l'hypothèse d'une origine liée à l'activité organique.

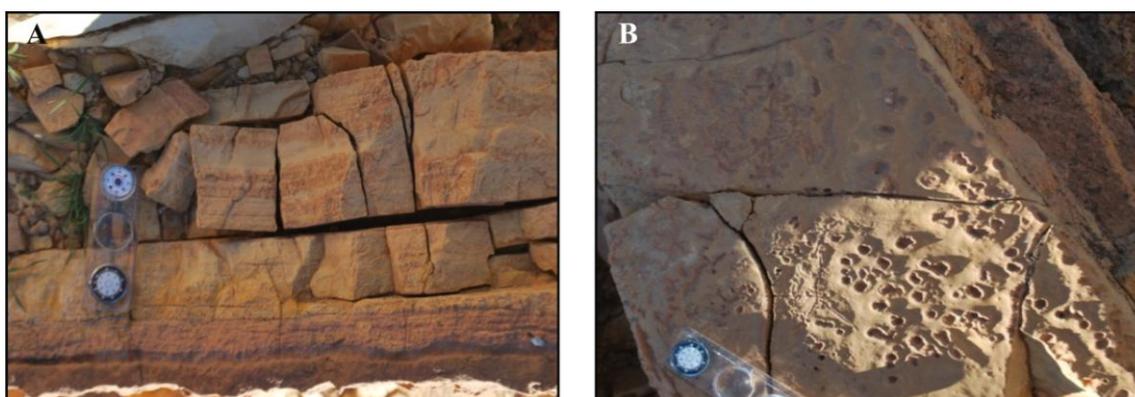


Fig. 23. Illustration photographique du (FT. 10). A, bancs calcaire dolomitique à lamines algaires en alternance avec des passées à structures fenestrae (coupe de Oued Boudjihane); B, surface supérieure d'un banc dolomitique à « raindrop » (coupe de Oued Boudjihane).

- FT. 11. Calcaires à moules cubiques de sel

Ce faciès est rencontré dans la Formation de M'daouer et dans la Formation des Marnes à gypse inférieures. Il se caractérise par des bancs de calcaires gris (ou dolomies), qui montrent des signes d'exposition subaérienne tels que vacuoles et les fissures de dessiccation (Fig. 24), et contiennent un moule en forme de cube, environ 1 cm de taille moyenne, qui sont rempli (ou non rempli) par un ciment mudstone et des carbonate pseudomorphes après les minéraux cubiques (probablement d'halite, Fig. 24). L'épaisseur varie de quelques centimètres à 0,40 m. La diagenèse précoces des évaporites (cristaux d'halite) sont probablement liées à des fluctuations importantes de salinité (Plummer & Gostin, 1981) et montrent que les nombreuses conditions évaporitiques ont été associées au dépôt de ce faciès (FT. 9).

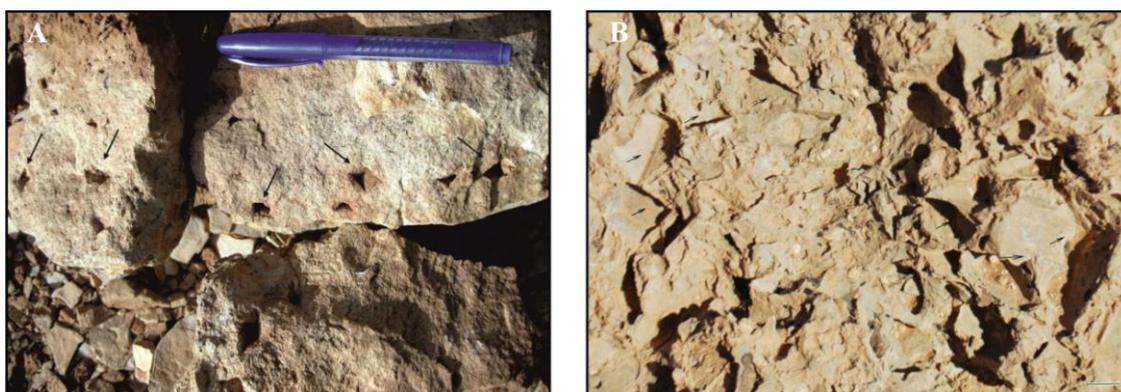


Fig. 24. Illustration photographique du (FT. 11). Calcaires à moules cubique de sel (flèches) (A, Formation des Marnes à gypse inférieurs, coupe de Menaguir; B, Formation de M'daouer, coupe d'Oued Boudjihane).

- FT12. Les gypses à lamines algaires

Trois à quatre bancs de gypse-algaire continues latéralement, d'épaisseurs de 10 à 60 cm, sont présents dans la partie médiane de la Formation des Marnes à gypse inférieures et la Formation de M'daouer. Ils sont intercalés au sein de marnes à gypse verdâtre et ils se composent d'alternances régulières millimétriques de gypse de couleur claire, brunâtre, laminé et des tapis microbiens. Les variations des épaisseurs des structure stratifiée de gypse et les lamines ondulé forment des niveaux discontinus, montrent le renversement et la déformation locale, qui suggère que gypsification était périodique (Fig. 25).

Un dépôt du gypse à intercalations stromatolitiques dans un régime physicochimique instable peut être présumé sur la base d'analogues modernes de la côte salinas, de la mer Rouge, le Sud-Espagne et en Australie occidentale, où les croûtes séléniteuses sont couramment alternants avec des tapis de cyanobactéries qui fleurissent dans les périodes de salinité élevé (Arakel 1980; Orti Cabo *et al.*, 1984; Dronkert 1985; Logan 1987; Gerdes *et al.*, 2000). Une augmentation de la salinité (temps chaud) favorise le dépôt d'une couche de gypse. Les dépôts de structures microbiennes intercalées dans ce faciès au lieu des eaux moins concentrées (dans des conditions humides), où l'accumulation physique et la productivité biologique dominant la précipitation chimique.

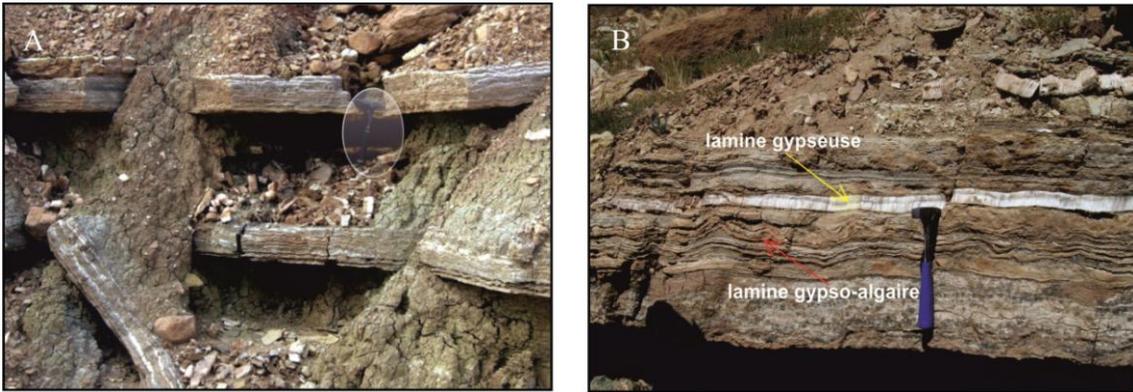


Fig. 25. Illustration photographique du faciès gypseux à lamines algaires (FT. 12); A, coupe de Berridel; B, coupe de Menaguir.

- **FT13. Gypse**

Ce faciès est l'un des faciès les plus communs dans la succession étudiée. Il est largement répandu dans la Formation des Marnes à gypse inférieures et la Formation de M'daouer, sous forme de bancs centimétriques à décimétriques (Bassin Guir et Monts des Ksour) voire métrique (Monts des Ksour), intercalés au sein des argiles et des marnes de couleur verdâtre ou rougeâtre (Fig. 26).

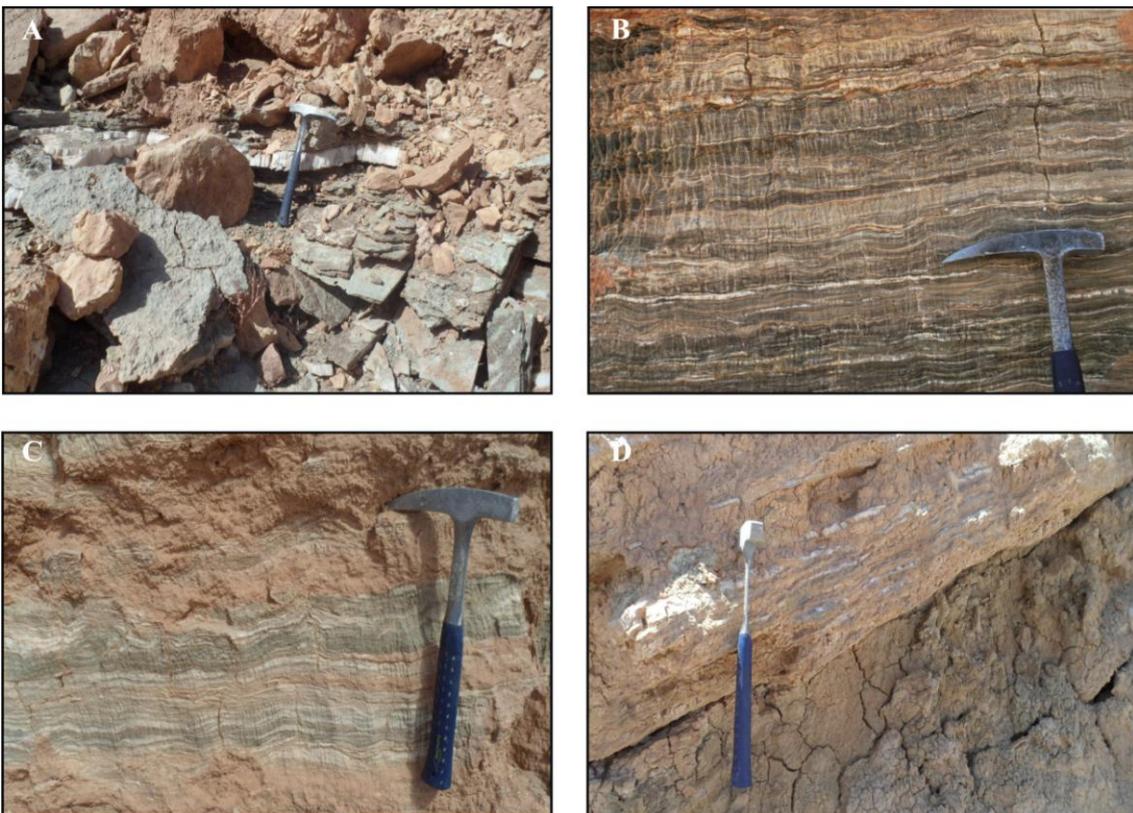


Fig. 26. Illustration photographique du (FT. 13). A, bancs gypseux interstratifiés dans des argiles rougeâtres (berridel); B-C gypse d'aspect varvé Djebel El Rhelida; D, gypse interstratifiés dans des argiles (Djebel Mezroue).

Le faciès gypseux se développe sous plusieurs aspects : fibreux ou saccharoïdes; une structure varvée, formée de lamines claires d'origine gypseuse et d'autres lamines sombres; sous forme de nodules centimétriques ou de brèches marno-gypsifères.

Les séquences marnes-gypses forment une alternance produite par la décantation des marnes lors des périodes à faible ennoisement et par la précipitation évaporitique lors des périodes sèches et arides, dans un environnement de plaine côtière ou plate-forme péritidale au sens de Pratt *et al.*, (1992) et Wright & Burchette (1996), analogue à une sebkha qui occupe le supratidal à l'intertidal supérieur.

- FT. 14. Marnes

Ce faciès est très répandu dans la série étudiée. Il est représenté par des marnes de couleur verdâtre, rougeâtre, jaunâtre à grisâtre ou blanchâtre. Ces marnes peuvent être gypsifères, azoïques ou fossilifères. Elles sont la plupart du temps intercalées avec les faciès gréseux, dolomitiques, gypseux et calcaires. En fonction de sa position dans la série et de son contenu minéralogique et paléontologique, les marnes peuvent être divisées en quatre sous-faciès:

- FT. 14-a. Marnes non fossilifères

Ce sous-faciès caractérise la Formation d'El Rhelida, sous forme des intercalations centimétriques à métriques entre les faciès gréseux et dolomitiques (Fig. 27). Il se présente surtout en couleur rouge ou vert foncé. Les macrofossiles et les structures sédimentaires n'ont été pas observés. Les résidus du lavage révèlent la présence exclusive de grains de quartz détritique.



Fig. 27. Illustration photographique du FT. 14-a. A, Marne verdâtre intercalé par un banc dolomitique (Djebel Mazroue) ; B, Marnes non fossilifères rougeâtres (Djebel El Rhelida).

- FT. 14-b. Marnes gypsifères

Ce sous-faciès marque la Formation de M'daouer et celle des Marnes à gypse inférieures. Il est de couleur verdâtre ou rougeâtre, sans fossiles, d'épaisseur centimétrique à métrique (jusqu'à 10 m), intercalé entre les faciès gypseux et carbonatés (Fig. 28). La présence de gypse dans les marnes peut indiquer des conditions arides dans un milieu de type sebkha supratidale.

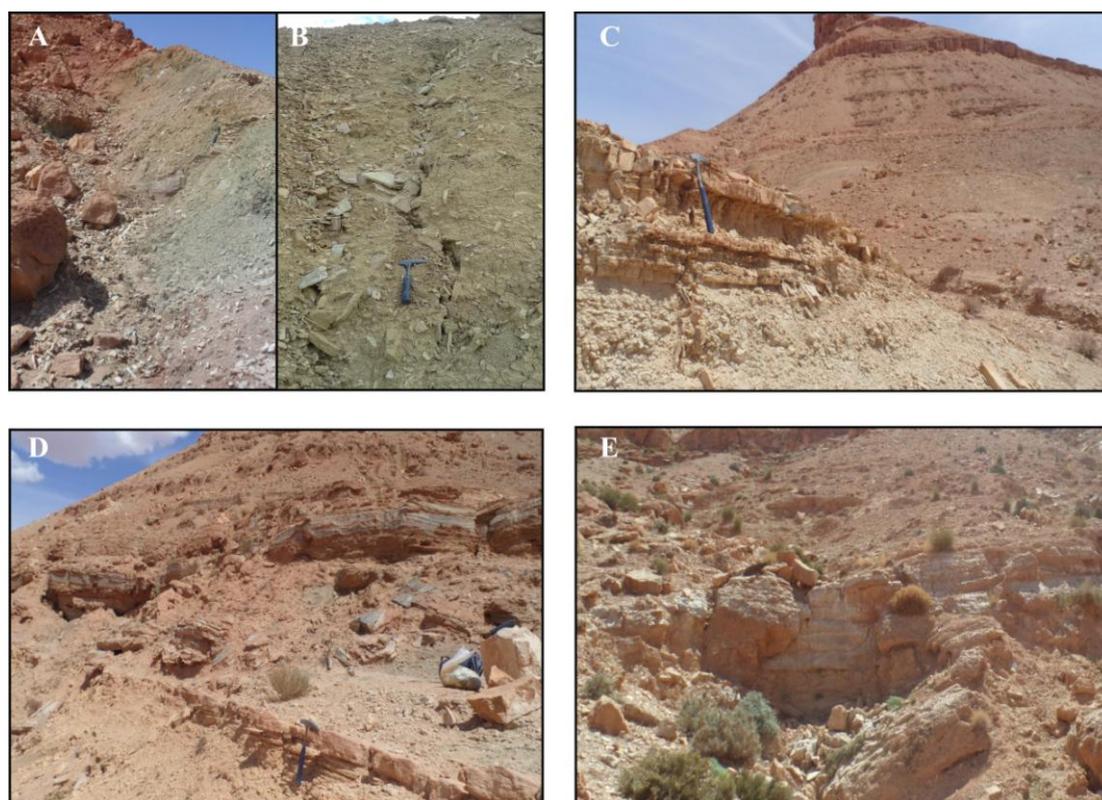


Fig. 28. Illustration photographique des Marnes gypsifères (FT. 14-b). A, D, coupe de Berridel (Bassin du Guir); B, coupe de Tniet Tafarahit (Djebel El Rhelida); C-D, coupe d'Oued Boudjihane (Djebel El Rhelida); E, coupe de Challala Dahrana (Djebel Mazroue).

- **FT. 14-c. Marnes à ostracodes**

Ce sous-faciès a été enregistré dans la partie sommitale de la Formation de M'daouer et la Formation des Marnes à gypse inférieures, intercalé entre deux bancs calcaires. Il est composé de marnes jaunâtres dépourvues de macrofossiles. Cependant, les résidus du lavage révèlent la présence de quelques valves lisses d'ostracodes. Ce sous-faciès indique un dépôt dans des eaux calmes, à faible teneur en oxygène et de faible profondeur.

- **FT. 14-d. Marnes à faune abondante et diversifiée**

Ce sous-faciès caractérise l'unité des Marnes médianes de la Formation de « Rhoundjaïa » et une partie de la partie inférieure de la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane. Il se compose principalement de marnes blanches à jaunâtres, d'épaisseur métrique. Les résidus des lavages effectués dans ces marnes ont révélé une riche microfaune : ostracodes, foraminifères benthiques et planctoniques, rovéacrinidés et ophiuridés. Ces marnes alternent avec des bancs de calcaires riches en faune benthiques et pélagiques. Ce sous-faciès indique un milieu marin ouvert, à énergie hydrodynamique faible.

- **FT. 15. Calcaire bioclastique intercalé dans des marnes gypsifères**

Ce faciès a été rencontré au sein des formations d'El Rhelida, de M'daouer et des Marnes à gypse inférieures. Il correspond à des bancs calcaires bioclastiques, d'épaisseur décimétrique,

de couleur gris clair, verdâtre ou rougeâtre, en alternance avec des marnes gypsifères. L'examen microscopique de ces bancs calcaires montre une texture wackestone-packstone riche en bivalves et gastéropodes. La base des bancs est le plus souvent de type érosif, moulant parfois des terriers de type *Thalassinoides* (Fig. 29). La surface supérieure peut présenter des fentes de dessiccation.

Le faciès de calcaire bioclastique intercalé dans des marnes gypsifères témoigne d'une sédimentation de plate-forme péritidale, affectée épisodiquement par des élévations brutales du niveau de la mer liées à des tempêtes. Dans les parties les plus septentrionales du Bassin du Guir (Menaguir et Berridel) et dans les Monts des Ksour, ces "tempestites" sont plus abondantes que sur les bords méridionaux du Bassin du Guir, ce qui confirme la polarité générale du système de dépôt, du Sud vers le Nord.

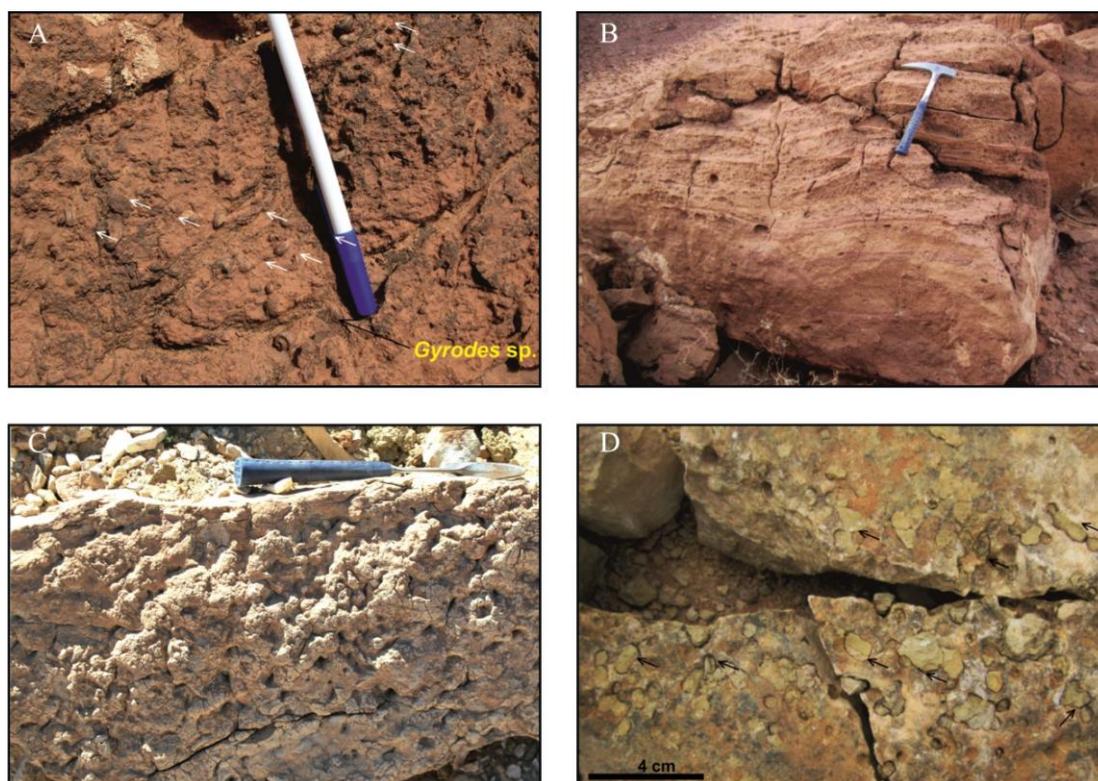


Fig. 29. Illustrations photographiques présentant le faciès sédimentaire type (FT. 15). A, surface supérieure d'un banc calcaires pétri de gastéropodes du genre *Gyrodes* (Boukaïs, Formation des Marnes à gypse inférieures; B, bancs calcaires bioclastique rougeâtre à la base de la Formation des Marnes à gypse inférieures (Menaguir); C - D, bioturbation (*Thalassinoides*) à la base de bancs calcaires bioclastiques (C, pied du Djebel El Rhelida ; D, Oued Messoueur).

- FT. 16. Calcaire coquillé à huîtres

Ce faciès caractérise la partie basale de la Formation de Rhoundjaïa dans le secteur du Djebel Rhoundjaïa et la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane dans la partie méridionale du Bassin du Guir. Il correspond à des couches bioclastiques, de couleur bleu à gris foncé, de 5 à 30 cm d'épaisseur, discontinus. La base des couches est une surface d'érosion bien prononcée sur le terrain (Fig. 30). Le contenu paléontologique est limité à des

coquilles d'huîtres gryphaeidés [*Costagya olisiponensis* (Sharpe) and *Rhynchostreon suborbiculatum* (Lamarck)] désarticulés ou fortement remaniés, noyées dans une matrice calcaire de texture wackestone-packstone. Le faciès (FT. 16) recouvre des dépôts marins peu profonds (inter-supratidal) et il est recouvert par des faciès formés dans des environnements relativement profonds (subtidal). Le faciès (FT. 16) est le résultat d'une érosion puissante produite par des courants de tempêtes (Benyoucef *et al.*, soumis).

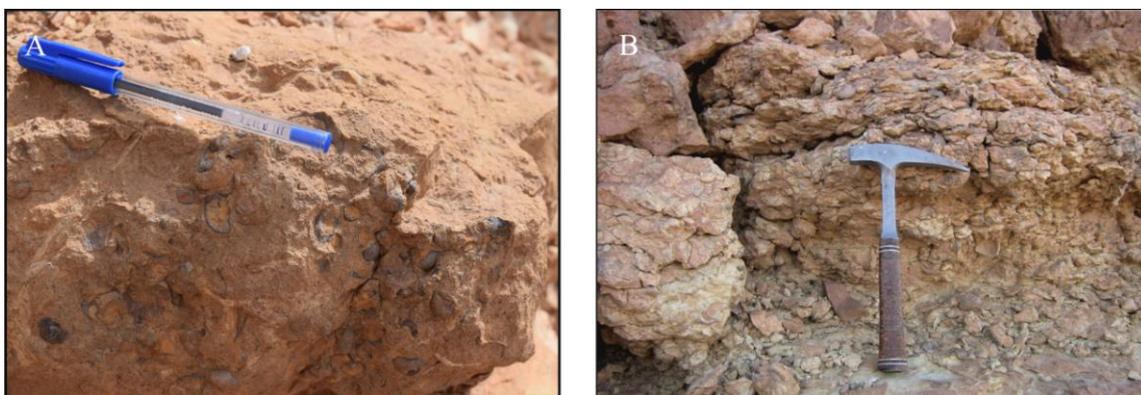


Fig. 30. Illustration photographique des calcaires à huîtres (FT. 16). A : la base de la Formation de Rhoundjaïa (Djebel Rhoundjaïa); B : la base de la Formations des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouzian dans la coupe d'Oued Messoueur.

- FT. 17. Calcaires Pseudonoduleux

Ce faciès est une composante lithologique significative dans la partie inférieure des formations de Rhoundjaïa et des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane. Il se compose généralement de bancs calcaires gris massifs à texture mudstone-wackestone, d'épaisseur décimétrique à métrique (de 0,8 à 5 m d'épaisseur), montrant un aspect très homogène et pseudonoduleux avec des stratifications irrégulières à la surface. Il est généralement très fossilifère. La biophase est formée d'ammonites, de nautilus, d'huîtres gryphaeidés et ostréidés, de bivalves, de gastéropodes et d'échinides. La macrofaune associée est représentée par des dactylus de pinces de crabe, de rares fragments de polypier de la famille des Caryophyllidae et des tubes de serpules. L'examen des lames minces montre la présence de foraminifères benthiques et palanctoniques, d'ostracodes, de crinoïdes, d'ophiures, de calcisphères et rares algues (Fig. 31).

L'abondance de la faune benthique et pélagique suggère une sédimentation lente et continue sous conditions hydrodynamiques faibles à moyennes. Elle indique un milieu marin ouvert, bien oxygénée et à salinité normale. Ce faciès sédimentaire type est interprété comme ayant été déposé dans un milieu de rampe médiane à distale (Burchette & Wright, 1992; Hernandez-Romano *et al.*, 1997; Benyoucef & Meister, 2015).



Fig. 31. Illustration photographique des calcaires pseudonoduleux (FT. 17). A, coupe de Djebel El Rhelida ; B, coupe de Berridel.

- FT. 18. Calcaires bioturbés

Ce faciès sédimentaire type a été rencontré dans les formations de Rhoundjaïa et des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane. Il correspond à des bancs calcaires micritiques, massifs, d'épaisseur centimétrique à métrique. Le contenu ichnologie est dominé par des terriers de type *Thalassinoides* (Fig. 32). Les traces fossiles accessoires sont : *Planolites*, et *Rhizocorallium*, *Protovirgularia*. La bioturbation intense conduit à une homogénéisation presque complète du sédiment.

L'abondance des terriers de l'ichnogenre *Thalassinoides* dans des calcaires mudstones indique un substrat boueux, des eaux oxygénées et à salinité normale, un taux de sédimentation faible (Frey & Pemberton, 1984; Coffey & Read, 2004). L'association des traces fossiles rencontrées suggère un milieu subtidal peu profond (Bromley, 1967, 1975; Palmer, 1978; Brown & Farrow, 1978).

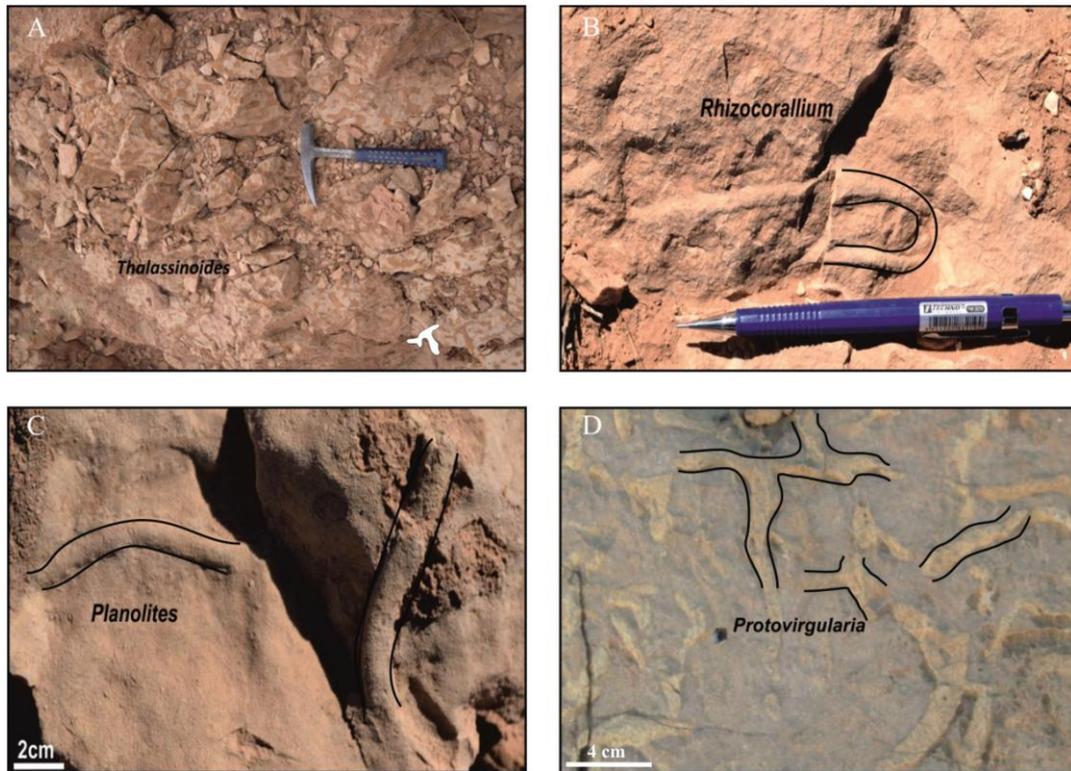


Fig. 32. Illustrations photographique du faciès des calcaires bioturbés (FT. 18). A, B, C, Monts de Ksour; D, Bassin du Guir.

- **FT. 19. Calcaires fins en bancs minces**

Les roches de ce faciès ont été principalement enregistrées dans la partie supérieure des formations de Rhoundjaïa et des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane (Fig. 33). Elles sont représentées par des bancs calcaires de texture mudstone, durs, massifs, en bonne continuité latérale, de couleur gris foncé à bleuâtre.

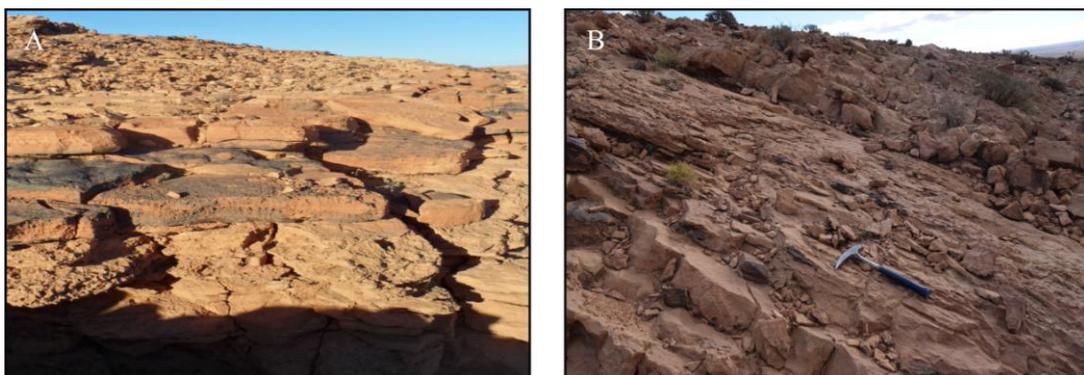


Fig. 33. Illustration photographique du (FT. 19). A, Vue panoramique de la partie terminale de la série crétacée dans le secteur de Berridel; B, vue de détail montre des bancs calcaires à passées de silex; succession de bancs mudstones d'épaisseur centimétrique dans la partie terminale de la coupe de Tniet Tafarahit.

L'épaisseur des bancs varie généralement entre 10 et 30 cm. Les calcaires montrent divers degrés de silicification. La matrice fine et la bonne continuité des dépôts suggèrent un régime hydrodynamique de faible énergie, sous la base des influences des tempêtes, dans un environnement subtidal profond.

- **FT. 20. Calcaires à céphalopodes**

Ce faciès a été observé que dans la partie inférieure de l'unité des Calcaires supérieurs de la Formation de Rhoundjaïa, dans le secteur Djebel Rhelida (Fig. 34). Il se compose de calcaire micritique riche en ammonites. Le microfaciès est dominé par une texture mudstone-wackestone à foraminifères planctoniques et quelques petits foraminifères benthiques. La texture fine et le contenu faunistique indiquent un milieu dépôt à énergie hydrodynamique relativement faible et du fond boueux. L'abondance des ammonites suggère l'ouverture sur le domaine océanique, et l'existence d'un milieu de dépôt de type subtidal profond.



Fig. 34. Illustration photographique d'un banc calcaire riche en ammonites (FT. 20). Formation de Rhoundjaïa, coupe de Tniet Tafarahite.

II.2. ASSOCIATION DE FACIÈS ET PALÉOENVIRONNEMENTS

Les vingt faciès sédimentaires identifiés au sein de la série étudiée ont été groupés dans sept associations de faciès (FA1 à FA7), attribuées à des environnements de dépôts distincts. Ces derniers appartiennent à quatre systèmes sédimentaires (au sens de Benyoucef, 2012 et Benyoucef *et al.* soumis): un système silicoclastique, un système mixte carbonaté silicoclastique, un système mixte carbonaté évaporitique et un système carbonaté.

II.2.1. Atlas Saharien (Monts des Ksour)

II.2.1.1. Système mixte silicoclastique-carbonaté

Ce système sédimentaire couvre la formation d'El Rhelida. Il est représenté par deux associations de faciès: FA.1 et FA.2:

- **Association de faciès FA1: Estran à avant-plage (foreshore-shoreface)**

Cette association de faciès occupe la partie inférieure de la Formation d'El Rhelida. Elle se compose principalement de grès (FT. 3 à FT. 7), d'argiles rougeâtres à verdâtres et de

calcaires et/ou de dolomies (FT. 10), ainsi que de rares lits microconglomératiques (FT. 1) et de grès oxydés (FT. 2). Cette association de faciès indique des conditions de dépôts différentes, dans un milieu marin peu profond, allant du foreshore au shoreface. Ils attestent des courants de marée, des conditions d'écoulement oscillatoires et des tempêtes.

L'association de faciès FA1 ressemble, en grande partie, les dépôts de la Formation des Grès rouges qui affleurent dans le Bassin du Guir. Elle a révélé le même assemblage de vertébrés que celui décrits par Benyoucef *et al* (2015). Cela confirme l'idée de la corrélation régionale entre la partie inférieure de la Formation d'El Rhelida et la partie supérieure du «Continental intercalaire» (Benyoucef *et al.*, 2014) déposé sous des conditions marines marginales.

- Association de faciès FA2: vasière littorale

La partie supérieure de la Formation d'El Rhelida est représentée par des argiles rougeâtres et/ou verdâtres, définies comme de texture mudstone. Les intervalles argileux rougeâtres sont entrecoupés par des chenaux gréseux minces (FT 5, 6 et 7). Les intervalles argileux verdâtres sont intercalés par de minces bancs carbonatés tabulaires à faune marine (bivalves et gastéropodes, FT 15) ou présentant des cristaux d'évaporites (FT 11). Aucun niveau gypseux n'a été rencontré au sein des dépôts de cette association de faciès.

Les argiles versicolores sont interprétées comme déposées dans une vasière littorale. La rareté des structures sédimentaires primaires s'explique aisément par la bioturbation (plantes et /ou animaux), ainsi que par les alternances humides et sèches sur de longues périodes de non dépôt et/ou d'érosion (Reinhardt & Ricken, 1999; Ghosh *et al.*, 2006). La préservation de quelques laminations suggère un dépôt aquatique dans un bassin éphémère et à conditions de très faible énergie (Aigner & Bachmann, 1989). Les carbonates à moules d'évaporites peuvent être associées à des environnements de dépôt similaires. Les argiles rougeâtres représentent probablement les parties les plus distales d'un système fluviatile (élément OF de Miall, 1985). Les bancs calcaires tabulaires à faune marine interrompant la sédimentation clastique fine, indiquent des incursions marines par des courants de tempêtes.

II.2.1.2. Système mixte carbonaté-évaporitique

Ce système sédimentaire occupe la majeure partie de la Formation de M'daouer. Il est représenté par l'association de faciès suivante (Fig. 35) :

- Association de faciès FA3: Sebkhia évaporitique côtière

Cette association de faciès est composée essentiellement de bancs gypseux (FT. 13) alternant avec des marnes gypsifères azoïques (FT. 14a et FT. 14-b). Des bancs de mudstones biolaminés, de dolomies à structures fenestrate (FT. 10), de dolomies à cristaux d'évaporite (FT. 11) et de calcaires bioclastiques (FT. 15) sont intercalés également dans les marnes gypsifères. Elle indique une sédimentation dans milieu marin peu profond, avec de fréquentes phases d'émersion. La régularité et la bonne continuité latérale des bancs sur de grandes surfaces, avec peu de changements d'épaisseur, ainsi que l'apparition épisodique des lits carbonatés biolaminés et bioclastiques, sont les principaux signes de dépôt sur un terrain plat. Ce dernier a subi des incursions marines brèves et rapides (tempêtes), interrompant la

sédimentation évaporitique. Ces tempêtes assurent aussi l'alimentation des aires de sédimentation par les eaux marines.

Actuellement, des dépôts similaires se déposent dans de vastes Sebkhass intertidale-supratidale, sous des conditions climatiques arides à semi-arides. Les analogues modernes possibles sont les sebkhass côtières du Golfe Persique, dont les zones intertidales sont souvent colonisées par des tapis microbiennes (Bontognali *et al.*, 2010), les plaines supratidale de Floride et la Sebkhass du Golfe Persique (Shinn, 1968).

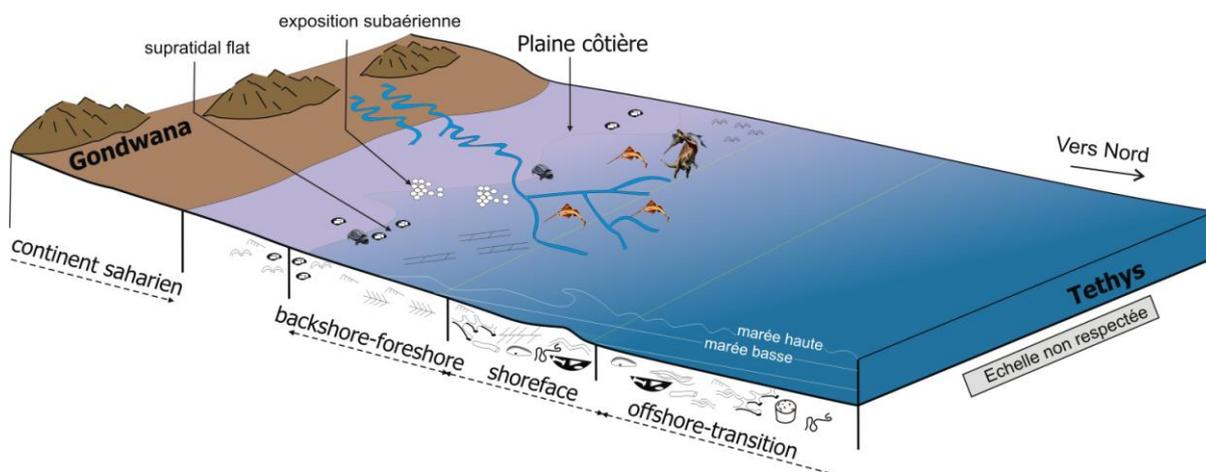


Fig. 35. Modèle paléoenvironnemental présentant la sédimentation des Formations d'El Relida et M'daouer Cénomaniens inférieur-moyen dans les Monts des Ksour.

II.2.1.3. Système carbonaté

Le système sédimentaire carbonaté occupe la partie supérieure de la Formation de M'daouer et la totalité de la Formation de Rhoundjaïa (Fig. 36).

La distribution, latérale et verticale, des faciès identifiés a permis d'établir un profil paléobathymétrique considérée comme caractéristique d'un milieu de dépôt de type rampe (au sens de Ahr, 1973; Read, 1985; Burchette & Wright, 1992) avec une pente douce, en raison :

- du manque des lithoclastes et des dépôts de remaniements gravitaires tels ceux identifiés en marge de plateforme (turbidites, brèches...);
- de l'absence, dans le temps et dans l'espace, de dépôts marins restreints avec leurs cortèges de barrières oolithiques, bioclastiques ou récifales caractéristiques des bordures de plateforme;
- de l'importante dilution des carbonates dans la marne et l'ubiquité des événements de tempêtes qui indiquent de bonnes communications avec le milieu marin ouvert;
- de l'évolution graduelle d'un environnement de dépôts à l'autre. Ainsi, la rampe des Monts des Ksour peut être divisée en quatre principales parties, représentées par les quatre associations de faciès suivantes:

- **Association de faciès FA4: rampe proximale**

Les dépôts de cette association de faciès constituent la partie sommitale de la Formation de M'daouer. Elle est représentée par un intervalle marneux à ostracodes (FT. 14-c) intercalé entre un banc calcaire bioclastique (FT. 16) à la base et un banc dolomitique biolaminé (FT. 9) au sommet. Cette dernière montre des laminations algaires planes ou ondulées coiffées occasionnellement par des structures en tepees et par des fentes de dessiccation. L'ostracofaune indique des conditions marines de faible énergie hydrodynamique, probablement dans un milieu lagunaire. Les laminations algaires reflètent des alternances entre l'arrivée des apports sédimentaires et l'activité microbienne. Elles sont caractéristiques d'un environnement intertidal à supratidal de faible énergie, colonisé par des tapis microbiens (Hardie, 1977). Les fentes de dessiccation et les structures en tepees suggèrent des périodes d'émersion temporaire (zone supratidale). Le banc de calcaires bioclastiques a été interprété comme une incursion marine due à événement de tempêtes.

- **Association de faciès FA5: rampe proximale subtidale**

Les dépôts de cette association de faciès marquent la partie supérieure de l'unité des Calcaires inférieurs de la Formation de Rhoundjaïa. Ils sont représentés par des bancs calcaires massifs, d'épaisseur supérieure 50 cm. Le faciès calcaire renferme une faune benthique (ostracodes, foraminifères benthiques, bivalves pectinidés, huîtres et gastéropodes de grande taille), la texture allant du mudstone au wackestone. La bioturbation est représentée par de rares terriers de *Rhizocorallium* et *Planolites*.

Ces dépôts indiquent une productivité carbonatée élevée par des organismes benthiques, probablement dans un environnement subtidal peu profond, sous des conditions énergétiques. Les rares intercalations lenticulaires de texture wackestone-packstone, souvent riche en huîtres (FT. 16 et FT. 17) attestent des périodes hautes énergies (tempêtes).

L'association de faciès de type rampe proximale couvre aussi l'unité des Calcaires supérieurs surtout dans les secteurs de Djebel Rhoundjaïa et Djebel M'daouer. Elle est formée par des calcaires bioturbés (FT. 18) comparables à l'ichnofaciès Cruziana de Seilacher (1967). Ces calcaires indiquent environnement intertidal à subtidal peu profond (Bromley, 1967, 1975; Brown & Farrow, 1978).

- **Association de faciès FA6: rampe médiane**

Cette association de faciès est bien exprimée dans la Formation de Rhoundjaïa, elle regroupe les faciès prédominants: calcaires à faune diversifiée, calcaires riches en pectinidés (*Neithea*) et calcaires massifs.

Dans la partie inférieure de l'unité des Calcaires supérieurs, l'association de faciès correspondant à un dépôt de rampe médiane, couvre une large partie des faciès marins peu profonds à relativement profonds, y compris les calcaires wackestone à mudstone à faune benthique et pélagique (FT. 16).

Les événements périodiques de haute énergie (tempêtes) sont documentés par des intercalations de texture wackestone-packstone riches en pectinidés du genre *Neithea* (FT. 16). Dans le secteur de M'daouer (Benyoucef *et al.*, soumis) les lits de calcaires contenant des

rudistes documentent des biostromes dans la partie médiane d'une rampe carbonatée, au-dessous de la limite inférieure d'action des vagues de beau temps (= LAVBT), dont l'énergie hydrodynamique est faible et la circulation est ouverte. Selon Burchette & Wright (1992), la croissance des rudistes dans une matrice de boue carbonatée est une caractéristique des environnements de rampe moyenne.

- Association de faciès FA7: rampe externe

Cette association de faciès est enregistrée dans l'unité des Marnes médianes et dans l'unité des Calcaires supérieur. Elle se compose de marnes très fossilifères (FT. 14-d), de calcaire noduleux à céphalopodes (FT. 20), de calcaire massif dépourvu de toute macrofaune et de calcaires micritiques en bancs minces (FT. 19). La biophase est dominée par des ammonites, des foraminifères planctoniques, des crinoïdes pélagiques et des calcisphères. La faune associée est représentée par des foraminifères benthiques de petite taille et de gastéropodes tylostomidés. On note l'absence de caractéristiques sédimentaires indiquant une eau peu profonde et une sédimentation à haute énergie. L'abondance d'une faune pélagique en bon état de conservation, la texture fine (mudstone à wackestone) et l'absence de structures hydrodynamiques, suggèrent un environnement de faible énergie, probablement situé sous la limite d'action des vagues de tempêtes. Cette association de faciès est interprétée comme dépôts effectués dans un environnement plus calme et à circulation ouverte, qui pourrait être de type rampe externe.

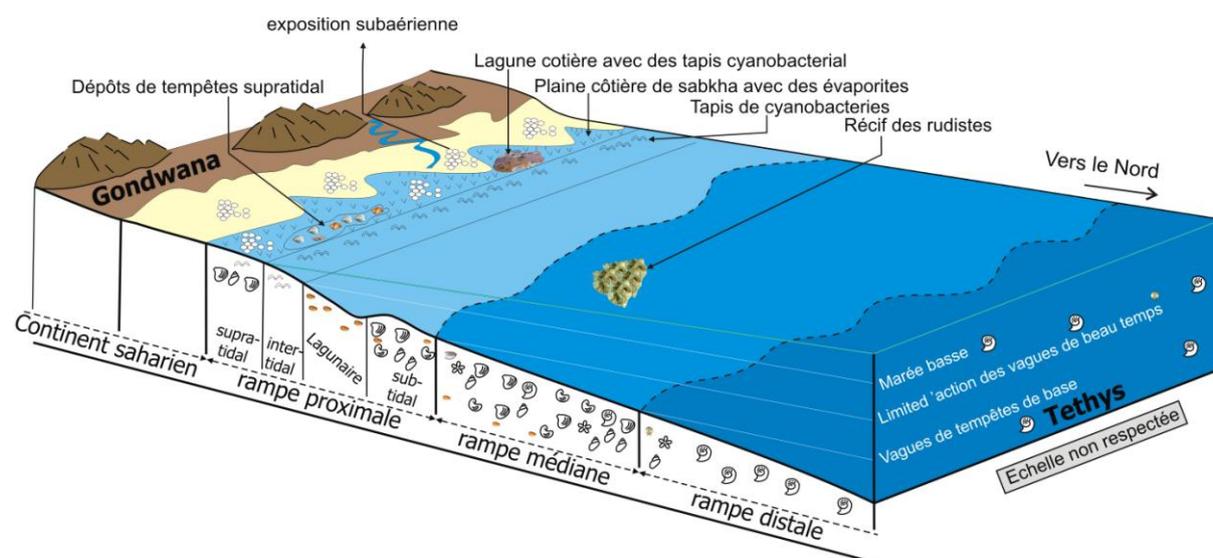


Fig. 36. Modèle paléoenvironnemental présentant la sédimentation en rampe carbonatée homoclinale au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur dans les Monts des Ksour.

II.2.2. Bassin du Guir

II.2.2.1. Système détritique

Le système de dépôt détritique comprend deux associations de faciès reflétant deux environnements distincts:

- **Association de faciès FB1 : remplissage de chenaux fluviaux**

Cette association de faciès apparaît à la base de la série étudiée dans la partie méridionale du Bassin du Guir. Elle comprend des chenaux grés-conglomératiques minces (FT. 1) à base érosive, surmontés par des grès à stratifications entrecroisées en auge (FT. 6) au sommet. Dans la région de Kénadsa, les niveaux conglomératiques et gréseux ont révélé des vertébrés d'eau douce (polyptères et dipneustes). Les dépôts de cette association disparaissent latéralement et passent généralement à des argiles de couleur rouge ou verdâtre.

La présence de laminations entrecroisées en auges, l'absence de structures sédimentaires qui montrent l'influence des marées ou un courant oscillatoire, la tendance granulométrique décroissante des dépôts et le contenu paléontologique (faune d'eau douce) indiquent un milieu de sédimentation de type fluvial.

- **Association de faciès FB2: littoral ("shoreface à offshore supérieur").**

Dans la partie septentrionale du Bassin du Guir, cette association de faciès est bien marquée par une bande détritique de plusieurs kilomètres d'extension latérale et qui peut atteindre jusqu'au 14 m d'épaisseur. Cette bande détritique est formée de grès (FT. 1), jusqu'au (FT. 8) à passées de conglomérats et d'argiles rouges. Les données paléontologiques et l'examen des faciès sédimentaires et des ichnofossiles démontrent que l'essentiel du flux terrigène qui constitue les dépôts de cette association de faciès est déposée en milieu de plate-forme détritique littorale ("shoreface") soumise à une influence des marées, ou même des tempêtes ("offshore" supérieur), dont les preuves sont :

- Le contenu paléontologique : restes de crocodiliens, chéloniens, *Spinosaurus aegyptiacus* (théropode piscivore) et *Onchopristis numidus*. Cette faune se trouve en association avec des poissons marins dans la Formation de Bahariya en Égypte (Werner, 1989), bien étudiée sur le plan sédimentologique et environnemental. Les fossiles brisés, sans orientation préférentielle ou même usés, sont longuement brassés par l'eau lors de leur transport et avant leur dépôt;
- L'influence tidale est attestée par la présence de quelques niveaux à stratifications entrecroisées en arêtes de poissons ("*herringbone structures*") qui marquent la bidirectionnalité des courants de marée dans un chenal tidal. La rareté ou l'absence de ces structures dans d'autres bancs gréseux, peut être due à la règle de séparation des courants ou à des courants à vitesse hydrodynamique trop faibles;
- Les traces fossiles identifiées (*Skolithos*, *Altichnus*, *Monocraterion*, *Thalassinoides* et *Arenicolites*) confirment la position tidale de l'environnement de dépôt. Elle est typique de la zone à *Skolithos* (Bromley, 1996);
- L'influence des tempêtes a été attestée par la présence de certains bancs de grès à laminations entrecroisées en mamelon (*HCS*).

II.2.2.2. Système mixte carbonaté-évaporitique

Ce système sédimentaire occupe les dépôts de la Formation des Marnes à gypses inférieures. Il montre les mêmes caractères de l'association de faciès (FA. 3) définie dans les

Monts des Ksour. Il est d'un milieu de sebkha évaporitique soumise à l'influence des tempêtes. (Fig. 37).

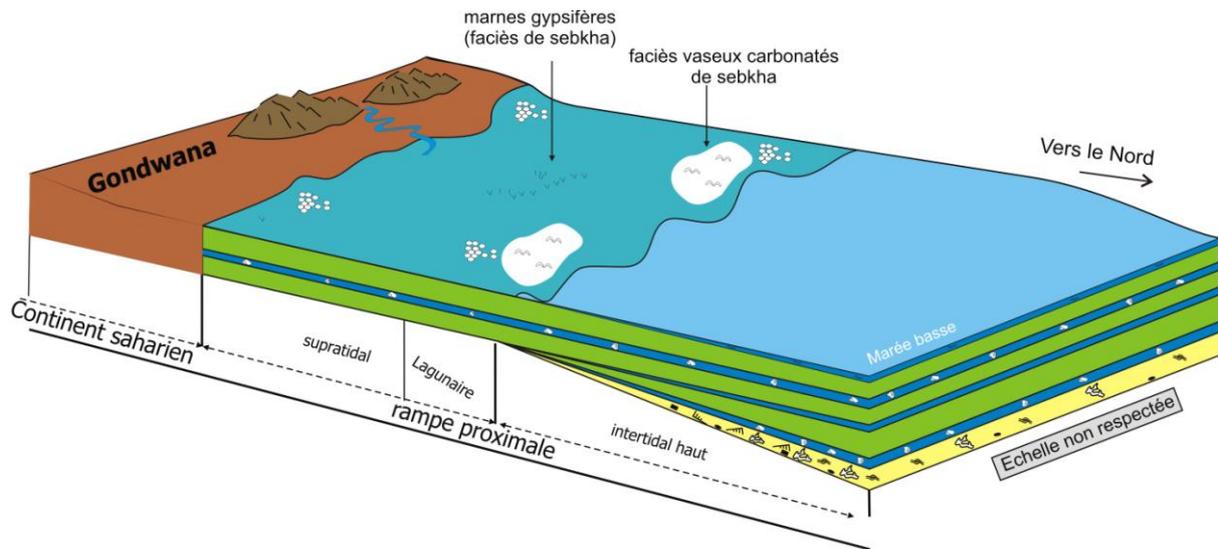


Fig. 37. Modèle paléoenvironnemental présentant la sédimentation des Formations des Marnes à gypse inférieur, Cénomaniens inférieur-moyen dans le Bassin du Guir.

II.2.2.3. Système carbonaté

Ce système de sédimentation occupe les dépôts de la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane. Il montre les caractéristiques d'une rampe carbonatée homoclinale à faible gradient (Benyoucef & Meister, 2015). Cette rampe carbonatée peut être divisée en trois parties représentées par les associations de faciès suivantes (Fig. 38) :

- Association de faciès FB4: rampe proximale médio à margino-littorale

Cette association de faciès regroupe les dépôts de la deuxième unité «3-B» (Cénomaniens supérieur) de la Formation des «Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane». Elle est composée de bancs calcaires bioturbés riches en *Thalassinoides* (FT. 18); de calcaires bioclastiques massifs à huîtres et gastéropodes; de calcaires de texture packstone-grainstone à bivalves, oursins et gastéropodes (FT. 16) et de pelmicrite à lamines algaires planes ou ondulées (FT. 9).

Les niveaux à *Thalassinoides* et huîtres indiquent une sédimentation dans un environnement peu profond médiolittoral à margino-littoral riche en nutriments et à salinité proche de la normale (Benyoucef, 2012). Les bancs à lamines algaires indiquent aussi un environnement intertidal à supratidal à conditions de température et de salinité élevées, sans aller toutefois jusqu'à des conditions évaporitiques franches (absence de gypse). Les minces intercalations chenalisées de calcaires bioclastiques témoignent l'influence des tempêtes. Donc, les dépôts de l'association de faciès (FB. 4) indiquent la partie proximale d'une rampe carbonatée homoclinale. L'exondation de cette plate-forme proximale est témoignée par la présence de certains niveaux à structures fenestrae et en tepees.

- **Association de faciès FB5: rampe médiane, subtidal peu profond**

Cette association de faciès comprend des bancs calcaires à stratification diffuse ou à débit noduleux avec des marnes à bivalves, principalement des ostréidés, à gastéropodes et à échinides ainsi que des ammonites et des nautilés (FT. 17) ; barre métrique et stratiforme à caprinidés en position de vie et d'assez grande taille; calcaires de texture packstone riche nerineidés. Le contenu paléontologique et les caractéristiques sédimentologiques favorisent l'interprétation de l'association de faciès (FB. 5) comme déposée dans des eaux chaudes, euphotiques, peu profondes et à faible énergie hydrodynamique. Les événements de grande énergie, périodiques (tempêtes) sont documentés par des packstones habituellement riches en huîtres ostréidés (FT. 16). On note que malgré leur fréquence, les caprinules ne constituent jamais un véritable récif, mais leur croissance dans une matrice de boue carbonatée indique l'instauration d'un régime subrécifal biostrome, en position médiane sur une plate-forme carbonatée peu profonde.

- **Association de faciès FB6: rampe distale, subtidal profond**

Cette association de faciès occupe la partie sommitale de la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane. Elle est principalement composée de calcaires mudstones homogènes, de couleur gris foncé (de 10 à 40 cm d'épaisseur) (FT. 19), intercalés avec des calcaires bioclastiques wackestone-packstone. Elle témoigne d'une sédimentation boueuse, de faible énergie hydrodynamique, dans un environnement assimilé à une plate-forme subtidale profonde (ou rampe distale). Les bancs calcaires bioclastiques (FT. 16) voire lumachelliques sont des couches de haute énergie (tempêtes distales), déposées lors des changements dans la dynamique sédimentaire.

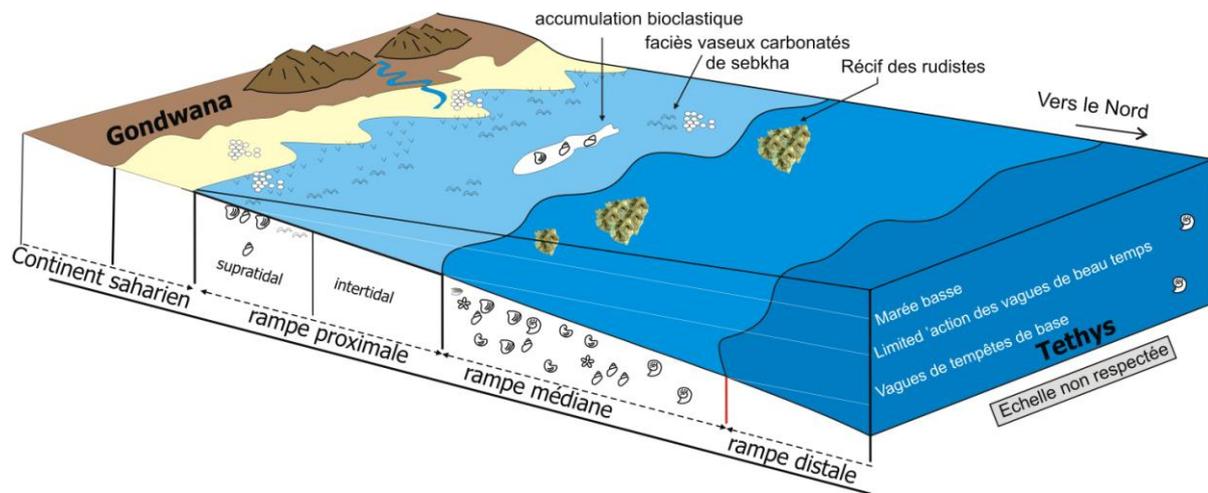


Fig. 38. Modèle paléoenvironnemental présentant la sédimentation en rampe carbonatée homoclinale au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur dans Le Bassin du Guir.

III. STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

Dans l'Atlas saharien occidental et dans le Bassin du Guir, l'extension des aires de sédimentation et la régularité des milieux de dépôts dépendent principalement des mouvements eustatiques transgressifs et régressifs de la mer céno-mano-turonienne. L'identification des séquences de dépôt est basée sur l'interprétation des enchaînements de

faciès, soit transgressifs (*deepening-up*) soit régressifs (*shallowing-up*), ainsi que de la nature des surfaces stratigraphiques remarquables (surface de transgression, surface de chute du niveau marin relatif) au sein des successions observées. Les environnements de dépôt très peu pentés peuvent affecter notamment les enchaînements régressifs en court-circuitant certains faciès mieux représentés sur les rampes plus pentées. Quatre séquences moyennes (ou mésoséquences) transgressives-régressives ont été individualisées, dont les maxima d'inondation sont soulignés par des calcaires de mer ouverte. Ces mésoséquences ont été regroupées dans une seule mégaséquence transgressive.

III.1. Atlas saharien occidental

Dans les Monts des Ksour, les deux premières mésoséquences (S1 et S2) sont d'âge Cénomaniens inférieur-moyen et couvrent l'ensemble des dépôts des formations d'El Rhelida et de M'daouer (fig. 39).

Le demi-cycle transgressif de la première méso-séquence est composé des dépôts de la partie inférieure de l'unité mixte Silicoclastique-Carbonatée qui se développe dans un milieu de surface. Il est limité à la base par une discontinuité d'érosion qui supporte le premier niveau carbonaté massif qui apparaît dans la série. Cette discontinuité est d'échelle régionale, elle coiffe les dépôts détritiques du «Continental intercalaire» et correspond à une surface de transgression (surface d'envoyage d'âge Cénomaniens inférieur). Le demi-cycle régressif de la première méso-séquence est formé d'argiles rouges et vertes à passées de grès et de dolomie, de la partie supérieure de la première unité dans la Formation d'El Rhelida. Il se développe dans un environnement de vasière littorale. Le maximum d'inondation coïncide avec le sommet d'un banc gréseux à « wavy-cross-bedding » et HCS.

Le demi-cycle transgressif de la deuxième méso-séquence correspond aux dépôts de la partie inférieure de la deuxième unité dans la Formation d'El Rhelida, formée d'une alternance d'argile avec de fréquentes intercalations calcaires à faune marine. Le maximum d'inondation a été placé au sommet d'un banc calcaire bioclastique recouvert d'une surface bioturbée. Le demi-cycle régressif de cette méso-séquence est composé par les dépôts de la partie sommitale de l'unité des alternances calcaires-argiles et de la Formation de M'daouer. Il s'achève par une surface d'émersion à polygone de dessiccation.

La troisième méso-séquence transgressive-régressive d'ordre régional est d'âge Cénomaniens supérieur. Sa limite inférieure est une surface d'érosion (surface d'envoyage du Cénomaniens supérieur) indiquant un changement brutal de faciès et d'environnements sédimentaires, avec passage de calcaires stromatolithiques de plate-forme péritidale à lagoonale vers des niveaux calcaires noduleux de plate-forme rampe médiane à distale. Le cortège transgressif, d'âge Cénomaniens supérieur non terminal, coïncide avec l'installation des bancs calcaires à *Neolobites* (la partie inférieure de l'unité des Calcaires inférieurs) qui s'est déposé dans un milieu de rampe médiane à externe. Les calcaires à ammonites qui coiffent le niveau à *Neithea* peut marquer le maximum d'inondation. L'intervalle régressif de la troisième méso-séquence recouvre la partie supérieure de l'unité des Calcaires inférieurs formée essentiellement de barres calcaires massives de rampe moyenne.

La quatrième méso-séquence est d'âge Cénomaniens terminal-Turonien inférieur. Elle couvre la partie terminale de l'unité des Calcaires inférieurs, l'unité des Marnes médianes et la partie basale de l'unité des Calcaires supérieurs.

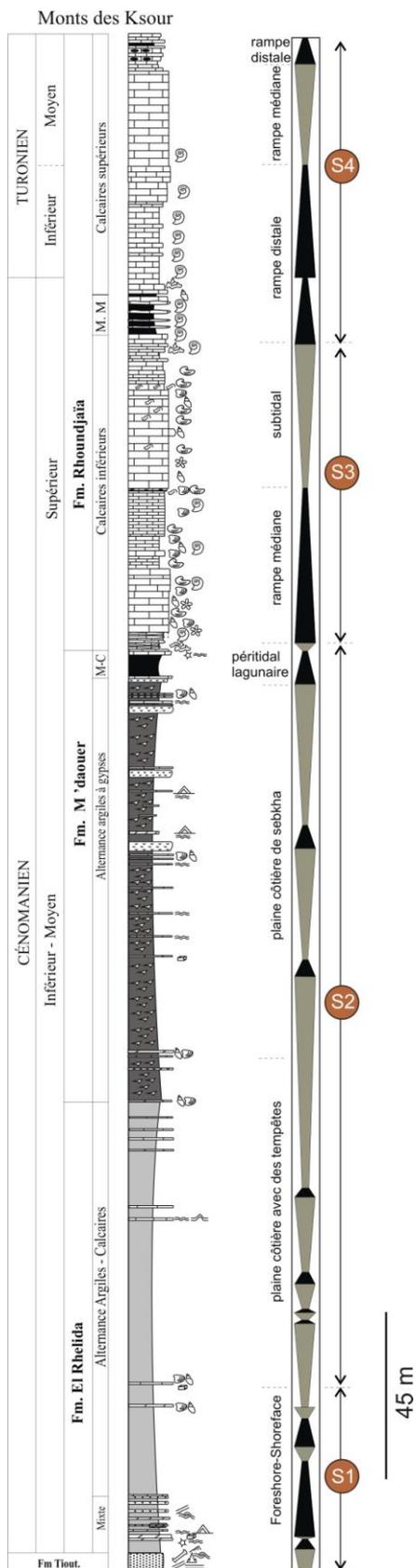


Fig. 39. Coupe synthétique des Monts des Ksour montrant l'organisation séquentielle et l'évolution latérale des dépôts.

Elle est limitée à la base par une surface très bioturbée (surface d'ennoyage du Cénomanién terminal) qui marque un changement lithologique, faunistique et paléoenvironnemental majeur (ennoyage général). Sa limite supérieure se situe au sommet du dernier banc massif qui précède les dépôts de la partie terminale de l'unité des Calcaires supérieurs correspondant à une succession formée de bancs calcaires minces et en bonne continuité latérale (rampe externe). Son cortège transgressif est formé de marnes et de bancs micritiques à ammonites déposés dans un milieu de rampe distale.

La surface très bioturbée qui précède les calcaires à ammonites du Turonien inférieur correspond à une deuxième phase d'inondation marine et indique un approfondissement. La surface d'inondation maximale a été placée au sommet du dernier niveau à ammonites découvert dans la coupe de Djebel El Rhelida. Le cortège régressif est composé de calcaires bioturbés à *Thalassinoides* (coupe de Rhoundjaïa), de calcaires à débris de rudistes sauvagesidés et radiolitidés (coupe de M'daouer), ou de calcaires massif dépourvu de faune (coupe d'El Rhelida) indiquant un environnement de dépôt de type rampe médiane.

L'installation de ce dernier milieu sédimentaire est lié à la diminution de profondeur (demi-cycle régressif), par comblement, ce qui peut être corrélé avec ce qui se passe dans le Turonien moyen du Sud-est algérien (Benyoucef *et al.*, en préparation), de l'Égypte et de Moyen orient.

III.2. Bassin du Guir

Les deux premières mésoséquences (Fig. 40) sont d'âge Cénomanién inférieur-moyen et couvrent l'ensemble des dépôts des Formations des "Grès rouges" et des "Marnes à gypse inférieures". Le demi-cycle transgressif de la première méso-séquence est limité à la base par une discordance angulaire et par une discontinuité d'érosion qui correspond à une surface de transgression. Il est composé des dépôts de la Formation des "Grès rouges" et de la base de l'unité "2-A". Le maximum d'inondation coïncide avec le sommet de la dalle calcaire fossilifère riche en gastéropodes, qui montre une extension régionale. Le demi-cycle régressif de la première méso-séquence est formé de marnes à passées de gypse, grès et dolomie, qui se développent sur une plate-forme de faible énergie (marnes, gypses et stromatolithes). Le demi-cycle transgressif de la deuxième méso-séquence correspond aux dépôts de la partie som-mitale de l'unité "2-A" (marnes verdâtres dépourvues de gypse) et de la partie médiane de l'unité "2-B". Le demi-cycle régressif de cette séquence est composé par une dalle calcaire stromatolithique d'extension régionale. Il s'achève par une surface d'émersion à polygone de dessiccation. La faune pyriteuse de petite taille qui marque la surface supérieure de la dalle calcaire à lamines stromatolithiques peut correspondre à une surface de transgression (méso-séquence suivante).

La troisième méso-séquence transgressive-régressive d'ordre régional est d'âge Cénomanién supérieur (unités "3-A" et "3-B"). Sa limite inférieure indique un changement brutal de faciès et d'environnement sédimentaire, avec passage de calcaires stromatolithiques de plate-forme péritidale vers des niveaux calcaires noduleux de plate-forme infralittorale. Le cortège transgressif, d'âge Cénomanién supérieur non terminal, coïncide avec l'installation de l'événement à *Neolobites* (unité "3-A") qui s'est déposé dans un milieu de vasière infralittorale, dont la diversité et l'abondance de la faune indique une stabilité du milieu et

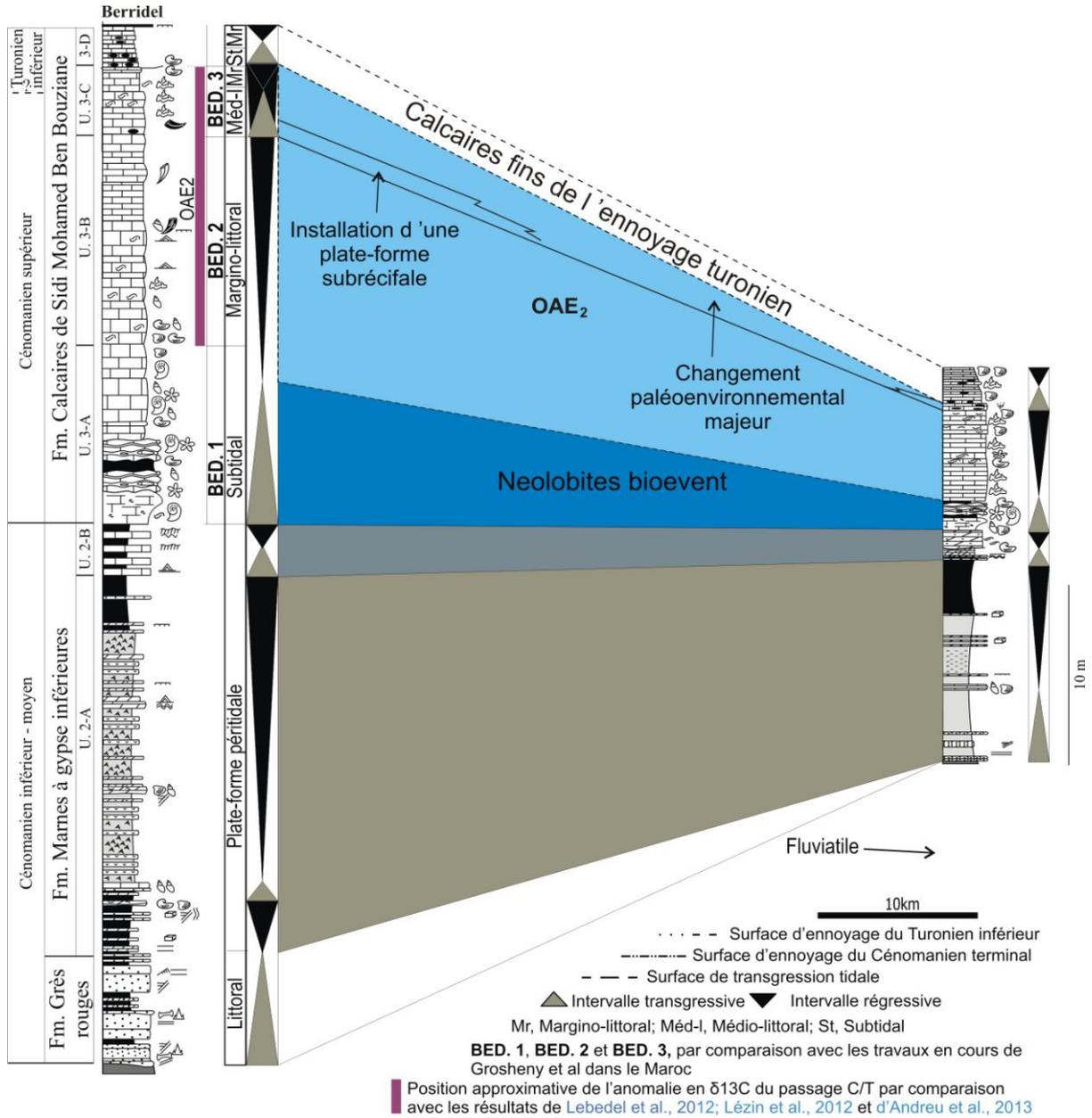


Fig. 40. Coupes nord-sud montrant l'organisation séquentielle et l'évolution latérale des dépôts.

donc peut être un maximum de profondeur (Skelton *et al.*, 1995, 1997). L'intervalle régressif de la troisième méso-séquence recouvre les unités "3-B" et "3-C" formées essentiellement de barres calcaires massives (calcaires bioturbés margino-littoraux et calcaires tidaux à lamines cryptoalgaires). Il peut être corrélé avec la phase anoxique mondiale "OAE2 bioevent" et aux dépôts "BED1", "BED2" du Sud-marocain, par comparaison avec les travaux de Lézin *et al.* (2012), Lebedel *et al.* (2013), Andreu *et al.* (2013) et Grosheny *et al.* (en préparation, S. Ferry communication personnelle).

La quatrième méso-séquence couvre les couches attribuées au Turonien inférieur (unité "3-D"). Elle est limitée à la base par une discontinuité qui marque un changement lithologique et paléoenvironnemental majeur (ennoyage général). Sa limite supérieure est une discontinuité composite matérialisée sur le terrain par une surface d'émersion accompagnée et/ou suivie d'une érosion qui précède le dépôt de la Formation des "Marnes à gypse supérieures" attribuée au Sénonien (Benyoucef *et al.*, 2008). Son cortège transgressif correspond à des dalles micritiques subtidales. Le cortège régressif est composé d'une sédimentation carbonatée bioturbée par des *Thalassinoides*, indiquant un environnement de dépôt margino-littoral. L'installation de ce dernier milieu sédimentaire est liée à la diminution de profondeur (demi-cycle régressif), par comblement, jusqu'à l'émersion.

L'ensemble de la succession étudiée est, quant à lui, interprété comme une mégaséquence transgression-régression intégrant les différentes mésoséquences, qui a évolué par étapes successives : d'un milieu détritique continental (fluvial) ou littoral vers un milieu de plaine d'inondation évaporitique (ou plate-forme péritidale) soumise épisodiquement à des incursions marines brutales comme l'indiquent les horizons bioclastiques intercalés dans les marnes à gypse, puis un milieu marin ouvert sur le domaine océanique, comme l'atteste l'abondance de faunes benthiques et pélagiques. Cette mégaséquence correspond à l'avancée de la mer sur la bordure septentrionale du craton saharien (ou marge sud-téthysienne). Il s'agit d'un phénomène connu à très grande échelle et d'origine eustatique.

V. CONCLUSION

L'étude sédimentologique du Cénomano-Turonien du Sud-Ouest algérien a été établie grâce à deux approches distinctes, mais complémentaires : 1- la définition et l'interprétation des faciès, puis le regroupement des faciès en associations qui marquent des environnements de dépôt; 2- la stratigraphie séquentielle, pour définir l'évolution eustatique de chaque entité lithostratigraphique.

La première approche nous a permis de définir vingt faciès (FT. 1 à FT. 20) et sept associations de faciès (AF. 1 à AF. 7). Ces dernières s'intègrent dans trois systèmes sédimentaires:

Dans les Monts des Ksour :

- Un système mixte silicoclastique-carbonaté représenté par une association d'estran à avant-plage (foreshore-shoreface) et une autre de vasière littorale;
- Un système mixte carbonaté-évaporitique formé d'une association de faciès de type sebkha côtière;

- Un système carbonaté correspondant à une sédimentation de rampe carbonatée homoclinale, allant du peritidal au subtidal profond.

Dans le Bassin du Guir :

- Un système détritique formé d'une association de faciès de type fluviatil et une autre association d'un milieu littoral à influence tidale, voire de tempêtes;

- Un système mixte carbonaté à sédimentation évaporitique d'un milieu de sebkha évaporitique soumise à l'influence des tempêtes;

- Un système carbonaté indiquant un milieu de type rampe carbonatée homoclinale, allant du margino-littoral au subtidal profond.

Les données sédimentologiques nous a permis de proposer une reconstitution paléogéographique des deux bassins. Elles impliquent la présence d'une mer ouverte vers le Nord, d'après l'organisation spatio-temporelle des associations de faciès;

L'étude séquentielle montre la présence de quatre méso-séquences transgressive-régressive qui s'empilent pour donner une méga-séquence transgressive.

CHAPITRE IV

PALÉONTOLOGIE, PALÉOBIOSTRATIGRAPHIE, SYSTÉMATIQUE ET BIOSTRATIGRAPHIE

I. INTRODUCTION

II. DONNÉES PALÉONTOLOGIQUES ET ICHNOLOGIQUES

II.1. Les Vertébrés

II.2. Les invertébrés

II.2.1. Ammonites et Nautilus

II.2.2. Échinodermes

II.2.2.1. Échinides

II.2.2.2. Crinoïdes

II.2.2.3. Opiures

II.2.3. Foraminifères

II.2.4. Ostracodes

II.3. Ichnofossiles

III. BIOSTRATIGRAPHIE

IV. CONCLUSIONS

I. INTRODUCTION

Les levés de coupes effectués sur les dépôts du Cénomaniens-Turonien de l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour) et du bassin du Guir, m'ont permis de récolter un riche assemblage diversifié de macrofossiles et de microfossiles.

Le principal intérêt de ces fossiles est essentiellement biostratigraphique : permettre la datation relative et l'éventuelle corrélation des diverses unités lithologiques locales, préciser leur environnement de dépôt et étendre la corrélation à l'échelle régionale, voire globale. En ce qui concerne le Crétacé, les calages biostratigraphiques proposés se fondent sur les travaux de Robaszynski et Caron (1995), Bengtson (1996) et les décisions adoptées lors du congrès de Bruxelles (1995).

II. DONNÉES PALÉONTOLOGIQUES

II.1. Les Vertébrés

- Monts des Ksour

Des restes de vertébrés ont été récoltés dans plusieurs principaux gisements de l'Atlas saharien occidental (Feuille au 1/100.000 d'El Abiod Sidi Chikh), notamment : Oued Boudjihane, Oued el Djraf (Fig. 41). Ils viennent conforter les premiers éléments apportés par Bassoullet (1973). L'unité Mixte de la Formation d'El Rhelida nous a fourni une faune diversifiée de vertébrés : *Spinosaurus aegyptiacus* Stromer, 1905, *Spinosaurus* sp., *Onchopristis numidus*, des restes de *Hybodus* sp., *Neoceratodus africanus* (Haug, 1905), *Mawsonia* sp., fragments d'os *Lepidotes* sp. et des dents rostrales.



Fig. 41. A, Vue panoramique du site à vertébrés d'Oued Boudjihane (Monts des Ksour); B, microconglomérat à reste de vertébrés; C, Dent isolée de *Spinosaurus aegyptiacus*.

- **Bassin du Guir** (Pl. I & II)

Les récentes études montrent que les dépôts détritiques du Bassin du Guir sont très riches en restes de vertébrés, dans sa partie méridionale (coupe de Kénadsa) comme dans sa partie septentrionale (coupe de Ménaguir) (Figs. 42, 43) ; les taxons repertoriés sont connus ailleurs en Afrique du Nord (Maroc, Lybie et Égypte) et en Amérique latine (Brésil) (Benyoucef *et al.*, 2015).

➤ **Le site à vertébrés de Kénadsa** (Fig. 42).

La Formation des Grès rouges (Fig 42A, B), dans la partie méridionale du Bassin du Guir (coupe de Kénadsa) a livré un assemblage riche en vertébrés : des dents isolées *Spinosaurus aegyptiacus* Stromer, 1915, des dents de *Neoceratodus africanus* (Haug, 1905), cf. *Bawitius* Grandstaff, Smith, Lamanna, Lacovara & Said Abdel-Ghani, 2012, *Obaichthys africanus* Grande, 2010, *Dentilepisosteus ? kemkemensis* Grande, 2010, Mawsoniidae indet., et de tortue Testudines indet.

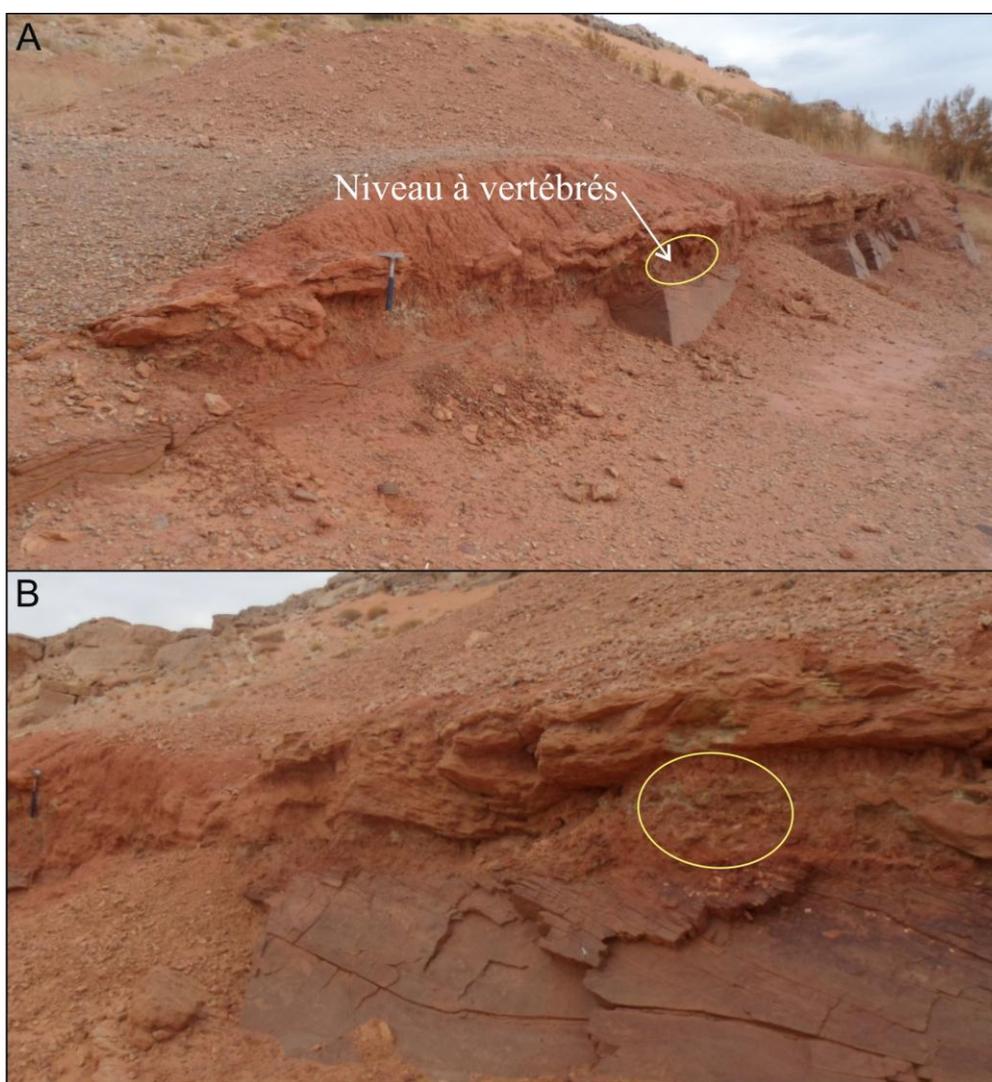


Fig. 42. A, vue panoramique de la succession lithostratigraphique du site à vertébrés de Kénadsa; B, détail du niveau fossilifère.

➤ **Le site à vertébrés de Menaguir** (Fig. 43).

La Formation des Grès rouges dans la localité de Menaguir se compose d'un niveau gréseux jaunâtre intercalé entre des argiles verdâtre au dessus et des argiles rouges au dessous (Fig. 43 B, C). Elle a livré une riche faune de vertébrés telques des restes de chéloniens, un ensemble de dents isolées de dinosauriens *Dromaeosauridae* indet., *Spinosaurus aegyptiacus* Stromer, 1915, des restes de [Hybodontidae indet., cf. *Hybodus*, *Distobatus nutiae* Werner, 1989, *Onchopristis numidus* (Haug, 1905), *Ginglymodi* indet., *Dentilepisosteus ? kemkemensis* Grande, 2010, *Clamopleurus africanus* Forey & Grande, 1998, Pycnodontiformes indet., *Obaichthys africanus* Grande, 2010, *Neoceratodus africanus* (Haug, 1905), et crocodyliens *Laganosuchus ? Maghrebensis* Sereno & Larsson, 2009], de *Crocodylia* indet., et de tortue Testudines indet.

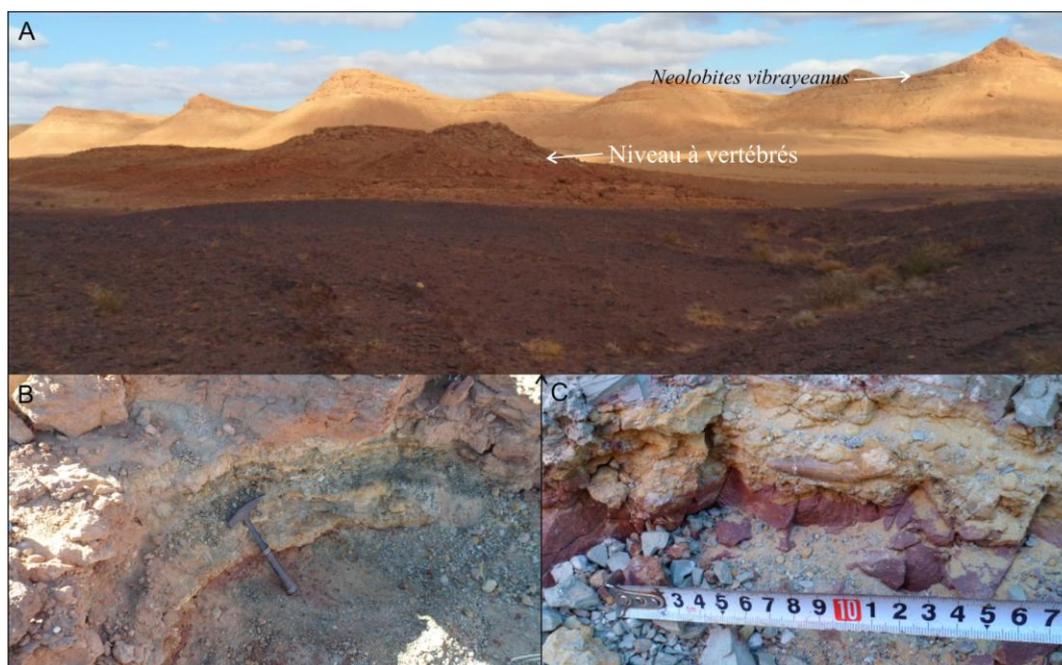


Fig. 43. A, Vue panoramique du site Menaguir; B, Succession lithostratigraphique; C, Vue détaillée du niveau fossilifère.

- Discussion

La coupe de Menaguir comporte une diversité de vertébré beaucoup plus élevée que celle observée à la coupe de Kénadsa, avec 17 et 5 taxons respectivement. Cette différence peut s'expliquer par l'effectif relativement faible des échantillons ; nous pouvons donc nous attendre à des compositions similaires lors du complètement ultérieur de l'échantillonnage. La différence de composition faunistique peut également provenir de la différenciation écologique entre les deux sites : un milieu fluviatile chenalisant au Sud (Kénadsa) et un milieu margino-littoral au Nord (Menaguir).

Proportionnellement, le site de Kénadsa a livré un grand nombre de restes attribués à cf. *Bawitius* ce qui peut correspondre à un seul individu. En raison de l'absence de cette caractéristique à Menaguir, nous pouvons raisonnablement en déduire que cette polyptère préfère les milieux fluviatiles aux environnements littoraux. Dans l'ensemble, l'assemblage de

vertébrés de la cuvette du Guir est conforme à celui des niveaux de Kem Kem considérés dans leur ensemble.

Les différents assemblages faunistiques de vertébrés entre les deux zones étudiées sont comparés dans le tableau 1 :

BASSIN DU GUIR		ETAGES	MONTS DES KSOUR	
FM. Marnes à gypses inférieures	2 A	Cénomaniens inférieur - moyen	Marnes - calcaires	FM. M ¹ daouer
FM. Grès rouges	<p>Hybodontidae indet. cf. <i>Hybodus</i> <i>Distobatus nutiae</i> <i>Onchopristis numidus</i> <i>Dentilepisostenus? kemkemensis</i> <i>Neoceratodus africanus</i> <i>Calamopleurus africanus</i> <i>Pycnodontiforme</i> indet. Ginglymodi indet. Testudines indet. Crocodylia indet. <i>Laganosuchus? maghrebensis</i> Coelurosauria indet. <i>Spinosaurus aegypticus</i> <i>Coprolites</i> <i>Obaichthys africanus</i></p>		<p><i>Spinosaurus aegypticus</i> <i>Spinosaurus sp.</i> <i>Onchopristis numidus</i> <i>Lepidotes</i> sp. <i>Mawsonia</i> sp. <i>Neoceratodus africanus</i></p>	Argiles-calcaires
			Mixte	

Tab. 1. Distribution des vertébrés dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.

- Systématique

Les échantillons sont enregistrés sous les Abréviations désignant les différents gisements : MN : coupe de Menaguir ; KD : coupe de Kénadsa, et conservés dans les collections du Laboratoire No. 25 (UTL.25) d' l'Université de Tlemcen (Algérie).

Chondrichthyes Huxley, 1880
Elasmobranchii Bonaparte, 1838
Hybodontiformes Patterson, 1966
Hybodontidae Owen, 1846
Hybodontidae indet.

Matériel: Menaguir (UTL25-MN1-13)

cf. *Hybodus* Agassiz, 1837
(Pl I. Fig. A)

Matériel: Menaguir (UTL25-MN1-1),

Distobatidae Werner, 1989
Distobatus Werner, 1989
Distobatus nutiae Werner, 1989
(Pl. I; Fig. B, C)

Matériel: Menaguir (UTL25-MN1-2).

Répartition : Elle est connue dans la Formation d'Ifzouane (Alexander, 2014), au Kemkem (Cavin, 2010; Dutheil 1999) et dans la formation du Bahariya (Werner, 1989).

Neoselachii Compagno, 1977
Batomorphii Cappetta, 1980
Sclerorhynchidae Cappetta, 1974
Onchopristis (Haug, 1905)
Onchopristis numidus Stromer, 1917
(Pl. I; Fig. E et F)

Matériel: Menaguir (UTL25-MN1-3 et UTL25-MN1-4).

Répartition : Cette espèce est signalée dans le Crétacé de Liban, l'Égypte (Stromer, 1917; Arambourg, 1998), à Gara Tabroumit (Maroc ; John Maisey. 2013) et en Bolivie (Schaeffer, 1963)

Sarcopterygii Romer, 1955
Actinistia Cope, 1871
Mawsoniidae Schultze, 1993
Mawsoniidae indet.
(Pl. II. Fig. F).

Matériel: Kénadsa (UTL25-KD1-1),

Répartition : Ce "coelacanth" est signalé dans le Crétacé inférieur du Bassin d'Araripe, et de la Formation Santana au Brésil (Carvalho, 2002; Carvalho & Maisey, 2008; Pinheiro *et al.*, 2011, Silva *et al.*, 2011; Raphael Miguel *et al.*, 2014 ; Maisey, 1986; Brito & Martill, 1999; Carvalho & Maisey, 1999; Carvalho & Maisey, 2008). Mawsonia est également connu dans la localité du Gara Samani en Algérie, dans le Cénomaniens du gisement de Baharia en Égypte (Weiler, 1935; Carvalho & Maisey, 2008), et dans l'Albien-Cénomaniens de la région de Kem Kem-au Maroc (Tabaste, 1963; Wenz, 1980; Cavin & Forey, 2004).

Dipnoi Müller, 1845
Neoceratodontidae Miles, 1977
Neoceratodus De Castelnau, 1876
Neoceratodus africanus (Haug, 1905)
(Pl. II. Fig. K).

Matériel: Kénadsa (UTL25-KD1-2), Menaguir (UTL25-MN1-17).

Répartition : Cette espèce est identifiée comme *Lavocatodus giganteus* (Martin, 1995; Martin, 1984; Kerin, Claeson, 2014; Federico, 2010). Le genre *Neoceratodus* a une large distribution sur tout le Gondwana au Crétacé inférieur (Cavin *et al.*, 2007).

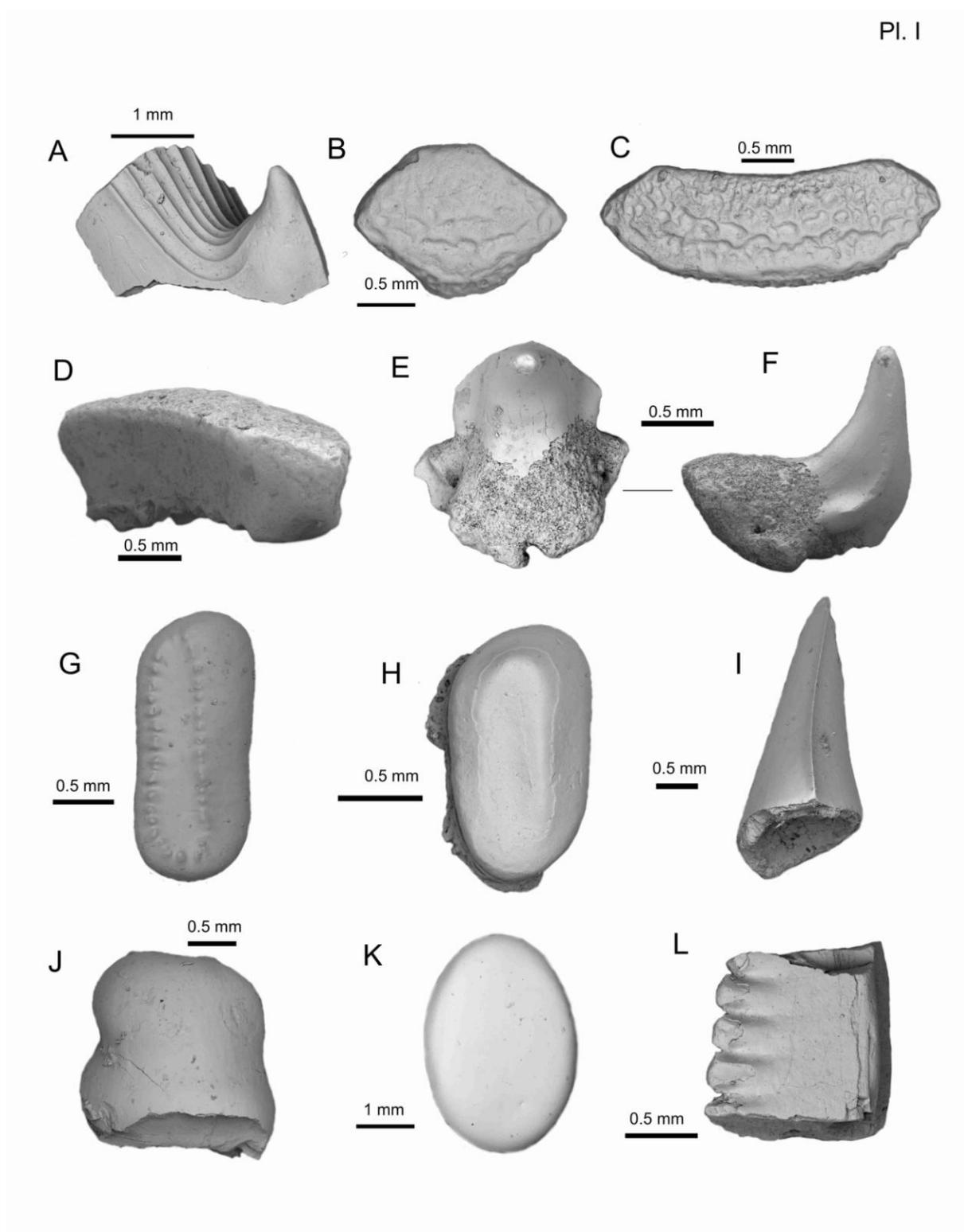


Planche I

Fig. A- cf. *Hybodus*, coupe de Menaguir; Fig. B-D- *Distobatus nutiae*, coupe de Menaguir; Fig. E-F- *Onchopristsis numidus* coupe de Menaguir; Fig. G-H- Pycnodontiformes indet., coupe de Menaguir; Fig. I- *Calamopleurus africanus*, coupe de Menaguir; Fig. J-K- Ginglymodi indet., coupe de Menaguir; Fig. L- Theropoda indet., coupe de Menaguir.

Cette espèce est signalée dans les formations de Qusier, Dakhlah Oasis et Kemkem du Maroc (Kerin M. Claeson, 2014; Cavin, 2015); Baharya en Egypte (Stromer, 1914; Lebling, 1919; Peyer, 1925; Slaughter & Thurmond, 1974), dans le bassin São Luis-Grajau en Brésil (Federico, 2010; Carlos *et al.*, 2011).

Actinopterygii Cope, 1887
Cladistia Cope, 1871
Polypteriformes Bleeker, 1859
Polypteridae Günther, 1870
cf. *Bawitius* Grandstaff, Smith, Lamanna, Lacovara & Said Abdel-Ghani, 2012.
(Pl. II. Fig. J).

Matériel: Kénadsa (UTL25-KD1-3),

Neopterygii Regan, 1923
Holostei Müller, 1844 (*sensu* Grande 2010)
Ginglymodi Cope, 1872 (*sensu* Grande 2010)
Ginglymodi indet.
(Pl. I. Fig. J)

Matériel: Menaguir (UTL25-MN1-5).

Répartition : Elle est mentionnée sous l'appellation *Lepidotes pankowskii* dans les niveaux «Kem Kem» du Maroc (Forey *et al.*, 2011).

Obaichthyidae Grande, 2010
Obaichthys Wenz & Brito, 1992
(= « *Stromerichthys* »)
Obaichthys africanus Grande, 2010
(Pl. II. Fig. L)

Matériel: Kénadsa (UTL25-KD1-4), Menaguir (UTL25-MN1-6).

Répartition : Le genre *Obaichthys* est connu dans l'Albien de la Formation Santana dans la Chapada do Araripe au Brésil, en Inde (Gayet & Meunier, 2001; Gayet *et al.*, 2002), et dans le gisement de Kem Kem au Maroc (Meunier *et al.*, 2016; Cavin, 2001, Cavin *et al.*, 2015).

Dentilepisosteus? kemkemensis Grande, 2010

Matériel: Kénadsa (UTL25-KD1-5), Menaguir (UTL25-MN1-15).

Répartition : Elle est signalée dans le Crétacé supérieur de Kem kem au Maroc (Brito & Yabumoto, 2001; Cavin *et al.*, 2015), dans l'Aptien du bassin de Parnaíba dans le Nordeste du Brésil (Wenz & Brito, 1992; Brito, 2016).

Halecomorphi Cope, 1872
Amiiformes Hay, 1929
Amiidae Bonaparte, 1838
Vidalamiinae Grande & Bemis, 1998
Calamopleurini Grande & Bemis, 1998
Calamopleurus Agassiz, 1841
Calamopleurus africanus Forey & Grande, 1998

(Pl. I. Fig. I).

Matériel: Menaguir (UTL25-MN1-7).

Répartition : Cette espèce est répertoriée dans le gisement de Kem Kem au Maroc (Forey & Grande, 1998), au Brésil (Cavin, 2001; Forey-*et al.*, 2011) et au Sénégal O'Leary *et al.*, 2012).

Teleostei Müller, 1846
Pycnodontiformes Berg, 1937
Pycnodontiformes indet.
(Pl. I. Fig. G-H).

Matériel: Menaguir (UTL25-MN1-8),

Testudinata Oppel, 1811
Testudines Batsch, 1788
Testudines indet.

Matériel: Menaguir (UTL25-MN1-15), Kénadsa (UTL25-KD1-6).

Crocodylia Owen, 1842
Crocodylia indet.
(Pl. II. Fig. E).

Matériel: Menaguir (UTL25-MN1-9).

Crocodylia Owen, 1842
Neosuchia Clark, 1988
Stomatosuchidae Stromer, 1925
Laganosuchus? Sereno & Larsson, 2009
Laganosuchus? maghrebensis Sereno & Larsson, 2009
(Pl. II. Fig. B-C).

Matériel: Menaguir (UTL25-MN1-10).

Répartition : ce crocodile est connu dans le Cénomaniens de la Formation Echkar du Niger et la Formation de Kem Kem au Maroc (Sereno, 2009; Sertich & O'connor, 2014).

Dinosauria Owen, 1842
Saurischia Seeley, 1888
Theropoda Marsh, 1881
Coelurosauria Huene, 1914

(Pl. II. Fig. A.)

Matériel: Menaguir (UTL25-MN1-11).

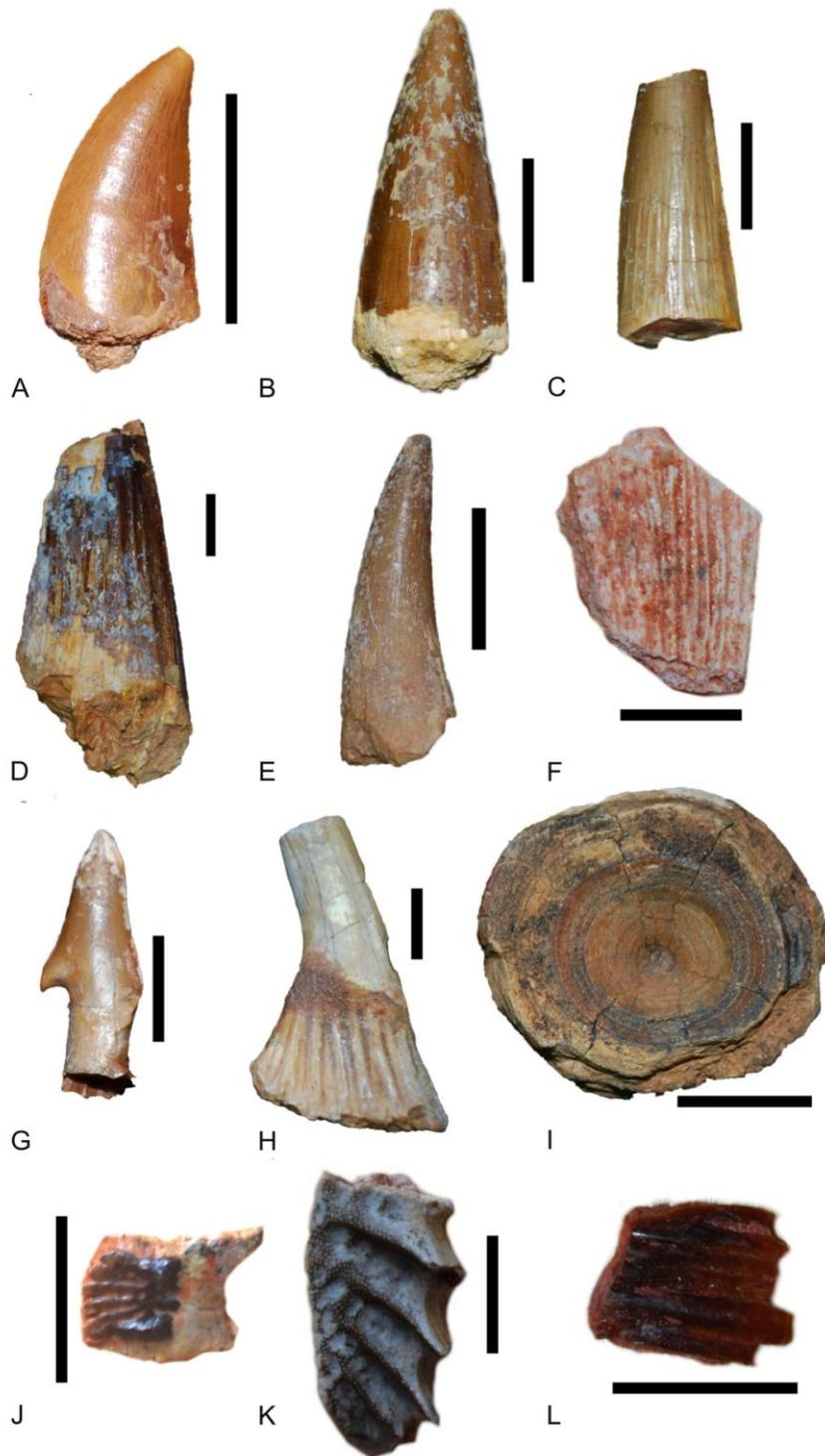


Planche II

Fig. A- Coelurosaur, coupe de Menaguir; Fig. B, C- *Laganosuchus? maghrebensis*, coupe de Menaguir; Fig. D- *Spinosaurus aegyptiacus* coupe de Menaguir; Fig. E- *Crocodylia* indet., coupe de Menaguir; Fig. F- *Mawsoniidae* indet., coupe de Kénadsa; Fig. G, H, I-*Onchopristis numidus*, coupe de Menaguir; Fig. J- cf. *Bawitius*, coupe de Kénadsa; Fig. K- *Neoceratodus africanus*, coupe de Kénadsa; Fig. L- *Obaichthys africanus*, coupe de Kénadsa;

Dinosauria Owen, 1842
 Saurischia Seeley, 1888
 Theropoda Marsh, 1881
 Megalosauroida Walker, 1964
 Spinosauridae Stromer, 1915
Spinosaurus Stromer, 1915
Spinosaurus aegyptiacus Stromer, 1915
 (Pl. II. Fig. D).

Matériel : Menaguir (79 dents, UTL25-MN1-12), Kénadsa (2 dents, UTL25-KD1-7).

Répartition : Ce spinosaure est connu dans le Cénomaniens de la Formation d'Alcantara (Cajual Island) et dans le bassin de Bauru au Brésil (Sues *et al.*, 2002; Candeiro *et al.*, 2004 et 2006; Medeiros, 2006 ; Alexander, 2011), en Argentine (Salgado *et al.*, 2009). En Algérie cette espèce est très connue dans l'Albien et le Cénomaniens inférieur de Gara Samani, Djoua (Stromer, 1915 ; Taquet & Russell, 1998) et dans le bassin du Guir (Benyoucef *et al.*, 2014, 2015, 2016); le Cénomaniens du Maroc (Russel, 1996; Buffetaut, 1989; Benton *et al.*, 2000; Amiot *et al.*, 2010), en Égypte (Stromer, 1915; 1936; Taquet, 1984; Russell, 1996; Joshua & Smith, 2006; Alexander, 2011), et dans l'Albien de Tunisie (Bouaziz *et al.*, 1988; Buffetaut et Ouaja, 2002; Benton *et al.*, 2000; McGowan & Dyke, 2009; Amiot *et al.*, 2010), et au Niger (Serenio *et al.*, 1998),

Le tableau 2 montre la répartition des vertébrés dans la partie méridionale de la Téthys.

Taxons	Brésil	Maroc	Algérie	Lybie	Egypte
Hybodontidae indet.			X		
cf. <i>Hybodus</i>			X		
<i>Distobatus nutiae</i>		X	X		X
<i>Onchopristis numidus</i>	X	X	X	X	X
Mawsoniidae indet.	X	X	X	X	X
<i>Neoceratodus africanus</i>	X	X	X		X
cf. <i>Bawitius</i>		X	X		X
Ginglymodi indet.		X	X		
<i>Obaichthys africanus</i>			X		
<i>Dentilepisosteus?</i> <i>Kemkemensis</i>			X		
<i>Calamopleurus africanus</i>		X	X		
Pycnodontiformes indet.		X	X		X
Testudines indet.			X		
Crocodylia indet.			X		
<i>Laganosuchus?</i> <i>Maghrebensis</i>			X		
Dromaeosauridae indet.		x	X		
<i>Spinosaurus aegyptiacus</i>		x	X	x	x

Tab.2. Distribution des vertébrés dans la partie méridionale de la Téthys.

II.2. Les invertébrés

II.2.1. Ammonites et Nautilus (Pl. III, IV & V)

Les ammonites m'ont permis de préciser la zonation par ammonitofaune du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur de l'Atlas saharien occidental et du Bassin du Guir (Tab. 3). Elle précise le cadre local et la replace dans le cadre biostratigraphique général de la Téthys méridionale.

- Monts des Ksour

La Formation de Rhoundjaïa de l'Atlas saharien occidental comporte dorénavant quatre associations d'ammonites (Tab. 3) :

L'unité des calcaires inférieurs de la Formation de Roundjaïa renferme un premier assemblage constitué de *Neolobites vibreyanus* (d'Orbigny, 1841) et de *Calycoceras (Calycoceras) naviculare* (Mantell, 1822), correspondant à la zone à *Calycoceras guerangeri* (Pl. III). L'unité des marnes médianes de la Formation de Rhoundjaïa comporte, dans sa partie basale, un assemblage comprenant *Nigericeras gadeni* (Chudeau, 1909). Dans sa partie moyenne, elle a livré un assemblage composé de *Fikaïtes subtuberculatus* (Collignon, 1965), *Fikaïtes cf. varicostatus* Zaborski, 1994, et de *Vascoceras gamai* Choffat, 1898 (Pl. IV et V), équivalent de la zone à *Neocardioceras juddii*. Les ammonites [*Pseudotissotia nigerensis* (Woods, 1911), *Choffaticeras sinaiticum* Douvillé, 1907, et *Hoplitoides wohltmanni* (Von Koenen, 1897) ; Pl. VI et VII], indicatrices de la zone à *Watinoceras coloradoense* du Turonien basal furent récoltées pour la première fois dans la partie basale de l'unité des calcaires supérieurs de la Formation de Rhoundjaïa dans la coupe de Tniet Tafarahit.

La distribution des ammonites des deux zones d'étude figure dans le tableau 3:

BASSIN DU GUIR		ETAGES	MONTES DES Ksour		
FM. Calcaires de Sidi Mohamed Benbouziane	3 D	Turonien inférieur	?	<i>Hoplitoides wohltmanni</i> <i>Choffaticeras sinaiticum</i> <i>Pseudotissotia nigerensis</i>	Calcaires supérieurs
	3 C				
	3 B	Cénomanién supérieur		<i>Vascoceras gamai</i> <i>Fikaïtes subtuberculatus</i> <i>Fikaïtes cf. varicostatus</i> <i>Nigericeras gadeni</i>	Marnes médianes
	3 A				
			<i>Angulites</i> sp. <i>Eutrephoceras</i> sp. <i>Neolobites vibreyanus</i>	<i>Calycoceras naviculare</i>	Calcaires inférieurs
			<i>Neolobites vibreyanus</i>		

Tab. 3. Distribution des ammonites et des nautilus dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.

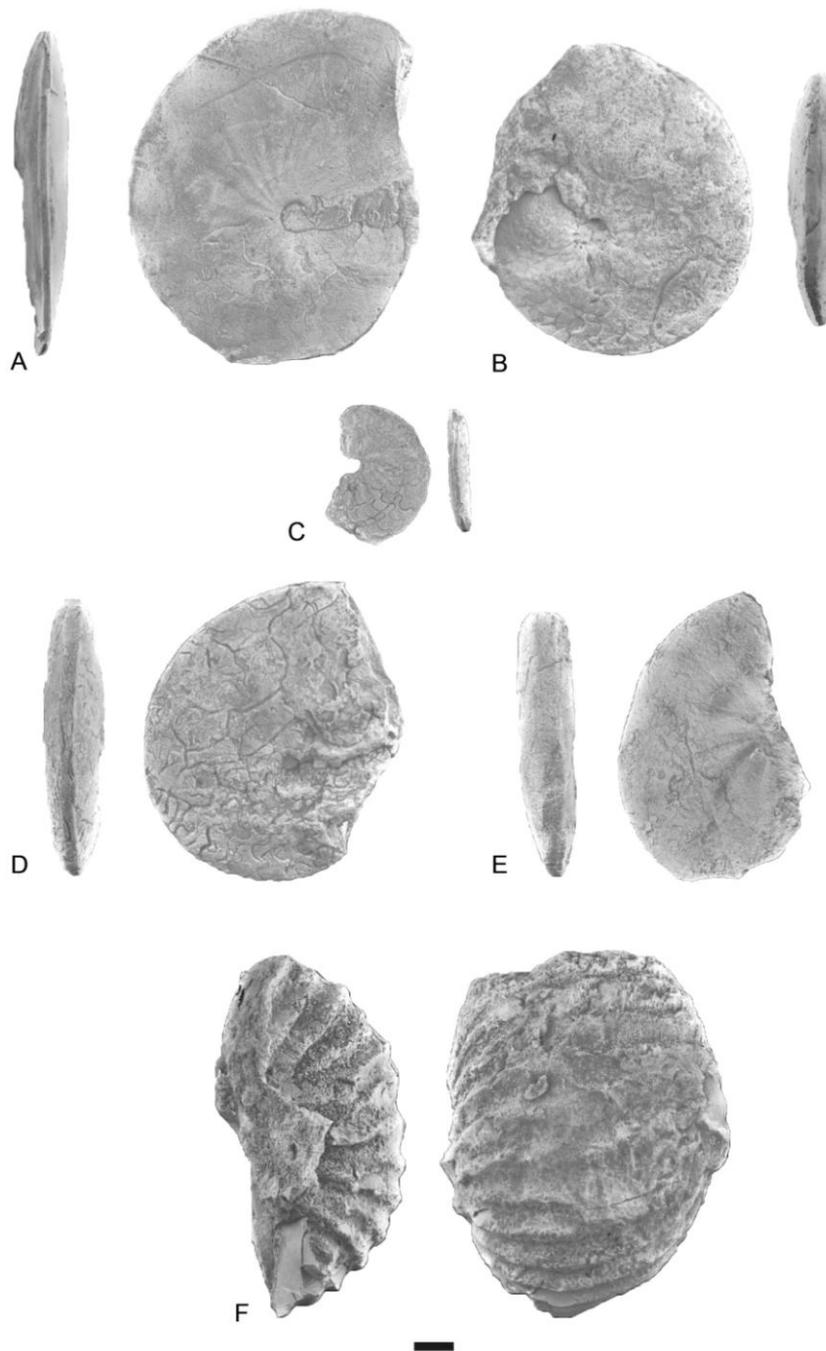


Planche III

Fig. A. *N. vibrayeanus*, coupe de Challala Dahrana; Fig. B. *N. vibrayeanus*, coupe de Menaguir; Fig. C. *N. vibrayeanus*, coupe de Messouer; Fig. D. *N. vibrayeanus*, Coupe de Berridel; Fig. E. *N. vibrayeanus*, coupe de Messouer; Fig. F. *Calycocheras naviculare*, Coupe de Rhoundjaïa.

- **Bassin du Guir**

L'unité (3-A) de la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane comporte des nautilus (*Angulites mermeti*, *Eutrephoceras* sp.) et des ammonites [*Neolobites vibreyanus* (d'Orbigny, 1841), in Benyoucef *et al.*, 2012, 2015, 2016.

- **Paléobiogéographie**

La distribution de *Neolobites vibreyanus* est étroitement liée à la phase transgressive du Cénomaniens supérieur. Elle signale généralement les plates-formes peu profondes sous influence sud-téthysienne. À l'exception de la bordure atlantique du Haut Atlas occidental, cette espèce est liée à la marge sud-téthysienne (Fig. 44), notamment en Afrique du Nord (Maroc, Algérie et Tunisie), au Moyen-Orient et en Arabie Saoudite (Meister & Rhalmi, 2002 ; Meister & Abdallah, 2005; Wiese & Schulze, 2005 ; Aly *et al.*, 2008 ; Gertsch *et al.*, 2008 ; Meister & Abdallah, 2012 ; Benyoucef *et al.*, 2012 ; Meister et Puiz, 2013), et au sud de la région saharienne au Niger (Meister *et al.*, 1992, 1994). Elle se trouve également en Amérique du Sud, notamment au Pérou, en Bolivie, au Venezuela et en Colombie (Wiese & Schulze, (2005). *Calycoceras naviculare* montre une distribution géographique plus large, couvrant l'ensemble de la région, du Maroc à l'Oman, à l'exception du Moyen-Orient (Meister & Puiz, 2013).

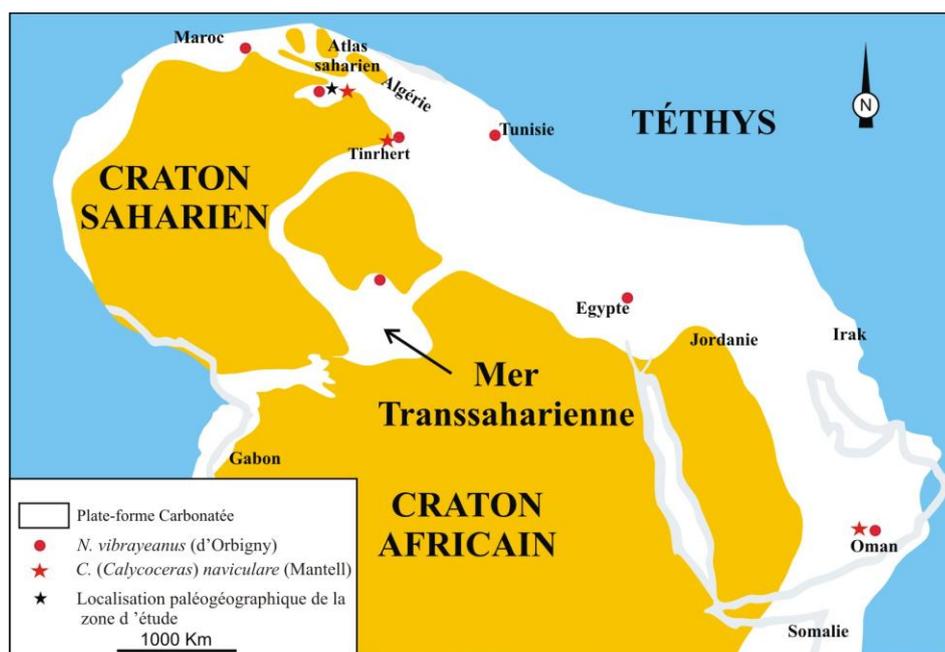


Fig. 44. Distribution paléogéographique de *N. vibreyanus* (d'Orbigny) et de *C. (Calycoceras) naviculare* sur la marge sud-téthysienne.

La répartition géographique de *Nigericeras gadeni* (Chudeau) est restreinte à la mer transsaharienne du Nord du Nigéria à la Tunisie, en passant par le Niger, l'Algérie et l'Est d'Oman (Fig. 45). Toutefois, le genre est également connu en Europe, au Maroc, au Turkestan et aux Etats-Unis, (Kennedy *et al.*, 1989 ; Busson *et al.* 1999 ; Meister & Abdallah, 2005, 2012). *Fikaites subtuberculatus* est présent au Nigeria (Meister, 1989; Zaborski, 1993, 1995) et dans le Sud-Est Algérien. (Busson *et al.*, 1999).

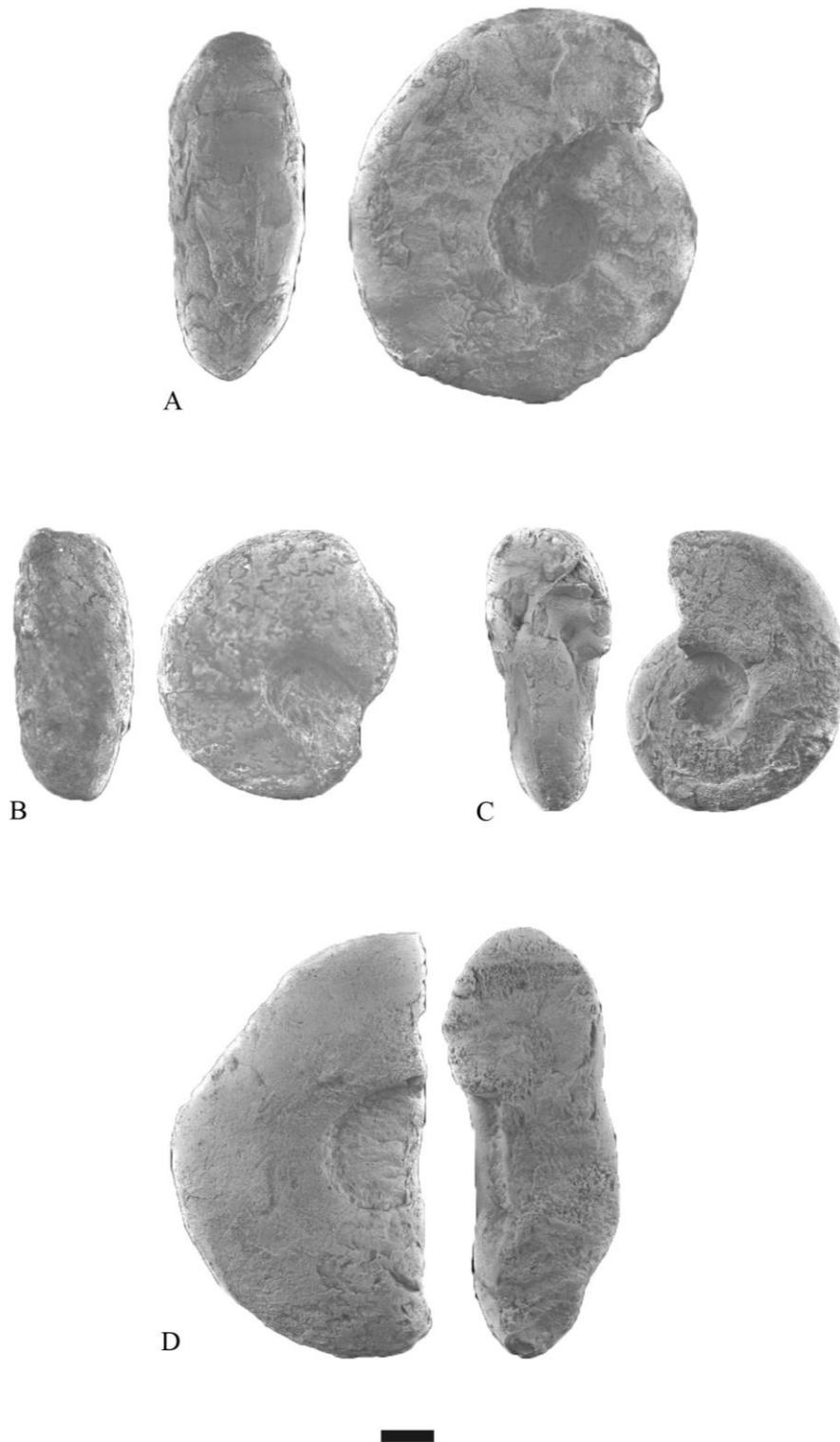


Planche IV

Fig. A, B. *Fikaites subtuberculatus*, coupe de Rhoundjaïa; Fig. C, D. *Nigericeras gadeni*, coupe de Rhoundjaïa.



Planche V

Fig. A. *Fikaites* cf. *varicostatus*, coupe de Rhoundjaïa; Fig. B, C. *Vascoceras gamai*, coupe de Rhoundjaïa.

Fikaites cf. varicostatus est connue au Nigéria et en Algérie (Meister & Puiz, 2013). *Vascoceras gamai* a une large répartition paléogéographique, notamment en Europe méridionale, en Afrique du nord (Algérie, Tunisie et Egypte), au nord du Nigeria, et aux Amériques (USA, Brésil) (Andrew et al., 2005; Meister & Abdallah, 2005; Callapez, 2001; Meister & Abdallah, 2012 ; Meister & Puiz, 2013).



Fig. 45. Distribution paléogéographique de *Fikaites subtuberculatus* (Collignon), *Nigericeras gadeni* (Chudeau) et de *Vascoceras gamai* Choffat, sur la marge sud-téthysienne.

La figure 46 montre la répartition paléogéographique de *Pseudotissotia nigerensis* (Woods) en Tunisie, au Moyen Orient, en Oman et au Maroc (Meister & Puiz, 2013). *Choffaticeras sinaiticum* Douvillé est connue au Moyen-Orient, en Afrique du Nord et dans le sud de la France (Meister & Abdallah, 2005), en Egypte et en Tunisie (Meister & Puiz, 2013). *Hoplitoides wohltmanni* (Von Koenen, 1897) est répertoriée au Vénézuéla, en Colombie, au Nigéria, au Cameroun et en Tunisie (Meister & Abdallah, 2005; Meister & Puiz, 2015).

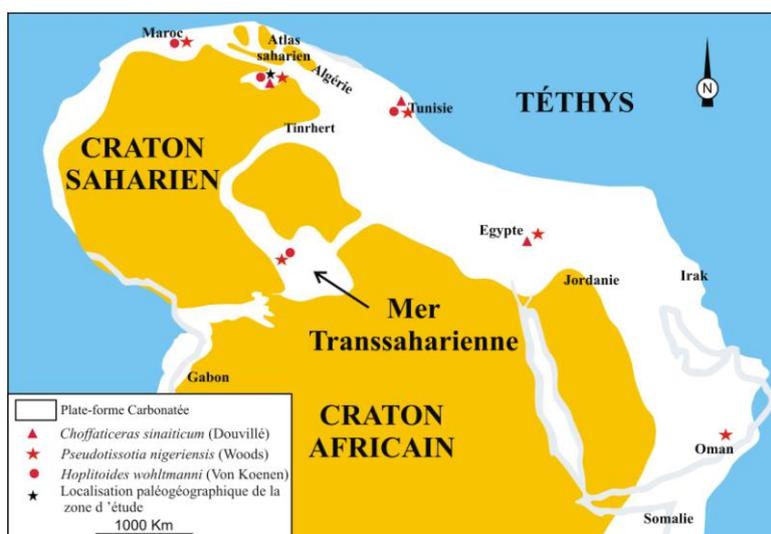


Fig. 46. Distribution paléogéographique de *Choffaticeras sinaiticum* (Douvillé), *Pseudotissotia nigerensis* (Woods) et de *Hoplitoides wohltmanni* (Von Koenen) sur la marge sud-téthysienne.

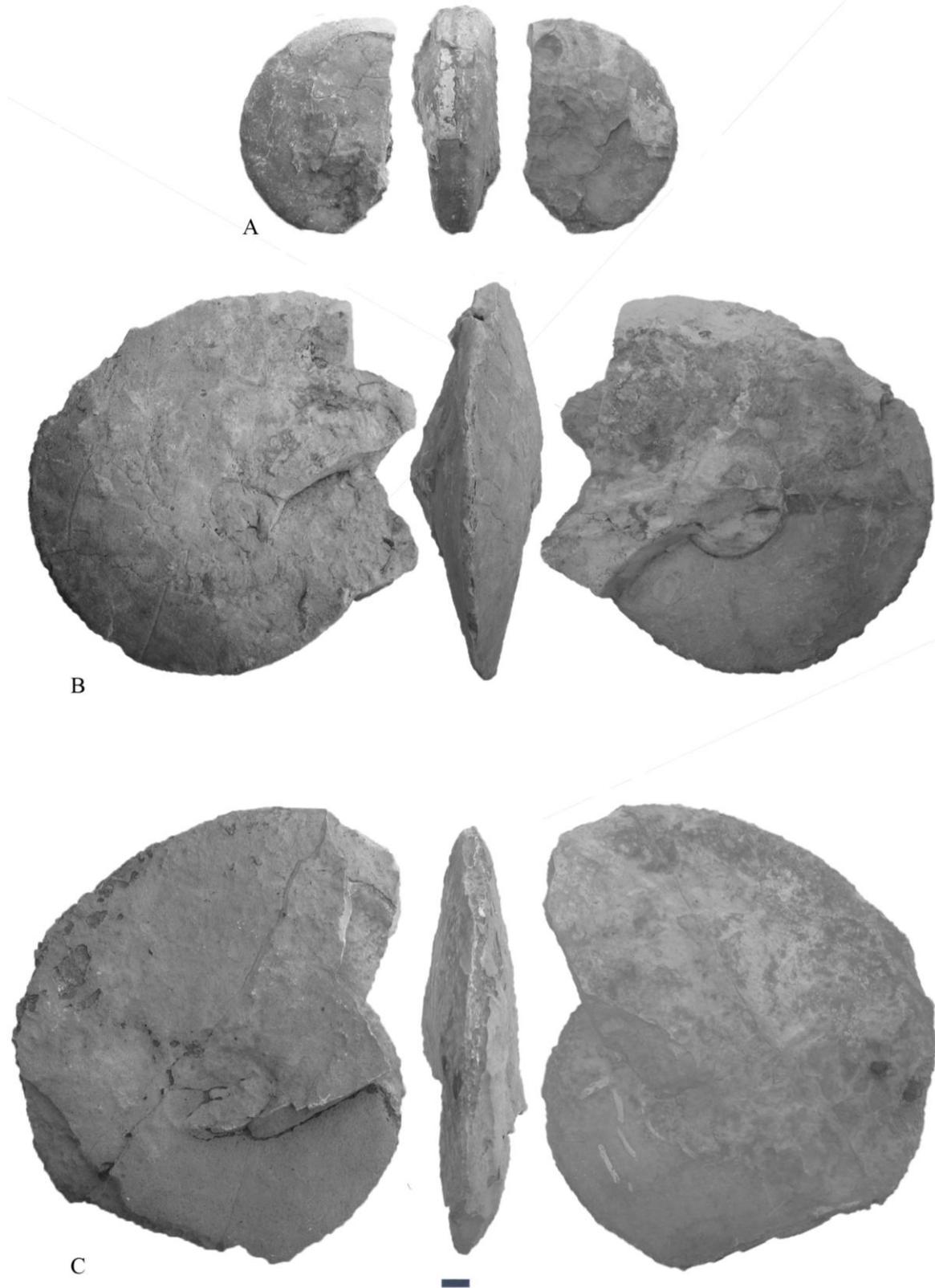


Planche VI

Fig. A. *Pseudotissotia nigerensis*, Coupe de Tniet Tfarahit; **Fig. B.** *Hoplitoides wohltmanni*, Coupe de Tniet Tfarahit; **Fig. C.** *Choffaticeras sinaiticum*, Coupe de Tniet Tfarahit.



Planche VII

Fig. A. *Hoplitoides wohlmanni*, Coupe de Tniet Tfarahit.

II.2.2. Échinodermes

II.2.2.1. Échinides (Pl. VIII)

- Monts des Ksour

La Formation de Rhoundjaïa comporte une faune abondante d'échinides [*Heterodiadema libyicum* (Agassiz & Desor, 1846), *Mecaster batnensis* (Coquand, 1862)] et de radioles d'oursins dans l'unité des Calcaires inférieurs, et une autre [*Tetragramma variolare* (Brongniart, 1822), *Anorthopygus michelini* (Cotteau, 1860), *Orthopsis ovata* (Coquand, 1862)] dans les marnes de l'unité des marnes médianes (Monts des Ksour) [Tableau 4].

BASSIN DU GUIR		ETAGES	MONTS DES KSOUR	
FM. Calcaires de Sidi Mohamed Benbouziane	3 D	?		Calcaires supérieurs
	3 C			
	3 B	Cénomaniens supérieur	<i>Orthopsis ovata</i> <i>Anorthopygus michelini</i> <i>Tetragramma variolare</i>	Marnes médianes
	3 A			
			FM. Rhoundjaïa	

Tab. 4. Distribution des échinoïdes dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.

- Bassin du Guir

Les niveaux marneux et les calcaires noduleux de la partie basale (unité 3-A) des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane ont fourni une abondante faune d'oursins réguliers et irréguliers (Tab. 5) : *Cidaroida* sp. indet., *Coenholectypus excisus* (Desor, 1847), *Dorocidaris taouzensis* Lambert, 1933, *Heterodiadema libyicum* (Agassiz & Desor, 1846), *Heterodiadema ouremense* De Loriol, 1896, *Heterodiadema* sp. indet., *Mecaster batnensis* (Coquand, 1862), *Pedinopsis* sp. indet.

- Paléobiogéographie

Les échinides récoltés dans l'Atlas saharien et le bassin du Guir montrent une grande diversité et une similitude d'espèces, notamment *Heterodiadema libyicum* qui est connue dans

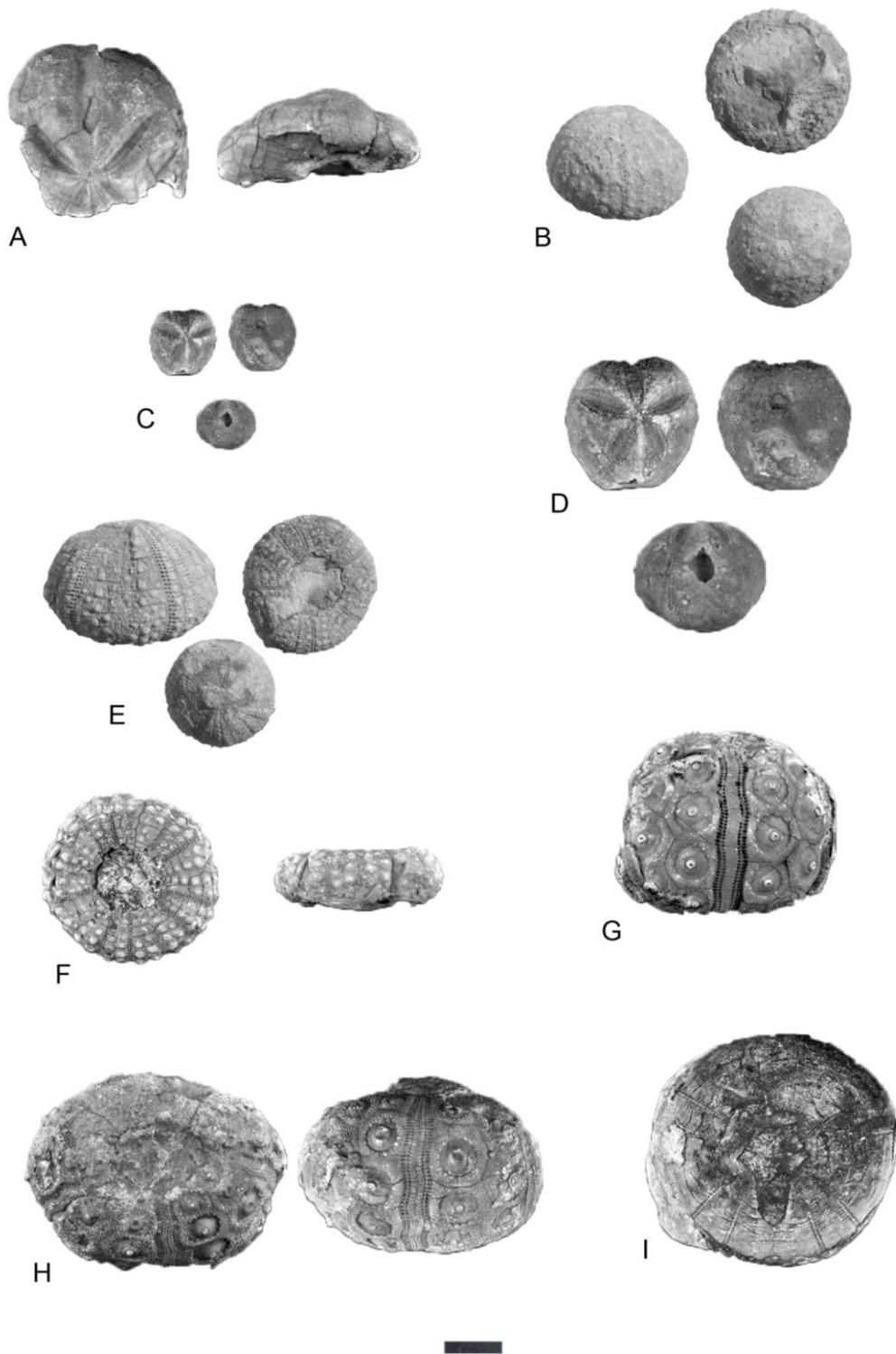


Planche VIII

Fig. A- *Mecaster* sp., Fig. B- *Anorthopygus michelini*, Fig. C, D- *Mecaster batnensis*, Fig. E- *Orthopsis ovata*, Fig. F- *Tetragramma variolare*, Fig. G, H- *Dorocidaris tazouzensis*, Fig. I- *Heterodiadema libycum*.

tout le Cénomaniens de la Téthys. Elle est répertoriée en Afrique du Nord (Petitot, 1961), dans le Coniacien-Santonien de Gebel El-Hamra, dans le Sinaï (Fourtau, 1921; Geys, 1989; Abdelhamid & El Qot, 2001; Abdelhamid & Azab, 2003), sur les Plateaux de Galala, au Nord-Est de l’Egypte (El Qot, 2009, 2010), et le Campanien de Belgique (Geys, 1980), dans le Cénomaniens de Palestine (Blanckenhorn, 1925), le Cénomano-Turonien de la Jordanie centrale (Bandel & Geys, 1985; Ahmad & Alhammad, 2002; Berndt, 2003), le Cénomaniens-Maastrichtien d’Oman (Smith *et al.*, 1990), et des Émirats Arabes Unis (Smith, 1995), l’Arabie Saoudite (Néraudeau *et al.*, 1993, 1995), et le Nigeria (Néraudeau & Courville, 1997). *Mecaster batnensis* (Fig. 47), espèce très abondante dans le Nord et le Sud téthysiens, est répertoriée dans le Cénomaniens supérieur du Portugal (Berthou *et al.*, 1979), du Maroc (Petitot, 1961; Rhalmi *et al.*, 2000), de l’Algérie, de la Tunisie (Zaghib-Turki, 1987), de la Jordanie; en Arabie saoudite (Néraudeau *et al.*, 1995), au Niger (Mathey *et al.*, 1995), au Nigéria (Néraudeau & Courville, 1997), au Brésil (Smith & Bengtson, 1991), sur les Plateaux de Galala, au Nord-Est de l’Egypte (El Qot 2009, 2010). L’espèce Cénomaniens, *Tetragramma variolare*, est répertoriée en Europe, notamment en Espagne (Lambert, 1919, 1922), en France (Néraudeau & Moreau, 1989); et en Angleterre (Smith *et al.*, 1988; Smith & Wright, 1993), en Afrique : dans le Cénomaniens de l’Algérie (Néraudeau *et al.*, 1993), en Egypte, dans l’Albien-Cénomaniens du désert oriental et le Sinaï (Fourtau 1921; Geys, 1989; Abdelhamid & Azab, 2003; El Qot, 2006, 2009), le Nigeria (Néraudeau & Courville, 1997), et la Jordanie (Bandel & Geys, 1985; Berndt, 2003), la péninsule arabe du Moyen Orient (Blanckenhorn, 1925), en Oman (Smith *et al.*, 1990), en Arabie Saoudite (Néraudeau *et al.*, 1995), et en Amérique, dans le Cénomaniens du Brésil (Smith & Bengtson, 1991).

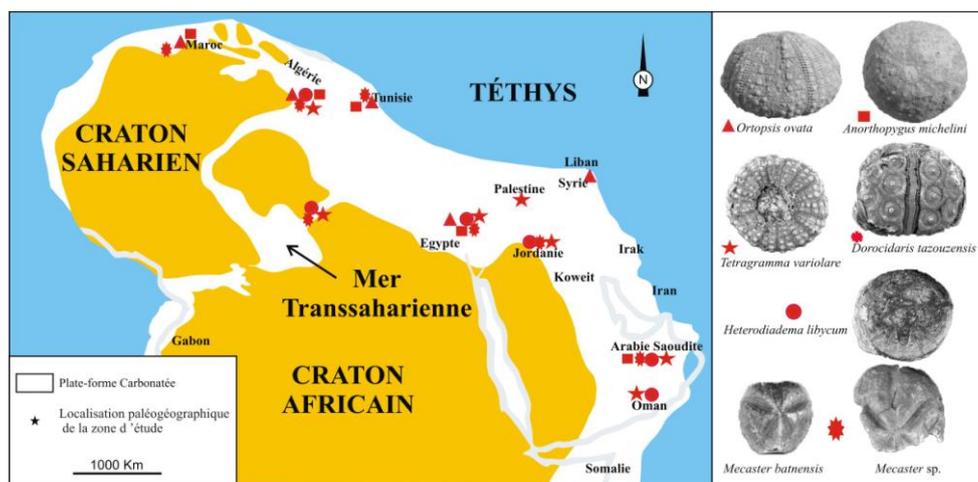


Fig. 47. Distribution paléogéographique des échinoïdes cénomano-turoniennes sur la marge sud-téthysienne et atlantique.

Coenholectypus excisus est commune dans le Sud-Ouest de l’Europe (Néraudeau & Moreau, 1989), dans le Nord de l’Afrique (Petitot, 1961) et en Arabie (Roman *et al.*, 1989). Le genre *Coenholectypus* est signalé dans le Nord de l’Afrique (Cotteau *et al.*, 1879, 1881) et au Brésil (Riccardi, 1988, Smith & Bengtson, 1991). *Doroocidaris taouzensis* est signalée dans le Cénomaniens du Sud-Est Algérien (Néraudeau *et al.*, 1993; Busson *et al.*, 1999). *Anorthopygus michelini* se trouve dans le Sud-Ouest de l’Europe (Néraudeau & Moreau, 1989), dans le Nord de l’Afrique (Petitot, 1961, El Qot, 2010) et en Arabie Saoudite (Roman *et al.*, 1989). Le genre *Pidonopsis* est enregistré à partir du Crétacé supérieur en Algérie (Coquand, 1862), en Palestine (Blanckenhorn, 1925). En Egypte, il est connu dans le

Cénomaniens du désert oriental (Fourtau, 1992; Abdelhamid & Azab, 2003; El Qot, 2009, 2010). *Orthopsis ovata* est répertorié à partir du Cénomaniens-Turonien en Algérie (Coquand, 1862), dans le Turonien du Maroc (Lambert, 1932), en Syrie et dans le Turonien d’Égypte au Sinaï (El Qot, 2006, 2009; Marouf Abdel-Aty Mohamed Abdelhamid, 2012).

II.2.2.2. Crinoïdes (Pl. IX, X, XI)

Les crinoïdes rovéacrinides sont de petits crinoïdes (« microcrinoïdes ») dépourvus de tige, pour la plupart pélagiques (depuis la partie inférieure de la plateforme interne jusqu’à la partie supérieure de la pente continentale) qui apparaissent juste après la limite Permo-Trias dans le domaine boréal téthysien. Ils se regroupent en quatre familles (Hess, in Hess & Messing, 2011): les Axocrinidae (avec le seul genre *Axicrinus*) et les Somphocrinidae rencontrés uniquement au Trias, les Saccocomidae (principalement jurassiques, avec un genre connu au Crétacé) et les Roveacrinidae principalement crétacés qui subsistent jusqu’au Néogène (Salamon *et al.*, 2010 ; Gorzelak *et al.*, 2011).

Probablement dérivés d’ancêtres sessiles, la première occurrence des Somphocrinidae est reconnue juste après la limite Permo-Trias au Svalbard (Salamon *et al.*, 2015) et leur prolifération se reconnaît dans la Téthys centrale dès le Carnien (Kristan-Tollmann, 1975). Ce développement s’accompagne de celui du nannoplancton calcaire, phytoplancton soupçonné d’être à la base de l’alimentation des rovéacrinides. Ces crinoïdes, comme tout échinoderme, ont un stade larvaire planctonique qui a contribué à leur dispersion passive par les courants à travers toute la Téthys et dont le développement opportuniste a contribué à l’accumulation massive en horizons repères. Cette corrélation positive entre la prolifération de rovéacrinides et le développement de faciès sédimentaires fins se retrouve au Jurassique, en particulier dans le Lagerstätte à Saccocoma de Solenhofen.

D’après la littérature (Peck, 1943; Rasmussen, 1961; Jefferies, 1963; Destombes, 1984; Hess, in Hess & Messing, 2011), la diversification des Roveacrinidae au Crétacé est établie depuis l’Albien moyen jusqu’au Cénomaniens supérieur, ainsi qu’au Campanien-Maastrichtien (Jagt, 1999), période pendant laquelle ils peuvent constituer des niveaux d’accumulation repères pour la stratigraphie événementielle et séquentielle. Cette période d’abondance relative correspond au développement de la « mer de la craie », composée essentiellement de plaques de coccolithophores, et de dinokystes calcaires de calcidinoflagellés (pithonelles et calcisphères).

Ils sont du reste largement connus dans l’industrie pétrolière algérienne mais leurs occurrences restent confinées dans les rapports internes, sous le terme vague de « faciès à *Saccocoma* ». Cependant, les Saccocomidae restent minoritaires sur la marge méridionale de la Téthys ; les représentants responsables de ces faciès sont en réalité des Roveacrinidae.

Les calices des Saccocomidae sont de simples thèques, dotées d’expansions ou presque dépourvues de toute ornementation ; leurs pièces brachiales comportent généralement des expansions latérales ou alaires. Ils sont représentés principalement par les microfaciès à *Microcalamoides*, synonyme junior d’*Applinocrinus* (Ferré *et al.*, 1997).

Quant aux Roveacrinidae, ils présentent des thèques très différenciées avec un grand nombre d’ornementation : des expansions latérales, des processus épineux, des rides, tout élément qui se retrouve plus ou moins marqué sur les pièces brachiales. Ces éléments

architecturaux sont souvent mis en avant pour valider l'idée d'une flottaison améliorée, en soutien avec la possibilité de contractions musculaires brusques pour échapper aux attaques de prédateurs.

A l'exception de quelques accumulations triassiques de restes partiellement articulés (Wang *et al.*, 2008), des organismes entiers de Saccocomidae envoyés dans les sédiments lithographiques jurassiques, et de quelques pièces articulées de *Poecilocrinus* (Scott *et al.*, 1977), seul un exemplaire complet a été trouvé (Turonien supérieur du Brésil : Ferré & Bengtson, 1997). L'intérêt biostratigraphique et microfaciologique de ces crinoïdes repose donc essentiellement sur l'étude de leurs restes dispersés dans les sédiments.

Pour la première fois, sont figurés de manière indiscutable des ossicules de Roveacrinidae issus de trois coupes (Fig. 48): Djebel Rhoundjaïa (Atlas saharien occidental), Berridel et Kénadsa (Bassin du Guir).

- **Monts des Ksour**

La Formation de Rhoundjaïa de l'Atlas saharien occidental comporte des sections de microcrinoïdes au sein de ces microfaciès carbonatés (Tab. 5) :

La Formation de Rhoundjaïa présente une grande abondance de crinoïdes (Fig. 48). L'unité des Marnes médianes comporte des *Roveacrinus alatus* Douglas, 1908, *Roveacrinus* sp. cf. *alatus* Douglas, 1908, *Roveacrinus* sp. aff. *alatus* Douglas, 1908, *Roveacrinus* sp., *Roveacrinus communis* Douglas, 1908, *Applinocrinus* sp. L'unité des Calcaires supérieurs comporte dans sa partie basale un assemblage d'*Applinocrinus* sp., *Roveacrinus* sp. cf. *spinus* Peck, 1943 et *Orthogonocrinus apertus* Peck, 1976 *Roveacrinus* sp. cf. *spinus* Peck, 1943.

BASSIN DU GUIR		ETAGES	MONTES DES Ksour		
FM. Calcaires de Sidi Mohamed Benbouziane	3 D	Roveacrinidae indet. ?	Turonien inférieur	Calcaires supérieurs	
	3 C	Roveacrinidae indet.	Cénomanién supérieur		<i>Roveacrinus</i> sp. cf. <i>spinus</i> <i>Roveacrinus communis</i> <i>Roveacrinus</i> sp. <i>Orthogonocrinus apertus</i>
	3 B	<i>Applinocrinus</i> sp.		<i>Applinocrinus</i> sp. <i>Roveacrinus communis</i> <i>Roveacrinus</i> sp. aff. <i>alatus</i> <i>Roveacrinus</i> sp. cf. <i>alatus</i> <i>Roveacrinus</i> cf. <i>alatus</i> <i>Roveacrinus alatus</i> <i>Roveacrinus</i> sp. Roveacrinidae indet.	Marnes médianes
	3 A			Roveacrinidae indet.	Calcaires inférieurs
FM. Rhoundjaïa					

Tab. 5. Distribution des crinoïdes rovéacrinides dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.

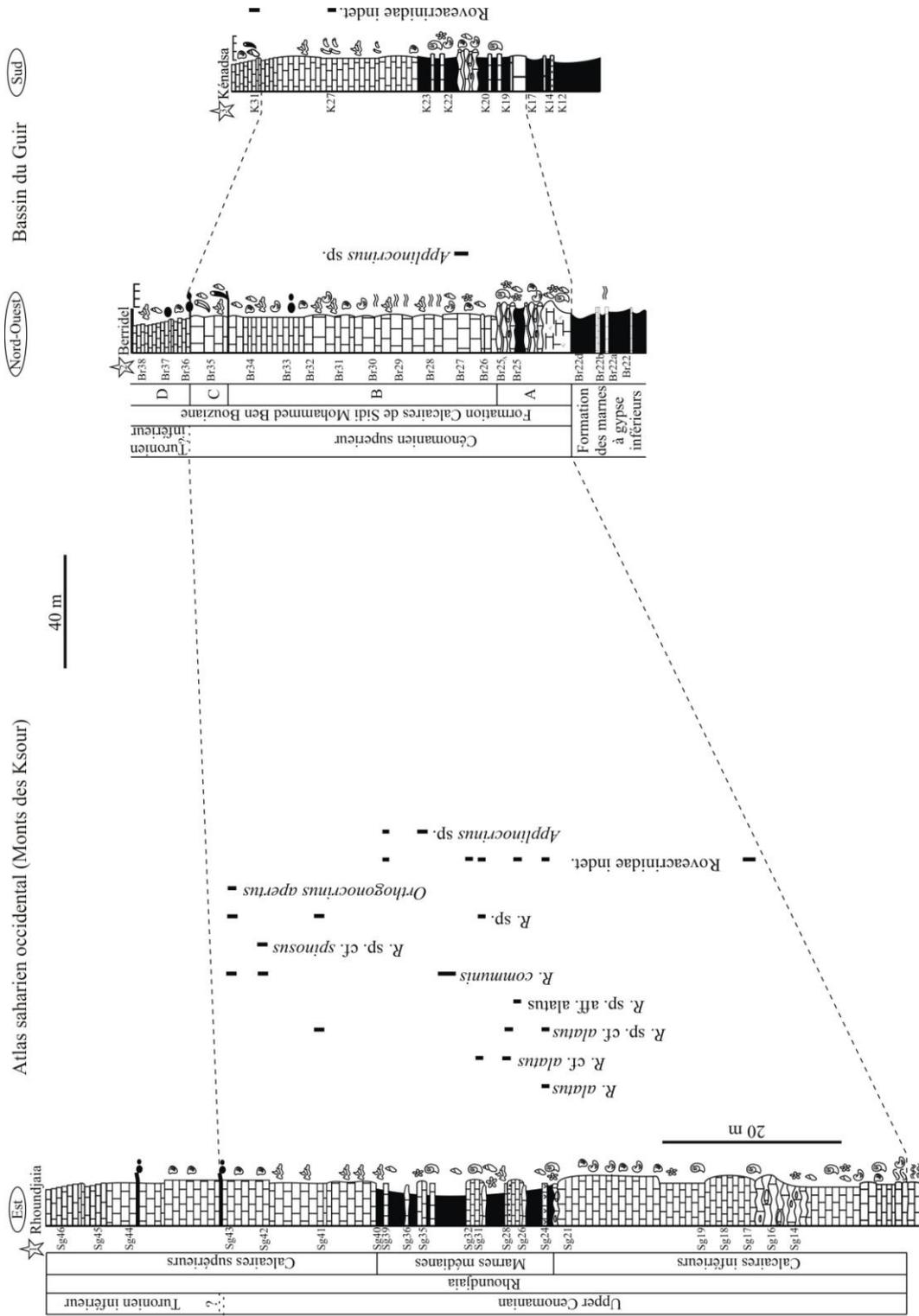


Fig. 48. Lithostratigraphie et distribution des crinoïdes, rovéacriniides dans les Monts des Ksour et le Bassin du Guir.

- **Bassin du Guir**

La Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane n'a pas fourni une grande diversité microcrinoïdique. Elle comporte *Applinocrinus* sp., dans l'unité (3-B) et des Roveacrinide indet. dans les unités 3-C et 3-D.

- **Systématique**

La classification supragénérique adoptée est celle établie par Hess & Messing (2011). Les lames minces étudiées et illustrées sont enregistrées (sous les numéros UTL.25-SGH14/46 pour les échantillons provenant de la coupe du Djebel Rhoundjaïa ; UTL.25-CK12/31 et UTL.25-CB22/38 pour ceux provenant respectivement des coupes de Kénadsa et de Berridel) et conservées dans les collections du Laboratoire No. 25 de l'Université de Tlemcen (Algérie).

Par la suite, nous utiliserons le terme 'cf.' pour décrire des caractères morphologiques qui sont comparables mais non suffisants pour établir de manière indubitable une détermination spécifique, tandis que le terme 'aff.' indique la présence de caractères proches chez des individus dérivés qui pourraient être éventuellement attribués ultérieurement à une nouvelle espèce, suite à la découverte de matériel complémentaire.

Classe CRINOIDEA Miller, 1821
Sous-classe ARTICULATA Zittel, 1879
Ordre ROVEACRINIDA Sieverts-Doreck, 1953
Famille ROVEACRINIDAE Peck, 1943
Genre *Roveacrinus* Douglas, 1908
Roveacrinus alatus Douglas, 1908
Pl. IX Fig. A

Matériel : Lame mince – échantillon Rep. no. UTL. 25-SGH24 (Photo SGH24-2).

Description: Pl. IX Fig. A montre une section transversale sub-oblique de la portion dorsale d'une thèque complète. La cavité dorsale basale est relativement petite et recouverte par des expansions verticales vitreuses des pièces radiales qui sont responsables de l'habitus en étoile. La silhouette de la cavité basale est circulaire et présente une paroi basale fine. Les expansions radiales sont acérées, en lamelle, alaire et d'aspect vitreux.

Répartition : En Algérie (Oued Takouazet, région de Tinrhert), *R. alatus* est signalé dans les calcaires du Cénomancien terminal (Calcaires à *Vascoceras*, équivalents de la Zone à *Neocardioceras juddii*) à Turonien inférieur (niveau calcaire à *Pseudotissotia nigriensis*, équivalent à la partie supérieure de la Zone à *Watinoceras coloradoense*).

Roveacrinus cf. alatus Douglas, 1908
Pl. IX Figs. B-C

Matériel : Lames minces – échantillons Rep. no. UTL. 25-SGH28-1 et UTL. 25-SGH31-2 (Photos SGH28-1 et SGH31-2).

Pl. IX

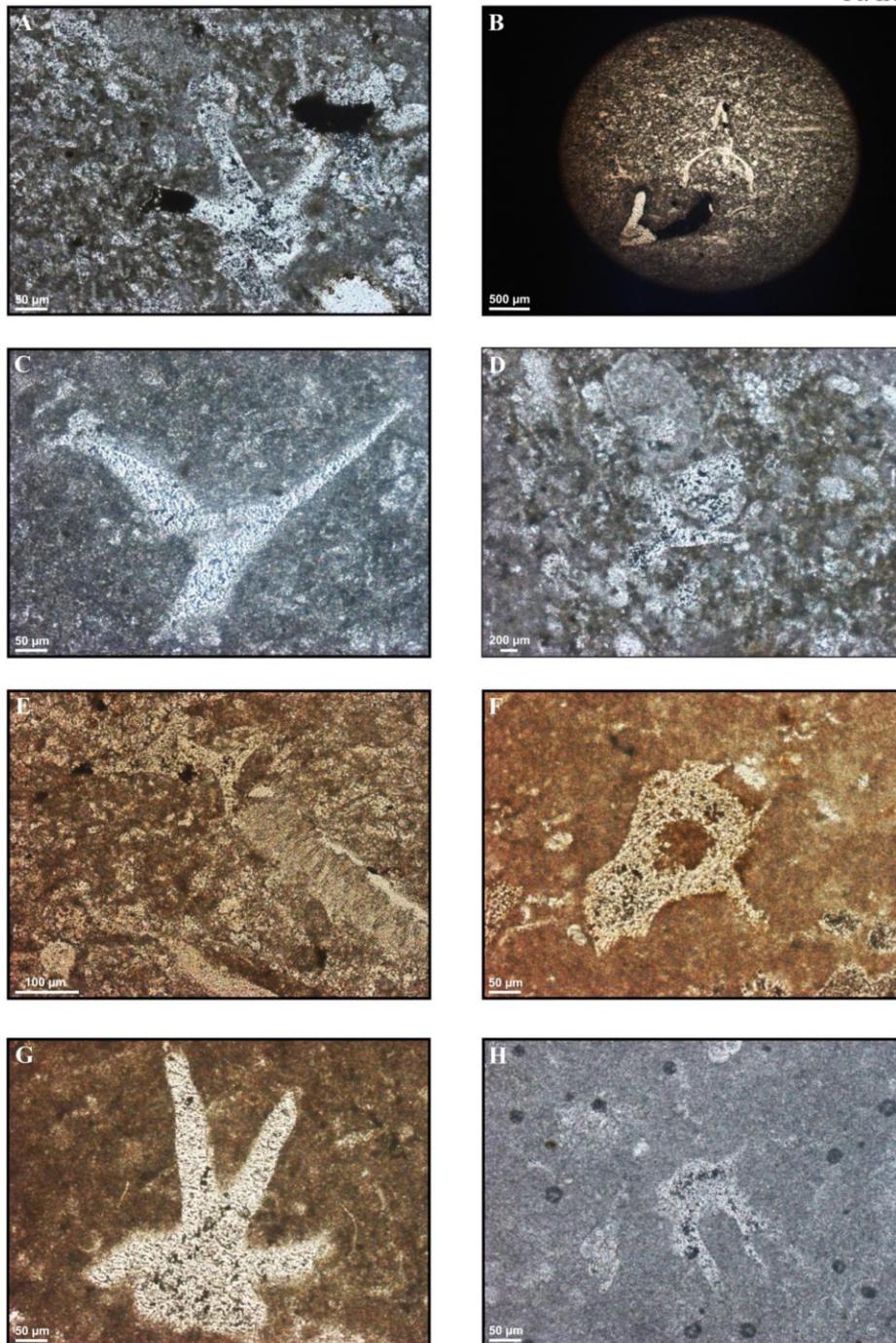


Planche IX.

Fig. A. *Roveacrinus alatus*; Fig. B-C. *Roveacrinus* cf. *alatus*; Fig. D-F. *Roveacrinus* sp. cf. *alatus*; Fig. G. *Roveacrinus* sp. aff. *alatus*.

Description : Pl. IX Fig. B illustre une section oblique d'une thèque quasi complète montrant une petite cavité dorsale 'triangulaire' sous une large coupe ventrale arrondie. Les extrémités radiales sont réduites et vitreuses. La proportion respective des cavités thécales rappelle *R. alatus* mais la section considérée ne présente pas les expansions radiales alaires caractéristiques.

Répartition : identique à *R. alatus*.

Roveacrinus sp. cf. alatus Douglas, 1908
Pl. IX Figs. D-F.

Matériel : Lames minces – échantillons Rep. no. UTL.25-SGH24, UTL.25-SGH28 et UTL.25-SGH41 (Photos SGH24-14, SGH28-2 et SGH41-38).

Description : Pl. IX Fig. D, montre deux plaques en pseudo-connexion : une section transversale au sommet de la pièce radiale thécale montrant une facette articulaire réduite et une expansion radiale triangulaire nette, avec une section oblique de la première primibrachiale associée (contour ovalaire en diamant, fosse articulaire assez large).

Pl. X Fig. E figure une section transversale d'une radiale. Sa morphologie est frêle et son ornementation réduite.

Pl. X Fig. F illustre une section oblique d'une seconde primibrachiale dotée d'une surface articulaire émoussée et des expansions alaires orientées radialement à sa face externe. Ce genre d'ornementation externe est cohérente (mais pas suffisante pour établir une attribution spécifique ferme) avec *R. alatus*.

Répartition : identique à *R. alatus*.

Roveacrinus sp. aff. alatus Douglas, 1908
Pl. IX Fig. G

Matériel : lame mince – échantillon Rep. no. UTL.25-SGH26 (Photo SGH26-7).

Description : Pl. IX Fig. G montre une section oblique d'une seconde primibrachiale avec une surface articulaire émoussée et des expansions alaires orientées radialement à sa face externe. Ce type d'ornementation externe est cohérent (mais pas suffisant pour une attribution spécifique précise) avec *R. alatus*.

Répartition : comparable à celles de *R. alatus* et de *R. sp. cf. alatus*.

Roveacrinus communis Douglas, 1908
Pl. IX Fig. G; Pl. XI Figs. G-H

Matériel : lame mince – échantillon Rep. no. UTL.25-SGH42 (Photo SGH42-9), et ossicules dégagés des échantillons Rep. no. UTL.25-SGH34 et UTL.25-SGH43 (Photos MEB SGH34-30 et SGH43-11).

Description : Pl. IX Fig. G illustre une section oblique partielle d'une seconde primibrachiale. Bien que la partie supérieure gauche de la facette articulaire soit en partie manquante, le côté articulaire reste visible. L'ornementation radiale de la face externe de cette

seconde primibrachiale est simple, allongée et ne montre pas d'ornementation secondaire, telle qu'une ondulation, réticulation ou de fines costulations.

Pl. XI Fig. G montre une plaque radiale thécale dégagée à surface lisse et une costulation verticale grossière ; sa silhouette allongée ne comporte aucune réticulation, ni de motif piqué. D'une part, la cavité ventrale est de taille moyenne tandis que la dorsale est petite et non visible de l'extérieur. D'autre part, cette plaque thécale avec une carène radiale rectangulaire est flanquée de deux renflements verticaux arrondis à ses deux sutures interradiales. La facette articulaire est plutôt petite et légèrement inclinée vers l'extérieur, ce qui constitue les traits caractéristiques du genre *Roveacrinus*. Pl. XI Fig. H présente un 'fragment' plus grand de thèque brisée, c'est-à-dire une pièce centrale radiale complète encore flanquée de ses radiales adjacentes. Ces radiales portent les mêmes traits morphologiques exacerbés que ceux visibles sur la Fig. G. Néanmoins, le renflement interradiaire n'est pas apparent mais remplacé par un processus vertical régulier finement caréné courant à la jonction interradiale et surmontant légèrement la facette articulaire oblique. Ce grand fragment montre une silhouette plus large que haute de cette thèque. Il y a un motif linéaire vertical, légèrement pointillé, faiblement visible à la surface de la cavité ventrale.

Répartition : Ce taxon a l'extension stratigraphique la plus longue de la famille, depuis les dépôts albiens des États-Unis et du Mexique (Peck, 1943), en passant par les craies du Crétacé supérieur de l'Europe boréale (Douglas, 1908; Peck, 1955; Rasmussen, 1961), jusqu'au Néogène de Pologne (Salamon *et al.*, 2010).

Roveacrinus sp. cf. spinosus Peck, 1943
Pl. X Fig. A

Matériel : Lame mince – échantillon Rep. no. UTL.25-SGH42 (Photos SGH42-7/8).

Description : Pl. X Fig. A illustre une section 'tangentielle' oblique d'une première primibrachiale isolée. Cette dernière montre la traditionnelle silhouette en forme de coeur avec de petits trous à sa face articulaire distale externe et, plus particulièrement, une expansion épineuse.

Une telle ornementation rappelle les expansions épineuses existant sur toute pièce brachiale de *R. spinosus*, mais n'autorise pas l'attribution spécifique adéquate, ainsi nous préférons laisser ce taxon en nomenclature ouverture. Une légère 'corne' grise est visible sur le côté droit et pourrait être interprété comme l'équivalent symétrique de cette ornementation épineuse.

Répartition : *R. spinosus* est rare et, jusqu'à présent, uniquement décrit dans les carbonates du Turonien moyen (Rasmussen, 1961; Ferré & Bengtson, 1997). Une telle ornementation est cohérente avec un faible hydrodynamisme des fonds marins et des dépôts à grains fins.

Roveacrinus sp.
Pl. X Figs. B-C

Matériel : Lames minces des échantillons Rep. no. UTL.25-SGH41-17 et UTL.25-SGH43-6 (Photos SGH41-17 et SGH43-6).

Pl. X

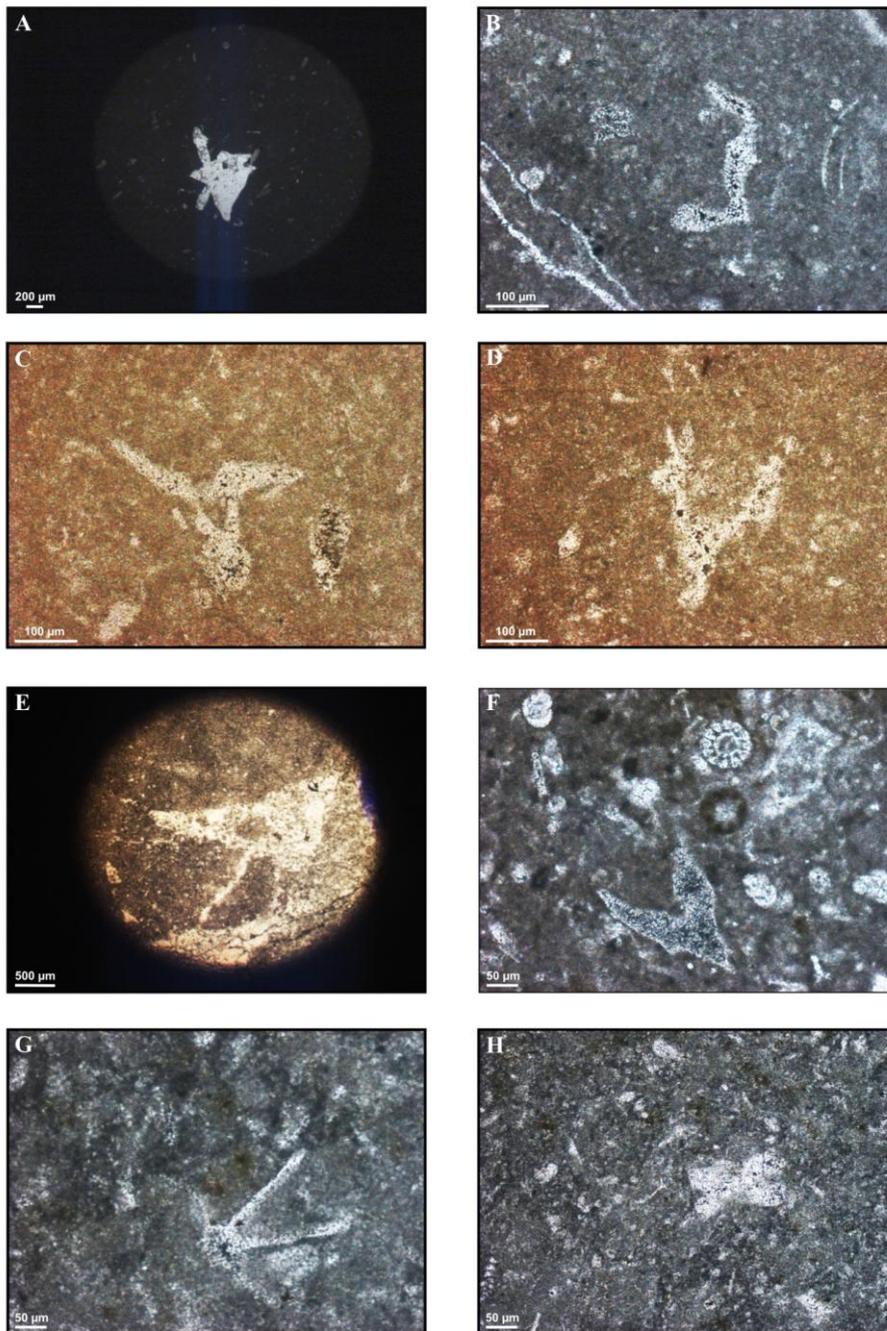


Planche X.

Fig. A. *Roveacrinus* sp. cf. *spinosus*; Fig. B-C. *Roveacrinus* sp., Fig. D. *Orthogonocrinus* *apertus*; Fig. E-H. Roveacrinidae indet.

Description : Pl. X Fig. B livre une section transverse d'une thèque partielle au niveau de la 'couronne' des faces articulaires. La paroi des radiales est fine avec une facette articulaire radiale légèrement oblique, typique du genre *Roveacrinus*. On n'en distingue aucune ornementation secondaire.

Pl. X Fig. C illustre une section tangentielle oblique d'une seconde primibrachiale (Tg/OblS-IBr2) avec une expansion radiale médiane grossière et une large crête articulaire transverse.

Genre *Orthogonocrinus* Peck, 1943
Orthogonocrinus apertus Peck, 1943
 Pl. X Fig. D

Matériel : lame mince – échantillon Rep. no. UTL.25-SGH43 (Photo SGH43-2).

Description: Pl. X Fig. D montre une section sub-tangentielle de la partie supérieure d'une pièce radiale isolée. L'ossicule en calcite hautement magnésienne est légèrement piquée. La facette articulaire occupe la plupart de la surface entre les deux projections interradiaires. La crête radiale est massive et émoussée mais sa silhouette est grossièrement triangulaire et élancée.

Répartition : Tandis que le genre est connu depuis les dépôts albiens des États-Unis (Peck, 1943, 1955; Hess, *in* Hess & Messing, 2011) jusqu'aux craies du Coniacien inférieur du Bassin Anglo-Parisien (Valette, 1917; Rasmussen, 1961; Ferré, 1995), *O. apertus* se rencontre depuis l'Albien jusqu'au Cénomani supérieur ; quelques rejetons grossiers sont rapportés dans le Turonien basal. En Algérie, ce genre est connu dans un calcaire cénomani supérieur de l'Oued Takouazet (Zone à *Neocardioceras juddii* ; Ferré *et al.*, 2016).

Roveacrinidae indet.
 Pl. X Figs. E-F

Matériel : diverses sections transversales et obliques (Obl-TS) de pièces brachiales indéterminables (NBrn) des échantillons Rep. no. UTL.25-CK27, UTL.25-SGH17, UTL.25-SGH24, UTL.25-SGH32, UTL.25-SGH24, UTL.25-SGH24, UTL.25-SGH26, UTL.25-SGH27, UTL.25-SGH34, UTL.25-SGH32, UTL.25-SGH39 et UTL.25-SGH41 (Photos CK27-1/2, SGH17-5, SGH24-3, SGH32-2, SGH24-14, SGH24-30, SGH26-6, SGH27-2, SGH34-3/4/6, SGH32-11, SGH39-7 et SGH41-2).

Description : Sous cette dénomination familiale sont regroupées divers plans de sections de pièces brachiales indéterminables : Pl. X Fig. E montre une section oblique d'une facette articulaire d'une pièce brachiale indéterminable; Fig. F illustre une section transverse d'une pièce brachiale (OblS-NBrn); Fig. G figure une section longitudinale tangentielle d'une pièce brachiale indéterminée, très similaire au microfaciès à saccocomidés classique du Jurassique; Fig. H présente une section axiale longitudinale d'une pièce brachiale basse avec une silhouette en sablier.

Répartition : Fréquemment trouvées en grand nombre de part et d'autre de la limite C/T et lors d'autres périodes d'environnements appauvris en oxygène (e.g. EAO1, Destombes, 1985; limite Santonien-Campanien, Gale, 2016), l'attribution taxonomique de telles sections ou d'ossicules dégagés issus de résidus de lavage reste une tâche difficile puisque les individus crétacés complets sont extrêmement rares, et les pièces brachiales encore rattachées à leur

Pl. XI

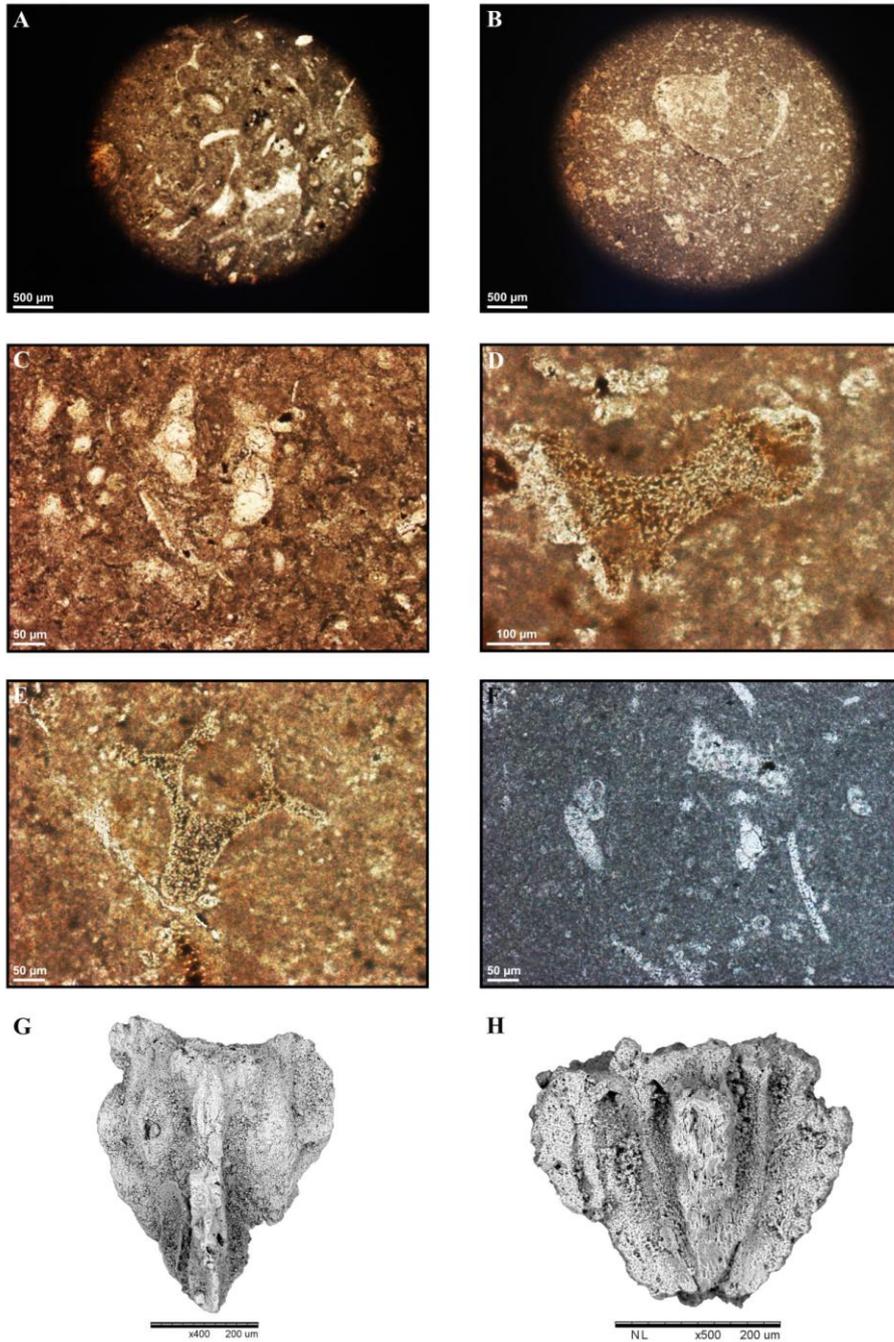


Planche XI.

Fig. A-E. *Applinocrinus* sp., Fig. G-H. *Roveacrinus communis*.

thèque respective identifiable sont restreintes. Néanmoins, signaler leur présence reste utile (Bien que leur abondance a été rapportée par les géologues de terrain, elles ont été la plupart du temps survolées par les micropaléontologues hyperspécialisés ou négligées par les géologues d'exploration). Elles procurent un complément très intéressant au spectre faunique pour les reconstitutions paléo-environnementales, et sont assez utiles pour repérer les surfaces d'inondation dans les séries sédimentaires monotones (dépourvues des microfossiles classiques ; Ferré & Granier, 1997, 2001; Ferré *et al.*, 1997, 2005). Aux abords de la limite C/T, elles composent plusieurs niveaux d'abondance récurrents (Gale *et al.*, 1993; Ferré, 1995; Ferré *et al.*, 1997, 2005) qui peuvent être corrélés avec les événements à hétérohélicidés. La reconnaissance des différents niveaux d'accumulation de roveacrinidés autour de la limite C/T peut être utilisée comme un outil supplémentaire pour contraindre l'incertitude de la Zone d'Extension Partielle à *Whiteinella archaeocretacea* (Ferré *et al.*, 2005; Ferré *et al.*, 2016).

Famille SACCOCOMIDAE d'Orbigny, 1852

Genre *Applinocrinus* Peck, 1973

(= *Microcalamoides* Bonet, 1956)

Applinocrinus sp.

Pl. XI Figs. A-E

Matériel : Lames minces des échantillons Rep. no. UTL.25-CB27, UTL.25-CK31, UTL.25-SGH35 et UTL.25-SGH39 (Photos CB27-9, CK31-10, SGH35-8 et SGH39-5/8).

Description : Sous cette dénomination générique est regroupée des sections principalement transverses d'une pièce radiale provenant du démantèlement *post mortem* de la thèque et de son bref transport. L'absence de traits ornementaux cardinaux portés par les pièces radiales empêche toute attribution spécifique de telles sections radiales. Ces sections sont typiques du soi-disant microfaciès à *Microcalamoides* (puisque Bonet a créé le genre *Microcalamoides* pour des sections de calcite hautement magnésienne d'affinité incertaine. De telles sections furent ultérieurement attribuées aux saccocomidés, voir Ferré, 1997 ; Ferré *et al.*, 1999) : ces sections transverses sont plutôt courtes et lisses. Puisqu'elles ne montrent pas l'habituelle crénelation illustrée par Bonet (1956), elles montrent une forte affinité avec *Applinocrinus cretaceus* Peck.

Répartition : Ce taxon est relativement commun dans le Bassin du Guir (Mebarki *et al.*, 2016a), plus abondant que dans le sud du Tinrhert (Ferré *et al.*, 2016). Cependant, il se présente toujours sous la forme de radiales isolées en sections transverses. De la même manière que leurs cousins jurassiques de renommée mondiale retrouvés complets dans les plaques de calcaires lithographiques de Solnhofen (Hess, 1999), ce taxon fréquentant les fonds marins vaseux se rencontre généralement dans des carbonates à grains fins déposés sous de faibles courants marins de fond. Supposés se nourrir de la «neige planctonique» (e.g. dinokystes calcaires, floraisons algaires, pellets), sa seule présence fournit des éléments positifs en faveur d'un environnement plus restreint et moins profond (Ferré *et al.*, 1999; Hess, *in* Hess & Messing, 2011).

II.2.2.3. Ophiures (Pl. XII)

Les résidus de lavages provenant de marnes datées du Cénomaniens supérieur du Guir (Kénadsa et Chebkat Berridel) et de l'Atlas Saharien (Rhoundjaïa) ont fourni de nombreux microfossiles d'ophiures. D'un point de vue systématique, les plaques brachiales latérales sont

les ossicules les plus révélateurs parmi les microfossiles d’ophiures (*Histampica* sp. nov., *Actinozonella* sp. nov., *Ophiojagtus* sp., *Ophiozonella* sp., Ophiidermatidae indet., *Ophioscolex* sp., *Ophiarachna* sp., *Ophiologimus* sp.) permettant en général une identification au niveau de l’espèce (Thuy & Stöhr 2011).

Un examen préliminaire des échantillons cénomaniens d’Algérie a permis de mettre en évidence un total d’au moins 11 espèces différentes. Les faunes les plus riches en espèces sont celles de Kénadsa avec 5 ou 6 espèces par échantillon. Le matériel de Rhoundjaïa, en revanche, ne comprend qu’une seule espèce. Une espèce attribuée préliminairement au genre actuel *Histampica* est de loin la plus abondante dans tous les échantillons de Kénadsa et Berridel, et la seule espèce dans les échantillons de Rhoundjaïa (Tab. 6).

Le matériel algérien constitue une contribution importante au registre fossile des ophiures. En effet, le Cénomanien est un des étages stratigraphiques les moins connus en termes d’ophiures. Moins de 10 espèces ont été écrites du Cénomanien jusqu’à présent, dont la plupart basées sur des trouvailles exceptionnelles de squelettes articulés (e.g.; König 1825 ; Spencer 1905-1908 ; Hess 1960 ; Skwarko 1963). Malgré leur état de conservation exceptionnel, les squelettes articulés d’ophiures ne fournissent le plus souvent que des informations ponctuelles et de nature systématique. Les microfossiles d’ophiures, en revanche, peuvent donner un aperçu beaucoup plus complet de la paléo-biodiversité des ophiures (e.g. Thuy 2013). Dans cette optique, les échantillons cénomaniens d’Algérie permettront sans doute d’enrichir considérablement le registre fossile des ophiures.

Les objectifs d’une étude plus approfondie des faunes d’ophiures en question seront :
 1) d’identifier les espèces dont la plupart nouvelles, 2) de les décrire et de clarifier leur position systématique, 3) d’analyser les faunes d’ophiures dans leur contexte paléo-écologique, entre autres en vue d’une comparaison avec des faunes similaires actuelles, et 4) de les étudier dans le contexte des changements faunistiques au passage Cénomanien-Turonien.

BASSIN DU GUIR		ETAGES	MONTS DES Ksour	
FM. Calcaires de Sidi Mohamed Benbouziane	3 D	?		Calcaires supérieurs
	3 C	Céno-manien supérieur	<i>Histampica</i> sp. nov.	Marnes médianes
	3 B			
	3 A		<i>Actinozonella</i> sp. nov. Ophiolipididae indet. <i>Ophiozonella</i> sp. <i>Ophioscolex</i> sp. <i>Histampica</i> sp. nov. <i>Ophiarachna</i> sp. <i>Ophiologimus</i> sp. <i>Ophiojagtus</i> sp.	Calcaires inférieurs
				FM. Rhoundjaïa

Tab. 6. Distribution des Ophiures dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.

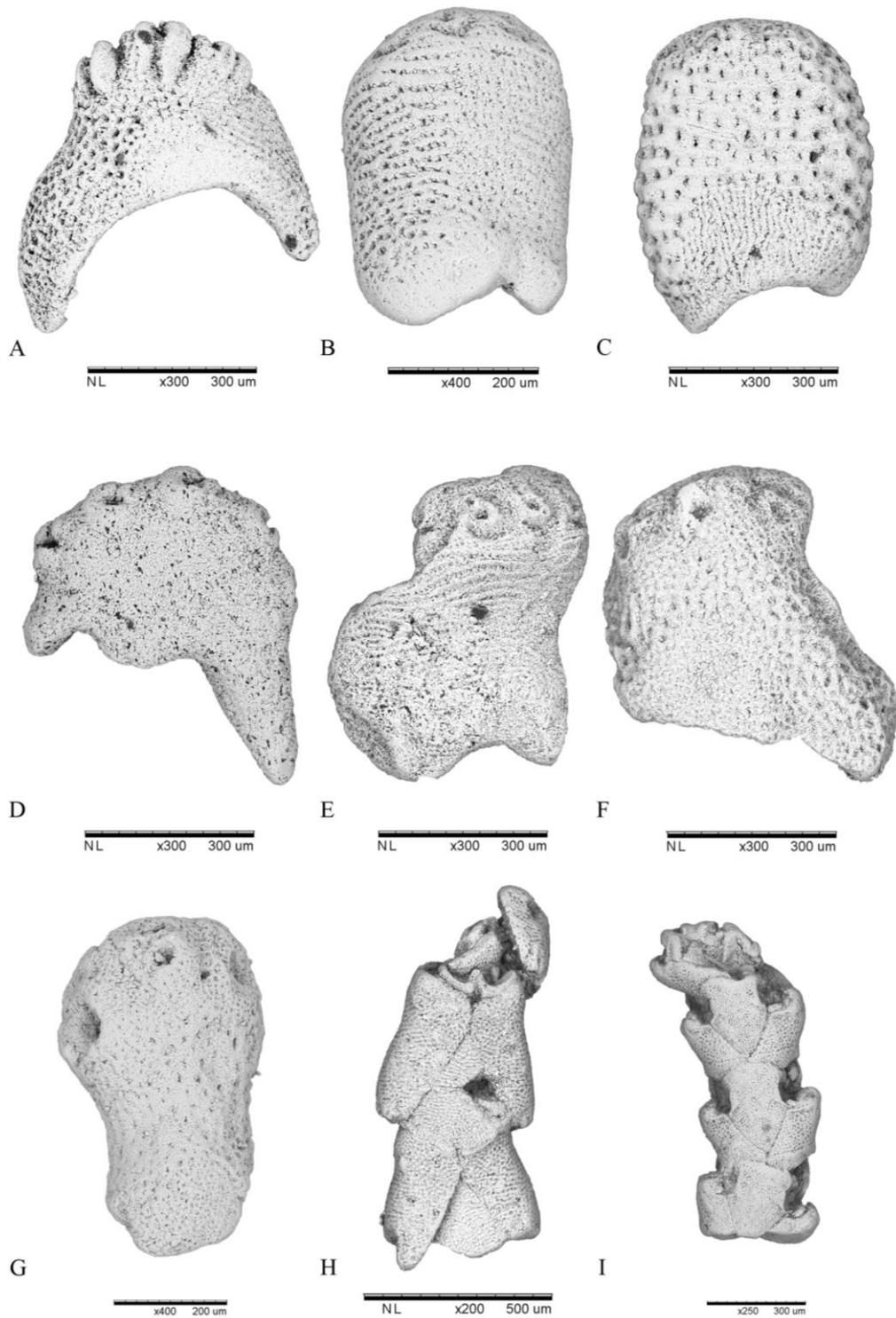


Planche XII

Fig. A. *Histampica* sp. nov.; Fig. B. Ophiidermatidae indet.; Fig. C. *Actinozonella* sp. nov.; Fig. D. *Ophiojagtus* sp.; Fig. E. *Ophiarachna* sp.; Fig. F. *Ophiologimus* sp.; Fig. G. *Ophioscolex* sp.; Fig. H-I. *Ophiozonella* sp.

II.2.3. Foraminifères (Pl. XIII, XIV)

Les foraminifères sont d'excellents indicateurs de paléoenvironnement (Caron & Homewood, 1982; Hembelen *et al.* 1990; Hart, 1999; Arnold & Parker, 1999; Claudine Moons, 2013) et de précieux indices biostratigraphiques qui m'ont permis d'établir des échelles propres, plus ou moins concordantes à celles des ammonites.

- Monts des Ksour

Le Crétacé supérieur de l'Atlas saharien occidental est très riche en foraminifères benthiques par rapport aux foraminifères planctoniques (Tab. 7). Les rares foraminifères planctoniques récoltés dans l'unité des Calcaires inférieures de la Formation de Rhoundjaïa [*Whiteinella praehelvetica* (Trujillo), *Dicarinella* aff. *imbricata* (Mornod), *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno, *Asterohedbergella asterospinosa* Hamaoui] sont associés aux foraminifères benthiques plus communs [*Gavelinella berthelini* (Keller), *Valvulammina picardi* Henson, *Frondicularia* sp., *Ammobaculites* sp., *Dictyoconus* cf., *Ammobaculites beniensis* Petters].

Les niveaux carbonatés de l'unité des Marnes médianes contiennent des foraminifères planctoniques [*Heterohelix reussi* (Cushman), *Heterohelix moremani* (Cushman), *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg)], alors que les marnes de cette unité sont très riches en foraminifères benthiques [*Gavelinella berthelini* (Keller), *Thomasinella* sp., *Valvulammina picardi* Henson, *Frondicularia* sp., *Ammobaculites* sp., *Ammobaculites beniensis* Petters]. La partie basale de l'unité des « Calcaires supérieurs » contient des foraminifères benthiques [*Cuneolina* sp., *Gavelinella berthelini* (Keller), *Valvulammina* cf. *picardi* Henson];

BASSIN DU GUIR		ETAGES	MONTS DES KSOUR	
FM. Calcaires de Sidi Mohamed Benbouziane	3 D	<i>Valvulammina picardi</i>	Turonien inférieur	Calcaires supérieurs
	3 C	<i>Valvulammina picardi</i> ,		
	3 B	<i>Valvulammina picardi</i> <i>Cuneolina</i> sp.	Cénomanién supérieur	Marnes médianes FM. Rhoundjaïa
	3 A	<i>Whiteinella?</i> sp. <i>Pavonia</i> gr., <i>Tritaxia tricarinata</i> , <i>Cuneolina</i> gr., <i>Discyclina</i> sp., <i>Ammobaculites</i> sp., <i>Gravelinella</i> sp., <i>Gravelinella cenomanica</i> , <i>Glomospira</i> sp., <i>Dorothia trochus</i> , <i>Dorothia</i> cf. <i>oxycona</i> , <i>Dorothia</i> cf. <i>gradata</i> , <i>Valvulammina picardi</i>		
			Calcaires inférieurs	

Tab. 7. Distribution des foraminifères planctoniques et benthiques dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.

Pl. XIII

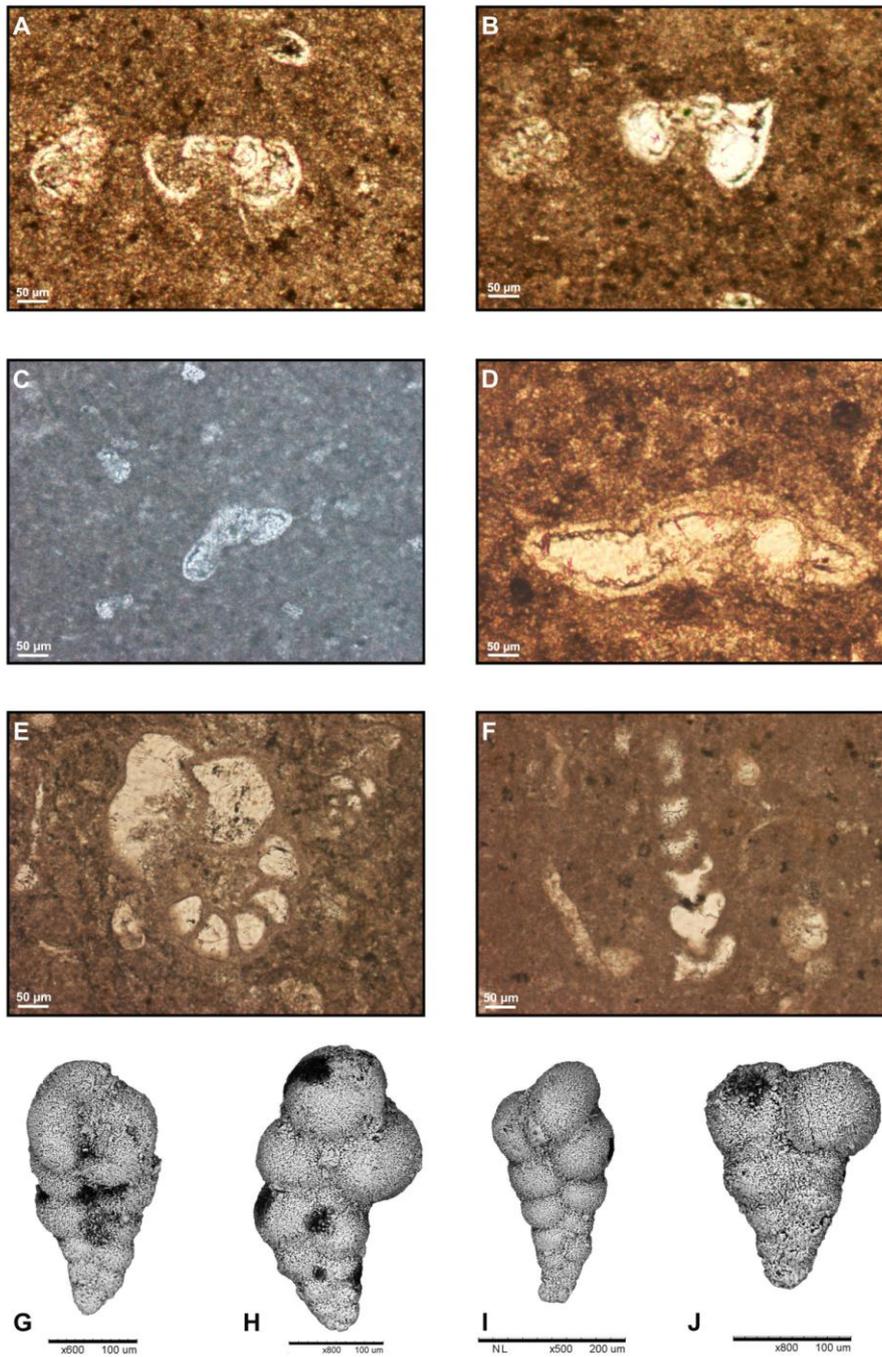


Planche XIII

Fig. A. *Whiteinella praehelvetica*; Fig. B. *Asterohedbergella asterospinosa*; Fig. C. *Whiteinella archaeocretacea*; Fig. D. *Dicarinella* aff. *imbricata*; Fig. E, F. *Valvulammina picardi*; Fig. G, H. *Heterohelix moremani*; Fig. I. *H. reussi*; Fig. J. *H. globulosa*.

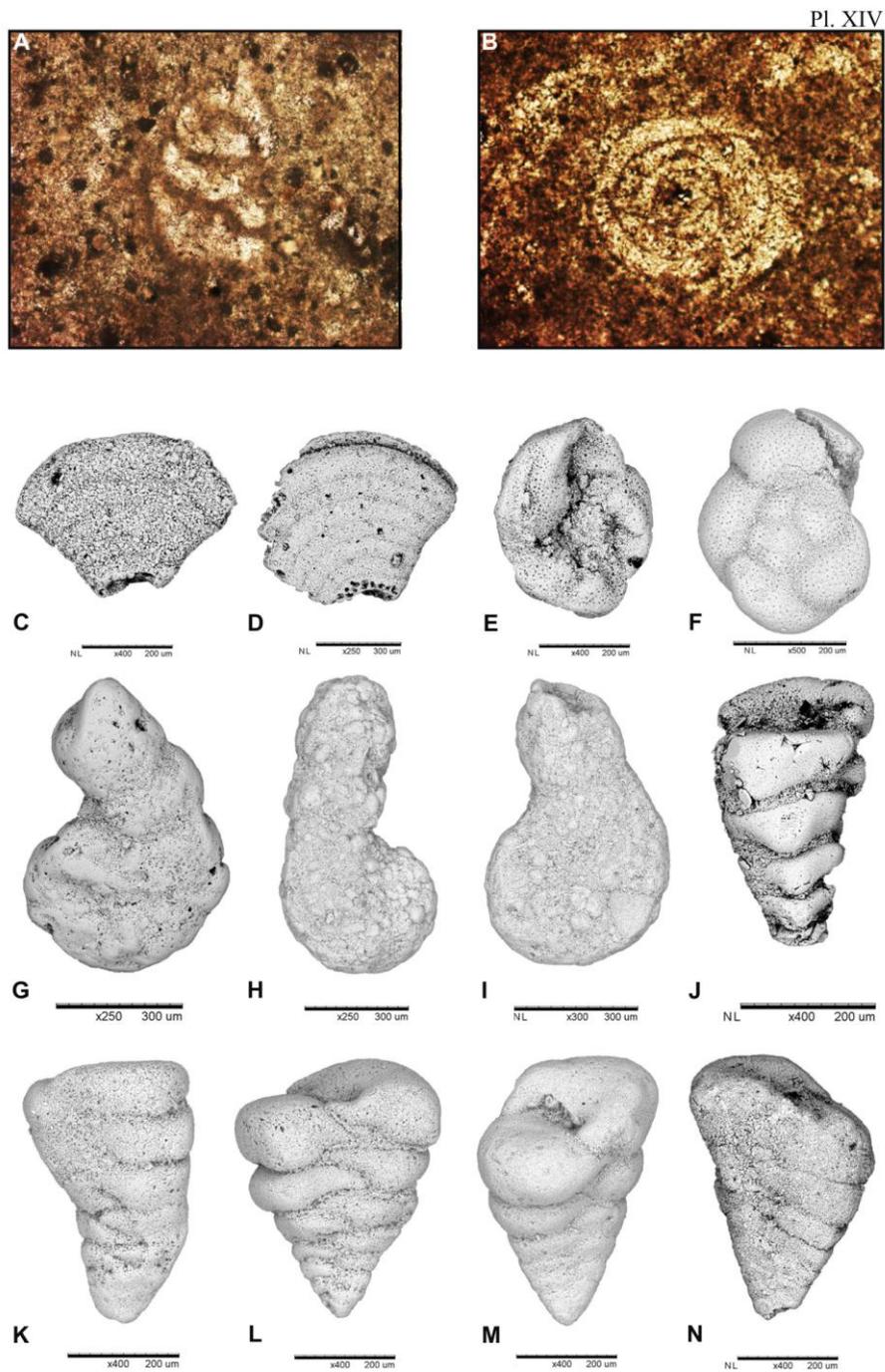


Planche XIV

Fig. A-E-F. *Valvulammina picardi*; Fig. B. *Glomospira* sp.; Fig. C-D. *Cuneolina* sp.; Fig. G, H, I. *Ammobaculites* sp.; Fig. J. *Dorothisia* sp.; Fig. K. *Dorothisia trochus*; Fig. L. *Dorothisia gradate*; Fig. M. *Dorothisia* sp. cf. *oxycona*; Fig. N. *Dorothisia* sp. cf. *oxycona*.

- **Bassin du Guir**

Les coupes C/T du Bassin du Guir sont très pauvres en foraminifères planctoniques, mais par contre, très riches en foraminifères benthiques. L'unité (3-A) de la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane (Tab. 7) a une forte concentration de foraminifères benthiques [*Pavonia* gr., *Cuneolina* sp., *Discyclina* sp., *Ammobaculites* sp., *Gravelinella* sp., *Gavelinella cenomanica* (Brotzen), *Glomospira* sp., *Dorothia trochus* (d'Orbigny, 1840), *Dorothia* cf. *oxycona* (Reuss), *Dorothia* cf. *gradata* (Berthelin), *Valvulammina picardi* Henson Tritaxia tricarinata Reuss]; l'unité (3-B), *Valvulammina picardi* et *Cuneolina* sp.; et enfin les unités (3-C et 3-D), *Valvulammina picardi*.

- **Paléobiogéographie**

Les foraminifères planctoniques et benthiques cités dans le présent travail sont essentiellement téthysiens (Gargouri Razgallah, 1983; Ettachfini, 2005; Soua, 2011; Moons 2013; Chabane, 2015) mais ne s'y cantonnent pas. Certains sont signalés en domaine Atlantique, en Amérique et en Europe (Ramirez del Pozo, 1971; Tronchetti, 1981; Leckie, 1987; Kuhnt & Thurow, 1992; Keller *et al.*, 2001 ; Keller & Pardo, 2004), en Moyen Orient (Henson, 1948; Saint-Marc, 1974).

II.2.4. Ostracodes (Pl. XV, XVI, XVII & XVIII)

Les ostracodes du Crétacé supérieur de l'Algérie sont relativement peu connus. Nous devons la première étude des ostracodes cénomaniens et turoniens de l'Atlas saharien occidental Bassoulet & Damotte (1969), complétant la liste et les illustrations des ostracofaunes du Crétacé supérieur de l'Est algérien et de la Tunisie de Glinzboeckel & Magné (1959). Cela concerne principalement les ostracodes du Nord-Est de l'Algérie. En 1985, Vivière livre sa thèse sur les « Ostracodes du Crétacé Supérieur (Vraconien à Campanien basal) de la région de Tébessa », puis Majoran (1989) décrit des espèces de l'Albien et du Cénomanien, complétant ainsi l'étude de Bassoulet & Damotte et répertoriant les espèces cénomaniennes du Bassin du Guir. Ce faisant, il démontre que les espèces algériennes présentent certaines affinités avec celles décrites par Andreu (2002) et Ettachfini (2008) au Maroc.

Au cours de notre étude, 18 échantillons ont livré 19 espèces d'ostracodes (Mebarki *et al.*, 2016b). Cela nous a permis de définir 5 associations d'ostracodes (Tabl. 8).

- **Monts des Ksour**

La coupe de Rhoundjaïa comporte trois associations d'ostracodes (Fig. 49):

a. Partie inférieure du Cénomanien supérieur (datée par *Neolobites vibrayeanus*) : *Paracypris* cf. *dubertreti* Damotte & Saint-Marc, 1972, *Pterygocythere* ? cf. *neknaffiensis* Andreu & Ettachfini, 1994.

b. Partie supérieure du Cénomanien supérieur : *Cytherella* gr. *ovata* (Roemer, 1841), *Bairdia* sp. A, *Paracypris mdaouerensis* Bassoulet & Damotte, 1969, *Cythereis algeriana* Bassoulet & Damotte, 1969, *Haughtonileberis mdaouerensis* (Bassoulet & Damotte, 1969).

c. la partie supérieure de l'unité des Marnes médiane *Cytherella* gr. *ovata* (Roemer, 1841), *Paracypris mdaouerensis* Bassoullet & Damotte, 1969, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* (Reyment, 1978).

Zone d'étude Espèces		Atlas saharien occidental	Bassin du Guir	
		Rhoundjaia (Sgh)	Berridel (Br)	Kénadsa (K)
01	<i>Cytherella</i> gr. <i>ovata</i> (Roemer, 1841)	X	X	X
02	<i>Cytherella parallela</i> (Reuss, 1846)		X	X
03	<i>Cytherella tazzouguertensis</i> Andreu, 2013		X	
04	<i>Bairdia</i> sp. A	X	X	X
05	<i>Bairdia</i> cf. sp. 1 Andreu, 1991		X	
06	<i>Bythocypris amelkisensis</i> Andreu & Ettachfini, 2008		X	
07	<i>Paracypris</i> cf. <i>dubertreti</i> Bassoullet & Damotte, 1969	X	X	X
08	<i>Paracypris mdaouerensis</i> Bassoullet & Damotte, 1969	X		
09	<i>Dolococytheridea atlasica</i> Bassoullet & Damotte, 1969		X	X
10	<i>Metacytheropteron berbericus</i> Bassoullet & Damotte, 1969		X	X
11	<i>Pterygocythere?</i> cf. <i>neknaffiensis</i> Andreu & Ettachfini, 1994	X		
12	<i>Cythereis algeriana</i> Bassoullet & Damotte, 1969		X	X
13	<i>Cythereis namousensis</i> Bassoullet & Damotte, 1969		X	X
14	<i>Reticulocosta</i> gr. <i>tarfayaensis</i> (Reyment, 1978)	X		
15	<i>Rehacythereis</i> sp.		X	
16	<i>Veeniacythereis maghrebensis</i> (Bassoullet & Damotte, 1969)		X	X
17	<i>Haughtonileberis mdaouerensis</i> (Bassoullet & Damotte, 1969)	X		
18	<i>Peloriops</i> cf. <i>ziregensis</i> (Bassoullet & Damotte, 1969)		X	
19	<i>Kalyptovalva?</i> <i>tifratinensis</i> Andreu, 1991		X	

Tab. 8. Liste ostracofaunique des deux zones d'étude (Atlas saharien occidental et Bassin du Guir).

- **Bassin du Guir**

Deux associations d'ostracodes ont déjà été observées dans les coupes du Bassin du Guir (Figs. 50-51) :

a. Une association dans l'unité (2-B) comportant : *Cytherella* gr. *ovata* (Roemer, 1841), *Bairdia* sp. A, *Dolocytheridea atlasica* Bassoullet & Damotte, 1969, *Metacytheropteron berbericus* (Bassoullet & Damotte, 1969), *Veeniacythereis maghrebensis* (Bassoullet & Damotte, 1969).

b. Une seconde association dans l'unité (3-A) datée du Cénomanién supérieur (*Neolobites vibrayeanus*) comportant : *Cytherella* gr. *ovata* (Roemer, 1841), *Cytherella parallela* (Reuss, 1846), *Cytherella tazouguertensis* Andreu, 2013, *Bairdia* sp. A, *Bairdia* cf. sp. 1 Andreu, 1991, *Bythocypris amelkisensis* Andreu & Ettachfani, 2013, *Paracypris* cf. *dubertreti* Damotte & Saint-Marc, 1972, *Dolocytheridea atlasica* Bassoullet & Damotte, 1969, *Metacytheropteron berbericus* (Bassoullet & Damotte, 1969), *Cythereis algeriana* Bassoullet & Damotte, 1969, *Cythereis namousensis* Bassoullet & Damotte, 1969, *Rehacythereis* sp., *Veeniacythereis maghrebensis* (Bassoullet & Damotte, 1969), *Peloriops* cf. *ziregensis* (Bassoullet & Damotte, 1969), *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* (Reyment, 1978), *Kalyptovalva* ? *tifratinensis* Andreu, 1991.

- Discussion

L'âge cénomanién des espèces du Bassin du Guir et des Monts des Ksour est attesté par la présence d'espèces caractéristiques du Cénomanién nord-africain comme *Metacytheropteron* gr. *parnesi* (= *berbericus*), *Cythereis algeriana*, *Veeniacythereis* gr. *jezzinensis* (formes *maghrebensis*), *Peloriops* cf. *ziregensis* (voir Andreu, 1992, p. 175, 176). Les coupes du Bassin du Guir, en particulier celle de Berridel, sont plus diversifiées (16 espèces).

L'unité (3-A) de la coupe de Berridel est marquée par une forte présence de *Dolocytheridea atlasica* (plusieurs dizaines de carapaces) alors que, dans la coupe de Kénadsa, les carapaces de cette espèce sont moins nombreuses, mais restent majoritaires avec celles de *Bairdia* sp. A.

L'unité des marnes médianes de la Formation de Rhoundjaïa se caractérise par une nette domination de *Cytherella* gr. *ovata* (plusieurs centaines de carapaces), parfois accompagnée de plusieurs dizaines de carapaces de *Paracypris mdaouerensis* surtout au Cénomanién supérieur.

Dans ces associations, nous retrouvons 9 des 19 espèces mentionnées par Bassoullet & Damotte (1969) dans l'Altas saharién occidental : *Cytherella parallela*, *Dolocytheridea atlasica*, *Metacytheropteron berbericus*, *Cythereis algeriana*, *Cythereis namousensis*, *Veeniacythereis maghrebensis*, *Peloriops* cf. *ziregensis*, *Cytherella* gr. *ovata*, *Paracypris mdaouerensis*.

- Cénomanién supérieur : *Cytherella* gr. *ovata*, *Peloriops* cf. *ziregensis*, *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Metacytheropteron berbericus* (gr. *parnesi*), *Paracypris mdaouerensis*.

- Turonien inférieur (?) : *Cytherella* gr. *ovata*, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* (= *vitiliginosa*).

Aux espèces signalées par Bassoullet & Damotte (1969) et Bassoullet (1973) dans l'Altas saharién occidental, mon travail y ajoute *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Pterygocythere* ? cf. *neknaffiensis* et *Rehacythereis* sp.

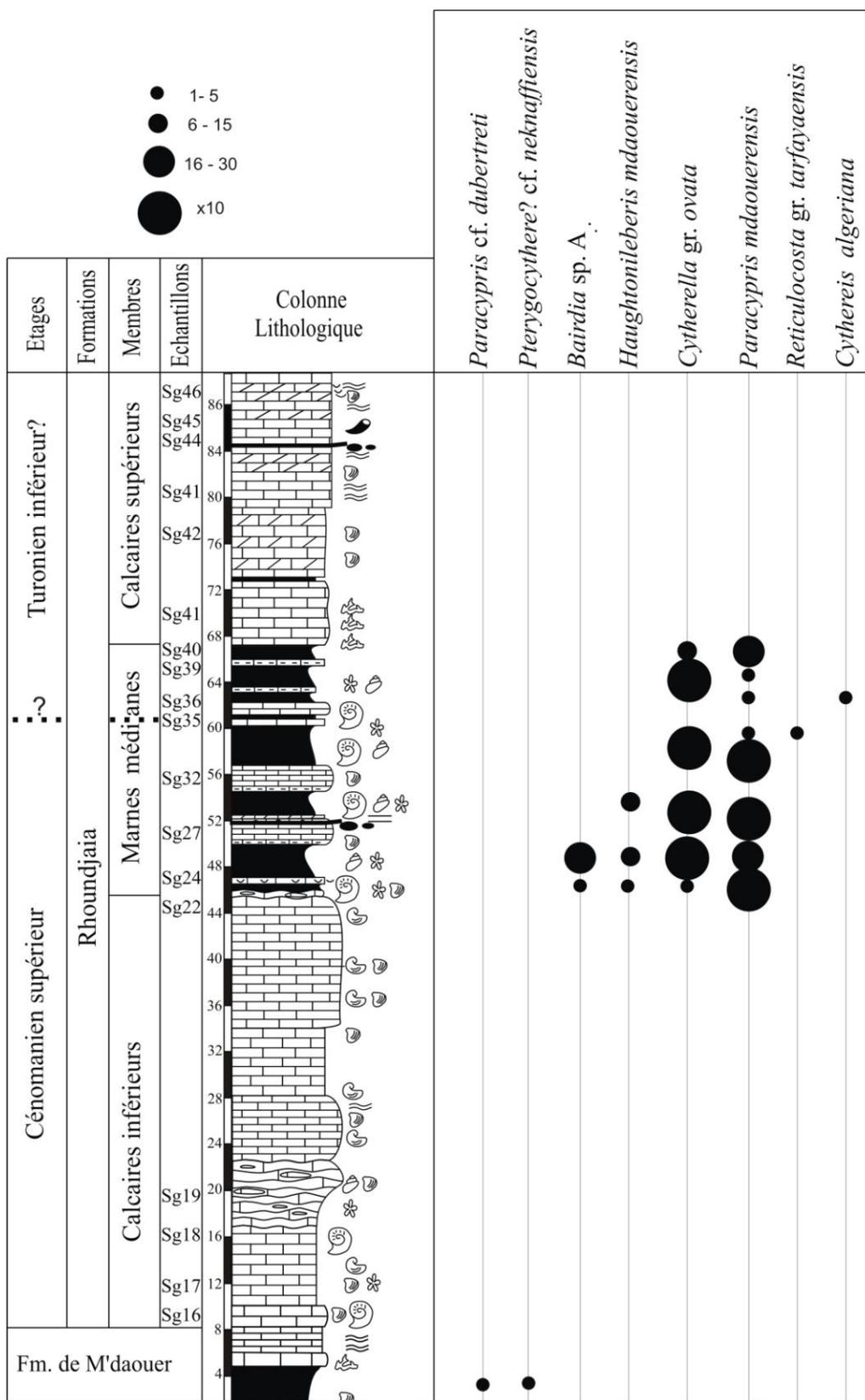


Fig. 49. Lithostratigraphie et distribution des ostracodes dans la coupe de Rhoundjaïa.

Dans le Bassin du Guir, d'autres espèces inédites jusqu'alors furent trouvées : *Cytherella tazouguertensis*, *Bairdia* sp. A, *Bairdia* cf. sp. 1 Andreu, *Bythocypris amelkisensis*, *Rehacythereis* sp., *Reticulocosta* gr. *Tarfayaensis* et *Kalyptovalva*? *tifratinensis*.

Le tableau 9 montre la position stratigraphique et les associations des espèces d'ostracodes entre les monts des Ksour et le Bassin du Guir.

BASSIN DU GUIR		ETAGES	MONTS DES Ksour	
Fm. Calcaires de Sidi Mohamed Benbouziane	3 D	?		Calcaires supérieurs
	3 C			
	3 B	Cénomannien supérieur	<i>Paracypris</i> cf. <i>dubertreti</i> , <i>Bairdia</i> sp. A, <i>Pterygocythere</i> ? cf. <i>neknaffiensis</i> , <i>Haughtonileberis mdaouerensis</i> , <i>Cytherella</i> gr. <i>ovata</i> , <i>Paracypris</i> , <i>mdaouerensis</i> , <i>Cythereis algeriana</i> , <i>Reticulocosta</i> gr. <i>tarfayaensis</i>	Marnes médianes
3 A	<i>Cytherella</i> gr. <i>ovata</i> , <i>Dolocytheridea atlasica</i> , <i>Metacytheropteron berbericus</i> , <i>Veeniacythereis maghrebensis</i> , <i>Bairdia</i> sp. A, <i>Cytherella parallela</i> , <i>Bairdia</i> cf. sp. 1 Andreu, <i>Rehacythereis</i> sp., <i>Bythocypris amelkisensis</i> , <i>Cythereis namousensis</i> , <i>Reticulocosta</i> gr. <i>tarfayaensis</i> , <i>Peloriops</i> cf. <i>ziregensis</i> , <i>Cytherella tazouguertensis</i> , <i>Paracypris</i> cf. <i>dubertreti</i> , <i>Kalyptovalva</i> ? <i>tifratinensis</i> , <i>Cythereis algeriana</i>			Calcaires inférieurs
Fm. Marnes à gypses inférieur	2 B	Cénomannien inférieur-moyen	<i>Pterygocythere</i> ? cf. <i>neknaffiensis</i> <i>Paracypris</i> cf. <i>dubertreti</i>	Marnes - calcaires
				FM. M 'daouer
				FM. Rhoundjaia

Tab. 9. Distribution des ostracodes dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.

- Paléobiogéographie

- Espèces communes aux trois coupes

Seules 4 espèces sont communes aux 3 coupes de ce travail : *Cytherella* gr. *ovata*, *Bairdia* sp. A, *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Cythereis algeriana*. Il apparaît donc bien une différence entre la faune d'ostracodes du Bassin du Guir et celle des Monts des Ksour. Cela est validé grâce aux 6 espèces communes aux deux coupes du Bassin du Guir (*Cytherella parallela*, *Dolocytheridea atlasica*, *Metacytheropteron berbericus*, *Cythereis algeriana*, *Cythereis namousensis*, *Veeniacythereis maghrebensis*) et aux 6 espèces non retrouvées de la coupe de Berridel (*Cytherella tazouguertensis*, *Bairdia* cf. sp. 1 Andreu, *Bythocypris amelkisensis*, *Rehacythereis* sp., *Peloriops* cf. *ziregensis*, *Kalyptovalva* ? *tifratinensis*). De plus, 3 espèces ne se trouvent que dans la coupe de Rhoundjaïa (*Paracypris mdaouerensis*, *Pterygocythere* ? cf. *neknaffiensis*, *Haughtonileberis mdaouerensis*).

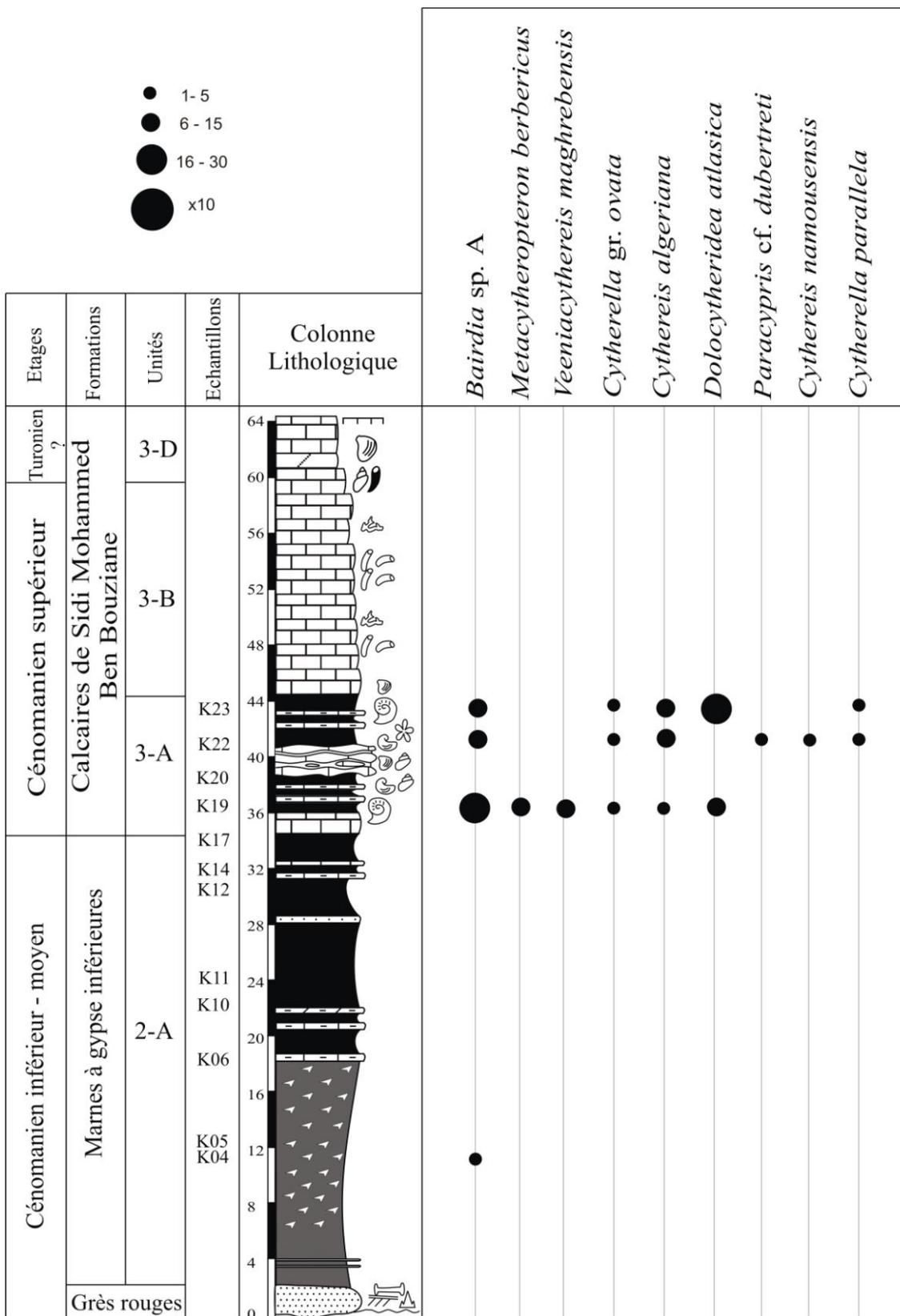


Fig. 50. Lithostratigraphie et distribution des ostracodes dans la coupe de Kénadsa.

- Espèces communes au NO et au NE de l'Algérie

Il y a 8 espèces communes : *Cytherella* gr. *ovata*, *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Paracypris mdaouerensis*, *Dolocytheridea atlasica*, *Metacytheropteron berbericus* (= gr. *parnesi*), *Veeniacythereis maghrebensis*, *Peloriops* cf. *ziregensis* au Cénomaniens ; *Cytherella* gr. *ovata*, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* (= *vitiliginosa*) au Turonien inférieur (?).

- Espèces communes au NO de l'Algérie et au Maroc

Il y a 15 espèces communes au Maroc et au Nord-Ouest de l'Algérie :

- *Cytherella parallela*, *Cytherella tazougertensis*, *Bairdia* cf. sp. 1 Andreu, *Bythocypris amelkisensis*, *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Paracypris mdaouerensis*, *Dolocytheridea atlasica*, *Kalyptovalva* ? *tifratinensis*, *Metacytheropteron berbericus*, *Pterygocythere* ? *neknaffiensis*, *Cythereis algeriana*, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis*, *Veeniacythereis maghrebensis*, *Haughtonileberis mdaouerensis* et *Peloriops* cf. *ziregensis* au Cénomaniens ;

- *Cytherella parallela*, *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Paracypris mdaouerensis*, *Dolocytheridea atlasica*, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* et *Haughtonileberis mdaouerensis* au Turonien.

- Quatre espèces sont spécifiques au Maroc : *Cytherella tazougertensis*, *Bairdia* cf. sp. 1 Andreu, *Bythocypris amelkisensis* et *Pterygocythere* ? cf. *neknaffiensis*. La faune d'ostracodes de ce travail présente plus de similitude avec celle du Maroc qu'avec celle du Nord-Est de l'Algérie. *Cythereis namousensis* étant considérée comme un synonyme de *Cythereis algeriana*, elle n'a pas été citée parmi les espèces du Maroc.

- Espèces communes au NO de l'Algérie et à la Tunisie

Onze espèces sont communes au Nord-Ouest de l'Algérie et à la Tunisie : *Cytherella* gr. *ovata*, *Dolocytheridea atlasica*, *Metacytheropteron berbericus*, *Cythereis algeriana*, *Cythereis namousensis*, *Veeniacythereis maghrebensis*, *Peloriops* cf. *ziregensis* au Cénomaniens ; *Cytherella* gr. *ovata*, *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Paracypris mdaouerensis*, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* et *Haughtonileberis mdaouerensis* au Turonien.

- Espèces communes aux régions sud-téthysiennes (Tabl. 10)

Sur les 19 espèces reconnues, 9 sont présentes au Cénomaniens tout le long de la marge sud-téthysienne [(Maghreb : Maroc, Tunisie), Egypte et Levant] (Fig. 52): *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Paracypris mdaouerensis*, *Dolocytheridea atlasica*, *Metacytheropteron berbericus*, *Cythereis algeriana*, *Cythereis namousensis* (sauf au Maroc ?), *Veeniacythereis maghrebensis*, *Haughtonileberis mdaouerensis* (sauf en Egypte), *Peloriops* cf. *ziregensis* (Tabl. 10; Fig. 55). *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Dolocytheridea atlasica*, *Metacytheropteron berbericus*, *Cythereis algeriana*, *Veeniacythereis maghrebensis*, *Haughtonileberis mdaouerensis* et *Peloriops* cf. *ziregensis* sont aussi présentes dans l'un ou plusieurs de ces pays du Moyen-Orient : Liban, Iran, Irak, Oman, Koweït. *Cytherella* gr. *ovata* et *Cytherella parallela*, deux espèces cosmopolites, très répandues dans le domaine boréal, y sont identifiées avec quelques réserves du fait du caractère subjectif de leur détermination. *Dolocytheridea atlasica* est signalée en Somalie.

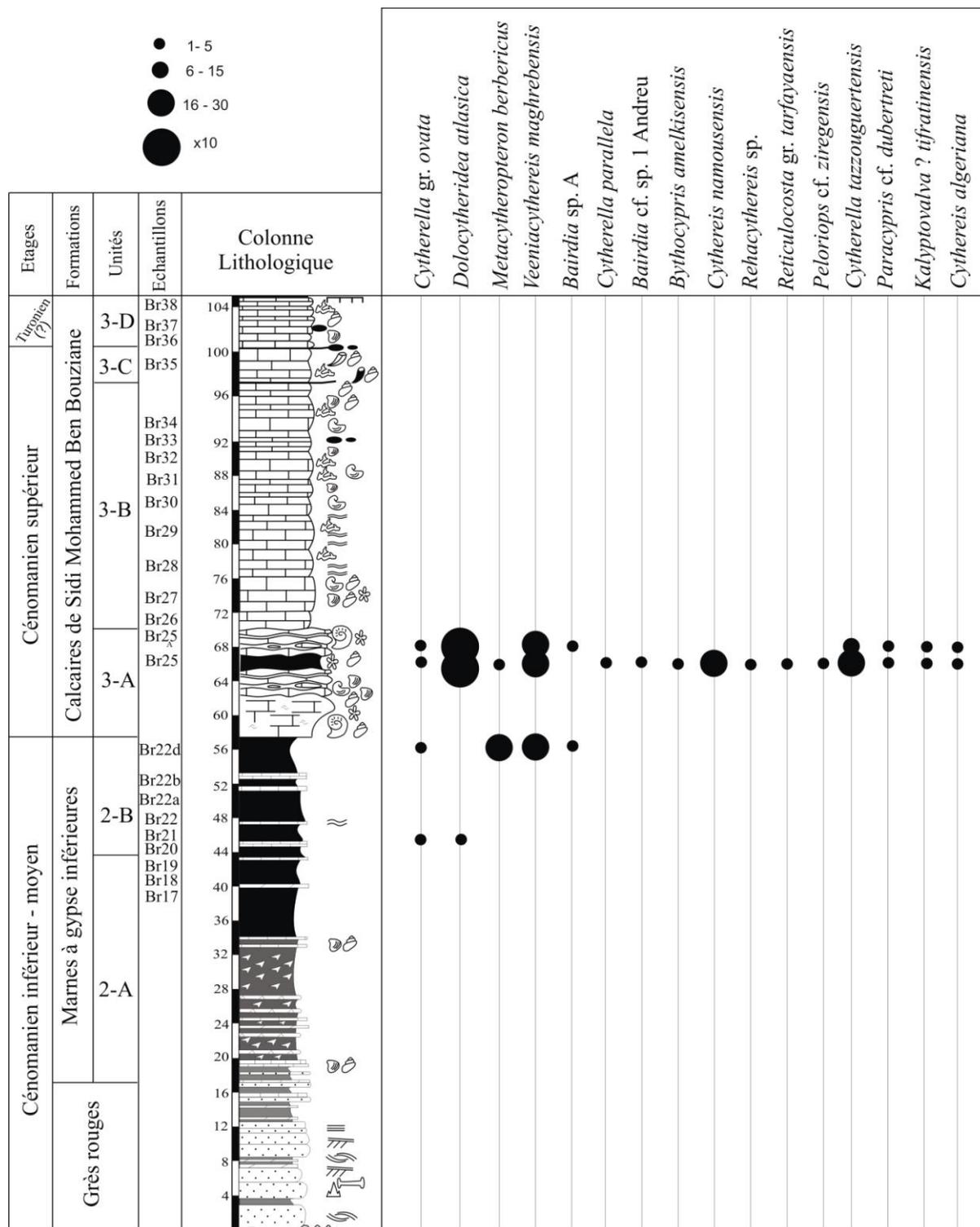


Fig. 51. Lithostratigraphie et distribution des ostracodes dans la coupe de Berridel.

	Portugal	Maroc	Algérie		Tunisie	Lybie	Egypte	Levant		Iran	Irak	Koweït	Arabie Saoudite	Oman	Somalie	Gabon
			Ce Travail	NE												
<i>Cytherella gr. ovata</i> ,		Al	Cs-Ti	V-Ca i	V-S		Ci	C-T								
<i>Cytherella parallela</i> ,		C-T	Cs	V-S			C-T	Cs	C-Ti	C-T						
<i>Cytherella tazougertensis</i>		C	Cs													
<i>Bairdia</i> sp. A			C													
<i>Bairdia</i> cf. sp. 1 Andreu		C	Cs													
<i>Bythocypris amelkensis</i>		Cs-T	Cs													
<i>Paracypris</i> cf. <i>dubertreti</i> ,		Cm-s	Cs	C-Tm	Ti-m		Al-C	Cm-s	Ap-Cs	Cs	Ci					
<i>Paracypris mdaouerensis</i>		Ap-Ti	Cs-Ti	C-Co	T		Al-Ti		C-Ti	C						C
<i>Dolocytheridea atlantica</i> ,		C-Ti	Cs	C-Ti	C	C	Als-T		C-Ti	Als-C	Als-C					C
<i>Kalyptvalva ? tifratinensis</i>		Cs-Ti	Cs				C?									
<i>Metacytheropteron berbericus</i>	Cs	C-Ti	Cs	C	Als-C		Al?-C		C	Al-C			C			
<i>Pterygocythere? cf. neknaffensis</i>		Cm-s	Cs													
<i>Cythereis algeriana</i>		C-Ti	Cs	Cs	Cm-s		C	Cm-s	Cs	Als-Ci	Cs	C				
<i>Cythereis namousensis</i>			Cs	Cs	Cm-s		C		C							
<i>Reticulocosta</i> gr. <i>tarfayaensis</i>		C-T	Cs-Ti	T-S	T		Co									Cs-T
<i>Rehacythereis</i> sp.			Cs													
<i>Veeniacythereis maghrebenis</i>		C	Cs	Cs	Cs		Al?-T		C	Cm-s				C		
<i>Haughtonileberis mdaouerensis</i>		C-T	Cs-Ti	T	Ti-m				Ti		T					Als-C
<i>Peloriops</i> cf. <i>ziregensis</i>		C	Cs	C	C		C	Cs	C		C	C		C		

Tab. 10. Répartition des espèces d'ostracodes cénomano-turonien communs aux coupes étudiées et aux marges sud-téthysienne et est-atlantique (Ap : Aptien; Al : Albien; C : Cénomanien; T : Turonien; Co : Coniacien; S : Santonien; Ca : Campanien; i : inférieur ; m : moyen; s : supérieur).

- **Espèces communes avec celles de la marge Est-atlantique**

Paracypris mdaouerensis, *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* et *Haughtonileberis mdaouerensis* sont présentes au Gabon (voir Tabl. 10). Au Turonien, 3 espèces sont présentes sur une grande partie de la marge sud-téthysienne : *Cytherella parallela*, *Paracypris mdaouerensis*, *Haughtonileberis mdaouerensis*.

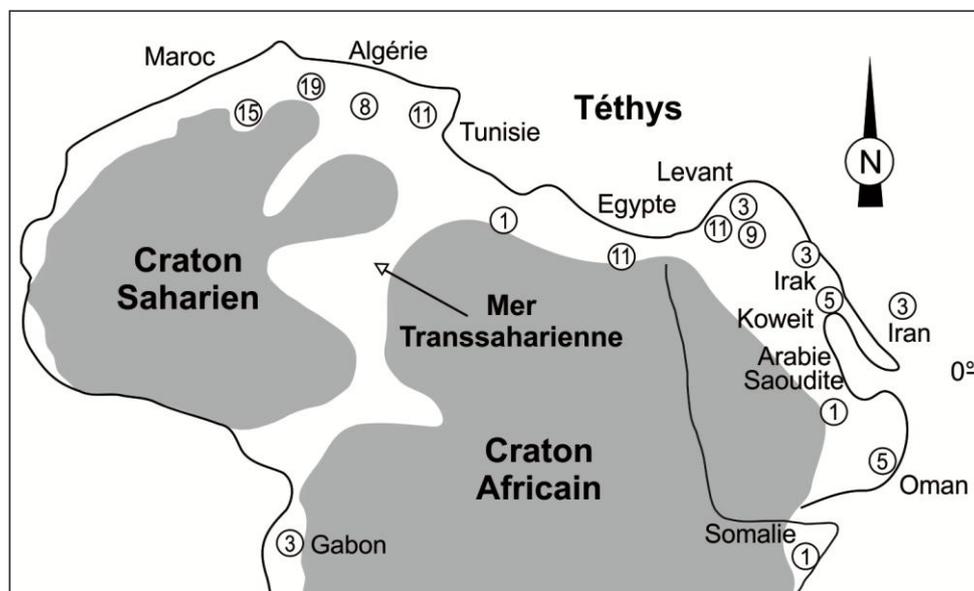


Fig. 52. Distribution paléogéographique des ostracodes céno-mano-turonien des marges sud-téthysienne et est-atlantique (19 : nombre des espèces de ce travail ; les chiffres encadrés indiquent le nombre d'espèces communes à celles de ce travail).

- **Systematique**

Abbréviations désignant les différents gisements :

Sg : coupe de Rhoundjaia ; Br : coupe de Berridel ; K : coupe de Kénadsa.

Classe Ostracoda Latreille, 1806

Ordre Platycopida Sars, 1866

Famille Cytherellidae Sars, 1866

Genre *Cytherella* Jones, 1849

Espèce type: *Cytherina ovata* Roemer, 1841

***Cytherella* gr. *ovata* (Roemer, 1841)**

Pl. XV, Figs 1, 2

Matériel : Plusieurs centaines de carapaces et valves.

Dimensions : L = 0,68 mm ; h = 0,40 mm ; l = 0,31 mm

Gisements : K 19, 22, 23 ; Br 20, 22D, 25, 25'A ; Sg 23, 25, 29, 30, 33, 34, 37, 38, 40.

Remarques : Cette espèce est rare dans les gisements K et Br, mais avec de très nombreux individus dans les gisements Sg, où elle est dominante (plus de 50 %). Tous les individus ont été rattachés à cette espèce typiquement nord-mésogéenne, mais leur attribution fondée sur l'appréciation de leur forme extérieure reste subjective (voir Andreu, 1991).

Répartition régionale : Cénomaniens du Bassin du Guir, Cénomaniens supérieurs-Turonien inférieur des Monts des Ksour, Algérie (ce travail). Turonien inférieur de l'Atlas saharien occidental (Bassoullet & Damotte, 1969) ; Vraconnien-Campanien basal du Nord-Est de l'Algérie (Vivrière, 1985).

Répartition générale : Bédoulien ?-Albien du Maroc (Andreu, 1991). Cénomaniens-Turonien du Levant (Rosenfeld & Raab, 1974). Cénomaniens inférieurs d'Égypte (Shahin, 1991 ; El Nady *et al.*, 2008).

***Cytherella parallela* (Reuss, 1846)**

Pl. XV, Fig. 3

Matériel : 6 carapaces, 3 valves.

Dimensions : L = 0,74 mm ; h = 0,41 mm

Gisements : K 22, 23 ; Br 25

Remarques : Espèce rare. Même remarque que pour *Cytherella gr. ovata* quant à l'attribution des spécimens à l'espèce *Cytherella parallela*.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieurs du Bassin du Guir, Algérie (ce travail). Cénomaniens supérieurs de l'Atlas saharien occidental, Algérie (Bassoullet & Damotte, 1969). Vraconnien-Santonien du NE de l'Algérie (Vivrière, 1985).

Répartition générale : Gargasien-Turonien du Maroc (Andreu, 1991). Cénomaniens-Turonien d'Égypte (Shahin, 1991 ; El Nady *et al.*, 2008), du Levant (Rosenfeld & Raab, 1974 ; Babinot & Basha, 1985).

***Cytherella tazougertensis* Andreu, 2013**

Pl. XV, Fig. 4-6

Matériel : 24 carapaces, 3 valves

Dimensions : L = 0,64-0,68 mm ; h = 0,36-0,41 mm

Gisement : Br 25, 25'A

Remarques : Espèce rare. Individus morphologiquement semblables à ceux de l'espèce *Cytherella tazougertensis* décrite par Andreu *et al.*, 2013 dans le Sillon préafricain du Maroc.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieurs du Bassin du Guir, Algérie (ce travail).

Répartition générale : Cénomaniens du Maroc (Andreu, 2013)

Ordre Podocopida Sars, 1866
Super-famille Bairdiacea Sylvester-Bradley, 1948
Famille Bairdiidae Sars, 1888
Sous-famille Bairdiinae Sars, 1888
Genre *Bairdia* McCoy, 1844

Espèce-type : *Bairdia curtus* McCoy, 1844

***Bairdia* sp. A**
Pl. XV, Fig. 7-9

Matériel : 61 carapaces, 25 valves.

Dimensions : L = 0,73-0,86 mm ; h = 0,40-0,58 mm

Gisements : K 4, 19, 22, 23 ; Br 22D, 25'A ; Sg 23, 25

Diagnose : Espèce de petite taille. Les bords dorsal et ventral de la valve gauche dépassent nettement ceux de la valve droite sauf aux extrémités antérieure et postérieure. Le bord dorsal est arrondi. Le bord ventral est convexe. Comparée à *B. pseudoseptentrionalis*, cette espèce est plus petite et ses extrémités antérieure et postérieure sont plus basses. Elle est aussi plus petite que *B. sp. 1* Andreu, 1991, son bord dorsal est plus bombé et le recouvrement de la valve gauche sur la valve droite est plus important.

Remarques : Plus de 20 spécimens dans chaque niveau de K, mais rare dans les gisements de Br et de Sg.

Répartition régionale : Cénomaniens du Bassin du Guir, Cénomaniens supérieurs des Monts des Ksour, Algérie (ce travail).

***Bairdia* cf. sp.1 Andreu, 1991**
Pl. XV, Fig. 10

Matériel : 1 carapace.

Dimensions : L = 0,74 mm ; h = 0,41 mm

Gisement : Br 25.

Remarques : Espèce rare. Proche par la taille et l'aspect des formes juvéniles de *Bairdia* sp. 1 (Andreu, 1991, pl. 11, fig. 12), par la forme de *Bairdia* sp. (Bassoullet & Damotte, 1969, pl. 2, fig. 12) et de *Bairdia* sp. 1 (Andreu, 2013, pl. 3, figs 2-5).

Répartition régionale : Cénomaniens supérieurs du Bassin du Guir, Algérie (ce travail). Turonien inférieur de l'Atlas saharien occidental, Algérie (Bassoullet & Damotte, 1969).

Répartition générale : Cénomaniens du Maroc (Andreu, 1991).

Famille Bythocyprididae Maddocks, 1969
Genre *Bythocypris* Brady, 1880

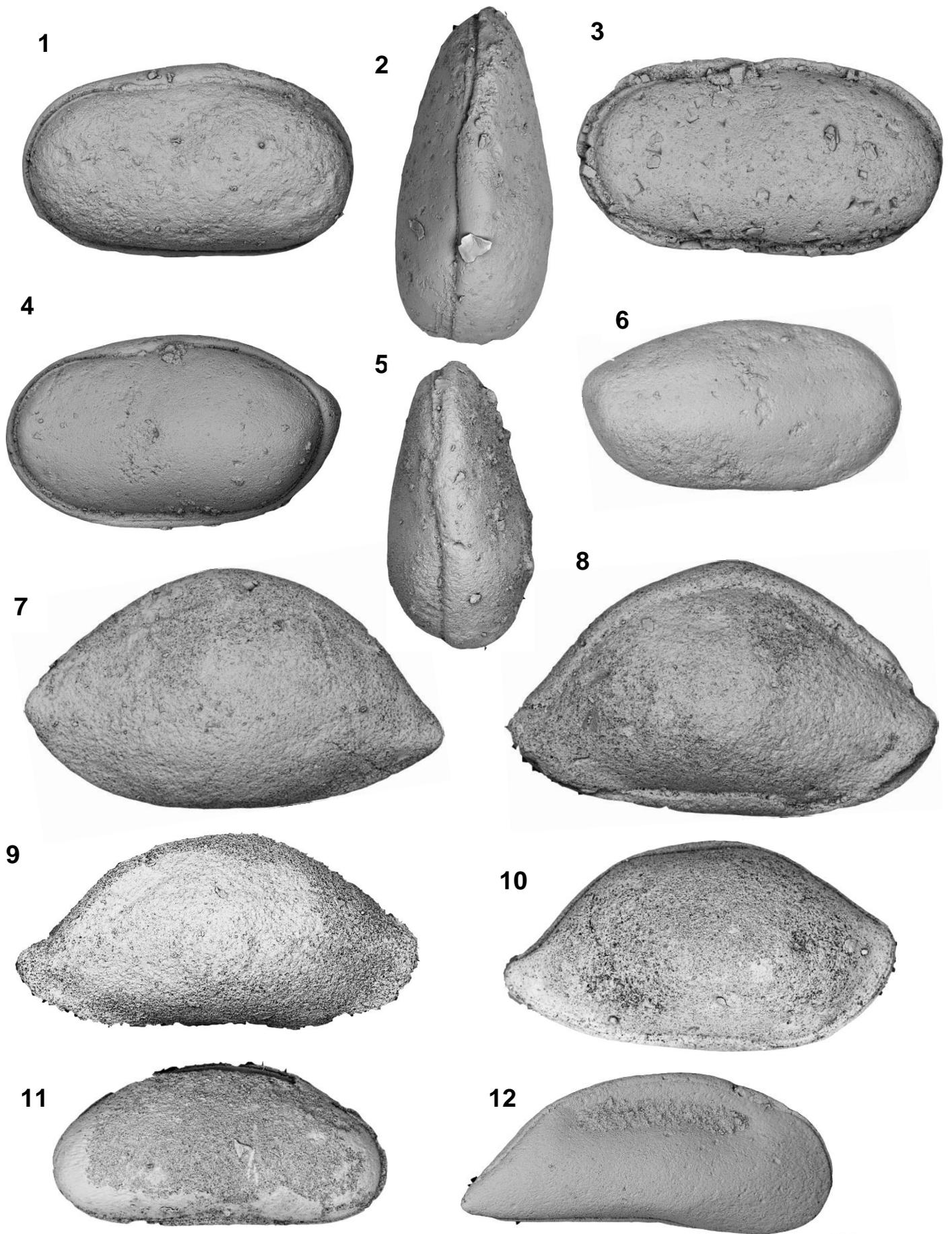
Espèce-type : *Bythocypris reniformis* Brady, 1880

***Bythocypris amelkisensis* Andreu & Ettachfini, 2013**
Pl. XV, Fig. 11

Matériel : 1 carapace.

Dimensions : L = 0,72 mm ; h = 0,33 mm.

Gisements : Br 25.



Remarques : Espèce rare.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur du Bassin du Guir, Algérie (ce travail).

Répartition générale : Cénomaniens supérieur-Turonien du Maroc (Andreu & Ettachfani, 2013).

Super-famille Cypridacea Baird, 1845

Famille Cyprididae Baird, 1845

Sous-famille Paracypridinae Sars, 1866

Genre *Paracypris* Sars, 1866

Espèce-type : *Paracypris polita* Sars, 1866

***Paracypris cf. dubertreti* Damotte & Saint-Marc, 1972**

Pl. XV, Fig. 12

Matériel : 4 carapaces.

Dimensions : L = 0,76 mm ; h = 0,31 mm

Gisements : K 22, Br 25, 25'A, Sg 13'

Remarques : Espèce rare.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur du Bassin du Guir et des Monts des Ksour, Algérie (ce travail).

Cénomaniens-Turonien inférieur du NE de l'Algérie (Vivière, 1985).

Répartition générale : Cénomaniens moyen et supérieur du Maroc (Andreu 1991 ; Andreu *et al.*, 2013). Cénomaniens inférieur et moyen (Bismuth *et al.*, 1995), Turonien inférieur et moyen de Tunisie (Abdallah *et al.*, 2003). Aptien-Cénomaniens supérieur du Levant (*Paracypris acutocaudata* Rosenfeld, 1974 in Rosenfeld & Raab, 1974; Damotte & Saint-Marc, 1972; Morsi & Wendler, 2010).

Albien-Cénomaniens d'Egypte (*Paracypris acutocaudata* in Boukhary *et al.*, 1977; Shanin, 1991; Ismail, 1999; Morsi & Bauer, 2001; Abd-Elshafy, 2002; Bassiouni, 2002) ; El-Nady *et al.*, 2008). Cénomaniens inférieur du Koweït (Al-Abdul-Razzaq, 1977).

***Paracypris mdaouerensis* Bassoullet & Damotte, 1969**

Pl. XVI, Fig. 13-15

Matériel : Plus d'une centaine de carapaces.

Dimensions : L = 0,71-0,78 mm ; h = 0,33-0,34 mm ; l = 0,26 mm

Gisements : Sg 23, 25, 29, 30, 33, 34, 37, 38, 40.

Remarques : Nombreux spécimens dans les gisements Sg 23, 30, 33, 40.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur ? des Monts des Ksour, Algérie (ce travail).

Turonien inférieur de l'Atlas sahariens occidental, Algérie (Bassoullet & Damotte, 1969). Cénomaniens-Coniaciens du NE de l'Algérie (Vivière, 1985).

Répartition générale : Aptien-Turonien inférieur du Maroc (Andreu, 1991, 2013). Turonien de Tunisie (Abdallah *et al.*, 2003; Bismuth *et al.*, 1995). Albien-Turonien inférieur d'Egypte

(Shahin, 1991 ; Ismail & Soliman, 1997; Ismail, 1999; Morsi & Bauer, 2001; Abd-Elshafy *et al.*, 2002; Bassiouni, 2002 ; El-Nady *et al.*, 2008). Cénomaniens- Turonien inférieur du Levant (Rosenfeld & Raab, 1974; Lipson-Benitah *et al.*, 1985; Babinot & Basha, 1985; Schulze *et al.*, 2004; Morsi & Wendler, 2010). Cénomaniens du Gabon (Neufville, 1973).

Super-famille Cytheracea Baird, 1850

Famille Cytherideidae Sars, 1925

Sous-famille Cytherideinae Sars, 1925

Genre *Dolocytheridea* Triebel, 1938

Espèce-type : *Cytherina hilseana* Roemer, 1941

***Dolocytheridea atlasica* Bassoullet & Damotte, 1969**

Pl. XVI, Fig. 16-20

Matériel : Plusieurs dizaines de carapaces et une vingtaine de valves.

Dimensions : L = 0,54-0,56 mm ; h = 0,28-0,30 mm ; l = 0,26 mm

Gisements : K 19, 23 ; Br 20, 25, 25'A

Remarques : Très nombreux spécimens dans le gisement Br 25, 25'A.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur du Bassin du Guir, Algérie (ce travail). Cénomaniens supérieur de l'Atlas sahariens occidentaux, Algérie (Bassoullet & Damotte, 1969). Cénomaniens-Turonien inférieur du NE de l'Algérie (Vivière, 1985).

Répartition générale : Cénomaniens-Turonien inférieur du Maroc (Andreu *et al.*, 2013). Cénomaniens de Tunisie (Ben Youssef, 1980; Bismuth *et al.*, 1981, Gargouri-Razgallah, 1983). Albien supérieur-Turonien d'Egypte (Colin & El Dakkak, 1975; Boukhary *et al.*, 1977 ; Szczechura *et al.*, 1991; Shahin, 1991; Shahin *et al.*, 1994 ; Ismail, 2001 ; Morsi & Bauer, 2001; Bassiouni, 2002; Boukhary *et al.*, 2009). Cénomaniens du Levant (Rosenfeld & Raab, 1974; Babinot & Basha, 1985; Schulze *et al.*, 2004; Morsi & Wendler, 2010). Albien supérieur-Cénomaniens d'Oman (Babinot & Bourdillonde- Grissac, 1989 ; Colin *et al.*, 2001), d'Iran (Grosdidier, 1973), d'Irak (Riche & Prestat, 1980), du Koweït (Andreu *et al.*, 2013). Cénomaniens de Lybie et de Somalie (Colin *et al.*, 2001).

Genre *Kalyptoalva* Howe & Laurencich, 1950

Espèce-type : *Kalyptoalva ovata* (Bosquet, 1854)

***Kalyptoalva ? tifratinensis* Andreu, 1991**

Pl. XVIII, Figs 50, 51

Matériel : 2 carapaces.

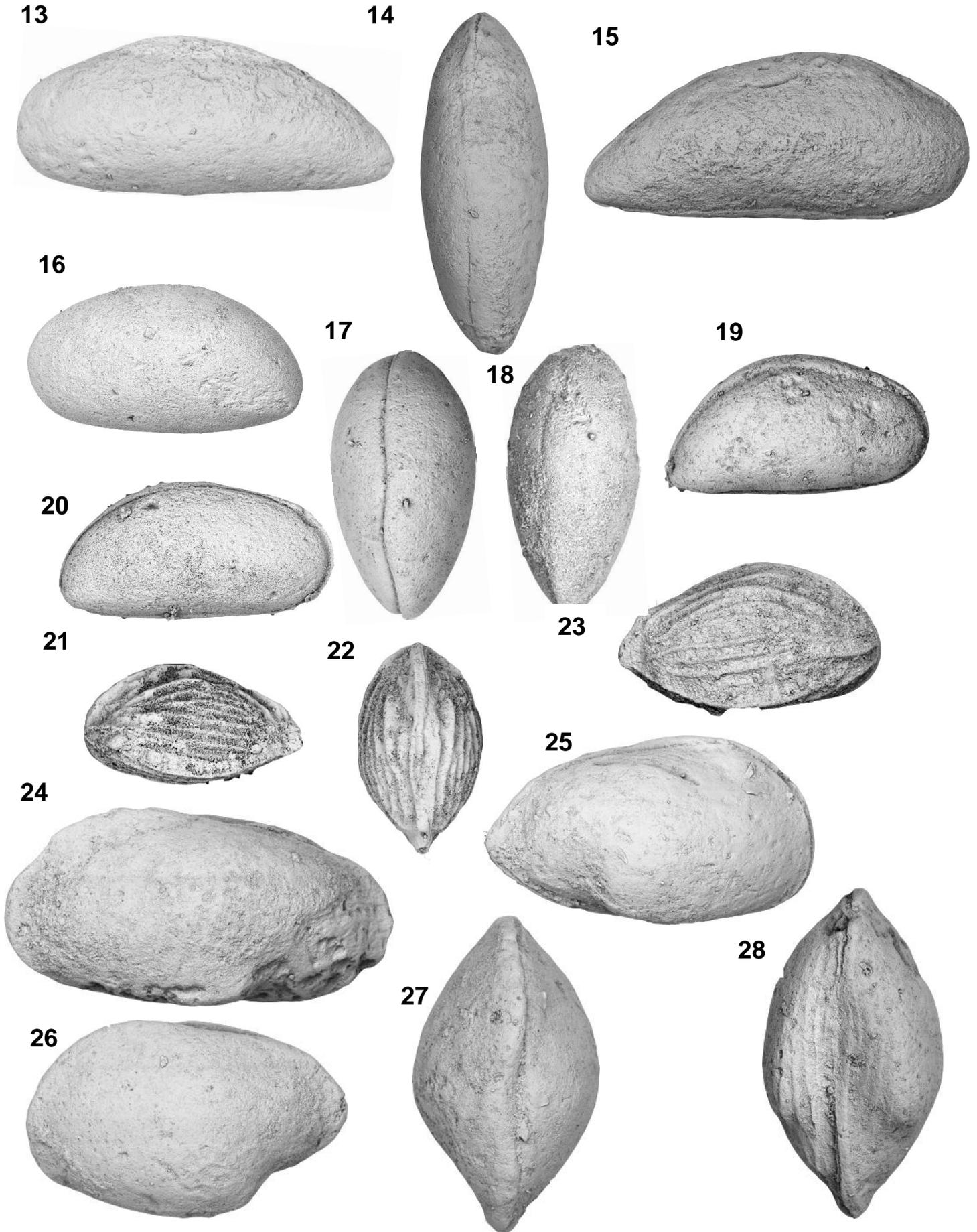
Dimensions : L = 0,80-0,82 mm ; h = 0,36-0,39 mm.

Gisements : Br 25, 25'A

Remarques : Espèce rare.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur du Bassin du Guir, Algérie (ce travail).

Répartition générale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur du Maroc (Andreu, 1991, 2013). Cénomaniens d'Egypte ? (*Candoniella* cf. *qeturaensis* in Szczechura *et al.*, 1991; Morsi & Bauer, 2001).



Famille Cytheruridae Müller, 1894
Sous-famille Cytheropterinae Hanai, 1957
Genus *Metacytheropteron* Oertli, 1957
Type species : *Metacytheropteron elegans* Oertli, 1957

Metacytheropteron berbericus
(Bassoullet & Damotte, 1969)
Pl. XVI, Fig. 21-23

Matériel : 34 carapaces

Dimensions : L = 0,46-0,53 mm ; h = 0,23-0,29 mm ; l = 0,29 mm

Gisements : K19 ; Br 22D, 25

Remarques : nombreux spécimens dans le gisement C. Berridel 22D. *Metacytheropteron* gr. *parnesi* Sohn, 1968 et *M. pleura* Al-Furaih, 1983 sont parfois considérées comme un synonyme de *M. berbericus* (voir Athersuch, 1988).

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur du Bassin du Guir, Algérie (ce travail) et de l'Atlas saharien occidental, Algérie (Bassoullet & Damotte, 1969). Cénomaniens du NE de l'Algérie (Vivrière, 1985 ; Majoran, 1989).

Répartition générale : Cénomaniens-Turonien inférieur du Maroc (*M. gr. parnesi* in Andreu, 1991, 2002, 2013). Albien supérieur-Cénomaniens de Tunisie (Glantzboeckel & Magné, 1959; Ben Youssef, 1980; Bismuth *et al.*, 1981; Gargouri-Razgallah, 1983; Abdallah *et al.*, 1995). (?) Albien-Cénomaniens d'Égypte (Colin & El Dakkak, 1975; Boukhary *et al.*, 1977; Shahin, 1991; Shahin & Kora, 1991; Szczechura *et al.*, 1991; Shahin *et al.*, 1994; Ismail & Soliman, 1997; Ismail, 1999, 2001; Morsi & Bauer, 2001; Bassiouni, 2002; El-Nady *et al.*, 2008; Boukhary *et al.*, 2009). Cénomaniens du Levant (*Metacytheropteron parnesi* in Sohn, 1968; Rosenfeld & Raab, 1974; Babinot & Basha, 1985; Schulze *et al.*, 2004; Morsi & Wendler, 2010), d'Arabie saoudite (*Metacytheropteron pleura* in Al-Furaih, 1983), d'Oman (Athersuch, 1988, 1994; Babinot & Basha, 1985). Albien-Cénomaniens d'Iran (*Metacytheropteron parnesi* in Grosdidier, 1973). Cénomaniens supérieur du Portugal (Babinot *et al.*, 1978).

Famille Trachyleberididae Sylvester-Bradley, 1948
Sous-famille Pterygocytherinae Puri, 1957
Genre *Pterygocythere* Hill, 1954
Espèce-type : *Cypridina alata* Bosquet, 1847

***Pterygocythere* ? cf. *neknaffiensis* Andreu, 1994**
Pl. XV, fig. 24-28

Matériel : 4 carapaces

Dimensions : Mâles : L = 0,80 mm ; h = 0,40 mm

Femelles : L = 0,65-0,69 mm ; h = 0,38-0,41 mm ; l = 0,38 mm

Gisements : Sg 13'

Remarques : Nombreux spécimens uniquement présents dans le gisement Sg13'. Elle ressemble beaucoup par sa forme et sa taille à *Pterygocythere* ? sp. 3 et *P. ? neknaffiensis* décrite par Andreu (1991) dans le Cénomaniens moyen et supérieur du Haut Atlas (Maroc), mais ne présente pas la dépression triangulaire signalée par Andreu. Elle diffère de

Brachycythere dumoni, décrite dans le Turonien moyen de Tunisie par Bismuth *et al.* (1981), par une plus petite taille, un bord ventral sans côte, des extrémités antérieure et postérieure moins pincées, une face ventrale avec des stries longitudinales.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur des Monts des Ksour, Algérie (ce travail).

Répartition générale : Cénomaniens moyen-supérieur du Maroc (Andreu, 1991, 1994).

Sous-famille Trachyleberidinae Sylvester-Bradley, 1948

Genre *Cythereis* Jones, 1949

Espèce type : *Cytherinae ornatissima* Reuss, 1846

***Cythereis algeriana* Bassoullet & Damotte, 1969**

Pl. XVI, fig. 29-32

Matériel : 18 carapaces, 4 valves.

Dimensions : L = 0,77-0,89 mm ; h = 0,39-0,44 mm ; l = 0,41 mm

Gisements : K 19, 22, 23 ; Br 25, 25'A

Remarques : Taille plus petite que celle de l'espèce type.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur du Bassin du Guir (ce travail), de l'Atlas saharien occidental, (Bassoullet & Damotte, 1969) et du NE de l'Algérie (Vivière, 1985).

Répartition générale : Cénomaniens-Turonien inférieur du Maroc (Andreu, 1991; Andreu *et al.*, 2013). Cénomaniens moyen et supérieur de Tunisie (Bismuth *et al.*, 1981; Gargouri-Razgallah, 1983). Cénomaniens d'Egypte (Shahin *et al.*, 1994 ; Morsi & Bauer, 2001) et du Koweït (Al-Abdul-Razzaq & Grosdidier, 1981). Cénomaniens moyen et supérieur du Levant (Damotte & Saint-Marc, 1972; Rosenfeld & Raab, 1974). Albien supérieur-Cénomaniens inférieur d'Iran (Grosdidier, 1973). Albien supérieur-Cénomaniens supérieur d'Oman (Athensuch, 1988; *Rehacythereis algeriana* in Babinot & Bourdillon-de-Grissac, 1989).

***Cythereis namousensis* Bassoullet & Damotte, 1969**

Pl. XVII, Fig. 33-36

Matériel : Une vingtaine de carapaces.

Dimensions : L = 0,60-0,63 mm ; h = 0,33-0,36 mm ; l = 0,32 mm

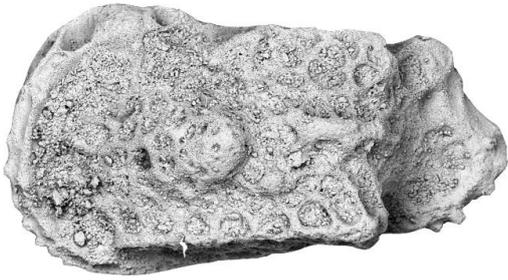
Gisement : K 22 ; Br 25.

Remarque : *Cythereis namousensis* et *C. algeriana*, de plus grande taille, sont morphologiquement ressemblantes.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur du Bassin du Guir (ce travail), de l'Atlas saharien occidental (Bassoullet & Damotte, 1969) et du NE de l'Algérie (Vivière, 1985).

Répartition générale : Cénomaniens moyen et supérieur de Tunisie (Bismuth *et al.*, 1981, 1995; Gargouri-Razgallah, 1983). Cénomaniens d'Egypte (Boukhary *et al.*, 1977; Shahin, 1991; Shahin *et al.*, 1994; Ismail, 2001; Morsi & Bauer, 2001; Bassiouni, 2002; Boukhary *et al.*, 2009), du Levant (Rosenfeld & Raab, 1974; *Rehacythereis* cf. *namousensis* in Babinot & Basha, 1985; Schulze *et al.*, 2004; Morsi & Wendler, 2010).

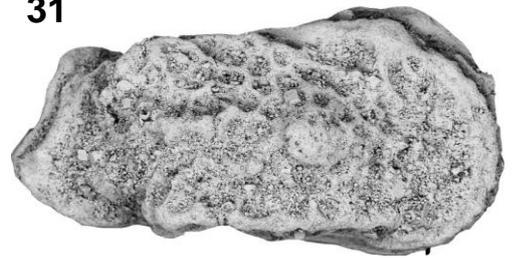
29



30



31



32



33



35



36



34



38



37



39



41



40



42



Genre *Reticulocosta* Gründel, 1974

Espèce-type : *Veenia (Veenia) ornato-reticulata* Reyment, 1963

***Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* (Reyment, 1978)**

Pl. XVII, Fig. 37, 38

Matériel : 1 carapace, 1 valve.

Dimensions : L = 0,68-0,77 mm ; h = 0,39-0,40 mm

Gisements : Sg 37, Br 25.

Remarques : Très rares spécimens. Identiques aux morphes A et C de Andreu, 1991 et proches de Ostracode B3 Glinzboeckel & Magné, 1959 et de *Reticulocosta boulhafensis* Vivière, 1985.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur du Bassin du Guir et Turonien inférieur? des Monts des Ksour, Algérie (ce travail). Turonien-Santonien du NE de l'Algérie (*Reticulocosta* gr. *vigitiginosa* in Vivière, 1985).

Répartition générale : Cénomaniens-Turonien du Maroc (Reyment, 1978; *Oertliella ? tarfayaensis* in Reyment, 1982; Andreu, 1991, 1995, 2002, 2013). Turonien de Tunisie (Bismuth *et al.*, 1981). Coniacien d'Égypte (El Nady, 2002). Cénomaniens supérieur-Turonien du Gabon (« *Cursifina* » GA A 16 et A C 10 in Grosddier, 1979).

Genre *Rehacythereis* Gründel, 1973

Espèce-type : *Cythereis luermannae* Triebel, 1940

***Rehacythereis* sp.**

Pl. XVIII, Fig. 49

Matériel : 1 carapace

Dimensions : L = 0,72 mm ; h = 0,36 mm

Gisement : Br 25

Remarques : Espèce rare, très proche de *R. zizensis* de la fosse pré-africaine, mais dont la surface usée d'en faire la détermination précise.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur du Bassin du Guir, Algérie (ce travail).

Genre *Veeniacythereis* Gründel, 1973

Espèce-type : *Cythereis ? imparia* Gründel, 1968

Veeniacythereis maghrebensis

(Bassoullet & Damotte, 1969)

Pl. XVII, Figs 39-42

Matériel : 80 valves

Dimensions : L = 0,76-0,88 mm ; h = 0,49-0,52 mm ; l = 0,31 mm

Gisements : K 19 ; Br 22D, 25, 25'A.

Remarques : *Veeniacythereis jezzineensis* (Bischoff, 1963) est parfois confondue avec *V. maghrebensis*, car certains auteurs (Rosenfeld & Raab, 1974; Colin & El-Dakkak, 1975; Vivière, 1985; Athersuch, 1988; Majoran, 1988; Szczechura *et al.*, 1991) considèrent que cette dernière serait une forme juvénile de la première (voir discussion dans Morsi & Bauer, 2001).

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur du Bassin du Guir (ce travail), de l'Atlas saharien occidental (Bassoullet & Damotte, 1969) et du NE de l'Algérie (Vivière, 1985).

Répartition générale : Cénomaniens du Maroc (*Veeniacythereis gr. jezzinensis* in Andreu, 2013). Cénomaniens supérieur de Tunisie (Glantzboeckel & Magné, 1959; Bismuth *et al.*, 1981, 1995; Gargouri-Razgallah, 1983). ? Albien-Turonien inférieur d'Égypte (Colin & El-Dakkak, 1975; Boukhary *et al.*, 1977; Shahin, 1991; Szczechura *et al.*, 1991; Shahin *et al.*, 1994; Ismail & Soliman, 1997; Morsi & Bauer, 2001; Bassiouni, 2002). Cénomaniens du Levant (Rosenfeld & Raab, 1974, 1983; Morsi & Wendler, 2010). Cénomaniens supérieur du Koweït (Al-Abdul-Razzaq & Grosdidier, 1981). Cénomaniens d'Oman (Athersuch, 1988, 1994).

Genre *Haughtonileberis*, Dingle, 1969

Espèce-type : *Haughtonileberis haughtoni* Dingle, 1969

Haughtonileberis mdaouerensis
(Bassoullet & Damotte, 1969)

Pl. XVIII, Fig. 43-47

Matériel : Une vingtaine de carapaces.

Dimensions : Mâles : L = 0,76 mm ; h = 0,33 mm ; l = 0,41 mm

Femelles : L = 0,60-0,62 mm ; h = 0,33 mm ; l = 0,24-0,30 mm

Gisements : Sg 23, 25, 29, 33, 34, 38.

Remarques : Présence seulement dans les gisements Sg.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur ? des Monts des Ksour, Algérie (ce travail). Turonien inférieur de l'Atlas saharien occidental, Algérie (Bassoullet & Damotte, 1969). Turonien du NE de l'Algérie (Vivière, 1985).

Répartition générale : Cénomaniens-Turonien du Maroc (Andreu, 1991). Turonien inférieur et moyen de Tunisie (Bismuth *et al.*, 1981 ; Abdallah *et al.*, 2003). Turonien inférieur du Levant (Rosenfeld & Raab, 1974). Turonien d'Irak (Grosdidier & Le Fèvre, 1981). Albien supérieur- Cénomaniens du Gabon (« *Haughtonileberis* » GA C 11 in Grosdidier, 1979).

43



44



45



46



47



48



49



50



51



Genre *Peloriops* Al-Abdul-Razzaq, 1979

Espèce-type : *Peloriops sphaeromata* Al-Abdul-Razzaq, 1979

Peloriops cf. *ziregensis* (Bassoullet & Damotte, 1969)

Pl. XVIII, Fig. 48.

Matériel : 1 carapace.

Dimensions : L = 0,55 mm ; h = 0,31 mm.

Gisements : Br 25.

Remarques : Espèce rare. La surface des valves est lisse, mais elle porte plusieurs boutons : un sur la région du tube tubercule subcentral, deux à la place de la côte médiane et deux dans la partie postérieure.

Répartition régionale : Cénomaniens supérieur du Bassin du Guir (ce travail) et de l'Atlas saharien occidental, Algérie (Bassoullet & Damotte, 1969). Cénomaniens du NE de l'Algérie (Vivière, 1985 ; Majoran, 1989).

Répartition générale : Cénomaniens du Maroc (Andreu, 1991, 2002, 2013), de Tunisie (Ostracode E8 in Glintzboeckel & Magné, 1959; Ben Youssef, 1980 ; Bismuth *et al.*, 1981; Gargouri-Razgallah, 1983; Abdallah *et al.*, 1995), d'Égypte (Morsi & Bauer, 2001), du Levant (Damotte & Saint-Marc, 1972; Rosenfeld & Raab, 1974; Babinot & Basha, 1985), d'Oman (*Peloriops ulosa* in Athersuch, 1988, 1994), du Koweït (*Peloriops ulosa* in Al-Abdul-Razzaq, 1979) et d'Irak (Grosdidier & Le Fèvre, 1981).

II.3. Ichnofossiles

Les ichnofossiles rencontrés sont des empreintes laissées par les activités biologiques des organismes fossiles. Ces traces sont principalement des témoins de déplacement (verticalement ou horizontalement).

- Monts des Ksour (Pl. XIX)

Le Cénomaniens inférieur des coupes de l'Atlas saharien occidental présente des ichnofossiles à la base de l'unité mixte de la Formation d'El Rhelida, tels que *Bergaueria* Prantl, 1945, *Helminthopsis* (Wetzel & Bromley, 1996), *Lockeia* James, 1879, *Planolites montanus* Richter, 1937, *Planolites* cf. *beverleyensis* Bellings, 1862, *Rhabdoglyphus* Vossoevich, 1951, *Spirophycus* Hantzschel, 1962.

Nous avons rencontré *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944, dans l'unité mixte et l'unité des Argiles-calcaires de la Formation d'« El Rhelida », dans l'unité des Calcaires inférieurs (Fig. 9) avec des *Rhizocorallium* Zenker, 1836 et des *Planolites* sp., et dans les Calcaires supérieurs avec les *Planolites* sp., de la Formation de Rhoundjaïa (Tab. 11).

- Bassin du Guir

Les ichnofossiles sont déjà connus dans le Crétacé du bassin du Guir grâce à l'inventaire de Benyoucef (2012) et Benyoucef *et al.*, 2014, 2016. J'ai répertorié *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944 dans la Formation des Grès rouges, en association avec *Alticus* Bromley

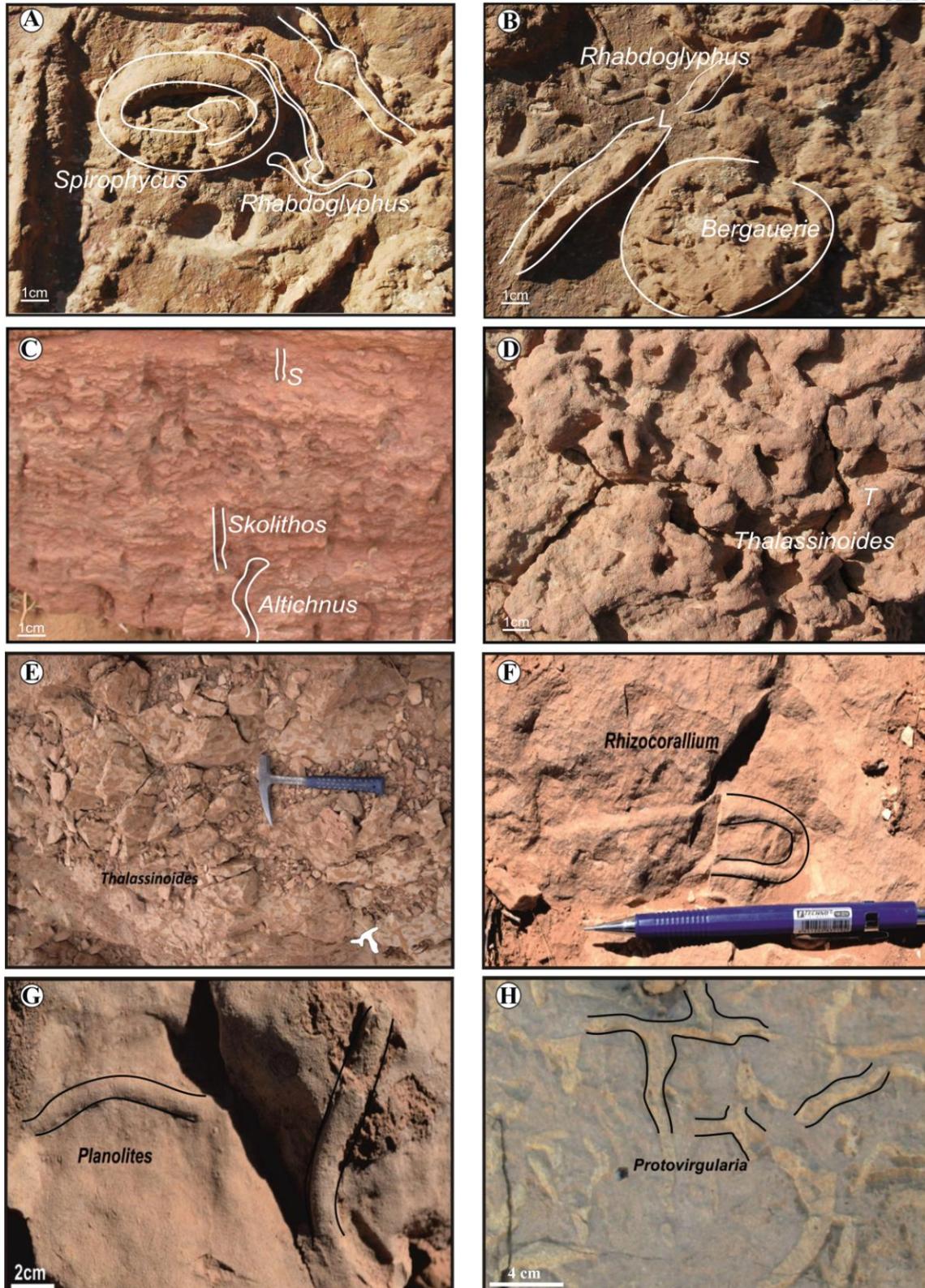


Planche XIX

Fig. A. *Spirophycus*, *Rhabdoglyphus*; Fig. B. cf. *Bergaueria*, *Rhabdoglyphus*; Fig. C. *Skolithos*, *Altichnus*; Fig. D-E. *Thalassinoides*; Fig. F. *Rhizocorallium*; Fig. G. *Planolites*; Fig. H. *Protovirgularia*.

et Hanken (1991), *Arenicolites* Salter, 1857, *Catenichnus* Mc Carthy, 1979, *Monocraterion* Torell, 1870, *Skolithos* Haldeman, 1840, *Thalassinoides* Ehrenberg, 1944], dans l'unité 3B avec *Scolicia* Savi et Meneghini, 1850, *Diplocraterion* Torell, 1870, *Protovirgularia* M'Coy, 1850, *Planolites* sp., et dans l'unité (3-D) de la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane.

BASSIN DU GUIR		ETAGES	MONTES DES Ksour	
FM. Calcaires de Sidi Mohamed Benbouziane	3 D	Turonien inférieur	Cénomannien supérieur	Calcaires supérieurs
	3 C			FM. Rhoundjaja
	3 B	Marnes médianes		
	3 A	Calcaires inférieurs		
FM. Marnes à gypses inférieures	2 B	Cénomannien inférieur-moyen	Marnes - calcaires	FM. M 'daouer
	2 A		Argiles-calcaires	FM. d 'El Relida
FM. Grès rouges			Mixte	FM. d 'El Relida

Tab. 11. Distribution d'ichnofossiles dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.

III. BIOSTRATIGRAPHIE

La similitude des vertébrés récoltés dans la partie basale de l'unité Mixte Carbonaté silicoclastique de la Formation d'El Relida (Monts des Ksour) et dans la Formation des Grès rouges du bassin du Guir sur les deux principaux gisements (Kénadsa et Menaguir), avec celle des "Kem Kem" (Cavin *et al.*, 2001), de Bahariya (Schrank, 1991, 1992; Le Loeuff *et al.*,

2012) et de la Formation Santana (Martill, 2007), permet d'attribuer l'unité Mixte carbonaté silicoclastique et la Formation des Grès rouges au Cénomaniens inférieur.

La partie sommitale de la Formation d'El Rhelida, la Formation de M'daouer (Monts des Ksour) et la Formation des Marnes à gypse inférieures (bassin du Guir), n'ont livré aucun marqueur stratigraphique susceptible de dater ces entités lithologiques, à l'exception de quelques ostracodes limniques dans la partie médiane des argiles à gypse de la Formation de M'daouer (détermination en cours), et deux espèces *Paracypris* cf. *dubertreti* Bassoullet & Damotte, 1969 et *Pterygocythere?* cf. *neknaffiensis* Andreu & Ettachfini, 1994 dans la partie supérieure de l'unité des « marnes-calcaires », et des ostracodes dans la partie sommitale de l'unité (2-B) dans la formation des Marnes à gypses inférieures (Bassin du Guir), indiquant un âge cénomanien moyen à supérieur dans la marge sud-téthysienne.

Les ammonites et les foraminifères planctoniques permettent de compléter le cadre biostratigraphique du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur par comparaison et corrélation avec la biostratigraphie proposée par Meister & Rhalmi (2002) au Maroc, (Robaszynski *et al.* 1990, 1993; Meister & Abdallah. 1996, 2005) en Tunisie et Bengtson (1996).

Les parties basale et médiane de l'unité des calcaires inférieurs de la Formation de Rhoundjaïa (Monts des Ksour) et l'unité (3-A) de la Formation des Calcaires de Sidi Mohammed Ben Bouziane du bassin du Guir, contiennent une association typique d'ammonites *Neolobites vibrayanus* et *Calycoceras (C) naviculare* et correspondent à la zone à *Calycoceras guerangeri* de la Téthys occidentale (Meister, 1989; Courville *et al.*, 1991; Robaszynski *et al.*, 1990, 1993; Courville., 1993; Meister *et al.*, 1992, 1994; Kennedy *et al.*, 2000; Meister & Rhalmi, 2002; Meister & Abdallah 2005). Ces ammonites sont associées dans les Monts des Ksour avec des foraminifères planctoniques [*Whiteinella praehelvetica*, *Diricinella* aff. *imbricata*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Astérohedbergella asterospinosa*] de la partie terminale de la zone à *Rotalipora cushmani* et de la base de la zone à *Whiteinella archaeocretacea*.

Nous signalons également la présence d'une association d'ammonites [*Nigericeras gadeni*, *Fikaites subtuberculatus*, *Fikaites* cf. *varicostatus*, *Vascoceras gamai*] à la base et à la partie médiane de l'unité des marnes médianes de la Formation de Rhoundjaïa, qui indique un intervalle allant de la partie supérieure de la zone à *Metoicoceras geslinianum* (sous-zone à *B. clydense*) jusqu'à la base de la zone à *Neocardioceras juddii* du Cénomaniens supérieur (Kennedy & Cobban. 1991; Chancellor *et al.*, 1994; Meister & Abdallah. 1996, Callapez, 1998; Kennedy *et al.*, 2000, Kennedy. 2000; Meister & Abdallah 2012; Meister & Piuze 2013). Ces ammonites sont associées à des foraminifères planctoniques [*Heterohelix moremani*, *Heterohelix reussi*, *Heterohelix globulosa*, *Praeglobotruncana stephani*, *Muricohedbergella simplex*, *Muricohedbergella delrioensis*, *Whiteinella praehelvetica*] de la partie terminale de la zone à *Rotalipora cushmani* et de la base de la zone à *Whiteinella archaeocretacea*, qui coïncident avec les zones à *M. geslinianum* et à *N. judii* (Tab. 12).

La présence de foraminifères benthiques (*Ammobaculites* sp., *Valvulammina picardi*, *Dorothia trochus*, *Cuneolina* gr.) dans les unités (3-B et 3-C) de la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane, et celles des rudistes (*Apricardia* sp., *Caprinula boissyi*, *Durania* sp. et *Sauvagesia sharpei*) me permettent d'attribuer ces deux unités au Cénomaniens supérieur (Berthou, 1984; Chikhi-Aouimeur *et al.*, 2006; Chikhi-Aouimeur, 2010; Benyoucef

ZONE D'AMMONITES										ZONE FORM. PLANCTO	
TURONIEN INFÉRIEUR	M. nodosoides	Kennedy & Cobban, 1991 Bengtson 1996 (GSSP) Kennedy <i>et al.</i> , 2000 Chancellor <i>et al.</i> , 1994 (partie)	Wright & Kennedy, 1981, Wright <i>et al.</i> , 1984, Lehmann, 1999 et Gale <i>et al.</i> , 2005 (Europe)	Meister <i>et al.</i> , 1992 et Pascal <i>et al.</i> , 1993 (Niger)	Meister & Rhalimi (2002) Charrière <i>et al.</i> , 1998(partie) (Maroc)	Présent travail Monts des Ksour		Busson <i>et al.</i> , 1999 Tinhert	Caron <i>et al.</i> , 2006 Robaszynski <i>et al.</i> , 2010 (Tunisie)	Darwish, M. H <i>et al.</i> , 2010 (Egypte)	Amédro & Robaszynski 2008 (partie) (Tunisie)
		Mammites nodosoides <i>Vascoceras birchbyi</i> <i>Pseudaspidoceras flexuosum</i> <i>Watinoceras devonense</i>	<i>Mammites nodosoides</i> <i>Watinoceras coloradoense</i>	<i>Pseudotissoia nigertensis</i> <i>Vascoceras proprium</i>		<i>Mammites nodosoides</i> <i>Thmasites rollandi</i> <i>Pseudaspidoceras flexuosum</i> <i>Watinoceras sp.</i>	<i>Mammites nodosoides</i>				
CÉNOMANIEN SUPÉRIEUR	N. Juddii	Nigericeras scotti N. juddii Butticeras clydense	Neocardioceras juddii	<i>Vascoceras cauvini</i>	<i>Pseudaspidoceras sp.</i> <i>V. cauvini</i> <i>Pseudaspidoceras pseudonodosoids</i> <i>Nigericeras? sp.</i>	Neocardioceras juddii		Neocardioceras juddii	<i>Pseudaspidoceras pseudonodosoids</i>	<i>Vascoceras cauvini</i>	
		Sciponoceras gracile <i>Metoicoceras mosbyense</i> <i>Calycoceras canitaurinum</i>	<i>Metoicoceras gestlinianum</i> <i>Calucoceras guerangeri</i>	<i>Neolobites vibrayeanus</i>	? <i>Neolobites vibrayeanus</i> ?	<i>Metoicoceras gestlinianum</i> <i>Calycoceras naviculare</i> <i>Neolobites vibrayeanus</i>	<i>Metoicoceras gestlinianum</i> <i>Calycoceras naviculare</i> <i>Neolobites vibrayeanus</i>	<i>Metoicoceras gestlinianum</i> <i>Calycoceras naviculare</i>	<i>Metoicoceras gestlinianum</i>	<i>Metoicoceras gestlinianum</i>	<i>Neolobites vibrayeanus</i>

Tab. 12. Zones d'ammonites (Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur) de l'Algérie comparées aux zones d'ammonites de la marge sud-téthysienne et mondiales (en parallèle avec les zones des foraminifères planctoniques de Tunisie centrale).

et al., 2012, 2015, 2016). Ces deux entités lithologiques seraient équivalentes à l'unité des Marnes médianes et à la base du Membre des calcaires supérieurs de la Formation de Rhoundjaïa (Monts des Ksour).

L'association d'ammonites *Pseudotissotia nigeriensis* et *Choffaticeras sinaiticum* dans la partie basale de l'unité des calcaires supérieurs de la Formation de Rhoundjaïa indique la partie supérieure de la zone à *Watinoceras coloradoense* d'âge Turonien basal (Busson *et al.*, 1999, Nagm *et al.*, 2010, Aly, A. Hewaidy *et al.*, 2010, Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011, Nagm & Wilmsen, 2012.), et *Hoplitoides wohltmanni* de la zone à *Pseudaspidoceras flexuosum*, attribué au Turonien inférieur à moyen.

Les nouvelles données paléontologiques des Monts des Ksour ne présentent pas les marqueurs adoptés à la réunion de Bruxelles (Dhondt, 1995), et ni ceux avancés par Bengtson (1996) ; cela ne nous permet pas encore de placer avec précision la limite d'étage.

La partie supérieure (unité 3-D) de la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane est dépourvue de marqueurs : elle est rapportée au Turonien inférieur par analogie faciologique avec ses équivalents latéraux des régions d'Erfoud, de Ziz et de Goulmima (Maroc), datés par des foraminifères planctoniques de la zone à *Whiteinella archaeocretacea* et de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* (Rhalmi *et al.*, 2000; Ettachfini & Andreu, 2004; Lézin *et al.*, 2012; Andreu *et al.*, 2013). Cette attribution stratigraphique est basée aussi sur les changements sédimentologiques, paléontologiques et paléoenvironnementaux qui marquent la base du Turonien (juste après l'événement OAE2) au Sahara et sur tout le pourtour de la Méditerranée (Grosheny *et al.*, 2008, 2013; Lézin *et al.*, 2012; Lebedel *et al.*, 2013; Wilmsen & Nagm, 2012; Andreu *et al.*, 2013).

V. CONCLUSIONS

L'étude de la macrofaune et de la microfaune récoltées dans les dépôts céno-manuronien des Monts des Ksour et du bassin du Guir, nous a permis de compléter la liste paléontologique des deux bassins et de réviser les attributions stratigraphiques des formations étudiées.

Les assemblages paléontologiques montrent une nette similitude entre les gisements à vertébrés de la Formation d'El Rhelida (Monts des Ksour) et de la Formation des Grès rouges (Bassin du Guir), datés du Cénomanién inférieur.

La présence du Cénomanién supérieur est attestée par l'occurrence de *Neolobites vibrayanus* dans l'unité des calcaires inférieurs de la Formation de Rhoundjaïa et l'unité (3-A) de la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane. De même, la similitude du spectre faunistique échinodermes (*Heterodiadema libycum*, *Mecaster batnensis*, *Tetragramma variolare*), foraminifères benthiques (*Pavonia* gr., *Cuneolina* sp., *Discyclina* sp., *Ammobaculites* sp., *Gravelinella* sp., *Glomospira* sp., *Dorothia trochus*, *Dorothia* cf. *oxycona*, *Dorothia* cf. *gradata*, *Valvulammina picardi*, *Gavelinella berthelini*, *Frondicularia* sp., cf. *Dictyoconus*, *Ammobaculites beniensis*), les ostracodes (*Paracypris* cf. *dubertreti*, *Pterygocythere* ? cf. *neknaffiensis*, *Cytherella* gr. *ovata*, *Bairdia* sp. A, *Paracypris mdaouerensis*, *Cythereis algeriana*, *Haughtonileberis mdaouerensis*, *Reticulocosta* gr. *Tarfayaensis*, *Cytherella tazouguertensis*, *Bythocypris amelkisensis*, *Paracypris* cf. *dubertreti*, *Doloccytheridea atlasica*, *Metacytheropteron berbericus*, *Cythereis namousensis*,

Rehacythereis sp., *Veeniacythereis maghrebensis*, *Peloriops* cf. *ziregensis*, , *Kalyptovalva* ? *tifratinensis*). Ainsi que l'abondance des crinoïdes (composés des *Roveacrinus alatus*, *Roveacrinus communis*, *Applinocrinus* sp.) dans l'unité des marnes médianes de la Formation de Rhoundjaïa, et les ophiures (*Histampica* sp., *Actinozonella* sp., *Ophiojagtus* sp., *Ophiozonella* sp., Ophiidermatidae indet., *Ophioscolex* sp., *Ophiarachna* sp., *Ophiologimus* sp.) dans l'unité (3-A) de la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane.

La présence d'ammonites (*Nigericeras gadeni*, *Fikaites subtuberculatus*, *Fikaites* cf. *varicostatus*, *Vascoceras gamai*) dans l'unité des marnes médianes confèrent un âge Cénomaniens supérieur pour l'unité des marnes médianes;

La partie inférieure des Calcaires supérieurs de la Formation de Rhoundjaïa et les unités (3-B et 3-C) de la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Benbouziane contiennent des foraminifères benthiques *Valvulammina picardi* et *Cuneolina* sp, et une espèce de crinoïde présentée par le genre *Applinocrinus*.

La découverte originale de *Pseudotissotia nigeriensis*, *Choffaticeras sinaiticum* et *Hoplitoides wohltmanni*, nous a permis de proposer une limite entre le Cénomaniens et le Turonien dans les Monts des Ksour.

CONCLUSION GÉNÉRALE

CONCLUSION GÉNÉRALE

Le présent travail est une étude lithostratigraphique, sédimentologique et paléontologique des affleurements céno-mano-turonien du Sud- Ouest algérien.

L'étude lithostratigraphique nous a permis de subdiviser la série étudiée en trois formations: La Formation d'El Rhelida, la Formation de M'daouer et la Formation de Rhoundjaïa, dans les Monts des Ksour; la Formation des Grès rouges, la Formation des Marnes à gypses inférieures et la Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane, dans le Bassin du Guir.

1- La Formation d'El Rhelida a été divisée en deux unités :

a, une unité mixte calcaire-silicoclastique présentant quelques passées à dents isolées de dinosaures (*Spinosaurus aegyptiacus* et *Spinosaurus* sp.), à restes de (*Neoceratodus africanus*, *Mawsonia* sp. et *Lepidotes* sp.) et dents rostrales d'*Onchopristis numidus*;

b, une unité argilo-calcaire qui a mis en place dans un milieu littoral à influence de tempêtes. Cette première formation est attribuée au Cénomanién inférieur par la similitude des restes de vertébrés avec celles découvertes dans le Bassin du Guir et dans les gisements de Baharia (Egypte), de Kem Kem (Maroc) et de Santana (Brésil).

2- La Formation de M'daouer a été scindée aussi en deux entités lithostratigraphiques :

a, une unité basale dominée par des argiles gypsifères à bancs gypseux, analogues aux dépôts d'une sebkha littorale;

b, une unité sommitale formée d'une vire marneuse encadrée par deux bancs calcaires à caractères d'eau peu profonde. La Formation de M'daouer est rapportée au Cénomanién inférieur-moyen par encadrement lithologique, elle se trouve au-dessus de la Formation d'El Rhelida et au-dessous de la Formation de Rhoundjaïa rapportée à la partie basale du Cénomanién supérieur.

3- La Formation de Rhoundjaïa est subdivisée en 3 unités distinctes :

a, l'unité des calcaires inférieurs caractérisée par une biophase riche et diversifiée, dont à *Neolobites vibrayanus* et *Calycoceras naviculare*;

b, l'unité des marnes médianes qui se caractérise par une alternance de marnes avec des bancs de calcaire bioclastique renfermant des ammonites (*Nigericeras gadeni*, *Fikaites subtuberculatus*, *Fikaites* cf. *varicostatus*, *Vascoceras gamai*) et des gastéropodes;

c, l'unité des calcaires supérieurs nous a livré des ammonites (*Pseudotissotia nigerensis*, *Hoplitoides wolhmanni* et *Choffaticeras sinaiticum*).

Les dépôts de cette deuxième formation indiquent un environnement de type rampe carbonatée homoclinale, allant de l'intertidal au subtidal profond.

La faune d'ammonites découverte dans les dépôts de la Formation de Rhoundjaïa indiquent un âge Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur (Fig. 53).

1- La Formation des Grès rouges est marquée par de rares chenaux grésos-conglomératiques à laminations obliques et laminations entrecroisées en auge, indiquant un milieu fluvial, dans la partie méridionale du Bassin du Guir ; Vers le Nord, dans la partie septentrionale du bassin, la formation est formée d'une alternance de grès avec des argiles déposés dans un milieu littoral à influence tidale, voire de tempêtes. Les dépôts de cette formation ont livré des dents isolées de dinosaures (*Spinosaurus aegyptiacus*), des dents de (cf. *Hybodus*, cf. *Bawitius*, *Distobatus nutiae*, *Obaichthys africanus*, *Neoceratodus africanus*, *Onchopristis numidus*, *Calamopleurus africanus*, *Dentilepisosteus? Kemkemensis*) et de crocodiliens (*Laganosuchus? Maghrebensis*). La similitude de ces restes de vertébrés avec celles découvertes dans les gisements de Baharia (Egypte), de Kem Kem (Maroc) et de Santana (Brésil) nous a permis d'attribuer la Formation des Grès au Cénomaniens inférieur (Fig. 54).

2- La Formation des Marnes à gypse inférieures est formée de marnes verdâtres ou rougeâtres à intercalations gypseuses et carbonatées, témoignant d'une sédimentation de sebkha côtière soumise à l'influence épisodique des tempêtes. La Formation des Marnes à gypse inférieures est attribuée par encadrement au Cénomaniens inférieur-moyen.

3- La Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane se compose de quatre unités :

a, l'unité (3-A) formée d'une alternance de marne avec des bancs de calcaire noduleux à *Neolobites vibrayanus*, nautilus, huîtres, échinides, bivalves, gastéropodes, foraminifères benthiques et planctoniques, ostracodes);

b, l'unité (3-B) correspondant à une succession de barres de calcaire massif bioturbé à la base, biolaminé au sommet;

c, l'unité (3-C) est une barre calcaire riche en rudistes (*Apricardia* sp., *Caprinula boissyi*, *Durania* sp. et *Sauvagesia sharpie*);

d, l'unité (3-D) est formée d'une succession de bancs carbonatés minces. La Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane témoigne d'une sédimentation de plate-forme carbonatée de type rampe homoclinale, allant de l'intertidal au subtidal profond. Elle est attribuée au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur.

L'âge Cénomaniens supérieur a été obtenu grâce au contenu paléontologique (ammonites et rudistes) des parties inférieure et médiane de la formation. La partie sommitale de la formation a été attribuée au Turonien inférieur par corrélations faciologiques avec les bassins avoisinants.

La caractérisation des discontinuités sédimentaires et l'analyse des modalités d'empilement des lithofaciès permettent de distinguer quatre méso-séquences "transgression-régression" (S1, S2, S3, S4) avec des limites de séquence d'importance régionale. Ces méso-séquences s'agencent dans une méga-séquence évoluant vers l'ouverture sur la mer franche, puis vers une émergence au Turonien supérieur.

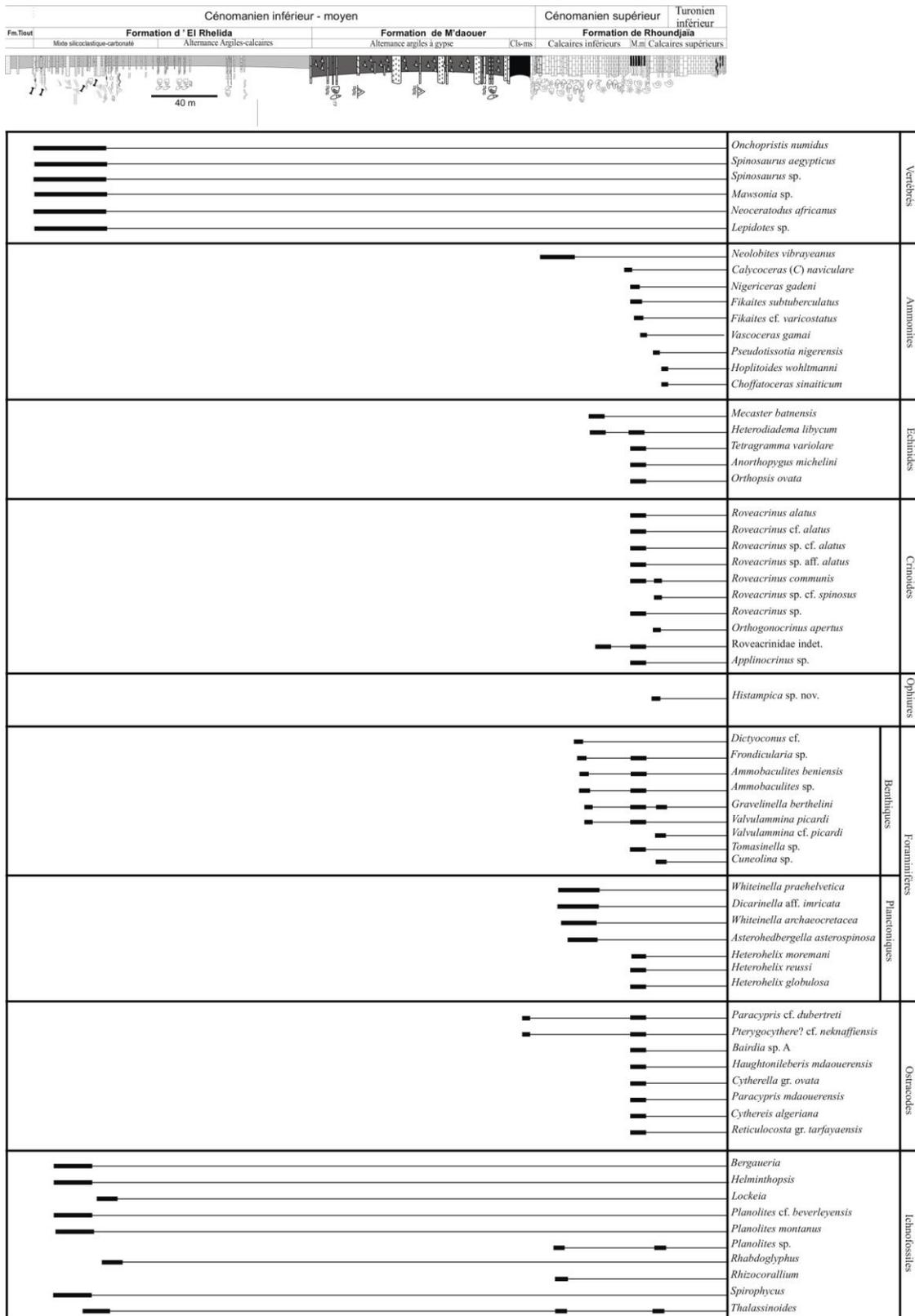


Fig. 53. Lithostratigraphie et distribution des fossiles et ichnofossiles dans l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour).

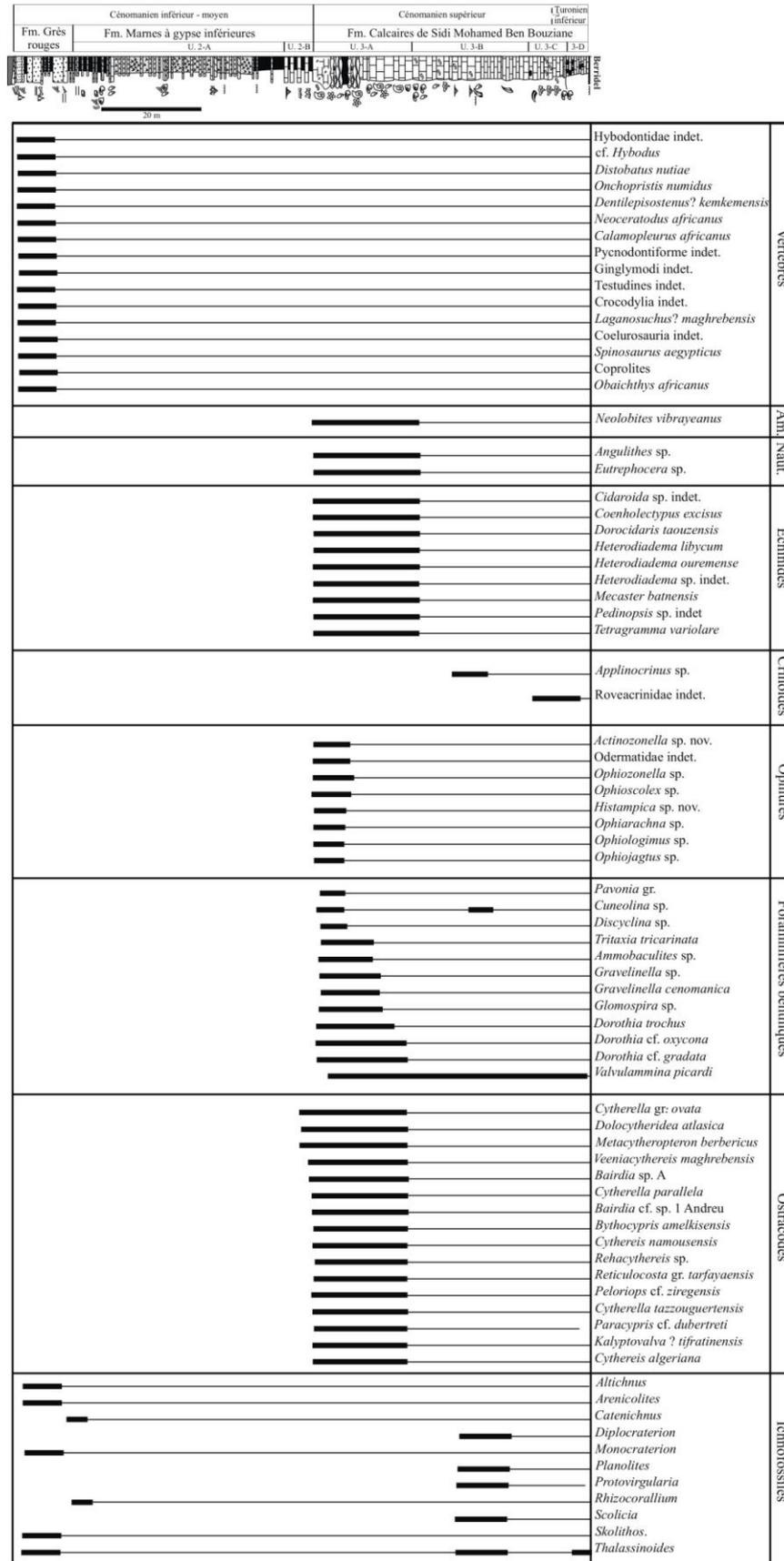


Fig. 54. Lithostratigraphie et distribution des fossiles et ichnofossiles dans le Bassin du Guir.

**RÉFÉRENCES
BIBLIOGRAPHIQUES**

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Abdelhamid, M. A. M. & El Qot, G. M. E. 2001.** Upper Cretaceous echinoids from Gebel El-Hamra and El-Minsherah, North Sinai, Egypt. *Middle East Research Center, Ain Shams University, Earth Science Series*, 15: 1-31.
- Abdelhamid, M. A. M. & Azab, M. M. 2003.** Aptian-Cenomanian echinoids from Egypt. *Revue de Paléobiologie*, 22(2): 851-876.
- Abdelhamid, M. A. M. & Azab, M. M. 2012.** Turonian-Santonian echinoids from Egypt. *Geodiversitas* 34 (3): 575-615.
- Abdallah, H., Memmi, L., Damotte, R., Rat, P. & Magniez-Jannin, F. 1995.** Le Crétacé de la chaîne nord des Chotts (Tunisie du centre-sud) : biostratigraphie et comparaison avec les régions voisines. *Cretaceous Research*, 16: 487-538.
- Abdallah, H., Ben Youssef, M. & Saïd-Benzarti, R. 2003.** Biostratigraphy of the Annaba Clays and the lower Bireno succession, Middle Turonian, Gafsa area, northern southern Tunisia. *Revue de Paléobiologie*, Genève, 22(1): 439-455.
- Abd-Elshafy, E., Ibrahim, N. & Ied, I.M. 2002.** Ostracod biostratigraphy and paleobiography of the Upper Cretaceous in the northern part of the Gulf of Suez. *Egyptian Journal of Paleontology*, Cairo, 2: 157-198.
- Agnolin, F. 2010.** A new species of the genus *Atlantoceratodus* (Dipnoiformes: Ceratodontoidei) from the Uppermost Cretaceous of Patagonia and a brief overview of fossil dipnoans from the Cretaceous and Paleogene of South America. *Brazilian Geographical Journal: Geosciences and Humanities research medium*. berlândia, 1, (2): 162-210.
- Ahr, N. M. 1973.** The carbonate ramp : an alternative to the shelf model. *Trans. Gulf Coast Ass. Geol. Soc.*, 23: 221-225.
- Ahmad, F. & Al-Hammad, A. 2002.** Oysters and echinoids from the Naur Formation (Late Aptian-Early Cenomanian) of Central Jordan. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte* 8: 449-464.
- Aigner, T. & Bachmann, G. H. 1989.** Dynamic stratigraphy of an evaporate to red bed sequence, Gipskeuper (Triassic), south-west German Basin. *Sedimentary Geology*; 62: 5–25.
- Al-Abdul-Razzaq, S.K. 1977.** Study of some Cretaceous Ostracoda of Kuwait. *Unpublished PhD Thesis. University of Michigan*, 436 pp.
- Al-Abdul-Razzaq, S. & Grosdidier, E. 1981.** Ostracode index species from the Cenomanian of the south shelf of the Tethys Sea. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production d'Elf-Aquitaine* 5(2): 173-191.

Alexander, W.A. Kellner, Sergio A.K. Azevedo, Elaine B. Machado, Luciana B. De Carvalho & Deise D.R. Henriques. 2011. A new dinosaur (Theropoda, Spinosauridae) from the Cretaceous (Cenomanian) Alcantara Formation, Cajual Island, Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 83(1): 99-108.

Al-Furaih, A.A.F. 1983. Middle Cretaceous (Cenomanian) Ostracoda from the Wasia Formation of Saudi Arabia. *Paleontological Contributions of the University of Kansas*, 108 : 1-6.

Aly, M. F., Smadi, A., & Abu Azzam, H. 2008. Late Cenomanian-Early Turonian ammonites of Jordan. *Revue de Paléobiologie*, 27(1): 43-71.

Andreu, B. 1991. Les ostracodes du Crétacé moyen (Barrémien à Turonien), le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Strata*, (14): 762 p.

Andreu, B. 1992. Associations d'ostracodes et paléocéologie du Crétacé (Barrémien à Turonien) le long d'une transversale Agadir-Nador (Maroc). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 99: 291-319.

Andreu, B. 1995. Trachyleberididae (ostracodes) du Turonien supérieur (?)-Santonien de la région de Boulmane, Moyen Atlas (Maroc) : Systématique et biostratigraphie. *Revista Española de Micropaleontología*, 27(1): 85-142.

Andreu, B. 2002. Cretaceous ostracode biochronology of Marocco. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 95: 133-152.

Andreu, B., Lebedel, V., Wallez, M.J., Lézin, C. & Ettachfini, E. M. 2013. The Upper Cenomanian-Lower Turonian carbonate platform of the Preafrican Trough, Marocco : Biostratigraphy, paleoecological and paleobiogeographical distribution of ostracodes. *Cretaceous Research*, 45: 213-246.

Andrew, G. S., Bengston, P., & Kennedy, W. J. 2005. Ammonites at the Cenomanian-Turonian boundary in the Sergipe Bassin, Brazil. *Bulletin in of the Geological Society of Denmark*, 52: 167-191.

Arakel, A.V. 1980. Genesis and diagenesis of Holocene evaporitic sediments in Hutt and Leeman lagoons, western Australia. *J. Sediment. Petrol*, 50 (4): 1305-1326.

Arambourg, C. 1940. Le groupe des Ganopristinés. *Bulletin de la Société Géologique de France*, (10):127-147.

Athersuch, J. 1988. The biostratigraphy of Cretaceous ostracods from Oman. In : Hanai T., Ikeya N. & Ishizaki K. (Eds). *Evolutionary biology of ostracoda* : 1187-1206.

Athersuch, J. 1994. The biostratigraphic significance of Cretaceous ostracods from the Arabian Gulf. In : Simmons M.D. (Ed.). *Micropaleontology and Hydrocarbon Exploration in the Middle East*. Chapman & Hall, London: 253-265.

Averianov, A. 2014. Review of taxonomy, geographic distribution, and paleoenvironments of Azhdarchidae (Pterosauria). *ZooKeys* 432: 1–107. doi: 10.3897/zookeys.432.7913

B

Babinot, J.F., Berthou, P.Y., Colin J.P. & Lauverjat, J. 1978. Les Ostracodes du Cénomanién du Bassin Occidental Portugais : biostratigraphie et affinités paléobiogéographiques. *Cahiers de Micropaléontologie* 3 : 11-23.

Babinot, J.F. & Basha, S.A. 1985. Ostracods from the Early Cenomanian of Jordan. A preliminary report. *Geobios*, Lyon, 18(2): 257-262.

Babinot, J.F. & Bourdillon-de-Grissac, C. 1989. Associations d'ostracodes de l'Albien-Maastrichtien du Dhofar (Oman). Affinités paléobiogéographiques et implications géodynamiques. *Bulletin de la Société géologique de France*, 5, (2): 287-294.

Bandel, K. Geys, J. F. 1985. Regular echinoids in the Upper Cretaceous of the Hashemite Kingdom of Jordan. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 104: 97-115.

Barroso-Barcenilla, F. Callapez, P.M. Ferreira Soares, A. & Segura, M. 2011. Cephalopod assemblages and depositional sequences from the upper Cenomanian and lower Turonian of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Journal of Iberian Geology* 37 (1) 2011: 9-28. [doi: 10.5209/rev_JIGE.2011.v37.n1.1].

Bassiouni, M. A. A. 2002. Mid-Cretaceous (Aptian–Early Turonian) Ostracoda from Sinai, Egypt. *Neue Paläontologische Abhandlungen*, Dresden, 5: 1-123.

Bassoullet, J. P. 1973. Contribution à l'étude stratigraphique du Mésozoïque de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Thèse de Doctorat d'Etat*, Paris, 6 (2): 1-497, 50 fig., 32 pls.

Bassoullet, J.P. & Damotte, R. 1969. Quelques ostracodes nouveaux du Cénomanién-Turonien de l'Atlas saharien occidental (Algérie). *Revue de Micropaléontologie* 12(3): 130-144.

Bathurst, R.G.C. 1971. Carbonate sediments and their diagenesis. *Developments in Sedimentology*, 12. Elsevier publishing Company, 620p.

Bengtson, P., 1996. The Turonian stage and substage boundaries. *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique. Sciences de la Terre* 66 (supp), 69–79.

Benton, M. J., Bouazis, S., Buffetaut, E., Martill, D. M., Ouaja, M., Soussi, M., & Trueman, C. 2000. Dinosaurs and other fossil vertebrates from fluvial deposits in the Lower Cretaceous of southern Tunisia. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 157: 227-246.

Ben Youssef, M. 1980. Etude stratigraphique et micropaléontologique du Crétacé des Djebels Koumine et Kharroub. *Thèse de Doctorat de 3e Cycle*, Université de Nice, 104 pp.

- Benyoucef, M., Meister, C., Bensalah, M. & Malti, F.Z. 2012.** La plateforme préafricaine (Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur) dans la région de Béchar (Algérie): stratigraphie, paléoenvironnements et signification paléobiogéographique. *Revue de Paléobiologie, Genève*, 31 (1): 205-218.
- Benyoucef, M., Adaci M., Meister, C., Läng E., Malti, F.Z., Mebarki, K., Cherif A., Zaoui, D., Benyoucef, A. & Bensalah M. 2014.** Le « Continent intercalaire » dans la région du Guir (Algérie : nouvelles données paléontologiques, ichnologiques et sédimentologiques. *Revue de Paléobiologie, Genève*, 33 (1): 281-297.
- Benyoucef, M. & Meister, C. 2015.** Lithostratigraphic evolution, facies analysis and depositional environment of the Cenomanian-lower Turonian in the Guir area, Southwestern Algeria. *Cretaceous Research* 5: 68–88.
- Benyoucef, M., Läng, E., Cavin, L., Mebarki, K., Adaci, M. & Bensalah, M. 2015.** Overabundance of piscivorous dinosaurs (Theropoda: Spinosauridae) in the mid-Cretaceous of North Africa: The Algerian dilemma. *Cretaceous Research* 55: 44–55.
- Benyoucef, M., Mebarki, K., Ferré, B., Adaci, M., Bulot, L. G., Desmares, D., Villier, L., Bensalah, M., Zaoui, D. 2017 (submit.).** Litho - and biostratigraphy, facial patterns and depositional sequences of the Cenomanian-Turonian deposits in the Ksour Mountains (Saharan Atlas, Algeria). *Cretaceous Research*. (submit.).
- Berndt, R. 2003.** Cenomanian echinoids from Southern Jordan. *Neues Jahrbuch für Geologie and paläontologie, Monatshefte*, 2: 73-90.
- Berthou, P. Y., Ferreira, S., A. & Lauerjat, J. 1979.** Mid cretaceous events Iberian field conference 77. Guide I partie Portugal. *Cuadernos geologia Ibérica*, 5: 31-124.
- Berthou, P.Y. 1984.** Albian–Turonian stage boundaries and subdivisions in the Western Portuguese Basin, with special emphasis on the Cenomanian-Turonian boundary in the ammonite facies and rudist facies. *Geological Society of Denmark*, 33: 41-55.
- Bismuth, H., Boltenhagen, C., Donze, P., Le Fèvre, J. & Saint-Marc, P. 1981.** Le Crétacé moyen et supérieur du Djebel Semmama (Tunisie du Centre-Nord) ; microstratigraphie et évolution sédimentologique. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production d'Elf- quitaine*, 5(2): 193-267.
- Bismuth, H., Damotte, R., Robaszinski, F. & Said-Benzarti, R. 1995.** Tunisian cenomanian ostracodes in a distal environment. In : Ríha (Ed.), *Ostracoda and Biostratigraphy*, Balkema, Rotterdam : 129-139.
- Blanckenhorn, M. 1925.** Die Seeigelfauna der Kreide Palästinas. *Palaeontographica*, 67: 83-113.
- Boggs, S. 2006.** Principles of Sedimentology and Stratigraphy. *Fourth edition*. Pearson Prentice Hall.

Bontognali, T. R. R., Vasconcelos, C., Warthmann, R. J., Bernasconi, S. M., Dupraz, C., Strohmenger, C. J., & McKenzie, J. A. 2010. Dolomite formation within microbial mats in the coastal sabkha of Abu Dhabi (United Arab Emirates). *Sedimentology*, 57 (3): 824–844.

Bouaziz, S., Buffetaut, E., Ghanmi, M., Jaeger, J. J., Martin, M., Mazin, J. M. & Tong, H. 1988. Nouvelles découvertes de vertébrés fossiles dans l'Albien du Sud tunisien. – Bull. Soc. géol. Fr., 8 (4): 335-339.

Bouillin, J.P. 1986. Le bassin maghrébin : une ancienne limite entre l'Europe et l'Afrique à l'Ouest des Alpes, Bull. Soc. Geol. Fr., 8 (4): 547-558.

Boukhary, M., Eissa, R. & Kerdany, M. 1977. Some ostracod species from the Galala Formation, western coast of the Gulf of Suez, Egypt. *Proceedings of the Egyptian Academy of Science*, Cairo, 30: 155-161.

Boukhary, M., Morsi A.-M. M., Eissa R. & Kerdany M. 2009. Late Cenomanian ostracod faunas from the area south of Ain Sukhna, western side of the Gulf of Suez, Egypt. *Geologia Croatica*, 61(1): 19-31.

Brenchley, P. J. 1985. Storm influenced sandstone beds. *Modern Geology*, 9: 369-396.

Brito, P. M., & Martill, D. M. 1999. Discovery of a juvenile Coelacanth in the lower Cretaceous Crato Formation, northeastern Brazil. *Cybium*, 23: 311-314.

Brito, P.M. & Yabumoto, Y. 2011. An updated review of the fish faunas from the Crato and Santana formations in Brazil, a close relationship to the Tethys fauna. *Bulletin of the Kitakyushu Museum of Natural History and Human History*, 9: 107-136.

Brito, P. M., Lindoso, R. M., Carvalho, I. S., & Machado, G. D. P. 2016. Discovery of y Obaichthyidae gars (Holostei, Ginglymodi, Lepisosteiformes) in the Aptian Codo Formation of the Parnaíba Basin: Remarks on paleobiogeographical and temporal range. *Cretaceous Research*, 59: 10-17.

Bromley, R. G. 1967. Some observations on burrows of thalassinidean Crustacea in Chalk hardgrounds. *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, 123: 157–182.

Bromley, R.G. 1975. Trace fossils at omission surfaces. In: *The Study of Trace Fossils* (Ed. R.W. Frey), Springer-Verlag, New York, pp. 399–428.

Brown, B J. & Farrow, G. E. 1978. Recent dolomitic concretions of crustacean burrow origin from Loch Sunant, west coast of Scotland. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 825-834.

Buffetaut, E. 1989. New remains of the enigmatic dinosaur *Spinosaurus* from the Cretaceous of Morocco and the affinities between *Spinosaurus* and *Baryonyx*. *Neues Jahrbuch fur Geologie und Palaöontologie, Monatshefte*, 1989 (2): 79-87.

Buffetaut, E. & Ouaja, M. 2002. A new specimen of *Spinosaurus* (Dinosauria, Theropoda) from the lower Cretaceous of Tunisia, with remarks on the evolutionary history of the Spinosauridae. *Bulletin de la Société géologique de France*, 173 (5): 415-421.

Burchette, T.P. & Wright, V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79: 3-57.

Busson, G., Dhondt, A., Amédéo, F., Néraudeau, D., & Cornée, A. 1999. La grande transgression du Cénomanién supérieur-Turonien inférieur sur la Hamada de Tinrhert (Sahara algérien): datations biostratigraphiques, environnement de dépôt et comparaison d'un témoin épicrotonique avec les séries contemporaines à matière organique du Maghreb. *Cretaceous Research*, 20: 29-46.

C

Callapez, P. 2001. Upper Cenomanian and Lower Turonian Ammonite Biostratigraphy of West-Central Portugal. Bull. Soc. d'Etude Sci. Nat. d'Elbeuf, Spec. Num. "Colloque sur le Cenomanien": 23-26.

Candeiro, C. R. A., Abranches, C. T., Abrantes, E. A., Avilla, L. S., Martins, V. C., Moreira, A. L., Torres, S. R., & Bergqvist, L. P. 2004. Dinosaurs remains from western S. O. Paulo state, Brazil (Bauru Basin, Adamantina Formation, Upper Cretaceous). *J South Am Earth Sci*, 18: 1-10.

Candeiro, C. R. A., Martinelli, A. G., Avilla, L. S., & Rich, T. H. 2006. Tetrapods from the Upper Cretaceous (Turonian-Maastrichtian) Bauru Group of Brazil: a reappraisal. *Cretaceous Research*, 27: 923-946.

Carvalho, M. S. S. & Maisey, J. G. 1999. Ocorrências de peixes celacantídeos no Cretáceo Inferior da Bacia do Parnaíba, Estado do Maranhão, Brasil. *Boletim de Resumos do Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 16: 35.

Carvalho, M. S. S. 2002. O gênero *Mawsonia* (Sarcopterygii, Actinistia) no Cretáceo das bacias Sanfranciscana, Tucano, Araripe, Parnaíba e São Luís. Rio de Janeiro. PhD thesis, *Universidade Federal do Rio de Janeiro*, 177 p.

Carvalho de M. S. S, Maisey, J. G. 2008. New occurrence of *Mawsonia* (Sarcopterygii: Actinistia) from the Early Cretaceous of the Sanfranciscana Basin, Minas Gerais, southeastern Brazil. *Geological Society, London, Special Publications*, 295: 109-144.

Cavin, L., Boudad, L., Duffaud, S., Kabiri, L., Le Loeuff, J., Rouget, I. & Tong, H. 2001. L'évolution paléoenvironnementale des faunes de poissons du Crétacé supérieur du bassin du Tafilalt et des régions avoisinantes (Sud-Est du Maroc) : implications paléobiogéographiques. *Earth and Planetary Sciences*, 333: 677-683

Cavin, L. & Forey, P. L. 2004. New mawsoniid coelacanth (Sarcopterygii, Actinistia) remains from the Cretaceous of the Kem Kem beds, SE Morocco. In: Arratia G & Tintori A (Eds), *Mesozoic Fishes 3 – Systematics, Paleoenvironments and Biodiversity*. Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München, p. 493-506.

Cavin, L., Suteethorn, V., Buffetaut, E. & Tong, H. 2007. A new Thai Mesozoic lungfish (Sarcopterygii, Dipnoi) with an insight into post-Palaeozoic dipnoan evolution. *Zool J Linn Soc*, 149: 141–177.

Cavin, L., Tong, H., Boudad, L., Meister, C., Piuz, A., Tabouelle, Aarab, J. M., Amiot, R., Buffetaut, E., Dyke, G., Hua, S. & Le Loeuff, J. 2010. Vertebrate assemblages from the early Late Cretaceous of southeastern Morocco: An overview. *Journal of African Earth Sciences* 57: 391–412.

Cavin, L., Boudad, L., Tong, H., Läng, E., Tabouelle, J. & Vullo, R. 2015. Taxonomic Composition and Trophic Structure of the Continental Bony Fish Assemblage from the Early Late Cretaceous of Southeastern Morocco. *Plos One* 10(5): e0125786. doi:10.1371/journal.pone.0125786.

Chabane, K. 2015. Le Cénomaniens-Turonien du Nord de Tebessa (Nord-Est Algérie). *Thèse de Doctorat. Université de Tebessa. Algérie.* 153p.

Chancellor, G.R., Kennedy, J.W. & Hancock, J. 1994. Turonian ammonite faunas from Central Tunisia. *Special Papers in Palaeontology*, 50: 118 p.

Chaodumrong, P. & Rao, P. 1992. Depositional environments of Triassic carbonates, Lampang Group, Central North Thailand. National Conference on ‘‘Geologic Resources of Thailand: Potential for Future Development’’, 17-24 November, 1992, *Bangkok, Thailand*, 355-362.

Chikhi-Aouimeur, F. 1996. *Caprinula aff. Cedrorum* (Blanckenhorn) from the Upper cenomanian of Western Algeria. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **12(2)** : 179-184.

Chikhi-Aouimeur, F. 1998. Distribution paléogéographique des rudistes du Cénomaniens moyen à supérieur en Algérie. *Geobios*, **22**, 93-99.

Chikhi-Aouimeur, F. 2002. Distribution biostratigraphique des rudistes en Algérie : état des connaissances, perspectives d’étude. *Mém. Serv. Géol. Alg.* 11: 115-131.

Chikhi-Aouimeur, F., Nouh Mefnoune, B., & Bankih, K. 2006. Rudistes du Cénomaniens et du Turonien de la région de Ghardaïa (Mzab, Algérie). Paléontologie, biostratigraphie et paléobiogéographie. *Mémoire du Service Géologique National, Algérie*, 13: 199-207.

Chikhi-Aouimeur, F., 2010. L’Algérie à travers son patrimoine paléontologique: Les rudistes. *Edition Baosem.* 270p.

Choubert, G. 1942. Signification tectonique du seuil du Siroua et du bloc oriental du massif central du Haut-Atlas. *Bulletin de la Société des Sciences Naturelles du Maroc*, **22**, 126-136.

Choubert, G. 1943. Quelques réflexions sur la terminaison orientale de l’Anti Atlas. *Bulletin de la Société d’Histoire Naturelle, Maroc, Rabat*, **23**: 61-79.

Claeson, K. M., Sallam, H. M., O'Connor, P. M., & Sertich, J. J. W. 2014. A revision of the Upper Cretaceous lepidosirenid lungfishes from the Quseir Formation, Western Desert, central Egypt, *Journal of Vertebrate Paleontology*, 34 (4): 760-766.

Claudine, M. 2003. Evolution des associations de foraminifères comme bio-indicateurs des paléo-environnements: le bassin subalpin (bassin vocontien et sa marge occidentale) au Cénomanién. *Thèse de Doctorat, Université de strasbourg*, 258p.

Colin, J.P. & El Dakkak, M.W. 1975. Quelques Ostracodes du Cénomanién du Djebel Nezzazat, Sinaï, Egypte. *Revista Española de Micropaleontología*, Número Especial : 49-60.

Colin, J.-P., Platel, J.-P., Roge,r J. & Tambareau, Y. 2001. Nouvelles données sur les faunes d'Ostracodes de l'Albien et du Cénomanién d'Oman : taxonomie et paléobiogéographie. In : Weiss R.H. (Ed.), *Contributions to Geology and Palaeontology of Gondwana*. Geological Institute, University of Cologne: 89-109.

Coffey, B.P. & Read, J.F. 2004. Mixed carbonate-siliciclastic sequence stratigraphy of a Paleogene transition zone continental shelf, Southeastern USA. *Sedimentary Geology*, 166: 21-57.

Collinson, J.D. & Thompson, D.B. 1982. Sedimentary Structures. *George Allen and Unwin*, London, 194p.

Colombié, M. 2000. Sédimentologie, stratigraphie séquentielle et cyclostratigraphie du Kimméridgien du Jura suisse et du Bassin vocontien (France) : relations plate-forme – bassin et facteurs déterminants. *Thèse de Doctorat. Faculté des Sciences. Université de Fribourg* (Suisse), 196 p.

Coquand, H., 1862. Géologie et paléontologie de la région sud de la province de Constantine. *Mémoires de la Société d'Emulation de la Provence*, 2, 341p.

Cotteau, G., Peron, P & Gauthier, V 1876-1881. Echinides fossiles de l'Algérie. - 1: pt. 3 (1876), Etage Urgo-Aptien et Albien: 90 pp.; pt. 4 (1878), Etage Cenomanien: 1-144; pt. 5 (1879), Etage Cenomanien: 145-234; 2: pt. 6 (1879), Etage Turonien: 110; pt. 7 (1881), Etage Senonien: 118pp., Paris (Masson).

Courville, P., Meister, C., Lang, J., Mathey, B., & Thierry, J. 1991. Les corrélations en Téthys occidentale et l'hypothèse de la liaison Téthys-Atlantique sud: intérêt des faunes d'ammonites du Cénomanién supérieur-Turonien moyen basal du Niger et du Nigéria (Afrique de l'Ouest). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Paris*, 313: 1039-1042.

Courville, P. 1993. Les formations marines et les faunes d'ammonites cénomaniennes et turoniennes (Crétacé supérieur) dans le fossé de la Benoué (Nigeria). *Thèse de Doctorat. Université de Bourgogne, Dijon*, 313 p.

D

Damotte, R. & Saint-Marc, P. 1972. Contribution à la connaissance des ostracodes crétacés du Liban. *Revista Española de Micropaleontología*, 4(3) : 273-296.

Deleau, P. 1951. Les bassins Houillers du Sud oranais dans la région de Béchar-Habadla. *Bulletin du Service Géologique*. Algérie, *Livre I, Stratigraphie*. 275 p.

Destombes, P. 1985. Roveacrinidae nouveaux de l'Albien du Bassin de Paris. *Bulletin trimestriel de la Société géologique de Normandie et Amis du Museum du Havre*, 71: 9–16.

Douglas, J. A. 1908. A note on some new Chalk crinoids. *Geological Magazine*, 5(5): 357–359.

Dronkert, H. 1985. Evaporite models and sedimentology of Messinian and recent evaporites. *Gua Papers of Geology* 24: 1-283.

Dussert, D. 1922. La mine de houille de Kenadsa. *Rapport géologique inédit*.

Dutel, H., Maisey, J.G., Schwimmer, D.R., Janvier, P., Herbin, M. Clément, G. 2012. The Giant Cretaceous Coelacanth (Actinistia, Sarcopterygii) *Megalocoelacanthus dobiei* Schwimmer, Stewart & Williams, 1994, and Its Bearing on Latimerioidei Interrelationships. *PLoS One*, 7(11): e 49911.

Dutheil, D.B. 1999a. An overview of the freshwater fish fauna from the Kem Kem beds (Late Cretaceous, Cenomanian) of southeastern Morocco. In: *Mesozoic Fishes 2 – Systematics and Fossil Record*. *Friedrich Pfeil, München*, pp. 553–563.

E

El-Nady, H. 2002. Upper Cretaceous ostracods from Northeastern Sinai, Egypt : Taxonomy and Paleobiogeography. *Revue de Paléobiologie, Genève*, 21(2) : 587-638.

El-Nady, H., Abu-Zied, R. & Ayyad, S. 2008. Cenomanian - Maastrichtian ostracods from Gabal Arif El-Naga anticline, Eastern Sinai, Egypt. *Revue de Paléobiologie, Genève* 27(2): 533-573.

El Qot, G., Fürsich, F. T., Abdel-Gawad, G. & Hannaa, W. 2009. Taxonomy and palaeoecology of Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) echinoids from eastern Sinai, Egypt. *Beringeria*, 40: 55-98.

El Qot, G. M. 2010. Upper Cretaceous Echinoids from the Galala Plateau, North Eastern Desert, Egypt. *Revue de Paléobiologie, Genève* 29 (1): 261-291.

Emberger, J. 1960. Esquisse géologique de la partie orientale des monts des Ouled Naïl (Atlas saharien, Algérie). 399 p.

Ettachfini, El.M. & Andreu, B. 2004. Le Cénomaniien et le Turonien de la Plate-forme Préafricaine du Maroc. *Cretaceous Research*, 25(2): 277-302.

Ettachfini, El.M., Souhel, A., Andreu, B. & Caron, M. 2005. La limite Cénomaniien-Turonien dans le Haut Atlas central, Maroc. *Geobios*, 38: 75-68.

Ettachfini, E.M. 2008. La transgression au passage du Cénomaniens au Turonien sur le domaine atlasique marocain. Stratigraphie intégrée et relations avec l'événement océanique global. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Chouaïd Doukkali, El Jadida, Maroc, *Strata*, série 2, 45 : 300 pp.

F

Fabre, J., 2005. Géologie du Sahara occidental et central, *Musée Royal de l'Afrique Centrale-Belgique. Tervuren African Geoscience Collection*, 108, 572p.

Ferré, B. 1995. Incidences des événements anoxiques océaniques sur les microfaunes céno-mano-turoniennes du bassin anglo-parisien. *Thèse de Doctorat de l'Université Paris VI - Pierre et Marie Curie, Mémoires des Sciences de la Terre* 95-10, 394 p.

Ferré, B. 1997. Lombardia-facies and saccocomid-like sections in Cretaceous sediments: Whose pieces? - Final Regional Meeting of IGCP Project 362 "Tethyan and Boreal Cretaceous", Stara Lesna, Slovakia, Sept. 29 - Oct. 5, 1997, *Mineralia Slovaca, Bratislava*, 29(4-5): 336-337.

Ferré, B. & Bengtson, P. 1997. An articulated Roveacrinid from the Turonian of the Sergipe Basin, Brazil. - 18th Symposium of the International Association of Sedimentologists, Regional Meeting of IGCP Project 381 "South Atlantic Mesozoic Correlations" and Second European Meeting on the Paleontology and Stratigraphy of South America, Heidelberg, Germany, Sept. 2-4, 1997, *Gaea heidelbergensis*, 3: 128-129.

Ferré, B., & Granier, B., 1997. The Albian stemless microcrinoids (Roveacrinidae, Crinoidea) of the Congo Basin (Angola). In: Abstracts of the XVIII IAS Regional European Meeting of Sedimentology (Heidelberg, September 2-4, 1997). Bechstaedt, T., Bengtson, P. Greiling, R., Schweizer, V. (Eds.). *Gaea Heidelbergensis*, 3: 129-130.

Ferré, B., Fernández-González, M. & Dias-Brito, D. 1999. New insight into *Microcalamoides* Bonet, 1956 - Revised systematics and subsequent bearings. - 5° Simposio sobre o Cretáceo do Brasil / 1er Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, Serra Negra-SP, Brasil, Aug. 29- Sept. 2, 1999, *Boletim*, 8p.

Ferré, B. & Granier, B. 2001. Albian roveacrinids from the southern Congo Basin, off Angola. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 219-235.

Ferré, B., Benyoucef, M., Zaoui, D., Adaci, M., Tchenar, S., Meister, C., Mebarki, K., Piuz, A. & Bensalah, M. 2016. Cenomanian-Turonian roveacrinid microfacies assemblages (Crinoidea, Roveacrinida) from the Tinrhert area (SE Algeria). *Annales de Paléontologie* 102, 225-235 [<http://dx.doi.org/10.1016/j.annpal.2016.09.001>]

Flamand, G. B. M. 1911. Recherches géologiques et géographiques sur le « Haut-Pays de l'Oranie » et sur le « Sahara » (Algérie et Territoires du Sud). *Thèse Sciences*.

Forey, P. L., López-Arbarello, A. & MacLeod, N. 2011. A new species of *Lepidotes* (Actinopterygii: Semiontiformes) from the Cenomanian (Upper Cretaceous) of Morocco. *Palaeontologia Electronica*, 14: 1-12.

Fourtau, R. 1912. Notes sur les échinides fossiles de l'Égypte. *Bulletin de l'Institut Egyptien* 5: 137-176.

Fourtau, R. 1921. Catalogue des invertébrés fossiles de l'Égypte. Terrains Crétacés, 3, échinodermes (Supplément). *Geological Survey of Egypt, Palaeontological Series*, 5 : 101 p.

Frey, R.W. & Pemberton, S.G. 1984. Trace-fossils models. In Walker. R.G(Eds). Facies Models, Geological Association of Canada, Second Edition. *Geoscience Canada Reprint, Series*, 1: 189-207.

G

Gale, A.S., Wood, C.J., Kennedy, W.J., Corfield, R.M. 1993. Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian-Turonian boundary. *Journal of the Geological Society of London*, 150(1): 29-32.

Gale, A.S. 2016. Roveacrinida (Crinoidea, Articulata) from the Santonian–Maastrichtian (Upper Cretaceous) of England, the US Gulf Coast (Texas, Mississippi) and southern Sweden. *Papers in Palaeontology*, 2016: 1-44.

Gargouri-Razgallah, S. 1983. Le Cénomaniens de Tunisie centrale : étude paléoécologique, stratigraphique, micropaléontologique et paléogéographique. Thèse de Doctorat ès Sciences, *Université Claude Bernard*, Lyon, 215 pp.

Gautier, E. F. 1908. Le Sahara algérien.

Gayet, M., & Meunier, F. J. 2001. À propos du genre *paralepidosteus* (ginglymodi, lepisosteidae) du crétacé gondwanien. *Cybium*, 25(2): 153-159.

Gayet, M, Meunier, F. J & Werner, C. 2002. Diversification in polypteriformes and special comparison with the Lepisosteiformes. *Journal of Palaeontology*, 45(2): 361-376.

Gerdes, G., Claes, M., Dunajtschik-Piewak, K., Riege, H., Krumbein, W.W.E. & Reineck, H.E. 1993. Contribution of Microbial Mats to Sedimentary Surface Structures. *Facies, Erlangen*, 29: 61-74.

Gerdes, G., Krumbein, W.E. & Noffke, N. 2000. Evaporite microbial sediments. In: Riding, R., Awramik, S. (Eds.), *Microbial Sediments. Springer-Verlag*, Berlin, 196-208.

Gertsch, B., Keller, G., Adatte, T., Berner, Z., Kassab, A.S., Tantawy, A.A.A., El-Sabbagh, A.M. & Stueben, D. 2008. Cenomanian-Turonian transition in a shallow water sequence of the Sinai, Egypt. *International Journal of Earth Sciences*, 1-18.

Geys, J. F. 1980. *Heterodiadema libycum* (Agassiz & Desor, 1846) a hemicycleroid echinoid from the Campanian of Belgium. *Annales de la Société Géologique du Nord*, 99 : 449-451.

Geys, J. F. 1989. Hemicidaroid echinoids from Upper Cretaceous deposits in the Wadi Qena area (Eastern Desert, Egypt). *Bulletin de l'Institut Royal des Science Naturelles de Belgique*, 59 : 127-135.

Ghosh, P., Adkins, J., Affek, H., Balta, B., Guo, W.F., Schauble, E.A., Schrag, D., & Eiler, J.M. 2006. 13C-18O bonds in carbonate minerals: *A new kind of paleothermometer: Geochimica et Cosmochimica Acta*, 70: 1439–1456.

Ginsburg, R. G. 1975. Tidal deposits - a case book of recent examples and fossil counterparts. *Springer-Verlag*, New York.

Glantzboeckel, C. & Magné, J. 1959. Répartition des microfaunes à plancton et à ostracodes dans le Crétacé supérieur de la Tunisie et de l'Est algérien. *Revue de Micropaléontologie*, 2 (2): 57-67.

Goemann, H.B. 1939. Entgasungskuppen auf den Sedimenten der Niederweser: *Natur und Volk*, 69: 508-512.

Gorzalak, P., Salamon, M. & Ferré, B. 2011. Pelagic crinoids (Roveacrinida, Crinoidea) discovered in the Neogene of Poland. *Naturwissenschaften*, 98(10): 903-8.

Grosdidier, E. 1973. Associations d'Ostracodes du Crétacé d'Iran. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 28 : 131-168.

Grosdidier, E. 1979. Principaux ostracodes marins de l'intervalle Aptien-Turonien du Gabon (Afrique occidentale). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 3(1): 1-35.

Grosdidier, E. & Le Fèvre, J. 1981. Microfaunes et provinces paléoécologiques. Paléogéographie des ostracodes de la Mésogée méridionale. Stratigraphie et paléobiogéographie des ostracodes dans l'intervalle Cénomanién-Santonien du Sud de la Mésogée. *Elf-Aquitaine, Division Exploration- Production, Rapport d'étude confidentiel*.

Grosheny, D., Chikhi-Aouimeur, F., Ferry, S., Benkherouf-Kechid, F., Jati, M., Atrops, F., Redjimi-Bourouiba, W. 2008. The Upper Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) of the Saharan Atlas (Algeria). *Bulletin de la Société Géologique de France*, 179, 593-603.

Grosheny, D., Ferry, S., Jati, M., Ouaja, M., Bensalah, M., Atrops, F., Chikhi-Aouimeur F., Benkerouf-Kechid, F., Negra, H. & Aït Salem, H. 2013. The Cenomanian-Turonian boundary on the Saharan Platform (Tunisia and Algeria). *Cretaceous Research*, 42: 66-84.

Grover, G.J. & Read, J. 1978. Fenestral and associated vadose diagenetic fabrics of tidal flat carbonates, Model Ordovician new market Southwestern Virginia. *Journal of Sedimentary Petrology*, 48: 453-473.

Guillocheau, F. & Hoffert, M. 1988. Zonation des dépôts de tempêtes en milieu de plate-forme : le modèle des plates-formes nord-gondwanienne et armoricaine à l'Ordovicien et au Dévonien. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, 307: 1909-1916.

H

Häntzschel, W. 1941. Entgasungs-Krater im Watten-Schlick. *Natur u Frankfurt*, 71: 312-314.

Hardie, L.H. 1977. Sedimentation on the Modern Carbonate Tidal Flats of Northwest Andros Island, Bahamas. *Johns Hopkins Press, Baltimore*, 202 pp.

Hart, M. B. 1999. The evolution and biodiversity of Cretaceous planktonic foraminifera. *Geobos*, 32 (2): 2047-255.

Herkat, M. 2002. Analyse séquentielle et Révision stratigraphique de coupes du Crétacé supérieur de l'Aurès occidental. *Mém. Serv. Géol. Alg.* 11: 133-154.

Herkat, M. 2003. Analyse quantitative des bioassociations et caractérisation des ensembles paléogéographiques et des cortèges sédimentaires de la série du Cénomano-Turonien (Aurès et Tell oriental). *Paléogéogr. Mésozoïque, Séance spécialisée de la SGF.*, 20 p.

Hernández-Romano, U., Aguilera, N., Martínez-Medrano, M., Barceló, J., 1997. Guerrero-Morelos platform drowning at the Cenomanian-Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, Southern Mexico: *Cretaceous Research*, 18(5): 661-686.

Hess, H. 1960. Über zwei Ophiuren (*Ophiocoma? rasmusseni* n. sp. und *Ophiotitanos tenuis* Spencer) aus der englischen Kreide. *Eclogae geologicae Helvetiae*, 53: 747-757.

Hess, H. 1999. Upper Jurassic Solnhofen Plattenkalk of Bavaria, Germany. In: Hess, H., Ausich, W. I., Brett, C. E. & Simms, M. J. (Eds.), Fossil Crinoids, *Cambridge University Press*, pp. 216-224.

Hess, H. 2015. Roveacrinids (Crinoidea) from the mid-Cretaceous of Texas: Ontogeny, phylogeny, functional morphology and lifestyle. *Swiss Journal of Palaeontology*, 134: 77-107.

Hess, H. & Messing, C. G. 2011. Treatise on Invertebrate Paleontology, Part T. In Ausich, W. I. (Ed.) Echinodermata 2, Revised, Crinoidea. The University of Kansas *Paleontological Institute*, Lawrence, Kansas, 3: 261 p.

Homewood, P. 1982. Evolution of Early planktonic foraminifers. *Mar. Micropal.*, 7: 453-462.

Hou L. H., Yeh H. K'. & Zhao X. J. 1975. Fossil reptiles from Fusui, Kwangshi. *Vertebrata PalAsiatica*, 13: 23-33.

I

Illing, L.V. 1954. Bahamian calcareous sand. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Bulletin*, 38: 1-95.

Ismail A.A. 1999. Aptian-Turonian Ostracods from Northern Sinai, Egypt. *Egyptian Journal of Geology*, Cairo, 43(2) : 293-315.

Ismail A.A. & Soliman S.I. 1997. Cenomanian-Santonian foraminifera and ostracods from Horus well-1, north Western Desert, Egypt. *Micropaleontology*, 43(2): 165-183.

Ismail A.A. 2001. Correlation of Cenomanian-Turonian Ostracods of Gebel Shabraweet with their counterpart in Egypt, North Africa and the Middle East. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 9: 513-533.

J

Jagt, J.W.M. 1999. Late Cretaceous–early Palaeogene echinoderms and the K/T boundary in the southeast Netherlands and northeast Belgium: part 2. Crinoids. *Scripta Geol*, 116: 59–255.

James, N.P. 1984a. Introduction to Carbonate facies models. In: WALKER R. G. (Ed): Facies models. *Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint, Serie 1*, 209-211.

James, N.P. 1984b. Shallowing upward sequence in carbonates. In: WALKER R. G. (Ed): Facies models. *Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint, 1*: 213-226.

Jefferies, R.P.S. 1963. The stratigraphy of the *Actinocamax plenus* Subzone (Turonian) in the Anglo-Paris Basin. *Proceedings of the Geologists' Association*, 74: 1-33.

K

Keller G., Han, Q., Adatte, T. & Burns, S. 2001. Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England *Cretaceous Research*, (2001) 22: 391–422.

Keller, G. & Pardo, A. 2004. Age and paleoenvironment of the Cenomanian–Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado. *Marine Micropaleontology*, 51 (2004) pp 95– 128.

Kennedy, W.J. Cobban, W.A. Hancock, J.M. & Hook, S.C. 1989. - Biostratigraphy of the Chispa Summit Formation at its type locality : a Cenomanian through Turonian reference section for Trans-Pecos Texas. *Bulletin of the Geological Institutions of the University of Uppsala*, N. S., 15 : 39-119.

Kennedy, W.J. & Cobban, W.A. 1991. Stratigraphy and interregional correlation of the Cenomanian-Turonian transition in the Western Interior of the United States near Pueblo, Colorado, a potential boundary stratotype for the base of the Turonian stage. *Newsletters on Stratigraphy*, 24: 1-33.

Kennedy, W.J., Walaszczyk, I. & Cobban, W.A. 2000. Pueblo, Colorado, USA, candidate Global Boundary Stratotype Section and Point for the base of the Turonian Stage of the Cretaceous, and for the base of the Middle Turonian Substage, with a revision of the Inoceramidae (Bivalvia). *Acta Geologica Polonica*, 50: 295-334.

Kidder, D.L. 1990. Facies-controlled shrinkage-crack assemblages in Middle Proterozoic mudstones from Montana, USA. *Sedimentology*, 37: 943-951.

König, E. 1825. Icones fossilium sectiles. London, 1-44.

Kristan–Tollmann, E. 1975. Die Osteokrinusfazies, ein Leithorizont von Schwebcrinoiden im Oberladin–Unterkarn der Tethys. *Erdöl und Kohle, Erdgas, Petrochemie vereinigt mit Brennstoff – Chemie*, 23: 781–789.

L

Laffitte, R. 1939. Etude géologique de l’Aurès. In –8°, 484 p. 26 fig., 35 pl. h. -t., 10 pl. photo h. t., *esquisse géologique* au 1/200 000.

Laporte, L.F. 1967. Carbonate deposition near mean sea-level and resultant facies mosaic: Manlius Formation (Lower Devonian) of New York State. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Bulletin*, 51: 73-101.

Lavocat, R. 1947. Stratigraphie et âge du continental intercalaire dans le Gourara, le Touat et le Tikidelt (Sahara algérien). *Comptes Rendues de l’Académie des Sciences.*, 225, 754 p.

Lavocat, R. 1948. Découverte du Crétacé à vertébrés dans le soubassement de la Hammada du Guir (Sud marocain). *Compte Rendue de l’Académie des Sciences.* Paris, 226: 1291-1292.

Lavocat, R. 1949a. Les gisements de vertébrés crétacés du Sud marocain, *Compte Rendue Sommaire de la Société Géologique de France*, 19 (5): 125-126.

Lavocat, R. 1949b. Quelques observations dans les hammadas du Sud marocain. *Ibid.*

Lavocat, R. 1954. Reconnaissance géologique dans les Hammadas des confins algéromarocains du Sud. *Notes et Mémoires. Edition du Service Géologique du Maroc*, 116, 142 p.

Lauradoux, P. & Deleau, P., 1933. Etude géologique de la région frontière algéro-marocaine au Nord-Ouest de Colomb-Bechar. *Travaux récents des collaborateurs. Fascicule II, Bulletin du Service Géologique. Carte. Géologique. Algérie, 2e série, Stratigraphie*, 125-143.

Le Loeuff, J., Läng, E., Cavin, L. & Buffetaut, E. 2012. Between Tendaguru and Bahariya: on the age of the Early Cretaceous dinosaur sites from the Continental Intercalaire and other African formations.- *Journal of Strati-graphy*, Nanjing, 36: 486-502.

Lebedel, V., Lézin C., Andreu, B., Wallez, M.J., Ettachfini, E. M. & Riquier, L. 2013. Geo-chemical and palaeoecological record of the Cenomanian-Turonian Anoxic Event in the carbonate platform of the Preafrican Trough, Morocco.- *Palæogeography, Palæoclimatology, Palæoecology*, 369: 79-98.

Lebling, C. 1919. Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den WuÈstenAÈgyptens. III. Forschungen in der Baharije-Oase und anderen Gegenden AÈgyptens. Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Mathematische-naturwissenschaftlichen, 29: 1-44.

Leckie, R. M. 1987. Paleocology of mid Cretaceous Planktonic Foraminifera : A comparison of open ocean and epicontinental sea assemblages. *micropal.* 33: 164-176.

Levy, R. 1949. Le bassin du Ziz-Guir. *Rapport Géologique Inédit*, Maroc, Rabat. 35 p.

Lézin. C., B. Andreu., El. M. Ettachfini., M.J. Wallez., V. Lebedel & C. Meister., 2012. The Upper Cenomanian-Lower Turonian of the Preafrican Trough, Morocco. *Sedimentary Geology, Elsevier.* 245-246: 1-16.

Lipson-Benitah, S., Honigstein, A. & Rosenfeld, A. 1985. Early Turonian to Early Senonian biostratigraphy (foraminifera and ostracodes) of Damun-7 borehole, Galilee, Northwestern Israel. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 2: 100-114.

Logan, B.W. 1987. The MacLeod evaporite basin, Western Australia. Holocene environments, sediments and geological evolution. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir*, 44: 1-140.

Logan, B.W., Rezak, R. & Ginsburg, R.N. 1964. Classification and environmental significance of algal stromatolites. *Journal of Geology*, 72: 68-83.

M

Mahboubi, M. 1983. Etude géologique et paléontologique du Crétacé post-Aptien et du Tertiaire de la bordure méridionale du Djebel Amour (Atlas saharien central, Algérie). *Thèse 3eme cycle*, Univ. Oran, 116 p., 26 fig., 3 tabl., 8 pl.

Maisey, J. G. 1986. Coelacanths from the Lower Cretaceous of Brazil. *American Museum Novitates*, 2866: 1-30.

Majoran, S. 1989. Mid-Cretaceous Ostracoda of northeastern Algeria. *Fossils & Strata*, 27 : 1-67.

Martill, D.M. 2007. The age of the Cretaceous Santana Formation fossil Konservat-Lagerstätte of north-east Brazil: a historical review and an appraisal of the biochronostratigraphic utility of its biota.- *Cretaceous Research*, 28: 895-920.

Martin, M. 1984. Deux Lepidosirenidae (Dipnoi) crétacées du Sahara, *Protopterus humei* (PRIEM) et *Protopterus protopteroides* TABASTE. *Palaontologische Zeitung*, 58: 265-277.

Martin, M. 1995. Nouveaux lepidosirenides (Dipnoi) du Tertiaire africain. *Geobios*, 19: 245-280.

Mathey, B., Alzouma, K., Lang, J., Meister, C., Néraudeau, D., Pascal, A., 1995. Unusual faunal associations during Upper Cenomanian-Lower Turonian floodings on the Niger ramp (central West Africa). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 63-75.

Matley, C. 1939. The coprolites of Pijdura, Central Province: *Records of the Geological Survey of India*, 74: 530-534.

Maureen A. O'Leary et al., 2012. A New Fossil Amiid from the Eocene of Senegal and the Persistence of Extinct Marine Amiids after the Cretaceous–Paleogene Boundary. *The American Society of Ichthyologists and Herpetologists*, 4: 603–608.

McGowan, J.A. & J.G. Dyke. 2009. A surfeit of theropods in the Moroccan Late Cretaceous? Comparing diversity estimates from field data and fossil shops. – *Geological Society of America*, 37 (9): 843-846.

Mebarki, K., Adaci, M., Meister, C., Benyoucef, M., Ferré, B., Läng, E., Cavin, L., Zaoui, D., Desmares, D., Villier, L., Malti, F.-Z. & Bensalah, M. 2016a. Lithostratigraphy, Paleoenvironments and sequence evolution of the Cenomanian-Turonian deposits from the Guir area (SW-Algeria). In: Morel, N., Desmares, D., Néraudeau, D. (Orgs.), Colloque Cénomaniens, Le Mans, Volume des résumés, pp. 64-65 [http://www-connexo.univ-brest.fr/geosciences/GFC/pdf/LIVRE_RESUME_Colloque_Cenomanien.pdf].

Mebarki, K., Sauvagnat, J., Benyoucef, M., Zaoui, D., Benachour, H. B., Adaci, M., Mahboubi, M., & Bensalah, M. 2016b. Ostracodes céno-mano-turonien dans l'Atlas saharien occidental et le Bassin du Guir (sud-ouest de l'Algérie): systématique, biostratigraphie et paléobiogéographie. *Revue de Paléobiologie*, Genève, 35 (1): 249-277.

Medeiros, M.A. 2006. Large theropod teeth from the Eocenomanian of northeastern Brazil and the occurrence of Spinosauridae. – *Revista Brasileira de Paleontologica*, 9 (3): 333-338.

Meister, C. 1989. Les ammonites du Crétacé supérieur d'Ashaka-Nigéria: analyse taxonomique, ontogénétique, biostratigraphique et évolutive. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, (Supplément) 13: 1–84.

Meister, C., Alzouma, K., Lang, J. & Mathey, B. 1992. Les ammonites du Niger (Afrique occidentale) et la transgression transsaharienne au cours du Cénomaniens-Turonien. *Geobios*, 25 (1): 55-100.

Meister, C., Alzouma, K., Lang, J., Mathey, B. & Pascal, A. 1994. Nouvelles données sur les ammonites du Niger oriental (Ténéré, Afrique occidentale) dans le cadre de la transgression du Cénomaniens - Turonien. *Geobios*, 27 : 189-219.

Meister, C. & Abdallah, H. 1996. Les ammonites du Cénomaniens supérieur et du Turonien inférieur de la région de Gafsa-Chotts, Tunisie du centre-sud. *Geobios*, Supplément 29 (5): 3–49.

Meister, C. & Rhalmi, M. 2002. Quelques ammonites du Cénomaniens-Turonien de la région d'Errachidia-Boudnid-Erfoud (partie méridionale du Haut Atlas Central, Maroc). *Revue de Paléobiologie*, 21: 759–779.

Meister, C. & Abdallah, H. 2005. Précision sur les successions d'ammonites du Cénomaniens-Turonien dans la région de Gafsa, Tunisie du centre-sud. *Revue de Paléobiologie*, 24: 111–199.

Meister, C. & Abdallah, H. 2012. Les ammonites du Cénomaniens-Turonien de la région de Kasserine, Tunisie centrale. *Revue de Paléobiologie*, 31: 425–481.

Meister, C. & Puiz, A. 2013. Late Cenomanian-Early Turonian ammonites of the southern Tethys margin from Morocco to Oman: Biostratigraphy, paleobiogeography and morphology. *Cretaceous Research*, 44: 83–103.

Menchikoff, N. 1930. Recherches géologiques et morphologiques dans le Nord du Sahara occidental. *Revue de Géographie, Physique et Géologie Dynamique*, 2: 103-247.

Menchikoff, N. 1936. Etudes géologiques sur les confins algéro-marocains du Sud. *Bulletin de la Société Géologique de France, Paris*, 5e série, VI, tome 6, 131-148.

Meunier, F. J., Eustache, R. P., Dutheil, D. & Cavin, L. 2016. Histology of ganoid scales from the early Late Cretaceous of the Kem Kem beds, SE Morocco: systematic and evolutionary implications. *Société française d'ichtyologie*. 40(2): 121-132.

Miall, A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth-Science Reviews*, 22: 261–308.

Miguel, R., Gallo, V. & Morrone, J. J. 2014. Distributional patterns of Mawsoniidae (Sarcopterygii: Actinistia). *Annals of the Brazilian Academy of Sciences*, 86 (1): 159-170.

Morsi, A. M. M. & Bauer, J. 2001. Cenomanian Ostracods from Sinai Peninsula, Egypt. *Revue de Paléobiologie*, 20(2): 377-414.

Morsi, A. M. M. & Wendler, J.E. 2010. Biostratigraphy, palaeoecology and palaeogeography of the Middle Cenomanian-Early Turonian Levant Platform in Central Jordan based on ostracods, *Geological Society, London, Special Publications*, 341: 187-210.

N

Nagm, E., Wilmsen, M., Aly, M.F. & Hewaidy, A. 2010. Biostratigraphy of the Upper Cenomanian–Turonian (lower Upper Cretaceous) successions of the western Wadi Araba, Eastern Desert, Egypt. *Newsletters on Stratigraphy*, 44: 17–35.

Nagm, E. & Wilmsen, M. 2012. Late Cenomanian–Turonian (Cretaceous) ammonites from Wadi Qena, central Eastern Desert, Egypt: taxonomy, biostratigraphy and palaeobiogeographic implications. *Acta Geologica Polonica*, 62: 63–89.

Naïli, H., Belhadj, Z., Robaszynski, F., Caron, M. & DEPUY, C. 1995. Présence de roche mère « Bahloul » au passage Cénomaniens-Turonien dans la région de Tébessa (Algérie). *4th Tun. Petrol. Explor. Confr.*, pp. 167-168.

Néraudeau, D. & Moreau, P. 1989. Paléocologie et paléobiogéographie des faunes d'échinides du Cénomaniens nord-aquitain (Charente – Maritime, France). *Geobios*, 22: 293-324.

Néraudeau, D., Busson, G. & Cornee, A. 1993. Les échinides du Cénomaniens Supérieur et du Turonien Inférieur du Tinrhert oriental et Central (Sahara algérien). *Annales de Paléontologie*, 79(4): 273-313.

Néraudeau, D., David, B. & Al Muellem, M. S. 1995. Cretaceous echinoids from Saudi Arabia. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 197: 399-424.

Néraudeau, D. & Courville, P. 1997. Cenomanian and Turonian echinoids from Nigeria. *Géobios*, 30(6): 835-847.

Neufville, E.M.H. 1973. Upper Cretaceous-Paleogene Ostracods from the South Atlantic. *Publications of Geological Institution of the University of Uppsala*, 195 pp.

Noffke, N., Gerdes, G., Klenke, T.H. & Krumbein, W.E. 1996. Microbially induced sedimentary structures-examples from modern sediments of siliciclastic tidal flats. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie*, 1995: 307-316.

O

Oboh-Ikuenobe, F.E., Obi, C.G. & Jaramillo, C.A. 2005. Lithofacies, palynofacies, and sequence stratigraphy of Palaeogene strata in Southeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 41: 79-101.

Ortí Cabo, F., Pueyo Mur, J. J., Geisler-Cussey, D., Dulau, N., 1984. Evaporitic sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicante, Spain). *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas*, 38 (39): 169-220.

P

Peck, R. E. 1943. Lower Cretaceous crinoids from Texas. *Journal of Paleontology*, 17: 451-475.

Peck, R. E. 1955. Cretaceous microcrinoids from England. *Journal of Paleontology*, 29: 1019-1029.

Peck, R. E. 1973. *Applinocrinus*, a new genus of Cretaceous microcrinoids and its distribution in North America. *Journal of Paleontology*, 47 (1): 94-100.

Petitot, M. L. 1961. Contribution à l'étude des échinoïdes fossiles du Maroc (Jurassique et Crétacé). *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc*, 146: 1-183.

Peyer, B. 1925. Die *Ceratodus* - Funde. II. Wirbeltier-Reste der Baharōāje-Stufe (unterstes Cenoman). Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den Westen a Ògyptens. Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche, 30: 5-32.

Pinheiro, F. L., Figueiredo, A. E. Q., Fortier, D. C., Viana, M. S. S. & Schultz, C. L. 2011. Fauna de vertebrados eocretácicos de um afloramento da Bacia de Lima Campos, Ceará, Brasil. *Rev Bras Paleontol*, 14: 189-198.

Plummer, R.S. & Gostin, V.A. 1981. Shrinkage cracks: desiccation or synaeresis. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 1147-1156.

Poirmeur, H. 1906. La région du Guir-Zousfana. *Bulletin. Comité. Afrique. France., Juillet, 1906, XVI, Renseignements coloniaux. Bureau Topographie du Territoire d'Ain Sefra, Algérie.*

Pomel, A. 1872. Le Sahara. Observations de géologie et de géographie physique et biologique avec des aperçus sur l'Atlas et le Soudan et discussion de l'hypothèse de la mer saharienne à l'époque préhistorique. *Publication de la Société de Climatologie, Alger. 139 p.*

Pratt, B.R., James, N.P. & Cowan, C.A. 1992. Peritidal carbonates. *In: Walker, R.G., James, N.P. (Eds.), Facies Models, Response to Sea Level Change. Geological Association of Canada, St. John's, 303-322.*

Pratt, B.R. 1998. Syneresis cracks: subaqueous shrinkage in argillaceous sediments caused by earthquake-induced dewatering. *Sedimentary Geology, 117: 1-10.*

Préat, A. 1984. Etude lithostratigraphie et sédimentologique du Givétien Belge (Bassin de Dinant). *Thèse de Doctorat de l'ULB (inédit), 466 p.*

Purser, B.H. 1980a. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (Tome 1). *Publications de l'institut Français du Pétrole, 1. Société des EDITIONS Technip, 366 p.*

Purser, B.H. 1980b. Sédimentation et diagenèse des carbonates néritiques récents (Tome 2). *Publications de l'institut Français du Pétrole, 2. Société des EDITIONS Technip, 366 p.*

R

Ramirez del pozo, J. 1971. Algunas precisiones sobre la bioestratigrafía, paleogeografía y micropaleontología del Cretácico asturiano (Zone de Oviedo-Infiesto-Gijón). *Bol. Geol. Min., I. G. M. E., 63: 122-166.*

Rasmussen, H. W. 1961. A monograph of the Cretaceous Crinoidea: K. Dan. Vidensk Selsk. Biol. Skr., 12: 428 pp.

Read, J. F. 1985. Carbonate platform facies models. *The American Association of Petroleum Geologists, Bulletin, 69 (1): 1-21.*

Reinhardt, L. & Ricken, W. 1999. Climate Cycles Documented in a Playa System: Comparison of Geochemical Signatures Derived from Subbasins (Triassic, Middle Keuper, German Basin). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I, Geologie 3-4: 315-340.*

Reyment, R.A., 1978. Quantitative biostratigraphical analysis exemplified by Moroccan Cretaceous Ostracods. *Micropaleontology, 24: 24-43.*

Reyment, R.A. 1982. Note on Upper Cretaceous Ostracoda from southwestern Morocco. *Cretaceous Research, 3: 405-414.*

Rhalmi, M., 2000. Le Cénomano-turonien au Sud du Haut Atlas Central marocain (Bassin de Ouarzazate et Errachidia-Boudnib-Erfoud). Sédimentation, stratigraphie et diagenèse. *Thèse d'Etat. Université Cadi-Ayyad, Marrakech, 220 p.*

Rhalmi, M., Pascal, A., Chellai, El., 2000. Litho-biostratigraphie, diagenèse et paléogéographie au Cénomanién supérieur-Turonien inférieur des bassins sud-atlasiques marocains. *Géologie Alpine*, 76: 135-149.

Riche, P. & Prestat, B. 1980. Paléogéographie du Crétacé moyen du Proche et Moyen-Orient et sa signification pétrolière. *In: Proceedings of the 10th World Petroleum Congress, Bucharest*, 2: 57-75.

Ritter, E. A. 1902. Le Djebel Amour et les Monts des Ouled Nayl. *Bulletin du Service de la Carte géologique de l'Algérie*, (2), 3, 100 pp., 10 figs, 4 pls.

Robaszynski, F., Caron, M., Dupuis, C., Amédro, F., Gonzalez Donoso, J.M. Linares, D., Hardenbol, J., Gartner, S., Calandra, F. & Deloffre, R. 1990. A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia : formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. *Bulletin des Centres de Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 14: 213-384.

Robaszynski, F., Caron, F., Amédro, F., Dupuis, Ch., Hardenbol, J., González Donoso, J.M., Linares, D. & Gartner, S. 1993. Le Cénomanién de la région de Kalaat Senan (Tunisie centrale). *Revue de Paléobiologie*, 12: 351-505.

Robaszynski, F. & Caron, M. 1995. Foraminifères planctoniques du Crétacé: commentaire de la zonation Europe. Méditerranée. *Bull. Soc. Géol. Fr.* 166: 661-692.

Roman, J., Roger, J., Platel, J.P. & Cavelier, C. 1989. Les Echinoïdes du Crétacé et du Paléogène du Dhofar (Sultanat d'Oman) et les relations entre les bassins de l'océan Indien et de la Méditerranée. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 5: 279-286.

Rosenfeld, A. & Raab, M. 1974. Cenomanian–Turonian Ostracods from the Judea Group in Israel. *Bulletin of the Geological Survey of Israel*, Jerusalem, 62: 1-64.

Rosenfeld, A. & Raab, M. 1983. Ontogenesis and Stratigraphy of the ostracod *Veeniacythereis jezzinensis* (Bischoff, 1963). *Journal of Micropalaeontology*, 2: 59-65.

Russel, D. A. 1996. Isolated dinosaur bones from the Middle Cretaceous of the Tafilalt, Morocco. *Bull Muséum National d'Histoire Naturelle, C*, 18: 349-402.

S

Saint-Marc, P. .1974. Étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Albien, Cénomanién et du Turonien du Liban. *Notes Mém. Moy Orient*, 13: 342 p.

Salamon, M. A., Gorzelak, P., Ferré, B., Lach, R., 2010. Roveacrinids (Crinoidea, Echinodermata) survived the Cretaceous-Paleogene (K-Pg) extinction event. *Geology* 2010, 38, 883-885.

Salamon, M., Gorzelak, P., Hanken, N.-M., Riise, H. E., & Ferré, B. 2015. Crinoids from Svalbard in the aftermath of the end-Permian mass extinction. *Polish Polar Research*, 36: 225–238.

Salgado, L., Canudo, J. I., Garrido, A. C., Ruiz-Omeñaca, J. I., Garcia, R. A., de la Fuente, M. S., Barco, J. L. & Bollati, R. 2009. Upper Cretaceous vertebrates from El Anfiteatro area, Río Negro, Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research*, 30 (3): 767-784.

Schaeffer, B. 1963. Cretaceous Fishes from Bolivia, with Comments on Pristid Evolution. *Published by the american museum of natural history central park west*. N° 2159.

Scholle, P.A., Bebout., D.G. & Moore, C.H. 1983. Carbonate depositional environments, *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir, Tulsa, Oklahoma*, 33: 780p.

Schrank, E. 1991. Mesozoic palynology and continental sediments in NE Africa (Egypt and Sudan) - a review.- *Journal of African Earth Sciences*, 12: 363-373.

Schrank, E. 1992. Nonmarine Cretaceous correlations in Egypt and northern Sudan: palynological and palaeobotanical evidence.- *Cretaceous Research*, 13: 351-368.

Schulze, F., Marzouk, A., Bassiouni, M.A.A. & Kuss, J. 2004. The late Albian–Turonian carbonate platform succession of west-central Jordan : stratigraphy and crisis. *Cretaceous Research*, 25: 709-737.

Scott, R. W., Root, S. A., Tenery, J. H., & Nestell, M. 1977. Morphology of the cretaceous microcrinoid Poecilocrinus (Roveacrinidae). *Journal of Paleontology*, 51: 343–349.

Seilacher, A. 1967. Bathymetry of trace fossils. *Marine Geology*, 5: 413–428.

Sereno, P. C., Beck, A. L., Dutheil, D. B., Gado, B., Larsson, H. C. E., Lyon, G. H., Marcot, J. D., Rauhut, O.W. M., Sadleir, R. W., Sidor, C. A., Varricchio, D. D., Wilson G. P. & Wilson J. A. 1998: A long-snouted predatory dinosaur from Africa and the evolution of Spinosaurids. *Science*, 282(5392): 1298-1302.

Sereno, P. C. & Larsson, H. C. E. 2009. Cretaceous Crocodyliforms from the Sahara. *ZooKeys* 28: 1-143. doi:10.3897/zookeys. 28.325.

Sertich, J. J. W. & O’connor, P. M. 2014. A new crocodyliform from the middle cretaceous galula formation, southwestern tanzania. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 34(3): 576–596.

Shahin, A. 1991. Cenomanian-Turonian ostracods from Gebel Nezzazat, southwestern Sinai, Egypt, with observations on $\delta^{13}C$ values and the Cenomanian/Turonian boundary. *Journal of Micropalaeontology*, 10 (2): 133-149.

Shahin, A. & Kora, M. 1991. Biostratigraphy of some Upper Cretaceous successions in the eastern central Sinai, Egypt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 11: 671-692.

Shahin, A., Kora, M. & Semiet, A. 1994. Cenomanian ostracods from West Central Sinai, Egypt. *Mansoura University Science Bulletin (Natural Sciences)*, Mansoura, 21(1): 33-102.

Shinn, E.A. 1968. Practical significance of birds-eyes structures in crabonates rocks. *Journal of Sedimentary Petrology*, 38 (2): 215-223.

- Shinn, E.A. 1983a.** Tidal flat environment. In Scholle. A., Bebout. D.G., Moore. C.H (Eds) Carbonate depositional Environments. *The American Association of Petroleum Geologists (AAPG), Memoir*, 33: 171-210.
- Shinn, E.A. 1983b.** Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores, and loferites: a reevaluation. *Journal of Sedimentary and Petrology*, 56: 619-628.
- Silva, M.C., Carvalho, M. S. S., Barreto, A. M. F., & Carvalho, I.S. 2011.** Paleoictiofauna da Formação Aliança (Jurássico Superior), Bacia de Jatobá, Nordeste do Brasil. In: Carvalho I, Srivastava, N. K, Strohschoen, J. R. O & Lana, C. C (Orgs), *Paleontologia: Cenários, de Vida. Editora Interciência, Rio de Janeiro*, p. 595-608.
- Skelton, P.W., Gili, E., Vicens, E., Obrador, A., 1995.** The growth fabric of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern Central Pyrenees. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 119: 107-136.
- Skwarko, S.K. 1963.** A new Upper Cretaceous ophiuroid from Australia. *Palaeontology*, 6(3): 579-581.
- Skelton, P.W., Gili, E., Rosen, B.R., Valleperas, F.X., 1997.** The growth facies of gregarious rudist elevators (hippuritids) in a Santonian carbonate platform in the southern Central Pyrenees. *Bulletin de la Société Espanole d'Histoire Naturelle*, 92(1-4): 225-23.
- Slaughter, B. H. & Thurmond, J. T. 1974.** A Lower Cenomanian (Cretaceous) ichthyofauna from the Bahariya Formation of Egypt. *Annals of the Geological Survey of Egypt*, 4, 25-40.
- Souto, P. R. F. & Schwanke, C. 2010.** Ocorrência de coprólitos de vertebrados na bacia de Alagoas, Cretáceo Inferior: *Boletim Do Museu Paraense Emílio Goeldi, Ciências Naturais*, 5: 189-194.
- Smith, A. B., Paul, C. R. C., Gale, A. S. & Donovan, S. K. 1988.** Cenomanian and Lower Turonian echinoderms from Wilmington, southeast Devon, England. *Bulletin of British Museum (Natural History)*, 42: 1-245.
- Smith, A. B., Simmons, M. D. & Racey, A. 1990.** Cenomanian echinoids, larger foraminifera and calcareous algae from the Natih Formation, Central Oman Mountains. *Cretaceous Research*, 11: 29-69.
- Smith. A.B. & Bengtson. P. 1991.** Cretaceous echinoids from north-eastern Brazil. *Fossils and Strata*, 31: 1-88.
- Smith, A. B. & Wright, C. W. 1993.** British Cretaceous echinoids. Part 3, Stirodonta 2 (Hemicidaroida, Arbacioida and Phymosomatoida, Part 1). *Palaeontographical Society Monographs*, 147: 199-267,
- Smith, A. B. 1995.** Late Campanian-Maastrichtian echinoids from the United Arab Emirates - Oman border region. *Bulletin of the British Museum (Natural History), Geology*, 51(2): 121-240.

Smith, J. B., Lamanna, M. C., Mayr, H., & Lacovara, K. J. 2006. new information regarding the holotype of *spinosaurus aegyptiacus* Stromer, 1915. *Journal of Paleontology*, 80(2): 400-406.

Sohn, I.G. 1968. Paleogeographical implications of non marine Lower Cretaceous Cypridinae in Israel, and *Metacyperon parnesi* n. sp. (Ostracoda, Crustacea). *Israel Journal of Earth Sciences*, Jerusalem, 16(3): 120-131.

Spencer, W.K. 1905-1908. A monograph on the British fossil Echinodermata from the Cretaceous formations, 2- The Asteroidea and Ophiuroidea. *Monograph of the Palaeontographical Society* London, 67-90 (1905), 91-132 (1907), 133-138 (1908).

Stromer, E. 1914. Die Topographie und Geologie der Streke Gharag-BaharõÄje nebst AusfuÈhrungen uÈber die geologische AÉgyptens. Ergebnisse der Forschungsreisen Professor E. Stromers in den WuÈsten AÉgyptens. *Abhandlungen der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Abteilung*, 11: 1-78.

Stromer, 1917. Ergebnisse der forschungsreisen Prof. E. Stromers in Wüsten Aegyptens. II: Wirbeltier Reste der Baharîje-Stufe (Unterstes Cenoman). 4: Die Säge des pristiden *Onchopristis numidus* Haug sp. Und über die Sägen der Sägehaie. *Abhand. K. Bayer. Akad. der Wissensch., Math. Phys. Klasse*, München, Bd XXVIII, Abh. 8, 28 p., 1 pl.

Sues, H. D., Frey, E., Martill, D. M., & Scott, D. M. 2002. *Irritator challengeri*, a spinosaurid (Dinosauria: Theropoda) from the lower Cretaceous of Brazil. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 22 (3): 535-547.

Soua, M. 2011. Le passage C_enomanien - Turonien en Tunisie : Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires, chimiostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie séquentielle. *Thèse de Doctorat. Univ. Tunis*. 316.

Stromer, E. 1915. Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den Wüsten Ägyptens. II. Wirbeltier-Reste der Baharîje-Stufe (unterstes Cenoman). 3. Das Original des Theropoden *Spinosaurus aegyptiacus* nov.gen., nov.spec. *Abh. Königl. Bayer. Akad. Wiss. Math. Phys. Kl.*, 28: 1-32.

Stromer, E. 1917. Ergebnisse der forschungsreisen Prof. E. Stromers in Wüsten Aegyptens. II: Wirbeltier-Reste der Baharîje-Stufe (Unterstes Cenoman). 4: Die Säge des pristiden *Onchopristis numidus* Haug sp. Und über die Sägen der Sägehaie. *Abhand. K. Bayer. Akad. der Wissensch., Math. Phys. Klasse*, München, Bd XXVIII, Abh. 8, 28 p., 1 pl.

Stromer, E. 1936. Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den Wüsten Ägyptens. VII. Baharîje-Kessel und Stufe mit deren Fauna und Flora. Eine ergänzende Zusammenfassung. – *Abh. Bayer. Akad. Wiss. Math. Naturwiss. Abt.*, 33: 1-102.

Szczechura, J., Abd-Elshafy E. & Babinot, J. F. 1991. Late Albian to Early/Mid-Cenomanian Ostracods from Northern Galala Plateau, Egypt. *Acta Palaeontologica Polonica*, 36(1): 3-38.

T

Tabaste, N. 1963. Étude de restes de poissons du Crétacé Saharien. Mélanges Ichthyologiques à la mémoire d'Achille Valenciennes. *Mém Inst Fond Afr Noire*, Mém Ichth 68: 437-485.

Taquet, P. 1984. Une curieuse spécialisation du crane de certains Dinosaures carnivores du Crétacé: le museau long et étroit des Spinosauridés. *CR Acad Sci (Paris)*, 299: 217-222.

Taquet, P. & Russell, D. A. 1998. New data on spinosaurid dinosaurs from the Early Cretaceous of the Sahara. *C. R. Acad. Sci., Paris II*, 327: 347-353.

Thuy, B. & Stöhr, S. 2011. Lateral arm plate morphology in brittle stars (Echinodermata: Ophiuroidea): new perspectives for ophiuroid micropalaeontology and classification. *Zootaxa*, 3013: 1-47.

Thuy, B. 2013. Temporary expansion to shelf depths rather than an onshore-offshore trend: the shallow-water rise and demise of the modern deep-sea brittle star family Ophiacanthidae (Echinodermata: Ophiuroidea). *European Journal of Taxonomy*, 48: 1-242.

Toledo, C. E.V., De Sousa, P. E., Medeiros, M. A. A., & Bertini, R. J. B. 2011. A new genus of Dipnoiformes from the Cretaceous of Brazil. *Annals of the Brazilian Academy of Sciences* 83(4): 1181-1192.

Tronchetti, G. 1981. Les foraminifères crétacés de Provence (Aptien-Santonien). Systématique, biostratigraphie, paléoécologie, paléogéographie. *Thèse Sc. Nat. Univ. Provence*, Marseille, 559 p.

Tucker, M.E. & Wright, V.P. 1990. Carbonate sedimentology, *Blackwell Scientific Publications*, Oxford. 482 p.

V

Valette, A. (Dom), 1917. Note sur les crinoïdes de la craie blanche. *Bulletin de la Société des Sciences d'Histoire Naturelle de l'Yonne* 1916, 79-178.

Visser, M. J. 1980. Neap-spring cycles reflected in Holocene subtidal large-scale bedform deposits. *Geology*, 8: 543-546.

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 de Doctorat de 3e Cycle, Université Pierre et Marie Curie*, Paris, 261 pp.

W

Wang, X., Bachmann, G. H., Hagdorn, H., Sander, P. M., Cuny, G., Chen, X., et al. 2008. The Late Triassic black shales of the Guanling Area (Guizhou Province, Southwestern China) - A Unique Marine Reptile and Pelagic Crinoid Fossil Lagerstätte. *Palaeontology*, 51: 27-61.

Weiler, W. 1935. Ergebnisse der Forschungsreisen Prof. E. Stromers in den Wüsten Aegyptens. II. Wirbeltierreste der Baharije-Stufe (unterstes Cenoman). Neue Untersuchungen an den Fischresten. Abh Bayer Akad Wiss, Math-Natur Abt, Neue Folge, 32: 1-57.

Wenz, S. 1980. A propos du genre *Mawsonia*, Coelacanthé géant du Crétacé Inférieur d’Afrique et du Brésil. *Mém Soc Géol France*, 139: 187-190.

Wenz, S. & Brito, P.M. 1992. Première découverte de Lepisosteidae (Pisces, Actinopterygii) dans le Crétacé inférieur de la Chapada do Araripe (N-E du Brésil). Conséquences sur la phylogénie des Ginglymodi. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences*, 314 (13): 1519-1525.

Werner, C. 1989. Die Elasmobranchier-Fauna des Gebel Dist Member der Bahariya Formation (Obercenomanan) der Oase Bahariya, Ägypten. *Palaeo Ichthyologica*, 5: 5-112.

Wiese, E., & Schulze, E. 2005. The upper Cenomanian (Cretaceous) ammonites *Neolobites vibrayeanus* (d’Orbigny, 1841) in the Middle East: taxonomic and palaeoecologic remarks. *Cretaceous Research*, 26: 930-946.

Wilmsen, M. & Nagm, E., 2012. Depositional environments and facies development of the Cenomanian–Turonian Galala and Maghra el Hadida formations of the Southern Galala Plateau (Upper Cretaceous, Eastern Desert, Egypt). *Facies*, 58: 229–247.

Wilson, J.L. 1975. Carbonate facies in geologic history. *Springer Verlag, Berlin-Heidelberg-New York*, 470 p.

Wright, V.P. & Burchette, T.P. 1996. Shallow-water Carbonate environments. In Reading, H.G (ed.): *Sedimentary environments: Processes, facies and stratigraphy*, Oxford (*Blackwell*). 325-394.

Z

Zaborski, P. M. P. 1993. Some new rare Upper Cretaceous ammonites from northeastern Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, 17: 359–371.

Zaborski, P. M. P. 1995. The Upper Cretaceous ammonite *Pseudaspidoceras* Hyatt, 1903, in north-eastern Nigeria. *Bulletin of the British Museum (Natural History)*, London, *Geology*, 51: 53-72.

Zaghib-Turki, D. 1987. Les échinides du Crétacé de Tunisie. Paléontologie générale: systématique, paléoécologie, paléobiogéographie. *Thèse de Doctorat, Université de Tunis*, 613 p.

Liste des Figures

	Page
Fig. 1. Structure géologique de l’Afrique du Nord d’après Menchinkoff (1947).....	14
Fig. 2. Schéma structural de la chaîne alpine de la Méditerranée occidentale (Benest, 1985)	16
Fig. 3. Carte géologique du Bassin du Guir) (Benyoucef, 2015).....	17
Fig. 4. Légende des figurés utilisés (faciès, faunes et structures sédimentaires.....	25
Fig. 5. Vue panoramique (A) et image satellitaire (d’après Google Earth) montrant la position géographique et les grandes unités lithostratigraphiques du Crétacé supérieur dans le secteur de Djebel Rhoundjaïa.....	27
Fig. 6. Vues panoramiques (A-B) et image satellitaire (d’après Google Earth) montrant la position géographique et les grandes unités lithostratigraphiques du Crétacé supérieur dans le secteur de Djebel El Rhelida.....	28
Fig. 7. Vue panoramique (A) et image satellitaire (d’après Google Earth) montrant la position géographique et les grandes unités lithostratigraphiques du Crétacé supérieur dans le secteur de Djebel Mazroue.....	29
Fig. 8. Evolution lithologique du Cénomano-Turonien dans l’Atlas saharien occidental (Monts des Ksour).....	33
Fig. 9. Vue panoramique (A-B) et image satellitaire (d’après Google Earth) montrant la position géographique et les grandes unités lithostratigraphiques du Crétacé supérieur dans le secteur de Boukaïs.....	36
Fig. 10. Evolution lithologique du Cénomano-Turonien dans le Bassin du Guir (secteur de Boukaïs).....	38
Fig. 11. Vue panoramique (A) et image satellitaire (d’après Google Earth) montrant la position géographique et les grandes unités lithostratigraphiques du Crétacé supérieur dans le secteur de Kénadsa.....	40
Fig. 12. Evolution lithologique du Cénomano-Turonien dans le Bassin du Guir (secteur de Kénadsa).....	42
Fig. 13. Corrélation entre les coupes du Bassin du Guir et les Monts des Ksour durant le Cénomano-Turonien.	44
Fig. 14. A-B, Photos de conglomérat à restes de vertébrés et galets du Carbonifère (Kénadsa, bassin du Guir)	49
Fig. 15. Présentation photographique du faciès (FT. 2), Formation d’El Rhelida, coupe d’Oued Boudjihane, Monts des Ksour.....	49
Fig. 16. Fig. 16. Présentations photographiques montrant les principaux caractéristiques ichnologiques du faciès (FT. 3) dans la Formation d’El Rhelida (Monts des Ksour) et dans la Formation des Grès rouges (Bassin du Guir). A, Grès intensivement bioturbé par un réseau horizontal de <i>Thalassinoides</i> ; B, surface inférieure d’un banc gréseux à boules circulaire ou subcirculaire de <i>Bergaueria</i> (B) et des tunnels denses de <i>Planolites montanus</i> (P); C, surface inférieure d’un banc gréseux à <i>Bergaueria</i> (B) et à tunnels larges et horizontaux de <i>Planolites beheileyensis</i> (P); D, surface d’un banc gréseux à grain fin montrant des terriers irréguliers, méandrique, horizontaux de l’ichnogène <i>Helminthopsis</i> (H). bulbes de <i>Bergaueria</i> (B); E, grès, avec une forme spirale correspondant à l’ichnogène <i>Spirophycus</i> (S) ; <i>Rhabdoglyphus</i> (R); F, <i>Bergaueria</i> (B) et <i>Rhabdoglyphus</i> (R) ; <i>Lockeia</i> (L) ; G : Interface d’une barre gréseuse à terriers de type <i>Skolithos</i> (S), <i>Altichnus</i> (A); H : Surface inférieure d’un banc gréseux à <i>Thalassinoides</i> (T) en réseau	50

	horizontal (Formation des Grès rouges, Bassin du Guir).....	
Fig. 17.	Illustrations photographiques de bancs gréseux massifs (FT. 4), renfermant des sphérules de type "kerboub", A : Formation d'El Rhelida, coupe d'Oued Boudjihane ; B : Formation des Grès rouges, coupe de Menaguir.....	51
Fig. 18.	A- Grès à stratification entrecroisée (coupe de Menaguir). B- Noter la grésification de type « kerboub » dans la figure à droite. C- Grès à stratification oblique tangentielle tronquée par une stratification parallèle (coupe de Oued Boudjihane, à gauche) ; D- Grès à stratification oblique angulaire (coupe de Menaguir). E, F- Vues en coupe présentant un faciès gréseux à stratifications obliques angulaires avec phases intermédiaires d'érosion (surfaces de réactivation) (coupe de Boukais).....	52
Fig. 19.	Vue panoramique du chenal grésio-conglomératique qui affleure à la base de la série étudiée, dans la région de Kénadsa.....	53
Fig. 20.	Présentation photographique du faciès (FT. 7). A, grès à HCS (1) surmonté par des stratifications obliques tangentielles (Oued Boudjihane, Monts des Ksour).....	54
Fig. 21.	Présentation photographique du faciès (FT. 8). A-B, des boules d'argile consolidée au toit d'un banc gréseux (pied de Chebakat Berridel, Bassin du Guir).....	54
Fig. 22.	Illustration photographique du faciès (FT. 9). A, banc calcaire biolaminé au sommet de la Formation de Mdaouer (coupe de Djebel El Rhelida, Monts des Ksour); B, mud-carcks en bon état de conservation, au toit du même banc. C, Calcaire à lamines algaires présentant des structures d'échappement de gaz ou de fluide (flèche) (Formation de Mdaouer, Oued Boudjihane) ; D, calcaire biolaminé au sommet de la Formation des Argiles à gypse inférieure (coupe de Menaguir, Bassin du Guir).....	55
Fig. 23.	Illustration photographique du (FT. 10). A, bancs calcaire dolomitique à lamines algaires en alternance avec des passées à structures fenestraes (coupe de Oued Boudjihane); B, surface supérieure d'un banc dolomitique à «raindrop» (coupe de Oued Boudjihane).....	56
Fig. 24.	Illustration photographique du (FT. 11). calcaires à moules cubique de sel (flèches) (A, Formation des Argiles à gypse, coupe de Menaguir ; B, Formation de Mdaouer, coupe d'Oued Boudjihane).....	57
Fig. 25.	Illustration photographique du faciès gypseux à lamines algaires (FT. 12); A, coupe de Berridel; B, coupe de Menaguir.....	58
Fig. 26.	Illustration photographique du (FT. 13). A, bancs gypseux interstatifiés dans des argiles rougeâtres (berridel) ; B-C gypse d'aspect varvé Djebel El Rhelida ; D, gypse interstatifiés dans des argiles (Djebel Mezroue).....	58
Fig. 27.	Illustration photographique du (FT. 14-a). A, Marne verdâtre intercalé par un banc dolomitique (Djebel Mazroue) ; B, Marnes non fossilifères rougeâtre (Djebel El Rhelida).....	59
Fig. 28.	Illustration photographique des Marnes gypsifères (FT. 14-b). A, D, coupe de Berridel (Bassin du Guir); B, coupe de Tniet Tafarahit (Djebel El Rhelida); C-D, coupe de Oued Boudjihane (Djebel El Rhelida); E, Challala Dahrana (Djebel Mazroue).....	60
Fig. 29.	Illustrations photographiques présentant le faciès sédimentaire type (FT. 15). A, surface supérieure d'un banc calcaires pétri de gastéropodes du genre gyrodes (Boukaïs, Formation des Argiles à gypse inférieures ; B, bancs calcaires bioclastique rougeâtre à la base de la Formation des argiles à gypse inférieures (Menaguir); C-D, bioturbation (<i>Thalassinoides</i>) à la base de bancs	61

	calcaires bioclastiques (C, pied du Djebel El Rhelida ; D, Oued Messoueur)..	
Fig. 30.	Illustration photographique des calcaires à huîtres (FT. 16). A : la base de la Formation de Rhoundjaïa (Djebel Rhoundjaïa) ; B : la base de la Formations des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouzian dans la coup d'Oued Messoueur	62
Fig. 31.	Illustration photographique des calcaires pseudonoduleux (FT. 17). A, coupe de Djebble El Rhelida ; B, coupe de Berridel.....	63
Fig. 32.	Illustrations photographique du faciès des calcaires bioturbés (FT. 18). A, B, C, Monts de Ksour; D, Bassin du Guir ;.....	64
Fig. 33.	Illustration photographique du (FT. 19). A, Vue panoramique de la partie terminale de la série crétacée dans le secteur de Berridel ; B, vue de détail montre des bancs calcaires à passées de silex ; succession de bancs mudstones d'épaisseur centimétrique dans la partie terminale de la coupe de Tniet Tafarahit.....	64
Fig. 34.	Illustration photographique d'un banc calcaire riche en ammonites (FT. 20). Formation de Rhoundjaïa, coupe Tniet Tafarahite.....	65
Fig. 35.	Modèle paléogéographique présentant la sédimentation des Formations d'El Relida et M'daouer Cénomaniens inférieur-moyen dans les Monts des Ksour.....	67
Fig. 36.	Modèle paléogéographique présentant la sédimentation en rampe carbonatée homoclinale au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur dans les Monts des Ksour.....	69
Fig. 37.	Modèle paléogéographique présentant la sédimentation des Formations des Marnes à gypse inférieur, Cénomaniens inférieur-moyen dans le Bassin du Guir.....	71
Fig. 38.	Modèle paléogéographique présentant la sédimentation en rampe carbonatée homoclinale au Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur dans Le Bassin du Guir.....	72
Fig. 39.	Coupe synthétique des Monts des Ksour montrant l'organisation séquentielle et l'évolution latérale des dépôts.....	74
Fig. 40.	Coupes nord-sud montrant l'organisation séquentielle et l'évolution latérale des dépôts.....	76
Fig. 41.	A, Vue panoramique du site à vertébrés d'Oued Boudjihane (Monts des Ksour); B, microconglomérat à reste de vertébrés; C, Dent isolée de <i>Spinosaurus aegyptiacus</i>	80
Fig. 42.	A, vue panoramique de la succession lithostratigraphique du site à vertébrés de Kénadsa; B, détail du niveau fossilifère.....	81
Fig. 43.	A, vue panoramique du site Menaguir; B, succession lithostratigraphique; C, vue détaillée du niveau fossilifère.....	82
Fig. 44.	Distribution paléogéographique de <i>N. vibrayanus</i> (d'Orbigny) et de <i>C. (Calycoceras) naviculare</i> sur la marge sud- téthysienne.....	92
Fig. 45.	Distribution paléogéographique de <i>Fikaites subtuberculatus</i> (Collignon), <i>Nigericeras gadeni</i> (Chudeau) et de <i>Vascoceras gamai</i> Choffat, sur la marge sud- téthysienne	95
Fig. 46.	Distribution paléogéographique de <i>Choffaticeras sinaiticum</i> (Douvillé), <i>Pseudotissotia nigériensis</i> (Woods) et de <i>Hoplitoides wohlmanni</i> (Von Koenen) sur la marge sud- téthysienne.....	95
Fig. 47.	Distribution paléogéographique des échinoïdes céno-mano-turoniennes sur la marge sud- téthysienne et atlantique.....	100
Fig. 48.	Lithostratigraphie et distribution des crinoïdes, rovéacrinides dans les Monts	103

	des Ksour et le Bassin du Guir.....	
Fig. 49.	Lithostratigraphie et distribution des ostracodes dans la coupe de Rhoundjaïa.....	120
Fig. 50.	Lithostratigraphie et distribution des ostracodes dans la coupe de Kénadsa...	122
Fig. 51.	Lithostratigraphie et distribution des ostracodes dans la coupe de Berridel....	126
Fig. 52.	Distribution paléogéographique des ostracodes cénomano-turonien des marges sud-téthysienne et est-atlantique (19 : nombre des espèces de ce travail ; les chiffres encadrés indiquent le nombre d'espèces communes à celles de ce travail).....	126
Fig. 53.	Lithostratigraphie et distribution des fossiles et ichnofossiles dans l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour).....	149
Fig. 54.	Lithostratigraphie et distribution des fossiles et ichnofossiles dans le Bassin du Guir.....	150

LISTE DES TABLEAUX

		Page
Tab. 1.	Distribution des vertébrés dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.	83
Tab. 2.	Distribution des vertébrés dans la partie méridionale de la Téthys	89
Tab. 3.	Distribution des ammonites dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.....	90
Tab. 4.	Distribution des échinoïdes dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.....	98
Tab. 5.	Distribution des crinoïdes rovéacrinides dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.....	102
Tab. 6.	Distribution des Ophiures dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.....	112
Tab. 7.	Distribution des foraminifères planctoniques et benthiques dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.....	114
Tab. 8.	Liste ostracofaunique des deux zones d'étude (Atlas saharien occidental et Bassin du Guir).....	118
Tab. 9.	Distribution des ostracodes dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour.....	121
Tab. 10.	Répartition des espèces d'ostracodes céno-mano-turonien communes aux coupes étudiées et aux marges sud-téthysienne et est-atlantique (Ap : Aptien; Al : Albien; C : Cénomaniens; T : Turonien; Co : Coniacien; S : Santonien; Ca : Campanien; i : inférieur ; m: moyen; s : supérieur)..	125
Tab. 11.	Distribution des ichnofossiles dans les unités lithologiques du Bassin du Guir et des Monts des Ksour..	141
Tab. 12.	Zones d'ammonites (Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur) de l'Algérie comparées aux zones d'ammonites de la marge sud-téthysienne et mondiale (en parallèle-avec les zones des foraminifères planctoniques de Tunisie centrale).....	142

LISTES DES PLANCHES

	Page
Pl. I.	85
Fig. A. cf. <i>Hybodus</i> , coupe de Menaguir; Fig. B-D. <i>Distobatus nutiae</i> , coupe de Menaguir; Fig. E-F. <i>Onchopristis numidus</i> (Haug), coupe de Menaguir; Fig. G-H. Pycnodontiformes indet., coupe de Menaguir; Fig. I. <i>Calamopleurus africanus</i> , coupe de Menaguir; Fig. J-K. Ginglymodi indet., coupe de Menaguir; Fig. L. Theropoda indet., coupe de Menaguir.	
Pl. II.	88
Fig. A. Coelurosaure, coupe de Menaguir; Fig. B, C- <i>Laganosuchus? maghrebensis</i> , coupe de Menaguir; Fig. D. <i>Spinosaurus aegyptiacus</i> Stromer, coupe de Menaguir; Fig. E. Crocodylia indet., coupe de Menaguir; Fig. F. Mawsoniidae indet., coupe de Kénadsa; Fig. G, H, I. <i>Onchopristis numidus</i> (Haug), coupe de Menaguir; Fig. J. cf. <i>Bawitius</i> , coupe de Kénadsa; Fig. K. <i>Neoceratodus africanus</i> (Haug), coupe de Kénadsa; Fig. L. <i>Obaichthys africanus</i> Grande, coupe de Kénadsa	
Pl. III	91
Fig. A. <i>N. vibrayeanus</i> (d'Orbigny), coupe de Challala Dahranaia; Fig. B. <i>N. vibrayeanus</i> (d'Orbigny), coupe de Menaguir; Fig. C. <i>N. vibrayeanus</i> (d'Orbigny), coupe de Messouer; Fig. D. <i>N. vibrayeanus</i> (d'Orbigny), Coupe de Berridel; Fig. E. <i>N. vibrayeanus</i> (d'Orbigny), coupe de Messouer; Fig. F. <i>Calycoceras naviculare</i> (Mantell), Coupe de Rhoundjaïa	
Pl. IV	93
Fig. A, B. <i>Fikaites subtuberculatus</i> (Collignon), coupe de Rhoundjaïa; Fig. C, D. <i>Nigericeras gadeni</i> (Chudeau), coupe de Rhoundjaïa	
Pl. V	94
Fig. A. <i>Fikaites</i> cf. <i>varicostatus</i> Zaborski, coupe de Rhoundjaïa; Fig. B, C. <i>Vascoceras gamai</i> Choffat, coupe de Rhoundjaïa	

Pl. VI	96
Fig. A. <i>Pseudotissitia nigerensis</i> (Woods), Coupe de Tniet Tfarahit;	
Fig. B. <i>Hoplitoides wohltmanni</i> (Von Koenen), Coupe de Tniet Tfarahit;	
Fig. C. <i>Choffaticeras sinaiticum</i> Douvillé, Coupe de Tniet Tfarahit	
Pl. VII	97
Fig. A. <i>Hoplitoides wohltmanni</i> (Von Koenen, 1897), Coupe de Tniet Tfarahit	
Pl. VIII.	99
Fig. A. <i>Mecaster</i> sp., coupe de Rhoundjaïa, coupe de Callala Dahrania.	
Fig. B. <i>Anorthopygus michelini</i> (Cotteau), coupe de Rhoundjaïa.	
Fig. C, D. <i>Mecaster batnensis</i> (Coquand), coupe de Rhoundjaïa, coupe de Messoueur, coupe de Brridel.	
Fig. E. <i>Orthopsis ovata</i> Coquand), coupe de Rhoundjaïa,	
Fig. F. <i>Tetragramma variolare</i> (Brongniart), coupe de Brridel, coupe de Messoueur	
Fig. G, H. <i>Dorocidaris tazouzensis</i> Lambert, coupe de Bérri del	
Fig. I. <i>Heterodiadema libycum</i> (Agassiz & Desor), coupe de Messoueur.	
Pl. IX.	105
Fig. A. <i>Roveacrinus alatus</i> Douglas, coupe de Rhoundjaïa.	
Fig. B-C. <i>Roveacrinus</i> cf. <i>alatus</i> Douglas, coupe de Rhoundjaïa.	
Fig. D-F. <i>Roveacrinus</i> sp. cf. <i>alatus</i> Douglas, coupe de Rhoundjaïa.	
Fig. G. <i>Roveacrinus</i> sp. aff. <i>Alatus</i> Douglas, coupe de Rhoundjaïa.	
Pl. X.	
Fig. A. <i>Roveacrinus</i> sp. cf. <i>spinosus</i> Peck, coupe de Rhoundjaïa.	
Fig. B-C. <i>Roveacrinus</i> sp., coupe de Rhoundjaïa.	
Fig. D. <i>Orthogonocrinus apertus</i> Peck, coupe de Rhoundjaïa.	
Fig. E-F. Roveacrinidae indet. coupe de Kénadsa	
Fig. G-H. Roveacrinidae indet. Coupes de (Rhoundjaïa et Kénadsa)	
Pl. XI.	110
Fig. A-E. <i>Applinocrinus</i> sp., Coupes de Berridel et Rhoundjaïa	
Fig. G-H. <i>Roveacrinus communis</i> Douglas, coupe de Rhoundjaïa.	

Pl. XII

113

- Fig. A.** *Histampica* sp. nov.;
Fig. B. Ophiidermatidae indet.;
Fig. C. *Actinozonella* sp. nov.;
Fig. D. *Ophiojagtus* sp.;
Fig. E. *Ophiarachna* sp.;
Fig. F. *Ophiologimus* sp.;
Fig. G. *Ophioscolex* sp.
Fig. H-I. *Ophiozonella* sp.

Pl. XIII

115

- Fig. A.** *Whiteinella praehelvetica* (Trujillo)
Fig. B. *Dicarinella* aff. *imbricata* (Mornod)
Fig. C. *Whiteinella archaeocretacea* Pessagno
Fig. D. *Asterohedbergella asterospinosa* Hamaoui
Fig. E, F. *Valvulammina picardi* Henson
Fig. G, H. *Heterohelix moremani* (Cushman)
Fig. I. *H. reussi* (Cushman)
Fig. J. *H. globulosa* (Ehrenberg)

Pl. XIV

116

- Fig. A-E-F.** *Valvulammina picardi* Henson,
Fig. B. *Glomospira* sp.,
Fig. C-D. *Cuneolina* sp.,
Fig. G. *Haploghragmium* sp.,
Fig. H, I. *Ammobaculites* sp.,
Fig. J. *Dorothia* sp.,
Fig. K. *Dorothia trochus* (d'Orbigny),
Fig. L. *Dorothia gradate* (Berthelin),
Fig. M. *Dorothia* sp. cf. *oxycona* (Reuss)
Fig. N. *Dorothia* sp. cf. *oxycona* (Reuss)

Pl. XV

129

- Fig. 1-2.** *Cytherella ovata* (Roemer) Sg 29;
Fig. 4-6. *Cytherella tazougertensis* Andreu. Br 25'A, Br 25, Br 25'A;
Fig. 7-9. *Bairdia* sp. A. K 19;
Fig. 10. *Bairdia* sp. 1 cf. sp. 1 Andreu, Br 25;
Fig. 11. *Bythocypris amelkisensis* Andreu & Ettachfini. Br 25 ;
Fig. 12. *Paracypris* cf. *dubertreti* Damotte & Saint-Marc. Br 25'A

Pl. XVI 132

- Figs 13-15.** *Paracypris mdaouerensis* Bassoullet & Damotte. K 19;
Figs 16-20. *Dolocytheridea atlasica* Bassoullet & Damotte, K 19, Br 25, K 19, Br 25, K 19;
Figs 21-23. *Metacytheropteron berbericus* (Bassoullet & Damotte). Br. 25, Br 25'A, Br 25 ;
Figs 24-28. *Pterygocythere* ? cf. *neknaffiensis* Andreu. Sg 13'

Pl. XVII 135

- Figs 29-32.** *Cythereis algeriana* Bassoullet & Damotte. K 19, Br 25, K 23, K 19;
Figs 33-36. *Cythereis namousensis* Bassoullet & Damotte. 33. K 22 ; Br 25 ; Br 25;
Figs 37, 38. *Reticulocosta* gr. *tarfayaensis* (Reyment). Sg 37, Br 25;
Figs 39-42. *Veniacythereis maghrebensis* (Bassoullet & Damotte). K 19

Pl. XVIII 138

- Figs 43-47.** *Haughtonileberis mdaouerensis* Bassoullet & Damotte. Sg 25;
Fig. 48. *Peloriops* cf. *ziregensis* (Bassoullet & Damotte). Br 25;
Fig. 49. *Rehacythereis* sp. Br 25;
Figs 50, 51. *Kalyptoalva* ? *tifratinensis*, Andreu. Br 25 ; Br 25'A

Pl. XIX 140

- Fig. A.** *Spirophycus* Hantzschel, *Rhabdoglyphus* Vossoevich; (Monts des Ksour)
Fig. B. cf. *Bergaueria* Prantl, *Rhabdoglyphus* Vossoevich; (Monts des Ksour)
Fig. C. *Skolithos* Haldeman, *Altichnus* Bromley et Hanken; (Bassin du Guir)
Fig. D. E. *Thalassinoïdes* Ehrenberg; (Monts des Ksour et le Bassin du Guir)
Fig. F. *Rhizocorallium* Zenker ; (Monts des Ksour)
Fig. G. *Planolites* Richter ; (Monts des Ksour)
Fig. H. *Protovirgularia* M'Coy; (Bassin du Guir)

ملخص

يستهدف هذا العمل طبقات العصر الطباشيري للجهة الغربية لجبال الاطلس الصحراوي و حوض قيسر (منطقة بشار)، حيث يركز هذا البحث على دراسة دقيقة لعدة مقاطع جيولوجية، و ذلك لتحليل الطبيعة الليتوستراتيغرافية، البيوستراتيغرافية، و البيئة القديمة و كذلك تغير ارتفاع منسوب البحر في هذا العصر.

ان العصر الطباشيري للجنوب الغربي الجزائري ينقسم الى ثلاث طبقات ليتوستراتيغرافية:

- الجهة الغربية للاطلس الصحراوي (جبال القصور):

1- طبقة الغليظة ذات العمر الجيولوجي السيئو ماني السفلي و ذلك لغناها بالبقايا الديناصورية (اسنان و عظام). ان هذه الطبقة تتميز بقاعدة سيليكو كلاستكية و كلسية ما يدل على تواجد بيئة ساحلية.

2- طبقة المدور ذات العمر الجيولوجي السيئو ماني السفلي والمتوسط، لتواجدها الليتوستراتيغرافي بين طبقتين (سيئو مانية سفلية و اخرى سيئو مانية نهائية). ان هذه الطبقة تتميز بروسوبيات جيرية ما يدل على تواجد بيئة سيخية- ساحلية.

3- طبقة غونجاية ذات العمر الجيولوجي السيئو ماني نهائي- توروني سفلي، ان هذه الطبقة تتميز بروسوبيات كلسية غنية ببقايا الحفريات كالامونيات،

- حوض قيسر (منطقة بشار):

1- طبقة رملية حمراء تنتسب الى السيئو ماني السفلي و ذلك لغناها بالبقايا الديناصورية (اسنان و عظام). ان هذه الطبقة تتميز بقاعدة سيليكو كلاستكية و كلسية ما يدل على تواجد بيئة ساحلية.

2- طبقة جيرية تنتسب الى السيئو ماني الاوسط لتواجدها الليتوستراتيغرافي بين طبقتين (سيئو مانية سفلية و اخرى سيئو مانية نهائية). ان هذه الطبقة تتميز بروسوبيات جيرية ما يدل على تواجد بيئة سيخية- ساحلية.

3 - الطبقة الكلسية لسيدى محمد بن بو زيان ذات العمر الجيولوجي السيئو ماني اعلى- توروني سفلي، ان هذه الطبقة تتميز بروسوبيات كلسية غنية ببقايا الحفريات كالامونيات

ان دراسة المستحاثات الملتقطة على مستوى الحوضين (الجهة الغربية للاطلس الصحراوي و حوض قيسر) سمحت لنا برسم فاصل افتراضي ما بين العصر السيئو ماني العلوي و التوروني السفلي، كما اعطتنا هذه الدراسة فرصة لذكر بعض العينات لأول مرة على مستوى الحوضين و هي كالاتي: تسعة عينات من الامونيات من بينها ثلاثة تنسب للعصر التوروني السفلي، سبعة عينات من الكرينويد، تسعة عشرة عينة من الاوستراكود و عشرة عينات من الاوفيسور.

الكلمات المفتاحية: الجزائر، الاطلس الصحراوي، قيسر، سيئو مانية، تورونية، ليتوستراتيغرافي، علم الروسوبيات، علم المستحاثات و العصور، البيو ستراتيغرافيا.

Résumé

Le présent travail a pour objet l'étude de la série cénomano-turonienne qui affleure dans l'Atlas saharien occidental et dans le Bassin du Guir (Sud-Ouest Algérien). Il est basé sur plusieurs levées géologiques, banc par banc, afin de détailler la lithostratigraphie, la biostratigraphie, la dynamique sédimentaire, les paléoenvironnements et l'évolution eustatique des dépôts.

Sur le plan lithostratigraphique, la série du C-T peut être divisée en trois formations distinctes en fonction des régions.

Dans l'Atlas saharien occidental (Monts des Ksour) :

1- La Formation d'El Rhelida est caractérisée à sa base par des dépôts mixtes silicoclastiques et carbonatés d'un environnement littoral soumis à l'influence tidale et de tempêtes. La base de cette formation a révélé un assemblage fossilifère d'âge Cénomanien inférieur, formé de dents isolées *Spinosaurus aegyptiacus*, des restes de *Neoceratodus africanus*, *Mawsonia* sp., fragments d'os de *Lepidotes* sp., et des dents rostrales d'*Onchopristis numidus*. 2- La Formation de M'daouer est caractérisée par des dépôts évaporitiques attribués à un milieu de sebkha littoral. Elle est attribuée au Cénomanien inférieur à moyen par encadrement lithologique. 3- La Formation de Rhoundjaïa est formée de dépôts carbonatés de plate-forme d'âge Cénomanien supérieur-Turonien, grâce à la découverte de plusieurs niveaux à ammonites: *Neolobites vibrayanus*, et *Calycoceras (Calycoceras) naviculare* à la base; *Nigericeras gadeni*, *Fikaites subtuberculatus*, *Fikaites* cf. *varicosatus* et *Vascoceras gamai* dans la partie médiane; *Pseudotissotia nigerensis*, *Choffaticeras sinaiticum*, et *Hoplitoides wohltmanni* au sommet de la formation.

Dans le Bassin du Guir :

1- La Formation des Grès rouges est formée de dépôts grés-argileux, rarement microconglomératiques, d'origine fluviale sur les limites méridionales du bassin et à cachet littoral dans la partie septentrionale du bassin. Elle est attribuée au Cénomanien inférieur grâce à son contenu paléontologique formé de dents isolées de dinosaures (*Spinosaurus aegyptiacus*), de poissons (cf. *Hybodus*, cf. *Bawitius*, *Distobatus nutiae*, *Obaichthys africanus*, *Neoceratodus africanus*, *Onchopristis numidus*, *Calamopleurus africanus*, *Dentilepisosteus? Kemkemensis*) et de crocodiliens (*Laganosuchus? maghrebensis*). 2- La Formation des Marnes à gypse inférieures est formée de dépôts marneux à passées de gypse et de calcaires à caractères de tempêtes. Elle est rapportée au Cénomanien inférieur-moyen par sa position au-dessus de la Formation des Grès rouges et au-dessous du bioévénement à *Neolobites*. 3- La Formation des Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane correspondent à une sédimentation carbonatée franchement marine de plate-forme peu profonde. La partie inférieure de la formation est attribuée au Cénomanien supérieur grâce à son contenu paléontologique formé de *Neolobites vibrayanus* et des rudistes *Apricardia* sp., *Caprinula boissy*, *Durania* sp. et *Sauvagesia sharpei*; la partie supérieure de la formation est rapportée au Turonien inférieur par corrélations faciologiques avec les bassins avoisinants.

L'analyse de la faune récoltée dans les deux bassins étudiés (Atlas saharien occidental et Bassin du Guir) nous a permis de compléter le bilan paléontologique de la région, et de tracer une limite probable entre les étages Cénomanien et Turonien. Cette analyse nous a donné l'avantage de citer pour la première fois : neuf espèces d'ammonites, dont trois espèces sont d'âge Turonien; sept espèces de rovacrinides; neuf genres d'ophiures, dix neuf espèces d'ostracodes dont seize cités pour la première fois dans le Bassin du Guir et huit espèces dans les Monts des Ksour, six espèces de foraminifères benthiques dans le Bassin du Guir; sept espèces de foraminifères planctoniques dans les Monts des Ksour.

L'étude séquentielle a mis en évidence la présence d'une mégaséquence d'ouverture, composée de quatre mésoséquences "transgression-régression". L'ouverture des milieux de dépôts en direction du Nord est confirmée par l'organisation des unités lithostratigraphiques dans les deux bassins et par l'affinité paléobiogéographique nettement téthysienne de l'échinofaune, des ammonites et de l'ostracofaune.

Mots clés : Algérie, Atlas saharien, Guir, Cénomanien, Turonien, Lithostratigraphie, Sédimentologie, Paléontologie, Biostratigraphie.

Abstract

The present study intends to introduce the Cenomano-Turonian series widely outcropping in the western Saharan Atlas and in the Guir basin. It deals with the bed-by-bed examination and sampling of several prominent sections, within the scope of refining the former lithostratigraphy, upgrading its biostratigraphy, and then reconstructing the sedimentary dynamics, subsequent paleoenvironments, and sea-level changes.

Concerning lithostratigraphy, the Cenomanian-Turonian deposits can be subdivided into three formations:

In the western Saharan Atlas (Ksour Moutains):

1- The El Rhelida Formation is defined at its base by mixed silicoclastic and carbonate deposits from a subtidal and storm-influenced nearshore environment. The base of this formation delivered an early Cenomanian fossil assemblage, consisting of isolated dinosaur teeth of *Spinosaurus aegyptiacus*, and *Spinosaurus* sp., fish remains of *Neoceratodus africanus*, *Mawsonia* sp., bone fragments of *Lepidotes* sp., and rostral teeth of *Onchopristis numidus*. 2- The M'daouer Formation is composed of evaporitic deposits, depositional environment of which is related to a nearshore sebkha. Thanks to lithological constraints it is assigned to the lower to middle Cenomanian. 3- The Rhoundjaia Formation is composed of carbonate platform deposits of late Cenomanian-Turonian age, with evidence of several ammonite levels at the basis [*Neolobites vibrayeanus* and *Calycocheras (Calycocheras) naviculare*] and the top [*Nigericeras gadeni*, *Fikaites subtuberculatus*, *Fikaites cf. varicostatus*, *Vascoceras gamai*, *Pseudotissotia nigerensis*, *Choffaticeras sinaiticum*, and *Hoplitoides wohlmanni*] of the studied sequence.

In the Guir Basin:

1- The Red Sandstones Formation (« Formation des Grès rouges ») is composed of silty-claey, rarely microconglomeratic, deposits, of fluvial origin on the southern basinal margins, and of nearshore influence on the eastern side of the basin. It is assigned to the Lower Cenomanian thanks to its paleontological content made of isolated dinosaur teeth of *Spinosaurus aegyptiacus*, of fish remains of cf. *Hybodus*, cf. *Bawitius*, *Distobatus nutiae*, *Obaichthys africanus*, *Neoceratodus africanus*, *Onchopristis numidus*, *Calamopleurus africanus*, and *Dentilepisosteus? kemkemensis*, and crocodylian remains of *Laganosuchus? maghrebensis*. 2- The Lower Gypsum Marls Formation (« Formation des Marnes à gypse inférieures ») is composed of marly deposits, with gypsum interbeds and storm-deposited carbonates. It is attributed to the lower-middle Cenomanian based on its lithological position above the Red Sandstones Formation and below the *Neolobites* bioevent; 3- The « Calcaires de Sidi Mohamed Ben Bouziane » Formation corresponds to a widespread shallow-platform open-marine carbonate deposition. Its lower part is assigned to the upper Cenomanian thanks to its macrofaunal content mostly composed of ammonite *Neolobites vibrayeanus*, and rudistids *Apricardia* sp., *Caprinula boissyi*, *Durania* sp., and *Sauvagesia sharpie*; the upper part of this formation is assigned to the lower Turonian by faciological correlations with adjacent basins.

Analysis of respective faunal assemblages from both field areas (western Saharan Atlas and Guir basin) lead us to complete the fossil faunal list of this region, and to place the potential boundary between Cenomanian and Turonian with better confidence. The present study gave us the opportunity to record first some original species, namely: nine ammonite species, among which three are of Turonian age; nine ophiuroidae, seven roveacrinoid species; nineteen ostracode species, among which sixteen mentioned for the first time in the Guir basin and eight in the Ksour Mountains; six benthonic foraminifer species in the Guir basin; seven planktonic foraminifer species in the Ksour Mountains.

The sequential analysis evidenced the existence of a transgressive megasequence, consisting of four 'transgressive-regressive' mesosequences. The northwards connexion of respective depositional environments is supported by the structure of the respective lithostratigraphic units and by the definitively Tethyan paleobiogeographic affinity of the echinoid, bivalve faunas and, most especially, the ammonite *Neolobites vibrayeanus*.

Key words: Algeria, Saharan Atlas, Guir, Cenomanian, Turonian, Lithostratigraphy, Sedimentology, Paleontology, Biostratigraphy.