



Université d'Oran 2  
Faculté des Sciences de la Terre et de l'Univers

**THESE**

Pour l'obtention du diplôme de Doctorat en Sciences  
En Sciences de la Terre

**La sédimentation du Miocène supérieur au Pliocène des monts du Dahra (exemples de Djebel Diss et du Plateau d'Ain Merane) : aspects litho-stratigraphiques et micropaléontologiques.**

Présentée et soutenue publiquement par :  
M BELHADJI Ahmed

Devant le jury composé de :

Mahboubi Mhamed	Professeur	Université d'Oran 2	Président
Belkebir Lahcène	Professeur	Université d'Oran 2	Rapporteur
Saint Martin Jean-Paul	Professeur émérite	MNHN	Corapporteur
Bartolini Annachiara	Professeur	MNHN	Examineur
Atif Khireddine F.T.	Maît. Conf. A	Université. d'Oran 2	Examineur
Adaci Mohamed	Maît. Conf. A	Université. Tlemcen	Examineur

Année...2021

## AVANT PROPOS

Dans ces derniers moments de rédaction, j'ai le plaisir et le devoir d'exprimer ma profonde gratitude à toutes les personnes qui ont apporté leur collaboration et leur soutien à la réalisation de ce modeste travail.

Je remercie Lahcène Belkebir de la confiance qui m'a accordé au cours de toute ces années de travaux de recherche. De m'avoir donné l'opportunité de travail sur une période très intéressante qui est le passage Mio-Pliocène avec cet évènement très exceptionnel qui est la crise de salinité messiniène. Je tiens à souligner sa grande contribution à l'amélioration de la qualité de ce mémoire.

Mes sincères remerciements à Jean Paul Saint Martin d'avoir accepté de codiriger ce travail, de m'avoir très bien accueilli au cours de mon séjour au Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris et surtout pour les nombreuses discussions fructueuses qu'on a eu sur la thématique messiniène.

Je remercie Mhamed Mahboubi, d'avoir aimablement accepté la présidence de ce jury, pour ces encouragements durant toutes ces années et surtout son humilité.

Ma profonde gratitude à Annachiara Bartolini, pour m'avoir accueilli dans son laboratoire de micropaléontologie, facilité mon accès aux collections de foraminifères du Muséum et transmis un peu de son savoir sur la géochimie. Je la remercie d'avoir partagé avec moi sa patience pour les phénomènes biologiques actuels. Les illustrations photographiques au MEB ainsi que les analyses géochimiques, ont été faite grâce à son intervention. Enfin je la remercie d'avoir accepté d'examiner ce travail.

Je remercie Atif Kheireddine Faycel Toufik pour son soutien inestimable dans les moments durs, pour les discussions très intéressantes partagées et d'avoir accepté de faire partie de ce jury.

Je tiens à remercier Addaci Mohamed, avec qui j'ai fait mes premiers pas en géologie pour ces encouragements, son appui morale et sa participation autant qu'examineur à ce jury.

Je remercie Bessedik Mostefa et Mansour Bouhameur, que j'aurais aimé les voir dans ce jury, pour le soutien inestimable qu'ils m'ont prodigué et surtout les discussions interminables partagées.

Simona Saint Martin, Marie-Madeleine Blanc-Valleron et Didier Merle pour leur accueil pendant mon séjour au Muséum et leur contribution à l'aboutissement de ce travail.

Sediki AbdelMajid et tous mes amis et collègues du département des sciences de la terre (Mansouri, Bendella, Bouterfa, Yacef, Ablaoui,...) pour leurs encouragements et l'assistance apportée.

Mes sincères remerciements à Mon défunt père, ma mère, ma femme et mes enfants (Leila, Abderrahmane, Mohamed El Habib et Aboubakr) pour leur soutien, leur patience et leurs sacrifices.

*A la Mémoire de mon Père*

## SOMMAIRE

AVANT PROPOS.....	1
RESUME.....	8
SUMMARY.....	9
ملخص.....	10

## CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS

I-Introduction générale.....	11
II-Généralités sur le bassin du Chélif.....	12
II.1- Contexte géographique.....	12
II.2- Contexte géologique.....	13
II.2.1- Tortonien.....	14
II.2.2- Messinien.....	14
II.2.3- Pliocène.....	15
III-Généralité sur les Monts du Dahra.....	16
III.1 Djebel Diss.....	16
III.1.1- Cadre géographique.....	16
III.1.2- Cadre géologique.....	17
III.2- Plateau d'Ain Merane.....	18
III.2.1- Cadre géographique.....	18
III.2.2- Cadre géologique.....	18
IV- Le Messinien en Méditerranée.....	20
IV.1 - Crise de salinité messinienne « MSC ».....	20
IV.2 - Historique des travaux sur les évaporites messiniennes.....	22
IV.3- Evolution de la Méditerranée au cours du Messinien.....	22
V- Distribution spatiale des faciès messiniens.....	26
V.1 - Faciès des bassins marginaux.....	26
V.1.1- Plates-formes carbonatées.....	26
V.1.1.1- Diatomites.....	26
V.1.1.2- Calcaires.....	27
V.1.2 - Zones profondes des bassins.....	29
V.1.2.1- Diatomites.....	29
V.1.2.2- « <i>Calcare di Base</i> ».....	29

V.1.2.3- Gypses primaires inférieurs (PLG).....	30
V.1.2.4- Gypses resédimentés inférieurs (RLG).....	32
V.1.2.5- Sels (Halite, Gypses).....	34
V.1.2.6- Gypses supérieur et « Lago-Mare ».....	34
V.2- Unités sismiques des bassins profonds.....	35

## **CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE**

I- Introduction.....	38
II- Description lithologique.....	38
II.1- Djebel Diss.....	38
II.1.1- Marnes sableuses jaunâtres.....	38
II.1.2- Marnes bleues.....	40
II.1.3- Ensemble gypso-calcaire.....	40
II.1.4- Marnes « Trubi ».....	43
II.2- Plateau d'Ain Merane.....	43
II.2.1- Coupe de Kef El Biod.....	43
II.2.1.1- Alternance marno-diatomitique.....	46
II.2.1.2- Marnes brunâtres.....	48
II.2.1.3- Alternance marno-calcaire.....	49
II.2.1.4- Gypses.....	49
II.2.1.5- Calcaires biodétritiques.....	52
II.2.2-Coupe de Nharet.....	52
II.2.2.1- Marnes bleues.....	53
II.2.2.2- Marnes brunâtres.....	53
II.2.2.3- Alternance marno-calcaire.....	56
II.2.2.4- Marnes gypseuses.....	56
II.2.2.5- Calcaires biodétritiques.....	56
II.2.2.6- Calcaires stromatholitiques.....	58
II.2.3- Coupe de Koudiet Karoucha.....	59
II.2.3.1- Marnes bleues.....	60
II.2.3.2- Calcaires biodétritiques.....	60

II.2.4- Coupe d'Ain Es Serrak.....	64
II.2.4.1- Calcaires à algues.....	64
II.2.4.2- Marnes gypseuses.....	66
II.2.4.3- Calcaires biodétritiques.....	68
II.2.5- Coupe d'Oued Tacheti.....	69
II.2.5.1- Sables.....	69
II.2.5.2- Marnes jaunâtres.....	69
II.2.6- Coupe d'Oued Seggait.....	75
II.2.6.1- Alternance marno-diatomitiques.....	77
II.2.6.2- Gypses.....	77
II.2.6.3- Marnes sableuses.....	79

### CHAPITRE III : SYSTEMATIQUE

I- Introduction.....	81
II- Systématique.....	81
II.1- Ordre <i>Foraminiferida</i> Eichwald, 1830.....	81
II.1.1- Famille des <i>Globigerinidae</i> Carpenter, Parker et Jones, 1862.....	81
II.1.2- Famille des <i>Catapsydracidae</i> Bolli. Loeblich et Tappan, 1957.....	93
II.1.3- Famille des <i>Globorotaliidae</i> Cushman, 1927.....	94
II.1.4- Famille <i>Candeinidae</i> Cushman, 1927.....	99

### CHAPITRE IV : VARIABILITÉ MORPHOLOGIQUE

I- Introduction.....	101
II – Analyse quantitative.....	101
II.1- Groupes et assemblages planctoniques.....	101
II.2- Variabilité morphologique.....	102
II.2.1- <i>Globigerina</i> .....	102
II.2.1.1- Répartition verticale.....	102
II.2.1.2- Evolution des taxons.....	106
II.2.1.3- Signification de la variabilité dans <i>Gn bulloides</i> gr.....	109
II.2.2- <i>Globigerinoides obliquus</i> gr.....	110
II.2.2.1- Répartition verticale.....	110

II.2.2.2- Evolution des taxons.....	112
II.2.2.3- Signification des morphotypes de <i>Gs ruber</i> .....	118
II.2.3- <i>Orbulina</i> et <i>Praeorbulina</i> .....	119
II.2.3.1- Répartition verticale.....	119
II.2.3.2- Evolution des taxons.....	121
II.2.3.3- Signification de l'occurrence de <i>Praeorbulina</i> .....	122
II.4- <i>Turborotalita</i> .....	123
II.2.4.1- Répartition verticale.....	123
II.2.4.2- Evolution des taxons.....	125
II.2.4.3- Signification des morphotypes des <i>Turborotalita</i> .....	126
II.2.5- <i>Neogloboquadrina</i> .....	127
II.2.5.1- Répartition verticale.....	127
II.2.5.2- Evolution des taxons.....	129
II.2.5.3- Signification des morphotypes de <i>Neogloboquadrina</i> .....	131
III-Conclusion.....	132

## **CHAPITRE V : ANOMALIES MORPHOLOGIQUES**

I- Historique sur les anomalies morphologiques.....	134
II- Matériel et méthodes.....	137
III- Etude quantitative.....	138
IV- Discussion.....	144
IV.1- Statuts des anomalies morphologiques.....	144
IV.2- Importance quantitative des anomalies morphologiques.....	147
IV.3- Rapport entre anomalies, lithologie et assemblages.....	147
IV.4- Causes probables des anomalies morphologiques.....	150
IV.4.1- Reproduction.....	150
IV.4.2- Variation de la salinité et du <i>ph</i> .....	150
IV.4.3- Hydrodynamisme.....	151
IV.4.4- Abondance de la matière organique.....	152
IV.4.5- Température.....	152
V- Conclusion.....	153

## CHAPITRE VI : ANALYSE BIOÉVÈNEMENTIELLE ET CORRÉLATION

I- Introduction.....	154
II - Méthodes d'études.....	154
III- Djebel Diss.....	155
III.1- Bioévènements identifiés.....	156
III.2- Biozonation établie.....	157
III.3- Attribution stratigraphique.....	159
III.3.1- Tortonien inférieur.....	159
III.3.2- Messinien.....	161
III.3.3- Zancléen.....	162
III.3.4- Piacenzien.....	163
III.4- Corrélation litho-biosratigraphique.....	163
III.4.1- Marnes sableuses jaunâtres.....	163
III.4.2- Marnes bleues.....	164
III.4.3- Ensemble gypso-calcaire.....	164
III.4.4- Marnes « Trubi ».....	164
IV- Plateau d'Ain Merane.....	164
IV.1- Analyse bioévènementielle.....	165
IV.1.1- Coupe de Kef El Biod.....	165
III.1.1.1- Assemblages planctoniques.....	165
IV.1.1.2- Évolution des principaux marqueurs.....	166
IV.1.1.2.a- <i>Globorotalia</i> .....	166
IV.1.1.2.b- <i>Neogloboquadrina</i> .....	168
IV.1.1.2.c- <i>Turborotalita</i> .....	170
IV.1.1.3- Bioévènements identifiés.....	170
IV.1.2- Coupe de Nharet.....	172
IV.1.2.1- Assemblages planctoniques.....	172
IV.1.2.2- Évolution des principaux marqueurs.....	174
IV.1.2.2.a- <i>Globorotalia</i> .....	174
IV.2.2.2.b- <i>Neogloboquadrina</i> .....	174
IV.1.2.3- Bioévènements identifiés.....	175

IV.1.3-Coupe d'Ain Es Serrak.....	175
IV.1.3.1- Assemblages planctoniques.....	175
IV.1.3.2- Évolution des principaux marqueurs.....	177
IV.3.2.1.a- <i>Globorotalia</i> .....	177
III.3.2.2.b- <i>Neogloboquadrina</i> .....	177
IV.1.3.3- Bioévénements identifiés.....	178
IV.1.4- Coupe d'Oued Seggait.....	178
IV.1.4.1- Assemblages planctoniques.....	178
IV.1.4.2- Évolution des principaux marqueurs.....	180
IV.1.4.2.a- <i>Globorotalia</i> .....	180
IV.1.4.2.b- <i>Neogloboquadrina</i> .....	182
IV.1.4.2.c- <i>Turborotalita</i> .....	183
IV.1.4.2.d- <i>Sphaeroidenollopsis</i> .....	183
IV.1.4.2.5.e- <i>Globoquadrina</i> .....	183
IV.1.4.3- Bioévénements identifiés.....	183
IV.1.5- Coupe d'Oued Tacheti.....	185
IV.1.5.1- Assemblages planctoniques.....	185
IV.1.5.2- Évolution des principaux marqueurs.....	185
IV.1.5.2.a- <i>Globorotalia</i> .....	185
IV.1.5.2.b- <i>Neogloboquadrina</i> .....	187
IV.1.5.2.c- <i>Sphaeroidenollopsis</i> et <i>Globoquadrina</i> .....	189
IV.1.5.3- Bioévénements identifiés.....	189
IV.2- Interprétation et corrélation des bioévénements identifiés.....	190
IV.2.1-Bioévénements des dépôts préévaporitiques.....	191
IV.2.1.1- Corrélation et calibration des bioévénements.....	191
IV.2.1.2- Corrélation aux biozonations récentes .....	194
IV.2.2-Bioévénements des dépôts évaporitiques.....	196
IV.2.3-Bioévénements des dépôts postévaporitiques.....	197
IV.3- Attribution stratigraphique.....	201
IV.3.1- Tortonien supérieur.....	201
IV.3.2- Messinien.....	201

IV.4- Corrélation litho-biostratigraphique.....	202
IV.4.1- Marnes bleues/Calcaires à algues.....	203
IV.4.2- Alternance marno-diatomitique.....	203
IV.4.3- Marnes brunâtres.....	205
IV.4.4- Alternance marno-calcaire.....	207
IV.4.5- Gypses/Marnes gypseuses.....	207
IV.4.6- Marnes sableuses.....	208
IV.4.7- Sables.....	208
IV.4.8- Marnes jaunes/calcaires biodétritiques.....	209
IV.4.9- Calcaires stromatolithiques.....	211
V. Corrélation à l'échelle du Dahra.....	211
V.1- Tortonien.....	212
V.2- Messinien.....	212
V.3- Pliocène.....	214
<b>Conclusion générale.....</b>	<b>217</b>
<b>Références bibliographiques.....</b>	<b>221</b>
<b>Liste des figures.....</b>	<b>241</b>
<b>Liste des tableaux.....</b>	<b>246</b>
<b>Planches.....</b>	<b>247</b>

## **Résumé :**

Une série sédimentaire, assez importante, a été établie dans la bordure sud des monts du Dahra à partir de neuf coupes géologiques levées dans les secteurs de Djebel Diss (Mostaganem) et Plateau d'Ain Merane (Chlef).

Ces levés ont aboutis à l'identification, au sein des successions géologiques classiques du passage mio-pliocène, d'une sédimentation de plateformes carbonatés (lithothamniums, biodétritiques, récifal et stromatholithes) à affinités messiniennes.

Les assemblages de foraminifères planctoniques identifiés dans les deux secteurs sont composés par environ une cinquantaine d'espèces appartenant à 10 genres. Les analyses quantitatives, effectués sur les assemblages des dépôts préévaporitiques de la coupe de Kef El Biod, ont permis la détection d'une variabilité intra-spécifique très importante dans la plus part des genres. Egalement de nombreuses anomalies morphologiques ont été observées sur les tests de certaines formes avec des taux assez conséquents (10%). Ces phénomènes attestent de l'importance des changements paléoenvironnementaux et du stress qu'a subi la biodiversité avant la crise de salinité messiniène.

Les bioévènements reconnus à de Djebel Diss indiquent un âge Tortonien inférieur à Piacenzien (10.55 à 3.35 Ma) avec une lacune du Tortonien supérieur et une bonne partie du Messinien. Ceux du Plateau d'Ain Merane indiquent dans leur majorité le Messinien. Les 12 premiers caractérisent le Tortonien supérieurs (8.56 M) et le Messinien inférieurs (6.82 à 6.08 Ma). Les 14 restants, identifiés pour la première fois, sont très similaires à ceux des terrains messiniens de la façade atlantique du Maroc.

**Mots clés :** Djebel Diss, Plateau d'Ain Merane, Dahra, carbonatés, foraminifères planctoniques, variabilité, anomalies morphologiques, bioévènements, Tortonien supérieur, Messinien, Zancléen, Piacenzien, façade atlantique.

## **Summary :**

A fairly large sedimentary series has been established in the southern border of the Dahra mountains from nine geological sections taken in the sectors of Djebel Diss (Mostaganem) and Plateau of Ain Merane (Chlef).

These surveys led to the identification within classic geological successions of the Mio-Pliocene passage of a sedimentation of carbonate platforms (lithothamniums, biotritics, reefs and stromatholites) with Messinian affinities.

The planktonic foraminifera assemblages identified in the two sectors are composed of about fifty species belonging to 10 genera. The quantitative analyzes, carried out on the assemblages of the pre-evaporitic deposits of the Kef El Biod cut, allowed the detection of a very significant intra-specific variability in most of the genera. Also many morphological abnormalities were observed on the tests of certain forms with quite substantial rates (10%). These phenomena attest to the importance of palaeoenvironmental changes and the stress suffered by biodiversity before the Messina salinity crisis.

Bioevents recognized at Djebel Diss indicate a lower Tortonian age than Piacenzien (10.55 to 3.35 Ma) with a gap from the Upper Tortonian and a good part of the Messinian. Those of the Ain Merane Plateau mostly indicate the Messinian. The first 12 characterize the upper Tortonian (8.56 M) and the lower Messinian (6.82 to 6.08 Ma). The remaining 14, identified for the first time, are very similar to those of the Messinian lands on the Atlantic coast of Morocco.

**Key words:** Djebel Diss, Ain Merane Plateau, Dahra, carbonates, planktonic foraminifers, variability, morphological anomalies, bioevents, Upper Tortonian, Messinian, Zancléen, Piacenzien, Atlantic coast.

## ملخص

مكنت المقاطع الجيولوجية التسعة المرفوعة في جبل الديس (مستغانم) و هضبة عين مران (الشلف) من التعرف على سلسلة رسوبية معتبرة. إلى جانب الطبقات الكلاسيكية لنهاية عصر الميوسين وبداية عصر البليوسين، ثم التعرف على طبقات كلسيه ذات منشئ فتاتي، مرجاني و طحلي تنتمي إلى عصر الميوسيني.

مجموعة المنخاريات العالقة الموجودة في القطاعين تحوي حوالي 50 نوعا ينتمون إلى 10 أجناس. سمحت التحليلات الكمية لهذه الكائنات ، في طبقات قبل الملحية ، من اكتشاف أصناف كثيرة من معظم الأنواع . كما تم اكتشاف تشوهات مورفولوجية بنسب معتبرة (10%) في بعض أنواع هذه العوالق. هذه الظواهر تدل على أهمية التغيرات البيئية و الإجهاد الذي عانى منه التنوع قبل أزمة الملوحة للعصر الميوسيني.

يمتد عمر السلسلة الرسوبية لجبل الديس من عصر الترتوني الأدنى إلى عصر البليوسين الأوسط (3.35-10.55م س) مع وجود فجوة كبيرة تشمل العصر الترتوني الأعلى و معظم العصر الميوسيني . أما هضبة عين مران فهي تنتمي في معظمها إلى العصر الميوسيني . الأحداث البيولوجية 12 الأولى المستكشفة في الطبقات ما قبل الملحية تمتد من 6.08-6.85 م س. أما 14 المتبقية و المستكشفة لأول مرة في هذا العمل تضاهي تلك المعروفة في رسوبيات عصر الميوسيني للواجهة الأطلسية للمغرب.

### الكلمات المفتاحية :

جبل الديس- هضبة عين مران -الظهرة - كلسيات - منخاريات عالقة -التشوهات الخلقية -ترتوني - ميوسيني - بليوسين- ساحل المحيط الأطلسي

# **CHAPITRE I : GÉNÉRALITÉS**

## I- Introduction générale

Les terrains du Miocène supérieur-Pliocène forment l'essentiel de la sédimentation néogène dans la partie nord-occidentale de l'Algérie. Ces dépôts se distinguent dans le Bassin du Bas Chélif (Fig. 1), un des plus grands bassins périméditerranéens (Perrodon, 1957), par leur grande diversité lithologique et leurs richesses faunistique et floristique. Très tôt, ils ont été sujets à de grandes polémiques (Pomel, 1858 ; 1889 ; Brives, 1897 ; Anderson, 1936 ; Laffitte, 1948 ; S.N. Repal, 1952 ; Perrodon, 1957).

La plus part des travaux récents, consacrés à cette période géologique, ont été entrepris dans la région oranaise qui constitue la partie occidentale du bassin du Bas Chélif (Atif et *al.*, 2008 ; Cornée et *al.*, 1994, 1996, 2004 ; Delfaud et *al.*, 1973 ; Gaudant et *al.*, 1997 ; Moissette, 1988 ; Moissette et poignant, 1992 ; Mansour et Saint Martin, 1999 ; Mansour, 2004 ; Mansour et *al.*, 2008 ; Rouchy, 1982 ; Rouchy et *al.*, 2007 ; Saint Martin, 1987 ; Saint Martin et *al.*, 1992 ; Saint Martin et *al.*, 2008).

La partie orientale du bassin (Perrodon, 1957) n'a pas donné lieu à beaucoup de travaux récents (Addadi et *al.*, 1968 ; Mazzola, 1971 ; Tjalsma et Wonders, 1972 ; Taucchio et Marks, 1973). Ce n'est qu'à partir des années quatre vingt dix qu'un certain nombre d'investigations ont été entamées dans le Dahra occidental (Belkebir et *al.*, 1994 ; 1996 ; 2002 ; 2008 ; Rouchy et *al.*, 2007 ; Atif et *al.*, 2008 ; Belhadji et *al.*, 2008 ; Mansouri et *al.*, 2008 ; Satour, 2012 ; Hebib, 2014 ; Benzina et *al.*, 2019 ). Malheureusement, cette dynamique n'a pas touchée le Dahra oriental et les travaux ont restés sporadiques (Belkebir, 1986 ; Aifa et *al.*, 2003 ; Saint Martin et *al.*, 2010 ; 2011 ; Belhadji et *al.*, 2009 ; 2011 ; 2016a, b ; 2018 ; 2019 ; 2020).

A l'échelle régionale et afin de calibrer les différents changements paléoenvironnementaux qu'a connus la Méditerranée au passage mio-pliocène, les chercheurs ont utilisés diverses approches et techniques d'investigations (biostratigraphie, cyclostratigraphie, géochimie, magnétostratigraphie et astrochronologie). Une grande partie des travaux a concerné les affleurements des bassins d'Italie, d'Espagne, du Maroc, de Crète et de Chypre (Aguirre et Sanchez-Almazo., 2004 ; Bellanca et *al.*, 2001 ; Blanc-Valleron et *al.*, 2002 ; Bourillot, 2009 ; Clauzon et *al.*, 1996 ; Cornée et *al.*, 1996, 2002, 2006 ; Di Stefano et *al.*, 2010 ; Drinia et *al.*, 2007 ; Gautier et *al.*, 1994 ; Hilgen et *al.*, 2000 ; 2005 ; Kouwenhoven et *al.*, 2006 ; Krijgsman et *al.*, 1999a ; 1999b ; 2001 ; 2004 ; lire et *al.*, 2019 ; Lourens et *al.*, 2004 ; Manzi et *al.*, 2013 ; Martin et Braga, 1994 ; Pierre et *al.*, 2006 ; Orszag-

Sperber et *al.*, 2000 ; Rouchy, 1982 ; Rouchy et Caruso, 2006 ; Roveri et *al.*, 2008a ; b ; 2014b ; Saint Martin, 1987 ; Saint Martin et Rouchy, 1990 ; Saint Martin et *al.*, 2000 ; Sierro et *al.*, 1993 ; 1999 ; 2001 ; 2003 ; van Assen et *al.*, 2006). Ces travaux ont permis l'établissement d'un cadre chronologique relativement précis et une bonne compréhension des causes ayant engendrées ces changements. Néanmoins plusieurs zones d'ombre persistent et de nombreux points sont encore non élucidés et nécessitent des investigations plus approfondies.

Le présent travail s'intéresse principalement au Plateau d'Ain Merane situé dans la partie orientale du massif Dahra. Il fait suite à l'étude réalisée précédemment au niveau de Djebel Diss (Belhadji, 2006) occupant l'extrémité occidentale du massif du Dahra. Une attention très particulière sera donné aux dépôts messiniens en raison de l'importance des bouleversements paléogéographiques qu'a connu la méditerranée durant cette période caractérisée par une importante crise de salinité.

L'objectif principal de travail est d'essayer d'actualiser ou de préciser les anciennes attributions stratigraphiques (Perrodon, 1957 ; Tauecchio et Marks, 1973 ; Belkebir, 1986).

Ainsi la démarche consiste dans un premier temps à élaborer un cadre lithostratigraphique avec une description lithologique détaillée de tous les faciès observés, dans les deux secteurs, tout en cernant leurs variations latérales et verticales.

Etablir un cadre bioévènementielle aussi précis que possible pour permettre de préciser l'âge des différentes unités lithostratigraphiques. Ces bioévènements aideront également à établir des corrélations à l'échelle locale et régionale.

Les approches micropaléontologiques contribueront à évaluer l'impact des changements paléoenvironnementaux sur l'évolution des assemblages des foraminifères planctoniques et particulièrement sur la morphologie de leur test.

## **II- Généralités sur le bassin du Chélif**

### **1- Contexte géographique**

Le bassin du Bas Chélif (Fig. 1) s'étend depuis la région de Temouchent à l'Ouest jusqu'à celle de Chlef à l'Est sur plus de 300 km de longueur et 100 km de largeur. Perrodon (1957) a subdivisé longitudinalement ce bassin en trois régions géomorphologiques distinctes. Une région orientale bordée par les massifs du Dahra, des Beni Mnacer et de l'Ouarsenis, une région centrale formée par les plaines de

Relizane, d'El Habra et le Plateau de Mostaganem et enfin une région occidentale encadrée par les massifs d'Oran, d'Arzew, des Tessala et des Beni Chougrane.

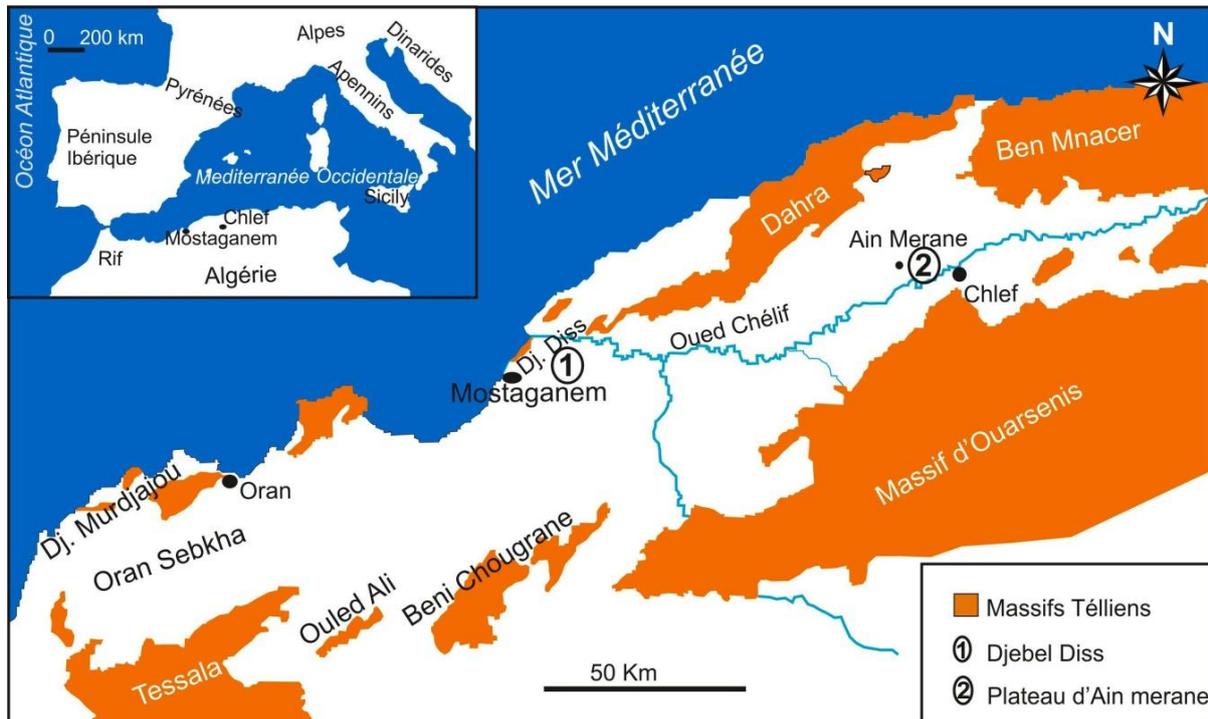


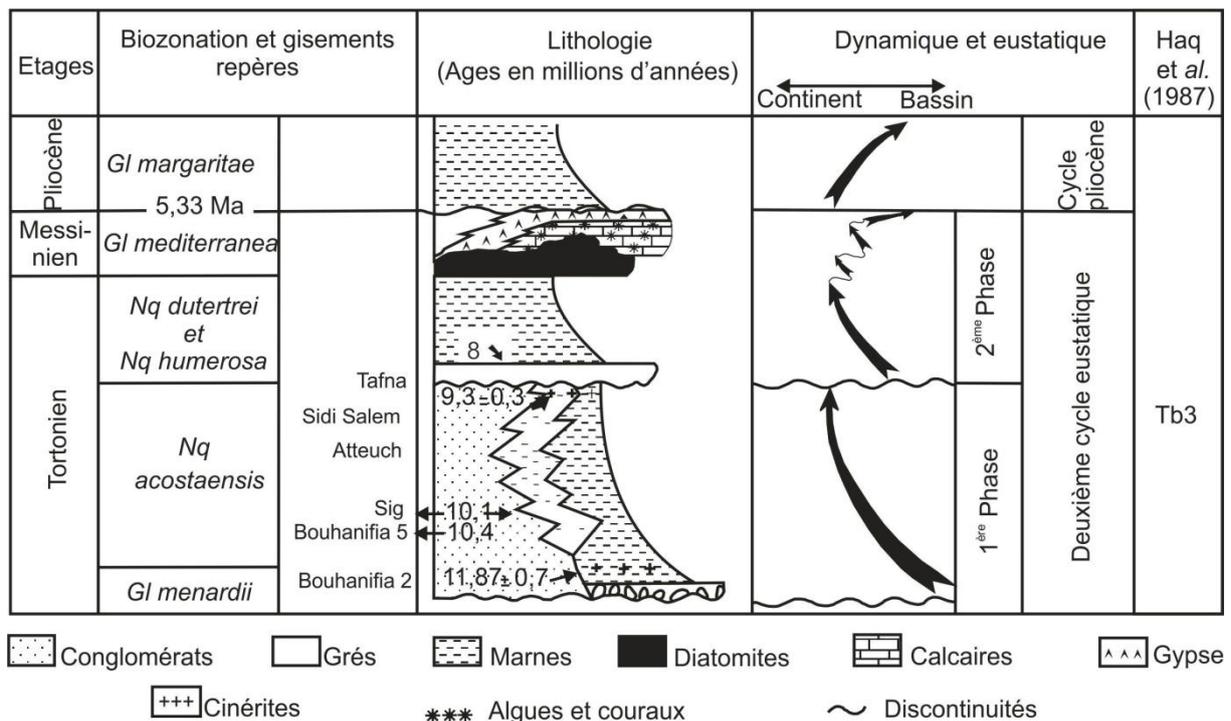
Fig. 1 : Localisation géographique du bassin du Bas Chélif (d'après Perrodon, 1957; modifiée).

## 2- Contexte géologique

Le bassin du Chélif est un bassin en compression d'âge mio-plio-quaternaire formé lors des dernières étapes de l'orogénèse alpine (Perrodon 1957). Sa genèse est rattachée à l'ouverture du bassin arrière-arc nord-algérien et engendrée par une subsidence tardi-tectonique enclenchée vers 17 Ma. Sa structuration est accompagnée par des mouvements extensifs (10-12 Ma) à l'origine des coulées andésitiques et des intrusions doléritiques (Lepvrier et Magné 1975).

Son ouverture s'est poursuivie au cours du Serravallien supérieur et au Tortonien inférieur entraînant la mise en place de structures en horst et graben. La série marno-diatomitique tortono-messinienne a permis le remplissage de ces structures. Les phases compressives du Pliocène ont non seulement engendré de nouvelles déformation mais également accentuer les structures plissées héritées du Tortonien supérieur et du Messinien. La phase compressive quaternaire a entraîné la création de petits bassins allongés de direction Est-Ouest et le rétrécissement Nord-Sud du bassin du bas Chélif (Magraoui, 1982). Cette direction de raccourcissement est à l'origine de la déformation actuelle du bassin. Elle résulte de la convergence entre les plaques Afrique et Eurasie (Philip et Thomas 1977).

Le bassin du Bas Chélif est caractérisé par un substratum allochtone d'âge Crétacé à Oligocène (Delteil, 1974) sur lequel repose, en discordance diastrophique (Perrodon, 1957), une couverture néogène. Très épaisse et continue dans la partie centrale du bassin, cette couverture accuse une réduction considérable dans les zones marginales du bassin. Cette réduction est accompagnée par de nombreuses discontinuités et d'importants passages latéraux de faciès.



**Fig. 2 :** Biozonation et principaux cycles transgressives dans la série type des bassins miocènes de l'Algérie nord-occidentale (Chélif, Tafna) .d'après Belkebir et al. (1996).

### 2.1- Tortonien

Transgressif sur les marges du bassin, le Tortonien est représenté, par une série essentiellement marneuse débutant par des niveaux grossiers gréseux ou conglomératiques (Fig. 2). Ces dépôts sont bien calibrés par la présence des marqueurs *Neogloboquadrina acostaensis*, *Nq humerosa* et *Nq dutertrei* (Belkebir et al., 2008). Au centre du bassin, ces dépôts succèdent, en continuité, aux marnes bleues du Miocène « inférieur » (S. N. Repal, 1952). Leur partie sommitale passe, Localement, dans les Beni Chougrane et les Tessala, à des calcaires argilo-gréseux ou à des grès et des marnes (Belkebir et al., 2002).

### 2.2- Messinien

Il affleure sous forme de faciès, assez classiques et bien différenciés représentés essentiellement par des marnes, des diatomites, des carbonates et des

gypses. La terminologie régionale, établie par Anderson (1936), attribue les diatomites et les gypses aux « Beida et Mellah stages ». Ces étages correspondent respectivement aux « formations terminales » (S.N.Répal, 1952 ; Perrodon, 1957) et aux formations d'El Bordj et de Sig (Neurdin-Trescartes, 1992).

Ces dépôts très bien connus, dans le reste de la Méditerranée, sont liés aux remarquables évènements de la crise de salinité messinienne. Ainsi Rouchy (1982) distingue une première unité infra-évaporitique marno-diatomitiques (Tripoli) bien développée localement (300 m à Ain Zeft et dans le Plateau de Mostaganem). Une seconde unité évaporitique à sédimentation exclusivement sulfatée (50 à 120 m à l'affleurement et 300 à 400 m en forage) avec une partie inférieure composée principalement de gypse primaire sélénitique et une partie supérieure constituée par une alternance de niveaux marneux et de bancs gypseux primaires ou secondaires et parfois clastiques. Toutefois, cette subdivision n'a pas permis une assimilation de ces dépôts aux évaporites inférieures et supérieures du bassin sicilien (Rouchy, 1982 ; Rouchy et *al.*, 2007). Une dernière unité post-évaporitique caractérisée par des dépôts silico-clastiques est issue des phases d'érosions/dissolutions et de la phase de dessalure correspondant à la période du « Lago-Mare » (Rouchy, 1982 ; Rouchy et *al.*, 2007).

Parallèlement à ces unités, des plateformes carbonatées à algues et coraux, se développent sur les marges et les hauts-fonds du bassin (Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982 ; Rouchy et *al.*, 2007; Saint Martin, 1987). L'installation de ces plates formes a été associée à une pulsation marine transgressive (Fig. 2) amorcée à la limite des biozones N16/N17 (Blow, 1969) et caractérisée par une remontée du niveau marin de 120 m (Cornée et *al.*, 1994 ; Belkebir et *al.*, 1996). Récemment des dépôts carbonatés similaires ont été observés, dans la région d'Ain Merane, sur la bordure sud du Dahra (Belhadji et *al.*, 2009 ; Saint Martin et *al.*, 2010 ; Saint Martin et *al.*, 2011).

### **2.3- Pliocène.**

Le Pliocène est caractérisé par des marnes blanches assimilables aux " Trubi Marls " des auteurs italiens. Il est absent dans les régions sud occidentales, très bien représenté dans les régions nord orientales et sporadiques dans les régions nord occidentales (S.N. Répal, 1952 ; Perrodon, 1957). Très développées dans les zones

axiales du bassin, ces marnes passent latéralement à des marnes sableuses ou à des marnes à passées gréseuses (Rouchy, 1982).

Le passage mio-pliocène est bien caractérisé dans le bassin du bas Chélif (Perrodon, 1957 ; Mazzola, 1971 ; Rouchy, 1982 ; Belkebir, 1986 ; Aifa et *al.*, 2003 ; Atif et *al.*, 2008). La plupart des travaux s'accordent sur son caractère transgressifs des terrains pliocènes sur les dépôts antérieurs malgré la concordance géométrique (Perrodon, 1957 ; Rouchy, 1982 ; Atif et *al.*, 2008). Ainsi les marnes pliocènes débutent soit par une masse conglomératique azoïque à Bouzghaia, soit par un horizon conglomératique à El Ghomri soit par un simple horizon de bioturbation dans les zone profondes du bassin (Rouchy, 1982).

### III- Généralités sur les monts de Dahra

Le Dahra est l'un des plus grands massifs sublittoraux de l'Atlas Tellien occidental séparant la mer Méditerranée au Nord de la vallée du Chélif au Sud. Il s'allonge, sur environ 70 Km, depuis Oued Djer à L'Est jusqu'à l'embouchure du Chélif à l'Ouest.

#### 1- Djebel Diss

##### 1.1- Cadre géographique



**Fig. 3** : Positions des secteurs de Djebel Diss et Plateau d'Ain Merane dans les Monts de Dahra (image satellite Google Earth).

Le Djebel Diss (Fig. 3 et 4) se situe dans l'extrémité sud occidentale des monts des Dahra, sur la marge septentrionale du bassin du bas Chélif. Cette étude a concerné sa partie orientale (Fig. 3) localisée légèrement au Nord du village d'Ain Boudinar (ex. Belle côte), à 10 Km à l'Est de la ville de Mostaganem.



Fig. 4 : Localisation du secteur de Djebel Diss (image satellite, Google Earth).

## 1.2- Cadre géologique

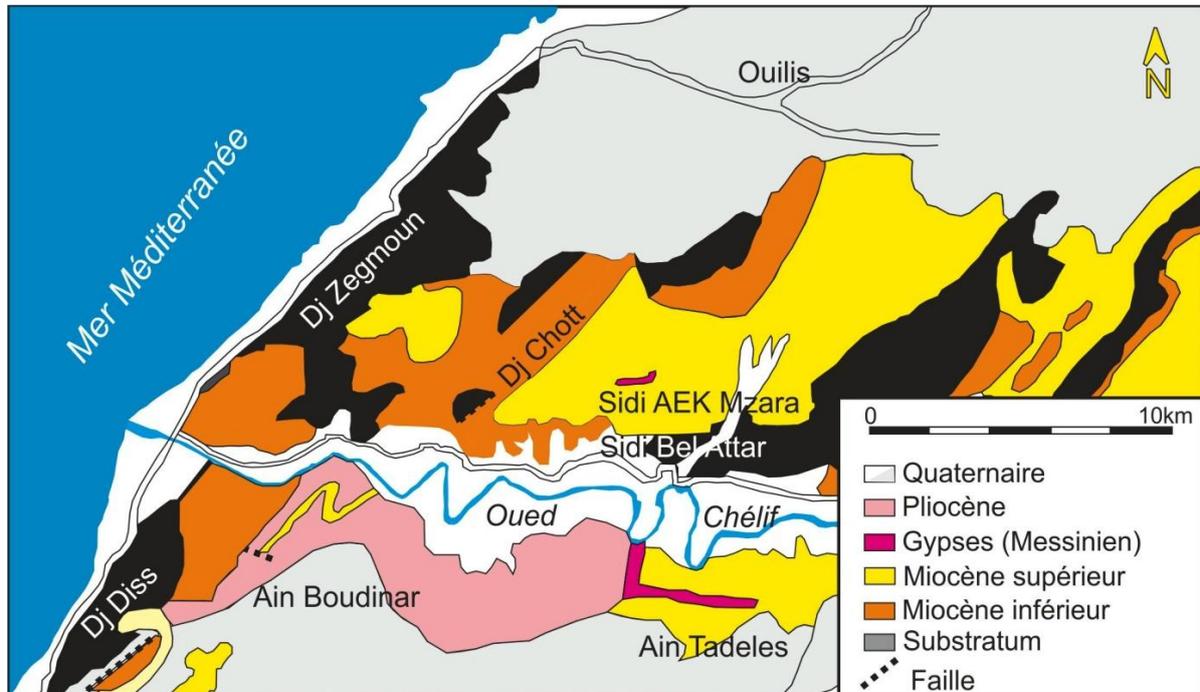
C'est l'un des rares témoins du massif du Dahra ayant restés émergés pendant tout le néogène. Sa couverture est relativement peu épaisse, est fortement influencée par la tectonique cassante du substratum crétacé composé principalement de dépôts de flysch d'âge Jurassique et Crétacé (Perrodon, 1957 ; Tauecchio et Marks, 1973).

Près de l'embouchure de l'Oued Chélif se déploie une série essentiellement silico-clastique (Fig. 5) rattachée au Langhien supérieur-Serravallien (Belhadji, 1994 ; Belkebir et *al.*, 1994 ; Bessedik et *al.*, 2002).

Des marnes sableuses issues de la transgression du Miocène supérieur couvrent cette série (Perrodon, 1957 ; Belkebir et *al.*, 2002). Plus développées à Djebel Diss (90 m), les marnes sableuses sont surmontées par des marnes bleues (Fig. 5). L'occurrence des espèce index *Neogloboquadrina acostaensis*, *Nq humerosa* et *Nq duterteri* dans ces deux dernières unités a permis leur attribution au Tortonien (Belhadji, 1994 ; .Addaci, 1994, Belkebir et *al.*, 2002). Le Messinien n'est

représenté, à Djebel Diss, que par quelques lentilles marno-diatomitiques extensions latérales et verticales très réduites (Mansour et al., 2008).

La couverture néogène se termine par une épaisse série de marnes blanches (*facies trubi*) attribuée au Pliocène grâce à la présence de *Globorotalia margaritae* (Belhadji, 1994 ; Addaci, 1994 ; Belkebir et al., 2002).



**Fig. 5 :** Carte géologique de la terminaison occidentale des monts des Dahra (D'après Perrodon, 1957, modifiée et simplifiée).

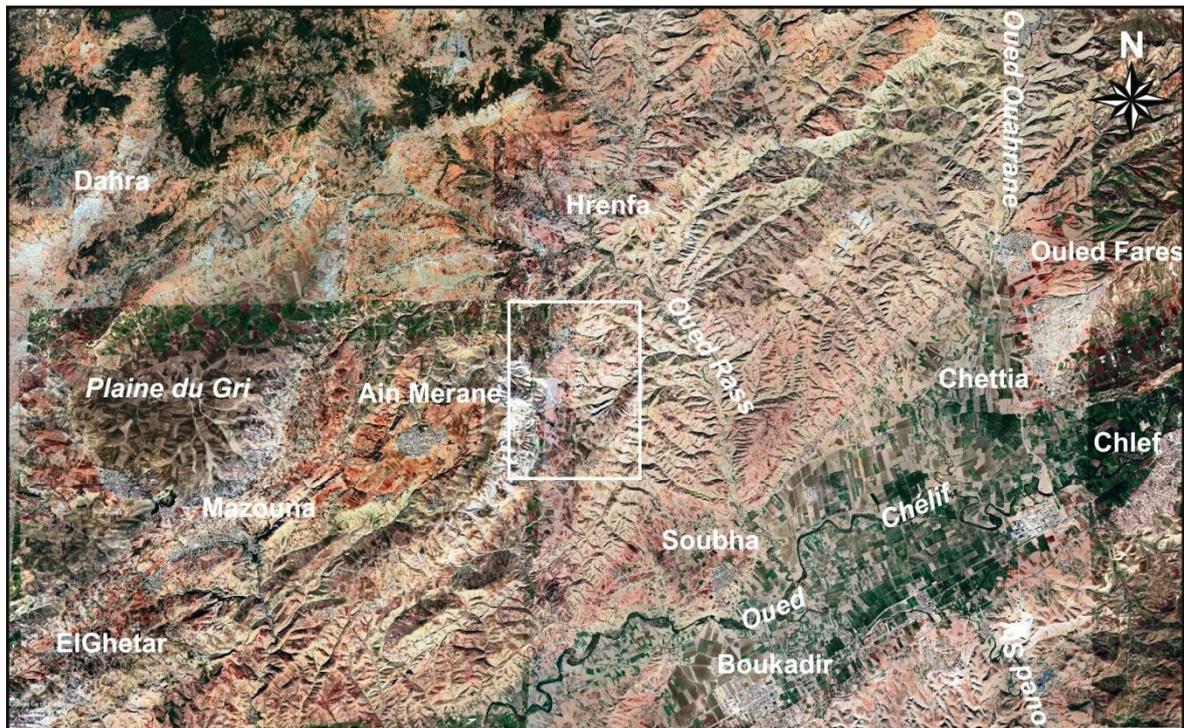
## 2- Plateau d'Ain Merane.

### 2.1- Cadre géographique.

La région d'Ain Merane (ex. Rabelais) est située dans la partie orientale du massif du Dahra, à mi-chemin entre les villes d'Oran et d'Alger. Elle est distante à environ 35 km au Nord-Ouest de la ville de Chlef. La présente étude est restreinte à la partie orientale de cette localité qui forme le versant Ouest de Oued Ras (Fig. 6), l'un des principaux affluents d'Oued Chélif.

### 2.2- Cadre géologique.

La région d'Ain Merane est caractérisée par une structure composite formée par l'anticlinal d'El Biod-Sedra d'âge miocène supérieur et le synclinal pliocène d'Ain Merane. Le double anticlinal d'El Biod-Sedra est marqué par des failles longitudinales et un double déversement (Fig. 7) (Perrodon, 1957).

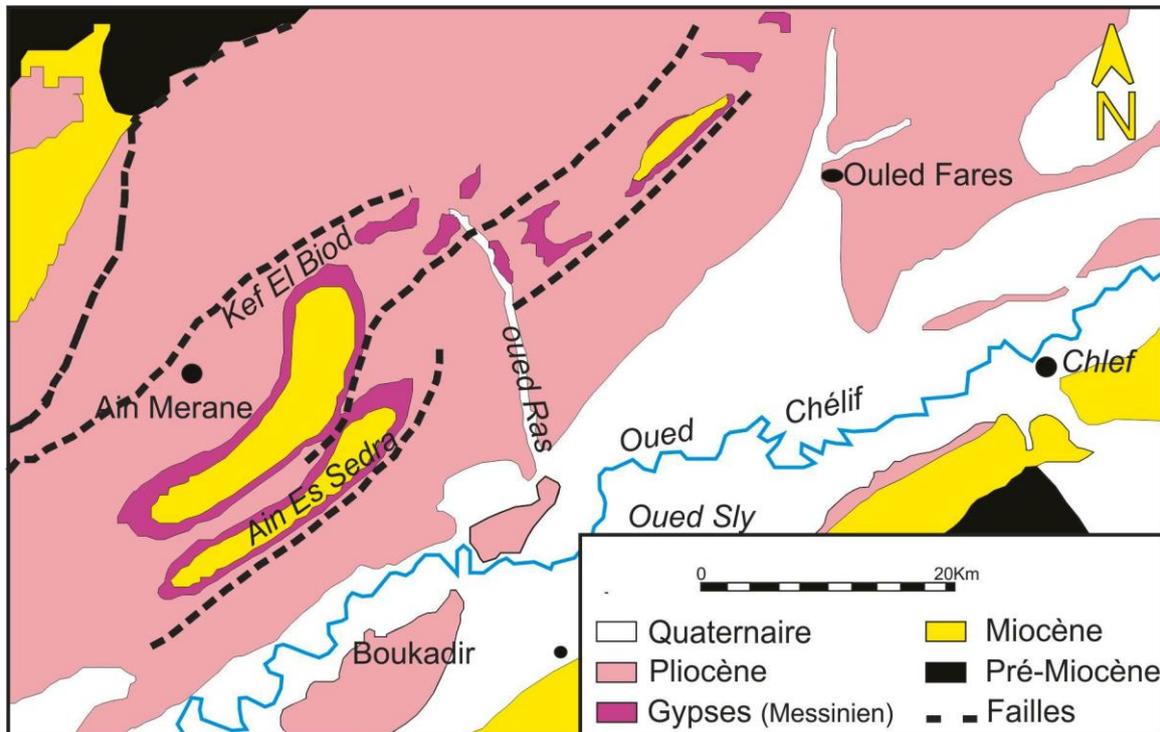


**Fig. 6 :** Localisation du Plateau d'Ain Merane (image satellite, Google Earth).

La série type de la région d'Ain Merane a été établie grâce au forage Bd. 3, implanté à Kef El Biod, à 4 km à l'Est de cette localité. Ce forage a traversé 4300 m de marnes bleues dont, environ 3000 m appartenant au Miocène inférieur. L'importance de cette série marneuse témoigne de la présence d'une fosse à forte subsidence juste au bord du Plateau d'Ain Merane. Les zones situent légèrement au Nord et à Ouest de cette région sont, par contre, très stables et leurs séries ne sont caractérisées que par quelques dizaines voire même quelques mètres de marnes bleues (Perrodon, 1957). Ceci a amené Tauecchio et Marks (1973) à suggérer que Kef El Biod constitué un haut fond à la fin du Tortonien.

Au Sud de Kef El Biod, le Miocène terminal est caractérisé par des diatomites (200 m) surmontée par des dépôts évaporitiques composés par gypses massifs (40 m) et des argiles grises (100 m), plus ou moins, gypseuses (Perrodon, 1957). Latéralement ces dépôts évoluent à des dépôts marins de plage, stromatolithes et oncholites algaïres (Tauecchio et Marks, 1973). Ces faciès ont été rattachés au Messinien grâce à la présence de *Globorotalia conomiozea* dans les sédiments de leur partie basale. Ils sont également couverts par des marnes jaunes pliocènes à *Globorotalia margaritae* précédent les calcaires formant le Plateau d'Ain Merane. A l'Est, de Kef El Biod, la sédimentation postgypseuse est formée par des sédiments terrigènes (100 m à 400 m) d'origine saumâtre ou lagunaire surmontés par des

marnes marines à *Globorotalia puncticulata* indiquant un âge Pliocène haut (Tauecchio et Marks, 1973).



**Fig. 7 :** Cartes géologique de la région d'Ain Merane (partie orientale des monts des Dahra ; d'après Tauecchio et Marks, 1973 ; modifiée).

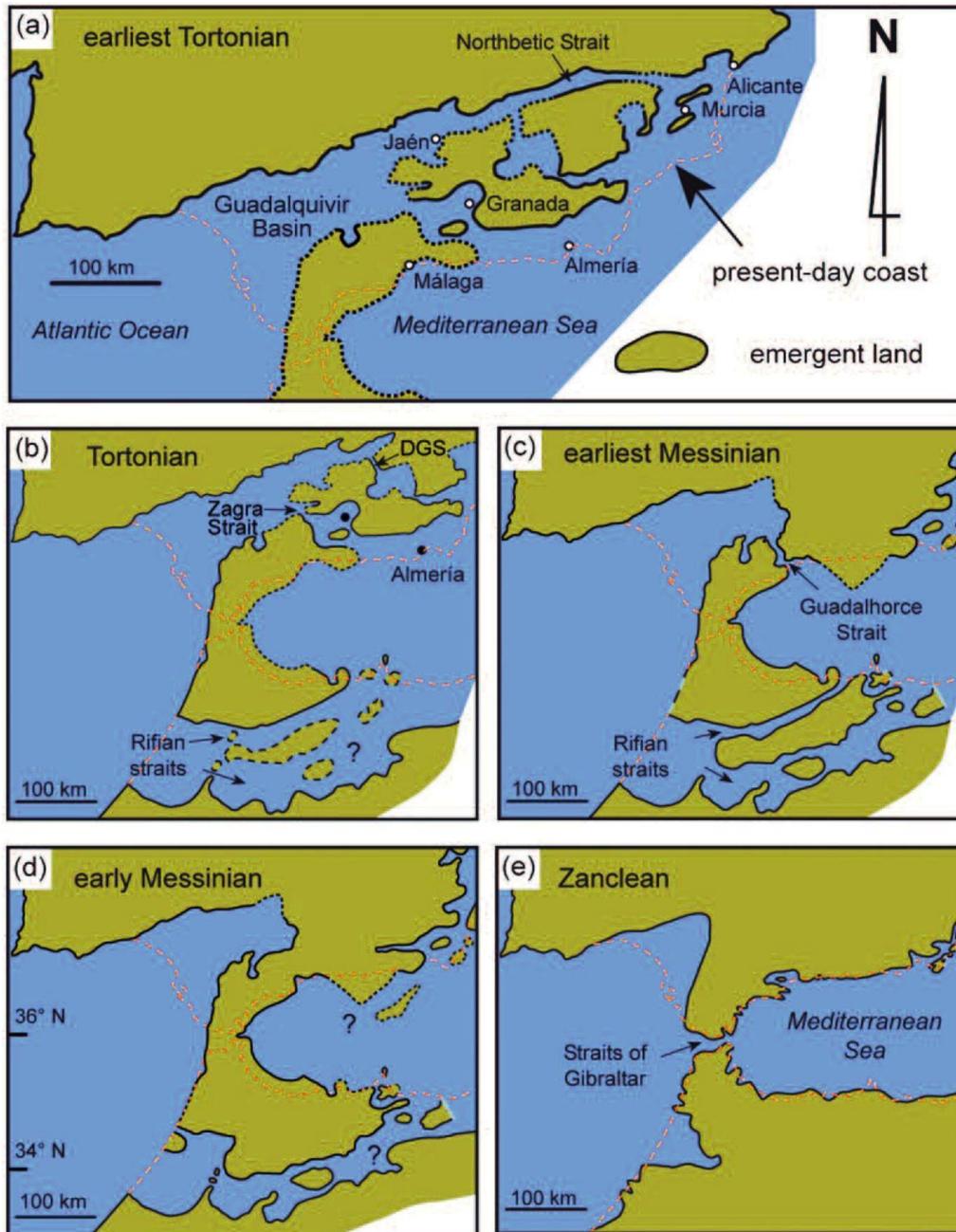
#### IV- Le Messinien en Méditerranée :

##### 1- Crise de salinité messinienne « MSC »

La mer Méditerranée abrite sous les dépôts plio-quaternaires, plus de 1 million de km<sup>3</sup> d'évaporites messiniennes réparties sur une aire de plus de 2,5 millions de km<sup>2</sup> (Fig. 7). Ce géant salifère, s'est accumulé en un intervalle de temps relativement court à l'échelle des temps géologiques (640 ka ; Krijgsman et *al.*, 1999b). Les datations astrochronologiques font démarrer la MSC à 5,97 Ma (Manzi et *al.*, 2013) avec le dépôt des premières évaporites et son achèvement avec le retour à des conditions marines normales au début du Pliocène à 5,33 Ma (Van Couvering et *al.*, 2000).

Selon Rouchy et Caruso (2006), la MSC a été induite par deux causes essentielles. La principale serait la restriction tectonique progressive des voies de communication entre l'Atlantique et la Méditerranée initiée depuis le Tortonien et engendrée par le mouvement de convergence Nord-Sud entre l'Afrique et l'Eurasie (Fig. 8). Ainsi, le détroit bétique s'est fermé entre 7,9 Ma et 6,2 Ma (Martín et *al.*, 2014) alors que la fermeture du détroit Sud-Rifain est plus tardive, estimée autour de

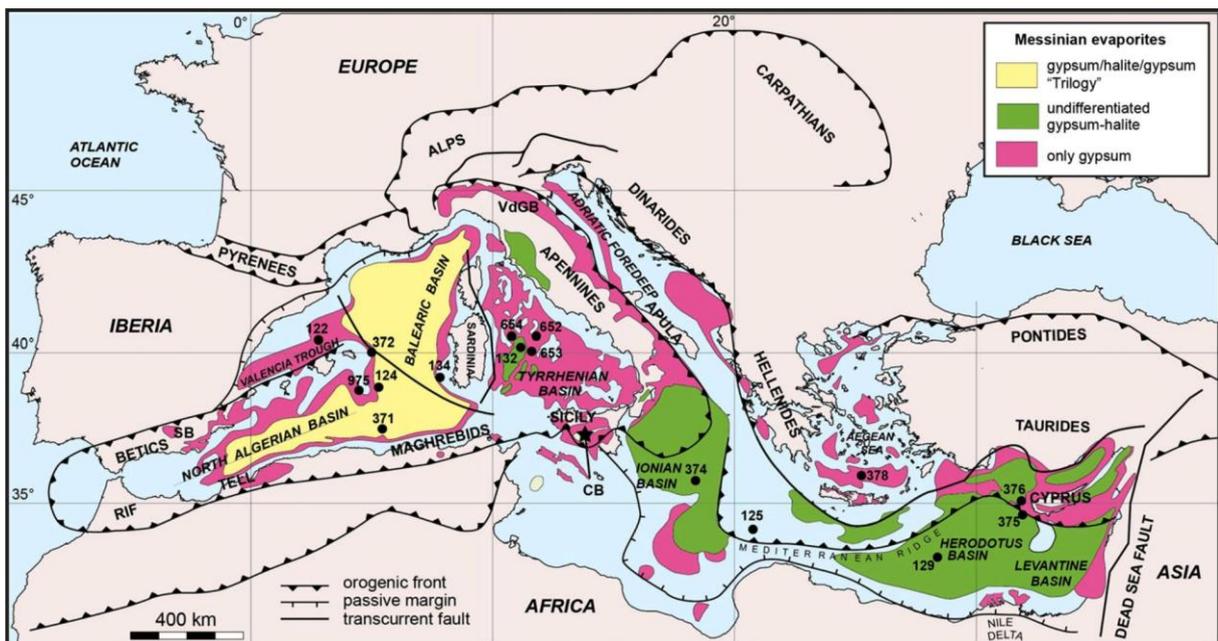
6,08 Ma (Krijgsman et al., 1999a, 2001; van Assen et al., 2006; CIESM, 2008). Cependant des connexions plus restreintes ont pu persister jusqu'à 5,65-5,4 Ma (Krijgsman et al., 1999b; Warny et al., 2003). Le développement des plates-formes carbonatées a probablement accentué cette restriction (Saint Martin et al., 1995). La seconde cause éventuelle est l'extension de la calotte glaciaire Antarctique impliquant une chute eustatique globale amorcée vers 6,3 Ma et atteignant son paroxysme à 5,8 Ma.



**Fig. 8 :** Carte paléogéographique montrant les changements de connexions entre l'Atlantique et la Méditerranée du Tortonien au Pliocène (d'après Martin et al., 2014).

## 2- Historique des travaux sur les évaporites messiniennes

Les évaporites sont connues depuis plusieurs siècles sur les marges émergées des bassins méditerranéens (Algérie, Espagne, Italie péninsulaire, Sicile et Chypre). Le premier à les dater du Messinien fut Mayer-Eymar (1867). Le concept d'une crise de salinité au Messinien a été formulé pour la première fois par Selli (1954). Cette crise se caractérise par le développement répandu des environnements hyper- et hypo-salins tout autour du domaine Méditerranéen à la fin du Miocène (Ogniben, 1957 ; Ruggieri, 1967).



**Fig. 9 :** Distribution des évaporites messiniennes et localisation des sondages DSDP des bassins profonds anoxiques et hypersalins (d'après Roveri et al., 2014b).

La présence de ces évaporites dans les zones profonde de la Méditerranée a été confirmée par des forages profonds (DSDP Leg 13 ; Hsü et al., 1973). Des études effectuées dans la Méditerranée occidentale (Ryan et al., 1971), ont identifié des structures diapiriques enracinées dans une couche de sel de 2 km d'épaisseur, une surface d'érosion sur les marges du bassin, et une trilogie des unités séismiques équivalentes aux unités évaporitiques terrestres (Fig. 9).

## 3- Evolution de la Méditerranée au cours du Messinien

Malgré les progrès enregistrés dans les modèles établis ces dernières années pour expliquer le déroulement des différents événements messiniens, plusieurs points restent à éclaircir. Il s'agit essentiellement de la chronologie du début des dépôts évaporitiques et des doutes au sujet de l'interprétation des évaporites des

bassins profonds, leur nature et leur âge (Hardie et Lowenstein, 2004). Il s'agit également des implications des évaporites clastiques largement distribuées qui avaient été longuement négligées (Roveri et *al.*, 2001 ; Roveri et Manzi, 2006).

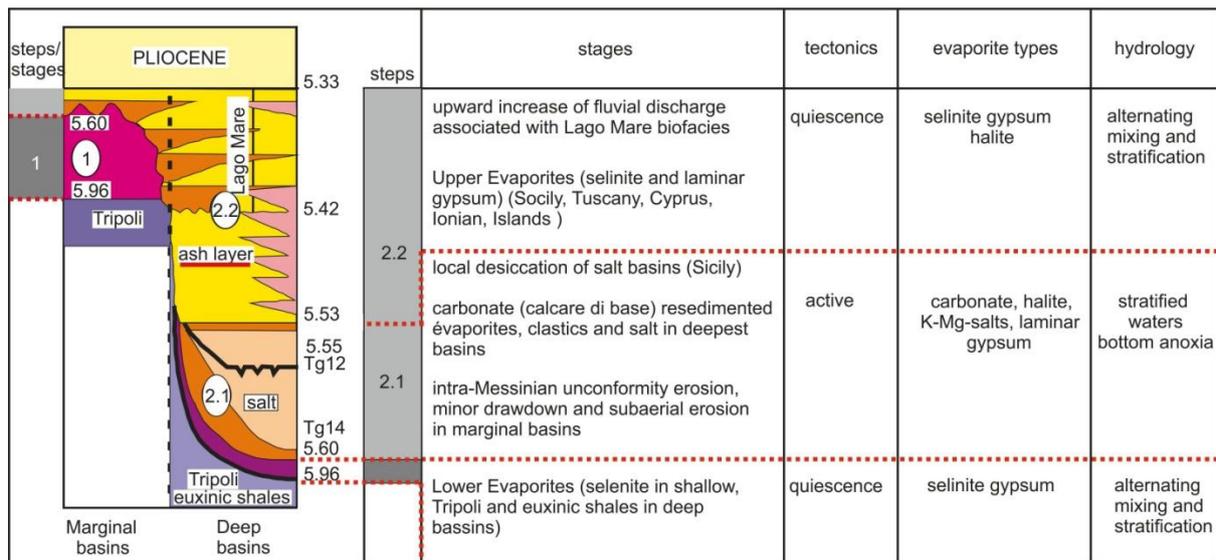
Le problème du diachronisme ou du synchronisme du début des dépôts évaporitiques a connu récemment un certain consensus avec l'établissement du modèle de la CIESM (Commission Internationale Exploration Scientifique de la mer Méditerranée) en 2008. Ce modèle stratigraphique (Fig. 10) inspiré du modèle à deux étapes de Clauzon et *al.*, (1996), a été conçu, en utilisant les données des bassins de Sicile et des Apennins nordiques et par l'intégration des données bio-magnéto- et cyclostratigraphiques (Hilgen et *al.*, 2007) avec la stratigraphie physique (Roveri et *al.*, 2001; Manzi et *al.*, 2007; Roveri et *al.*, 2008a ; 2008b). Un élément important dans ce modèle est l'identification, la distribution et l'interprétation des divers faciès d'évaporites, en particulier les évaporites clastiques (Ricci Lucchi, 1973, *in* Roveri et *al.*, 2014b).

Ce modèle reconnaît deux étapes :

**La première étape (5,96 et 5,6 Ma)** commence par la précipitation synchrone (Krijgsman et *al.*, 1999a), sous des profondeurs relativement faibles (-200 m), des gypses primaires inférieurs (PLG) dans les bassins marginaux (Fig. 10). Parallèlement les bassins profonds enregistrent le dépôt des marnes riches en matière organique (euxinic shales) avec des intercalations dolomitiques et des lits de diatomites (Manzi et *al.*, 2007).

**La deuxième étape** est subdivisée en deux parties :

- **La première partie 2,1 (5,6 et 5,55 Ma)** est caractérisée par une réduction très sévère des connexions avec l'océan Atlantique sous les effets combinés du soulèvement tectonique, la chute du niveau marin mondial et la phase glaciaire (Fig. 10). Cette chute a entraîné l'érosion des dépôts du PLG puis leur transfert vers les bassins profonds (Roveri et *al.*, 2001 ; 2008b). Ces produits ont formé l'unité des gypses inférieurs resédimentés (RLG) équivalente probable de l'unité séismique des évaporites inférieures du bassin Méditerranéen profond (LU, Roveri et *al.*, 2014a). Dans le bassin de Caltanissetta (Sicile), le RLG est associé à certains faciès du "*Calcare di Base*" (CdB) et surmonté par l'halite (Lugi et *al.*, 1999).



**Fig. 10 :** Scénario de la crise de salinité messiniénne (MSC) de la commission internationale d'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée (CIESM, 2008).

**-La deuxième partie (5,55 et 5,33 Ma) :** le secteur Méditerranéen presque totalement déconnecté de l'Océan Atlantique (Fig. 10), voit la transition rapide à des environnements caractérisés par les changements périodiques de salinité enregistré par l'alternance des évaporites, des dépôts détritiques et des faciès d'eaux saumâtres (P-ev1 et P-ev2 ; Roveri et *al.*, 1998, 2001).

Les trois étapes évolutionnaires de ce modèle (1, 2.1 et 2.2), ont été plus tard changées en, respectivement, 1, 2 et 3 (Manzi et *al.*, 2013 ; Roveri et *al.*, 2014b), avec l'étape 3 subdivisée en 3, 1 et 3, 2 (Fig. 11).

Les modèles, précédemment cités, se sont basés, principalement, sur les données géologiques (paléontologiques, sédimentologiques, géochimiques) et sur les variations glacio-eustatiques (Krijgsman et Meijer, 2008). En se focalisant sur la nature des échanges d'eaux entre la Méditerranée et l'océan Atlantique plusieurs études ont été plutôt orientées vers une modélisation quantitative des processus qui ont joué un rôle dans la formation des évaporites de la MSC (Blanc, 2000 ; 2006 ; Meijer, 2006 ; 2012).

Pour Blanc (2000 ; 2006), la MSC résulte d'une longue période de transition de conditions océaniques normales vers des conditions lacustres endoréiques suite à une simple tendance à la fermeture des détroits mais sans aucune coupure complète. La sédimentation évaporitique s'est effectuée dans des bassins profonds et sous une grande colonne d'eau après une saturation progressive entraînée par la réduction du flux océanique. L'abaissement du niveau marin et la dessiccation n'ont concerné que les bassins marginaux.

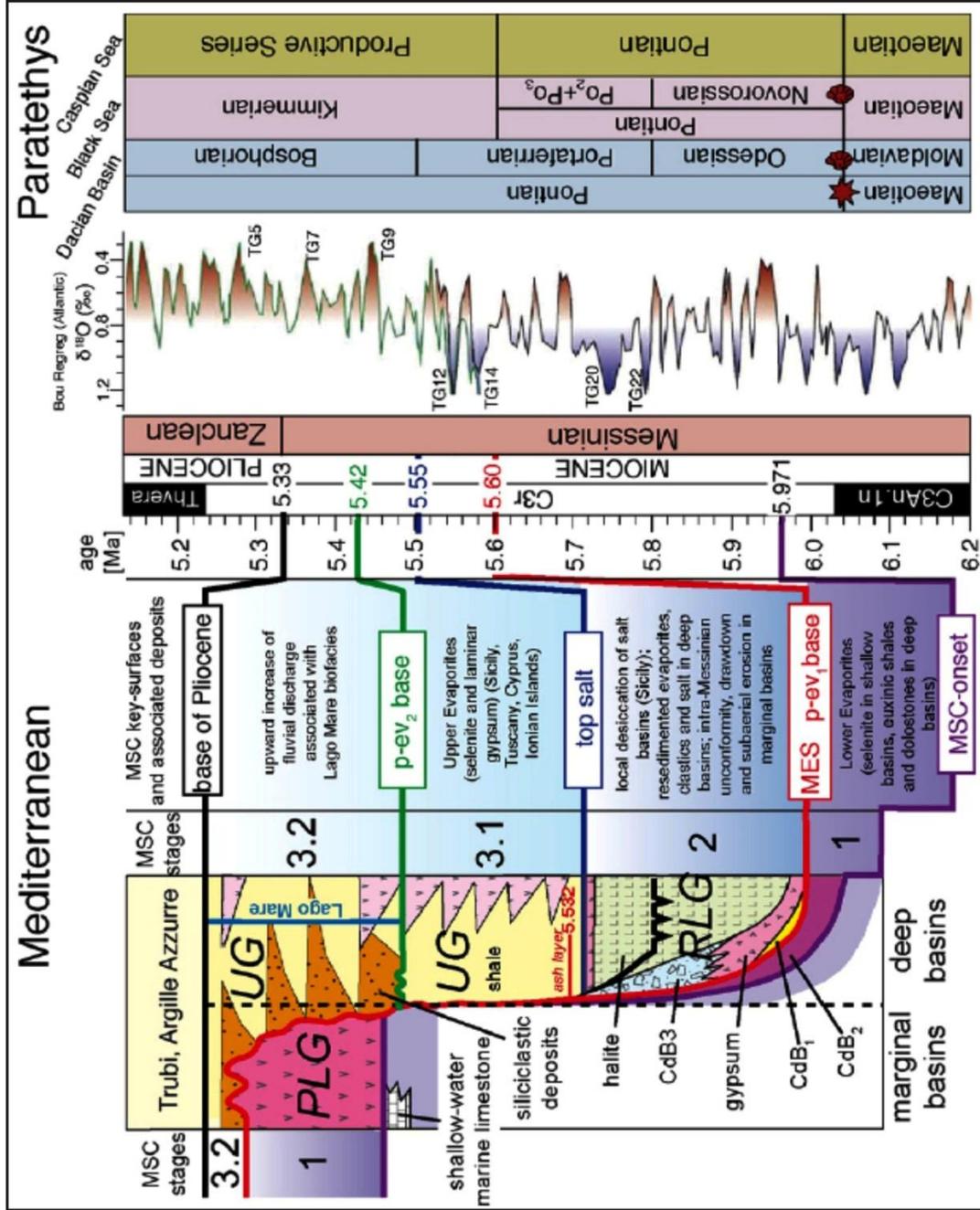
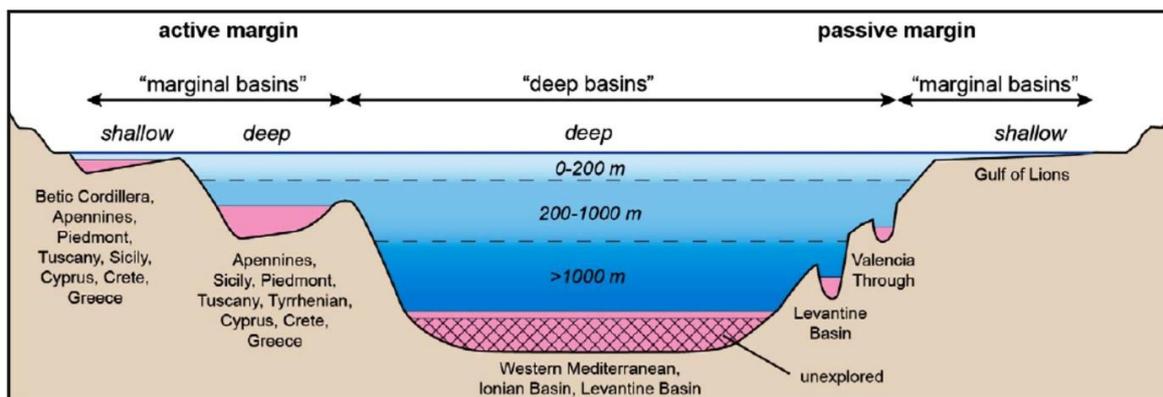


Fig. 11 : Chronostratigraphie du Miocène supérieur-Pliocène avec les événements de la MSC des bassins Méditerranéens (GIESM, 2008 ; Manzi et al., 2013 modifiée) et le bassin Paratethyien (Krijgsman et al., 2010) et corrélation avec les courbes d'isotopes de l'oxygène de la marge atlantique du Maroc (Hilgen et al., 2007 ; d'après Roveri et al., 2014b).

Selon Meijer (2006), une partie des évaporites du Messinien du bassin Méditerranéen peut avoir été formée dans une configuration d'apport continu d'eau océanique, avec un écoulement de retour bloqué. Pour Krigsman et Meijer (2008), la Méditerranée était un bassin d'eau profonde pendant la formation des gypses inférieurs. Ils excluent toute influence glacio-eustatique et suggèrent même que le niveau marin Méditerranéen était sensiblement plus élevé que le seuil de Gibraltar. Ils suggèrent aussi que les dépôts d'halite pourraient avoir été déposés dans des environnements peu profonds entre les maximums glaciaires TG12 et TG14 (5.59 - 5,52 Ma), quand les échanges de la Méditerranée avec l'Océan atlantique ont été bloqués.

## V- Distribution spatiale des faciès messiniens

Au début du Messinien, la paléogéographie de la Méditerranée était proche de la configuration actuelle avec des bassins profonds au centre et des bassins relativement moins profonds tout autour (Fig. 12).



**Fig. 12 :** Classification schématique des sous-bassins messiniens en Méditerranée. (Roveri et al., 2014a).

### 1- Faciès des bassins marginaux

Les successions sédimentaires, les plus complètes des bassins marginaux, ont été décrites dans le bassin sicilien de Caltanissetta. Elles sont formées par des marnes marines, des diatomites, des évaporites et des sédiments d'eaux saumâtres (Cita et al., 1978 ; Rouchy, 1982 ; Rouchy et al., 1998). Cependant, la sédimentation carbonatée est plus importante dans les bassins d'Algérie, du Maroc et d'Espagne.

#### 1.1- Plates-formes carbonatées

##### 1.1.1- Diatomites

La sédimentation messinienne, dans les zones marginales des bassins périméditerranéens, débute par des dépôts diatomitiques (Formation diatomitique

type I de Rouchy, 1982). La formation de ces dépôts a été rattachés à des phénomènes de remontées d'eaux profondes (upwellings ; Rouchy, 1982, Saint Martin, 1987). Ces dépôts se distinguent, en outre de leur position marginale, par une extension latérale limitée et des bancs diatomitiques massifs ou en intercalation dans des marnes assez homogènes.

### 1.1.2- Calcaires

Au Messinien, d'importantes plates-formes carbonatées se sont développées dans les bassins marginaux méditerranéens. La situation de ces plateformes à la limite entre les domaines marin et continental, leur permet d'enregistrer avec une extrême sensibilité les contraintes environnementales engendrées par la tectonique, l'eustatisme, le climat, et la circulation océanique sur la biosédimentation (Purser, 1980 ; Schlager, 2005 in Bourillot, 2009).

Esteban (1979) et Esteban et Giner (1980) sont à l'origine des premières synthèses sur les plates-formes carbonatées et leurs rapports avec le faciès évaporitique. Ils définissent ainsi deux ensembles carbonatés séparés par une surface d'érosion majeure. Le premier pré-évaporitique de nature récifale équivalent latéral de l'alternance marno-diatomitiques. Le second, dominée par des dépôts oolitiques et stromatolitiques (TCC), est analogue aux évaporites supérieures.

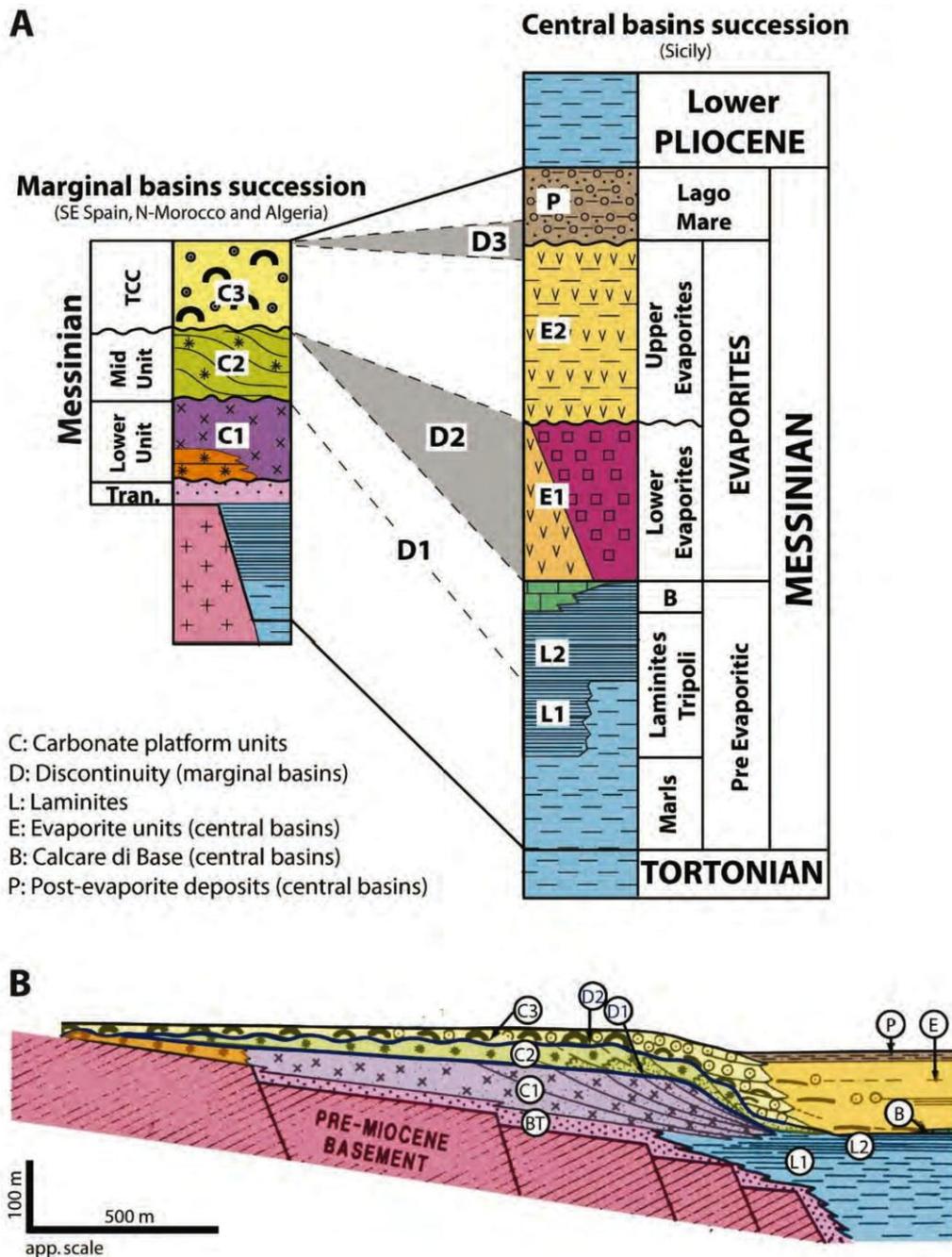
Rouchy et Saint Martin (1992) ont proposé un modèle à trois unités carbonatées (C1 à C3 ; Fig. 13), séparées par deux discontinuités (D1 et D2). D'âge messinien inférieur, la première unité C1 est absente dans le modèle d'Esteban (1979) ; Elle est transgressive et de nature bioclastique. Une deuxième unité C2 caractérisée par des bioconstructions à *Porites* et à algues (*Halimeda*). La dernière unité C3 correspondant au « TCC » ; elle s'est formée suite à une remontée du niveau marin (Fig. 13).

Le dernier modèle établi par Bourillot (2009) distingue la présence de trois unités :

#### - Unité à heterozoan (~7 à 6,40/6,30 Ma)

Cette une unité carbonatée pré-évaporitiques forme la partie basale des plateformes espagnoles. Elle est formée par des accumulations bioclastiques d'algues rouges, de bryozoaires et de mollusques (Saint Martin et Rouchy, 1990). Elle comporte également des biohermes construits par trois genres de coraux (*Porites Tarbellastrea* et *Siderastrea* ; Esteban et al., 1996). Les rapports

isotopiques, mesurés dans le sommet de cette unité, lui accordent un âge très probable de 6,3 Ma (Bourillot, 2009) ce qui confirme son attribution au Messinien (Braga et al., 2003).



**Fig. 13** : Modèles stratigraphique des plate-formes carbonatés marginales et relations avec la série des bassins centraux (d'après Rouchy et Saint Martin, 1992 ; modifié). (A) hypothèse de corrélation entre les séries marginales et centrales. (B) Relation géométrique supposées entre carbonates et évaporites dans les bassins marginaux (in Bourillot, 2009).

#### - Unité récifale (~6,40/6,30-6 Ma)

Cette seconde unité est également pré-évaporitique ; elle est formée par des récifs construits exclusivement par le genre *Porites*. Sa partie sommitale est marquée

par un bloom d'algue verte *Halimeda* remplissant des dépressions. Ces récifs passent vers le centre des bassins à des alternances marnes-diatomites-sapropèles de type « Tripoli » (Rouchy et *al.*, 1986).

### **- Complexe Carbonate Terminal (5,80?-5,40? Ma)**

Le TCC (0 à 90 m) est une unité stratigraphique couvrant, sur les zones marginales, une surface d'érosion majeure au toit des récifs (TRU) pré-évaporitiques. Dans le centre des bassins périphériques la transition, entre les évaporites et le TCC, est très progressive, sans surface d'érosion majeure. La transition TCC/Lago Mare est une surface d'érosion majeure remplie par des conglomérats alluviaux surmontée de dépôts lacustre d'eau douce indiquant en plus de la chute du niveau d'eau un changement paléoenvironnemental.

## **1.2- Zones profondes des bassins**

### **1.2.1- Diatomites**

Les dépôts évaporitiques messiniens des zones profondes des bassins périméditerranéens sont, le plus souvent, précédés par une unité diatomitique très caractéristique (Sierro et *al.*, 2001 ; Bellanca et *al.*, 2001 ; Blanc-Valleron et *al.*, 2002). Cette unité se distingue par une aire d'extension plus homogène et une épaisseur très variables (100 m en moyenne) avec exceptionnellement 300 m dans le bassin du Chélif (Rouchy, 1982). Elle se singularise également par une plus grande diversité lithologique (diatomites, marnes laminés ou non, argiles, sables, calcaires, gypses), la richesse en matière organiques et le développement d'intercalation dolomitiques dans sa partie supérieure. Dans les zones centrales du bassin du Chélif, cette formation n'est représentée que par quelques intercalations diatomitiques au sein de marnes sombres (Perrodon, 1957) alors que dans les Apennins (Italie), elle est remplacée par des marnes euxiniques (Roveri et Manzi, 2006).

### **1.2.2- « *Calcare di Base* »**

Cette unité lithostratigraphique est associée historiquement avec le début de la MSC (Ogniben, 1957). Elle est connue principalement, en Sicile et en Calabre (Decima et *al.*, 1988).

Une révision récente des « *Calcare di Base* » en Sicile, en Calabre et Apennins nordiques (Manzi et *al.*, 2011) a prouvé que cette unité se compose, en réalité d'au

moins, trois types de calcaires différents par leur origine et leur position stratigraphique (Fig. 14).

**a- « *Calcare di Base* » type 1**

Il s'agit de produits biogéniques de diagénèse secondaire reliés à une réduction bactérienne du gypse resédimenté (RLG) pendant la deuxième étape de la MSC (Manzi et *al.*, 2013 ; Roveri et *al.*, 2014b). Ce matériel (Fig. 14) se compose généralement de bancs calcaires métriques massifs ou bréchiformes, contenant des éléments abondants d'argile, de gypses nodulaires, et de soufre natif. Ce premier type est généralement présent à la base de l'unité des gypses inférieurs resédimentés (RLG). Localement, il constitue un équivalent latéral du RLG et des «*Calcare di Base*» type 3 (Manzi et *al.*, 2011).

**b- « *Calcare di Base* » type 2**

Ce faciès se développe lors de la première étape de la MSC (Manzi et *al.*, 2013 ; Roveri et *al.*, 2014b) au-dessus de la formation diatomitique (Fig.14) de laquelle, il peut être distingué par sa nature stérile. Il est constitué par des bancs calcaires dolomitiques décimétriques bien stratifiés intercalés avec des diatomites, des sapropèles, et des marnes. Ce deuxième type est, le plus souvent, brusquement recouvert par des gypses clastiques resédimentés (RLG) ou par les *Calcare di Base* des types 1 et 3 (Fig.14).

**a- « *Calcare di Base* » type 3**

Plus abondant, ce type s'est déposé pendant la deuxième étape de MSC (Manzi et *al.*, 2013 ; Roveri et *al.*, 2014b). Il est formé par des corps clastiques où s'alternent des bancs calcaires métriques bréchiformes avec des niveaux de marnes et de gypses clastiques. Il est, le plus souvent, associé au gypse clastique stratifié (RLG), dont il constitue localement un équivalent latéral.

**1.2.3- Gypses primaires inférieurs (PLG)**

C'est Selli (1960) qui a mis en évidence l'existence de deux unités d'évaporites (inférieure et supérieure) séparés par un corps d'halite dans le Messinien du bassin Sicilien. Ces unités ont été corrélées aux trois unités sismiques messiniennes du bassin Méditerranéen profond (Decima et Wezel, 1971). Par la suite, une transition latérale a été envisagée entre les évaporites inférieures et l'halite et non pas la superposition verticale (Rouchy et Caruso, 2006).

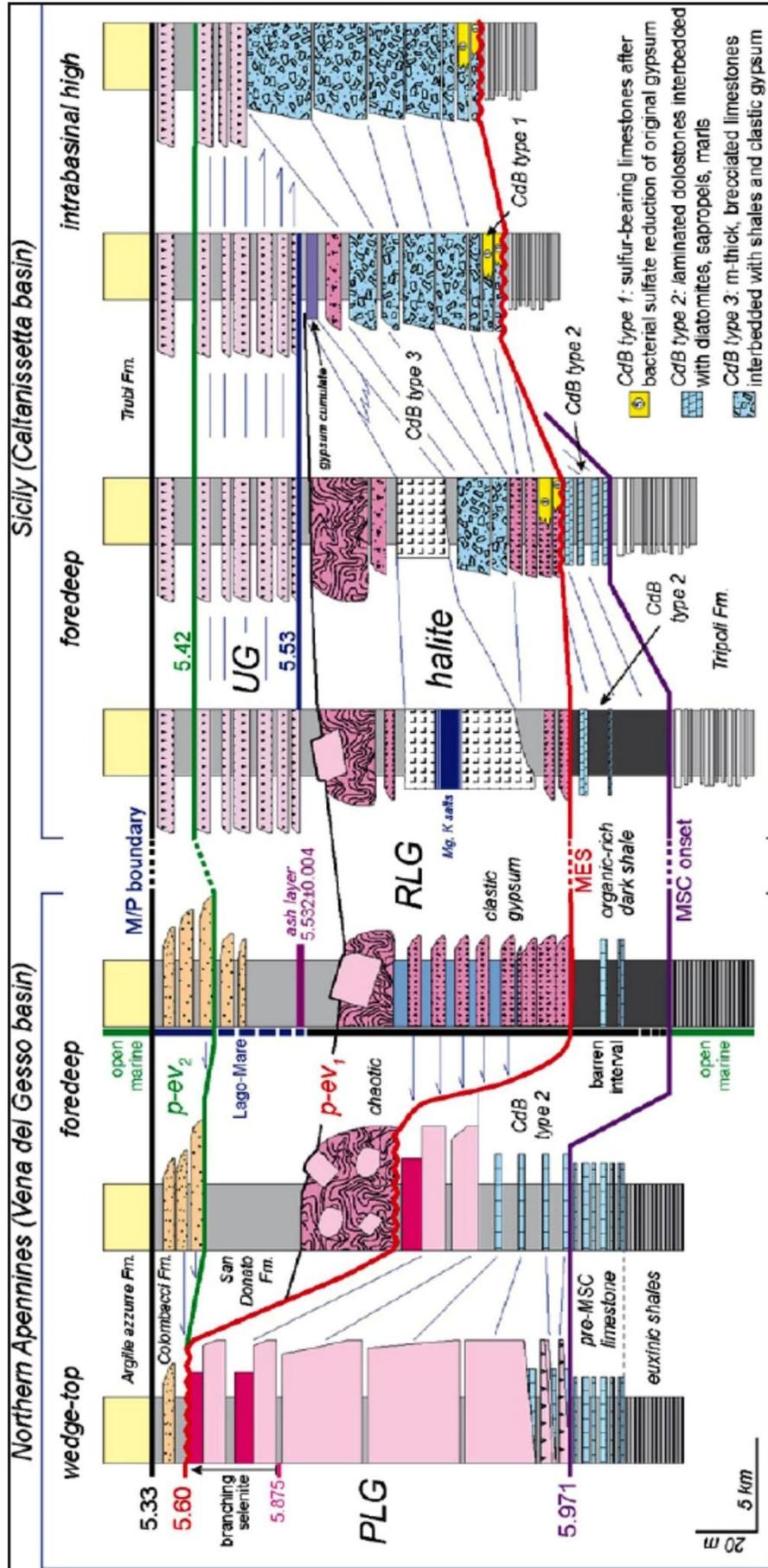


Fig. 14 : Distribution stratigraphique des différents types de « Calcare di base » et leurs rapports avec les autres unités du Messinien. (Manzi et al., 2011 ; modifié par Roveri et al., 2014b).

Les évaporites inférieures (Selli, 1960) correspondent dans les travaux récents (CIESM, 2008 ; Roveri et *al.*, 2008a ; Lugli et *al.*, 2010 ; Manzi et *al.*, 2007, 2011 ; Roveri et *al.*, 2014b) aux gypses primaires inférieurs (PLG). Circonscrits uniquement aux bassins marginaux, leur sédimentation débute, de manière synchrone, à 5.97 Ma (Manzi et *al.*, 2013), à la base de la première étape (Figs. 10, 11), des modèles de CIESM (2008), Manzi et *al.*, (2013) et Roveri et *al.*, (2014b). Leurs équivalents latéraux dans les zones profondes sont les marnes riches en matières organiques (Roveri et *al.*, 2014b).

Cette unité, dont l'épaisseur excède généralement les 200 m (Fig. 14, 15), est caractérisée par une alternance rythmique de 16 à 17 bancs de gypse sélénitique (1 à 35 m) avec des niveaux marneux plus minces. Ils se distinguent également par la coexistence de faunes continentales (Bertini et Martinetto, 2011) et faunes marines (Fourtanier et *al.*, 1991; Carnevale et *al.*, 2008). Le plancton calcaire est absent dans ces dépôts (Krijgsman et *al.*, 2001) alors que les fossiles benthiques sont extrêmement rares exception faite pour le bassin de Sorbas, où des assemblages marins normaux ont été trouvés intercalés entre les niveaux de gypses (Saint Martin et *al.*, 2000 ; Goubert et *al.*, 2001).

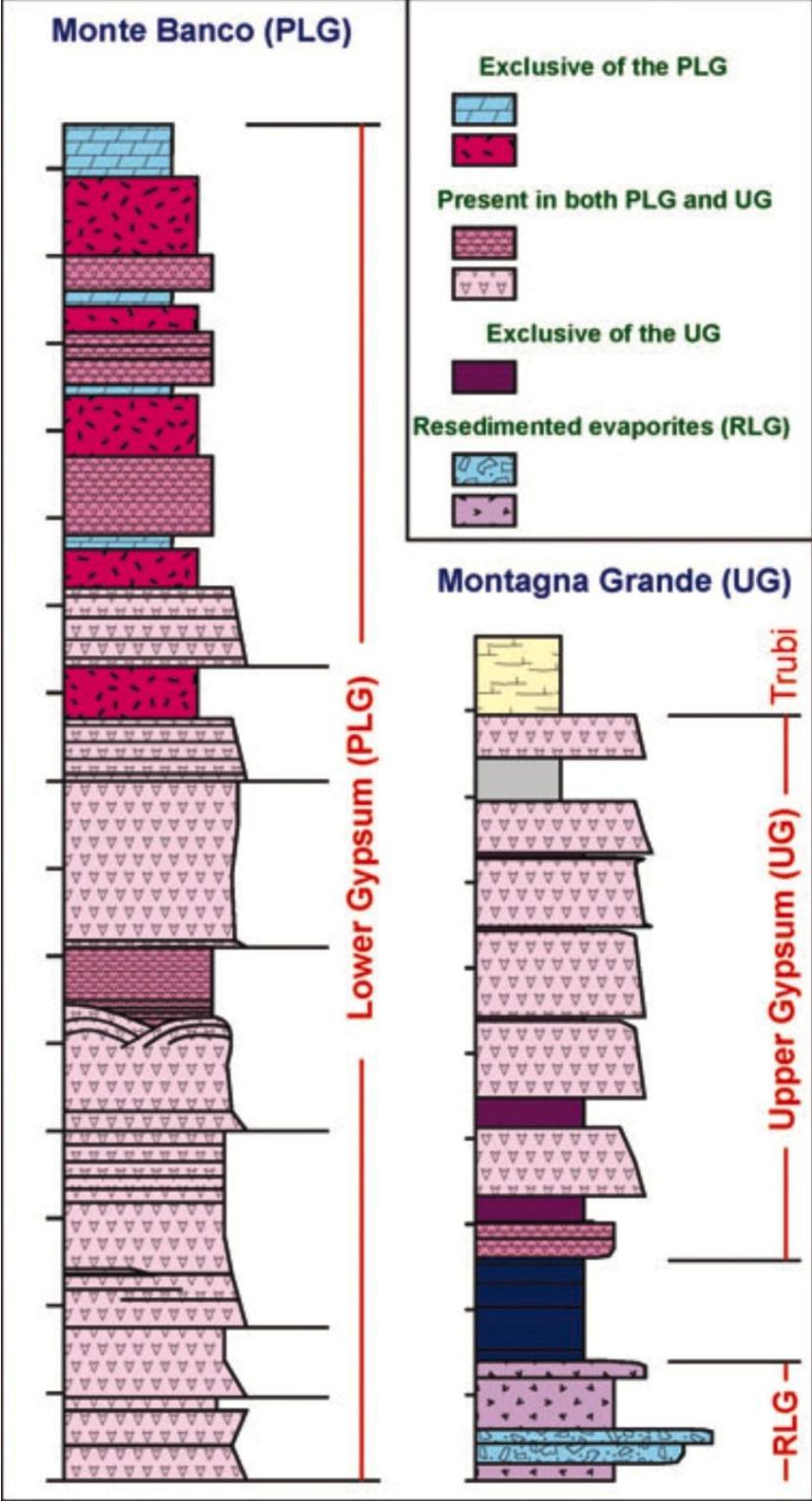
L'absence des indices d'érosion subaérienne et des dépôts clastiques témoignent en faveur de l'origine subaquatique (Lugli et *al.*, 2010). Les analyses géochimiques du Sr de ces dépôts ont révélé des valeurs très proches de celles des eaux océaniques, suggérant qu'ils ont précipité dans des eaux marines relativement homogènes avec une sortie restreinte et une contribution significative des eaux continentales (Lugli et *al.*, 2010 ; Natalicchio et *al.*, 2014).

#### **1.2.4- Gypses resédimentés inférieurs (RLG)**

Les gypses autrefois appelés clastiques (Fig.14, 15) sont désignés dans les travaux récents sous le nom de gypse resédimentés (RLG). Ils ont été principalement étudiés dans les Apennines et en Sicile (Manzi et *al.*, 2007; Roveri et *al.*, 2008a ; 2008b). Cette unité a été déposée dans des eaux relativement profondes (Roveri et *al.*, 2001) des bassins profonds lors de la deuxième étape des modèles de Manzi et *al.* (2013) et Roveri et *al.* (2014b).

L'interprétation initiale de RLG a suggéré qu'ils aient été déposés en même temps que les gypses primaires inférieurs (Rouchy et Caruso, 2006). Cependant, dans les bassins marginaux des Apennins et de la Sicile, la surface d'érosion

messinienne (MES), qui érode le PLG, peut être tracée à la base des dépôts de RLG. où (Manzi et al., 2007; Roveri et al., 2008a ; 2008b). Ce rapport stratigraphique indique clairement que les dépôts de RLG postdatent la précipitation du PLG.



**Fig. 15 :** Comparaison entre les gypses inférieurs (PLG) et les gypses supérieurs (UG) (d'après Manzi et al., 2009).

### 1.2.5- Sels (Halite, Gypses)

Les dépôts de sels primaires correspondent à la phase paroxysmale de la MSC (CIESM, 2008 ; Roveri et *al.*, 2008a) qui s'est déroulé lors de la deuxième étape des modèles de Manzi et *al.* (2013) et Roveri et *al.* (2014b). Ces dépôts, reconnus en Calabre, et Chypre, sont très bien représentés dans le bassin de Caltanissetta (Sicile), où ils sont emballés dans les dépôts du RLG avec les affleurements les plus épais, les plus étendus et les plus continus (Fig. 16).

### 1.2.6- Gypses supérieur et Lago-Mare

Ces deux unités caractérisent la troisième et dernière étape (5,53-5,33 Ma) de la MSC des modèles de Manzi et *al.* (2013) ; Roveri et *al.* (2014b).

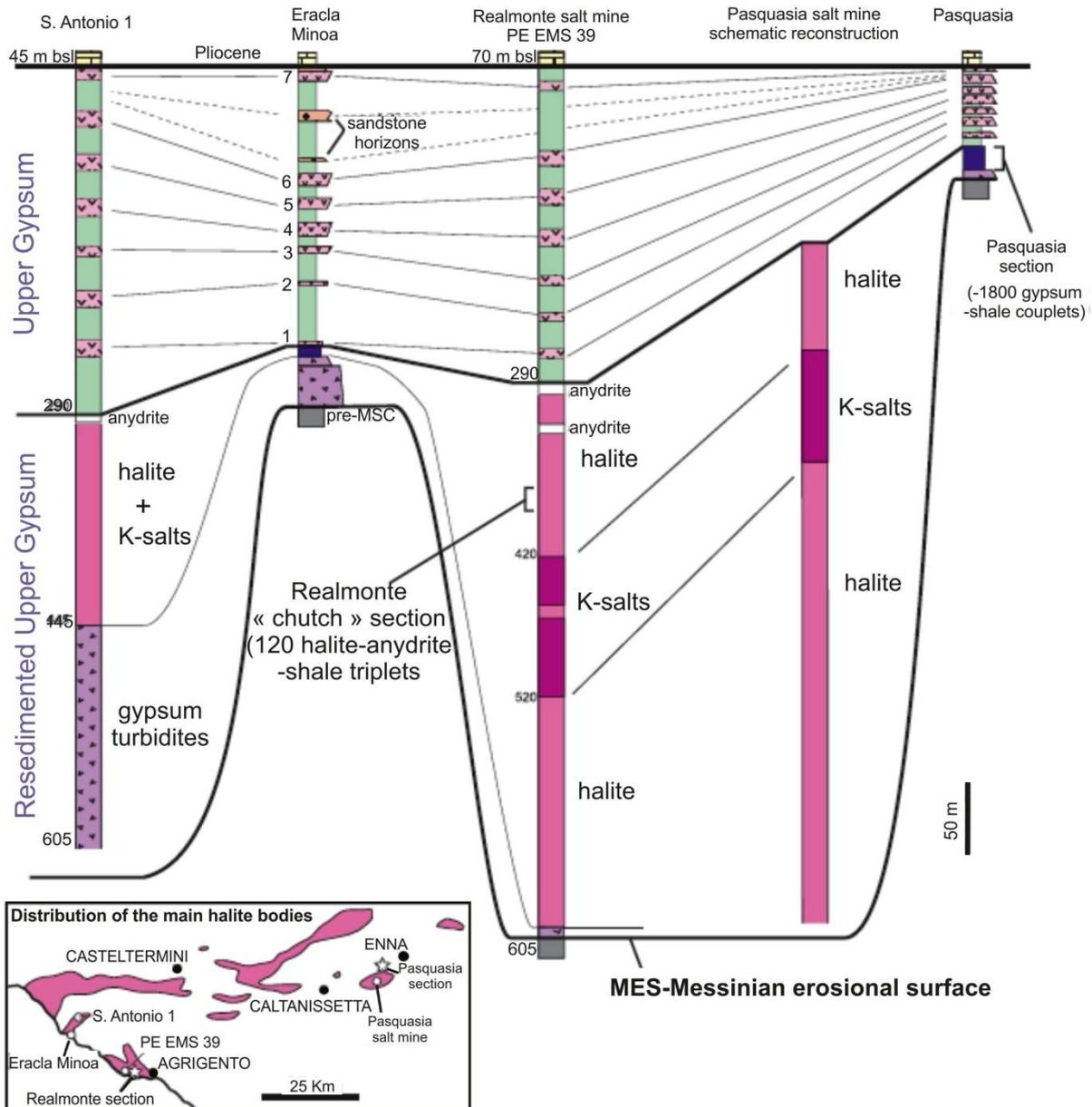
Les Gypses supérieures (Evaporites supérieure) se sont déposées essentiellement dans des eaux peu profondes des régions du sud et est de la Méditerranée (Sicile et Chypre), tandis que le « Lago-Mare » avec ses dépôts silico-clastique a concerné les régions du nord et de ouest (Apennines du nord, Sorbas et Nijar) (Roveri et *al.*, 1998; Krijgsman et *al.*, 2001; Fortuin et Krijgsman, 2003; Bassetti et *al.*, 2004; Roveri et *al.*, 2008b, 2009).

Les gypses primaire supérieurs se distinguent des précédentes (PLG) par une répartition géographique plus importante, une dynamique transgressive et une diminution de la salinité, révélée par l'abondance des dépôts non-évaporitiques (marnes, silts, sables, diatomites) (Fig. 15, 16). Elles sont composée en Sicile (Fig. 16) par neuf à dix cycles de gypses primaires (1 m) alternants avec des niveaux marneux (1 à 10 m) (Manzi et *al.*, 2009). Le « Lago Mare » comporte la partie supérieure de unité p-ev1 et la p-ev2 (Roveri et *al.*, 2014b) dominée par des dépôts fluvio-deltaïques silicoclastiques.

Ces deux unités comportent une importante faune et flore continentale caractérisant des eaux à salinité variable (douces, saumâtres ou légèrement hypersalines) (Rouchy, 1982 ; Bonaduce et Sgarrella, 1999). Des assemblages de nannofossiles calcaires, des foraminifères planctoniques et des poissons (Rouchy, 1982, Carnevale et *al.*, 2008) ont également été signalée dans ces dépôts indiquant des apports d'eaux marines.

Les analyses isotopiques du Sr effectués sur ces faciès et la faune associée attestent d'une dilution très importante des eaux de surface (Orszag-Sperber, 2006; Rouchy et Caruso, 2006; Roveri et *al.*, 2008b). Cette dilution est interrompue,

localement et momentanément, par des périodes d'aridités engendrant la précipitation des gypses.



**Fig.16** : Corrélation stratigraphique de l'unité d'halite dans le bassin de Caltanissetta (d'après Manzi et al., 2012).

## 2. Unités sismiques des bassins profonds

Bien que certains forages (DSDP-ODP) ont permis d'atteindre et récupérer des échantillons de la partie supérieure des évaporites du Messinien (Roveri et al., 2014a), les dépôts de la MSC, préservé sous les plaines abyssales de la mer Méditerranéenne actuelle, ne sont connus que par des analyses de profils sismiques (Lofi et al., 2011a, b).

En se basant sur leurs propriétés sismiques particulières, les évaporites profondes du Messinien ont été classiquement subdivisée en trois unités ("trilogie du Messinien" ; Montadert et *al.*, 1978) : les évaporites inférieures (Lower évaporites, LE), les sels (H) et les évaporites supérieures (UE). Les trois unités sismiques ont été corrélées, dans les années 70, aux unités terrestres du bassin sicilien (Decima et Wezel, 1971), qui montre aussi une triple subdivision semblable (gypse inférieur, Halite et gypse supérieur) (Fig. 9).

Récemment, une révision des données sismiques (Lofi et *al.*, 2011a, 2011b) a donné lieu à une nouvelle classification plus descriptive et plus objective des unités sismiques et des surfaces d'érosion associées (Fig. 17).



## **CHAPITRE II : LITHOSTRATIGRAPHIE**

## I- Introduction

L'étude géologique, entrepris dans les monts du Dahra (Fig. 3), a permis le levé de 9 coupes géologiques ; trois (3) dans le secteur de Djebel Diss (Dahra Occidental) et six (6) dans celui du Plateau d'Ain Merane (Dahra oriental). En plus d'une description lithologique, ces coupes ont fait l'objet d'un échantillonnage systématique afin de suivre l'évolution verticale des assemblages de foraminifères planctoniques.

## II- Description lithostratigraphique

### 1- Djebel Diss

Le versant oriental de Djebel Diss montre une importante série néogène encore mal connu sur le plan lithologique et biostratigraphique. Les coupes effectuées, au niveau de Djebel Aizeub, Sidi Abd Allâh et Château d'eau (Fig.18), ont mis en évidence quatre (4) unités lithologiques (Figs. 19, 20, 21, 22) : Marnes sableuses jaunâtres, Marnes bleues, Ensemble gypso-calcaires et Marnes « Trubi ».

Ces unités sont décrites dans les coupes où elles sont le mieux représentées.

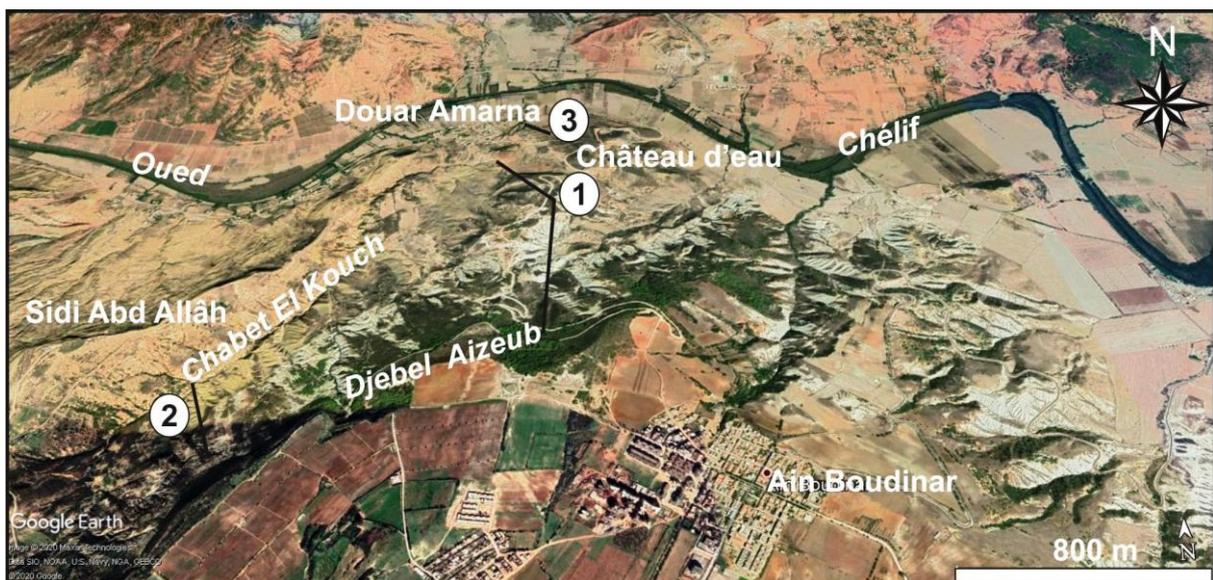


Fig. 18 : Coupes levées dans la partie orientale de Djebel Diss (image satellite, Google Earth).

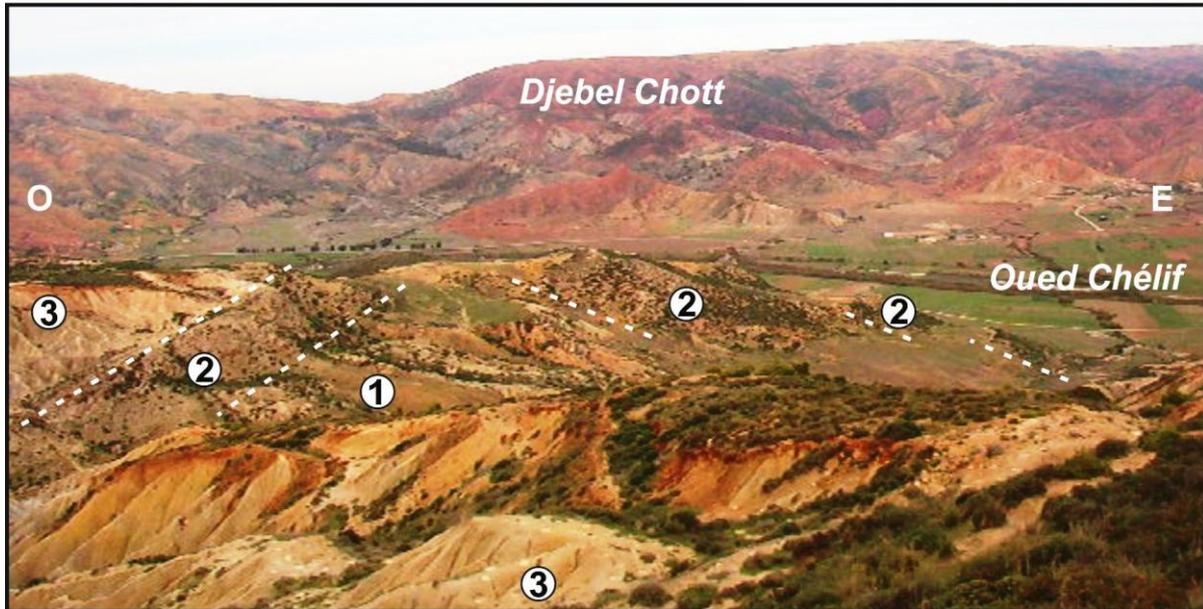
#### 1.1- Marnes sableuses jaunâtres

Ces marnes occupent la partie inférieure de la série (Figs. 19, 21C, 22) ; elles affleurent partiellement (90 m) au niveau de la coupe de Sidi Abd Allâh. Plus au Nord et à l'Ouest, cette formation repose, en discordance angulaire, sur des argiles rouge conglomératiques.



Fig. 19 : Vue panoramique de Djebel Aizeub (partie orientale de Djebel Diss).  
1: Marnes sableuses jaunâtres; 2: Ensemble gypso-calcaire; 3: Marnes «Trubi»

Deux barres gréseuses, très fracturées, s'intercalent dans ces marnes. Une première basale (20 m) à nombreux horizons marneux ou conglomératiques et à stratifications entrecroisées. Une deuxième sommitale (8 m) semblable à la première mais se terminant par une surface durcie à placage de galet de nature pétrographique variable. Plus à l'est, au niveau de Djebel Meni (Belkebir et *al.*, 2008), cette surface durcie est marquée par une importante condensation de valves d'huîtres.



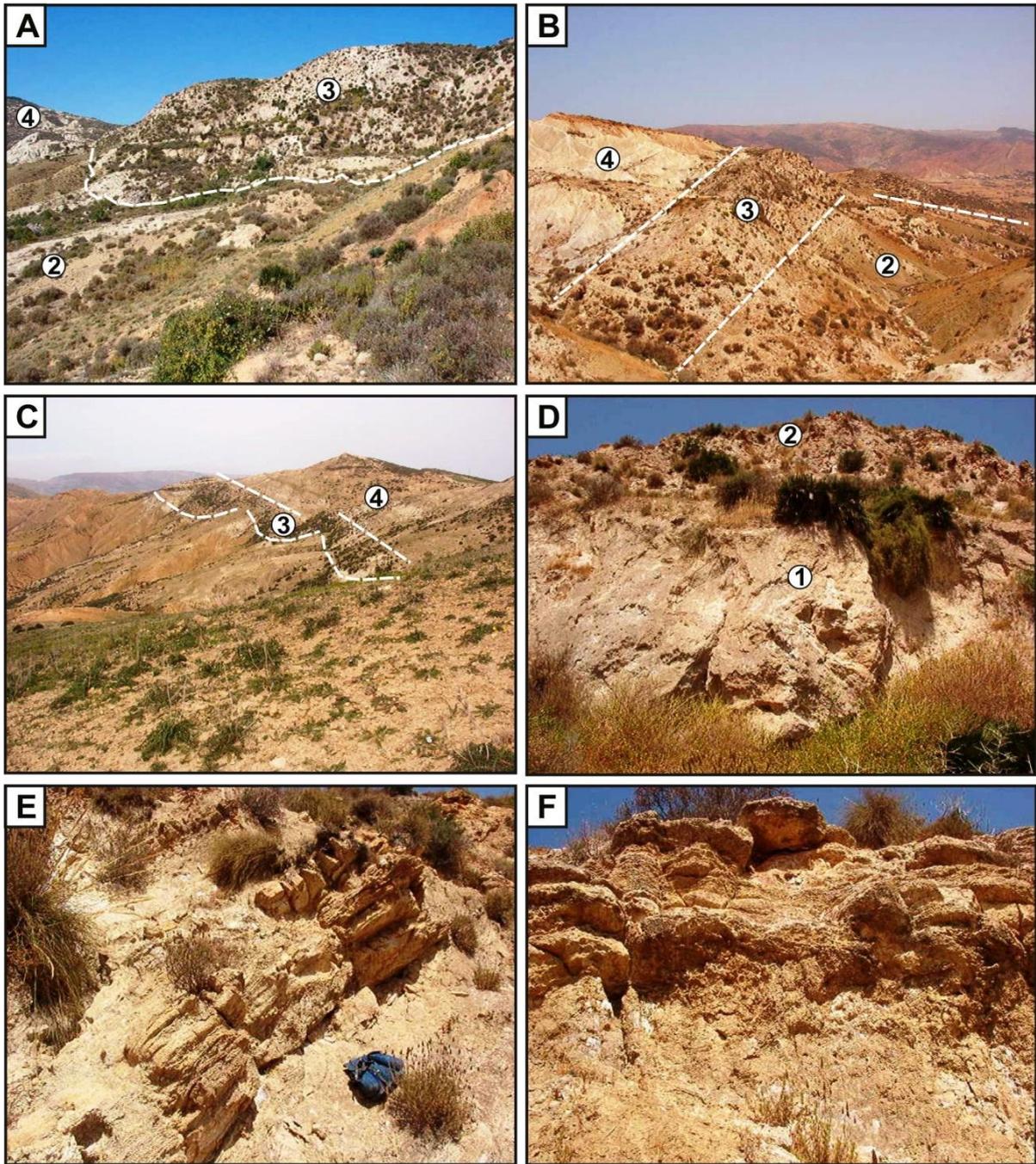
**Fig. 20** : Succession lithologique de la partie orientale de Djebel Diss.  
1 : Marnes bleues ; 2 : Ensemble gypso-calcaire ; 3 : Marnes « Trubi »

### 1.2- Marnes bleues

Les marnes bleues reposent, localement, en concordance sur les marnes sableuses jaunâtres. Ces marnes affleurent, sur plus de 50 m d'épaisseur, au niveau de la coupe de Djebel Aizeub (Figs. 20 ; 21A, B ; 22). De part et d'autres, ils se réduisent considérablement puis se biseautent sous les faciès sus-jacents. Ces marnes s'enrichissent progressivement en grains de sables et de gypses et renferment, dans leur partie médiane, des horizons riches en nodules de soufre et grains de glauconie.

### 1.3- Ensemble gypso-calcaire

Reposant par ravinement sur les terrains sous-jacents (Figs. 19 ; 20 ; 21A, B, C ; 22), cet ensemble est constitué par deux faciès : les gypses et les calcaires blanchâtres.



**Fig. 21 :** Principales unités lithologiques de Djebel Diss.

A et B : Succession lithologique de la partie nord-est de Djebel Aizeub ; C : Succession lithologique de la partie sud-ouest de Djebel Aizeub (1 : Marnes sableuses jaunâtres, 2 : Marnes bleues, 3 : Ensemble gypso-calcaire, 4 : Marnes « Trubi » ; D, E et F : Faciès de l'ensemble gypso-calcaire (1 : gypses, 2 : calcaires, 3 : laminations gypsocalcaires, 4 : calcaires stromatolithiques en dômes).

Les gypses apparaissent, le plus souvent, en blocs isolés ou en dômes plissés s'étalant sur quelques centaines de mètres et avec une épaisseur maximale de 30 m. Ils sont caractérisés dans leur partie basale par deux barres massives (7 à 8 m chacune), sub-tabulaires très altérées (Fig 21D). Ces barres gypseuses passent, verticalement, à des marnes gypseuses ou à des laminations gypso-calcaires (Fig

21E) à intercalations calcaires (10 à 20 cm). Ce faciès gypseux se termine par 5 m de marnes grises à boules de gypses métriques.

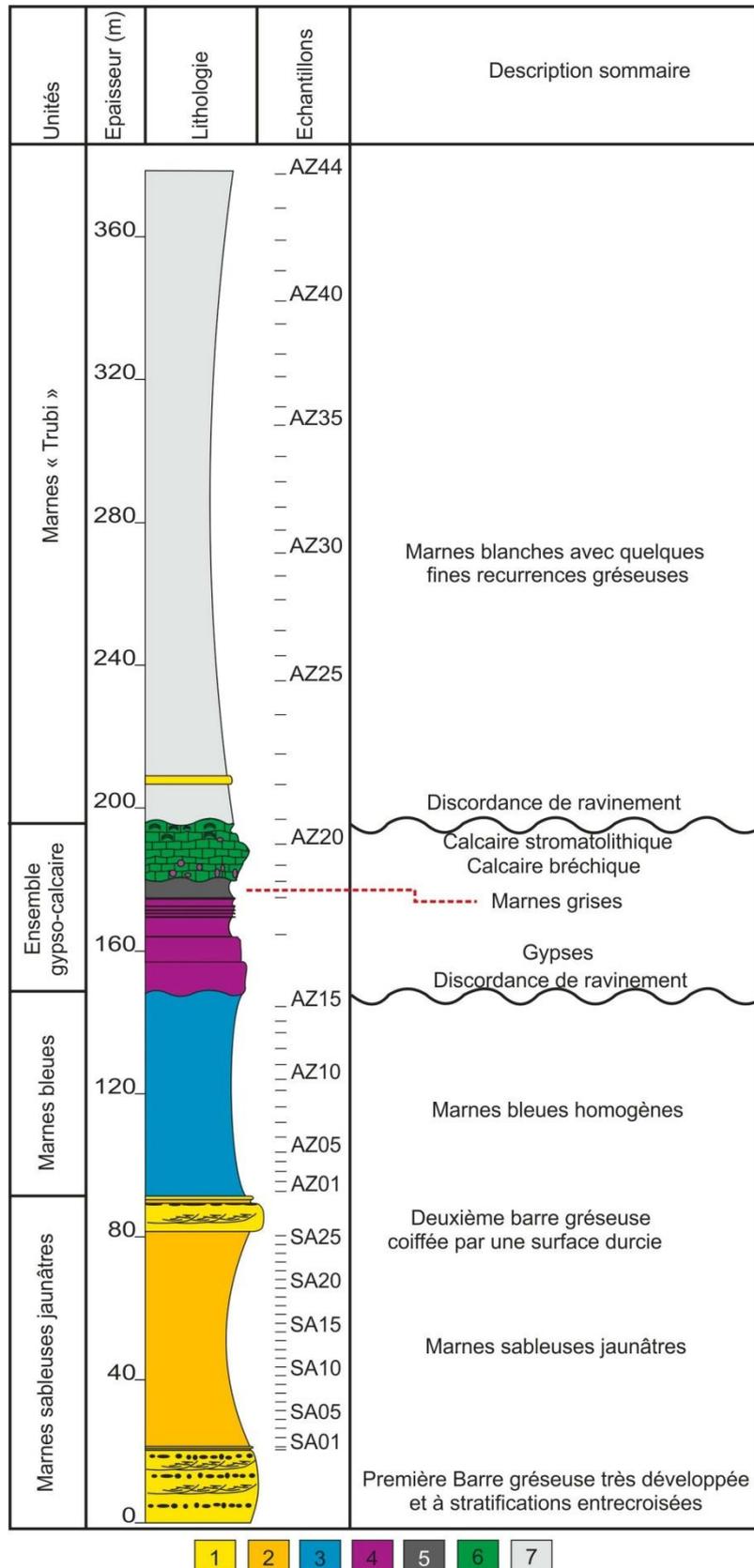


Fig. 22 : Coupe lithologique synthétique de Djebel Diss.

Au faciès gypseux succède des calcaires blanchâtres (15 m) affleurent principalement à l'extrémité nord de Djebel Aizeub. Localement, ces calcaires reposent directement et par ravinement sur les marnes bleues ou les marnes sableuses jaunâtres. Ces calcaires sont disposés en bancs, parfois lenticulaires, d'aspect massif ou bréchique et d'épaisseur décimétrique à métrique. Ils renferment, essentiellement dans leur partie basale, des boules de gypses d'ordre métrique. La partie sommitale de ces calcaires est constituée par quelques bancs décimétriques à structures stromatolithiques en petits dômes (Fig. 21F).

#### **1.4- Marnes « Trubi »**

Les unités précédentes, sont surmontées par une importante (180 m) série marneuse monotone (180 m), blanchâtre en surface et grisâtre en profondeur (Figs. 19 ; 20 ; 21A, B, C ; 22). Sa partie basale est marquée par une surface de ravinement matérialisée par de fines récurrences sableuses ou microconglomératiques. Son épaisseur diminue considérablement depuis la coupe de Djebel Aizeub vers les coupes de Sidi Abd Allâh et Chaterau d'eau.

Au niveau de la coupe de la coupe du Château d'eau, ces marnes débutent par un niveau micro-conglomératique (0,30 m) qui passe latéralement à un poudingue sensiblement de même épaisseur. Assez bien classé, ce poudingue est formé par des galets de taille centimétrique et de nature polygénique (calcaire, grès ou diatomite). Localement, des olistolithes de nature calcaire ou gréseuse sont emballés dans ces marnes.

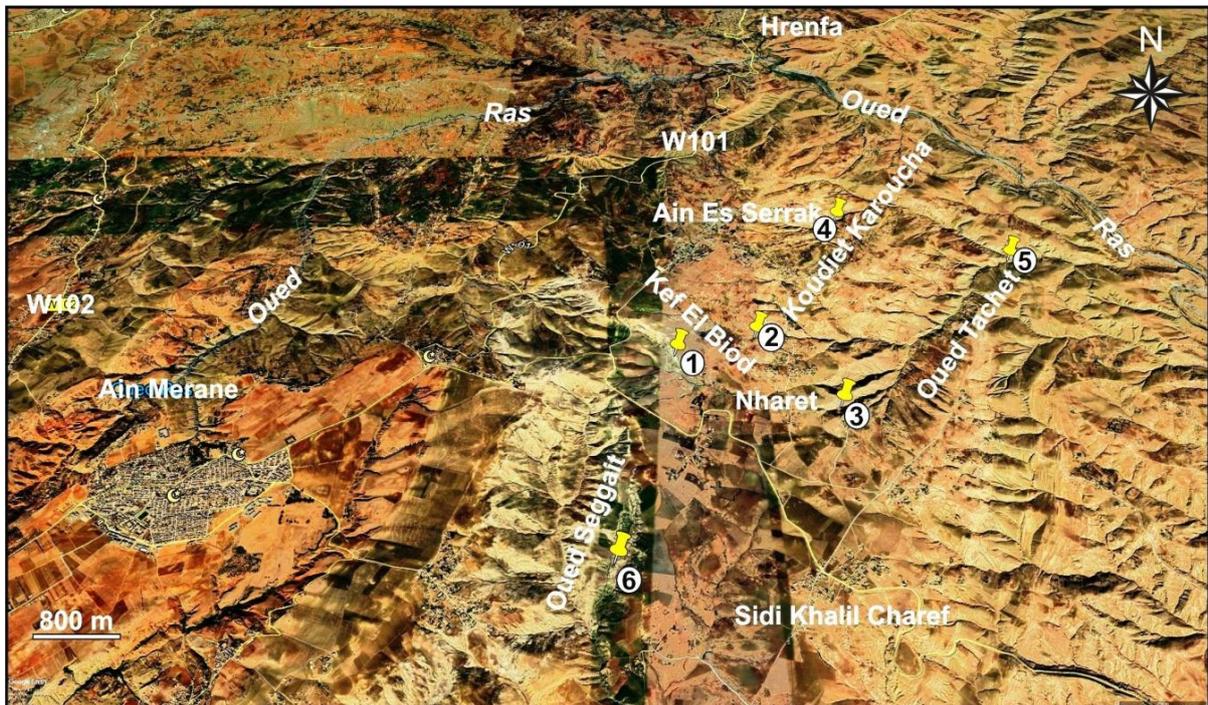
## **2- Plateau d'Ain Merane**

Bien que la région d'Ain Merane a toujours suscité l'intérêt des anciens géologues (Brives, 1897 ; Anderson, 1936 ; Perrodon, 1957 ; Tauecchio et Marks, 1973 ; Rouchy, 1982), ces affleurements n'ont été que brièvement décrits. Pour identifier les différentes unités lithostratigraphiques de ce Plateau et les zones avoisinantes et cerner leurs variations latérales, six coupes géologiques ont été levées (Fig. 23 ; 1-6).

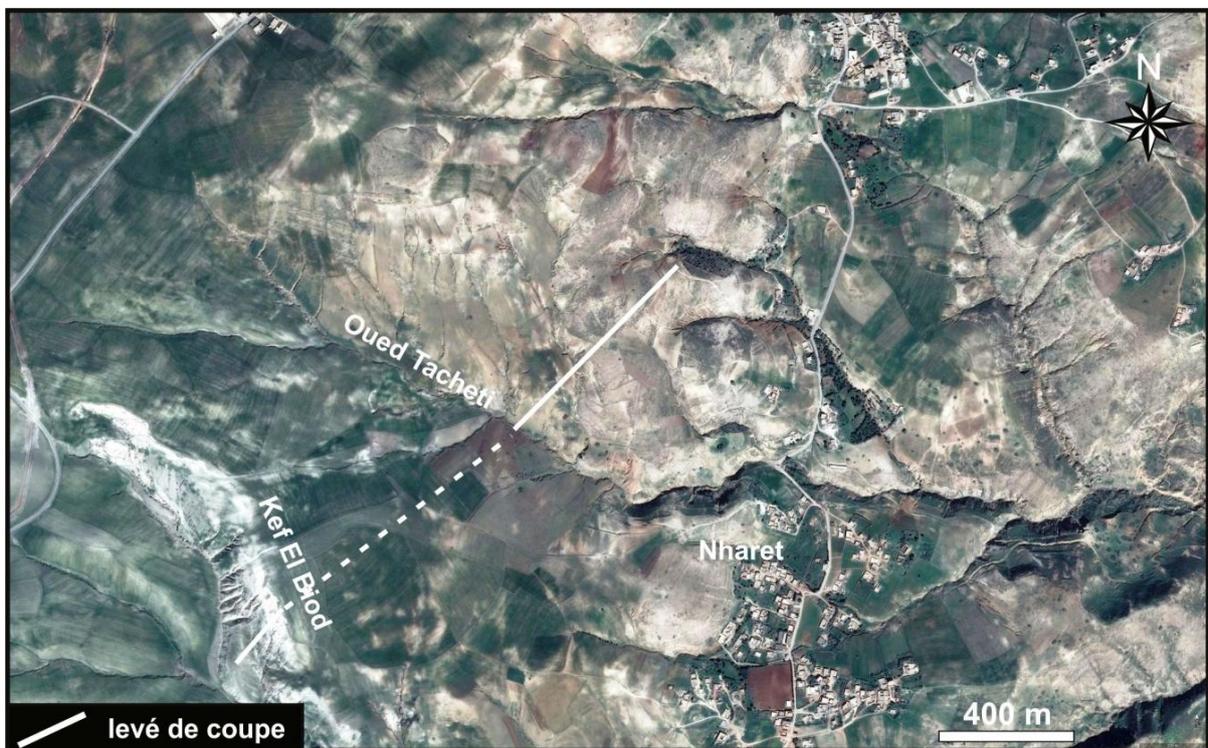
### **2.1- Coupe de Kef El Biod**

C'est dans le même site qu'a été implanté le forage d'El Biod «Bd. 3 » (S.N. Répal, 1952 ; Perrodon, 1957). C'est, également, au même site que fût levée la

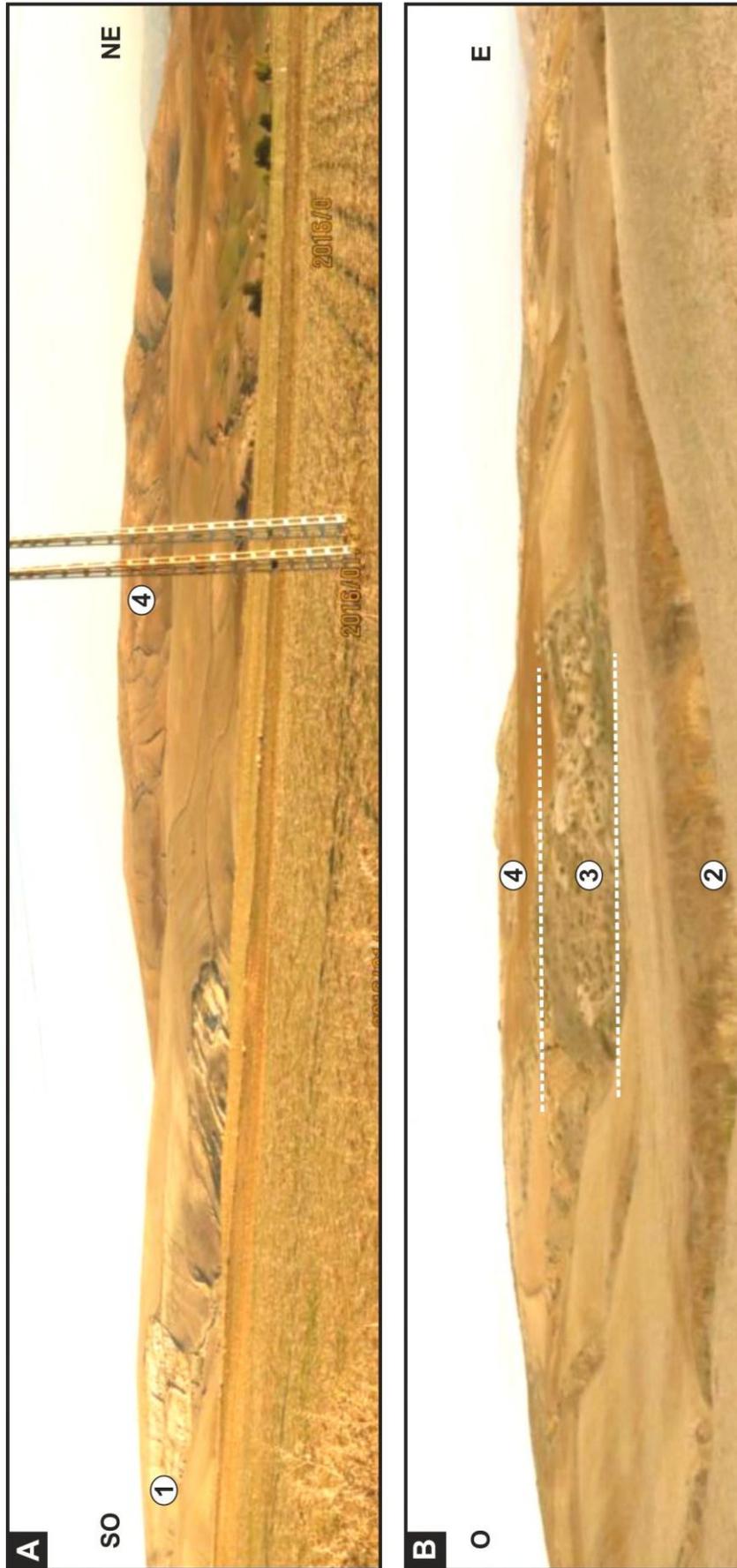
coupe pour la première fois (Brives, 1897) et que viennent compléter les travaux de Rouchy (1982).



**Fig. 23 :** Localisation des coupes levées à l'Est dans le Plateau d'Ain Merane (image satellite, Google Earth). 1 : Kef El Biod, 2 : Nharet, 3 : Koudiet Karoucha, 4 : Ain Es Serrak, 5 : Oued Tacheti, 6 : Oued Seggait.



**Fig. 24 :** Localisation de la coupe de Kef El Biod (image satellite, Google Earth).



**Fig. 25** : Vues panoramiques de la succession lithologique de Kef Le Biod.  
 1: Alternance marnodiatomitique; 2: Alternance marnocalcaire; 3: Gypses; 4: Calcaires biodétritiques

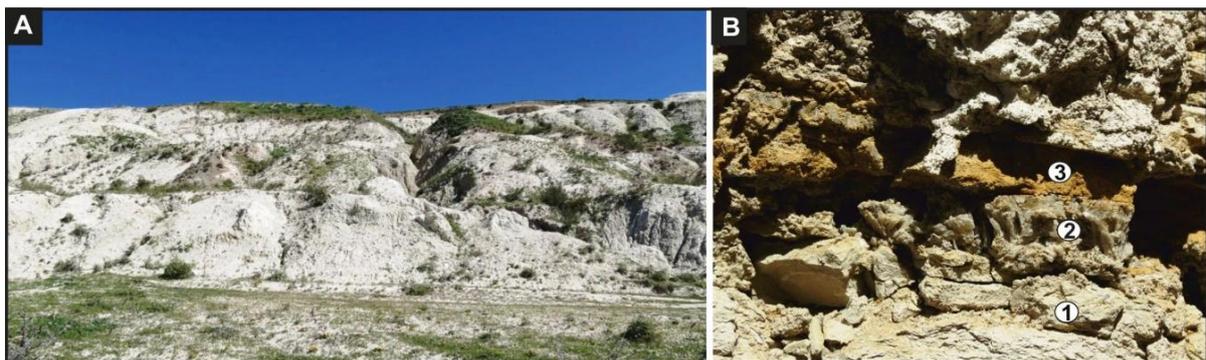
La coupe est située dans la partie orientale du versant sud de Kef El Biod, à 4 km au nord-est de la ville d'Ain Merane, non loin du village de Nharet (Fig. 24). Les différentes couches de cette sédimentation montrent un pendage d'environ 20° vers le nord-est. Cette coupe est constituée, de bas en haut, par la succession lithologique suivante (Figs. 25, 27) : Alternance marno-diatomitique, Marnes brunâtres, Alternance marno-calcaire, Gypses et Calcaires biodétritiques.

### 2.1.1- Alternance marno-diatomitique

C'est une alternance rythmique et régulière (37,8 m) d'un couplet marnes-diatomites (Figs. 25, 26A, 27). Les bancs diatomitiques blanchâtres d'ordre métriques, relativement homogènes et d'aspects massifs ou laminés, présentent une stratonomie croissante.

Les niveaux marneux, d'épaisseur plus importante à la base et de couleur beige, deviennent, dans la partie supérieure, plus argileuses avec des nuances noirâtres ou brunâtres sombres. Ces nuances sombres traduisent probablement l'enrichissement en matière organiques des sédiments.

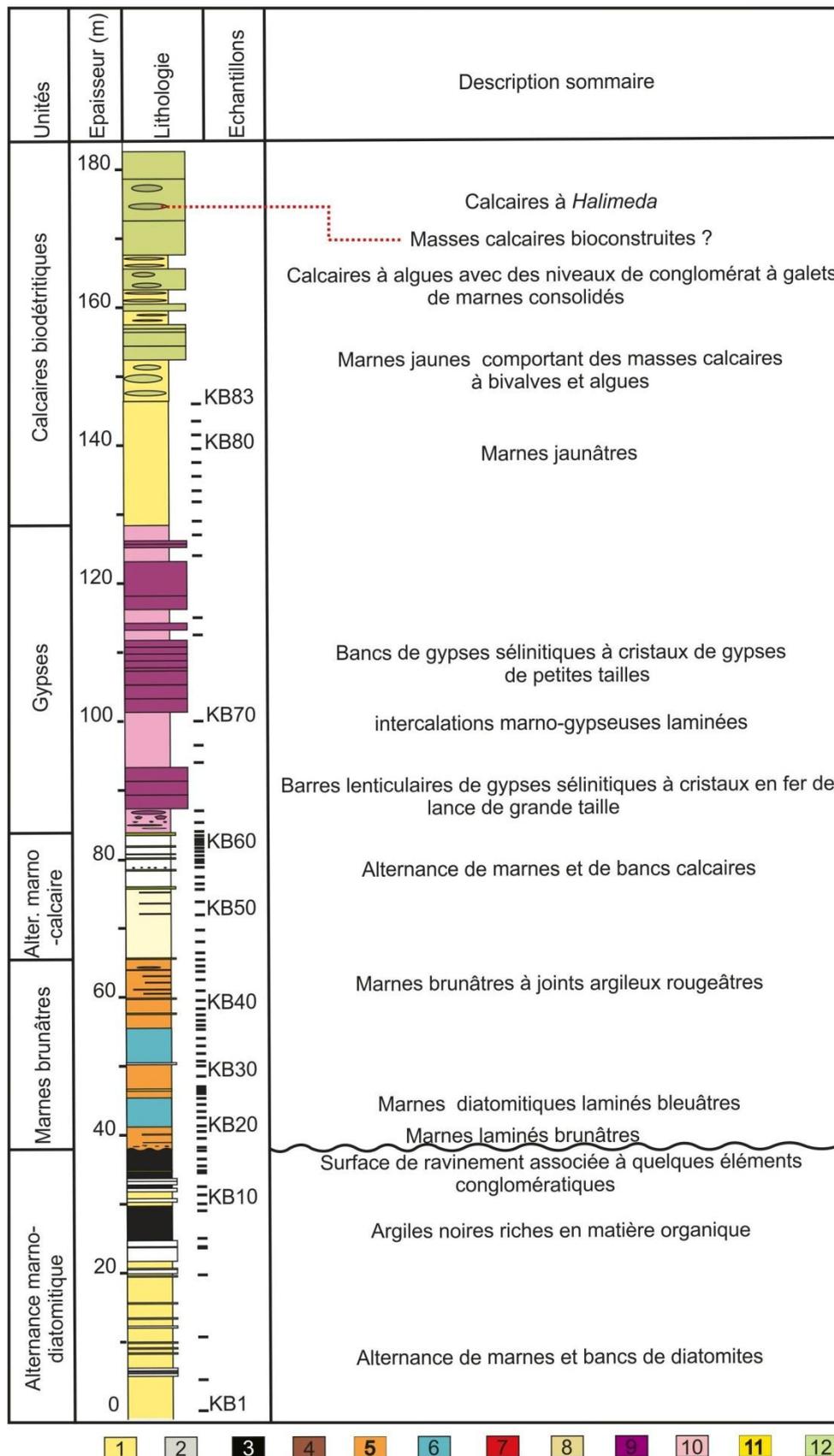
Les niveaux marneux sommitaux de cette alternance montrent la récurrence de quelques niveaux de condensation de bivalves et gastéropodes à coquilles blanchâtres, de petites tailles, lisses et très fragiles. Le dernier niveau marneux comporte, en outre, des horizons sableux. Quelques joints argileux gypseux ou gypso-gréseux, centimétriques et de couleur rouge, s'intercalent dans les différentes parties de cette unité (Fig. 26B).



**Fig. 26** : Alternance marno-diatomitique de Kef El Biod.

A : Vue panoramique ; B: Joints gypso-gréseux (1 : marnes, 2 : joint de gypses, 3 : joint gréseux).

Localement vers le sud, de grands *slumps* caractérisent la partie sommitale de cette unité. Ces structures apparaissent ailleurs, dans le bassin du Bas Chélif, toujours à cette même position (Saint Martin, 1987; Mansour et *al.*, 2008).

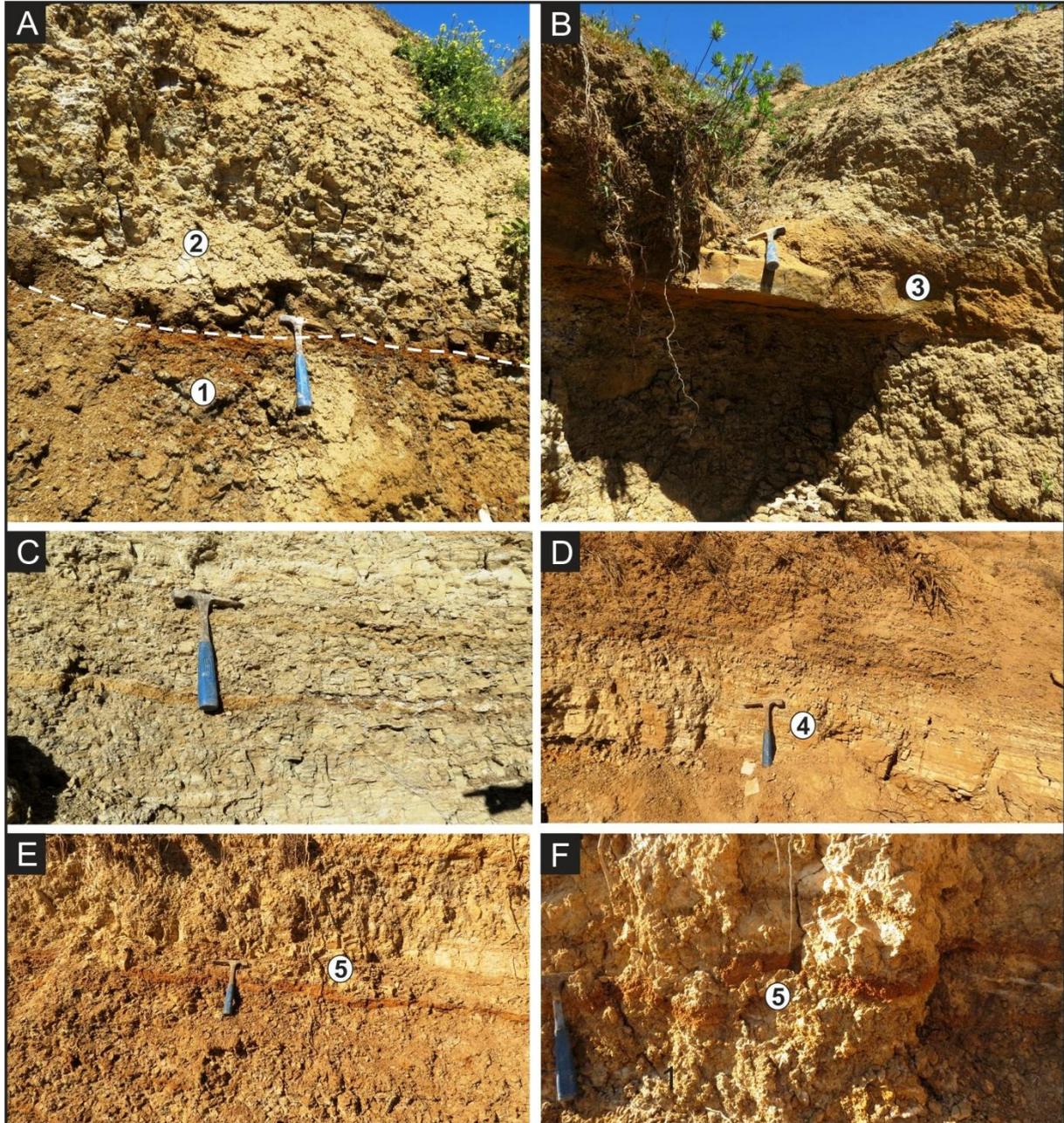


**Fig. 27 :** Lithologie de la coupe de Kef El Biod.

1 : Marnes beiges ; 2 : Diatomites ; 3 : Argiles noires ; 4 : Grès ; 5 : Marnes brunâtre laminés ; 6 : Marnes diatomitiques laminés ; 7 : Joints argileux rouges ; 8 : Marnes jaunes claires ; 9 : Gypses ; 10 : Marnes gypseuses ; 11 : Marnes jaunes ; 12 : Calcaires blancs.

### 2.1.2- Marnes brunâtres

Cette deuxième unité (27,4 m) succède à l'unité précédente par une surface de ravinement à éléments conglomératiques décimétriques (Figs. 27, 28A). Essentiellement marno-diatomitique, elle montre l'intercalation de plusieurs niveaux terrigènes.



**Fig. 28 :** Marnes brunâtres de Kef El Biod.

A : Contact entre alternance marno-diatomitique (1) et marnes brunâtres (2) ; B : intercalation gréseuse (3) dans les marnes brunâtres ; C : Marnes diatomitiques laminés bleuâtres ; D : Banc diatomitique dans la partie médiane des marnes brunâtres (4) ; E et F : Marnes brunâtres laminés à joints argileux rougeâtres (5).

La cyclicité lithologique de cette sédimentation se présente sous forme d'une récurrence d'un triplé de niveaux marneux, marneux laminés et marno-diatomitiques

laminés de teintes brunâtres à bleuâtres (Fig. 28A, C et D). Les horizons diatomitiques qui s'intercalent dans ces marnes sont d'ordre millimétrique à centimétriques à l'exception d'un banc de diatomite (0,20 m) dans la partie médiane de l'unité (Fig. 28D).

La partie supérieure de cette unité est caractérisée par des niveaux marno-gypseux et une intercalation de quelques bancs décimétriques sableux ou gréseux (Fig. 28B). Les joints argileux gypseux rougeâtres réapparaissent également avec une fréquence plus importante (Fig. 28E et F). Ces joints, matérialisés par des surfaces très irrégulières, sont dues probablement à des phénomènes de bioturbation. Des figures similaires ont été signalées dans les mêmes niveaux du bassin du Bas Chélib (Rouchy, 1982). La faune, peu diversifiée, est représentée par des bivalves, des gastéropodes, des spicules de spongiaires et des éléments squelettiques de poissons (écailles, otolithes, petits os). À noter aussi la présence dans cette partie, d'indices de tectonique synsédimentaire représentée par des microplissements et de petites failles.

### **2.1.3- Alternance marno-calcaire**

Cette unité (18,30 m) succède, en parfaite continuité à l'unité sousjacent, par le premier banc calcaire. Il s'agit d'une alternance de couleur brunâtres à blanchâtres, assez régulière, de niveaux marno-gypseux et de bancs calcaires dolomitiques (Figs. 27, 29).

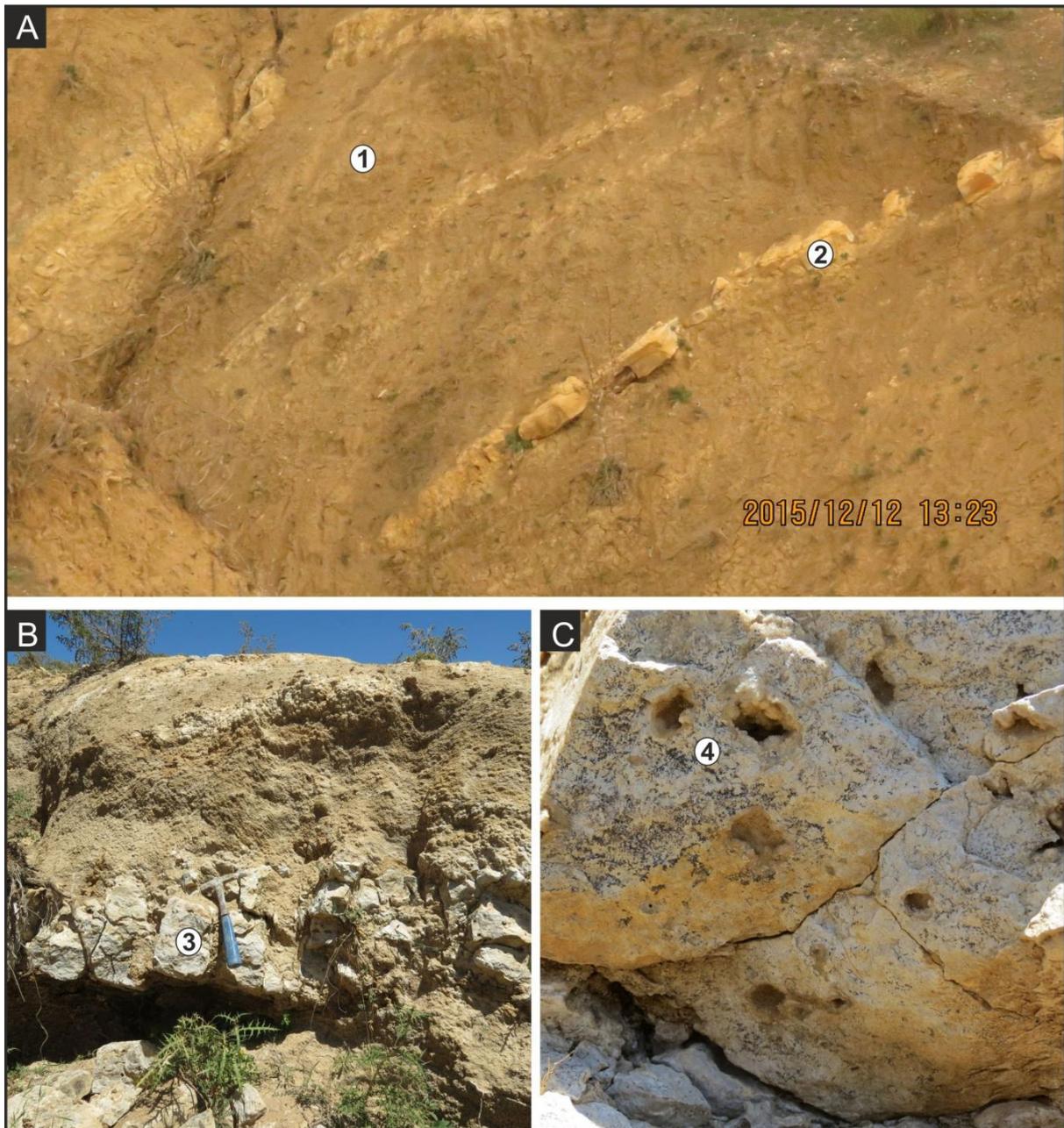
Les bancs carbonatés (0,20 à 0,40 m) sont de dureté variable et d'aspect massif, bréchiq ou vacuolaire (Fig. 29A, B et C). Les niveaux marneux gypseux parfois laminés contiennent, localement, des dragées calcaires. Plusieurs microplissements et failles synsédimentaires affectent les différents niveaux de cette unité.

### **2.1.4- Gypses**

L'unité précédente est surmontée, sans aucune discontinuité apparente, par une sédimentation essentiellement gypseuse (Figs. 27, 30). Cette formation (45 m) débute après le dernier banc calcaire dolomitique bien repérable dans la région (Fig. 30A).

Elle est constituée d'une alternance de niveaux marno-gypseux parfois laminés brunâtres et de niveaux gypseux grisâtres. Les niveaux marno-gypseux sont d'épaisseur plus importante (pluri-métrique) dans la partie inférieure de la coupe. Ils

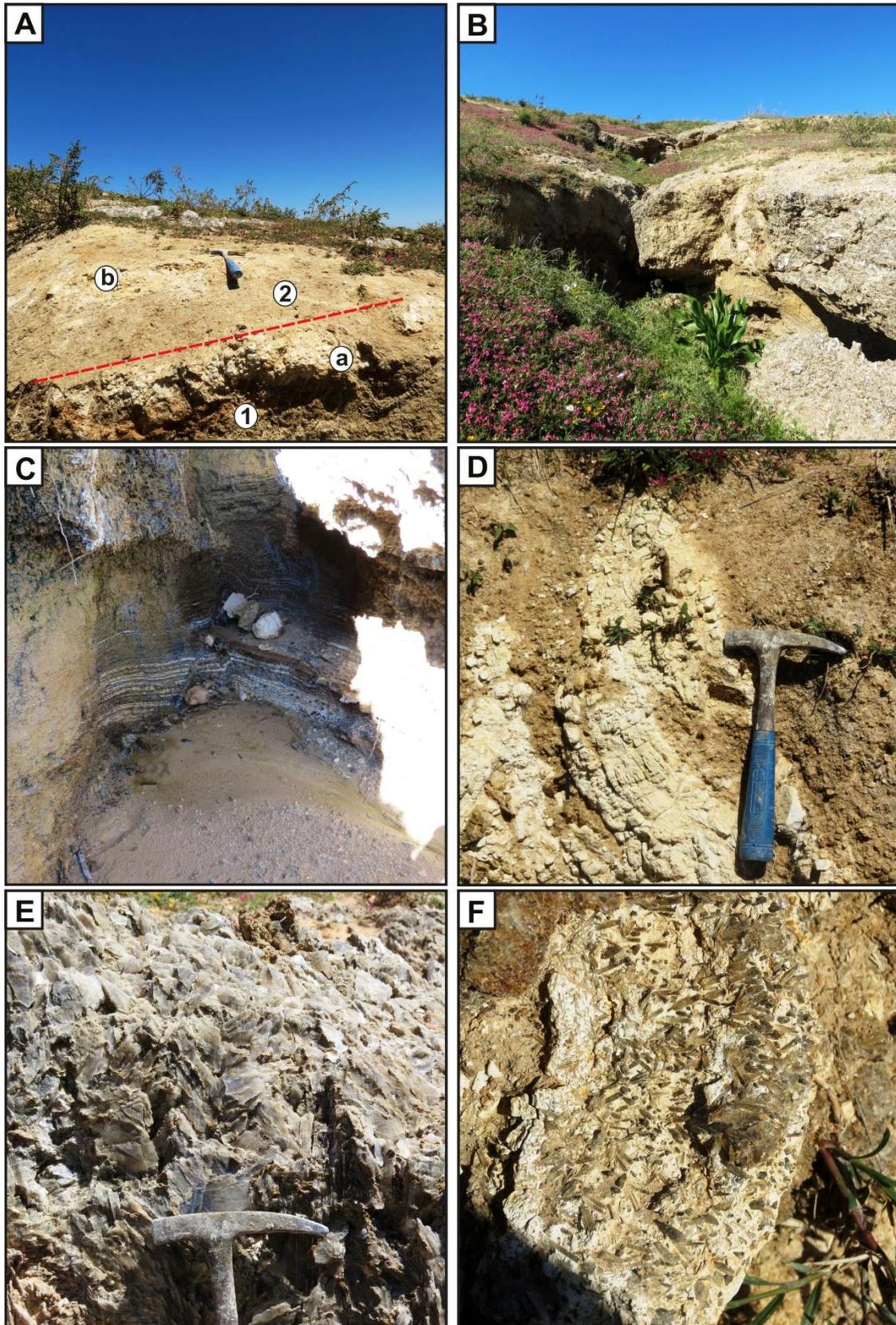
renferment des lentilles de calcaires dolomitiques (Fig. 30 A) et de diatomites (Fig. 30D) ainsi que de petites « gerbes » de cristaux de gypses en fer de lance.



**Fig. 29** : Alternance marno-calcaire de Kef El Biod.

A : Alternance marno-calcaire (1,2) ; B : Banc calcaire fracturé à aspect bréchiq (3) ; C : Banc calcaire vacuolaire (4).

Les gypses, de la partie inférieure, se manifestent sous forme de barres lenticulaires pluri-métrique. Ces barres sont constituées par des « gerbes » à cristaux en fer de lance de grande taille (Fig. 30E). La partie supérieure comporte des gypses sous forme de bancs décimétrique bien lités. Les cristaux de gypses sont, le plus souvent, cassés et de petite taille (Fig. 30F).

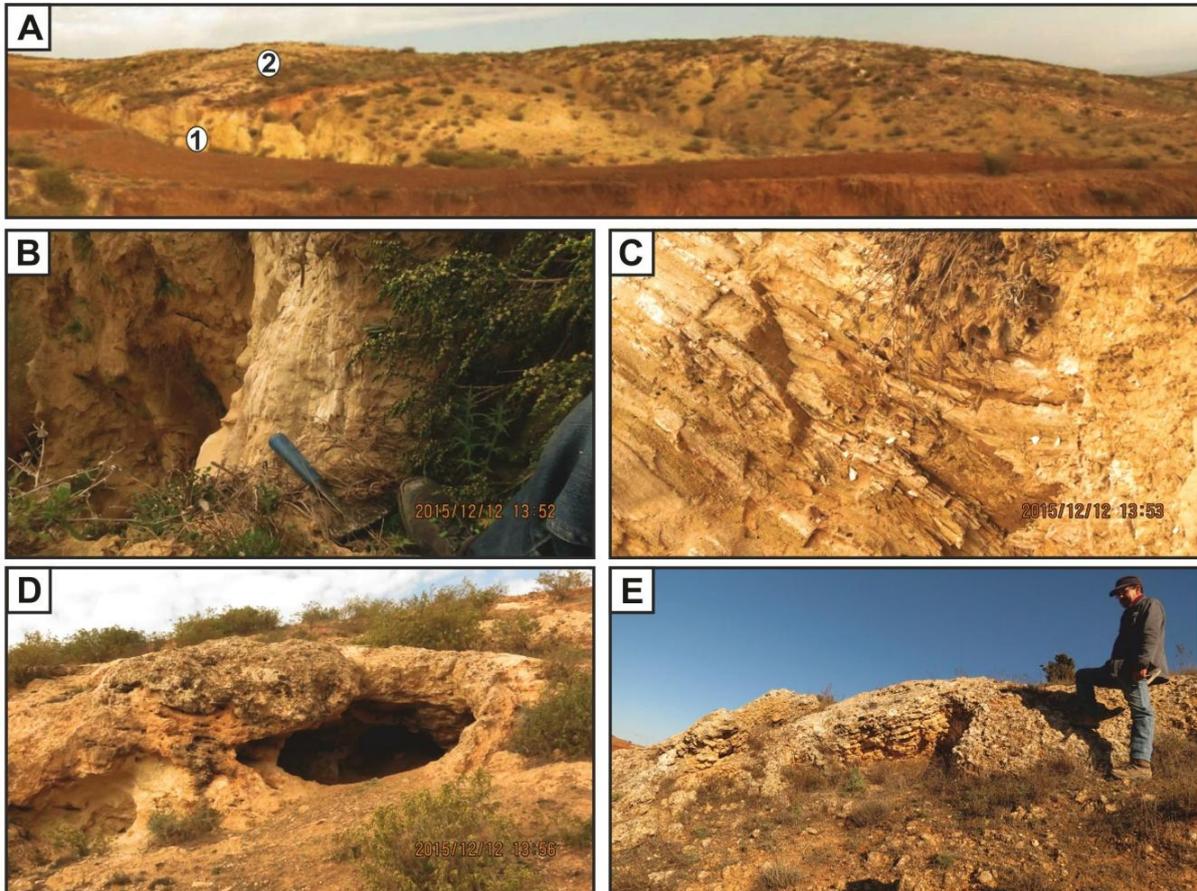


**Fig. 30** : Gypses de de Kef El Biod.

A : Contact entre les gypses (2) et l'alternance marno-calcaire (1), (a : dernier banc calcaire, b : lentille calcaire); B : Barres de gypses métriques ; C : Marnes gypseuses à laminés de diatomites ; D : Lentille de diatomites (1) dans les marnes gypseuses ; E : Cristaux de gypses en fer de lance de grande taille (partie inférieure); F : Niveau de gypses détritique à cristaux de petite taille (partie supérieure).

### 2.1.5- Calcaires biodétritiques

Le passage des gypses précédant à cette unité calcaires n'a révélé aucun indice d'allochtonie ni de surface de discordance. Cette unité (40 m) débute par des marnes homogènes, de couleur jaunâtre, où s'intercalent plusieurs bancs décimétriques de nature marno-calcaires (Figs. 27, 31A).



**Fig. 31** : Calcaires biodétritiques de Kef El Biod.

A : Vue panoramique ; B et C : intercalation diatomitique dans des marno-calcaires jaunâtres ; D et E : Partie supérieure des calcaires biodétritiques.

En plus de plusieurs horizons diatomitiques centimétrique, un banc finement laminé a été trouvé dans la partie supérieure (Fig. 31B et C). Ces marnes évoluent dans la partie sommitale à des calcaires blancs mal-stratifiés massifs renfermant de nombreux vestiges de coquille de bivalves, de gastéropodes, de bryozoaires, d'algues (*Halimeda*) et, probablement, de petites bioconstructions (Fig. 31D et E).

### 2.2- Coupe de Nharet

De direction sensiblement nord-sud, cette coupe a été levée, dans la partie amont d'Oued Tacheti, au nord-est de Kef El Biod (Fig. 32). Elle est constituée par une succession de cinq unités lithologiques (Figs. 33, 34, 35) : Marnes bleues,

Marnes brunâtres, Alternance marno-calcaire, Calcaires biodétritiques et Calcaires stromatolithiques.

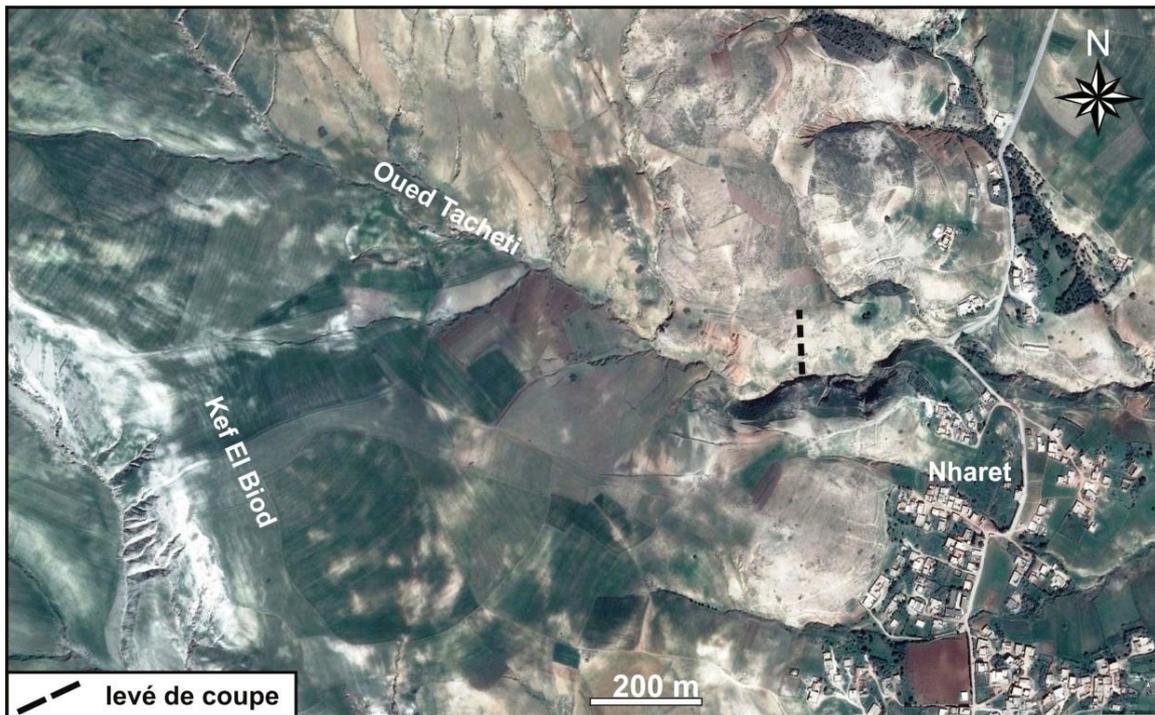


Fig. 32 : Localisation de la coupe de Nharet (image satellite, Google Earth).

### 2.2.1- Marnes bleues

Avec un pendage très variable, cette unité affleure, partiellement (3 m), le long de la partie amont d'Oued Tacheti. Elle se présente sous forme d'une alternance binaire marnes-calcaires (Figs. 34 et 35).

Ces marnes, de teinte bleues à gris-sombre, apparaissent en couches métriques très fossilifères (bivalves, ostracodes, bryozoaires, gastéropodes et pièces d'oursins). Les intercalations calcaires se présentent sous forme de bancs décimétriques, massifs riches en tests d'échinides complets ou fragmentaires.

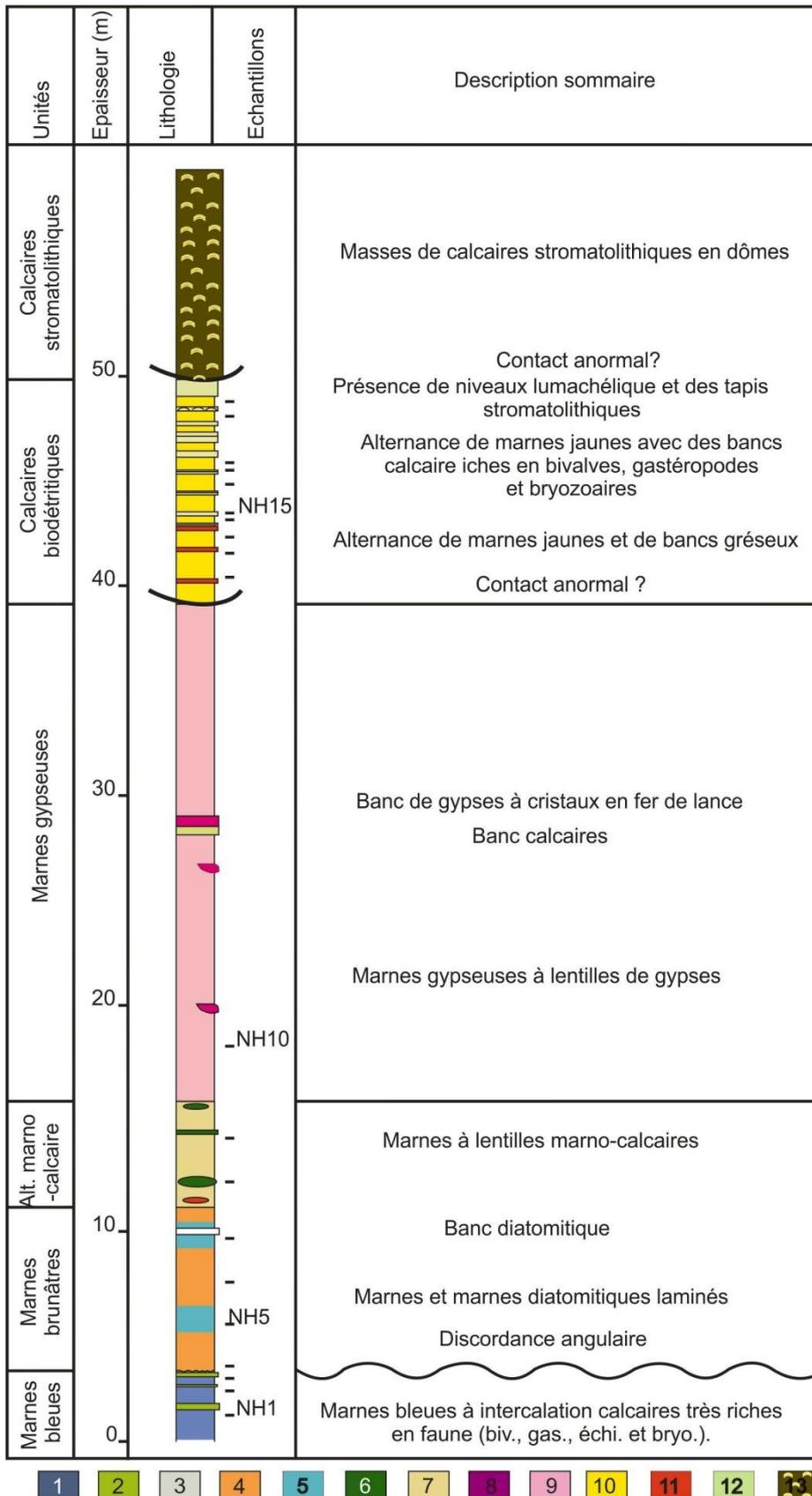
### 2.2.2- Marnes brunâtres

Avec un pendage d'environ 20° vers le nord-ouest, ce faciès (8 m) repose en discordance angulaire sur l'unité sous-jacente (Figs. 34, 35).

Il s'agit d'un dépôt marno-laminitique, parfois gypseux, brunâtre dans l'ensemble mais avec des nuances bleues claires à la base et grisâtre au sommet (Figs. 34, 36A). Il renferme plusieurs horizons riches en bivalves à coquilles blanchâtres, de petites tailles, lisses et très fragiles. En plus d'un banc diatomitique (30 cm) finement laminés dans la partie supérieure (Fig. 36A), plusieurs liserées de même nature s'y'intercalent.

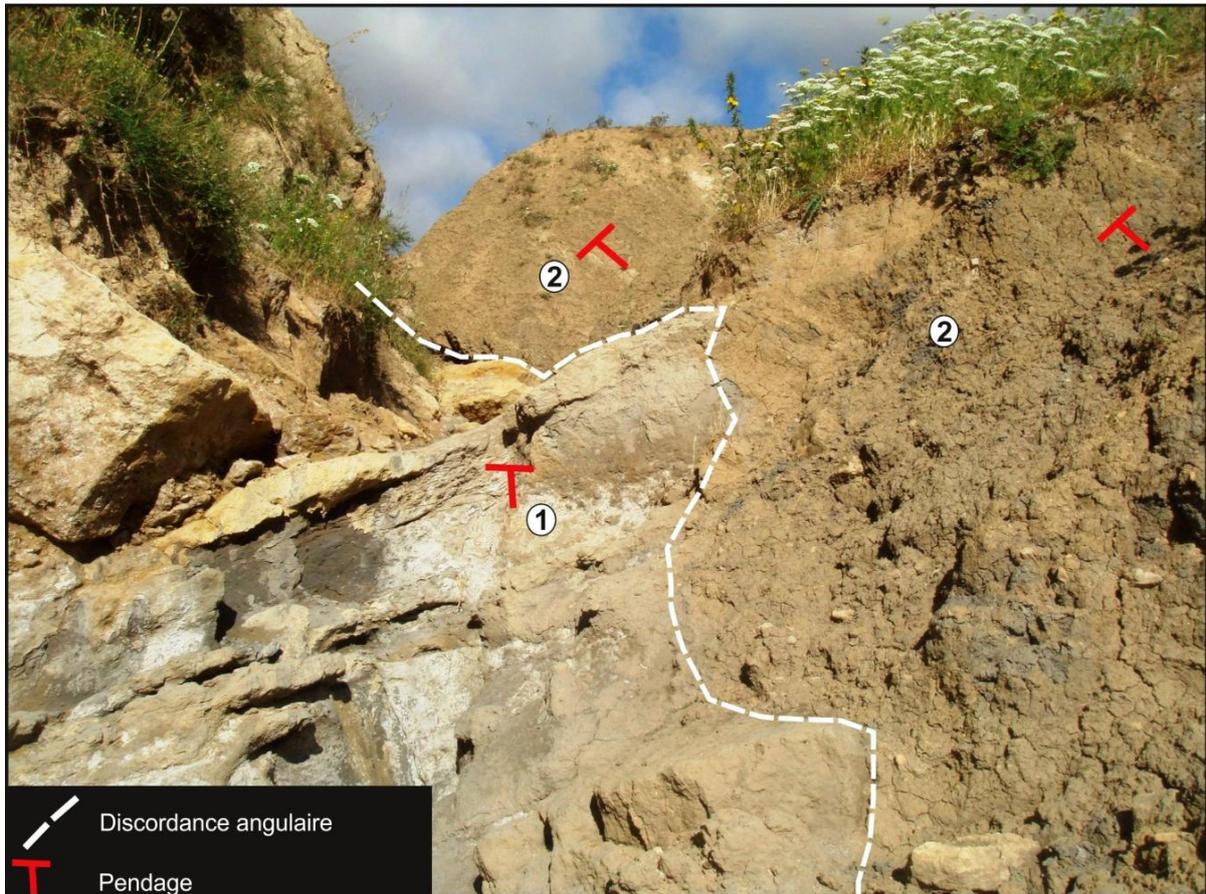


**Fig. 33** : Panorama de la partie amont d'Oued Tacheti (coupe de Nharet).  
 1: Alternance marno-calcaire, 2: Marnes gypseuses, 3: Calcaires biodétritiques, 4: Calcaires stromatholitiques



**Fig. 34 :** Lithologie de la coupe de Nharet.

1 : Marnes bleues ; 2 : Calcaires fossilifères ; 3 : Diatomites ; 4 : Marnes brunâtres ; 5 : Marnes diatomitiques laminés ; 6 : Calcaires dolomitiques ; 7 : Marnes jaunes claires ; 8 : Gypses ; 9 : Marnes gypseuses ; 10 : Marnes jaunes ; 11 : Grès ; 12 : Calcaires biodétritiques ; 13 : calcaires stromatolithiques.



**Fig. 35** : Discordance angulaire des marnes brunâtres sur les marnes bleues dans la coupe de Nharet. (1 : Marnes bleues, 2 : Marnes brunâtres).

### 2.2.3- Alternance marno-calcaire

Cette alternance de couleur bleuâtre à grisâtre succède, en parfaite continuité, au faciès précédent avec le premier banc marno-calcaire d'aspect lenticulaire. Il s'agit de 4,5 m de marnes laminées où s'intercalent quelques niveaux lenticulaires d'extension métrique de nature marno-calcaires et plus rarement gréseuse (Figs. 34, 36B).

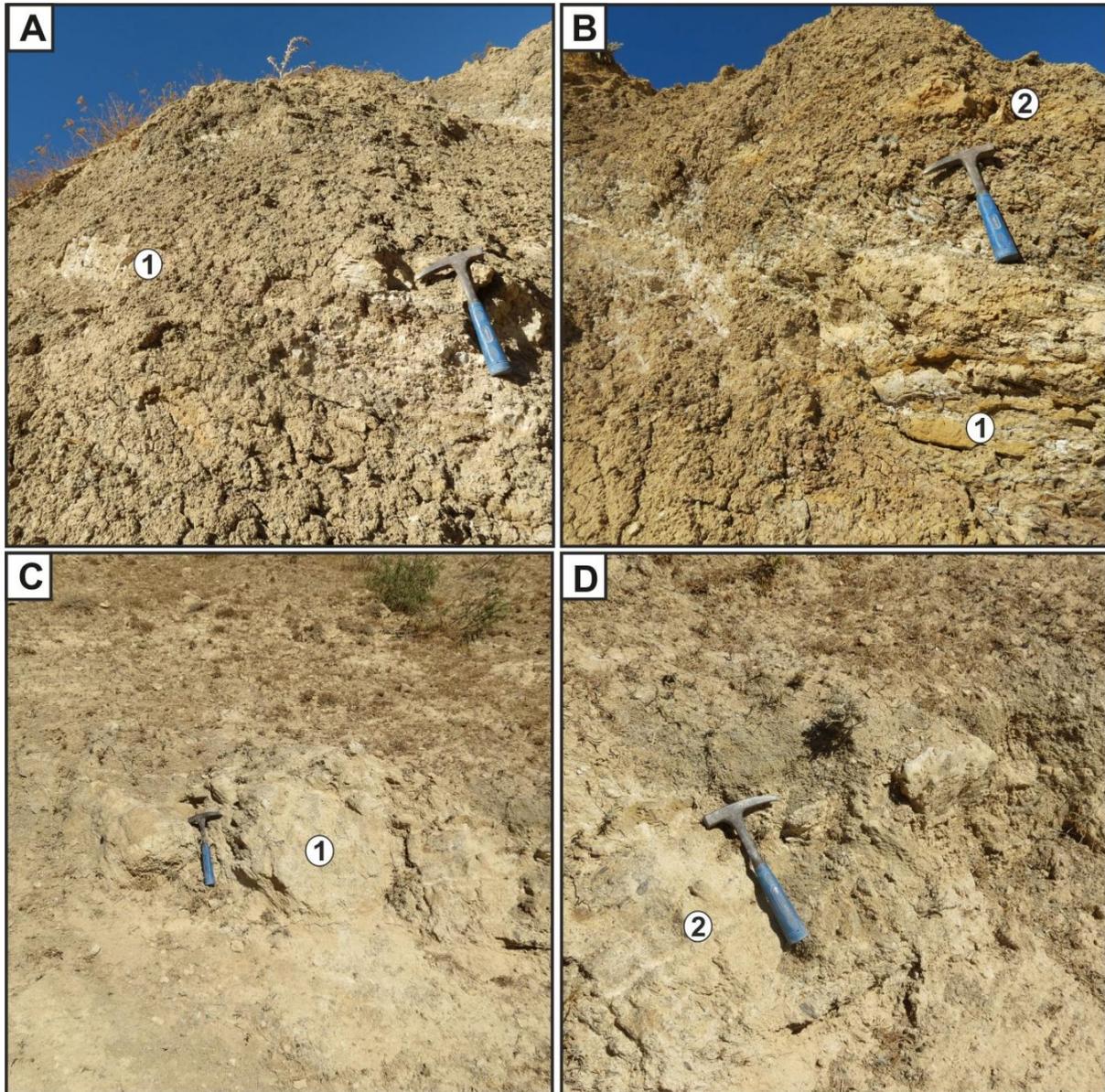
### 2.2.4- Marnes gypseuses

Le passage de l'alternance marno-calcaires aux marnes gypseuses s'effectue dans une zone de replat ce qui n'a pas permis sa caractérisation. Dans ces marnes (18 m) de couleur grise s'intercalent plusieurs lentilles de gypses et deux bancs (40 cm) de gypses en fer de lance (Figs. 34, 36C et D).

### 2.2.5- Calcaires biodétritiques

Ces dépôts sont représentés par une alternance marno-gréso-calcaire (Figs. 33, 34, 37A) reposant anormalement sur les deux unités précédentes. Ce contact

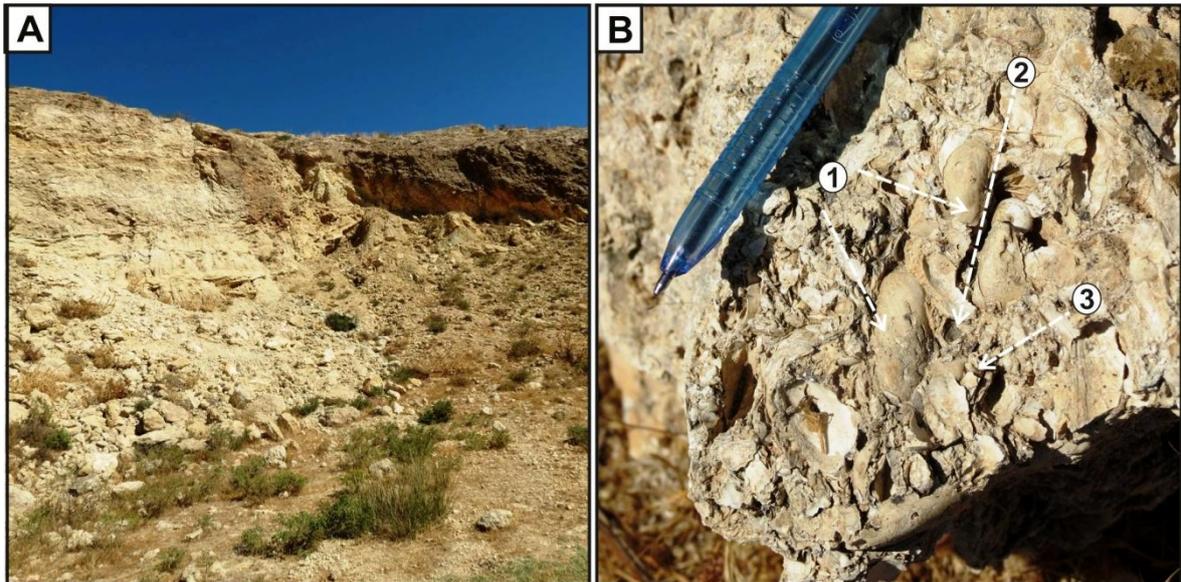
anormal est probablement dû aux accidents transversaux (Fig. 7) affectant cette partie du Plateau d'Ain Merane (Tauechio et Marks, 1973).



**Fig. 36** : Marnes brunâtres, alternance marno-calcaire et marnes gypseuses (coupe de Nharet).  
A : Marnes brunâtres avec intercalation d'un banc diatomitique (1) ; B : Alternance marno-calcaire à lentilles marnocalcaire (1) et gréséuse (2) ; C et D : Marnes gypseuses (1 : lentille de gypse, 2 : banc gypseux).

Cette alternance montre une évolution d'une sédimentation marno-gréséuse, à la base, à une sédimentation marno-calcaires au sommet (Fig. 34). Les niveaux marneux bleutés à jaunâtres sont d'épaisseur métriques, à la base, et décimétriques plus haut. Certains de ces niveaux renferment une assez abondante faune de bivalves. Les bancs de grès tendres (0,20 m) sont d'aspect massif tandis que ceux de calcaires sont strato-croissants (0,30 à 50 m) et très riches en bivalves,

gastéropodes, annélides, bryozoaires (Fig. 37B). Les derniers bancs de calcaire admettent des structures stromatolithiques relativement petites.

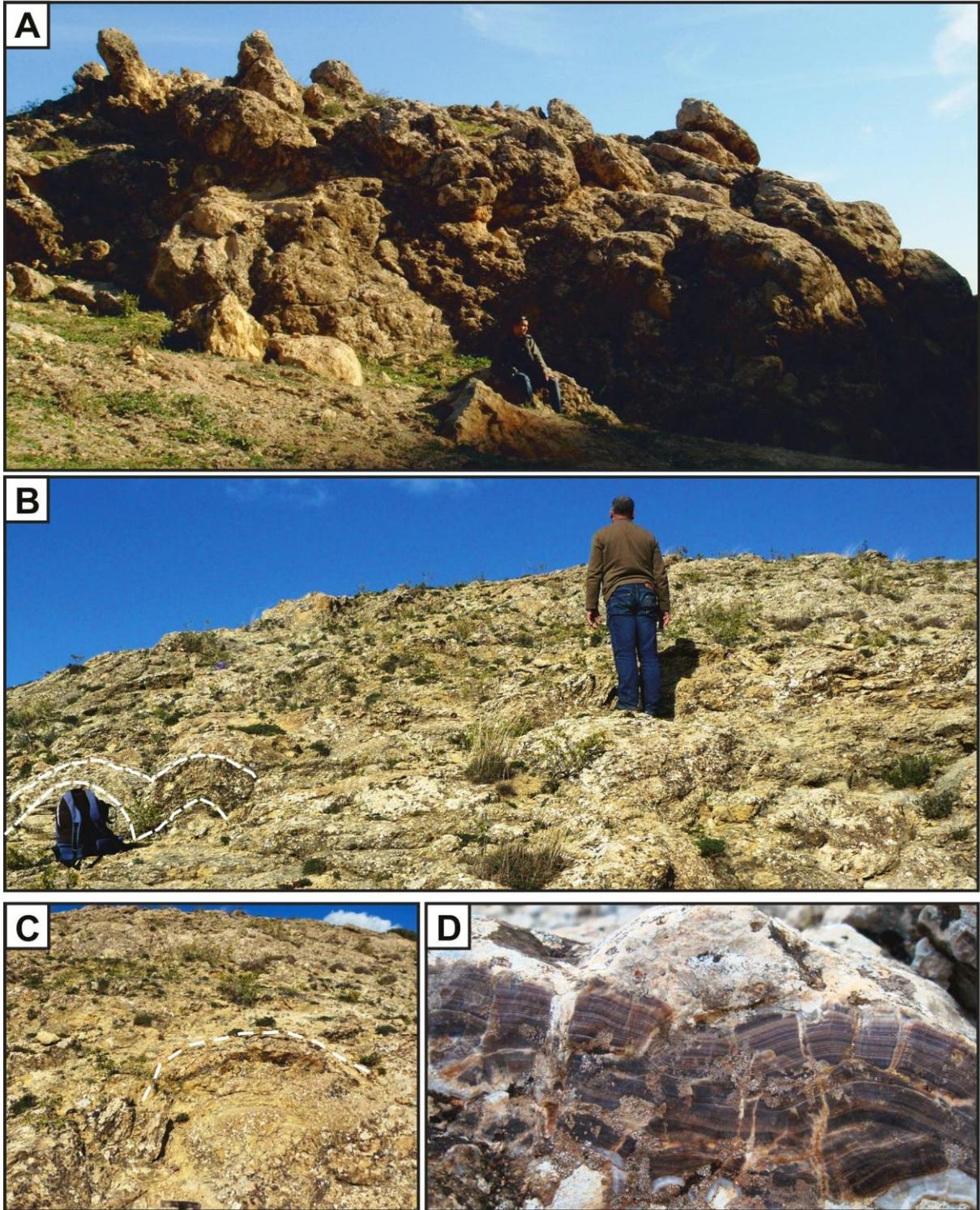


**Fig. 37** : Calcaires biodétritiques de Nharet.

A : Vue panoramique ; B : Contenu faunistique (1 : bivalves, 2 : gastéropodes, 3 : annélides).

### **2.2.6- Calcaires stromatolithiques**

Ce faciès affleure sous forme de grandes masses décamétriques reposant sur les calcaires biodétritiques sous-jacents. Il est construit par des dômes stromatolithiques d'ordre métrique ayant subi une certaine recristallisation (Fig. 38).



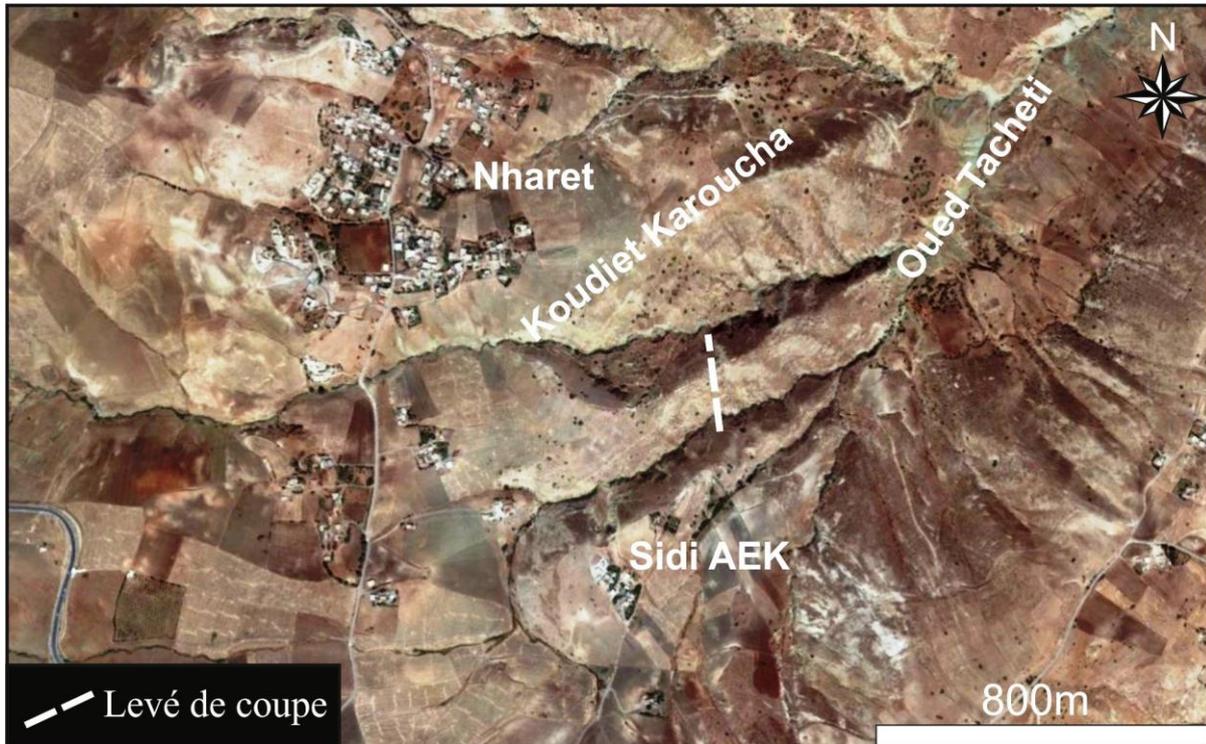
**Fig. 38** : Calcaires stromatolithiques de Nharet.

A : Masse décamétrique de calcaires stromatolithiques ; B et C : Structures stromatolithiques en dômes métriques ; D : Détail des calcaires stromatolithiques.

### 2.3- Coupe de Koudiet Karoucha

Cette coupe a été effectuée dans la partie amont d'Oued Tacheti, au niveau d'un de ses affluents, à quelques centaines de mètres au sud-est du village de Nharet (Fig. 39).

À l’affleurement, de bas en haut, deux unités lithologiques sont observables (Figs. 40, 41, 42) : marnes bleues et Calcaires biodétritiques.



**Fig. 39** : Localisation de la coupe de Koudiet Karoucha (image satellite, Google Earth).

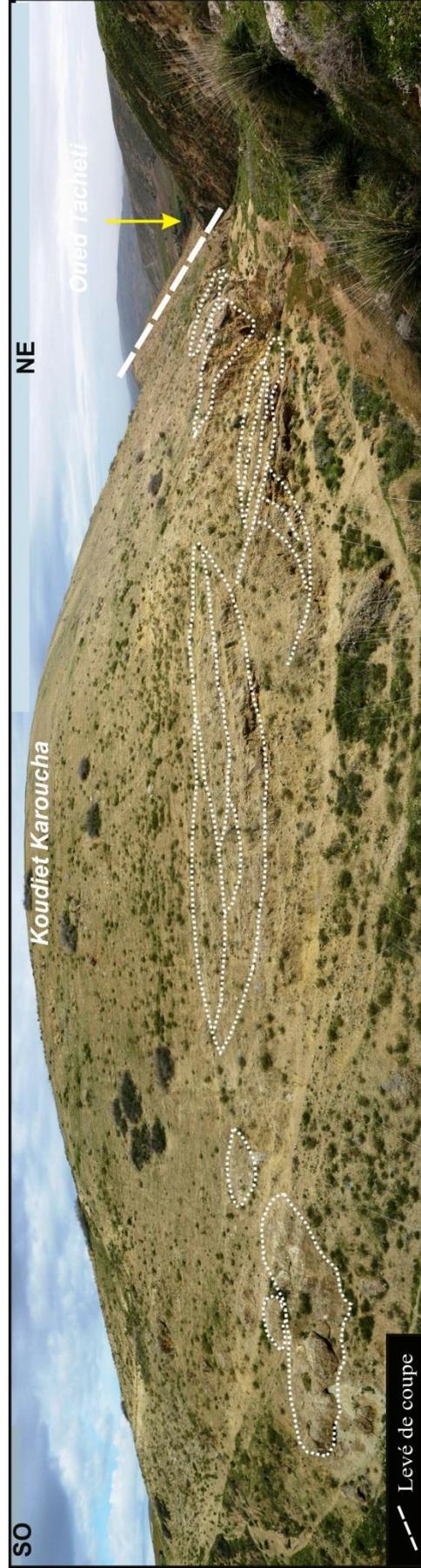
### **2.3.1- Marnes bleues**

Ces marnes, de couleur bleues à grise sombre, affleurent partiellement (3 m) et de façon sporadique, sur une dizaine de mètres dans la partie amont d’Oued Tacheti (Fig. 42). Elles renferment des concrétions ferrugineuses, des cristaux de gypses et plusieurs poches de soufre.

### **2.3.2- Calcaires biodétritiques**

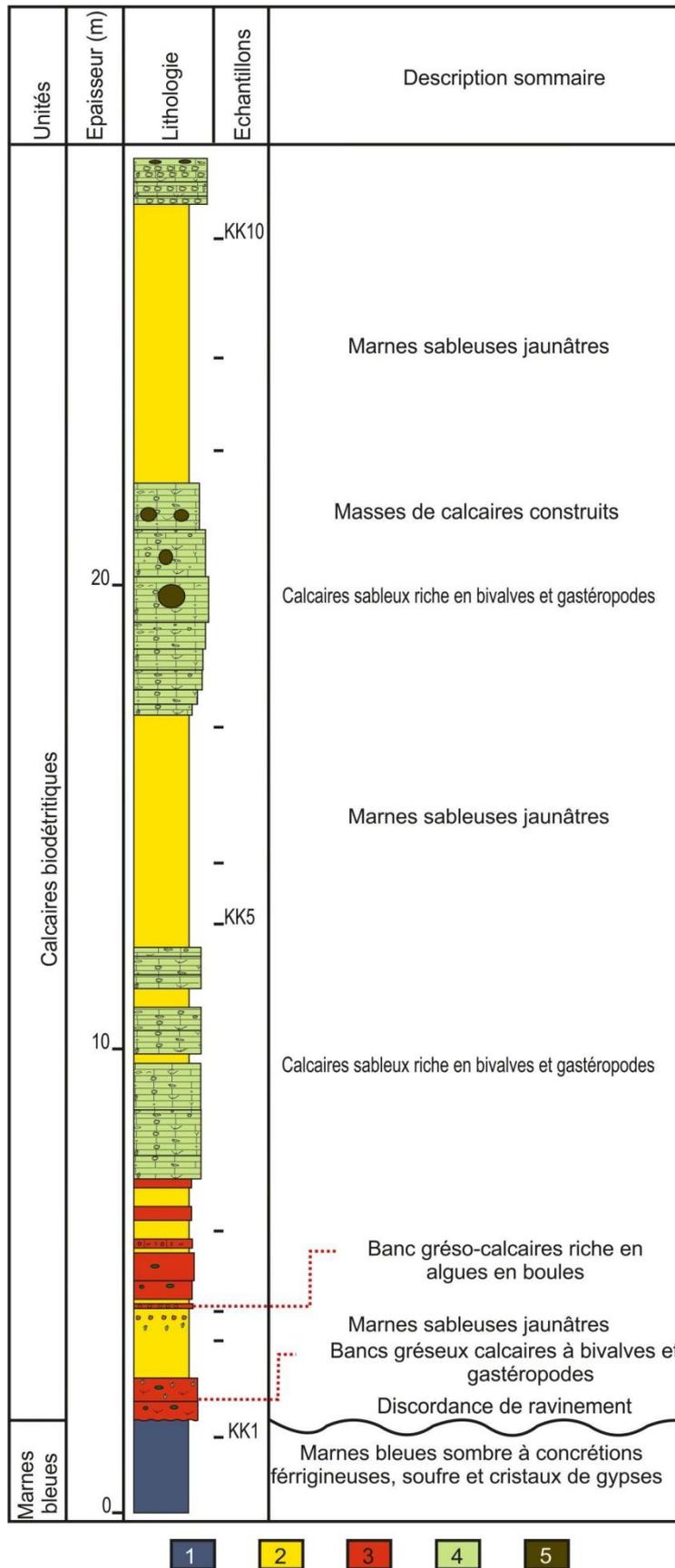
C’est une alternance marno-gréso-calcaires qui surmonte par surface de ravinement les marnes bleues sous-jacentes (Fig. 41, 42). Elle est constitué par :

- des niveaux marno-sableux jaunâtres à bleuâtres ;
- des bancs de grès fossilifère, de teinte jaunâtres à rougeâtres et d’épaisseur décimétriques. Ces bancs renferment des galets gréso-calcaires et des boules d’algues. Une surface durcie caractérise le sommet du dernier banc gréseux. Localement, ces bancs se présentent sous forme de chenaux plurimétrique (Figs. 43A) ;



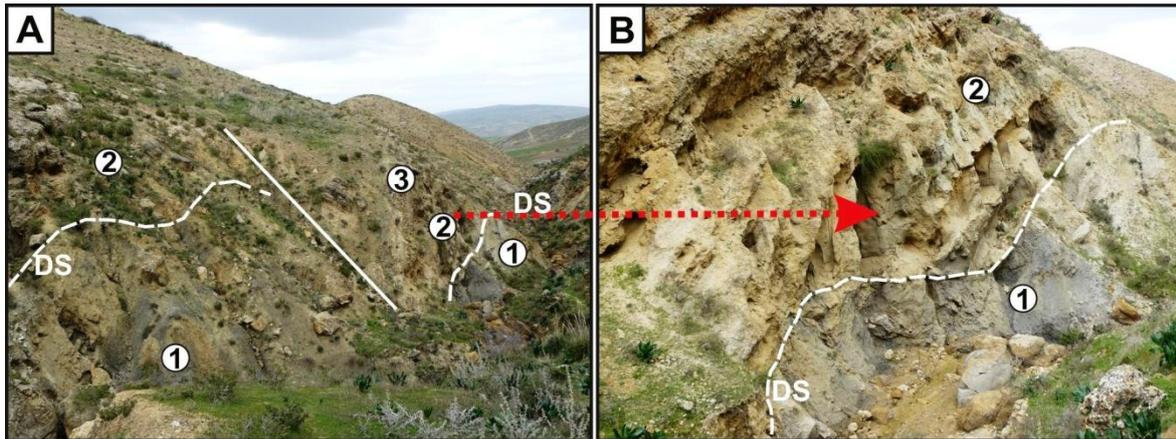
**Fig. 40** : Vue panoramique de la partie sud-ouest de Koudiet Karoucha.

Nb: Développements des structures en chenaux dans la partie inférieure des Calcaires biodétritiques



**Fig. 41 :** Lithologie de la coupe de Koudiet Karoucha.

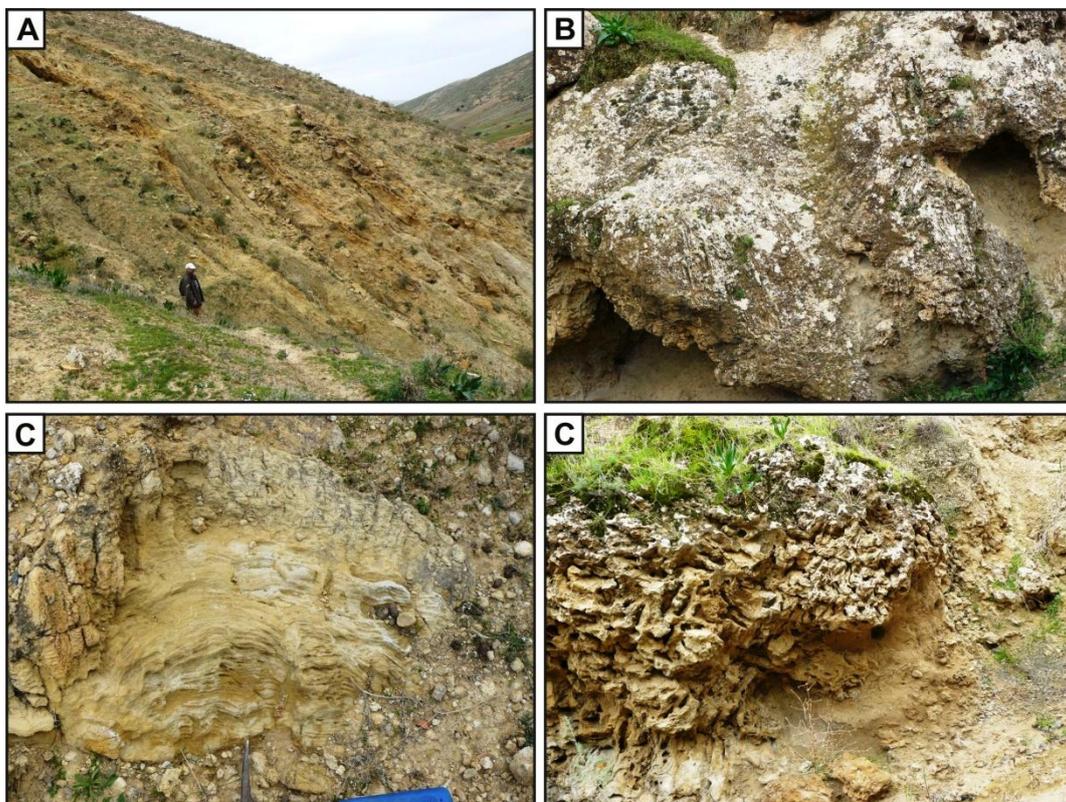
1 : Marnes bleues ; 2 : Marnes jaunes ; 3 : Grès ; 4 : Calcaires biodétritiques ; 5 : Masses calcaires bioconstruites.



**Fig. 42** : Contact ravinant entre les calcaires biodétritiques et les marnes bleues de la coupe de Koudiet Karoucha. 1 : Marnes bleues ; 2 : Calcaires biodétritiques ; DS : discordance de ravinement ?.

- des bancs calcaires biodétritiques décimétriques relativement riches en bivalves et gastéropodes. Légèrement, à l'Ouest de cette coupe, la sédimentation carbonatée montre également une disposition en chenaux (Fig. 40) et des structures stromatolithiques parfois gypsifiées (Fig. 43C) ;

- plusieurs masses décimétriques de calcaires bioconstruits à *Porites lobatosepta* sont observables dans la partie supérieure de cette unité (Fig. 43D).



**Fig. 43** : Calcaires biodétritiques de koudiet Karoucha. A : Alternance marno-gréseuse (partie basale des calcaires biodétritiques) ; B : Calcaires biodétritiques riches en faune ; C : dôme calcaire stromatolithique ; D : Gerbe à *Porites* (éboulis).

## 2.4- Coupe d'Ain Es Serrak

Cette coupe a été effectuée dans la partie nord du Plateau d'Ain Merane, à environ 800 m à l'est de Douar d'Ain Es Serrak (Fig. 44). Ces levés ont concernés deux affleurements : le premier, de direction nord est-sud ouest, le long de Chabet El Tolba et le second, nord-sud, sur son versant nord (Figs. 44, 45). De bas en haut, trois (3) unités lithologiques ont été identifiées (Figs. 45, 47) : Calcaires à algues, Marnes gypseuses et Calcaires biodétritiques.

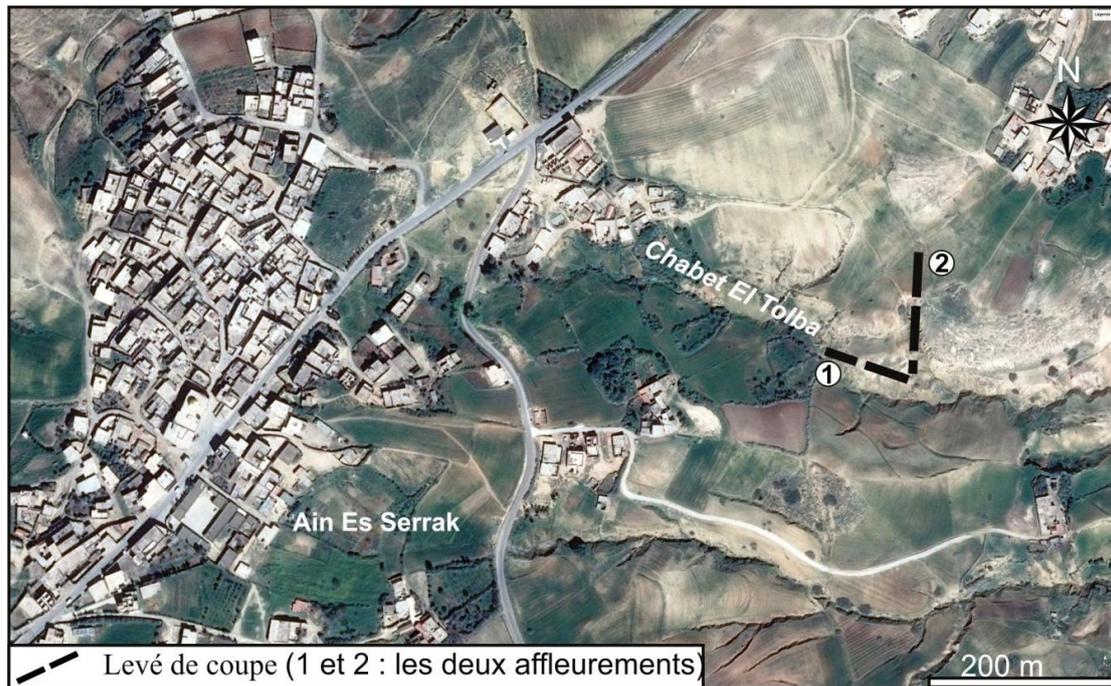


Fig. 44 : Localisation de la coupe d'Ain Es Serrak (image satellite, Google Earth).

### 2.4.1- Calcaires à algues

Cette unité forme le cœur d'une structure anticlinale (Figs. 45, 46A et C) très fracturée, de direction N-S, occupant la partie amont de Chabet El Tolba (Figs. 44, 45). Elle est observable à la base des deux affleurements avec un développement du faciès carbonaté dans le premier et des marnes bleues dans le second (Fig. 45).

De couleur jaunâtre, ces dépôts (25 m) renferment, de bas en haut (Figs. 46, 47):

- trois barres calcaires d'environ 2 m d'épaisseur chacune, d'aspect massif et de teinte grise sombre séparées par des niveaux décimétriques de marnes bleues à bivalves et gastéropodes (Fig. 46B). La dernière barre calcaire renferme une importante faune de bivalves, bryozoaires et algues ;

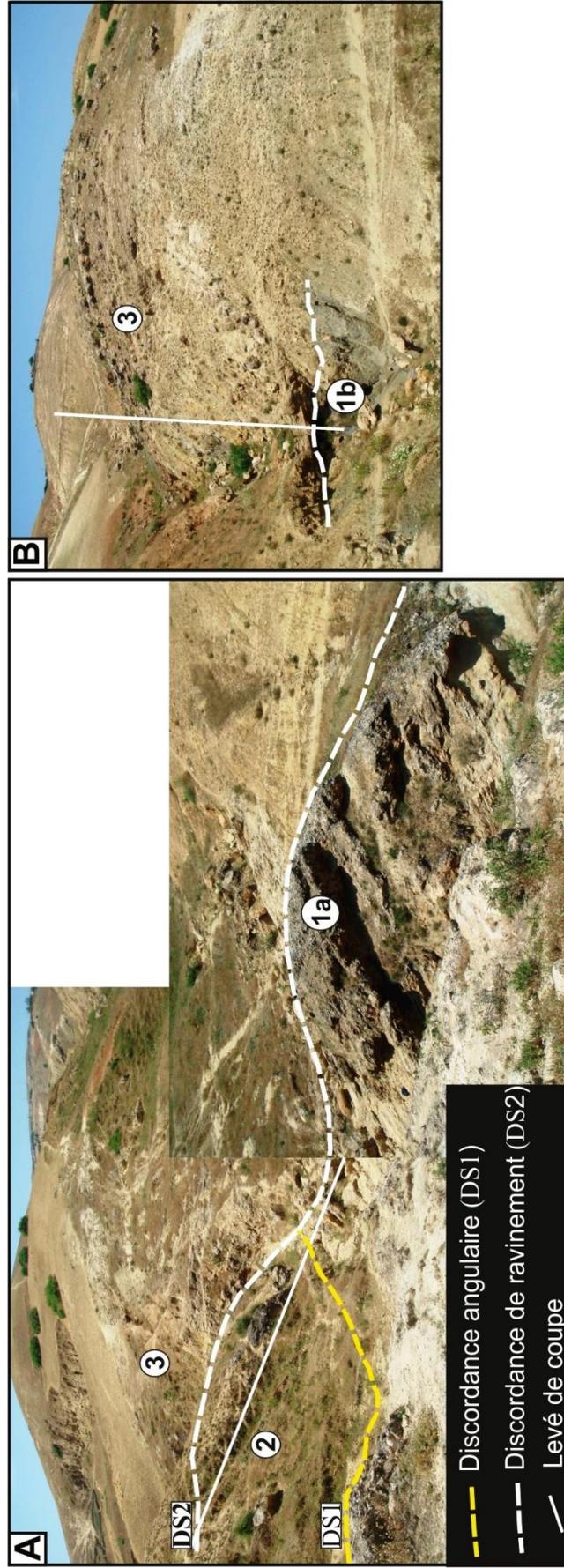


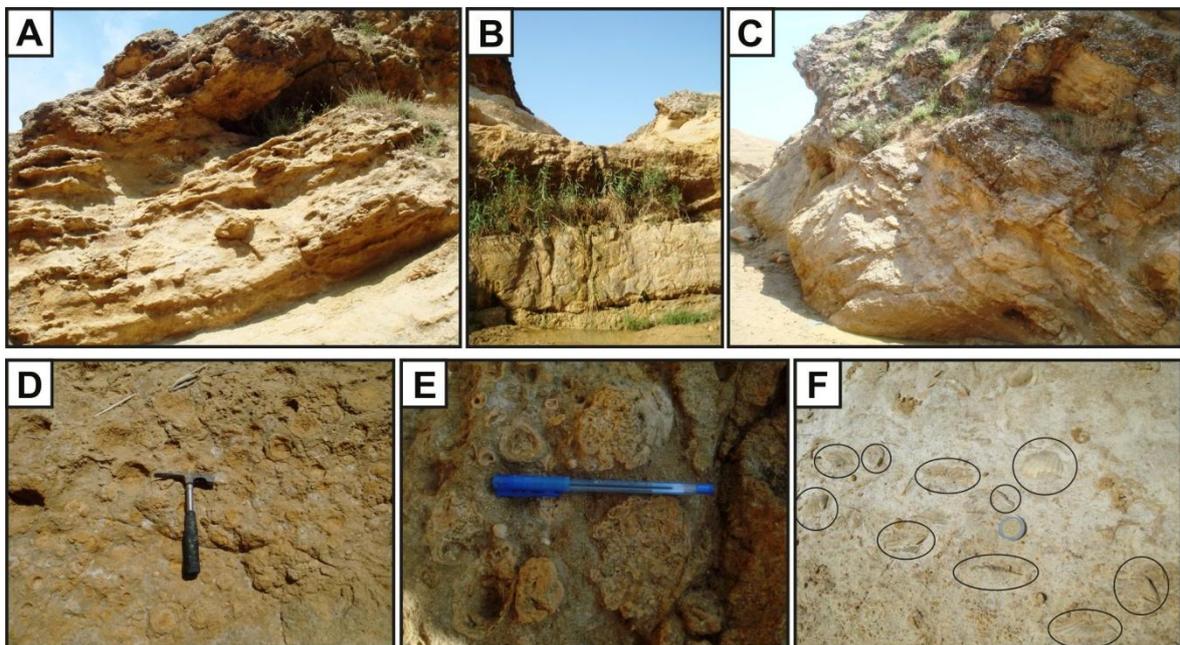
Fig. 45: Vue panoramique de la partie amont de Chabet El Tolba  
 A: Premier affleurement ; B: Deuxième affleurement (1a: Calcaires à algues, 1b: Calcaires à biodétritiques, 3: calcaires biodétritiques)

- un niveau gréseux jaunâtre (2 m), relativement tendre à ciment calcaire, riche en bivalves bien conservés, bryozoaires et algues sous forme de petites boules blanchâtres (Fig. 46D) ;

- une masse de calcaire blanc (12 m), formé par plusieurs niveaux d'algues à lithothamniées continues ou lenticulaires (Fig. 46A et C). Ces calcaires sont riche en bryozoaires, bivalves, gastéropodes et des annélides Fig. 46F) ;

- un niveau calcaire roux (2 m) à algues sous forme de structures concentriques de taille centimétriques (Fig. 46E) ;

- une alternance (1.30 m) de bancs marno-gréseux jaunâtres.



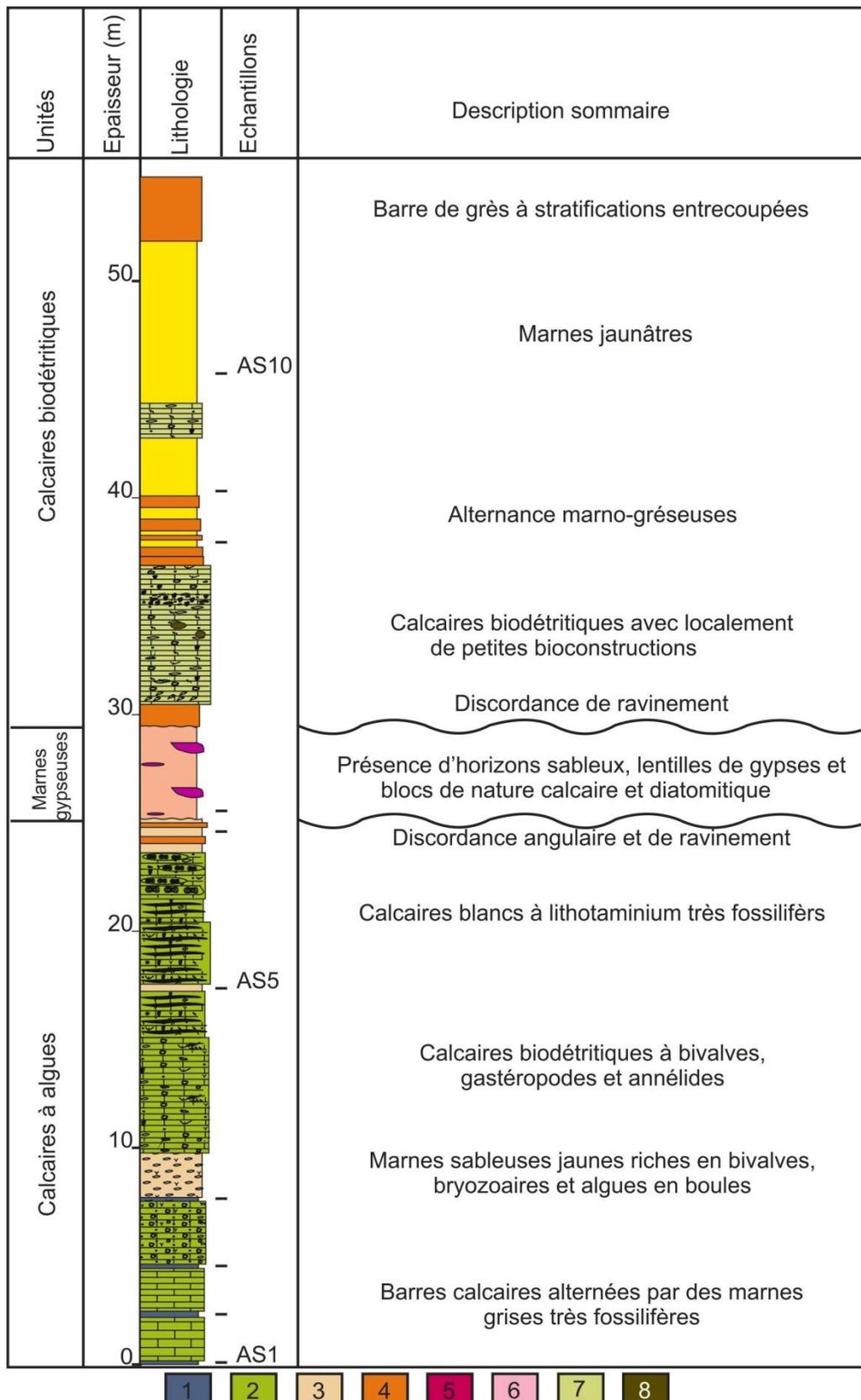
**Fig. 46** : Calcaires à algues d'Ain Es Serrak.

A et C : Masse de calcaires blancs à algues ; B : Alternance de bancs calcaires très fossilifères et marnes bleues (partie basale); D et E: Calcaires à algues en boules concentriques ; F : Faune des calcaires à algues.

#### **2.4.2- Marnes gypseuses**

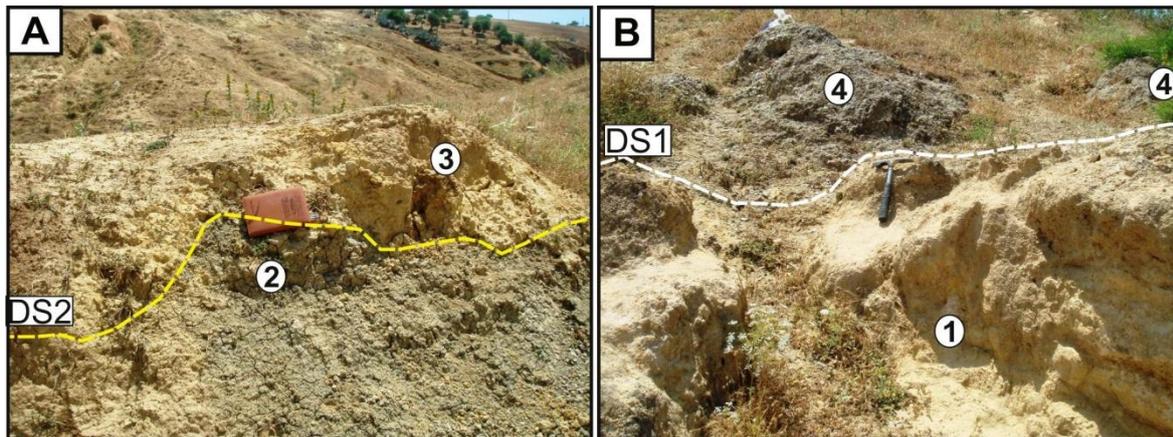
Bien développés dans la coupe de Kef El Biod, les gypses ne sont représentés dans la présente coupe que par 4 m de marnes gypseuses grisâtres (Figs. 45, 47 et 48). L'épaisseur de ces marnes se réduit considérablement vers le nord-est, puis se termine en biseau.

Ces marnes subtabulaires sont séparées des calcaires à algues plissés, sous-jacents, par une discordance angulaire (Figs. 45, et 47). Elles montrent des horizons sableux et des lentilles de gypse décimétriques à cristaux de taille relativement grande (Fig. 48C).



**Fig. 47 :** Lithologie de la coupe d'Ain Es Serrak

1 : Marnes bleues ; 2 : Calcaires à algues ; 3 : Marnes sableuses ; 4 : Grès ; 5 : Gypses ; 6 : Marnes gypseuses ; 7 : Calcaires biodétritiques ; 8 : Masses calcaires bioconstruites ?



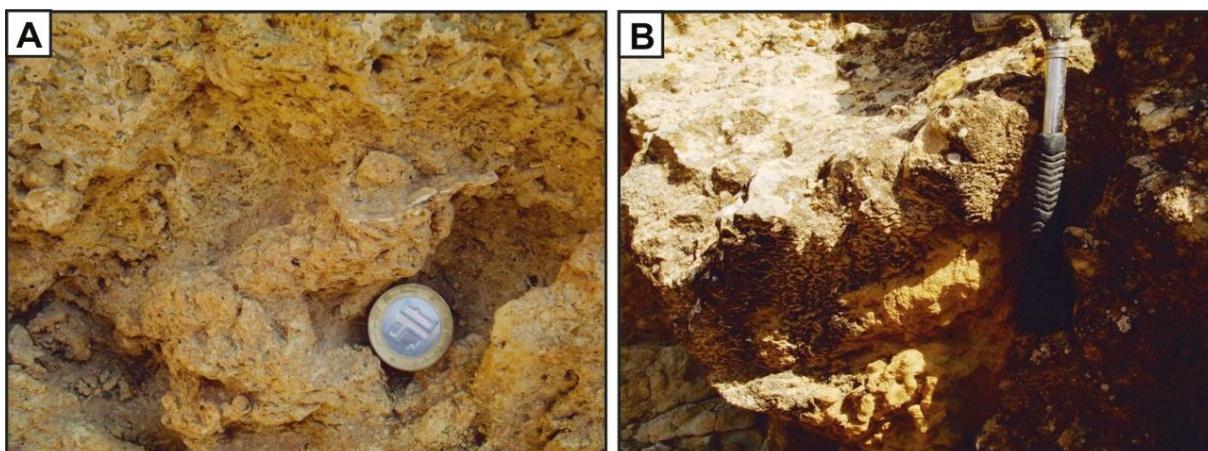
**Fig. 48 :** Marnes gypseuses d'Ain Es Serrak.

A : Discordance de ravinement (DS2) entre les calcaires biodétritiques et les marnes gypseuses; B : Discordance angulaire entre les marnes gypseuses et les calcaires à algues ; 1 : calcaires à algues, 2 : marnes gypseuses, 3 : calcaires biodétritiques, 4 : lentilles de gypses.

### 2.4.3- Calcaires biodétritiques

Il s'agit plutôt d'une alternance marno-gréso-calcaires de couleur jaunâtre succédant par ravinement (Fig. 48A) aux unités précédentes. Dans l'affleurement 2, cette alternance montre la succession suivante :

- un banc de grès (1 m) admettant de petites lentilles de calcaire à algues ;
- des calcaires biodétritiques malstratifiés (7 m) à algues, bivalves, bryozoaires, annélides et de gastéropodes, surtout dans la partie supérieure (Fig. 49A) ;
- une alternance (2,5 m) de niveaux marneux et bancs gréseux décimétriques. Ces derniers sont bien lités et renferment, localement, des lentilles de marnes diatomitiques ;
- des marnes jaunâtres (12 m) ou s'intercale un banc calcaire sableux à bivalves ;
- une barre gréseuse (2 m) à stratifications entrecoupées (Fig. 49B).



**Fig. 49 :** Calcaires biodétritiques d'Ain Es Serrak.

A : Calcaires biodétritiques à algues ; B : Grès.

## 2.5- Coupe d'Oued Tacheti

Cette coupe de direction, sud est-nord ouest, a été levée dans la partie aval d'Oued Tacheti qui longe, au sud-est, le versant nord-ouest de Koudiet Karoucha (Figs. 50 et 51). Deux unités lithologiques ont pu être individualisées (Figs. 51, 52 et 53) : Sables et Marnes jaunâtres.



Fig. 50 : Localisation de la coupe d'Oued Tacheti (image satellite, Google Earth)

### 2.5.1- Sables

Représentée uniquement par sa partie sommitale (12 m), cette unité marno-sableuse jaunâtre apparaît de façon très discontinue le long de la partie aval d'Oued Tacheti (Figs. 51 et 52). Ces couches présentent un pendage d'environ 40° vers le nord-ouest.

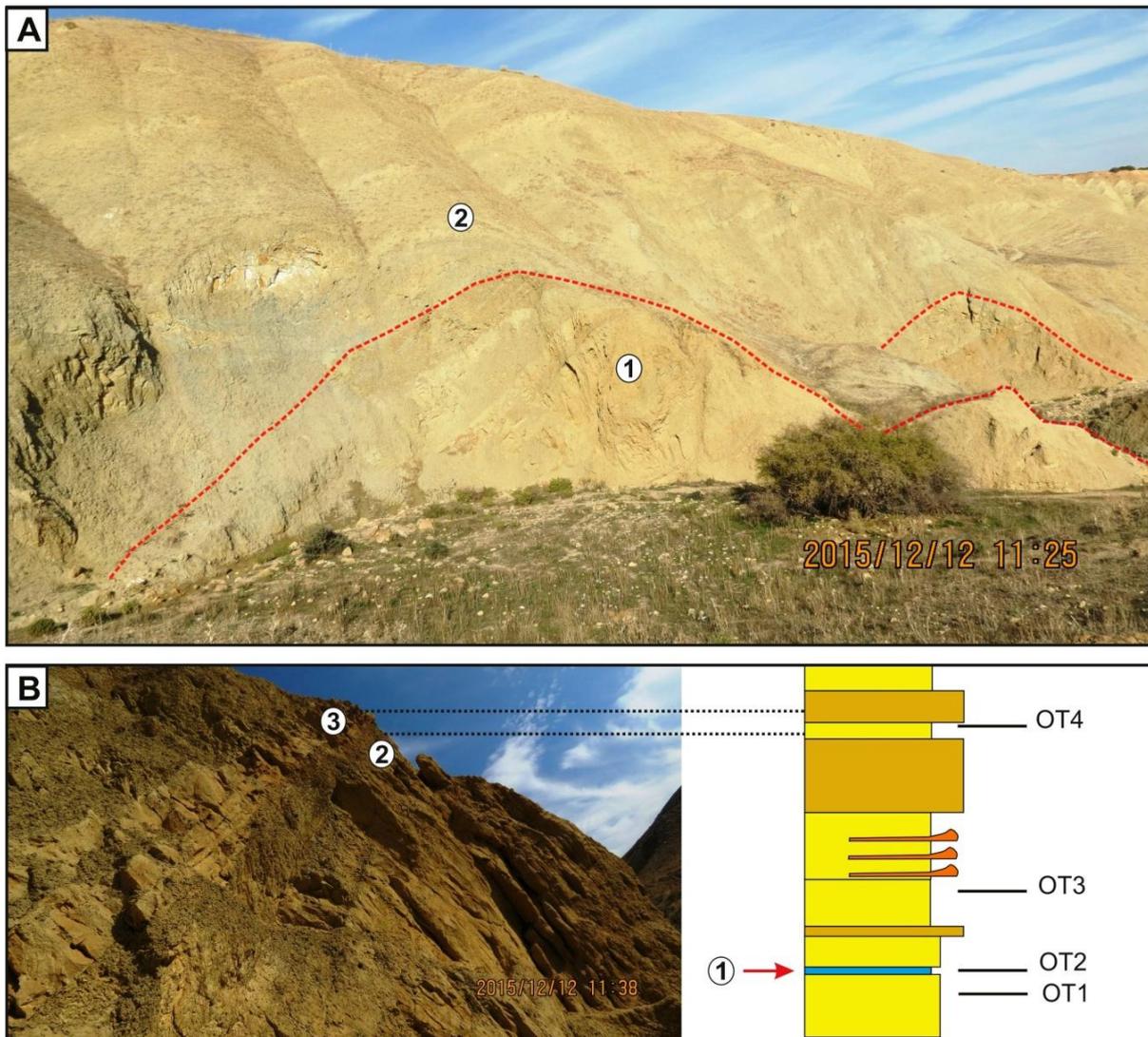
La partie inférieure est formée par des marnes sableuses, parfois laminés, où s'intercalent quelques bancs sableux ou gréseux décimétriques tendres. Un niveau de marnes bleues laminées à cinérites caractérise également cette partie. Dans la partie supérieure se développent deux barres de sables métriques, à grains grossiers et légèrement compacte (Fig. 52A et B).

### 2.5.2- Marnes jaunâtres :

L'évolution des facies permet de le subdiviser ces marnes en une succession de deux sous unités :



**Fig. 51** : Vue panoramique de la partie aval d'Oued Tacheti.  
 1: Sables, 2: Marnes jaunâtres, 3: calcaires biodétritiques



**Fig. 52 :** Sables d'Oued Tacheti.

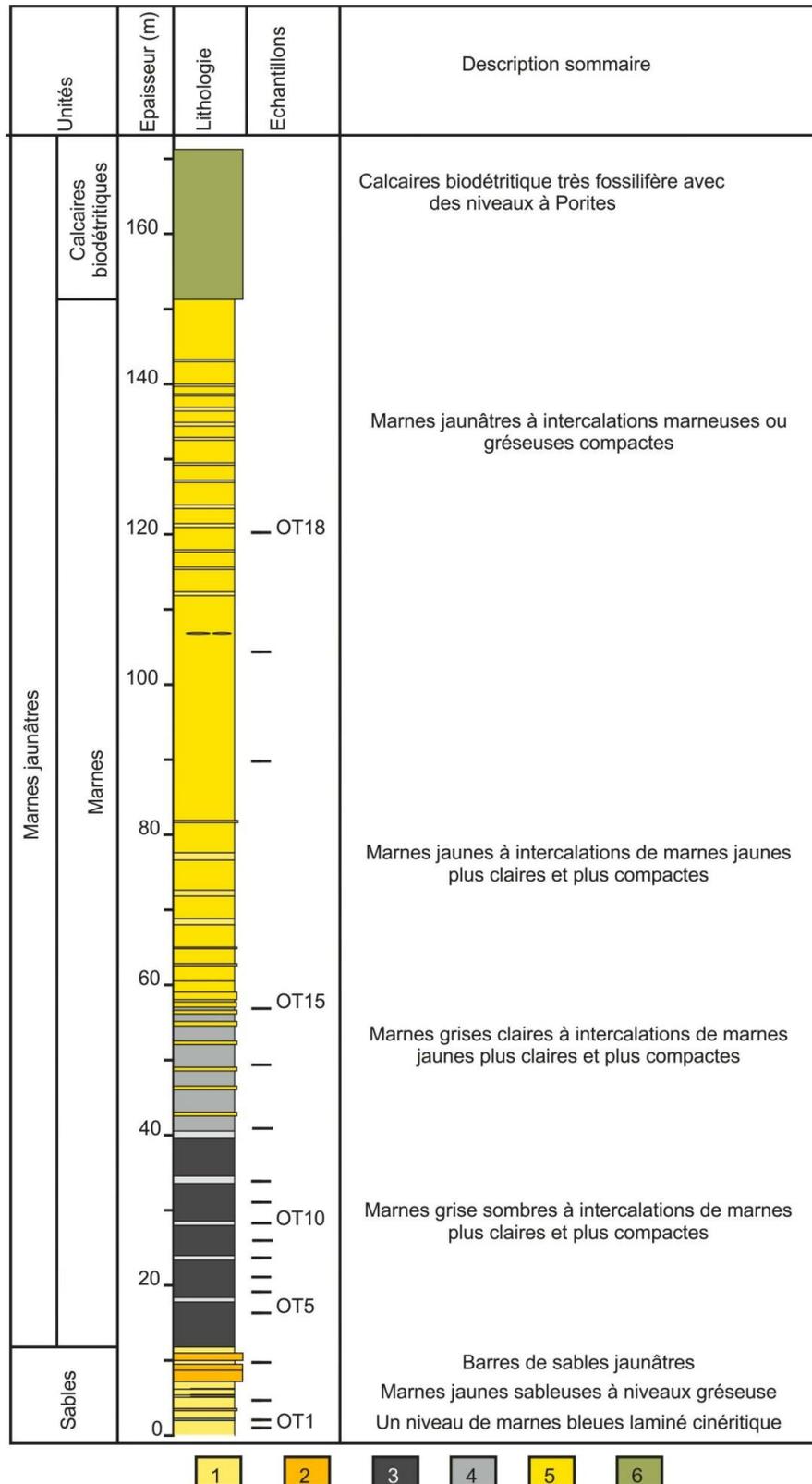
A : Contact entre les sables (1) et les marnes jaunâtres (2) ; B : Variation faciologique des sables (1 : Marnes bleues cinéritiques, 2 : Marnes sableuses, 3 : Sables).

### a- Marnes

Puissante de 140 m, ces marnes, se distinguent par leur stratonomie très frappantes dans le paysage. Cette stratonomie est due à une intercalation entre des niveaux, décimétriques à métriques, assez compacts et de teinte claire, et d'autres d'épaisseur plus importante, sombres et moins compacts. Les intercalations compactes sont plus carbonatées dans la partie inférieure et plus sableuses dans la partie supérieure (Figs. 53, 54).

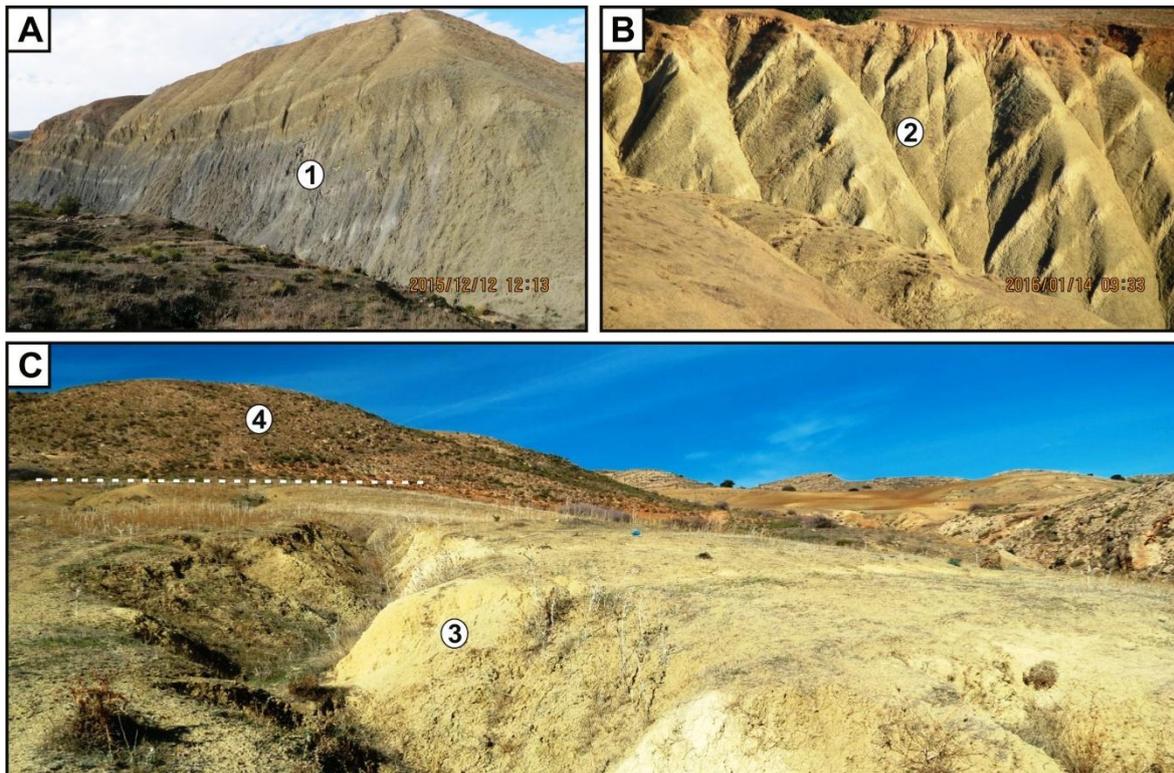
En se basant sur le changement de couleur et la présence d'intercalation terrigènes, deux parties peuvent être distinguées dans ces marnes. La partie inférieure (45 m) est gris-sombre à la base devenant plus claire vers le haut (Fig. 54A

et B). La partie supérieure (95 m) est jaunâtre avec des récurrences gréseuses plus claires (Fig. 54, C).



**Fig. 53 :** Lithologie de la coupe d'Oued Tacheti.

1 : Marnes jaunes claires ; 2 : Sables ; 3 : Marnes gris sombres ; 4 : Marnes gris claires; 5 : Marnes jaunâtres ; 6 : calcaires biodétritiques.

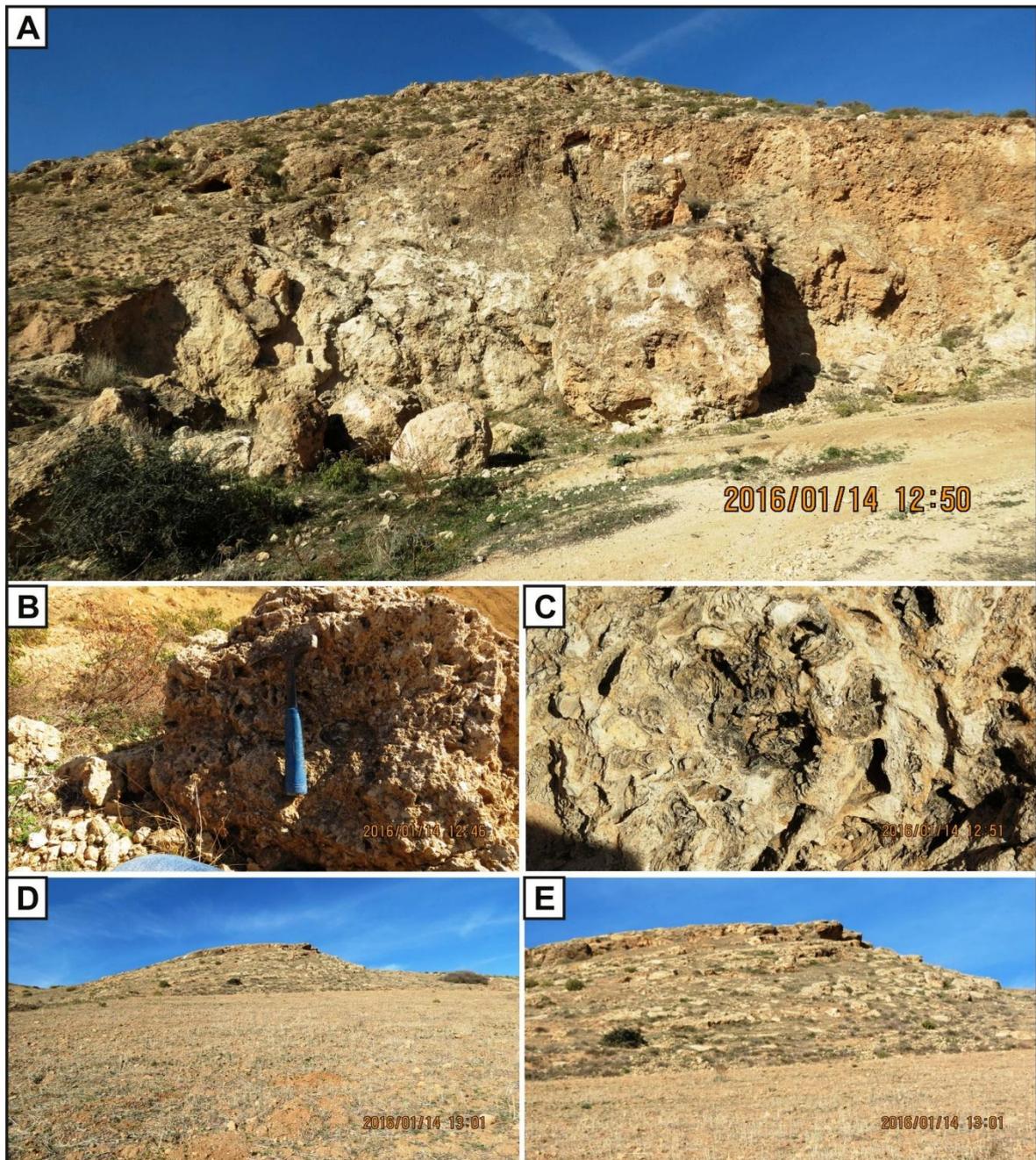


**Fig. 54** : Marnes jaunâtres d'Oued Tacheti.

A : Partie basale (1 : marnes grises sombres) ; B : Partie médiane (2 : marnes grises claires) ; C : Partie sommitale (3 : marnes jaunes, 4 : Calcaires biodétritiques).

#### **b- Calcaires biodétritiques**

Il s'agit d'une vingtaine de mètres de calcaires biodétritiques succédant en concordance aux marnes précédentes (Figs. 53, 54C). Cette unité est constituée essentiellement par des bancs calcaires décimétriques alternés avec des niveaux marneux jaunâtres d'épaisseur très réduite. Certains bancs, comportent de grandes constructions de calcaires à *Porites* (Fig. 55B et C). Ce faciès se réduit, latéralement vers le Nord Est, à quelques mètres puis disparaît complètement (Fig. 55D et E).



**Fig. 55** : Calcaires biodétritiques d'Oued Tacheti.

A : Vue panoramique des calcaires biodétritiques de la coupe d'Oued Tacheti ; B et C: Calcaire construit à *Porites* ; D et E: Derniers affleurements des calcaires biodétritiques au nord-est du Plateau d'Ain Merane.

## 6.- Coupe d'Oued Seggait

Ces levés ont été effectués dans la partie sud de la région étudiée, sur le versant ouest d'Oued Seggait, à quelques centaines de mètres, au nord-ouest, du Marabout de Sidi Khalif Charef. Cette coupe a été réalisée en deux tronçons, sensiblement parallèles et débutants au niveau du lit d'Oued Seggait (Figs. 56 et 57). Trois unités lithologiques ont pu être distinguées (Figs. 57 et 58) : Alternance marno-diatomitiques, Gypses et Marnes sableuses.

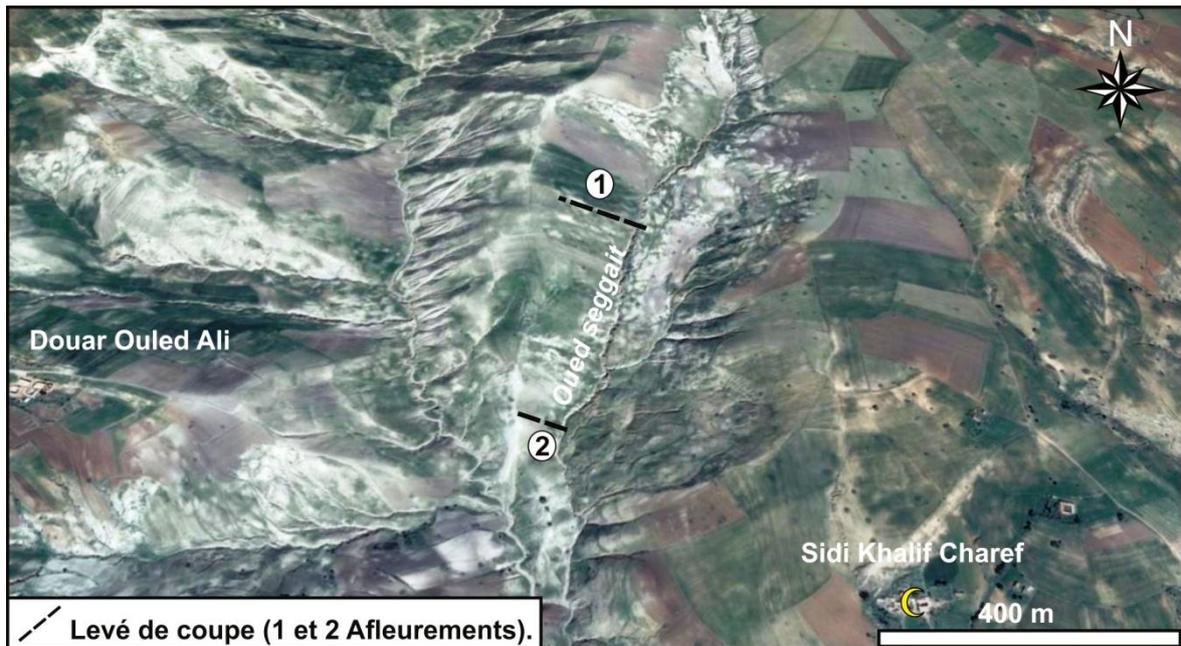


Fig. 56 : Localisation de la coupe d'Oued Seggait (image satellite, Google Earth)

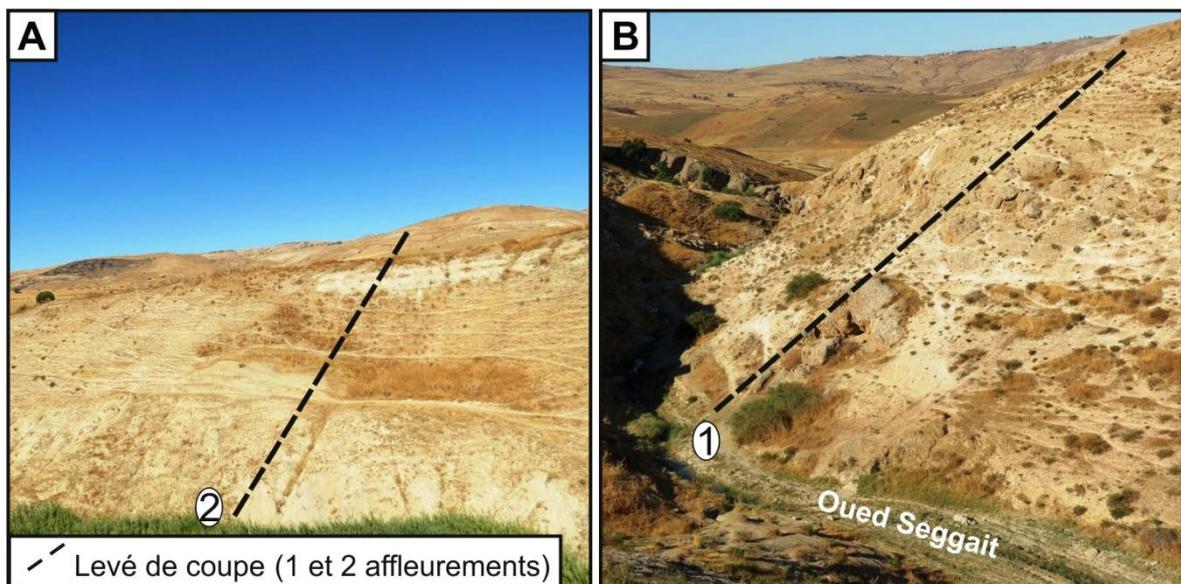
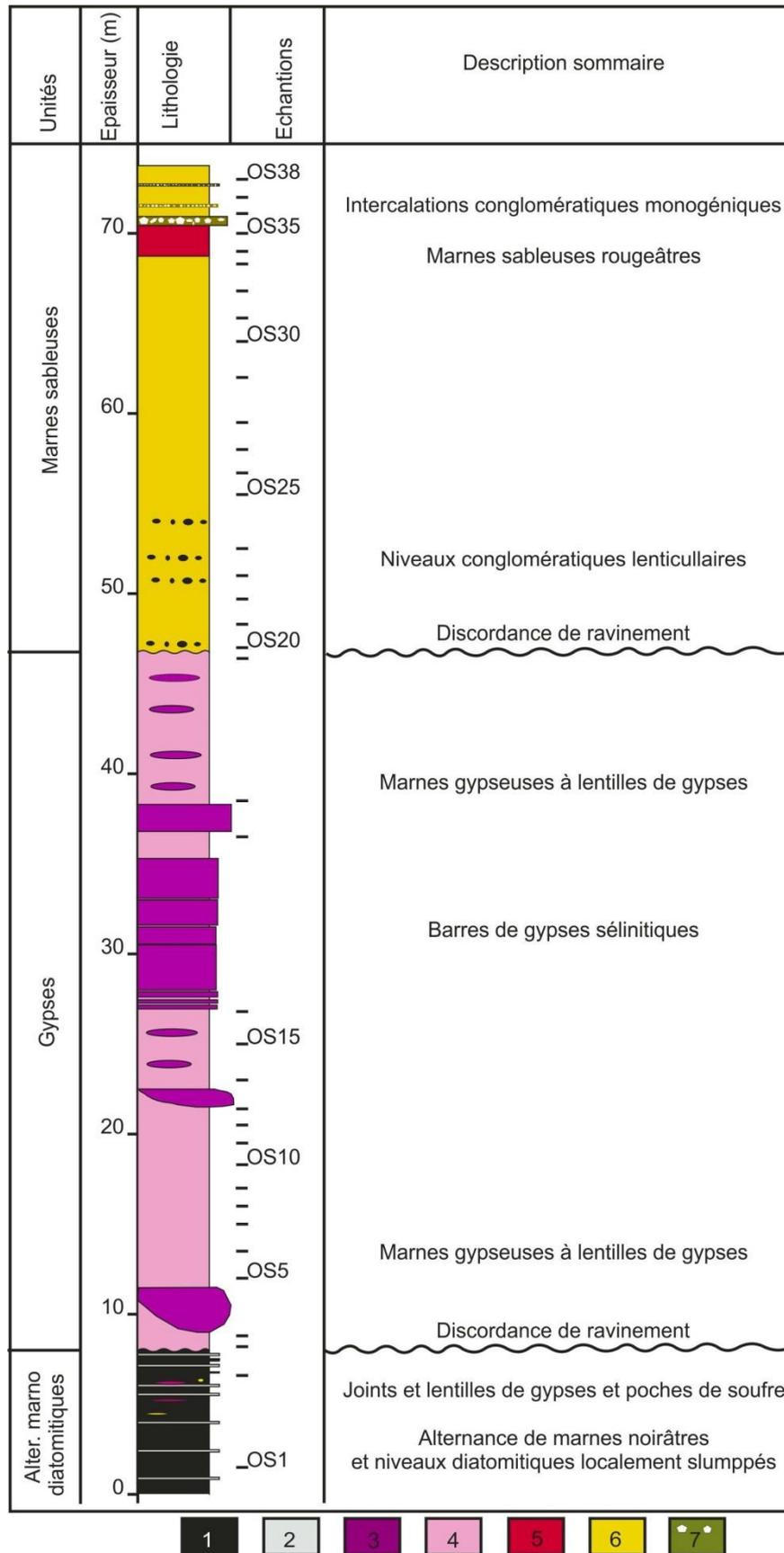


Fig. 57 : Affleurements et succession lithologique de la coupe d'Oued Seggait.  
A : Partie supérieure de la coupe (Marnes sableuses) ; B : partie inférieure de la coupe (gypses).

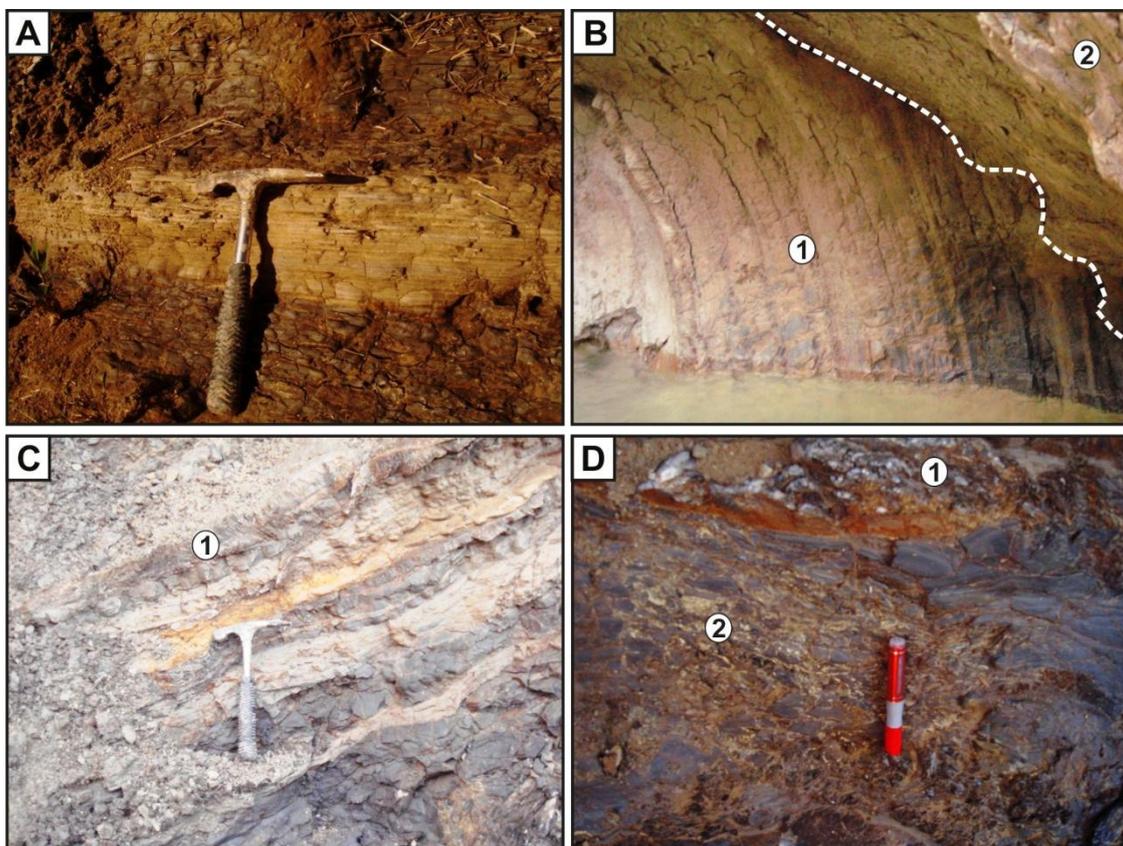


**Fig. 58** : Lithologie de la coupe d'Oued Seggait.

1 : Marnes noirâtres ; 2 : Diatomites ; 3 : Gypses ; 4 : Marnes gypseuses ; 5 : Marnes sableuses rougeâtres ; 6 : Marnes jaunes sableuses ; 7 : conglomérat calcaires.

### 2.6.1- Alternance marno-diatomitique

Cette alternance affleure, partiellement au niveau du lit d'Oued Seggait (Fig. 59), avec des épaisseurs très réduites (3 à 8 m). Localement slumpée (Fig. 59B), elle est formée, essentiellement, par des marnes grisâtre à noirâtres sombres où s'intercale quelques niveaux de diatomites, de gypses et des nodules de sulfures (Fig. 59A, C et D). Les niveaux diatomitiques blanchâtres à jaunâtres sont d'ordre centimétrique à décimétrique et aspect finement laminés. Les gypses se présentent sous forme d'intercalations centimétriques blanchâtres à cristaux en fer de lance de petite taille ou bien sous forme de lentilles à cristaux en fer de lance de grandes tailles.



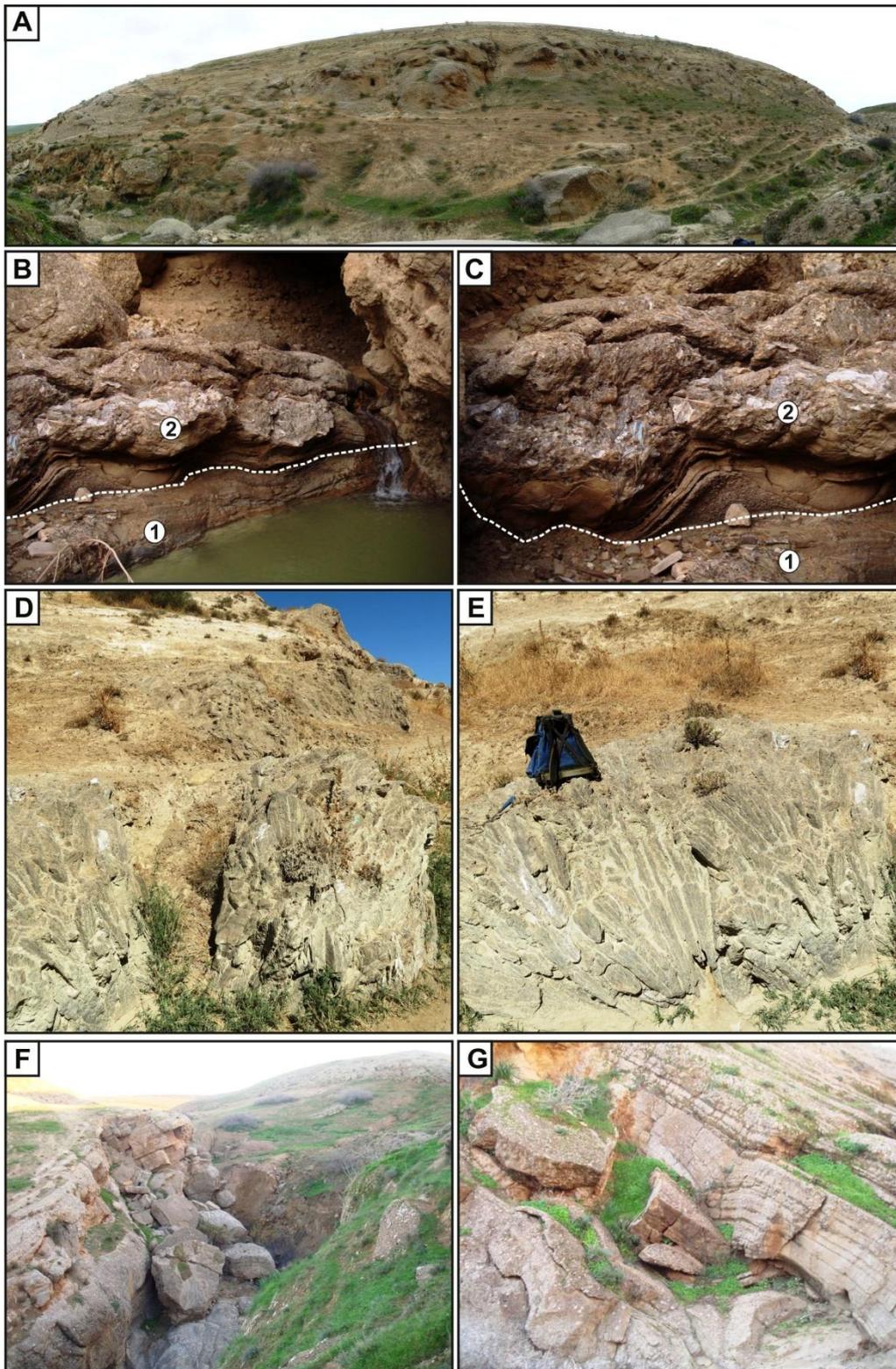
**Fig. 59** : Alternance marno-diatomitique d'Oued Seggait.

A : Marnes noirâtres à intercalation diatomitique jaunâtres finement laminée ; B : Alternance marno-diatomitique (1) slumpée avec le contact discordant des gypses (2) ; C et D : Marnes noirâtres à intercalations de niveaux gypseux et de sulfures.

### 2.6.2- Gypses

Cette deuxième formation (40 m) repose par une discordance de ravinement sur le faciès marno-diatomitique précédent (Fig. 58 et 60B et C). Elle est composée par une alternance de marnes gypseuses et des barres de gypses sélénitiques. Les

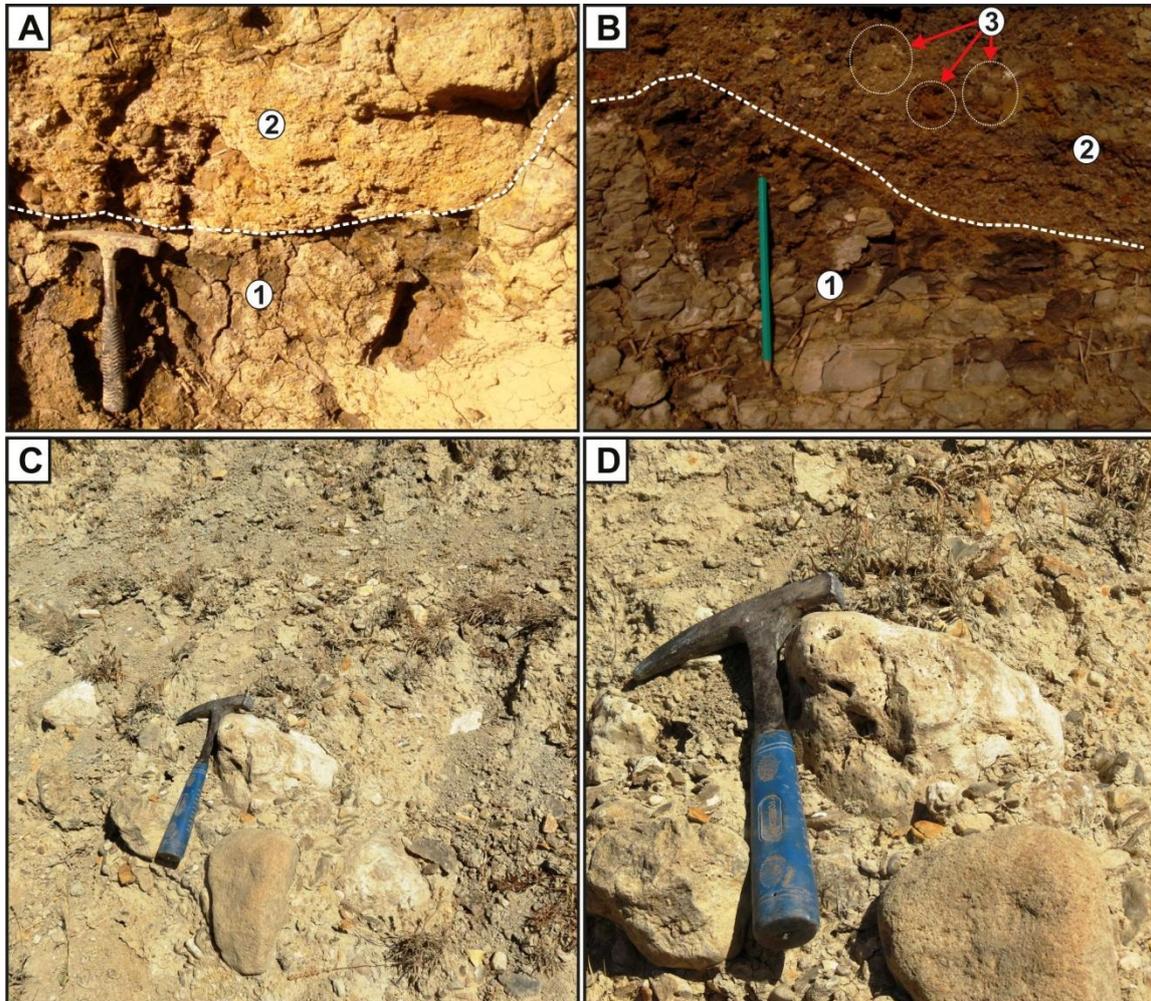
marnes gypseuses blanchâtres à grisâtres claires, le plus souvent laminitiques, sont plus développées dans les parties basale et sommitale (Figs. 58).



**Fig. 60 :** Gypses d'Oued Seggait.

A : Partie inférieure des gypses ; C et B : Contact entre les gypses (2) et l'alternance marno-diatomitique (1) ; C et D : Gerbes de gypses à cristaux en fer de lance de grande taille (partie inférieure des gypses) ; E et F : Barres de gypse à cristaux de petites taille (partie médiane et sommitale).

Ces marnes gypseuses renferment plusieurs niveaux de lentilles de gypses, pluri-métriques à métriques, en fer de lance (Fig. 60D et E), des blocs de grès et de diatomites. La partie médiane de cette unité est caractérisée par la présence de plusieurs barres de gypses massifs grisâtres, en fer de lance séparés par des joints marneux gypseux (Fig. 60F et G).



**Fig. 61** : Contact ravinant entre les marnes sableuses et les gypses d'Oued Seggait. A et B : Contact entre les marnes sableuses et les gypses; C et D : Niveaux conglomératiques dans les marnes sableuses.

### 2.6.3- Marnes sableuses

Ces marnes subtabulaires succèdent par ravinement au faciès sous-jacent. Ce ravinement est matérialisé localement par des éléments conglomératiques (Fig. 61A et B). Elles sont formés par :

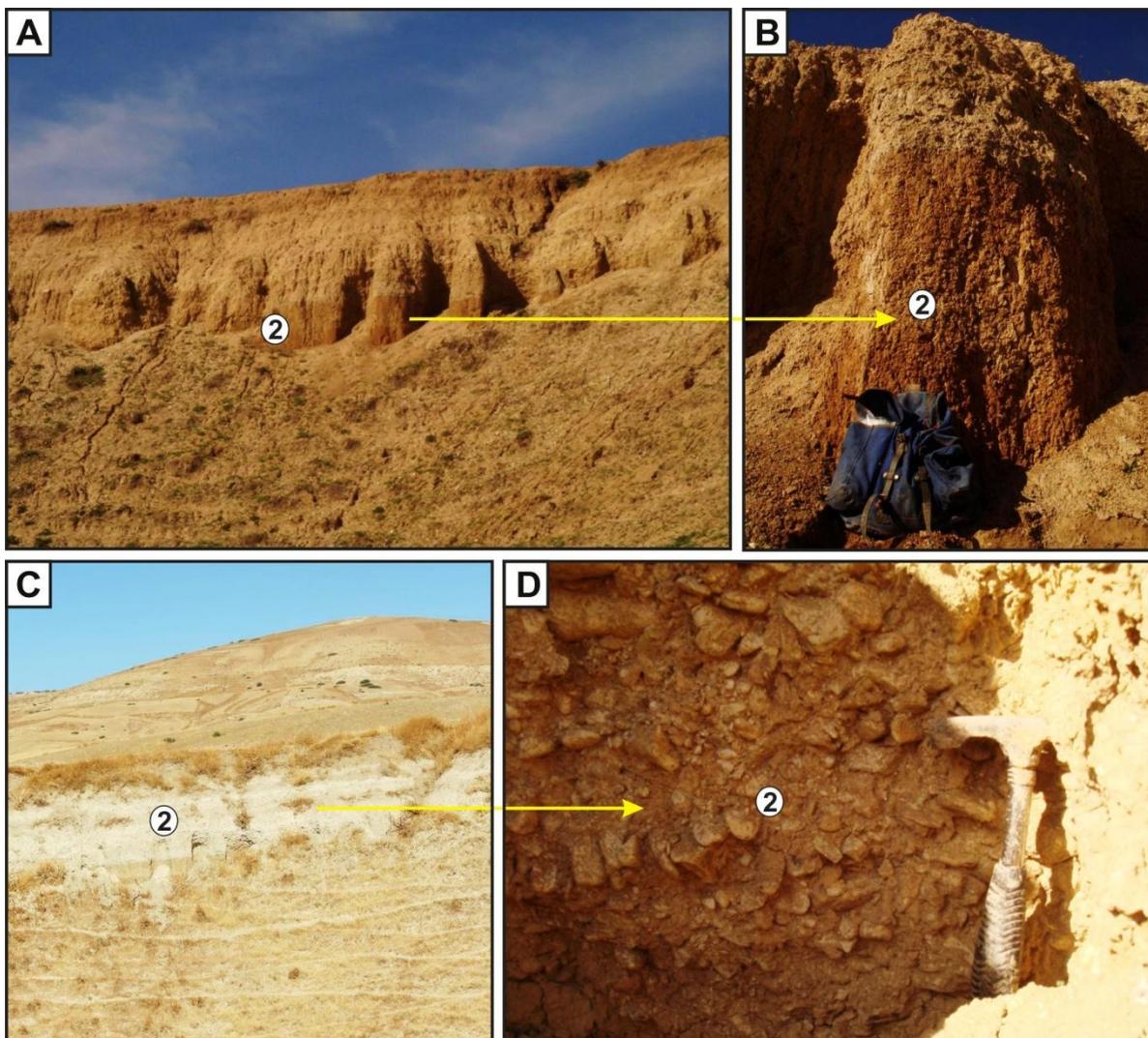
- des marnes sableuses jaunâtres (12 m) riches en éléments de gypse au sein desquelles s'intercalent trois niveaux conglomératiques (10 à 20 cm) discontinus

(Fig. 61C et D). Ces niveaux conglomératiques sont à éléments polygéniques (grès, gypses, calcaires) arrondis à subarrondis et de taille hétérométriques (1 à 20 cm).

-des marnes jaunes claires légèrement plastiques parsemé d'éléments calcaires millimétriques à centimétriques blanchâtres et plus rarement de galets de marnes silicifiées.

-Un niveau de 1.4 m d'épaisseur de marnes sableuses rougeâtres contenant également des éléments de calcaires blanchâtres et de gypse (Fig. 62A et B).

-une alternance de marnes blanchâtres avec les éléments suscités et trois niveaux conglomératiques monogéniques à éléments de calcaire anguleux à subanguleux (Fig. 62C et D).



**Fig. 62:** Marnes sableuses d'Oued Seggait.

A et B : Niveau de marnes rougeâtres dans la partie supérieure des marnes sableuses ; C et D : Niveaux conglomératiques blanchâtres au sommet des Marnes sableuses.

## **CHAPITRE III : SYSTÉMATIQUE**

## I- Introduction

La classification des foraminifères planctoniques est généralement fondée sur la morphologie du test (Bolli, 1957a ; Banner et Blow, 1959 ; Loeblich et Tappan, 1988). Pour plus de précision, certains travaux (Parker, 1962 ; Lipps, 1966) se sont orientés vers l'analyse de la microstructure des parois des tests. Plus récemment, les progrès enregistrés dans les analyses moléculaires (ADNr SSU) ont permis d'éclaircir les rapports phylétiques entre les formes planctoniques existantes (Aurahs et *al.*, 2009 ; 2011 ; Darling et Wade, 2008 ; Darling et *al.*, 2009). Ces résultats ont été employés pour l'établissement d'une classification basée sur la phylogénie des formes surtout néogènes. Cependant, la classification de Loeblich et Tappan (1988) reste de loin la plus utilisée dans les travaux sur le néogène. Ceci est la raison pour laquelle elle est adoptée dans ce travail.

## II - Systématique

### 1 - Ordre *Foraminiferida* Eichwald, 1830

#### 1.1- Famille des *Globigerinidae* Carpenter, Parker et Jones, 1862

Genre *Globigerina* d'Orbigny, 1826

Espèce *Globigerina bulloides* d'Orbigny, 1826

(Planche I, 1-2)

#### Synonymie :

1826 - *Globigerina bulloides* d'Orbigny. – d'Orbigny : p. 3, pl. 1, figs. 1-4.

1983 - *Globigerina (bulloides) bulloides* d'orbigny. – Kennett et Srinivasan: p. 36, pl. 6, figs 4-6.

**Description:** *Gn. bulloides* possède un test trochospiralé bas, quatre loges dans le dernier tour et une ouverture primaire ombilicale symétrique de taille et de forme très variables (carrée, subcarrée, arquée). Son ombilic est souvent grand ouvert, laissant voir les ouvertures des loges précédentes.

Cette espèce est omniprésente dans nos sédiments avec une abondance maximale dans l'alternance marno-diatomitique de Kef El Biod où elle est représentée par de nombreux morphotypes (espèces ou sous) présentant des variations morphologiques très importantes. Parmi ces espèces ou sous espèce : *Gn quadrilatera*, *Gn. cariacensis*, *Gn conglomerata*, *Gn bermudezi*, *Gn riveroae*, *Gn. umbilicata*, *Gn concinna*.

### ***Globigerina quadrilatera* Galloway et Wissler, 1927**

#### **Synonymie :**

1927 *Globigerina bulloides quadrilatera* Galloway et Wissler. – Galloway et Wissler: pl. 1, Figs. 2A-C.  
1982 *Globigerina bulloides quadrilatera* Galloway et Wissler. – Matoba et Oda: p. 44, pi. 7, figs. 1a-c.

**Description :** Les spécimens de *Gn. quadrilatera* se différencient de ceux de *Gn. bulloides* par une dernière loge de taille réduite (*Kummerform*) incliné vers l'ombilic.

### ***Globigerina cariacensis* Rögl et Bolli, 1973**

#### **Synonymie :**

1973 -*Globigerina cariacensis megastoma* Rögl et Bolli. – Rögl et Bolli : pl. 2, sch. 1-10; Pl. 12, fig. â-c Holotype de 5-6;text: Pl. 2, sch. 2; â-c de text-Figure.  
1985 -*Globigerina cariacensis* Rögl et Bolli. – Iaccarino: p. 301, figs. 5.7; 4.

**Description :** Cette forme se distingue de *Gn. bulloides* par un test circulaire dans la vue équatoriale et une spire plus développée. L'ouverture est beaucoup plus grande, mais moins arquée.

### ***Globigerina riveroae* Bolli et Bermúdez, 1965**

#### **Synonymie :**

1965 - *Globigerina riveroae* Bolli et Bermúdez. – Bolli et Bermúdez: p. 137, pl. 1, figs. 1-6.  
1971 - *Globigerina riveroae* Bolli et Bermúdez. – Postuma: p. 270-271.  
1979 - *Globigerina riveroae* Bolli et Bermúdez. – Serrano: p. 104, lám. III, figs. 1-2.

**Description :** Cette espèce peut être discriminée de *Gn. bulloides* par un dernier tour à quatre (4) loges très globulaires à accroissement rapide et plus particulièrement une ouverture très grande et large presque semi-circulaire.

### ***Globigerina bermudezi* Seiglie, 1963**

#### **Synonymie :**

1963 - *Globigerina bermudezi* Seiglie. – Seiglie : p.90 pl.1, figs.6-8.  
1985 - *Globigerina bermudezi* Seiglie. – Bolli et al.: p.256, figs. 46.1, 7, 10, 11.

**Description :** Forme très semblable à *Gn. bulloides* dont elle se distingue par le détachement de sa dernière loge devenant latéralement plus étroite et en même temps se prolongeant vers le côté ombilical.

### ***Globigerina umbilicata* Orr et Zaitzeff, 1971**

#### **Synonymie :**

1971 - *Globigerina umbilicata* Orr et Zaitzeff. – Orr et Zaitzeff, p. 18, pi 1, fig. 1a-3c. (Ellis et Messina, 1940).  
1973 - *Globigerina umbilicata* Orr et Zaitzeff. – Rögl et Bolli: pl. 1, sch. 19-20 et 22-24; Pl. 11, sch. 13.  
1983 - *Globigerina umbilicata* Orr et Zaitzeff. – Kennett et Srinivasan: p. 38, pl. 6, figs. 7-9.

**Description :** La présence de cinq (5) loges moins gonflées dans le dernier tour et des sutures bien impressionnées du côté spiral sont les critères qui séparent *Gn. umbilicata* de *Gn. bulloides*.

***Globigerina concinna*** Reuss, 1850

(Planche I, 5)

**Synonymie :**

1850 *Globigerina concinna* REUSS, – REUSS : p.375, pl. 47, fig. 8 (Ellis et Messina, 1940)

1979 *Globigerina concinna* Reuss. – Serrano: p. 96, pl. I, fig. 12.

1985 *Globigerina concinna* Reuss. – Rögl : p. 322, figs. 4.17-20; 3.

**Description :** Espèce très proche de *Gn. bulloides* se manifestant par cinq (5) loges subsphériques dans le dernier tour augmentant lentement et graduellement de la taille. La dernière loge est le plus souvent moins développée (*kummerform*), l'ombilic profondément ouvert et l'ouverture petite intra-ombilicale subrectangulaire munie d'une petite lèvre.

Espèce ***Globigerina praebulloides*** Blow, 1959

**Synonymie :**

1959 *Globigerina praebulloides* Blow. – Blow: p.180 pl. 8, fig. 47a-c; pl. 9, fig. 48.

1983 *Globigerina (Globigerina) praebulloides* Blow. – Kennett et Srinivasan: p.38 pl. 6; fig. 1-3.

1985 *Globigerina praebulloides* Blow. – Bolli et al.: p. 178, figs. 13.12-14; 8.

**Description :** Elle est le plus souvent associée à *Gn. bulloides* mais avec des variations notables en abondance. Elle se distingue par son test subrectangulaire, plus haut que large mais relativement petit. Son ombilic est petit avec une ouverture petite de forme carrée.

Espèce ***Globigerina praecalida*** Parker, 1962

(Planche I, 6)

**Synonymie :**

1969 *Globigerina praecalida* Blow. – Blow: p. 380, pl. 13, figs. 7-8, pl. 14, fig. 3

1979 *Globigerina praecalida* Blow. – Serrano: p. 101, Pl. II, figs. 7-9.

1987 *Globigerina praecalida* Blow. – Sierro: pl. 5, figs. 1-3

2010 *Globigerina praecalida* Blow. – Corbi Sivila: p.68, fig.3. 40.

**Description :** Espèce très proche également de *Gn. bulloides* dont elle se distingue par 4 à 5 loges globulaires dans le dernier tour, un ombilic relativement large et profondément ouvert et une ouverture intra-ombilicale légèrement asymétrique. La surface des loges présente des pores assez larges.

*Gn. praecalida* est considérée comme l'ancêtre de *Gn. calida* (Blow, 1969) ou son synonyme junior (Kennett et Srinivasan, 1983). Elle en diffère surtout par l'absence de toute élongation radiale des loges.

Cette espèce a été très probablement décrite sous de nombreuses appellations dans les dépôts préévaporitiques méditerranéens *Globorotalia obesa* (Salvatorini et Cita, 1979 ; Iaccarino et al., 2008), *Globorotalia pseudoobesa*, *Globigerina pseudoobesa* (Tjalsma, 1971 ; Zachariasse, 1975) , *Globigerinella obesa* (Suc et al., 1995, Di Stefano, 2010 ; Violanti et al., 2007), *Globigerina obesa* (Drinia et al., 2007, Kouwenhoven et al., 2006 ; Sierro et al., 2001).

#### Espèce ***Globigerina apertura*** Cushman, 1918

(Planche I, 3)

##### **Synonymie :**

1918 *Globigerina apertura* Cushman. – Cushman: p. 57, pl. 12, figs. 8a–c.

1977 *Globoturborotalita apertura* (Cushman). – Hofker, 1956.

1983 *Globigerina (Zeaglobigerina) apertura* Cushman. – Kennett et Srinivasan: p. 44, pl. 8, figs. 4–6.

**Description :** Cette espèce est souvent considérée comme une sous-espèce de *Gn. bulloides* (Blow, 1969). Elle est reconnaissable par son ouverture grande et semi-circulaire, la forme large que haute du test et sa trochospire plus haute que celle de *Gn. bulloides*.

#### Espèce ***Globigerina woodi*** Jenkins, 1960

##### **Synonymie :**

1960 *Globigerina woodi* Jenkins. – Jenkins: p.352, pl. 2; figs. 2a-c.

1977 *Globoturborotalita rubescens* (Jenkins). – Hofker, 1956.

1983 *Globigerina (Zeaglobigerina) woodi* Jenkins. – Kennett et Srinivasan: p.43 pl. 7; figs. 4-6.

1985 *Globigerina woodi connecta* Jenkins. – Bolli et al.: p. 275, figs. 6.22; 5.

**Description :** Cette espèce est très proche de *Gn apertura* de laquelle elle se distingue par une trochospire légèrement plus élevée et une ouverture plus petite à lèvre mince.

#### Espèce ***Globigerina druryi*** Akers, 1977

##### **Synonymie :**

1955 *Globigerina druryi* Akers. – Akers: p. 654, pl. 65, fig. 1.

1977 *Globoturborotalita druryi* (Akers). – Hofker, 1977.

1983 *Globigerina (Zeaglobigerina) druryi* Akers. – Kennett et Srinivasan: p. 46, pl. 8, figs. 7–9.

1985 *Globigerina druryi* Akers. – Iaccarino in Bolli et al.: p. 305, figs. 5.1; 4.

**Description :** Cette espèce se distingue par sa petite taille et sa périphérie grossièrement arrondie et lobée. L'ouverture petite et basse est munie d'une lèvre

arquée bien distincte. Selon Blow (1969) *Gn. druryi* est l'ancêtre de *Gn. nepenthes* alors que Brönnimann et Resig (1971) considèrent *Gn. druryi* plus proche de *Gn. falconensis*.

***Globigerina decoraperta* Takayanagi et Saito, 1962**

**Synonymie :**

1962 *Globigerina druryi decoraperta* Takayanagi et Saito. – Takayanagi et Saito: p.85 pl 28 figs 10 a-c  
1977 *Globoturborotalita decoraperta*, (Takayanagi et Saito). – Hofker, 1956  
1983 *Globigerina decoraperta* Takayanagi et Saito. – Kennett et Srinivasan: p.48 pl 9, figs 4-6  
1985 *Globigerina decoraperta* Takayanagi et Saito. – Bolli et al.: p. 305, figs. 5.5; 4.

**Description :** Cette espèce de petite taille très proche de *Gn. druryi* se différencie par une spire très élevée et une ouverture arquée plus grande et plus haute pourvue d'une lèvre épaisse en bourrelet.

Espèce ***Globigerina nepenthes* Todd, 1957**

(Planche I, 7)

**Synonymie :**

1957 *Globigerina nepenthes* Todd. – Todd: p.301, pl.78, fig.7.  
1977 *Globoturborotalita nepenthes* (Todd). – Hofker, 1956.  
1983 *Globigerina (Zeaglobigerina) nepenthes* Todd. – Kennett et Srinivasan: p. 48, pl. 9, figs. 1–3.  
1985 *Globigerina nepenthes* Todd. – Bolli et al.: p.201 figs. 25; 7, 10, 11.

**Description :** Cette forme est caractérisée par son test relativement petit, allongé et très épais dont la loge finale est saillante et de forme hémisphérique à subconique. Elle possède une ouverture en arche semi circulaire habituellement encadrée par un bourrelet épais. On note la présence d'un éventail de formes intermédiaires entre *Gn. nepenthes* et *Gn. druryi* et *Gn. Woodi*. Ce phénomène a déjà été signalé par Blow (1969) et Chaisson et Leckie (1993).

Espèce ***Globigerina falconensis* Blow, 1959**

(Planche I, 4)

**Synonymie :**

1959 *Globigerina falconensis* Blow. – Blow: p.177, pl 9, figs 40a-c, 41.  
1977 *Globoturborotalita falconensis* (Blow). – Hofker, 1956.  
1983 *Globigerina (Globigerina) falconensis* Blow. – Kennett et Srinivasan: p.40 pl 7, figs 1-3.  
1985 *Globigerina falconensis* Blow. – Bolli et al.: p. 303, figs. 5.2, 4.

**Description :** L'arrangement des loges de cette espèce est très semblable à celui de *Gn. bulloides* mais elle est aisément reconnaissable par sa lèvre aperturale bien développée. Cette forme a été observée dans les intercalations marneuses des gypses de la coupe d'Oued Seggait.

Espèce ***Globigerina praedigitata*** Parker, 1967

(Planche I, 8)

**Synonymie :**

1967 *Globigerina praedigitata* Parker. – Parker: p.151 pl, 19 figs 5-8.

1983 *Beella praedigitata* Parker. – Kennett et Srinivasan: p.232, pl. 58, figs. 2-5

**Description :** Espèce très rare trouvée uniquement dans les marnes brunâtres de la coupe de Kef El Biod (KB20 à KB43). Elle se distingue par un dernier tour formé par trois loges de forme sphérique et une dernière loge légèrement allongées en forme de sac.

Genre ***Globigerinoides*** Cushman, 1927

Espèce ***Globigerinoides obliquus*** Bolli, 1957

(Planche I, 9)

**Synonymie :**

1957 *Globigerinoides obliqua* Bolli. – Bolli: p.113, pl. 25; fig. 9-10; text-fig. 5a-b.

1983 *Globigerinoides obliquus* Bolli. – Kennett et Srinivasan: p. 65 pl. 11, figs. 7-9.

1985 *Globigerinoides obliquus* Bolli. – Bolli et al.: p. 193, figs. 20.12; 7, 9, 12.

**Description :** Espèce omniprésente dans toutes les unités lithologiques du Plateau d'Ain Merane avec des proportions assez conséquentes. Elle se présente avec un nombre considérable de morphotypes et de formes intermédiaires qui la relie à plusieurs autres espèces du même genre (*Gs extrumus*, *Gs. bulloideus*, *Gs. amplus*, *Gs. tapiesi*, *Gs. emaisi*, *Gs elongatus*, *Gs. ruber*, *conglobatus*).

Dans ce travail, *Gs. obliquus s.l.* comprends outre *Gs obliquus s.s.* les formes intermédiaires. Les caractères généraux de ce groupe sont un test à trochospire variable et quatre loges sphériques dans le dernier tour augmentant rapidement dans la taille, excepté la dernière qui présente des positions et des degrés de compressions très variables (latérale, oblique et même verticale).

*Gs obliquus s.s.* présente un test assez compact avec une dernière loge régulièrement arrondie non comprimée obliquement avec une symétrie bilatérale en vue ombilicale. L'ouverture primaire est en arche ample légèrement abaissée et l'ouverture secondaire suturale est en forme d'arc de taille petite à moyenne.

Espèce ***Globigerinoides bollii*** Blow, 1959

**Synonymie :**

1959 *Globigerinoides bollii* Blow. – Blow : p.189, pl. 10, fig. 65a-c.

1983 *Globigerinoides bollii* Blow. – Kennett et Srinivasan: p.70, pl. 15, fig. 4-6.

1985 *Globigerinoides bollii* Blow. – Bolli et al.: p.193, fig. 20. 8.

**Description :** Forme qui ressemble étroitement à *Gs obliquus* mais qui en diffère par son test petit et très compact, par la forme des ouvertures primaire et secondaire également petites et circulaires et par ses sutures plus incisées.

Espèce ***Globigerinoides extremus*** Bolli et Bermudez, 1965

(Planche I, 11)

**Synonymie :**

1965 *Globigerinoides obliquus extremus*. Bolli et Bermudez. – Bolli et Bermudez: p.139, pl.1, figs. 10-12.

1983 *Globigerinoides extremus* Bolli et Bermudez. – Kennett et Srinivasan: p. 58, p. 12, figs. 1-3.

1985 *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli et Bermudez. – Bolli et al.: p. 194, fig. 20.11.

**Description :** *Gs. extremus* est représentée par deux morphotypes. Le premier ressemble beaucoup à *Gs amplus* et *Gs. eamisi* avec leurs loges comprimées dans le dernier tour mais la dernière loge est distinctement aplatie et désaxée. Le deuxième montre plutôt des loges globuleuses rappelant *Gs obliquus* s.s. cependant avec une dernière plus petite et également désaxée.

Espèce ***Globigerinoides bulloideus*** Crescenti, 1966

(Planche I, 15)

**Synonymie :**

1966 *Globigerinoides bulloideus* Crescenti. – Crescenti: p.43, text-fig. 8, n. 3 et 3a; text-fig. 9.

1983 *Globigerinoides bulloideus* Crescenti. – Kennett et Srinivasan: p.60 pl. 12; fig. 7-9.

1985 *Globigerinoides obliquus extremus* Bolli et Bermudez. – Bolli et al.: p. 194, fig. 20.9.

**Description :** Cette *Globigerinoides* se distingue des autres espèces du même genre par ces loges très globulaires et son ouverture primaire grande en arc circulaire encadrée par une lèvre très caractéristique. L'ouverture secondaire est large en forme d'arc.

Espèce ***Globigerinoides amplus*** Perconig, 1968

**Synonymie :**

1968 *Globigerinoides obliquus amplus* Perconig – Perconig: p. 225, pl.7, fig. 20-22.

1988 *Globigerinoides amplus* Perconig – Wernli: p. 124, fig. 40-42.

**Description :** Forme à trois loges et demie dans le dernier tour avec une dernière loge plus petite que la précédente et moins surbaissée. L'ouverture primaire est large et l'ouverture secondaire bien développée.

Espèce ***Globigerinoides tapiesi*** Perconig, 1968

**Synonymie :**

1968 *Globigerinoides tapiesi* Perconig – Perconig: p.226, pl. 27, fig. 23-35.  
1988 *Globigerinoides tapiesi* Perconig – Wernli: p. 130, fig. 61.

**Description :** C'est une espèce très proche de *Gs bolli* de laquelle elle en diffère par la forme de son test plus large que haut et plus lobé, son ouverture primaire plus basse et son ouverture secondaire très petite.

Espèce ***Globigerinoides emeisi*** Bolli, 1966

**Synonymie :**

1966 *Globigerinoides emeisi* Bolli. – Bolli: p. 460, pl. 1, figs. 11-14.  
1968 *Globigerinoides obliquus amplus* Bolli. – Perconig: p. 225, pl.7, figs. 20-22.  
1972 *Globigerinoides emeisi* Bolli. – Bizon et Bizon: p. 215-218, figs. 1-5.  
1979 *Globigerinoides emeisi* Bolli. – Wernli: pl. 2, fig. 8.

**Description :** *Gs. emeisi* diffère de *Gs. amplus* par la taille de sa dernière loge qui occupe environ la moitié du volume du test.

Espèce ***Globigerinoides ruber*** (d'Orbigny, 1839)

(Planche I, 10)

**Synonymie :**

1839 *Globigerina rubra* d'Orbigny. – d'Orbigny: p.164, pl 9, figs 7-10.  
1983 *Globigerinoides ruber* d'Orbigny. – Kennett et Srinivasan: p.78, pl 4, figs 12-14.  
1985 *Globigerinoides ruber* d'Orbigny. – Bolli et al.: p.193, figs. 20.1, 2, 6; 7, 9, 11.

**Description :** C'est une forme à trois loges subsphériques dans le dernier tour qui se distingue par sa dernière loge plus petite que les précédentes et la position des ouvertures primaires et secondaires qui sont toujours symétriquement placées au-dessus de la suture entre les deux loges précédentes. Plusieurs morphotypes de *Gs ruber* ont été reconnus dans les dépôts préévaporitiques de la coupe de Kef El Biod.

Espèce ***Globigerinoides conglobatus*** (Brady, 1879)

(Planche I, 12)

**Synonymie :**

1879 *Globigerina conglobata* Brady. – Brady: p.286, pl. 80, figs. 1-3.  
1983 *Globigerinoides conglobatus* Brady. – Kennett et Srinivasan: p.58, pl 12, figs 4-6.  
1985 *Globigerinoides conglobatus* Brady. – Bolli et al.: p.195, figs. 21.1; 7, 10, 11.

**Description :** Cette espèce se distingue surtout par sa dernière loge en forme de bérêt et la présence de deux ouvertures secondaires. Plusieurs auteurs reconnaissent la présence de relations phylétiques entre *Gs conglobatus*, *Gs extrumus* et *Gs gominitus* (Parker, 1973 ; Kennett et Srinivasan, 1983 ; Bolli et al., 1985).

Espèce ***Globigerinoides trilobus*** (Reuss, 1850)

**Synonymie :**

- 1850 *Globigerina triloba* Reuss. – Reuss: p.374, pl. 447, fig. 11a-c.  
1983 *Globigerinoides triloba* Reuss. – Kennett et Srinivasan: p.62, pl. 10, fig. 4; pl. 13, fig. 1-3.  
1985 *Globigerinoides trilobus* Reuss. – Bolli et al.: p.196, fig. 20.15.

**Description :** Tes trochospiralé avec trois loges sphériques dans le dernier tour augmentant dans la taille de façon très rapide. L'ouverture primaire est ombilicale interio-marginale en fente basse. Les ouvertures supplémentaires se situent le long des sutures spirales sous forme de fentes irrégulières.

Espèce ***Globigerinoides sacculifer*** (Brady, 1877)

(Planche I, 13)

**Synonymie :**

- 1877 *Globigerina sacculifera* Brady. – Brady: p.164, pl 9, figs 7-10.  
1983 *Globigerinoides sacculifer* Brady. – Kennett et Srinivasan: p.66, pl. 14, figs 4-6.  
1985 *Globigerinoides sacculifer* Brady. – Bolli et al.: p.196, fig. 20.13.

**Description :** Taxon ressemblant à *Gs trilobus* mais avec un à test moins compact et une dernière loge allongée en forme de sac. C'est ce dernier caractère qui la distingue de *Gs. trilobus*, *Gs. immaturus* et *Gs. quadrilobatus*.

Espèce ***Globigerinoides quadralobatus*** (d'Orbigny 1846)

(Planche I, 14)

**Synonymie :**

- 1846 *Globigerina quadrilobata* d'Orbigny. – d'Orbigny: p.164, pl. 9, figs 7-10.  
1960 *Globigerina quadrilobata* d'Orbigny. – Banner et Blow: p. 17, pl. 4, fig. 3 (lectotype).  
1983 *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orbigny). – Kennett et Srinivasan: p. 66, pl. 14, figs. 1-3.  
1985 *Globigerinoides quadrilobatus* (d'Orbigny). – Bolli et al.: p.196, fig. 20.17, 18.

**Description :** La dernière loge, chez cette espèce, est plus grande que chez les espèces ressemblantes. L'ouverture primaire interio-marginale de forme subquadratique possède une voûte distincte encadrée par une lèvre.

Genre ***Globigerinella*** Cushman, 1927

Espèce : ***Globigerinella aequilateralis*** (Brady, 1879)

(Planche II, 5)

**Synonymie :**

- 1884 *Globigerina aequilateralis* Brady. – Brady: pl. 80; fig. 18-21.  
1983 *Globigerinella aequilateralis* (Brady). – Kennett et Srinivasan: p.238 pl. 59, fig. 1; pl. 60, fig. 4-6.  
1985 *Hastegerina aequilateralis* (Brady). – Bolli et al.: p. 251, 252, figs. 42. 6, 43.5-7, 9-10, 7. 10, 11.

**Description :** Espèce à test subarrondi planispiralé évolutive montrant cinq à six loges globulaires à subglobulaire dans le dernier tour. L'ouverture est de type interio-marginale. Des formes intermédiaires entre cette espèce est *Gn. praecalida* ont été trouvées dans les marnes laminitiques de la coupe de Kef El Biod.

Espèce : ***Globigerinella praesiphonifera*** (d'Orbigny, 1839)  
(Planche II, 6)

**Synonymie :**

1839 *Globigerina siphonifera* d'Orbigny. – d'Orbigny: p.83, pl.4, figs.15-18  
1960 *Hastigerina siphonifera* d'Orbigny. – Banner et Blow: p.22, figs. 2a-c  
1983 *Globigerinella aequilateralis* (Brady) – Kennett et Srinivasan: p. 238, pl. 60, figs. 4-6.  
1985 *Hastigerina siphonifera* d'Orbigny. – Bolli et al.: p. 251, 252, figs. 42.1-4, 43.1-2, 8; 7, 10, 11

**Description :** Espèce considéré par de nombreux taxonomistes comme synonyme de *Glla aequilateralis*. Elle en diffère par des loges plus grandes et une ouverture extra-ombilicale. Des formes intermédiaires entre cette espèce est *Globigerina bulloides* ont été trouvées dans l'alternance marno-diatomitique de la coupe de Kef El Biod.

Genre ***Sphaeroidinellopsis*** Banner et Blow, 1959.

Espèce ***Sphaeroidinellopsis semunilina*** (Schwager 1866)

**Synonymie :**

1866 *Globigerina seminulina* Schwager. – Schwager: p.265, pl 7, fig 112  
1983 *Sphaeroidinellopsis seminulina seminulina* Schwager. – Kennett et Srinivasan: p.206, pl 51, figs 1, 6-8  
1985 *Sphaeroidinellopsis seminulina* Schwager. – Bolli et al.: p.242, figs. 38.6-13; 7, 10, 11

**Description :** C'est une forme possédant un test trochospiralé bas et 4 loges subglobulaires dans le dernier tour. Elle se distingue par l'épaississement de son cortex et sa dernière loge de forme et taille variables. Sa présence, très timide, est limitée aux marnes post-gypseuses de la coupe d'Oued Seggait.

Genre ***Turborotalita*** Blow et Banner, 1962

Espèce ***Turborotalita quinqueloba*** (Natland, 1938)

(Planche II, 7)

**Synonymie :**

1938 *Globigerina quinqueloba* Natland. – Natland: p. 149, pl. 6, fig. 7 (Ellis et Messina, 1940).  
1972 *Turborotalita quinqueloba* (Natland). – Bizon et Bizon: p. 283-286, figs. 1-7.  
1983 *Globigerina (Globigerina) quinqueloba* Natland. – Kennett et Srinivasan: p. 33, pl. 5, figs. 4-6.  
1985 *Turborotalita quinqueloba* (Natland). – Jinkins: p.277, figs 7.2.

**Description :** Forme à test trochospiralé de taille variable avec quatre à cinq loges subglobulaires dans le dernier tour. Cette forme se distingue par sa dernière loge qui montre une extension permettant parfois la fermeture partielle ou totale de l'ombilic. Peu fréquente dans l'alternance marno-diatomitique et les gypses de Kef El Biod et Oued Seggait, elle forme la quasi-totalité dans certains niveaux à la base des marnes laminitiques de Kef El Biod.

Espèce ***Turborotalita multiloba*** (Romeo, 1965)

(Planche II, 8)

**Synonymie :**

1965 *Globigerina multiloba* Romeo. – Romeo: p. 1266, tav. 118, figs. 1-7 (*in* Ellis et Messina, 1940).

1972 *Turborotalita multiloba* (Romeo). – Bizon et Bizon, p. 277-281, figs. 1-8.

1985 *Globigerina multiloba* Romeo. – Iaccarino *in* Bolli et al.: p.301, figs. 5.3a-c; 4.

**Description :** *T multiloba* se distingue de *T quinqueloba* par l'augmentation du nombre de loges dans le dernier tour qui varie entre 6 et 7. Dans nos sédiments, cette espèce est spécifique aux marnes laminitiques de Kef El Biod.

Genre ***Orbulina*** d'Orbigny, 1829

Espèce ***Orbulina universa*** d'Orbigny, 1839

(Planche II, 1)

**Synonymie :**

1839 *Orbulina universa* d'Orbigny. – d'Orbigny: p.2, pl.1, fig.1.

1983 *Orbulina universa* d'Orbigny. – Kennett et Srinivasan: p. 86, pl. 20, fig. 4-6.

1985 *Orbulina universa* d'Orbigny. – Bolli et al.: p. 200, figs. 23.1, 24.2, 7, 9, 11.

**Description :** Forme à test sphérique composé d'une seule loge enveloppant entièrement les loges précédentes. La surface de cette loge est densément perforée avec de nombreuses petites ouvertures de tailles distinctes. Cette espèce est omniprésente dans les unités du Plateau d'Ain Merane. Dans les marnes laminitiques de la coupe de Kef El Biod, elle se distingue par son abondance et l'augmentation de sa taille dans certains niveaux.

Espèce ***Orbulina suturalis*** Brönnimann, 1951

(Planche II, 2)

**Synonymie :**

1951 *Orbulina suturalis* Brönnimann. – Brönnimann: p.135, figs. 2-4.

1983 *Orbulina suturalis* Brönnimann. – Kennett et Srinivasan: p. 86, pl. 20, fig. 1-3.

1985 *Orbulina suturalis* Brönnimann. – Bolli et al.: p.200, figs. 23.2, 24.3; 7, 9, 11.

**Description :** C'est une espèce à test formé par une seule loge subsphérique où apparaissent les stades précoces. La surface est densément perforée avec des ouvertures similaires à des pores et des ouvertures suturales situés entre la loge finale et des loges précédentes. L'absence de ces ouvertures suturales est le critère qui distingue *Or. suturalis* des espèces de *Praeorbulina*. *Or suturalis* est moins abondante que *Orbulina universa* mais dans les marnes laminitiques de Kef El Biod une augmentation sensible de cette espèce se fait aux dépens de la seconde.

Espèce ***Orbulina bilobata*** (d'Orbigny, 1846)

**Synonymie :**

1846 *Globigerina bilobata* d'Orbigny. – d'Orbigny: p.164, pl. 9, fig. 11-14.

1983 *Orbulina bilobata* d'Orbigny. – Kennett et Srinivasan: p. 87, pl. 20, figs. 7-9.

1985 *Orbulina bilobata* d'Orbigny. – Bolli et al.: p. 200, fig. 24.1.

**Description :** Forme très facilement reconnaissable par son test grand et bilobé. Cette espèce est peu abondante dans nos sédiments.

Genre ***Praeorbulina*** Olsson, 1964

Espèce ***Praeorbulina sicana*** (De Stefani, 1950)

(Planche, II, 4)

**Synonymie :**

1950 *Globigerinoides sicanus* De Stefani. – De Stefani: p.9, fig. 6.

1983 *Globigerinoides sicanus* De Stefani. – Kennett et Srinivasan: p.62, pl. 13; fig. 4-6.

1985 *Praeorbulina sicana* De Stefani. – Bolli et al.: p.199, fig. 24.7.

**Description :** elle se distingue par la présence d'une loge finale très développée à la base de la quelle se trouve 3 à 4 ouverture. Il s'agit probablement d'une forme intermédiaire dans la lignée entre *G. bisphericus* et *P. glomerosa, curva* (Jenkins et al., 1981 ; Bolli et al., 1985).

Espèce ***Praeorbulina glomerosa curva*** (Blow, 1956)

**Synonymie :**

1956 *Globigerinoides glomerosa curva* Blow. – Blow: p.65, text-figs. 1.10-11.

1985 *Praeorbulina glomerosa curva* Blow . – Bolli et al.: p.200, figs. 23.5, 24.6; 7, 9, 12.

**Description :** test de petite taille, de forme subsphérique grossièrement perforée avec une dernière loge très développée. Plusieurs ouvertures se trouvent le long des sutures entre la dernière loge et les loge précédente. Elle présente une

morphologie intermédiaire entre son ancêtre *Pr sicana* et *Pr. glomerosa glomerosa* (Kennett et Srinivasan, 1983).

Espèce ***Praeorbulina glomerosa circularis*** (Blow 1956)  
(Planche, II, 3)

**Synonymie :**

1956 *Globigerinoides glomerosa circularis* Blow. – Blow: p.65, text-figs. 2.3-4.

1985 *Praeorbulina glomerosa circularis* Blow. – Bolli et al.: p.200, figs. 23.3, 24.4; 7, 9, 12.

**Description :** test à dernière loge globulaire, gonflée enveloppant une grande partie du test. Ouvertures subcirculaires, situées dans les points de suture entre la dernière loge et les loge précédentes. *Pr glomerosa circularis* fait partie de la lignée évolutive menant à *Or universa* d'Orbigny (Kennett et Srinivasan, 1983)

Espèce ***Praeorbulina glomerosa glomerosa*** (Blow 1956)

**Synonymie :**

1956 *Globigerinoides glomerosa glomerosa* Blow. – Blow: p.65, text-figs. 1.18-19.

1985 *Praeorbulina glomerosa glomerosa* Blow. – Bolli et al.: p.200, figs. 23.4, 24.5; 7,9, 12.

**Description :** C'est une forme à loge finale gonflée et enveloppante, des sutures incurvées déprimées et plusieurs petites ouvertures en fente le long des sutures.

Espèce ***Praeorbulina transitoria*** (Blow 1956)

**Synonymie :**

1956 *Globigerinoides transitoria* Blow. – Blow: p.65, text-figs. 2.12-13

1985 *Praeorbulina transitoria* Blow. – Bolli et al.: p.200, figs. 23.6; 7, 9, 12

**Description :** espèce à test trochospirale bilobées, à loges sphériques. La loge finale est moins importante que chez les autres espèces du genre *Praeorbulina*. Elle est considérée comme une forme intermédiaire reliant *Pr sicana* et *Or. bilobata* (Kennett et Srinivasan, 1983).

**1.2- Famille des *Catapsydracidae* Bolli. Loeblich et Tappan. 1957**

Genre ***Globoquadrina* Finaly, 1947**

Espèce ***Globoquadrina altispira*** (Cushman et Jarvis), 1936

**Synonymie :**

1936 *Globigerina altispira* Cushman et Jarvis. – Cushman et Jarvis: p. 5, pl. 1, fig. 13-14.

1971 *Globoquadrina altispira* (Cushman et Jarvis). – Postuma: p. 310-311.

1972 *Globoquadrina altispira* (Cushman et Jarvis). – Bizon et Bizon: p. 259-262, fig. 1-8.  
1983 *Dentoglobigerina altispira altispira* (Cushman et Jarvis). – Kennett et Srinivasan: p. 188, pl. 46, fig. 4-6.  
1985 *Globoquadrina altispira* (Cushman et Jarvis). – Bolli et al.: p. 184, figs. 15.1-3; 6, 9. 12.

**Description :** *Gq altispira* n'est représentée que par quelques individus dans les marnes post-évaporitiques de la coupe d'Oued Seggait et Oued Tacheti. Elle se caractérise par un test peu compact, une spire basse et 5 loges dans le dernier tour. Les dernières loges sont nettement allongées axialement et l'ombilic est large et bien ouvert et profond muni de dents aperturales.

### 1.3 - Famille des *Globorotaliidae* Cushman, 1927

Genre *Globorotalia* Cushman, 1927

Espèce *Globorotalia menardii* (d'Orbigny, 1826)

(Planche III, 9-10)

#### **Synonymie :**

1826 *Rotalia (Rotalie) menardii* d'Orbigny. – d'Orbigny: p. 273.  
1865 *Rotalia menardii* Parker et al. – Parker et al.: p.20 pl. 3; fig. 81.  
1983 *Globorotalia (Menardella) menardii* Parker et al.. – Kennett et Srinivasan: p.124 pl. 28, fig. 2; pl. 29, fig. 1-3.  
1985 *Rotalia menardii* Parker et al.. - Bolli et al.: p.220, fig. 34.1-10.

**Description :** Cette espèce se distingue par un test de forme bi-convexe à périphérie subcirculaire bordée par une carène bien développée. Le dernier tour est composé de cinq loges et l'ouverture est basse en fente arquée. Cette espèce a été trouvée dans les gypses et les marnes sableuses de la coupe d'Oued Seggait et les marnes jaunes des coupes de Kef El Biod et d'Oued Tacheti.

Espèce *Globorotalia miotumida* Jenkins, 1960

(Planche III, 6)

#### **Synonymie :**

1960 *Globorotalia menardii miotumida* Jenkins. – Jenkins: p. 362, pl. 4, figs. 9a-c.  
1987 *Globorotalia miotumida* Jenkins. – Sierro, p. 142, pl. I, figs. 7-9; pl. II, figs. 1-4.  
1985 *Globorotalia miotumida* Jenkins. – Bolli et al.:p. 277, figs. 7.12-13; 5.

**Description :** Cette espèce se singularise par un test biconvexe avec une face ombilicale plus bombée. Cependant cette convexité de la face ombilicale n'est pas aussi forte que chez *Gl. conomiozea* ou *Gl. mediterranea*. Elle présente quatre et demie à cinq loges dans le dernier tour avec une dernière loge plus importante. La carène est bien marquée sur tout le pourtour du test et l'ouverture est en arc bas.

Cette espèce a été trouvée dans l'alternance marno-diatomitique et les calcaires biodétritiques de kef El Biod, les gypses et les marnes sableuses d'Oued Seggait et les marnes jaunâtres d'Oued Tacheti.

Espèce ***Globorotalia conomiozea*** Kennett, 1966

(Planche III, 3-5)

**Synonymie :**

- 1966 *Globorotalia conomiozea* Kennett. – Kennett: p.235, text-figs. 10a-c.  
1979 *Globorotalia mediterranea* Catalano et Sprovieri. – Serrano: pl. XVIII, fig. 1.  
1983 *Globorotalia conomiozea* Kennett. – Kennett et Srinivasan: p. 114, pl. 26, figs. 7-9.  
1987 *Globorotalia conomiozea* Kennett. – Sierro: p. 147, pl. II, figs. 6-7.

**Description :** *Gl. conomiozea* est une forme conique qui se distingue de *Gl. miotumida* par sa face ombilicale plus convexe et de *Gl. conoidea* par son test moins épais. Elle a la même répartition que celle de *Gl. miotumida*.

Espèce ***Globorotalia mediterranea*** Catalano et Sprovieri, 1969

(Planche III, 7)

**Synonymie :**

- 1969 *Globorotalia miocenica mediterranea* Catalano et Sprovieri. – Catalano et Sprovieri: p.522, pl. 2, figs. 6a-c.  
1985 *Globorotalia mediterranea* Catalano et Sprovieri. – Iaccarino in Bolli et al.: p.305, figs. 6.2; 4.  
1988 *Globorotalia mediterranea* Catalano et Sprovieri. – Wernli: p. 164-165, figs. 163-167.

**Description :** C'est une forme qui se différencie de *Gl. miotumida* et *Gl. conomiozea* par le caractère nettement plus conique de la face ombilicale, la taille du test plus grande et le nombre parfois plus important des loges du dernier tour (4 et ½ à 6). Cette espèce n'est représentée que par quelques individus dans l'alternance marno-diatomitique de Kef El Biod et Oued Seggait.

Espèce ***Globorotalia scitula*** (Brady, 1882)

(Planche III, 8)

**Synonymie :**

- 1882 *Pulvinulina scitula* Brady. – Brady: p. 706 (figs. en Brady, 1884, p.103, pl. 103, fig. 7).  
1972 *Globorotalia scitula* (Brady). – Bizon et Bizon: p. 121- 124, figs. 1-4.  
1983 *Globorotalia scitula* (Brady). – Kennett et Srinivasan: p. 134, pl. 31, figs. 3-5.  
1985 *Globorotalia scitula scitula* (Brady). – Bolli et al.: p. 219, figs. 30.26-29, 31.3-4: 6, 9, 11.  
1987 *Globorotalia scitula* (Brady). – Sierro: p. 125, pl. III, figs. 1-3.

**Description :** Cette *Globorotalia* se manifeste par de nombreux morphotypes de taille variable. Elle est de forme biconvexe avec une marge périphérique arrondie

et quatre à cinq loges dans le dernier tour. Les sutures sont fortement courbées sur la face spirale et l'ombilic est petit presque fermé. Cette espèce se rencontre dans l'alternance marno-diatomitique et les calcaires biodétritiques de Kef El Biod, les gypses et les marnes sableuses d'Oued Seggait et les calcaires biodétritiques d'Oued Tacheti.

Espèce ***Globorotalia nicolae*** Catalano et Sprovieri, 1971

(Planche III, 1-2)

**Synonymie :**

1971 *Globorotalia nicolae* Catalano et Sprovieri. – Catalano et Sprovieri: p. 234, pl. 2, figs. 1-2; tf. 9.

1975 *Globorotalia nicolae* Catalano et Sprovieri. – D'Onofrio et al., p. 189, pl. 2, figs. 3-4.

1988 *Globorotalia nicolae* Catalano et Sprovieri. – Wernli: p. 148, 149 ; figs 107-113.

**Description :** Espèce qui se distingue par cinq loges globulaire dans le dernier tour, un petit apex spiral et un ombilic large et profond. Ce taxon est spécifique à la partie supérieure de l'alternance marno-diatomitique de Kef El Biod.

Espèce ***Globorotalia suterae*** Catalano et Sprovieri, 1971

**Synonymie :**

1971 *Globorotalia suterae* Catalano et Sprovieri. – Catalano et Sprovieri: p. 241, pl. 1, fig. 1-2.

1971 *Globorotalia suterae* Catalano et Sprovieri. – D'Onofrio et al.: p. 189, pl. 1, figs. 4-5, pl. 2 fig 1.

1987 *Globorotalia suterae* Catalano et Sprovieri. – Sierro: p. 129, pl. II, fig. 5.

1988 *Globorotalia suterae* Catalano et Sprovieri. – Wernli: p. 154, fig. 133- 144.

**Description :** C'est forme planoconvexe avec un arrangement peu compact et des loges de forme plus ou moins turbinés. Le dernier tour est formé par quatre et demie à cinq loges avec une ultime loge plus large. L'ombilic est étroit et profond et l'ouverture ample en arc. Cette espèce n'a été observée que dans les gypses et les marnes sableuses d'Oued Seggait et les calcaires biodétritiques d'Oued Tacheti.

Espèce ***Globorotalia praemargaritae*** Catalano et Sprovieri, 1971

(Planche III, 13-14)

**Synonymie :**

1971 *Globorotalia praemargaritae* Catalano et Sprovieri. – Catalano et Sprovieri: pl. 3, fig. 6-9.

1980 *Globorotalia praemargaritae* Catalano et Sprovieri. – Perconig et al.: pl.2, fig. 1.

1988 *Globorotalia praemargaritae* Catalano et Sprovieri. – Wernli: p. 150, fig. 114-119.

**Description :** Ce taxon ressemble étroitement à *Gl. scitula* ss dont il se différencie uniquement par son test moins compact et le développement de sa dernière loge et son ouverture. Il est considéré comme une forme intermédiaire dans la lignée évolutive de *Gl. scitula* et *Gl. margaritae* (Wernli, 1988).

Espèce ***Globorotalia primitiva*** Cita, 1973

(Planche III, 12-15)

**Synonymie :**

1973 *Globorotalia margaritae primitiva* Cita. – Cita: p.1352, pl.2, figs.1-3.

1985 *Globorotalia margaritae primitiva* Cita. – Bolli et al.: p.218, figs. 30. 15-19; 6, 10, 11.

**Description :** *Gl. primitiva* diffère de *Gl. margaritae* par sa taille plus petite, son contour équatorial moins allongé et l'absence totale de la carène. En outre l'accroissement des loges est lent et le profil axial plus symétrique.

Genre ***Neogloboquadrina*** Bandy, Frerichs, et Vincent, 1967

Espèce ***Neogloboquadrina acostaensis*** (Blow, 1959)

(Planche II, 9)

**Synonymie :**

1959 *Globorotalia acostaensis* Blow. – Blow: p.208, pl 17, figs 106a-c.

1983 *Neogloboquadrina acostaensis* Blow. – Kennett et Srinivasan: p.196, pl 47, figs 1-3.

1985 *Neogloboquadrina acostaensis* Blow. – Bolli et al.: p. 209, figs. 27. 10-11, 28. 16-24: 6.10, 11.

**Description :** C'est un taxon à test de forme carrée présentant quatre et demi à cinq loges subsphériques dans le dernier tour. Il se distingue par sa lèvre aperturale couvrant une grande partie de l'ombilic. Cette forme est présente dans la plus part des unités de Kef El Biod. Les spécimens récoltés dans l'alternance marno-calcaire de Kef El Biod accusent un épaississement très important de leurs tests et de leurs lèvres.

Espèce ***Neogloboquadrina humerosa*** (Takayanagi et Saito, 1962)

**Synonymie :**

1962 *Globorotalia humerosa* Takayanagi et Saito. – Takayanagi et Saito: p. 78, pl. 28, figs. 1-2.

1962 *Globorotalia humerosa* Takayanagi et Saito. – Bizon et Bizon: p. 32-33, figs. 8-14.

1983 *Neogloboquadrina humerosa* Takayanagi et Saito. – Kennett et Srinivasan: pl. 48, figs. 4-6.

1985 *Globorotalia humerosa humerosa* Takayanagi et Saito. – Bolli et al.: p. 208-209, figs. 27.8. 28.15.6. 10. 11.

**Description :** *Nq. humerosa* se distingue de *Nq. acostaensis* par son ouverture plus ouverte, la présence habituellement de cinq à six loges dans le tour final et sa tendance au déroulement. Elle diffère de *Nq. duterteri* par sa trochospire basse.

Espèce ***Neogloboquadrina duterteri*** (d'Orbigny, 1839)

**Synonymie :**

1839 *Globigerina duterteri* d'Orbigny. – d'Orbigny: p.84, pl 4, figs 19-21.

1983 *Neogloboquadrina duterteri* d'Orbigny. – Kennett et Srinivasan: p.198, pl 48, figs 7-9.

1985 *Neogloboquadrina duterteri* (d'Orbigny). – Bolli et al.: p. 208-209, figs. 27.1-4, 28.1-8: 6. 10. 11.

**Description :** C'est une espèce à test compact, de forme subglobulaire et à trochospire moyenne à haute. C'est ce dernier critère qui la diffère de *Nq acostaensis* et *Nq humerosa*. Avec des fréquences très faibles *Nq humerosa* et *Nq duterteri* sont présentes dans la plus part des unités du Plateau d'Ain Merane de façon très irrégulière.

Espèce ***Neogloboquadrina atlantica*** (Berggren, 1972)

(Planche II, 12)

**Synonymie :**

1972 *Globigerina atlantica* Berggren. – Berggren: p. 972, 973, pl. 1, figs. 1-7 (Ellis et Messina, 1940).

1989 *Neogloboquadrina atlantica* Berggren. – Aksu et Kaminski: pl. 3, figs. 6-9.

1996 *Neogloboquadrina atlantica* Berggren. – Spiegler: pl. 1, figs. 7-8.

2000 *Neogloboquadrina atlantica* Berggren. – Hilgen et al.: pl. 2, figs. 1-7; pl. 3, figs. 19, 22.

**Description :**

C'est une forme très proche de *Nq. acostaensis* dont elle diffère par quatre loges dans le dernier tour et une ouverture ombilicale avec une lèvre absente ou très réduite. *N. pachyderma* a été distinguée de *N. atlantica* par la spirale initiale plate typique des loges les plus anciennes et la structure habituellement plus épaisse de la paroi. *Nq atlantica* est considérée par certains chercheurs comme l'ancêtre de *Nq acostaensis* à la place de *Nq continusa* qui n'est pour eux qu'un morphotype de celle-ci. (Zachariasse, 1992 ; Hilgen et al., 2000). *Nq atlantica* a été observée de façon sporadique dans l'alternance marno-diatomitique et les marnes laminitiques de Kef El Biod.

Espèce ***Neogloboquadrina incompta***, (Cifelli, 1961)

(Planche II, 13)

**Synonymie :**

1961 *Globigerina incompta* Cifelli. – Cifelli: p. 83, pl. 4, figs. 1-7.

1988 *Globorotalia incompta* (Cifelli). – Wernli: p. 143, figs. 93-96.

**Description :** Taxon possédant un test à face spirale plane et un dernier tour à quatre voire quatre et demi loges de forme globulaire. Il se distingue par son contour assez quadrangulaire où les sutures dessinent une croix orthogonale. Son ombilic est ouvert et son ouverture est en arc muni d'une lèvre. C'est une espèce assez commune qui montre des taux plus importants dans la partie supérieure des marnes laminitique et dans l'alternance marno-calcaire de Kef El Biod.

Espèce ***Neogloboquadrina cf. pachyderma*** (Erenberg, 1861)

(Planche II, 10)

**Synonymie :**

1861 *Aristospira pachyderma* Erenberg. – Erenberg: p. 276-277, 303.

1972 *Globigerina pachyderma* Erenberg. – Bizon et Bizon: p. 172, figs. 1-3.

1983 *Neogloboquadrina pachyderma* Erenberg. – Kennett et Srinivasan: pl. 47, figs. 2, 6-8.

1988 *Globorotalia pachyderma* Erenberg. – Wernli: p. 144, figs. 99-100.

**Description :** Forme trochospiralée basse comportant quatre loges subégales dans le dernier tour. L'enroulement du test est compact, la paroi granuleuse et l'ouverture le plus souvent extraombilicale en fente assez basse avec un bord épais.

Espèce ***Neogloboquadrina pseudopachyderma***

Cita, Premoli silva et Rossi, 1965

(Planche II, 11)

**Synonymie :**

1965 *Neogloboquadrina pseudopachyderma* Cita, Premoli silva et Rossi. – Cita, Premoli silva et Rossi: p. 233, pl. 20, fig. 3-4; pl. 31, fig. 6.

1988 *Neogloboquadrina pseudopachyderma* Cita, Premoli silva et Rossi. – Wernli: p. 145, fig. 101-103.

**Description :** Cette espèce se distingue de *Nq. pachyderma* par un test subcarré, des sutures profondes et une dernière loge souvent de grande taille et plus avancée.

**1.4- Famille des *Candeinidae* Cushman, 1927**

Genre ***Globigerinita*** Bronnimann, 1951

Espèce ***Globigerinita glutinata*** (Egger, 1893)

(Planche II, 14-15)

**Synonymie :**

1893 *Globigerina glutinata* Egger. – Egger: p.371, pl. 13, figs 19-21.

1983 *Globigerinita glutinata* Egger. – Kennett et Srinivasan: p.224, pl 56, figs. 1, 3-5.

2012 *Tinophodella glutinata* (Egger). – BouDagher-Fadel : p. 208, pl. 6, fig. 14.

**Description :** C'est une forme à test de taille très variable avec une trochospire moyenne et quatre loges sphériques dans le dernier tour. Cette espèce se distingue par la présence d'un bulla couvrant l'ouverture ombilicale. La répartition de *Gt. glutinata* est étroitement liée à celle de *Gt. uvula*.

Espèce ***Globigerinita uvula*** (Ehrenberg, 1861)

**Synonymie :**

1861 *Pyloedxia uvula* Ehrenberg. – Ehrenberg: p. 276, figs. 24-25 (Ellis et Messina, 1940).

1983 *Globigerinita uvula* (Ehrenberg). – Kennett et Srinivasan: p. 224, pl. 56, figs. 6-8.

1985 *Globigerinita uvula* (Ehrenberg). – Rögl: p. 325, figs 5. 25-26; 3.

**Description :** *Gt. uvula* se distingue par son test petit, sa trochospire très haute et trois à quatre loges sphériques dans le dernière tour. L'ouverture interio-marginale à ombilicale en arc bas, bordé par une fine lèvre. Espèce très rare n'a été trouvée en grand pourcentage qu'associée à *Gt glutinata* dans l'échantillon KB25 des marnes brunâtres de Kef El Biod.

## **CHAPITRE IV : VARIABILITE MORPHOLOGIQUE**

## I- Introduction

Dans le contexte de la crise de salinité messiniène, les assemblages de foraminifères planctoniques des dépôts pré-évaporitiques ont été largement étudiés (Sierro et *al.*, 2001 ; 2003 ; Blanc-Valleron et *al.*, 2002 ; Drinia et *al.*, 2003 ; 2007 ; van Assen et *al.*, 2006 ; Morigi et *al.*, 2007 ; Di Stefano et *al.*, 2010). L'analyse de ces assemblages a permis, à partir d'un certain nombre de taxons marqueurs, l'établissement d'un cadre chronostratigraphique bien précis. Cette chronologie a amélioré nos connaissances sur le déroulement de cette crise et les différents bouleversements climatiques et hydrologiques qu'a connue la méditerranée à cette époque. Cependant, les aspects morphologiques, liés à l'impact des ces changements sur les espèces et leur variabilité, n'ont jamais été abordés.

La grande variabilité morphologique, intra et interspécifique, observée dans les assemblages planctoniques des sédiments pré-évaporitiques de la coupe de Kef El Biod, nous a incités à procéder à une analyse quantitative de ce phénomène. Dans ce cadre, un comptage a été effectué sur une centaine (100) d'individus de chacun des principaux genres (*Globigerina*, *Globigerinoides*, *Turborotalita*, *Orbulina* et *Neogloboquadrina*) caractérisant ces assemblages.

## II- Analyse quantitative

### 1- Groupes et assemblages planctoniques

Cette analyse concerne les principaux groupes de foraminifères planctoniques constituant les assemblages des dépôts préévaporitiques de la coupe de Kef El Biod. Ces groupes sont assemblés sur la base de critères phylétiques et/ou écologiques.

**-*Globigerina bulloides* groupe:** *Gn. bulloides*, *Gn. praebulloides*, *Gn. quadrilatera*, *Gn. concinna*, *Gn. cariacensis*, *Gn. conglomerata*, *Gn. bermudezi*, *Gn. riveroae*, *Gn. umbilicata*,

**-*Globigerina apertura* groupe :** *Gn. apertura*, *Gn. druryi*, *Gn. decoraperta*, *Gn. woodi*, *Gn. rubencens*, *Gn. nepenthes* et *Gn. praedigitata* ;

**-*Globigerina praecalida* groupe :** *Gn. praecalida*, *Gn. cf. calida*, *Gn. aequilateralis* ;

**-*Orbulina* groupe :** *Or. universa*, *Or. suturalis*, *Or. bilobata* et *Praeorbulina* spp. ;

**-*Neogloboquadrina* groupe :** *Nq. acostaensis*, *Nq. duterteri*, *Nq. humerosa*, et *Nq. sp.* (*Nq. incompta*, *Nq. cf. pachyderma*, *Nq. pseudopachyderma*, *Nq. atlantica*) ;

**-Globigerinoides obliquus groupe :** *Gs. obliquus*, *Gs. extremus*, *Gs. bulloideus*, *Gs. amplus*, *Gs. tapiesi*, *Gs. emeisi*, *Gs. seigliei*, *Gs. elongatus*, *Gs. ruber*, *conglobatus* ;

**-Globigerinoides trilobus groupe :** *Gs. trilobus*, *Gs. sacculifer* et *Gs. quadrilobatus*.

**-Turborotalita groupe :** *T. quinqueloba* et *T. multiloba*.

L'évolution verticale de ces groupes permet de distinguer une succession de trois assemblages :

(a)- un assemblage à *Gn. bulloides*, *Nq. acostaensis*, *T. quinqueloba*, *Gl. miotumida* gr. *Gl. scitula* gr., et *Gs. obliquus* gr. typique des eaux tempérées froides (Blanc-Valleron et al., 2002). Il concerne l'unité marno-diatomitique et la partie inférieure des marnes brunâtres (KB1 à KB19) ;

(b)- ce premier assemblage est remplacé dans la partie supérieure des marnes brunâtres par un deuxième (KB20-KB47) marqué par la surabondance de *Gs. obliquus* gr., *Gs. trilobus* gr., *Gn. apertura* gr et *Or.* gr.. Ces formes sont spécifiques aux eaux chaudes sous climat subtropical à tropical chaud (Hemleben et al., 1989 ; Blanc-Valleron et al., 2002 ; Kouwenhoven et al., 2006). La dominance, de ces taxons est interrompue, de temps en temps, par des niveaux très riches en *T. quinqueloba* gr., *Gn. bulloides* gr, *Gt. glutinata* gr., et *Nq.* gr. témoins d'incursions répétées d'eaux océaniques subpolaires froides (Tolderlund et Bé, 1971 ; Hemleben et al., 1989) ;

(c)- le troisième assemblage (KB54-KB60), composé essentiellement par *Nq.* gr, intéresse l'alternance marno-calcaire. Il se distingue par la disparition des taxons des eaux chaudes à l'exception d'*Or. spp.* et le retour des formes d'eaux froides.

## **2- Variabilité morphologique**

### **2.1- Globigerina**

#### **2.1.1- Répartition verticale**

Les espèces, rattachées au genre *Globigerina*, sont très abondantes dans les sédiments pré-évaporitiques où elles forment presque la quasi-totalité des assemblages dans les niveaux inférieurs. A ce genre sont assemblées les espèces suivantes :

*Gn. bulloides*, *Gn. praebulloides*, *Gn. quadrilatera*, *Gn. concinna*, *Gn. cariacensis*, *Gn. conglomerata*, *Gn. bermudezi*, *Gn. riveroae*, *Gn. umbilicata*, *Gn.*

*praecalida*, *Gn. nepenthes*, *Gn. apertura*, *Gn. druryi*, *Gn. decoraperta*, *Gn. woodi*, *Gn. rubencens*, *Gn. nepenthes* et *Gn. praedigitata*.

En se basant sur l'évolution de l'ouverture chez *Gn. bulloides*, deux (2) morphotypes (Fig. 64) ont été reconnus :

- ***Gn. bulloides* morphotype 1**, se distingue par un test très compact et une ouverture de forme carrée (Fig. 64).

- ***Gn. bulloides* morphotype 2**, ressemble globalement au précédent mais se distingue par son ouverture de forme triangulaire en fente (Fig. 64). Entre ces deux morphotypes existent plusieurs formes intermédiaires.

La répartition verticale des espèces du genre *Globigerina*, a permis d'identifier sept (7) intervalles (Fig. 63) montrant les caractéristiques suivantes :

#### **Intervalle a (KB1–KB4)**

- développement important de *Gn. bulloides* morphotype 1 de 33.3% (KB1), avant le premier banc diatomitique, à 67.9% (KB4) et son absence totale dans KB2.

- décroissance brusque de *Gn. bulloides* morphotype 2 de 54.6% (KB1) à 4.8% (KB4) ;

- oscillation de *Gn. praebulloides* (6% ; KB1- 33% ; KB3) ;

- diminution de *Gn. bermudezi* de (24,7% ; KB2 - 13,0% ; KB3) ;

- apparition de *Gn. praecalida* (KB4 ; 4,8%) ;

- présence de *Gn. quadrilatera* uniquement dans KB1 et KB2 (3.7% et 2.1%) ;

- variation de *Gn. concinna* (1.8 ; KB1 - 4.3% ; KB4).

#### **Intervalle b (KB5- KB9)**

- persistance de la dominance de *Gn. bulloides* morphotype 1 (29.7% à 64.4%) avec des formes de taille plus grande, à tests moins compacts et ouverture plus ample et de forme subcarrée (tendance vers l'ouverture en fente) ;

- augmentation de *Gn. bulloides* morphotype 2 (4.9% ; KB5 - 24% ; KB9) ;

- fluctuation de *Gn. praebulloides* (19.6% ; KB7 - 7.4% ; KB8), de *Gn. quadrilatera* (17.8% ; KB5 - 7.4% ; KB8) et de *Gn. praecalida* (4.9% ; KB5 - 3.7% ; KB8) ;

- réduction considérable de *Gn. concinna* de (11.8% ; KB5 - 1% ; KB9) et de *Gn. bermudezi* (9,9% ; KB5 - à 0% ; KB8) ;

- apparition de *Gn. conglomerata* (KB5 ; 2.9%), *Gn. cariacensis* (KB8 ; 3.73%) et *Gn. umbilicata* (KB8 ; 0.9% ;).

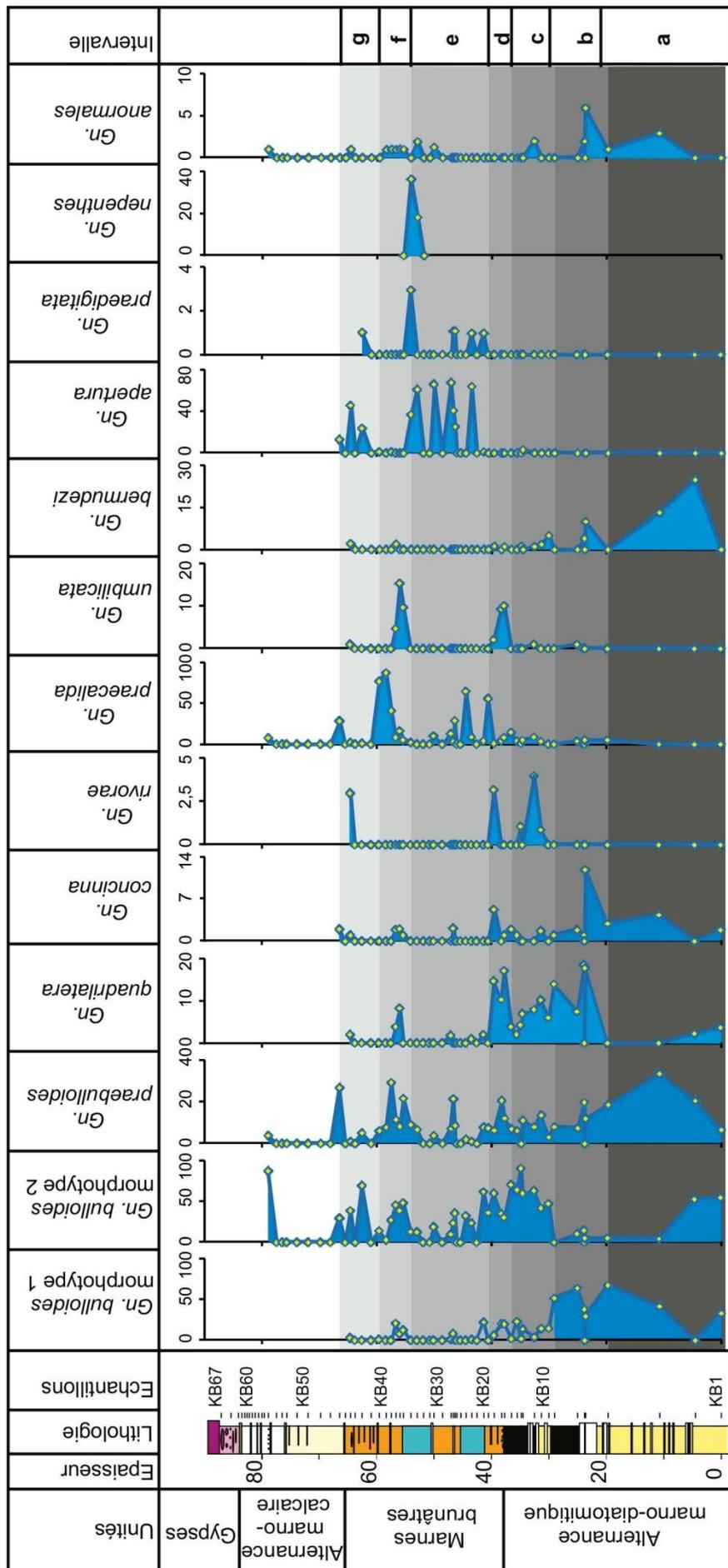


Fig.63 : Evolution des espèces du genre *Globigerina* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

### **Intervalle c (KB10-KB16)**

- dominance de *Gn. bulloides* morphotype 2 avec une progression de 41.8% (KB11) à 90.5% (KB14) ;
- réduction progressive de *Gn. bulloides* morphotype 1 de 15% (KB10) à 1.9% (KB16) avec un pic à 23% (KB15) ;
- diminution de *Gn. bermudezi* (5% ; KB10 - 0% ; KB15), de *Gn. praebulloides* (13,6% à 6,8% (KB11-KB16) et de *Gn. quadrilatera* (10, 2% ; KB11 - 3,9% ; KB16) ;
- augmentation de *Gn. praecalida* (3,4% ; KB11 - 14,7% ; KB16) ;
- apparition de *Gn. riveroae* dans KB11 (0.8%) avec un pic de 3.9% (KB12).

### **Intervalle d (KB17-KB20)**

- persistance relative du taux du morphotype 2 de *Gn. bulloides* entre 30% à 36,1% (KB17-KB20) avec un pic à 60% (KB19) ;
- diminution du morphotype 1 de *Gn. bulloides* (20.2% ; KB17 - 0% ; KB20) et de *Gn. praebulloides* (20,6% ; KB18 - 7,4% ; KB20) ;
- réduction totale de *Gn. quadrilatera* de (17,1% ; KB17 - 0% ; KB20) et de *Gn. umbilicata* (10,1% ; KB17 - 0% ; KB20) ;
- augmentation de *Gn. concinna* (1% ; KB17 - 5,2% ; KB20) et de *Gn. praecalida* (8% ; KB17 - 56,4% ; KB20).

### **Intervalle e (KB21-KB35)**

- réduction simultanée de *Gn. bulloides* morphotypes 1 (61.7% ; KB21 - 12.8% ; KB35) et 2 (22.5% ; KB21 - 0% ; KB31) ;
- apparition de *Gn. apertura* gr. dans KB21 et son développement considérable, (plus de 60%) dans les échantillons KB23, KB29, KB31 et KB34 ;
- oscillation de *Gn. praecalida* (3.9% ; KB21 - 13.2% ; KB29) avec deux pics importants (65,6% ; KB24) et (29,3% ; KB27) ;
- apparition de *Gn. praedigitata* (KB21) avec un pic à (2.9% ; KB35) et de *Gn. nepenthes* avec des taux très importants (KB34 ; 18,2% et KB35 ; 36,5%).

### **Intervalle f (KB36-KB41)**

- réduction respective de *Gn. bulloides* morphotypes 1 (48% ; KB36 - 14% ; KB41) et 2 (12,7% ; KB36 - 1% ; KB41) ;
- augmentation très importante de *Gn. praecalida* (5% ; KB36 - 88% ; KB40).
- disparition totale de *Gn. praedigitata* et *Gn. nepenthes* ;

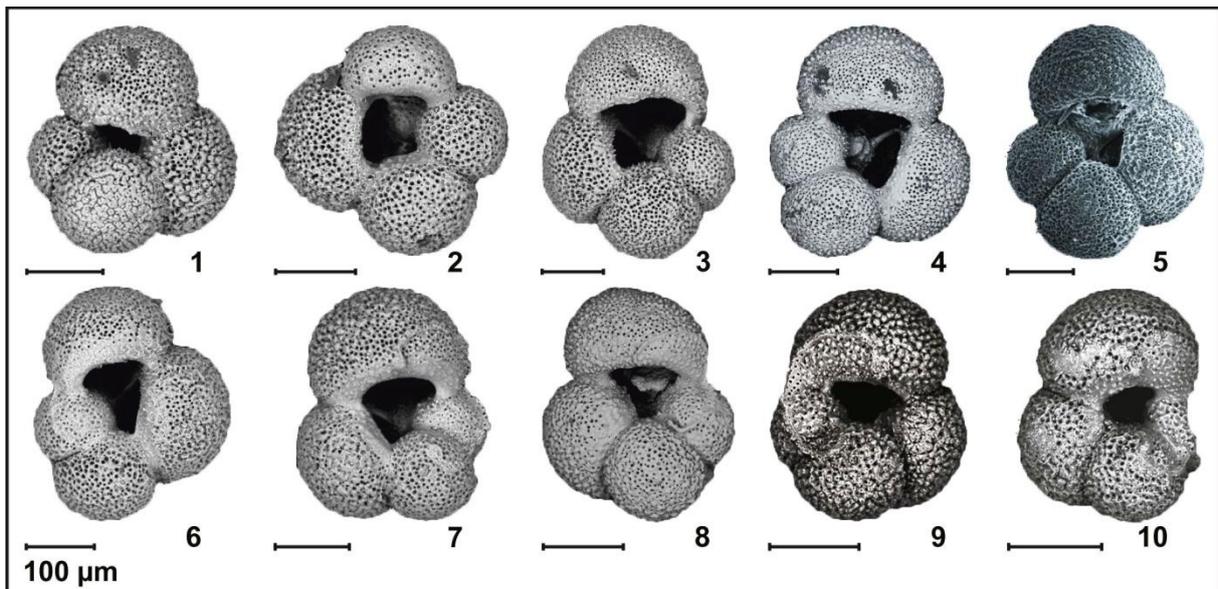
- réduction drastique de *Gn. apertura* (1% ; KB39).

### Intervalle g (KB42-KB47)

-développement important du morphotype 2 de *Gn. bulloides* dans la partie inférieure de cet intervalle puis sa déclinaison (69,3% ; KB43 - 38,6% ; KB45) ;

-retour de *Gn. bulloides* morphotype 1 avec un taux faible (3% ; KB45) ;

-renouveau de *Gn. apertura* (23,4% ; KB43 - 45,5% ; KB45).



**Fig. 64** : Evolution de l'ouverture chez *Gn. bulloides* morphotypes 1 et 2 dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**1-5** : *Gn. bulloides* morphotype 1 (KB10-KB12) ; **6-7** : *Gn. bulloides* morphotypes 1 et 2 formes intermédiaires entre (KB10-KB11) ; **8-9** : *Gn. bulloides* morphotype 2 (KB10-KB11).

### 2.1.2- Evolution taxons

#### a- morphotypes de *Gn bulloides*

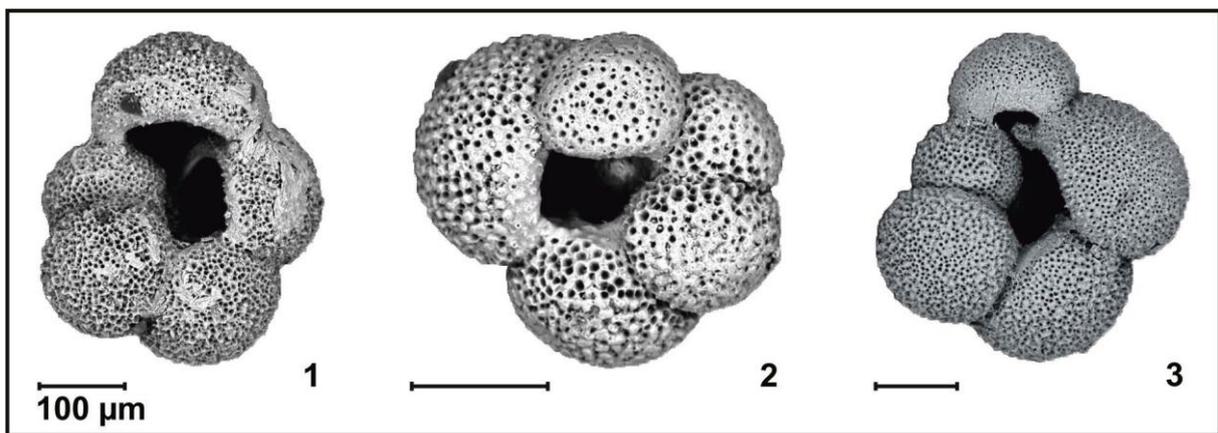
Le début de la sédimentation diatomitique coïncide étroitement avec la réduction quantitative de *Gn. bulloides* morphotype 2 et la prolifération de *Gn. bulloides* morphotype 1 qui domine les intervalles **a** et **b** (Figs. 63, 64). À l'inverse, l'intervalle **c** voit la prépondérance du second morphotype au dépend du premier. La même tendance se confirme dans l'intervalle **d** au début de la sédimentation des marnes brunâtres. L'intervalle **e** se singularise par la réduction de *Gn. bulloides* avec ces deux morphotypes 1 et 2 et son remplacement par *Gn. apertura* gr. Les deux derniers intervalles, **f** et **g**, montrent un retour progressif du morphotype 2 et un retour plus timide du morphotype 1 (Fig. 63).

Des études phylogénétiques récentes (Darling et Wade, 2008) ont dévoilées que, dans les océans actuels, *Gn. bulloides* possède deux génotypes avec 7

espèces cryptiques. Le premier génotype (type I) caractérise les régions subtropicales tandis que le second (Type II) se développe dans les zones subpolaires et de transition. Ces deux génotypes pourraient correspondre aux deux morphotypes identifiés (Fig. 64).

### **b- Formes proches de *Gn bulloides***

Plusieurs formes (*Gn. quadrilatera*, *Gn. cariacensis*, *Gn. conglomerata*, *Gn. bermudezi*, *Gn. riveroae*, *Gn. umbilicata*, *Gn. concinna*), très proches morphologiquement de *Gn. bulloides*, ont été identifiées dans ces mêmes dépôts (Fig. 65). Elles ont été assimilées par certains auteurs (Galloway et Wisseler, 1927 ; Bolli et Bermudez, 1965 ; Rögl et Bolli, 1973) à des espèces ou des sous espèces alors que d'autres (Bandy, 1972 ; Kennett et Srinivasan, 1983), les considèrent comme de simples variantes phénotypiques de *Gn. bulloides*.



**Fig. 65 :** Morphotypes de *Gn. concinna* observés dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod. **1 :** *Gn. concinna* « normalform » (KB10-KB11) ; **2 :** *Gn. concinna* « kummerform » (KB10-KB11) ; **3 :** *Gn. concinna* « kummerform » (KB38).

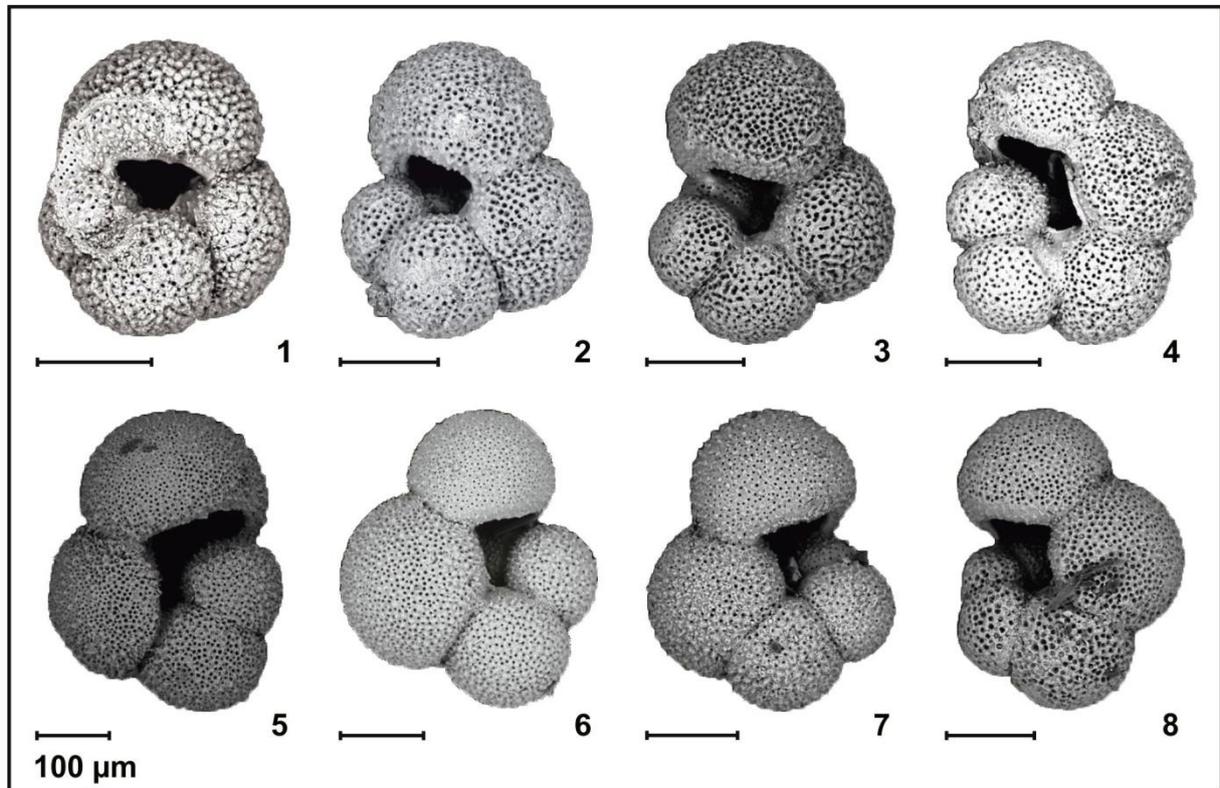
### **c- Formes en relations phylétiques à *Gn. bulloides***

#### **- *Gn. praecalida***

Cette espèce présente aussi des similitudes avec *Gn. bulloides* où plusieurs formes intermédiaires ont été trouvées dans les niveaux étudiés. Le passage entre ces formes semble s'effectuer par une rotation de la dernière loge et une tendance à la migration de l'ouverture vers le bord (Fig. 66).

*Gn. praecalida* est présente dans les sept intervalles cependant les fréquences maximales ont été enregistrées dans les intervalles **e** et **f** où abondent *Gn. apertura gr.* et *Gn. bulloides* morphotype 2. Les niveaux riches en *Gn. praecalida* montrent également la présence de *Gn. praesiphonifera*, *Gn. siphonifera* et *Gn. aquilateralis*.

Dans les sédiments messiniens, van der Zwaan (1982) a constaté la présence de nombreuses formes intermédiaires entre *Gn. bulloides* et *Gn. siphonifera*. Plusieurs travaux de phylogénie moléculaire attestent des relations phylétiques très étroites entre ces formes (Darling et Wade, 2008 ; Aurahs, 2010 ; Weiner et al., 2015).



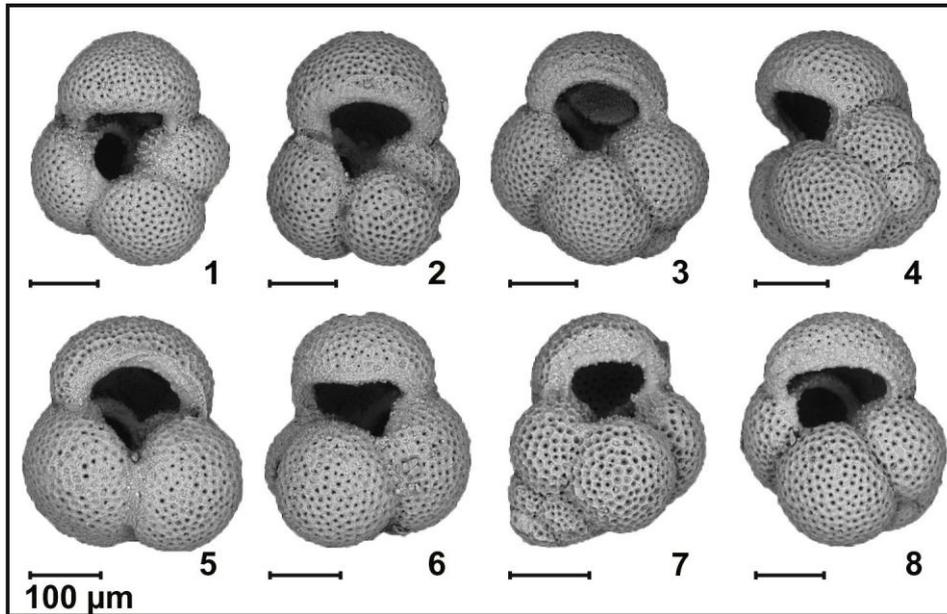
**Fig. 66** : Formes de passage entre *Gn. bulloides* et *Gn. praecalida* dans l'alternance marno-diatomitique et les marnes brunâtres de Kef El Biod.

**1** : *Gn. bulloides* morphotype 2 (KB10) ; **2** : *Gn. bulloides-Gn. praecalida* forme intermédiaire (KB10-KB11) ; **3-4** : *Gn. praecalida* (KB11) ; **5-6** : *Gn. bulloides-Gn. praecalida* formes intermédiaires (KB38) ; **7-8** : *Gn. praecalida* (KB38).

#### - *Gn. apertura*

Dans les marnes brunâtres de l'intervalle **(e)**, les formes de *Gn. apertura* gr. sont très abondantes où elles semblent remplacer *Gn. bulloides* gr. (Fig. 63).

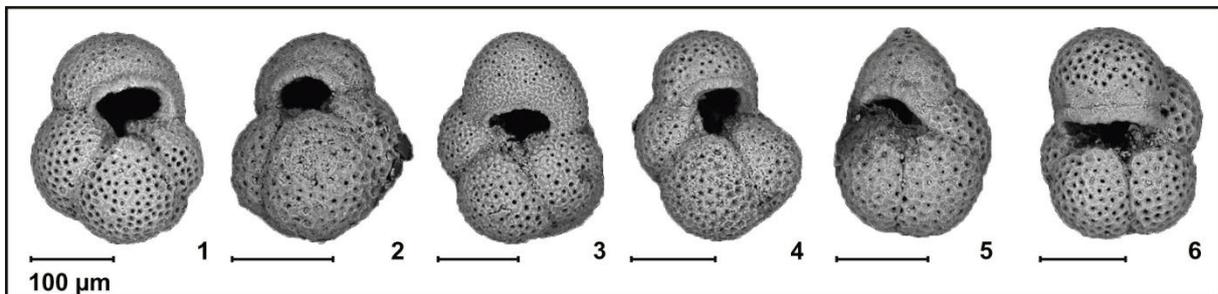
Plusieurs formes intermédiaires (Fig. 67) existent entre ces deux groupes considérés par Kennett et Srinivasan (1983) comme appartenant à deux sous genres. De même, des formes intermédiaires ont été remarquées entre les différentes espèces composantes du groupe *Gn. apertura* (Fig. 67). Des rapports phylogénétiques étroits entre ces espèces ont été mis en évidence par Kennett et Srinivasan (1983), Colalongo et al., (1979b).



**Fig.67** : Formes de passage entre *Gn. bulloides* et *Gn. apertura* dans les marnes brunâtres de Kef El Biod.

1-2 : *Gn. bulloides*-*Gn. apertura* formes intermédiaires entre (KB23) ; 3-5 : *Gn. apertura* s s (KB23) ; 6-10 : *Gn. apertura* gr (KB23).

- *Gn. nepenthes* (Fig. 68) fait son apparition dans l'intervalle e où *Gn. apertura* gr. domine. Son taux augmente, surtout au sommet de cet intervalle et coïncide avec des pourcentages assez importants de *Gn. praedigitata*.



**Fig. 68** : Formes de passage entre *Gn. apertura* et *Gn. nepenthes* dans les marnes brunâtres de Kef El Biod.

1-2 : *Gn. apertura* et *Gn. nepenthes* formes intermédiaires (KB35) ; 3-6 : *Gn. nepenthes* (KB35).

### 2.1.3- Signification de la variabilité dans *Globigerina bulloides* gr.

Une importante variabilité a été observée sur des formes quaternaires et actuelles de *Gn. bulloides*. (Bandy, 1972 ; Malmgren et Kennett, 1976 ; Rögl et Bolli, 1973 ; Shrivastav et al., 2016).

Cette variabilité a été considérée comme un indice de variation des masses d'eaux dans les différentes zones climatiques (Bandy, 1972 ; Malmgren et Kennett, 1976). Rögl et Bolli (1973) l'ont attribuée aux facteurs écologiques et principalement la température. Ainsi *Gn. bulloides* ss est limité au froides tandis que le déploiement des autres variantes est la conséquence d'une élévation de la température.

Plus récemment, ce phénomène a été rattaché, dans la mer d'Arabie, à une productivité primaire élevée générée par la présence d'un régime d'upwelling local et l'existence d'une grande zone minimale d'oxygène (Shrivastav et al., 2016). Cette dernière explication est en accord avec les données des travaux sur l'évolution des assemblages de foraminifères planctoniques dans les environnements pré-crisis du Messinien. Selon van der Zwaan (1982), l'abondance de *Gn. bulloides*, dans les dépôts diatomitiques messiniens, est liée à une forte disponibilité alimentaire et des températures relativement fraîches. La forte accumulation biosiliceuse diatomique, associée à cette abondance, est rattachée à des périodes de forte productivité pouvant être reliée soit au fonctionnement d'upwellings soit à la stratification des eaux (Gersonde, 1980 ; Fourtanier et al., 1991 ; Mansour et Saint Martin, 1999 ; Saint Martin et al., 2001 ; Pestrea et al., 2002 ; Mansour et al., 2008).

## **2.2- Globigerinoides obliquus gr.**

### **2.2.1- Répartition verticale**

Les formes apparentées à *Gs. obliquus* gr sont : *Gs. obliquus* s.l. ; *Gs. extremus*, *Gs. bulloideus*, *Gs. amplus*, *Gs. tapiesi*, *Gs. emeisi*, *Gs. ruber*, *Gs. conglobatus* et *Gs. tenellus*. Certaines de ces formes sont considérées comme des espèces dérivées de *Gs. obliquus*, tandis que d'autres sont assimilées à des variantes phénotypiques. *Gs. obliquus* s.l. comprend toutes les formes de *Gs. obliquus* s.s. et les formes intermédiaires avec les autres espèces associées.

Ce groupe est représenté dans l'alternance marno-diatomitique par des valeurs comprises entre 0,41% à 28,71% à l'exception de l'échantillon KB2 (35,92%). Ces valeurs augmentent considérablement, dans les marnes brunâtres, avec toutefois des fluctuations très importantes (0 à 94%). Leur répartition verticale a permis de distinguer trois intervalles (Fig. 69) :

#### **Intervalle a (KB1-KB9) :**

- abondance de *Gs. obliquus* s.l. (79% ; KB1 - 48.2% ; KB3) et de *Gs. bolli* (26,9% ; KB2 - 14,1% ; KB4) ;
- fluctuation des taux de *Gs. extremus* (10,5% ; KB2 - 4,9% ; KB9), *Gs. amplus* (0% ; KB1 - 14,2% ; KB3) et *Gs. emeisi* (0% ; KB1 - 1,9% ; KB5) ;

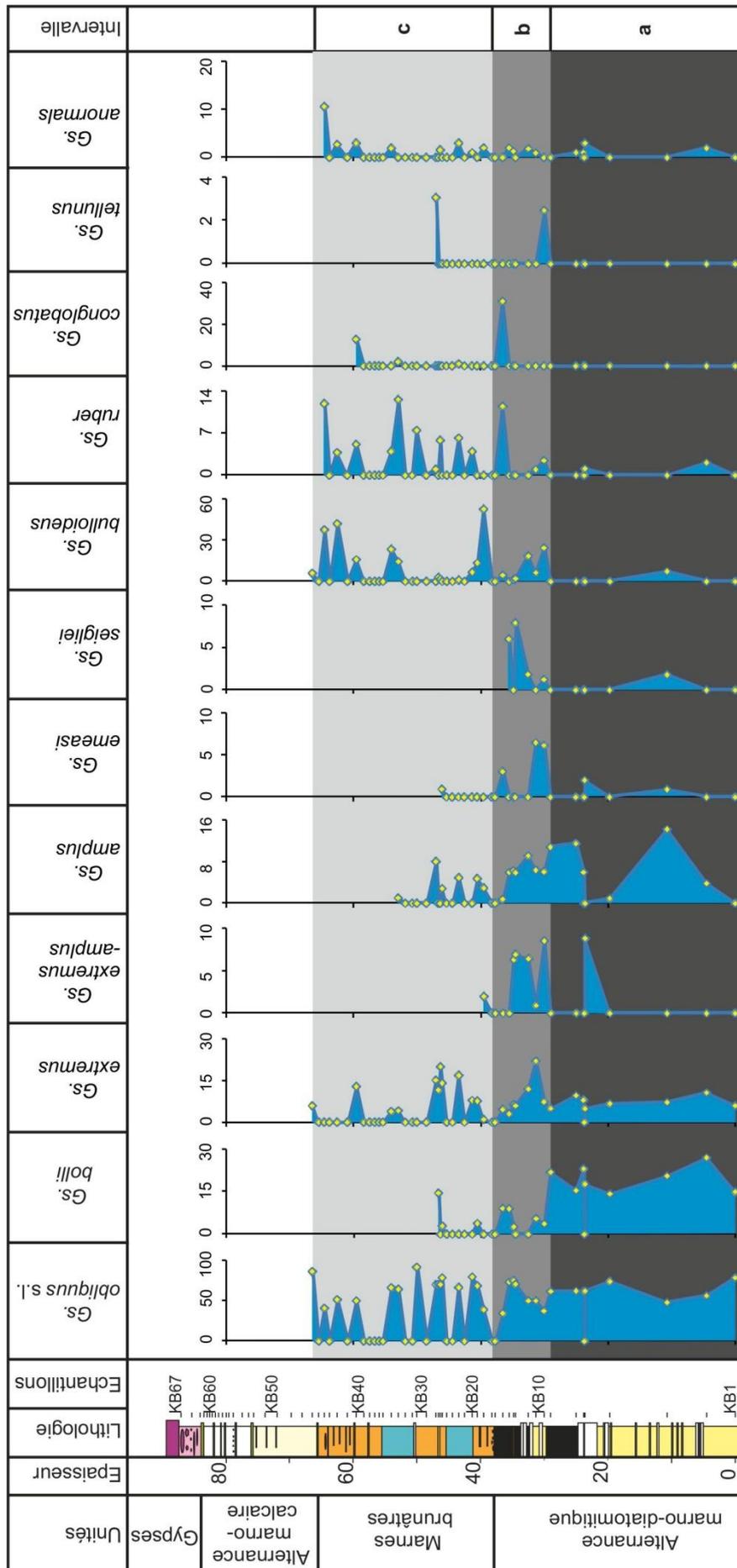


Fig. 69 : Evolution des espèces du genre *Globigerinoides* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

- présence de formes intermédiaires entre *Gs. amplus* et *Gs. extremus* (KB5 ; 8,8%) ;

- apparition de *Gs. bulloideus* uniquement dans KB3 (6,34%).

#### **Intervalle b (KB10-KB18) :**

- réduction modeste, par rapport à l'intervalle précédant, de *Gs. obliquus s.l.* (34,8% ; KB10 - 75,9% ; KB14) et plus conséquente de *Gs. bolli* (0% ; KB12 - 9,0% ; KB16) ;

- accroissement relative de *Gs. extremus* avec un pic à 22,0% (KB11) ;

- réduction complète de *Gs. amplus* (9,1% ; KB12 - 0,75% ; KB16) et *Gs. amplus-extremus* (8,5% ; KB10 - 0% ; KB16) ;

- développement de *Gs. emeisi* avec deux pics (6,4% ; KB11) et (3,03% ; KB16) ;

- progression notable de *Gs. bulloideus* dans la partie inférieure de cet intervalle (24,39% ; KB10) puis sa chute dans la partie supérieure (4,5% ; KB16) ;

- apparition de *Gs. conglobatus* (31,0% ; KB16) ; *Gs. seigliei* (7,9% ; KB13), *Gs. ruber* (12,1% ; KB16) et de *Gs. tenellus* (2,4% ; KB10).

#### **Intervalle c (KB19-KB47) :**

- augmentation, avec fluctuation importante, de *Gs. obliquus s.l.* (39,6% ; KB19 - 92,5% ; KB31) ;

- occurrence, uniquement dans la partie inférieure de cet intervalle, de plusieurs pics de *Gs. bolli* (14.4% ; KB28), de *Gs. amplus* (8.0% ; KB29), de *Gs. emeisi* (0,94% ; KB26) et de *Gs. tenellus* (14.5% ; KB21) ;

- développement important de *Gs. extremus* (16,8% ; KB23) et de *Gs. bulloideus* (52,4% ; KB19) ;

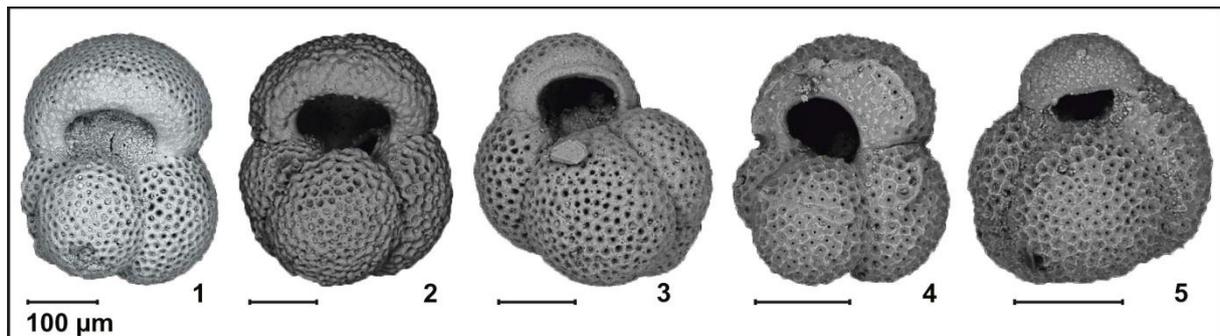
- présence, de plusieurs pics de *Gs. ruber* allant jusqu'à 13,4% (KB34) et trois pics de *Gs. conglobatus* allant jusqu'à 12,8% (KB41).

### **2.2.2- Evolution des taxons**

#### **a- *Globigerinoides obliquus s.l.***

Dans les sédiments analysés, les variations de *Gs. obliquus s.l.* sont très prononcées. Elles se distinguent par des taux assez constants dans alternance marno-diatomitique **a et b** et des taux très fluctuations dans les marnes brunâtres **c** (Fig. 69).

Dans l'intervalle **a**, *Gs. obliquus* s.s montre un test de taille relativement modérée, subcarré, à petite ouverture primaire et une seule ouverture secondaire difficilement discernable (Fig. 70). Dans les intervalles **b** et **c**, le test devient progressivement plus lâche, de taille plus grande et les loges globuleuses. Ces changements s'accompagnent par une augmentation de la taille de l'ouverture primaire et l'apparition de plusieurs ouvertures secondaires plus amples (Fig. 70).



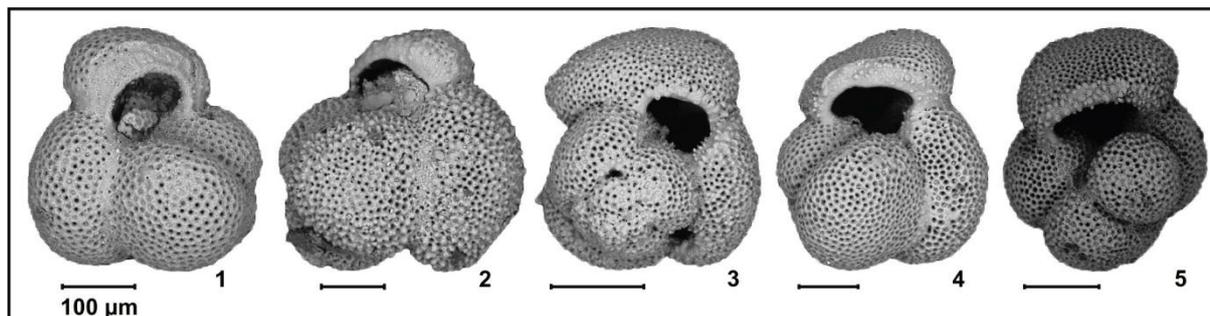
**Fig. 70** : Morphotypes de *Gs obliquus* s.s dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.  
 1 : *Gs. obliquus* s.s. à test petit et très compact (KB1) ; 2 : *Gs. obliquus* s.s. à test et dernière loge très développée et légèrement aplatie (KB10) ; 3 : *Gs. obliquus* s.s. à test développé et dernière loge globuleuse et légèrement réduite (KB35) ; 4 : *Gs. obliquus* s.s. à test petit et dernière loge développée (KB35) ; 5 : *Gs. obliquus* s.s. « kummerform » à test moyen (KB35).

#### **b- *Gs. extremus*., *Gs. amplus*, *Gs. emeisi* et *Gs. seigliei***

Ces formes accusent leur développement maximal presque simultanément dans l'intervalle **a** et **b**. seuls *Gs. extremus* et *Gs. amplus* subsiste dans l'intervalle **c** avec des taux assez importants (Fig. 69). Plusieurs formes intermédiaires ont été observées dans nos prélèvements, entre ces taxons d'une part et *Gs. obliquus* d'autre part, (Figs. 71, 72).

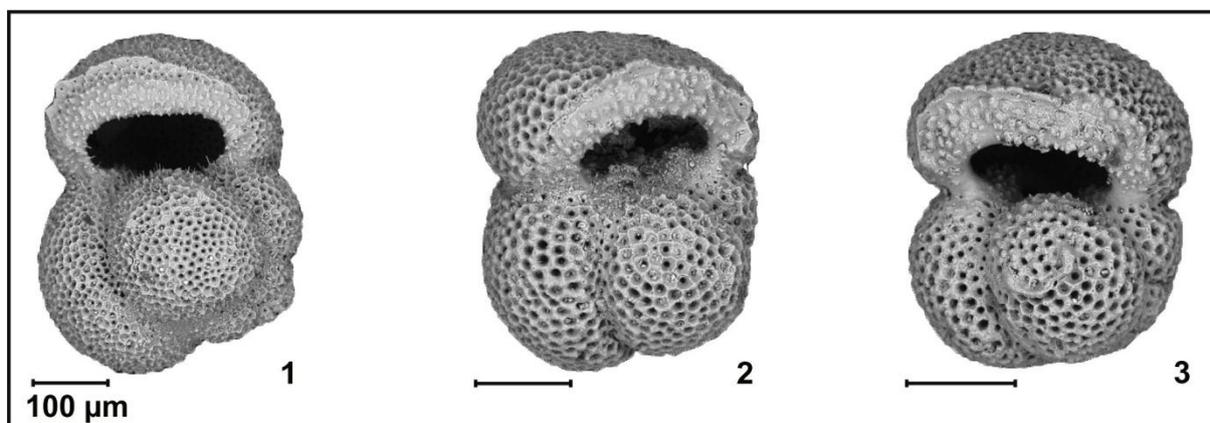
Selon Wernli, (1988), *Gs. obliquus* est une l'espèce peu spécialisée, à partir de laquelle, a dérivé une bonne partie des espèces du genre *Globigerinoides* surtout *Gs. extremus*, *Gs. amplus* et *Gs. emeisi*. Ces taxons sont, le plus souvent, considérés comme de simples variantes phénotypiques. Plusieurs travaux ont évoqué la présence de formes intermédiaires entre *Gs obliquus* et *Gs. extremus* (Kennett et Srinivasan, 1983 ; Bolli et al., 1985 ; Chaisson et Leckie, 1993). En effet, ce dernier taxon semble dériver de *Gs. obliquus* par le développement de loges comprimées latéralement dans le dernier tour et une dernière loge nettement aplatie. Le même constat a été fait par Kennett et Srinivasan (1983) ; Bolli et al., (1985). Pour Perconig (1969), les formes *Gs. obliquus*, *Gs. amplus*, *Gs. extremus* et même *Gs.*

*elongatus* forment une ligné évolutive. La transition entre ces taxons se fait de façon graduelle (Chaisson et Pearson, 1997).



**Fig. 71** : Morphotypes de *Gs. extremus* dans l'alternance marno-diatomitique et les marnes brunâtres de Kef El Biod.

**1** : *Gs. extremus* à test de taille moyenne et dernière loge réduite légèrement aplatie (KB3) ; **2** : *Gs. extremus* à test très développé, spire très haute et dernière loge très réduite (KB20) ; **3-4** : *Gs. extremus* à test plus développé, ouverture secondaires modérés et dernière loge en bérêt (KB23) ; **5** : *Gs. extremus* à test petit et dernière loge en bérêt très aplatie (KB41).



**Fig. 72** : Formes proches morphologiquement de *Gs. obliquus* les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

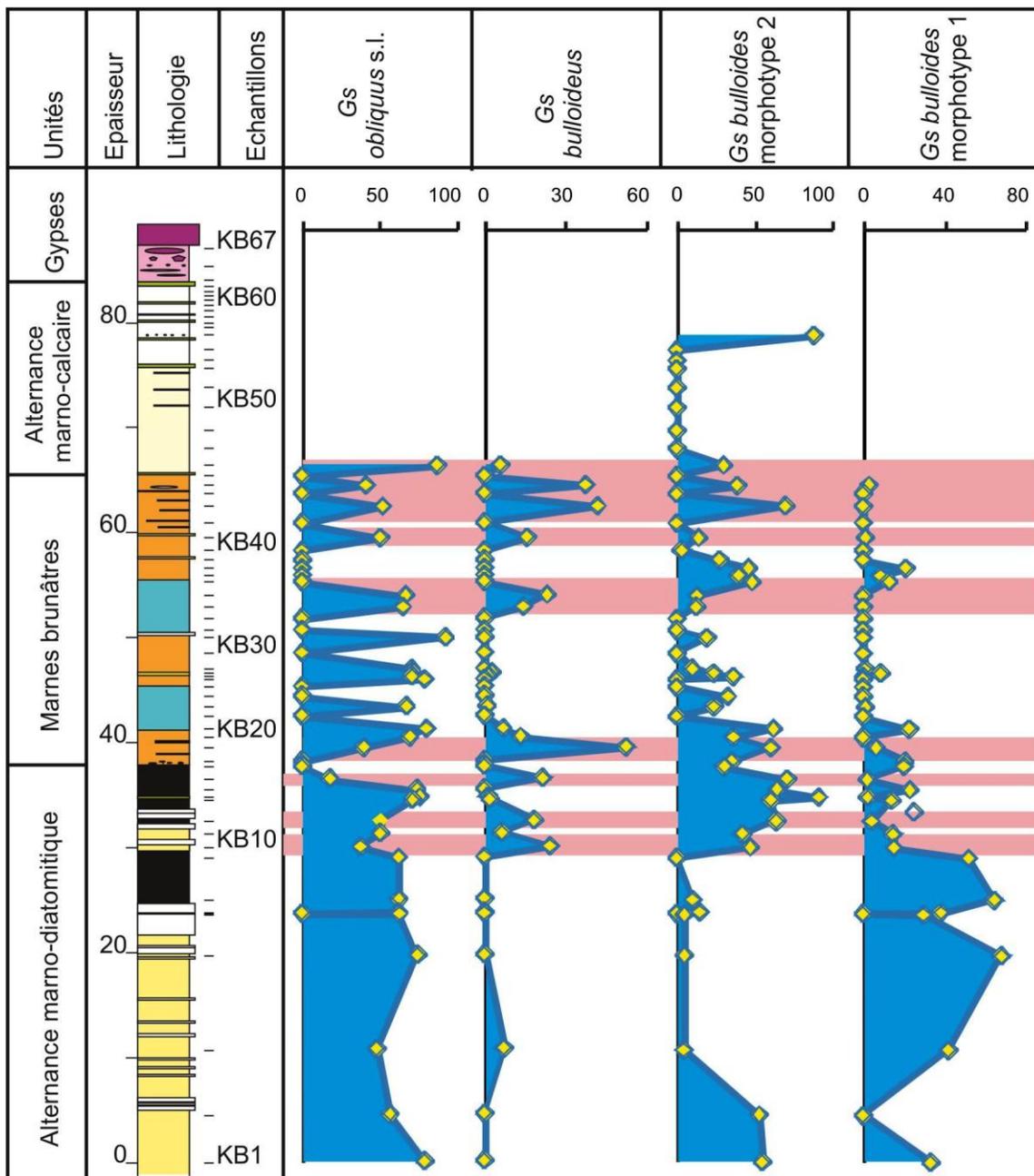
**1** : *Gs. amplus* (KB20) ; **2** : *Gs. amplus-extremus* (KB3) ; **3** : *Gs. emeisi* (KB10).

#### **d- *Gs. bulloideus***

Absent dans l'intervalle **a** à l'exception de KB3 (6,34%), ce taxon est présent régulièrement dans l'intervalle **b** avec des fréquences faibles (oscillant entre 1,28 et 2,39%) et dans les parties basales et sommitales de l'intervalle **c** avec des valeurs plus importantes atteignant 53,53% (KB19) (Fig. 69).

La ressemblance très étroite entre *Gs. bulloideus* et *Gn. bulloides* (surtout au niveau de ouverture primaire) laissait penser que *Gs. bulloideus* a évolué de *Gn. bulloides* en développant des ouvertures supplémentaires en face spirale (Blow, 1959 ; Kennett et Srinivasan, 1983 ; Bolli et *al.*, 1985 ; Wernli, 1988).

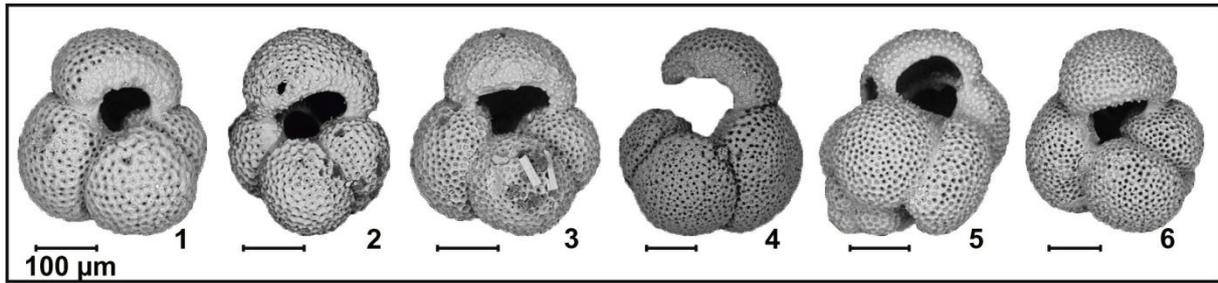
Dans le matériel étudié, plusieurs indices permettent de suggérer plutôt la présence d'un lien de parenté entre *Gs. bulloideus* et *Gs. obliquus* (Figs. 73, 74) :



**Fig.73** : Evolution simultanée de *Gs. bulloideus* et *Gn. bulloides* morphotype 2 dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

- la présence de formes intermédiaires entre ces deux taxons dans plusieurs échantillons (Fig. 74). *Gs. bulloideus* a probablement évolué de *Gs. obliquus* par le développement d'un test plus lobé moins compact, à ombilic plus ouvert et des ouvertures plus grandes ;

- les pics d'abondance de *Gs. bulloideus* (Fig. 73) correspondent bien à ceux de *Gn. bulloides* morphotype 2. La similarité de l'ouverture primaire chez ces deux espèces serait liée plutôt à l'environnement.



**Fig.74** : Formes intermédiaires entre *Gs. bulloideus* et *Gs. obliquus* – *Gs. extremus* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**1-2** : *Gs. obliquus* et *Gs. bulloideus* formes intermédiaires (KB10, KB12) ; **3-4** : *Gs. bulloideus* (KB10) ; **5-6** : *Gs. obliquus*-*Gs. bulloideus* formes de passages (KB20) ; **7** : *Gs. bulloideus*-*extremus* (KB20).

### **e- *Globigerinoides ruber***

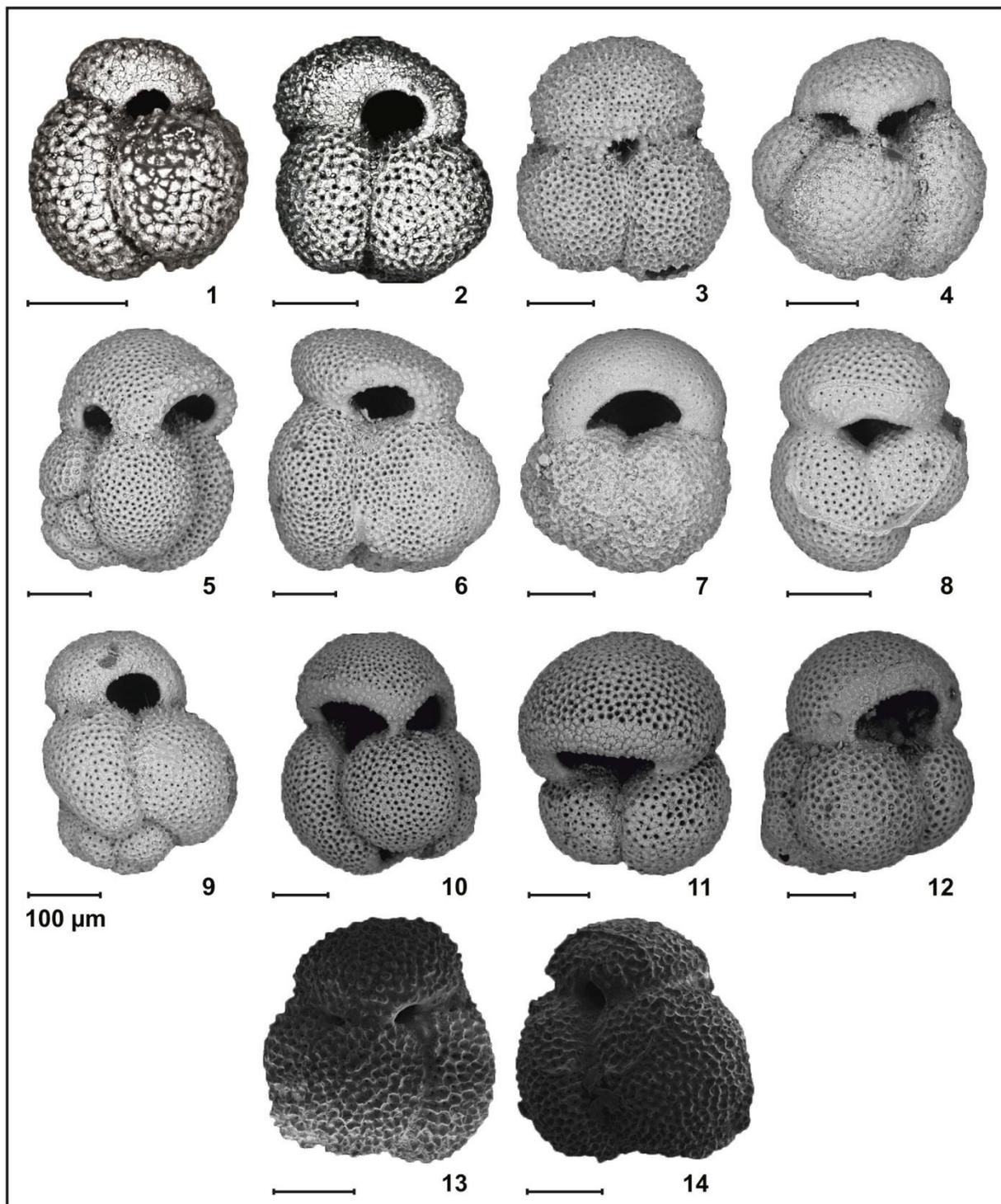
#### **- Répartition des différents morphotypes**

Cette espèce est relativement rare dans les dépôts étudiés à l'exception de certains horizons, au sommet de l'alternance marno-diatomitique et dans les marnes brunâtres (intervalle **b** et **c** ; Fig. 69). Cependant son occurrence se manifeste par un nombre important de morphotypes et de formes intermédiaires qui la relie à *Gs. obliquus* et *Gs. extremus* (Fig. 75).

Les spécimens, récoltés au sommet de l'alternance diatomitique (KB16), montrent des tests de petite taille, très compacts avec des protubérances très développées. La dernière loge est asymétrique et légèrement comprimée et l'ouverture primaire petite (Fig. 75, 1 et 2). Ces formes se rapprochent plus de *Gs. elongatus* d'Orbigny, 1826 et peuvent être rattachées également à *Gs. ruber* s.l (Carter *et al.*, 2017 et Wang, 2000) et à *Gs. ruber* types b «playts» (Aurahs *et al.*, 2011).

A la base des marnes brunâtres (KB20), les spécimens deviennent relativement plus grands avec une ouverture très réduite de forme triangulaire (Fig. 75, 3). Leur forme rappelle *Gs. ruber* s.s (Wang, 2000) sauf que la dernière loge présente un certain degré de compression, caractère qui les lie plutôt à *Gs. ruber* s.l (Wang, 2000).

Toujours à la base des marnes brunâtres, les spécimens de l'échantillon KB23 sont de grande taille et présentent des morphologies très variables (Fig. 75, 4-9). Les formes 4 et 5 (Fig. 75) correspondent à des stades intermédiaires entre *Gs. ruber* et *Gs. obliquus* alors que les formes 6-9 (Fig. 75) peuvent être rangées dans *Gs. ruber* s.l. (Wang, 2000 ; Carter *et al.*, 2017 ; Steinke *et al.*, 2005 ; Loewemark *et al.*, 2005).



**Fig.75 :** Morphotypes de *Gs. ruber* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**1-2 :** *Gs. ruber* à dernière loge réduite et aplatie et ouverture petite (KB16) ; **3 :** *Gs. ruber* à dernière loge développée et aplatie et ouverture très réduite (KB20) ; **4 :** *Gs. extremus-Gs. ruber* formes intermédiaires (KB23) ; **5 :** *Gs. obliquus-Gs. ruber* forme intermédiaire (KB23) ; **6 :** *Gs. ruber* morphotype avec une dernière loge ressemblant à celle de *Gs. extremus* (KB23) ; **7 :** *Gs. ruber* morphotype avec une dernière loge développé et légèrement aplatie ; **8 :** *Gs. ruber* morphotype avec un accroissement rapide et une dernière loge légèrement aplatie ; **9 :** *Gs. ruber* morphotype avec un accroissement long et une dernière loge légèrement réduite et de forme globuleuse ; **10 :** *Gs. obliquus-Gs. ruber* forme intermédiaire (KB34) ; **11-12 :** *Gs. ruber* à test développé et spire haute (KB35) ; **13 :** *Gs. obliquus-Gs. ruber* forme intermédiaire (KB40) ; **14 :** *Gs. ruber* à ouverture très réduite (KB40).

La partie supérieure des marnes brunâtres comportent dans l'échantillon KB34 plusieurs formes intermédiaires (Fig. 75, 10) montrant le passage de *Gs. obliquus* à *Gs. ruber* ss (Wang, 2000) et dans KB35 des spécimens de grande taille et à spire parfois très développée (Fig. 75, 11-12). Ils sont comparables à ceux attribués au groupe *Gs. ruber* s.s. (Wang, 2000 ; Steinke et al., 2005 ; Thirumalai et al., 2014 ; Carter et al., 2017) et *Gs. ruber* type a « normal » (Aurahs et al., 2011).

Les spécimens de l'échantillon KB40 sont de petite taille avec une dernière loge très réduite, asymétrique et fortement aplatie rappelant *Gs. elongatus* (Fig. 75, 13-14). Ils sont assimilables à *Gs. ruber* s.l. (Wang, 2000 ; Steinke et al., 2005 ; Thirumalai et al., 2014 ; Carter et al., 2017).

Le regroupement des différents morphotypes de *Gs. ruber*, rencontré dans nos sédiments, permet l'identification de deux grands groupes :

- le premier avec des morphotype à tests très proches de ceux de *Gs. ruber* s.s. de Wang (2000) et *Gs. ruber* type a «normal» d'Aurahs et al. (2011). Ce groupe est plus important dans la partie médiane des marnes brunâtres ;

- le second avec des morphotypes comparables à ceux de *Gs. ruber* s.l. (sens Wang, 2000) et *Gs. ruber* types b «playts» (sens Aurahs et al., 2011). Il caractérise le sommet de l'alternance marno-diatomitique et les parties inférieure et supérieure des marnes brunâtres.

Pour Wang (2000), la compression de la dernière loge est le caractère principale qui différencié entre les formes de *Gs. ruber* s.l. et celles de *Gs. ruber* s.s.

### **2.2.3- Signification des morphotypes de *Gs. ruber***

Les anciens travaux (Brönnimann, 1954 ; Bolli, 1957b ; Banner et Blow, 1960), n'ont fait aucune distinction entre les différentes formes affiliées à *Gs. ruber* depuis Miocène inférieur jusqu'à l'Actuel. Par la suite les formes du Miocène inférieur et moyen ont été rapportées à l'espèce *Gs. subquadratus* et celles plus récentes à *Gs. ruber* (Cordey, 1967).

Ce dernier a émis l'hypothèse suggérant la dérivation de *Gs. ruber* à partir de *Gs. obliquus* au Miocène supérieur. Cette hypothèse a été appuie par la découverte de formes de transition entre ces deux espèces (Liska, 1985). La présence de formes intermédiaires dans le matériel étudié (Fig. 75) conforte également cette hypothèse.

La distinction, au sein de ce morpho-taxon, de deux groupes *Gs. ruber* ss et *Gs. ruber* s.l. (Wang, 2000 ; Steinke et *al.*, 2005 ; Thirumalai et *al.*, 2014 ; Carter et *al.*, 2017) a été confirmé par les études de génétique moléculaire (Aurahs et *al.*, 2011). Selon Aurahs et *al.* (2011). Ces deux groupes correspondent à deux lignées phylogénétiques différentes:

- la première lignée (*Gs. ruber* s.s.) comprend le type génétique qui correspond au *Gs. ruber* « rose », ainsi que trois des cinq types génétiques reconnus chez les individus de *Gs. ruber* "blanc" (étiquetés Type Ia, Type Ib Et le type Ib2) ;

- la deuxième lignée (*Gs. ruber* s.l.) comprend les deux types génétiques de *Gs. ruber* (blanc), marqués comme Types IIa et IIb, et qui sont plus proches de *Gs. conglobatus*. Les spécimens du type IIa sont compatibles avec la définition de l'espèce *Gs. elongatus*.

Ces mêmes études suggèrent une origine récente (Miocène supérieur) de la lignée *Gs. ruber* s.s. et une division entre les génotypes (rose) et "blancs" autour de 6 Ma.

L'abondance des morphotypes varie significativement entre les périodes glaciaires et interglaciaires (Numberger et *al.*, 2009). Les stades chauds / interglaciaires sont associés à *Gs. ruber* (rose) tandis que les stades froids / glaciaires sont caractérisés par des proportions plus élevées de *Gs. ruber* type b (*platys*).

Sur le plan géochimique, le décalage isotopique observé entre les deux groupes (*Gs. ruber* ss et s.l.) est compatible avec des morphotypes occupant des profondeurs de calcification différentes. *Gs. ruber* s.l. vit et se calcifie à un niveau plus profond que *Gs. ruber* s.s. (Lowemark et *al.*, 2005 ; Wang, 2000). Ce décalage est plus petit dans la période glaciaire, et plus important dans les périodes interglaciaires quand la colonne d'eau est très stratifiée (Carter et *al.*, 2017).

## **2.3- *Orbulina* et *Praeorbulina***

### **2.3.1- Répartition verticale**

Les espèces du genre *Orbulina* forment une composante très importante des assemblages de foraminifères planctoniques surtout dans les marnes brunâtres et l'alternance marno-calcaire. Il s'agit d'*Or. universa*, *Or. suturalis*, *Or. bilobata*.

Dans les niveaux à dominance d'*Or. suturalis*, apparaissent parfois, avec un taux assez appréciables, des formes morphologiquement très proches de

*Preorbulina*, genre présumé éteint. Ces espèces ne montrent aucun indice de remaniement ni de caractères de différenciation par rapport au Préorbulines. Dans les comptages, toute la population ayant une morphologie intermédiaire entre *Or. suturalis* et *Praeorbulina spp.* a été classée comme des «spécimens de type *Praeorbulina*». La répartition verticale des orbulines a permis de distinguer une succession de 4 intervalles (Fig. 76) :

**Intervalle a (KB1-KB9) :**

- dominance d'*Or. universa* (50% ; KB2 - 71,2% (KB4) et diminution d'*Or. suturalis* (41,4% ; KB2 - 23,8% ; KB8) ;
- augmentation sensible et progressive du pourcentage d'*Or. bilobata* (0,9% ; KB2 - 7,6% ; KB6) et de *Pr. spp.* (0,9 ; KB3 - 9,5% ; KB9).

**Intervalle b (KB10-KB16) :**

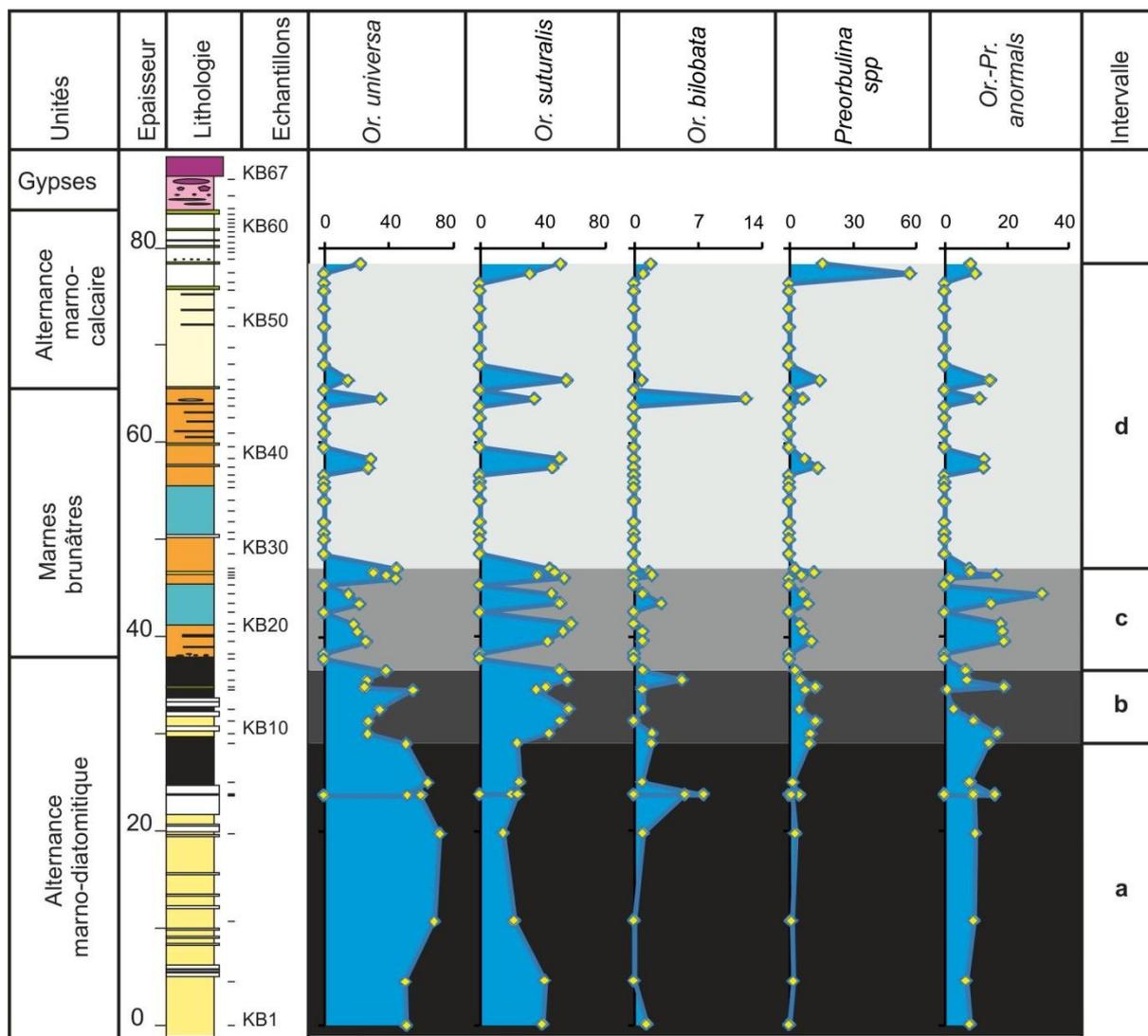
- réduction nette d'*Or. universa*, par rapport à l'intervalle précédent (27% ; KB10 - 38,2% ; KB16) avec toutefois un pic à 54,7% (KB13) ;
- augmentation d'*Or. suturalis* (56,6% ; KB12 - 35,8% ; KB13) ;
- constance relative du taux d'*Or. bilobata* (0,9% ; KB13 - 5,2% ; KB15) ;
- diminution de *Pr. spp.* (10% ; KB10 - 2,9% ; KB16) à l'exception de deux pics à 12,5% (KB11 et KB14).

**Intervalle c (KB17-KB29) :**

- réduction d'*Or. universa* (25,9% ; KB19 - 15,2% ; KB24) puis son élévation à 44,6% (KB29) ;
- confirmation de la dominance d'*Or. suturalis* (43,2% ; KB19 - 58,1% ; KB21) ;
- faible pourcentage d'*Or. bilobata* (0,9% ; KB19 - 3% ; KB23) et de *Pr. spp.* (11,8% ; KB28 - 2,6% ; KB29).

**Intervalle d (KB30-KB55) :**

- réduction d'*Or. universa* (27,2% ; KB39 - 14,6% ; KB47) ;
- stabilité du taux d'*Or. suturalis* (34,9% ; KB45 - 55,1% ; KB47) ;
- rareté d'*Or. bilobata* avec des pourcentages de moins de 1% (KB47, KB54, KB55), avec exceptionnellement un pic à 12,2% (KB45) ;
- accroissement de *Pr. spp.* (6,6% ; KB45 - 57% ; KB54).



**Fig. 76** : Evolution des espèces des genres *Orbulina* et *Preorbulina* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

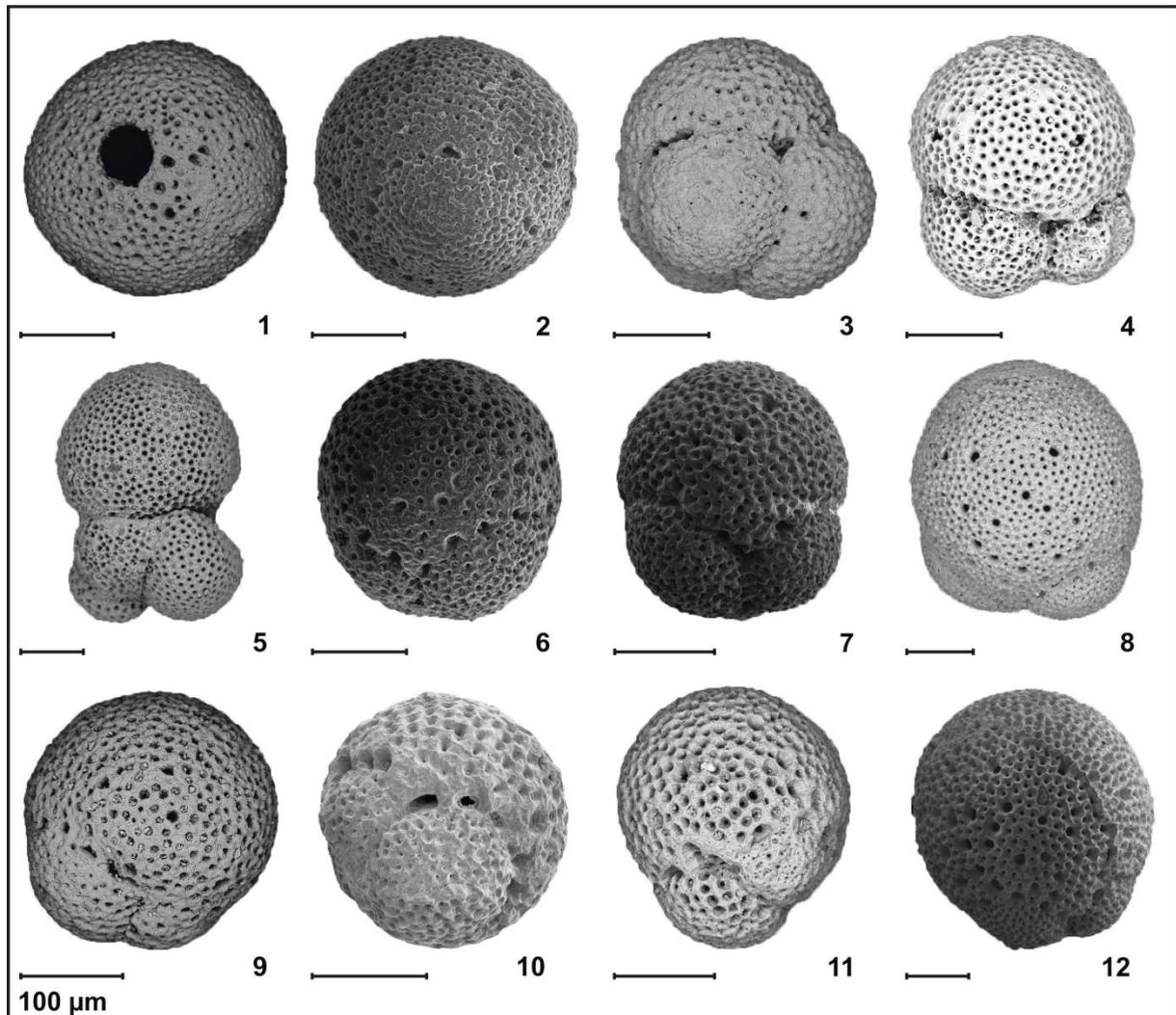
### 2.3.2- Evolution des taxons

*Or. universa* domine l'intervalle **a** et *Or. suturalis* le reste des intervalles (**b**, **c** et **d**) (Fig. 76). Les formes présumées *Pr. sp* sont présentes dans tout les intervalles mais caractérisent uniquement certains horizons (Fig. 76).

De rares spécimens, de *Pr. Sp*, sont très proches de *Pr. sicana* (De Stefani, 1952) et montrent une forme générale globuleuse avec une dernière loge recouvrant, environ la moitié du test. Plusieurs ouvertures sont situées autour de la base de cette dernière loge (Fig. 77, 3 et 4).

Certains morphotypes montrent de fortes similitudes avec *Pr. glomerosa curva* Blow (1956) (Fig. 77, 6 et 7) ou *Pr. glomerosa circularis* (Blow, 1956) (Fig. 77, 8 et 9). D'autres sont très proche morphologiquement de *Pr. glomerosa glomerosa* (Blow, 1956) (Fig. 77, 10) ou encore *Pr. transitoria* (Fig. 77, 5). Certaines formes ont été

affectées au genre *Orbulina* sans possibilité d'aller plus loin en raison de leurs caractères ambigus.



**Fig. 77** : Morphotypes des espèces des genres *Orbulina* et *Praeorbulina* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**1** : *Orbulina universa* (KB10) ; **2** : *Or suturalis* (KB10) ; **3-4** : *Praeorbulina cf sicana* (KB23) ; **5** : *Pr cf transitoria* (KB34) ; **6-7** : *Pr glomerosa curva* (KB16, KB46) ; **8** : *Pr glomerosa circuralis* (KB38) ; **9** : *Pr glomerosa glomersa* (KB40) ; **10-12** : *Pr sp* (KB38, KB35, KB48).

### 2.3.3- Signification de l'occurrence de *Praeorbulina*

Le genre *Praeorbulina* (Olson, 1964) a été toujours évoqué comme l'ancêtre du genre *Orbulina* (Blow, 1956). Dans la quasi-totalité des travaux antérieurs, ce genre caractérise biostratigraphiquement les sédiments de transition du Miocène inférieur-Miocène moyen (Blow, 1956 ; Bicchi et al., 2003). Son abondance maximale est placée dans la biozone N8 (Blow, 1969) entre 16.4 à 15.1 Ma (Kennett et Srinivasan, 1983 ; Bicchi et al., 2003). Sa dernière occurrence (LO) est située à 15,3 Ma (Kennett et Srinivasan, 1983).

Ces dernières années, des formes similaires supposées remaniées, ont été signalés dans des sédiments messiniens post-évaporitique (Iaccarino et al., 2008). Plus récemment, une population comparable, associées à un importants taux d'*Or. suturalis*, a été observée dans des sédiments glaciaires du Pléistocène tardifs (30ka) dans le Nord de la mer d'Arabie (Rossignol et al., 2011). Ces deux faits laissent présager un réel doute sur la supposée extinction de ce genre.

Le continuum morphologique entre les espèces des genres *Praeorbulina* et *Orbulina* a été discuté pendant longtemps (Blow, 1956). Sur la base de preuve isotopique stable, Pearson et al. (1997) ont montré que l'évolution d'*Orbulina* peut être considérée comme un bon exemple d'anagenèse en place et de spéciation sympatrique.

Rossignol et al. (2011) ont suggéré le développement des formes proches de *Praeorbulina* à partir des espèces *Or. universa*, *Or. bilobata*, ou *Or. suturalis*. Ce développement est le résultat de conditions environnementales très particulières, au cours de la dernière période glaciaire maximale (LGM). Le changement de productivité est facteur primordial avancé par ces auteurs pour expliquer l'évolution morphologique forcée de ces espèces.

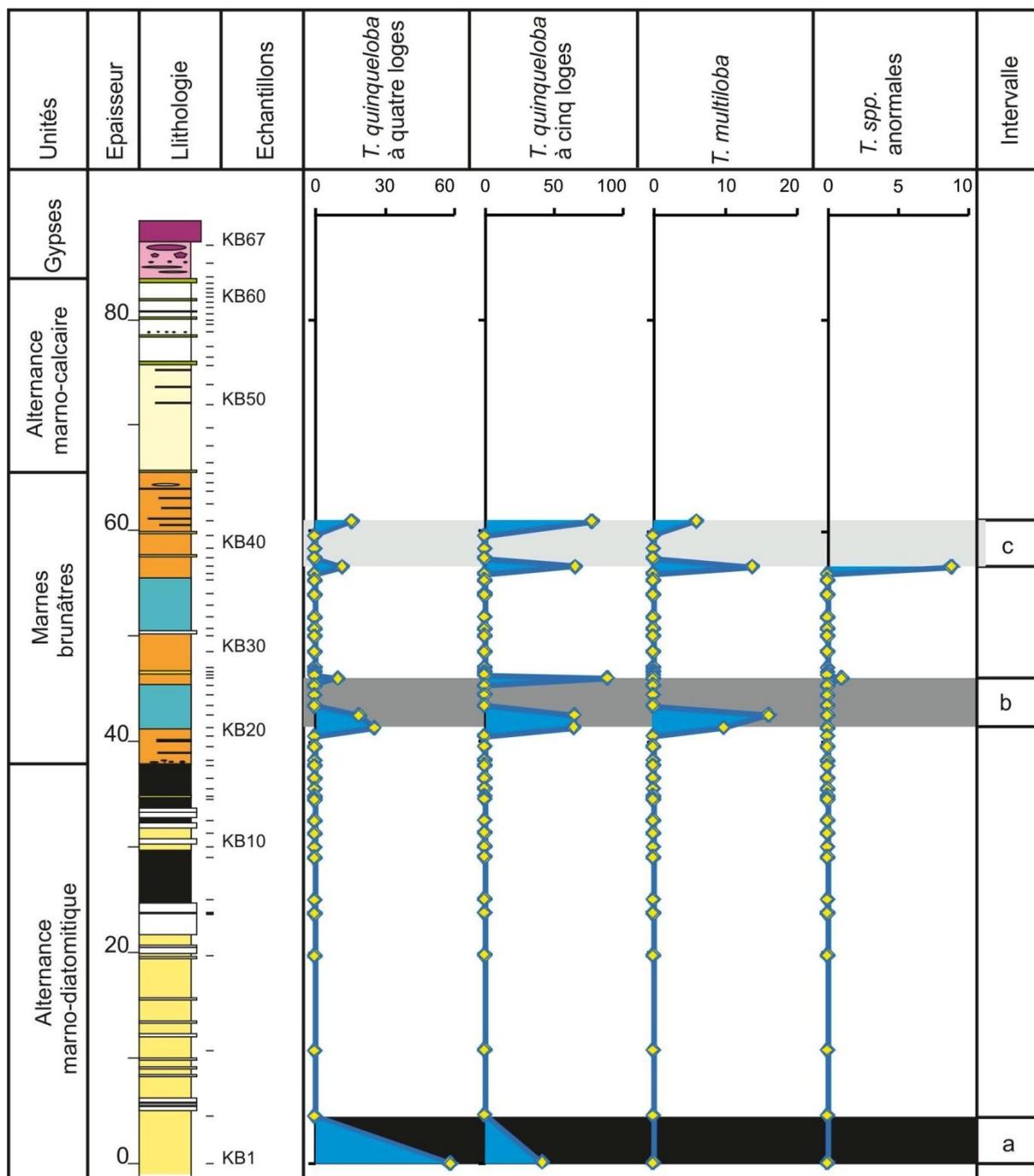
## **2.4- Turborotalita**

### **2.4.1- Répartition verticale**

Dans les sédiments étudiés, les spécimens appartenant au genre *Turborotalita* ont été affilés à deux espèces *T. quinqueloba* et *T. multiloba*. La première est représentée par des individus à quatre, quatre et demi voire cinq loges dans le dernier tour. Les formes à six loges et plus ont été rattachés à *T. multiloba*. L'évolution verticale de ces morho-taxons a permis l'identification de trois intervalles (Fig. 78) caractérisés par :

#### **Intervalle a (KB1) :**

- occurrence unique de *T. quinqueloba* à test de petite taille avec une dominance modeste des formes à quatre loges (58,06%, KB1) par rapport aux formes à cinq loges (41,9%, KB1) dans le dernier tour.



**Fig. 78** : Evolution des espèces du genre *Turborotalita* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Intervalle b (KB21-KB26) :**

- suprématie de *T. quinqueloba* à cinq loges avec des taux allant de 64.7% (KB21) à 89% (KB26) ;
- décroissance du taux des formes à quatre loges de 25,4% (KB21) à 10% (KB26) ;
- apparition de *T. multiloba* dans les échantillons KB21 et KB22 avec un taux allant de 9,8% à 16% ;

- augmentation de la taille chez tous les spécimens de *Turborotalita*.

**Intervalle c (KB38-KB42) :**

- légère élévation des taux de *T. quinqueloba* à quatre loges de (11,7%, KB38 à 16%, KB42) ;

- relative diminution des taux de *T. quinqueloba* à cinq loges (65,6%, KB38 à 78%, KB42) ;

- décroissance du pourcentage de *T. multiloba* de 13,7% (KB38) à 6%(KB42) ;

- réduction relative de la taille de toutes ces formes par rapport à l'intervalle précédent.

**2.4.2- Evolution des taxons**

**a- *Turborotalita quinqueloba***

Cette espèce est représentée par deux morphotypes (Figs. 78, 79) :

**- morphotype 1 :**

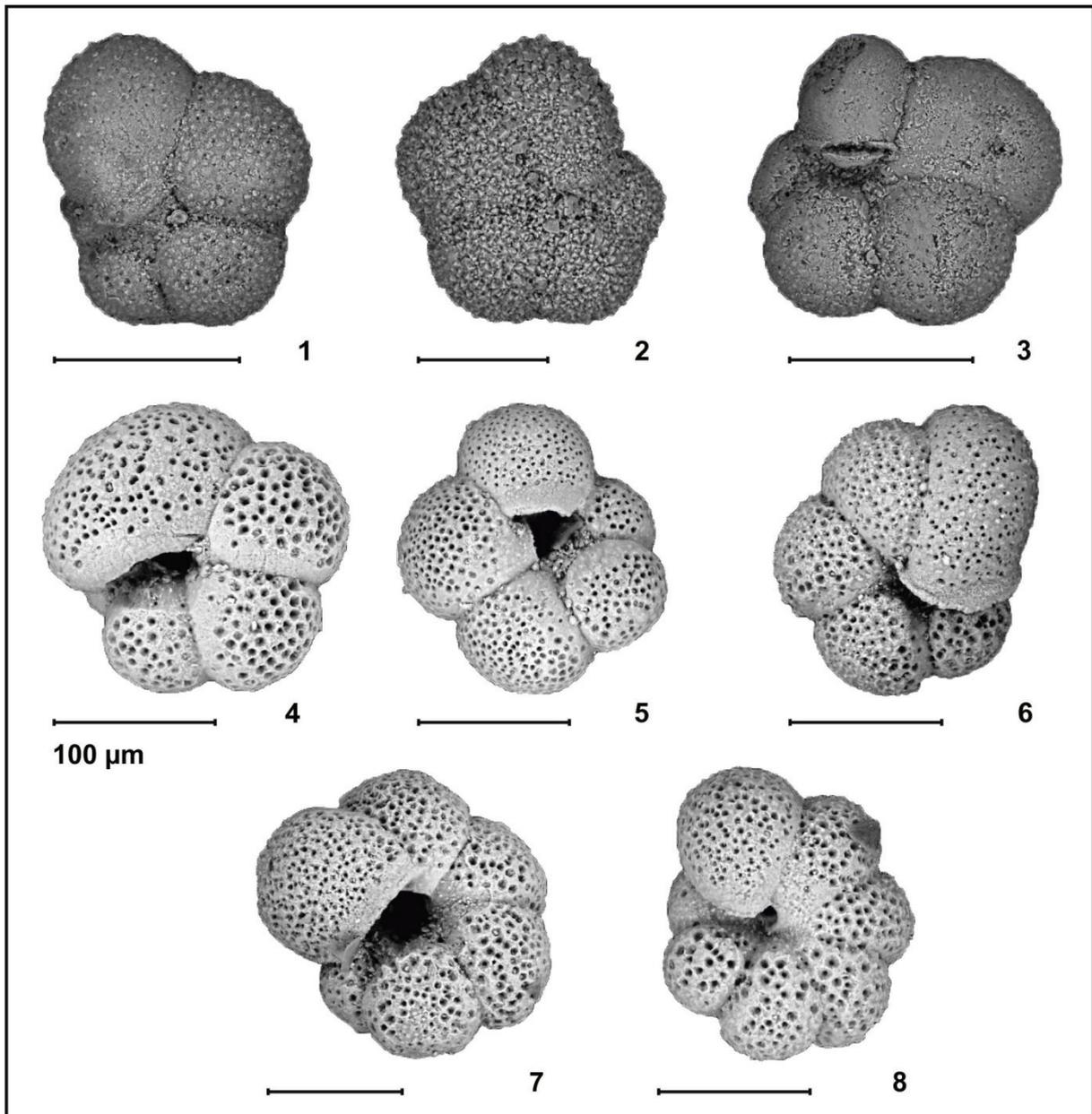
Il caractérise l'intervalle **a** et se distingue par un test de taille petite, très compact, et quatre à cinq loges dans le dernier tour (Fig. 79, 1-3). Les formes à quatre loges sont les plus abondantes surtout dans la fraction à 63 µm. La surface des loges de ce morphotype montre un développement important des protubérances et un nombre assez limité des pores de taille réduite.

**- morphotype 2 :**

Ce morphotype constitué la quasi-totalité de certains niveaux de l'intervalle **b et c** ; il se différencie par un test de taille plus grande, moins compact, et une prépondérance des formes à cinq loges dans le dernier tour (Fig. 79, 4-7). La surface des loges de ce morphotype, à l'inverse du précédant, est totalement dépourvue de protubérances et ces pores sont très abondantes et de taille plus grande. Sa dernière loge, plus grande, possède une lèvre très épaisse qui se transforme parfois en une extension (bouchon ombilical) permettant parfois la fermeture partielle ou totale de l'ombilic.

**b- *Turborotalita multiloba***

Présente dans les intervalles **b et c** (Fig. 78), la population de *T. multiloba* se différencie nettement par la taille plus grande de ces individus et six, sept voire même huit loges dans le dernier tour (Fig. 79, 8-9). Le test et les loges exhibent, sensiblement, les mêmes caractéristiques que ceux de *T. quinqueloba* morphotype 2.



**Fig. 79** : Morphotypes de *T. quinqueloba* et *T. multiloba* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**1** : *T. quinqueloba* morphotype 1 à quatre et demi de loges dans le dernier tour (KB1) ; **2-3** : *T. quinqueloba* morphotype 1 à cinq loges dans le dernier tour (KB1) ; **4** : *T. quinqueloba* morphotype 2 à quatre loge dans le dernier tour (KB21) ; **5-6** : *T. quinqueloba* morphotype 2 à cinq loges dans le dernier tour (KB21) ; **7-8** : *T. multiloba* à six et sept loges dans le dernier tour (KB21).

#### **2.4.3- Signification des morphotypes des *Turborotalita***

Les données phylogéniques récentes sur *T. quinqueloba* montre la présence de deux grands groupes génétiques, associés à deux zones écologiques :

- le groupe *T. quinqueloba* de type I, avec quatre espèces cryptiques, caractérise les eaux plus chaudes dans les provinces tropicales et subtropicales. Il correspond probablement au morphotype à cinq loges identifié dans les marnes brunâtres ;

- le groupe *T. quinqueloba* de type II, avec quatre espèces cryptiques, est lié à des eaux plus froides dans les provinces subpolaires et de transition. Il ressemble probablement au morphotype identifié dans l'alternance marno-diatomitique et les gypses.

*T. multiloba* est un taxon spécifique aux sédiments messiniens du bassin méditerranéen. Les formes rattachées par Brönnimann et Resig (1971) à cette espèce dans les dépôts de l'Oligocène-Miocène de l'océan Pacifique ont été contestées par Iaccarino (1985). L'occurrence de *T. multiloba* est tributaire des conditions environnementales très particulière à la fin du Miocène supérieur ce qui pourrait expliquer son absence en dehors de la Méditerranée, où les masses d'eau de mer sont restées pratiquement inchangées (D'Onofrio et al., 1975).

## **2.5- Neogloboquadrina**

### **2.5.1- Répartition verticale**

Ce genre accuse un développement considérable dans les dépôts préévaporitiques jusqu'à former la majeure partie des assemblages de certains niveaux (91%, KB46) dans l'alternance marno-calcaires. Sa population est dominée par *Nq. sp* et *Nq. acostaensis*, avec la présence accessoire de *Nq. humerosa*, *Nq. duterteri*. *Nq. sp* regroupe *Nq. incompta*, *Nq. atlantica* et plusieurs autres morphotypes à morphologie très proche de *Nq. pachyderma*. Sa répartition verticale a permis de distinguer une succession de 4 intervalles (Fig. 80) :

#### **Intervalle a (KB1-KB9) :**

- oscillation respective de *Nq. sp* entre 43,4% (KB1) et 62,2% (KB9) avec un pic à 87% (KB2-KB3) et de *Nq. acostaensis* entre 39,1% (KB1) et 22,9% (KB8) avec une chute considérable dans les niveaux KB2-KB3 (10-12,5%) ;

- réduction de *Nq. duterteri* de 8,6% (KB1) à 2,2% (KB9) avec un pic à 20% (KB4) ;

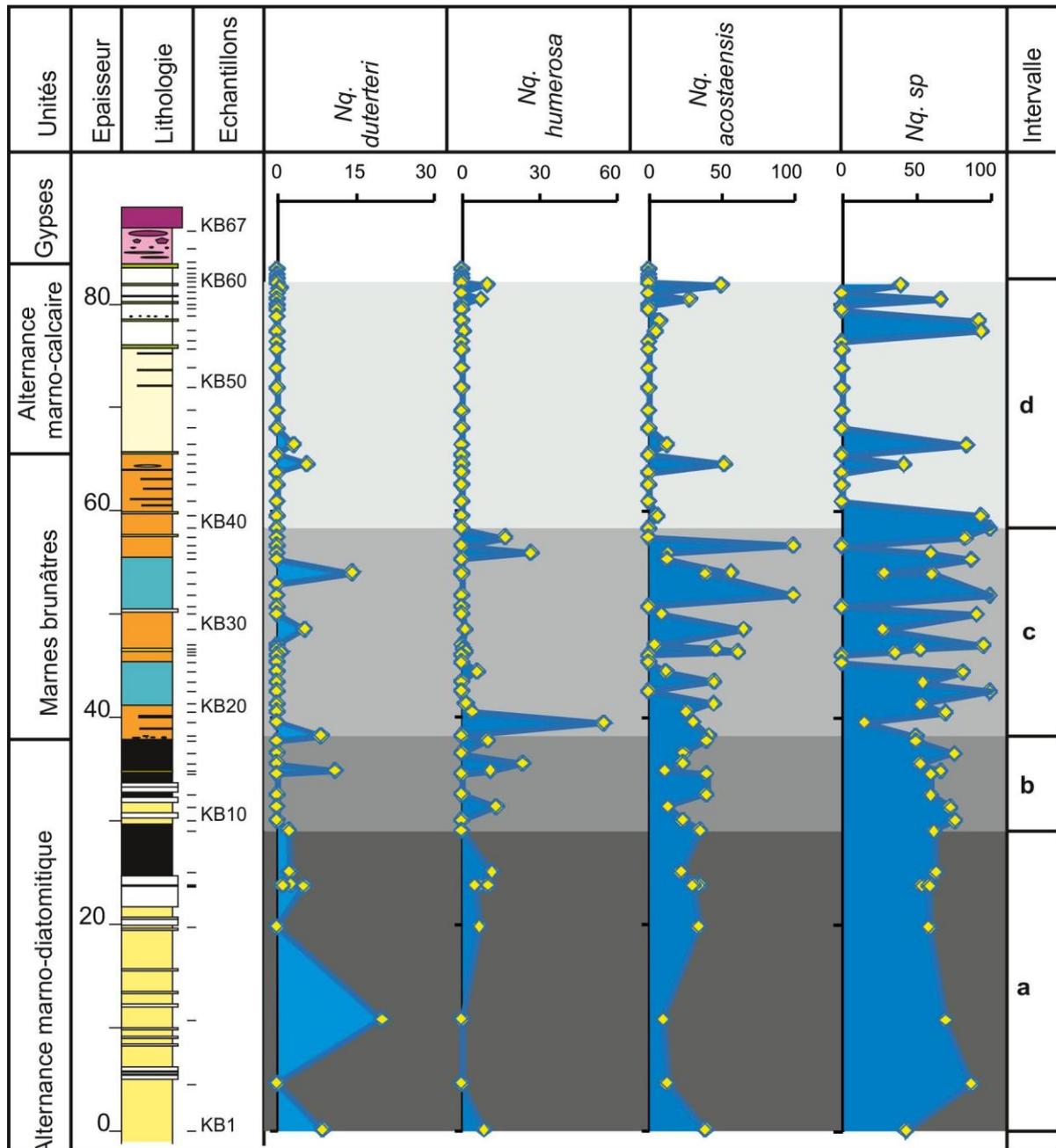
- variation du taux de *Nq. humerosa* entre 5% (KB5) et 11,7% (KB8).

#### **Intervalle b (KB9-KB19) :**

- augmentation de *Nq. sp* gr, par rapport à l'intervalle précédent, entre 76,4% (KB10) et 50% (KB18) ;

- élévation du taux de *Nq. acostaensis* de 13,3% (KB11) à 41,6% (KB18) et celui de *Nq. humerosa* de 13,3% (KB11) à 23,5% (KB15) ;

- présence de *Nq. duterteri* uniquement dans KB14 (11,1%) et KB18 (8,33).



**Fig.80** : Evolution des espèces du genre *Neogloboquadrina* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Intervalle c (KB19-KB40) :**

- fluctuation importante entre 0 et 100% de *Nq. sp* (KB38, KB22, KB33 et KB40) et *Nq. acostaensis* (KB22, KB33 et KB38) ;

- variation de *Nq. humerosa* entre 0,6% (KB28) et 26,6% (KB37) avec un pic à 53,4% (KB19) ;

- occurrence de *Nq. duterteri* uniquement dans KB27 (0,7%), KB30 (5,2%) et KB35 (14,2%).

#### **Intervalle d (KB40-KB61) :**

- fluctuation importante de *Nq. sp* entre 94,2% (KB54) et 39,6% (KB60) ;
- diminution du taux de *Nq. acostaensis* (6,2% ; KB41 et 28,4 ; KB58), par rapport à l'intervalle précédant, avec toutefois deux pics à 52,% (KB45) et 50% (KB60) ;
- présence de *Nq. duterteri* (5,6% ; KB45 et 0,5% ; KB60) et *Nq. humerosa* (0,7% ; KB54 et 9,7 % ; KB60) dans quelque horizons avec des fréquences relativement faibles.

### **2.5.2- Evolution des taxons**

#### **a- *Neogloboquadrina acostaensis***

Son taux varie (Fig. 80) entre 39,1% (KB1) et 10% (KB3) dans l'alternance marno-diatomitiques, fluctue considérablement dans les marnes brunâtres (0 et 100%) puis se réduit entre 5 et 28,49% dans l'alternance marno-calcaire avec toutefois un pic à 50% (KB60).

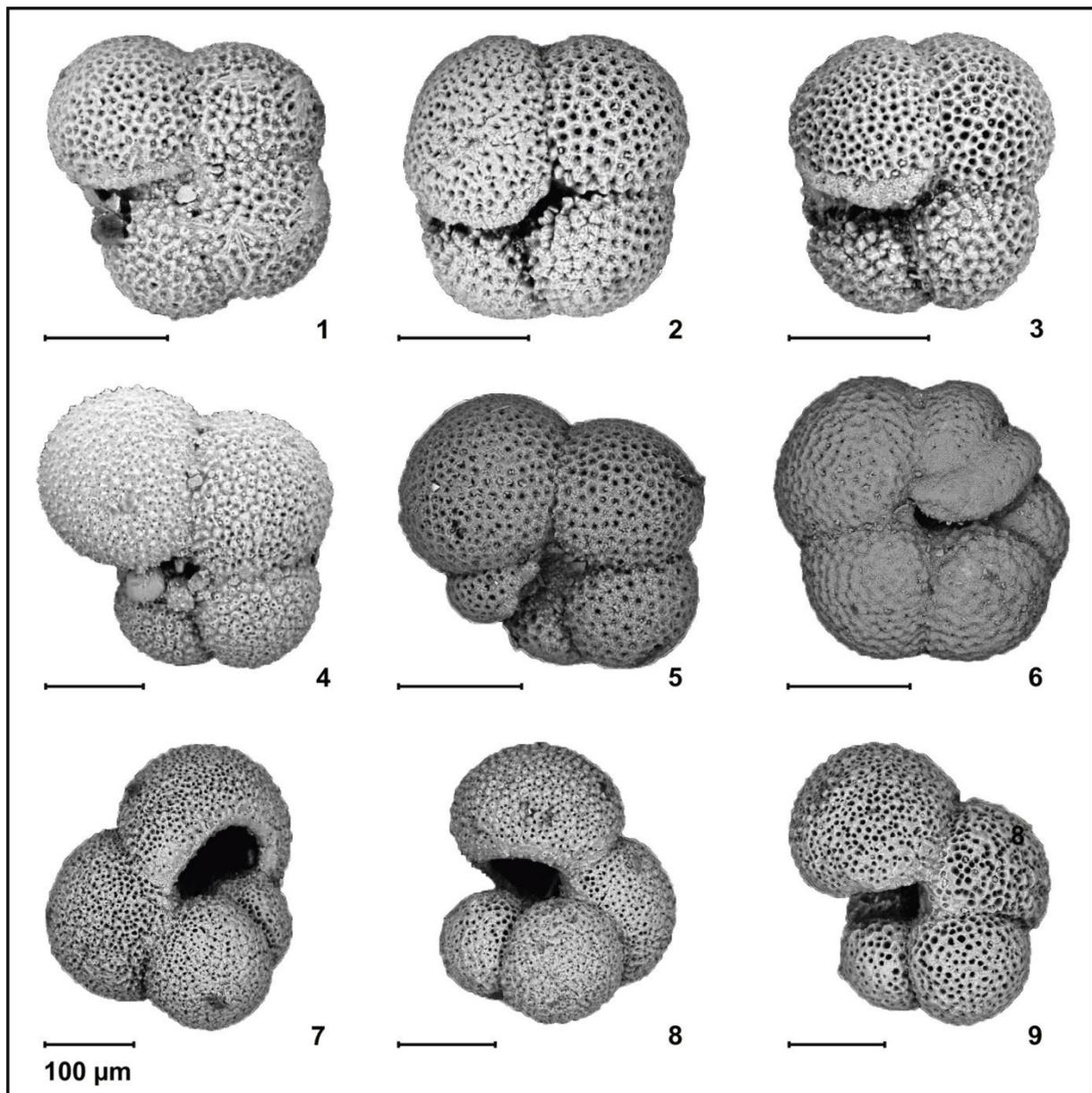
Les formes rencontrées dans l'alternance marno-diatomitique se distinguent par des tests de taille moyenne avec une dominance des formes à cinq loges (dans le dernier tour) et une petite lèvre. Dans les marnes brunâtres, ces formes accusent une diminution de la taille et une réduction de la lèvre voire même son absence.

Dans l'alternance marno-calcaires, les tests sont de grandes tailles, très robustes et munis de lèvre très développée (Fig. 81, 10).

Cette espèce se présente sous deux morphotypes : *Nq. acostaensis* senestre et dextre. Le premier domine, largement, dans l'intervalle KB1-KB26 alors que le second dans l'intervalle KB27-KB64. Toutefois deux pics de *Nq. acostaensis* senestre (80% ; KB38 ; et 40% ; KB40) caractérise se dernier intervalle.

#### **b- *Neogloboquadrina sp.***

*Nq. sp.* varie (Fig. 80) entre 43,47 et 87,5% dans l'alternance marno-diatomitiques, fluctue également entre 0 et 100% dans les marnes brunâtres et chute, dans l'alternance marno-calcaires, de 94,2% (partie basale) à 39,6% (partie médiane).



**Fig.81** : Espèces et morphotypes du genre *Neogloboquadrina* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

1-3 : *Nq. cf. pachyderma* morphotypes (KB28) ; 4 : *Nq. pseudopachyderma* (KB28) ; 5 : *Nq. incompta* (KB16) ; 6-9 : *Nq. atlantica* morphotypes (KB16) ; 10 : *Nq. acostaensis* (KB23).

Plusieurs morphotypes ont été reconnus au sein de *Nq. sp.* Ces morphotypes présentent des caractéristiques morphologiques qui peuvent les rattacher à certaines espèces telles que *Nq. incompta*, *Nq. atlantica* et *Nq. pachyderma*. Toutefois la présence de plusieurs formes intermédiaires n'a pas permis leur quantification par comptage.

### **b.1- *Neogloboquadrina incompta***

C'est une espèce (Fig. 81, 5) assez commune présentant des taux plus importants dans la partie supérieure des marnes brunâtres et dans l'alternance marno-calcaire où dominent essentiellement les formes dextre.

### **b.2- *Neogloboquadrina cf. pachyderma***

Cette forme renferme plusieurs morphotypes : à quatre, quatre et demi voire même cinq loges dans le dernier tour et se rapproche de *Nq. pachyderma* dextre et senestre (Fig. 81, 1-3).

### **b.3- *Neogloboquadrina atlantica***

Ce taxon (Fig. 81, 6-9) a été reconnu de façon sporadique dans les parties supérieures de l'alternance marno-diatomitique (KB16) et des marnes brunâtres (KB35) avec également plusieurs morphotypes à quatre, quatre et demi voire même cinq loge dans le dernier tour.

### **2.5.3- Signification des formes de *Neogloboquadrina***

L'association de *Nq. pachyderma*, *Nq. incompta* et *Nq. atlantica* caractérise généralement les zones polaires à tempérées. Les études micropaléontologiques classiques utilisaient des critères phénotypiques pour la discernations entre ces morphotaxons.

Des analyses récentes de phylogénie moléculaire effectuées sur des populations de *Nq. pachyderma* et *Nq. incompta* actuelle, ont attribué les formes dextres de ces deux taxons à *Nq. incompta* et les formes senestres à *Nq. pachyderma*. La divergence de ces deux génotypes a été daté du miocène supérieur (Darling et al., 2006). Les investigations phylogénétiques ont confirmé, d'autre part, la présence dans l'Atlantique de cinq génotypes dans *Nq. pachyderma* senestre et deux dans *Nq. incompta* (Darling et al., 2004 ; 2006 ; Eynaud et al., 2009).

*Nq. atlantica* est une espèce sous-polaire (Poore et Berggren, 1975), bien connue pendant la fin du Miocène et du Pliocène (Poore et Berggren, 1975 ; Raymo et al., 1986). Son abondance au cours des intervalles glaciaire atteste de son adaptation au refroidissement mondial du Néogène tardif au cours duquel elle semble remplacer son parent moderne *Nq. pachyderma* senestre (Raymo et al., 1986).

Elle a envahi la Méditerranée à plusieurs reprises à la fin du Pliocène, en réponse à un refroidissement climatique accompagnés par un développement de la calotte glaciaire de l'hémisphère nord à environ 2,4 Ma (Zachariasse et Spaak, 1983 ; Zachariasse et *al.*, 1990). Certaines étapes glaciaires en Méditerranée ont connu l'apparition synchrone de *Nq. atlantica* et *Nq. pachyderma* senestre (Zachariasse et *al.*, 1990 ; Lourens et *al.*, 1992).

*Nq. atlantica* est considérée comme le plus ancien néogloboquadrinidé connu et probablement l'ancêtre de *Nq. acostaensis* (Zachariasse, 1992 ; Lirer et Iaccarino 2005). Elle a été reconnue dans la biozone N14 à la limite serravallo-tortonienne, avec une première occurrence (FO) à 11.121 Ma et une dernière occurrence (LO) à 10.850 Ma (Hilgen et *al.*, 2000). Lirer et Iaccarino (2005) distingue au sein de ce taxon de *Nq. atlantica preatlantica* et *Nq. atlantica atlantica*. Leurs premières occurrences sont datées respectivement de 11.800 Ma et 11.150 Ma (Iaccarino et *al.*, 2004). Cette espèce a été également signalée dans le Messinien avec une FRO à 6.65 Ma et LRO à 6.425 Ma (Blanc-Valleron et *al.*, 2002) et dans le pliocène avec une FO à 2.72 Ma et une LO à 2.41 Ma (Zachariasse et *al.*, 1990 ; Lourens et *al.*, 2004).

### III- Conclusion

Une importante variabilité morphologique a été constatée dans la plus part des genres des assemblages de foraminifères planctoniques des dépôts préévaporitiques de la coupe de Kef el Biod.

Cette variabilité se manifeste par la présence de plusieurs morphotypes dans plusieurs espèces (*Gn. bulloides*, *Gn. apertura*, *Gn. praecalida*, *Gs. ruber*, *Gs. obliquus*, *Or. suturalis*, *T. quinqueloba*). Les morphotypes ont été considérés, précédemment, comme des sous espèces (Galloway et Wisseler, 1927 ; Bolli et Bermudez, 1965 ; Rögl et Bolli, 1973) ou des variantes écophénotypiques (Bandy, 1972 ; Kennett et Srinivasan, 1983). Ce phénomène a été principalement interprété comme un changement phénotypique causé par de légères différences dans les habitats de spécimens individuels (Hecht et Savin, 1972). Cependant, des études récentes sur la génétique moléculaire ont démontré que la plupart des morpho-espèces sont constituées de plusieurs types génétiquement distincts. Ces morpho-espèces montrent souvent une écologie et une biogéographie distinctes (Kucera et Darling, 2002 ; Darling et Wade, 2008) et même des différences dans la chimie des

tests (Bijma et al, 1998). Il serait très intéressant de corréliser les résultats sur les morpho-espèces actuelles aux morpho-espèces fossiles sur le plan systématique et écologique.

L'existence de plusieurs formes intermédiaires reliant plusieurs espèces entre elles tel que *Gn. bulloides* à *Gn. praecalida*, *Gn. apertura* et *Glla. siphonifera* ; *Gs. obliquus* à *Gs. extremus*, *Gs. bulloideus*, *Gs. amplus*, *Gs. conglobatus* et *Gs. ruber*. Ces formes intermédiaires ont été signalées dans plusieurs travaux antérieurs (Cordey, 1967 ; Zachariasse, 1975 ; Kennett et Srinivasan, 1983 ; Bolli et al., 1985) suggérant la présence de relations phylétiques entre les espèces considérées. Les études génétiques récentes (Darling et Wade, 2008 ; Aurahs, 2010 ; Weiner et al., 2015) ont confirmé la plupart de ces relations phylétiques.

L'occurrence, avec des taux non négligeables, de formes, apparemment non remaniées, comparables aux espèces du genre *Praeorbulina* présumé éteint. Phénomène qui a été signalé auparavant par Rossignol et al. (2011) dans des conditions environnementales semblables à celles exprimées par nos assemblages planctoniques et benthiques caractérisés surtout par une productivité très importante.

L'apparition récurrente de *Nq. atlantica* dans différents étages du Miocène et Pliocène pose un réel problème sur le plan biostratigraphie. Ainsi, les apparitions à répétition de certains taxons supposés marqueurs comme *Nq. atlantica* ne sont en réalité que des éco-bio-événements et non pas des événements liés à divergence phylétiques. En effet, la présence de *Nq. atlantica*, en Méditerranée, est associée à certaines étapes glaciaires (Zachariasse et al., 1990 ; Lourens et al., 1992).

Les assemblages étudiés comportent un certain nombre d'espèces (*Nq. pachyderma*, *Gn. praedigitata*, *Gn. bermudezi*, *Gn. cariacensis*) qui ne sont connues que dans des sédiments plio-quadernaire.

## **CHAPITRE V : ANOMALIES MORPHOLOGIQUES**

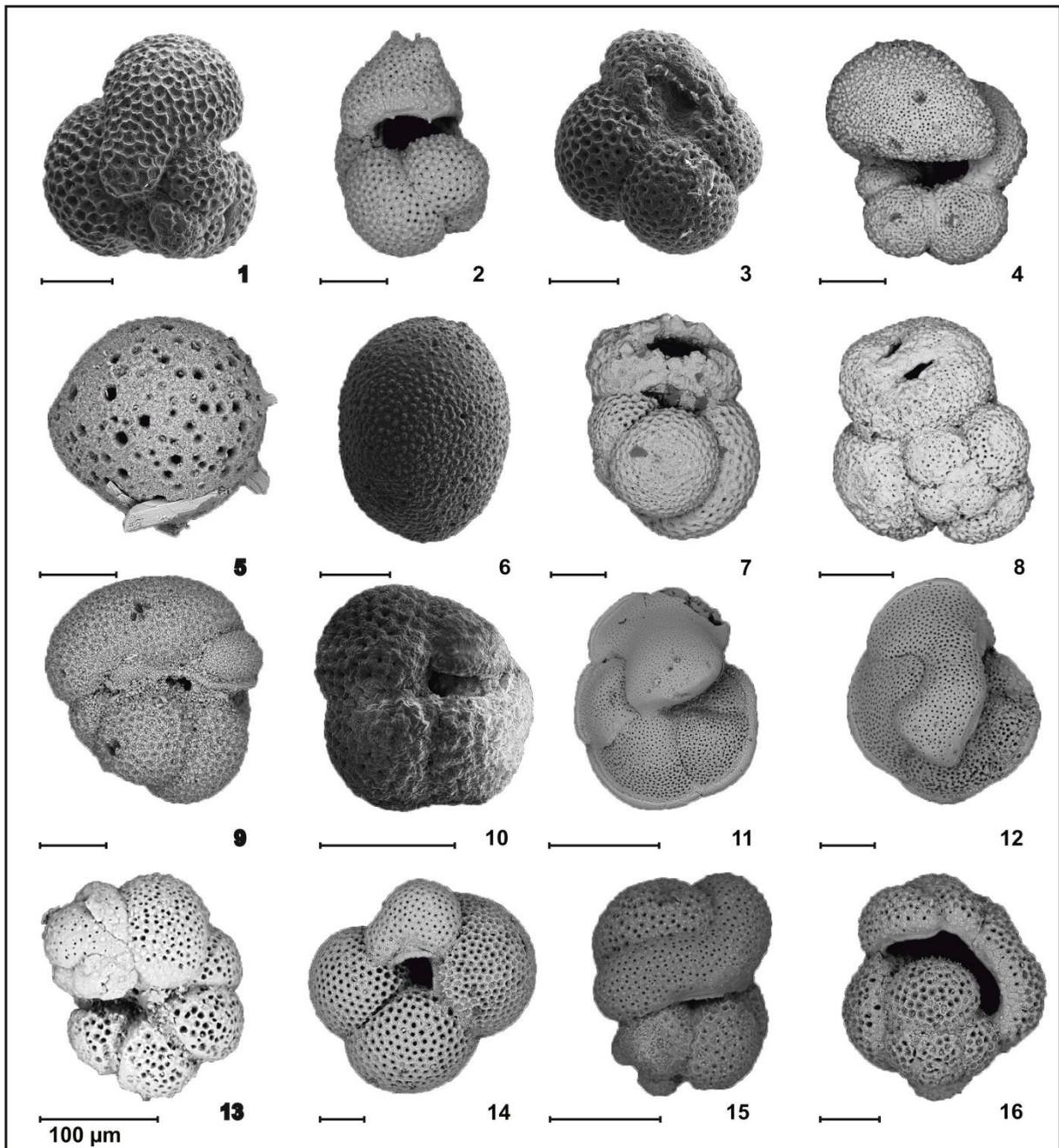
## I- Historique sur les anomalies morphologiques

Souvent présentes au niveau des tests de foraminifères fossiles et actuels, les anomalies morphologiques sont signalées par de nombreux auteurs (Carpenter, 1856 ; Boltovskoy et Wright, 1976 ; Caralp, 1989 ; Boltovskoy et *al.*, 1991 ; Görmüs et Meriç, 2000 ; Ballent et Carignano, 2008). Leur présence est liée à une perturbation du plan de croissance conduisant à une forme anormale en comparaison avec d'autres spécimens de la même espèce (Murray, 2006). Elles sont indépendantes des affinités taxonomiques, de la latitude, du mode de vie et des morphotypes (Yanko et *al.*, 1998).

Ces anomalies sont bien connues chez les foraminifères benthiques (Earland, 1934 ; Büchner, 1940 ; Boltovskoy et Wright, 1976). Elles sont bien documentées dans le registre fossile dès la fin de la période Carbonifère-Permien (Nguyen, 1980) et sont plus fréquentes à la limite K/T (Ballent et Carignano, 2008 ; Görmüs et Meriç, 2000). De nombreuses malformations ont été observées dans les familles des numulitidés, des fusulinidés et des miliolidés (Tasnadi-Kubaska, 1962 ; Bogdanowich, 1971).

Les anomalies morphologiques ont été reconnues dans de nombreux environnements marins actuels à travers le monde (Cimerman et Langer 1991 ; Loeblich et Tappan 1994 ; Boltovskoy et *al.*, 1991). Elles ont été rattachées à des causes mécaniques suite à l'action des prédateurs ou de l'hydrodynamisme (Akturk, 1976 ; Geslin et *al.*, 2002 ; Stouf et *al.*, 1999b) ou écologiques (Boltovskoy et Wright, 1976) induit par la variation d'un certains nombres de facteurs écologiques. Les études récentes les rattachent à la pollution par les métaux lourds, les eaux usées domestiques et/ou le déversements d'hydrocarbures (Vénec-Peyré, 1981 ; Alve, 1991 ; Yanko et *al.*, 1998 ; Samir et El-Din, 2001 ; Geslin et *al.*, 2002 ; Polovodova et Schönfeld, 2008 ; Debenay et *al.*, 2009). Ces travaux ont inventoriés un large éventail de malformations (Tab. 1.).

Les travaux, sur les anomalies au sein des formes planctoniques, sont rares et les cas recensés n'ont été que brièvement discutés et figurés. Dans les sédiments actuels, des spécimens malformés ont été récoltés dans les zones antarctiques et subantarctiques (Earland, 1934 ; Boltovskoy, 1964 ; Boltovskoy, 1966 ; Boltovskoy et Wright, 1976).



**Fig. 82 :** Anomalies morphologiques affectant la dernière loge du test

1 : *Gs sacculifer* anormal à loge finale aberrante (KB39) ; 2 : *Gs quadrilobatus* ? Loge finale déformée (KB41) ; 3 : *Globigerina sp* loge finale déformée suite à une régénération inachevée (KB41) ; 4 : *Gn bulloides* à loge finale aberrante (KB12) ; 5-6 : *Or sp* anormale à loge finale déformée (KB16) ; 7 : *Gs obliquus* anormal avec une déformation traumatique (KB39) ; 8 : *Gn bulloides* anormale avec une déformation traumatique par un prédateur (KB12) ; 9 : *Gs obliquus* ? anormal avec une dernière loge très réduite (KB22) ; 10 : *Nq sp* anormale à loge finale déformée et réduite (KB46) ; 11-12 : *Gl miotumida* gr. anormale avec loge finale gonflée (KB11) ; 13 : *T. quinqueloba* anormale avec une loge finale déformée (KB22) ; 14 : *Gs sacculifer* avec une loge finale réduite en forme de sac « Kummersac » (KB40) ; 15 : *T. quinqueloba* anormale à loge finale aberrante (KB21) ; 16 : *Gs obliquus* à dernière loge aberrante (KB35).

Anomalie	Yanko et <i>al.</i> , 1998	Samir et El- Din (2001)	Geslin et <i>al.</i> , 2002	Polovodova et Schönfeld, 2008
Loge finale aberrante	x		x	x
Agencement de loges tordues ou déformées	x	x		x
Protubérances	x	x		x
Ouvertures multiples	x	x		x
Ouvertures agrandies	x			
Loge finale réduite « <i>Kummerform</i> »	x		x	x
Formes jumelles	x		x	x
Mauvais enroulement	x			x
Faible développement du dernier tour	x			x
Axes d'enroulements				x
Loges supplémentaires	x		x	x
Carène irrégulière	x			x
Manque de sculptures	x			x
Face spirale plus élevée	x	x		x
Loge bulla couvrant l'ombilic				x
Fiche de cordon ombilical				
Tests enflés ou désenflés		x		x
Croissance anormale		x		
Torsion de test complet				x
Tests non développés				x
Forme complexe			x	
Décalcification			x	
Traces de destruction			x	
Traces de régénération			x	

**Tab. 1 :** Anomalies morphologiques observées dans les assemblages de foraminifères benthiques actuels.

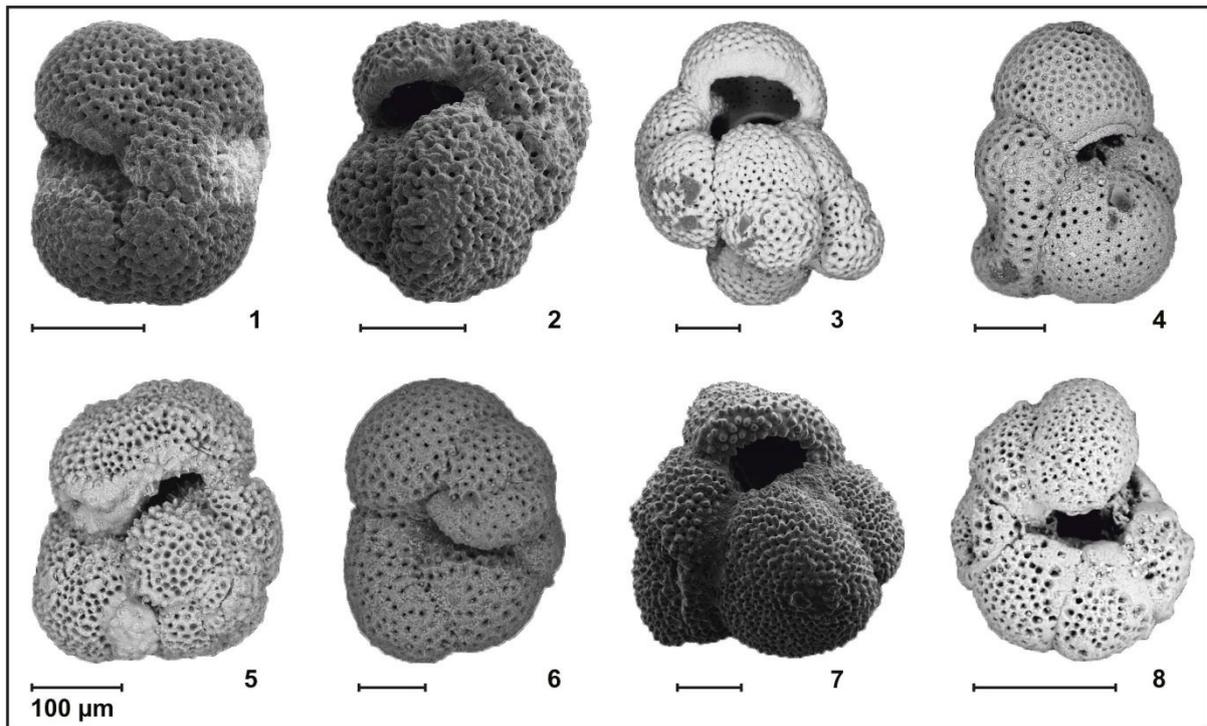
Dans le monde fossile, des travaux ont rapporté l'existence d'anomalies morphologiques dans les foraminifères planctoniques du Cénomaniens, Turonien, Maestrichtien, Paléocène et Oligocène (Boltovskoy, 1982 ; Homer, 1990 ; Coccioni et Luciani, 2006 ; Venturati et Baudin, 2007 ; Venturati, 2007 ; Ballent et Carignano, 2008 ; Mukhopadhyay, 2012).

Dans le Miocène terminal, des formes anormales ont été découvertes dans les dépôts préévaporitiques du bassin du Piedmont chez l'espèce *Turborotalita multiloba* (Dela Pierre et al., 2011). D'autres formes ont été observées dans des sédiments post-évaporitiques de Chypre (Nazik et Ögrünç, 2002), Dans le quaternaires des Caraïbes, d'abondants représentants anormaux dans le groupe *Globorotalia menardii* (Akturk, 1976) ont été également signalés. Tout récemment, des anomalies morphologie, assez diversifiées, ont été détectées sur des tests de foraminifères planctoniques (550 ka) du Sud West du Pacifique (Mancin et Darling, 2015).

Des anomalies morphologiques similaires ont été observées, dans des dépôts messiniens préévaporitiques de la région d'Ain Merane, à l'Ouest d'Alger. L'objectif de ce travail est d'une part mettre en évidence, pour la première fois, dans les dépôts messiniens du bassin du Chélif, la présence de tests de foraminifères planctoniques anormaux et d'en établir une typologie précise. D'autre part exploiter cette opportunité pour essayer examiner l'impact des changements majeurs des conditions paléoenvironnementales qu'a connue la Méditerranée au cours de cette époque sur les assemblages de foraminifères planctoniques et sur leur intégrité morphologique.

## **II- Matériel et Méthodes**

Le matériel étudié provient, essentiellement, des 65 échantillons prélevés de façon systématique (0.50 à 1 m) dans les niveaux meubles préévaporitiques de la coupe de Kef el Biod. L'analyse quantitative, des tests de foraminifères planctoniques anormaux pour chaque échantillon, a été effectuée sur 300 individus, obtenus à partir de la fraction initiale à l'aide d'un microséparateur. Pour la quantification des anomalies au sein du même genre un comptage sur 100 individus a été effectué. Ces comptages permettent de calculer les pourcentages des foraminifères planctoniques anormaux. Les individus les mieux conservés et les plus représentatives ont été montés sur un support métallique et recouverts d'un adhésive de carbone, pour observation et photographie au microscope électronique à balayage (Minéralogie, Université de Jussieu Paris 6).



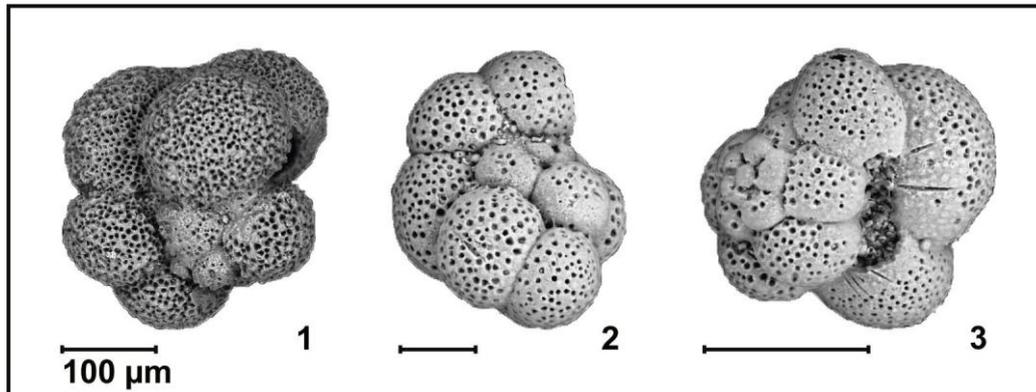
**Fig. 83 :** Anomalies morphologiques affectant les loges avant la dernière.  
**1-2, 6 :** *Nq sp* à loges déformées (KB46) ; **3 :** *Gs obliquus* à plusieurs loges déformées (KB40) ; **4 :** *Gs sacculifer* à avant dernière loge déformée (KB40) ; **5 :** *Gs sp* à plusieurs loges déformées (KB20) ; **7 :** *Gs extremus* à loge déformée et protubérances développées (KB40) ; **8 :** *T. quinqueloba* à plusieurs loges déformées (KB22).

### III- Étude quantitative

L'analyse quantitative a permis de détecter des anomalies morphologiques dans quarante cinq (45) échantillons. Vingt sept (27) dans les assemblages froids et dix huit (18) dans les assemblages chauds. Douze (12) échantillons présentent des taux d'anomalies normaux inférieurs ou égales à 1 (9 dans les assemblages froids et trois (3) dans les assemblages chauds). Trente trois (33) échantillons présentent des taux supérieurs à 1%, quinze (15) dans les assemblages planctoniques chauds, dix huit (18) dans les assemblages froids. L'absence d'anomalies morphologiques dans les échantillons (KB6, KB25, KB32 et KB33) est due soit à la rareté des formes planctoniques, soit à leurs tailles relativement petites soit à leur encroustement gypsifère.

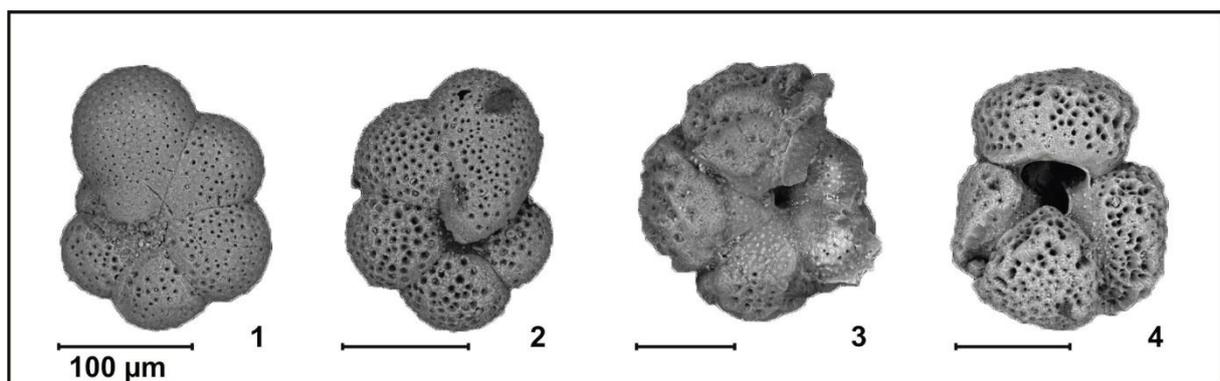
Dans l'alternance marno-diatomitique et les premiers échantillons des marnes brunâtres (KB1-KB19), le taux des formes anormales est relativement faible (4.64% ; KB16). Les plus importants pourcentages d'anomalies sont enregistrés dans les marnes brunâtres et l'alternance marno-calcaires (KB22, KB24, KB36, KB54, KB55, KB58) avec des valeurs variant entre 5.33% et 10%.

Ces anomalies ont été reconnues chez la plus part des espèces (*Or. universa*, *Or. suturalis*, *Gn. bulloides*, *Gn. gr. apertura*, *Gn. gr. praecalida*, *Gn. nepenthes*, *Gs. obliquus*, *Gs. extremus*, *Gs. sacculifer*, *Gs. quadralobatus*, *T. quinqueloba*, *T. multiloba*, *Gl. miotumida* gr., *Nq. spp*) mais avec des proportions relativement différentes.

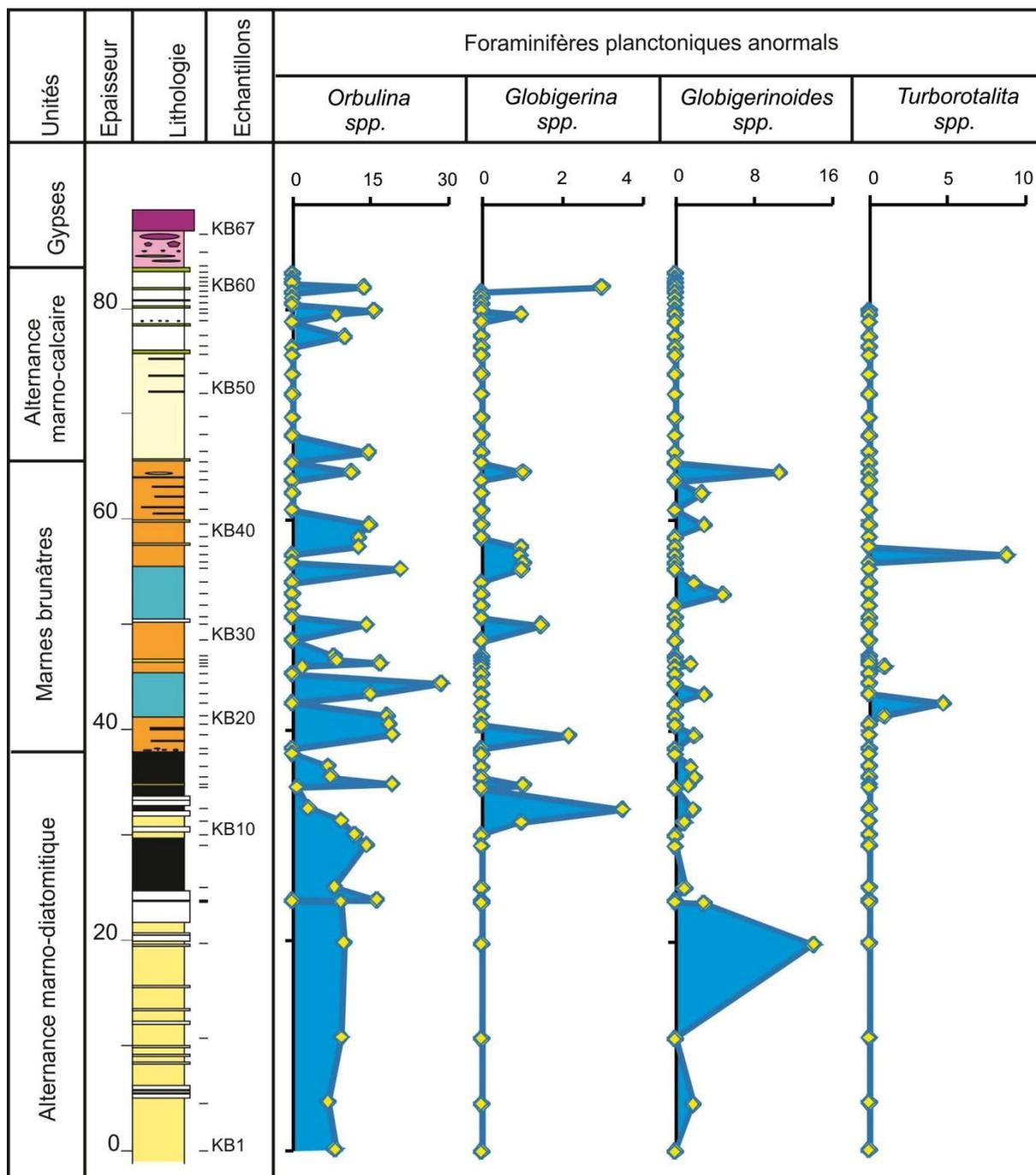


**Fig. 84** : Anomalies morphologiques affectant l'enroulement du test.  
**1** : *Gn. bulloides* à enroulement anormal (KB15) ; **2-3** : *T. quinqueloba* à enroulement anormal (KB21, KB22).

Le taux le plus important a été détecté dans les espèces du genre *Orbulina* (Fig. 85). Il varie entre 0.9% (KB13) et 28.5% (KB24) avec plus de la moitié des échantillons dépassant le seuil du 10% (Fig. 65). A noter que les formes considérées anormales dans ce genre sont celles qui se différencient des espèces bien établies (*Or. universa*, *Or. suturalis*, *Or. bilobata*) par la déformation de dernière loge ou le développement excessif et inorganisé de loges supplémentaires.



**Fig. 85** : Anomalies morphologiques liés à la présence de bouchon ombilical et l'action de décalcification.  
**1-2** : *T. quinqueloba* anormales avec un bouchon ombilical (KB22) ; **3** : *T. quinqueloba* avec des trace de décalcification (KB22) ; **4** : *Gn. bulloides* avec des trace de décalcification (KB15).



**Fig. 86** : Evolution des anomalies morphologiques chez les principaux genres des assemblages planctoniques des dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

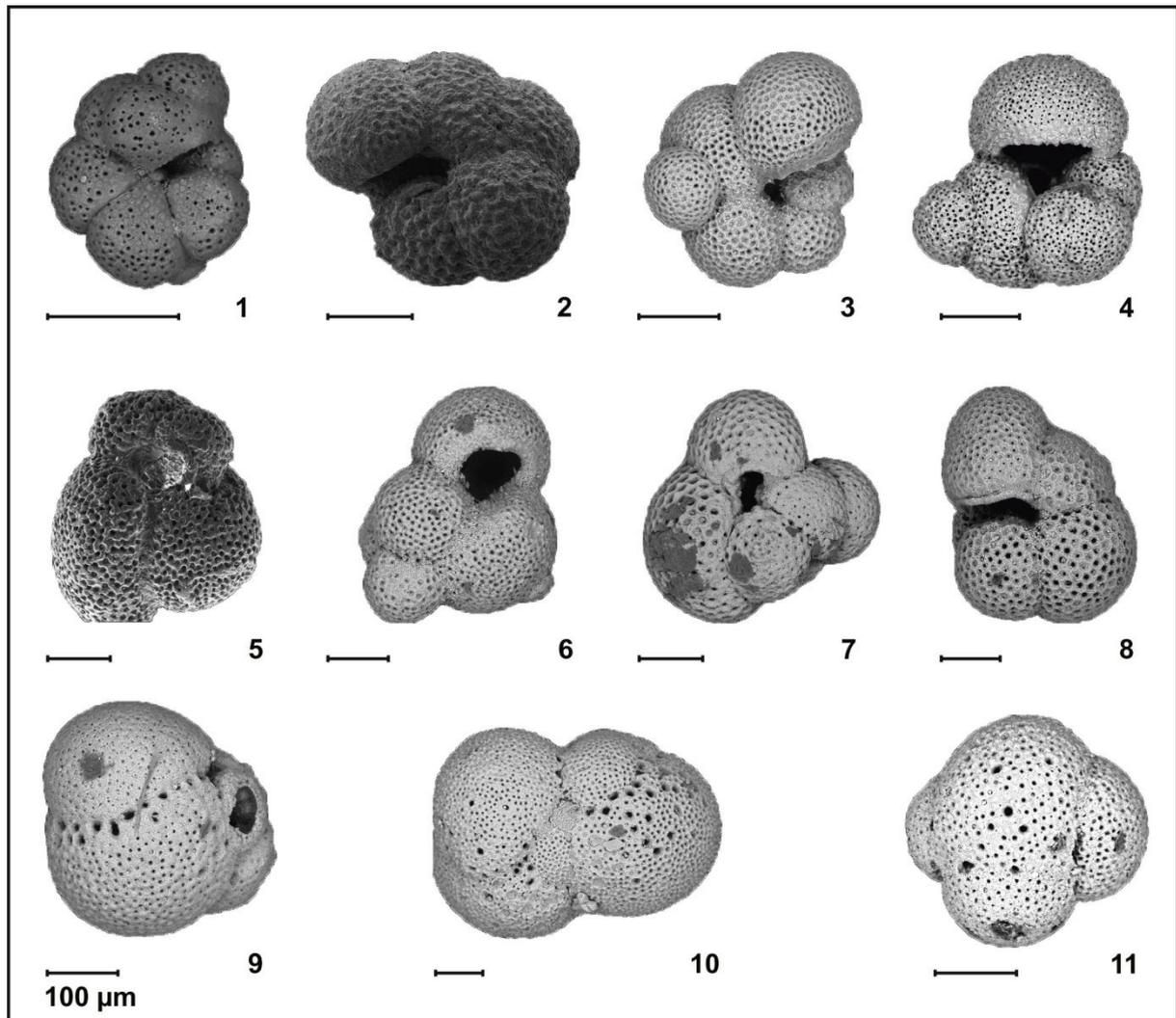
Au niveau des espèces du genre *Globigerinoides* (Fig. 85), ce taux varie entre 0.9% (KB11) et 14.1% (KB4). Seuls deux cas dépassent les 10% (KB4 et KB5) ; la plus part des autres n'excèdent pas les 3% (Fig. 65). Ces anomalies sont concentrées surtout chez *Gs obliquus* au niveau duquel plusieurs types ont pu être reconnus.

Anomalies	Description	Espèces affectés
Dernière loge déformée	Loge de forme et de taille inhabituelle, très exagérée, gonflée tordue ou totalement déformée	<i>Gs. sacculifer</i> (Fig. 82, 1) ; <i>Gs. quadralobatus</i> ? (Fig. 82, 2) ; <i>Gn. bulloides</i> (Fig. 82, 3-4) ; <i>Or. spp.</i> (Pl. IV, 5-6) ; <i>Gl. miotumida</i> gr. (Fig. 82, 11-12) ; <i>T. quinqueloba</i> , (Fig. 82, 13-15) ; <i>Gs. obliquus</i> (Fig. 82, 9, 15) ; <i>Nq. sp.</i> (Fig. 82, 10).
Loges avant-dernière anormales	Loges de petites tailles donnant l'impression d'une dissolution suivie d'une régénération incomplète	<i>Nq sp</i> (Fig. 83, 1-2, 6) ; <i>Gs. obliquus</i> ? (Fig. 83, 3, 5) ; <i>Gs. sacculifer</i> (Fig. 83, 4) ; <i>Gs. extremus</i> (Fig. 83, 7) ; <i>T. quinqueloba</i> (Fig. 83, 8).
Loges supplémentaires	une ou plusieurs loges supplémentaires de petite taille se développant sur les faces spirale ou ombilicale	<i>T. quinqueloba</i> (Fig. 87, 1) ; <i>Nq sp</i> (Fig. 87, 2) ; <i>Gn. praecalida</i> (Fig. 87, 3) ; <i>Gn. bulloides</i> (Fig. 87, 4) ; <i>Gs. ruber</i> (Fig. 87, 5) ; <i>Gn. apertura</i> ? (Fig. 87, 6) ; <i>Gs. sacculifer</i> (Fig. 87, 7-8) ; <i>Or. suturalis</i> (Fig. 87, 9-11).
Enroulement anormale de la spire	Un changement du sens d'enroulement, un développement incomplet de la spire ou un accroissement de plusieurs tours dans des axes différents	<i>T. quinqueloba</i> (Fig. 84,1-2) ; <i>Gn. bulloides</i> (Fig. 84, 3) ; <i>Gs. obliquus</i> (Fig. 88, 12).
Anomalies globales du test	L'intégralité ou une grande partie du test est affectés par un gonflement, un épaissement sévère ou une distorsion.	<i>Gl. miotumida</i> gr (Fig. 89, 6) ; <i>Nq sp</i> (Fig. 89, 7) ; <i>Gs. obliquus</i> (Fig. 89, 8) ; <i>Nq. acostaensis</i> (Fig. 89, 9).
Tests jumeaux	deux ou plusieurs tests unis, fermement, entre eux au cours de leur vie. Ces jumeaux sont, essentiellement de la même espèce, de taille égale ou très proche, très rarement de taille différente. Un cas de forme adulte associée à une forme juvénile a été observé chez <i>Gs. ruber</i> .	<i>Gs. obliquus</i> (Fig. 88, 1, 4, 5, 8, 10, 12, 13, 14 et 15) ; <i>Gs. ruber</i> (Fig. 88, 3, 7) ; <i>Gs. extremus</i> (Fig. 88, 6) ; <i>Gs. sacculifer</i> (Fig. 88, 9) ; <i>Gn. bulloides</i> (Fig. 88, 11) ; <i>Gn. nepenthes</i> (Fig. 88, 2).
Plusieurs loges ultimes	Deux à trois loges finales qui montrent une diminution graduelle de la taille et une tendance à la fermeture de leurs ouvertures. Elles sont disposées géométriquement entre elles soient par un angle de 180° (cas d'un doublé) soient à 120° (cas d'un triplé)	<i>Gs. obliquus</i> (Fig. 88, 1, 4, 10, 14 et 15) ; <i>Gs. extremus</i> (Fig. 88, 6) ; <i>Gs. sacculifer</i> (Fig. 88, 9).
Anomalies complexes.	Certaines anomalies peuvent correspondre à plusieurs loges cassées, écrasées ou effondrées et réparées par la suite, d'autres à un développement de plusieurs loges supplémentaires à différents stade ontogéniques.	<i>Gs. obliquus</i> (Fig.89, 1-2) ; <i>Nq sp</i> (Fig. 89, 3-4).
Déformations traumatiques.	perforations circulaires, des traces de griffures ou bien des traces de formes quelconques	<i>Gs. obliquus</i> (Fig. 82, 7-8) ; <i>Gn. bulloides</i> (Fig. 84, 3).

**Tab. 2 :** Systématisation et description des anomalies morphologiques comptabilisées dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

Chez les espèces du genre *Globigerina* (Fig. 85), la fréquence des anomalies est relativement faible (0.9% dans KB38 à 3.4% dans KB12) et l'espèce la plus affecté est *Gn. bulloides* (Fig. 65).

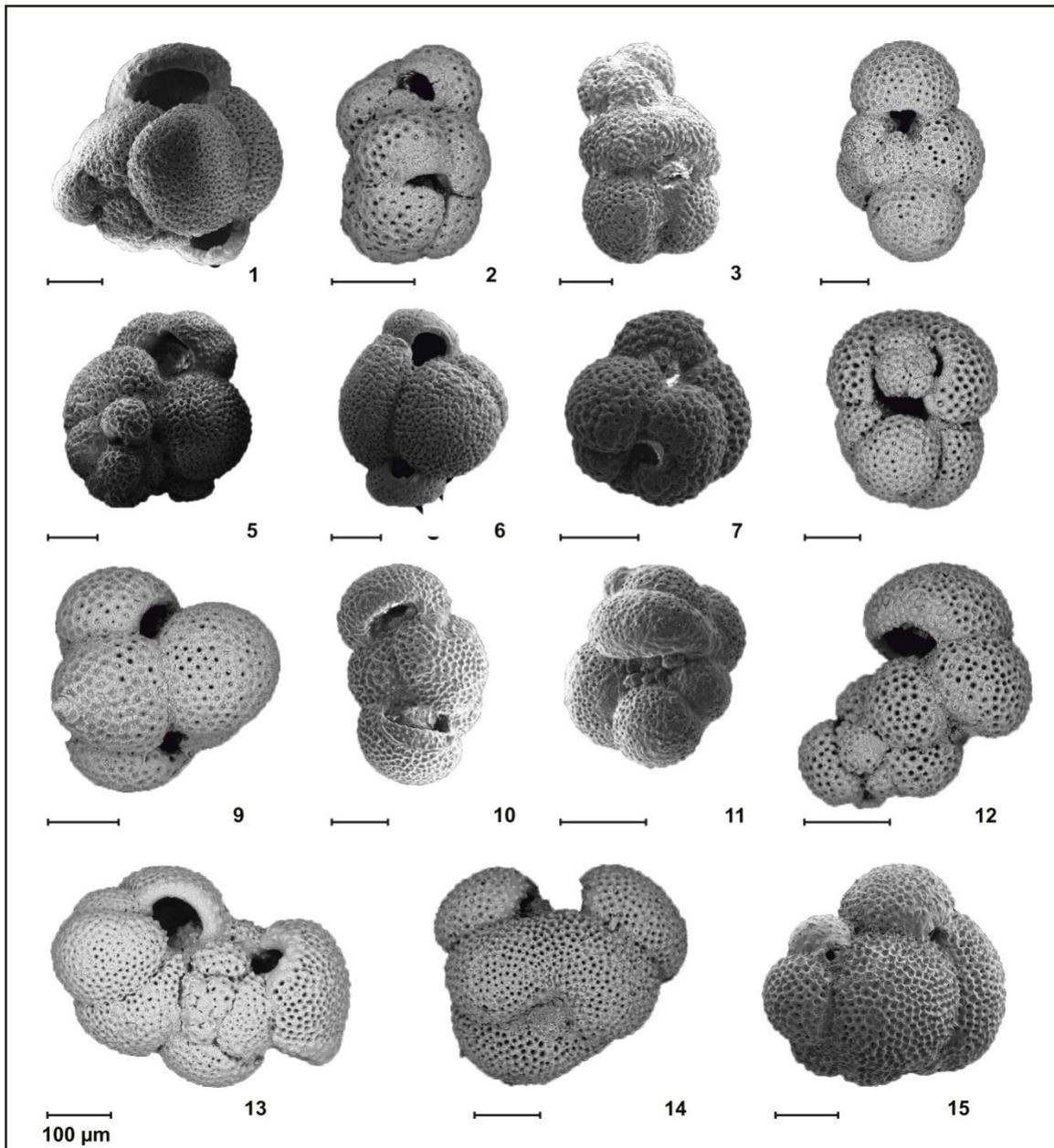
Dans les échantillons où les espèces *T. quinqueloba* et *T. multiloba* surabondent, le taux d'anomalies (Fig. 85) oscille entre 0.9% (KB21) et 8.8% (KB22). Chez les genres *Neogloboquadrina* et *Globorotalia*, ces anomalies sont peu fréquentes.



**Fig 87** : Anomalies morphologiques liées à la présence de loge supplémentaire(s) anormale(s).  
**1** : *T quinqueloba* (KB21) ; **2** : *Nq sp.* (KB46) ; **3** : *Gn praecalida* (KB20) ; **4** : *Gn bulloides* (KB15) ;  
**5** : *Gs ruber* (KB16) ; **6** : *Gn apertura gr ?* (KB23) ; **7-8** : *Gs sacculifer* (KB39, KB40) ; **9-11** : *Or suturalis* anormale avec plusieurs chambres supplémentaires (KB20, KB12, KB13).

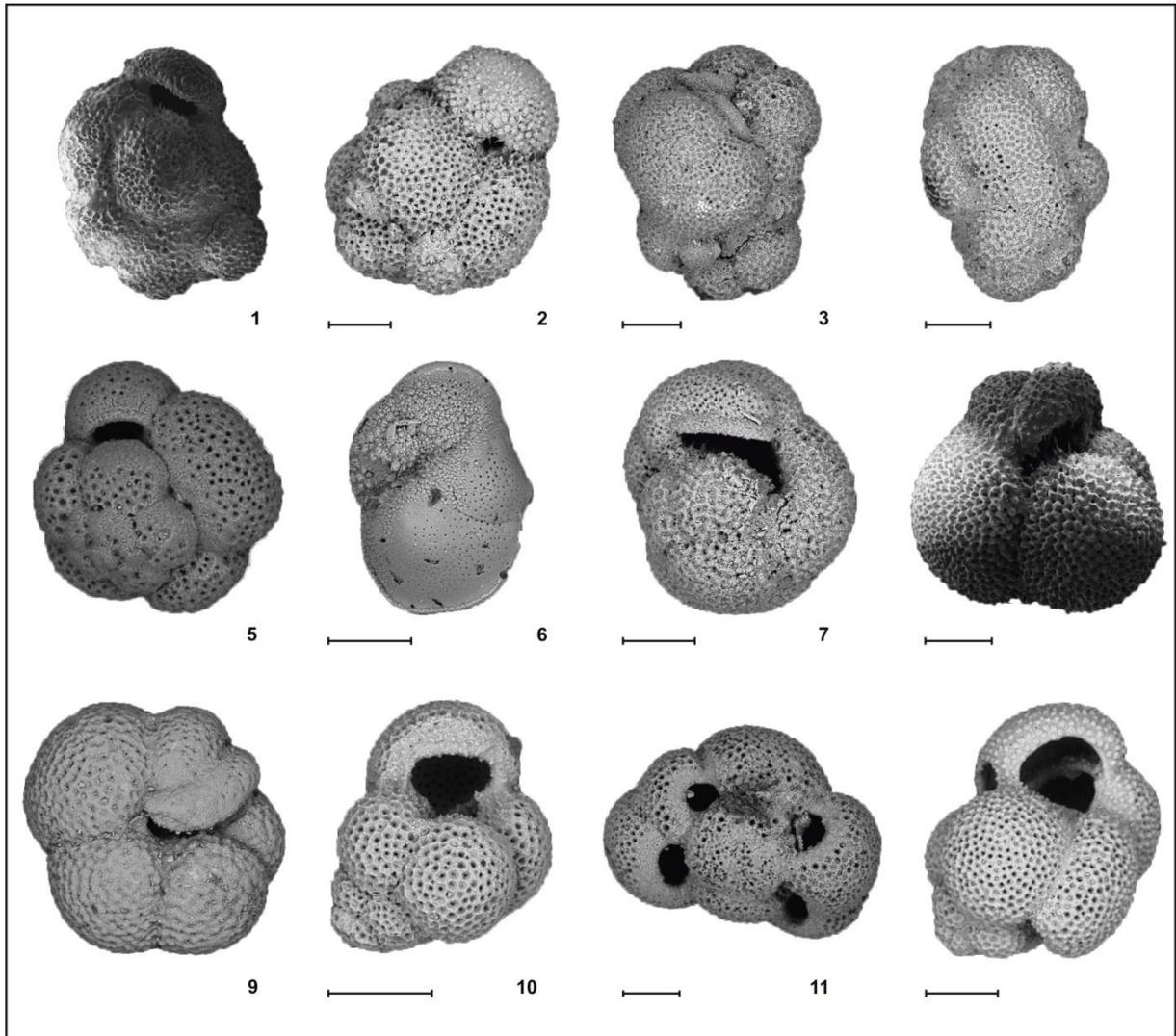
Cette analyse a permis de recenser 18 types d'anomalies réparties en deux groupes. Le premier comprend les anomalies comptabilisées dans ce travail et sur lesquelles, un accord a été établi par la plus part des intervenants dans ce domaine de recherche (Tab. : 2). Le second concerne celles, sur lesquelles, aucun consensus

n'a été trouvé (Tab. : 3). Certains spécimens anormaux peuvent montrer plusieurs anomalies à la fois.



**Fig 88:** Anomalies morphologiques liées à la présence de jumeaux et/ou de formes à plusieurs loges finales.

**1 :** *Gs obliquus* triplé ou bien une forme unique à trois loges finales (KB40) ; **2 :** *Gn nepenthes* ? jumeaux liés par les faces spirales (KB35) ; **3 :** *Gs ruber* jumeaux avec une forme adulte et une autre juvénile (KB40) ; **4 :** *Gs obliquus* jumeaux ou forme anormale à deux loges finales égales et à ouvertures opposées (KB40) ; **5 :** *Gs obliquus* doublé associés avec apparition de la spire sur la face ombilicale (KB40) ; **6 :** *Gs extrumus* jumeaux ou bien forme anormale à 2 loges finales opposées à 180° (KB40) ; **7 :** *Gs ruber* jumeaux (KB16) ; **8 :** *Gs obliquus* avec un développement de petites loges qui obstruent l'ouverture primaire (KB40) ; **9 :** *Gs sacculifer* jumeaux ou forme à deux loges finales (KB40) ; **10 :** *Gs obliquus* jumeaux ou forme unique à deux loges finales égales et (KB16) ; **11 :** *Gn bulloides* ? jumeaux associés par les faces spirales (KB12) ; **12 :** *Gs obliquus* jumeaux de taille inégale ou bien forme à enroulement anormal (KB35) ; **13 :** *Gs obliquus* jumeaux de taille égale avec des faces différentes (KB23) ; **14 :** *Gs obliquus* jumeaux associés par les faces ombilicales (KB45) ; **15 :** *Gs obliquus* jumeaux de tailles différentes ou bien forme unique à deux loges finales de taille différentes (KB40).



**Fig. 89 :** Anomalies morphologiques complexes ou affectant l'ensemble du test.

**1-2 :** *Gs. obliquus* ? à anomalies complexes (KB40) ; **3-4 :** *Nq. sp.* ? à anomalies complexes (KB46) ; **5 :** *T. quinqueloba* forme anormale avec une ouverture secondaire sur la face spirale (KB22) ; **6 :** *G. miotumida* gr. avec un test tordu (KB4) ; **7 :** *Nq. sp.* ? avec un test gonflé et très épais (KB46) ; **8 :** *Gs. obliquus* avec un test gonflé (KB40) ; **9 :** *Nq. acostaensis* à test et lèvre très épais (KB23) ; **10 :** *Gs. obliquus* à plusieurs ouvertures secondaires (KB28) **11 :** *Gs. bulloideus* à trochospire développée et ouverture primaire et secondaires béantes (KB20).

#### IV- Discussion

##### 1- Statuts des anomalies morphologiques

A côté de anomalies morphologiques identifiés, il existe dans nos assemblages plusieurs autres anomalies sur lesquelles, il n'y'a pas de consensus quant à leur origine et à leur signification écologique. Certains les associent au stress environnemental d'autres à la gamétogénèse ou simplement à des variations écophénotypiques. Ces anomalies n'ont pas été prises en considération dans nos comptages (**Tab. : 3**).

Ainsi le développement, des *kummerforms* (formes à dernière loge égale ou inférieure à la précédente) est considéré comme un indicateur d'un stress environnemental, lié soit à la température, la salinité, le manque d'oxygène ou la stratification de la colonne d'eau (Hecht et Savin, 1972 ; Schmidt et *al.*, 2006). Dans ce contexte l'abondance des phénotypes *kummerforms* chez *Nq. pachyderma* senestre en Antarctique (Bergami et *al.*, 2009) a été associée à une stratification des eaux, une température de surface basse, des concentrations nutritives élevées et une thermocline peu profonde. Enfin, certains taxons *kummerforms* sont attribués à des déformations traumatiques (Aktürk, 1976).

Plusieurs chercheurs, travaillant sur l'actuel (Banerji, 1980 ; Hemleben et *al.*, 1989 ; Bijma et Hemleben, 1994), réfutent toute relation entre *kummerforms* et stress environnemental et les associent plutôt à la gamétogénèse. Dans des expériences de laboratoire, établies sur la forme et la taille relative de la dernière loge de *Gs. sacculifer*, Bijma et Hemleben (1994) ont remarqué que la plupart des *kummerforms* et *kummersacs* se produisent 24 à 48 heures avant le dégagement des gamètes coïncidant avec la pleine lune. Alors que les *sac-like* se forment après la nouvelle lune et représentent les individus subissant la gamétogénèse en dehors de la période de la reproduction principale.

La taille et la forme de la dernière loge, les ouvertures secondaires béantes et multiples, l'épaississement du test, le surdéveloppement de la spire, les bullas, la calcite secondaires, les épines sont considérés par Marszalek (1976) comme des dispositifs typiques aux foraminifères planctoniques favorisant l'adaptation morphologique aux changements latitudinaux ou bathymétriques de la densité de l'eau.

Cependant d'autres chercheurs les considèrent comme des anomalies morphologiques développés par les organismes en réponse à un stress environnemental. Ainsi beaucoup de travaux considèrent l'aberrance de la dernière loge comme anomalie (Aktürk, 1976 ; Homer, 1990 ; Alves, 1991 ; Sharifi et *al.*, 1991 ; Yanko et *al.*, 1998 ; Geslin et *al.*, 2002 ; Polovodova et Schönfeld, 2008).

Dans nos assemblages, ce phénomène est difficilement appréciable en raison d'une part de l'impossibilité de fixer une limite entre taille normale et anormale (présence d'un nombre important de formes intermédiaires) et d'autre part, l'accroissement de celle-ci est accompagné souvent d'un agrandissement du test et des ouvertures.

Anomalies	Description	Espèces affectés
Kummerforms.	Loge finale réduite.	<i>Gn sp</i> (Fig. 82, 3) ; <i>Gs saccilifer</i> (Fig. 82, 14) ; <i>Nq acostaensis</i> (Pl V, 5) <i>Gs obliquus</i> (Fig. 82 ; 9), <i>Nq. sp.</i> (Fig. 83, 2, 6) ; <i>Gs. extremus</i> (Figs. 83,88 ; 7, 6).
Aberrance de la dernière loge.	Augmentation de la taille de la dernière loge et de son ouverture primaire.	<i>Gs bulloideus</i> (Fig. 89, 12).
Surcroissance de bulla ou bouchon ombilical.	Une loge qui se développe sous forme d'un bulla pour fermé totalement ou partiellement l'ouverture primaire.	<i>T quinqueloba</i> (Fig. 85, 1-2).
Ouverture multiples.	Augmentation du nombre d'ouverture secondaires.	<i>Gs extremus</i> (Fig. 89, 11) ; <i>Gs bulloideus</i> (Fig. 89, 12).
Développement de la spire	Accroissement important de la spire.	<i>Gn apertura</i> (Fig. 89, 10).
Apparition des ouvertures secondaires.	Apparition d'ouvertures secondaires chez des espèces qui ne les possèdent pas.	<i>T. quinqueloba</i> ((Fig. 89, 5).
Décalcification.	La décalcification touche la totalité du test avec une dissolution des parois des loges et une accentuation des sutures.	<i>Gn bulloides</i> (Fig. 85, 4) ; <i>T quinqueloba</i> (Fig. 85, 3).
Protubérances.	Développement de Protubérances sur la totalité du test ou bien sur certaines parties.	<i>Gs obliquus</i> (Fig. 89, 8) ; <i>Gs extremus</i> (Fig. 83, 7) ; <i>Nq. sp.</i> (Fig. 89, 7)
Ouverture béantes	Augmentation de la taille des ouvertures primaires et secondaires.	<i>Gs bulloideus</i> (Fig. 89, 12)

**Tab. 3 :** systématisation et description des anomalies morphologiques observées et non comptabilisées dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

Pour Malmgren et Kennett (1976), le développement de tous ces caractères se produit dans les zones où les conditions sont optimales et non pas dans les zones de stress. Seuls les cas extrêmes où la dernière loge présente, en plus de son aberrance, une certaine déformation, ont été considérés comme anomalies morphologiques dans nos comptages. Le surdéveloppement de la trochospire est lié à des variations morphotypiques induites lors des périodes de glaciations et de déglaciations (Numberger et *al.*, 2009). L'augmentation régulière de la compression du test et de la dernière loge se produit dans des eaux de surface plus froides (Hecht et Savin, 1972 ; Malmgren et Kennett, 1976).

Le développement d'une loge bulle couvrant l'ombilic observée chez *Turborotalita* spp. pourrait être considéré comme une anomalie morphologique analogue à celle détectée chez *Ammonia beccarri* (Stouff et *al.*, 1999a et 1999b). Cette anomalie est interprétée chez cette dernière par des possibilités limitées du

développement anormal en raison de la morphologie trochospiralé (Stouff et *al.*, 1999c). Aussi, cette fonctionnalité a été décrite comme une loge saillante anormale (Frontalini et Coccioni, 2008) ou bien un bouchon ombilical (Bergin et *al.*, 2006).

## 2- Importance quantitative des anomalies morphologiques

Dans des conditions normales, un taux de 1% de tests anormaux, dans une population benthiques, est considéré spontané ou relevant de la variabilité naturelle dans un environnement préservé alors que des valeurs plus élevées (Tab. 4) sont associées à un stress (Alve, 1991 ; Stouff et *al.*, 1999b).

Auteurs	% anomalies FB actuels	Auteurs	% anomalies FP fossiles et subactuels
Yanko et <i>al.</i> , 1998	2-3, 5%	Homer, 1990	0.5-5%
(Alve, 1991	1-3% à 7%	Inan et <i>al.</i> , 1996	65%
Sharifi et <i>al.</i> , 1991 ; Samir et El-Din, 2000	10-20%	Omana et <i>al.</i> , 2012	10 à 13%
Lidz, 1965	30%	Ballent et Carignano, 2008	74 %
Romano et <i>al.</i> , 2008	47,3%	Ballent et Carignano, 2008	22%
Burone et <i>al.</i> , 2006	72,7%	Mancin et Darling, 2015	0,5 à 1,38%
Debenay et <i>al.</i> , 2009	50% à 80%	Antonarakou et <i>al.</i> , 2018	0 è 5.06%

**Tab.4 :** Taux d'anomalies chez les foraminifères benthiques actuels et planctoniques fossiles.  
FB : Foraminifères benthiques ; FP : Foraminifères planctoniques.

Dans les prélèvements étudiés, les taux de tests anormaux sont relativement modérés (0,33 à 10%) par rapport aux fréquences suscitées. Toutefois, ce taux pourrait dépasser largement les 50% (pour certains échantillons), dans le cas d'intégration des anomalies non consensuelles.

## 3 - Rapports entre anomalies, lithologie et assemblages

Une corrélation, des horizons riches en formes anormales avec les changements de la lithologie et des assemblages planctoniques et benthiques, a permis de distinguer plusieurs points très importants (Fig. 90).

Les anomalies morphologiques enregistrent des fréquences importantes au sommet de l'alternance marno-diatomitique, dans les marnes brunâtres et dans l'alternance marno-calcaire. Ces unités sont marquées par leurs faciès laminitiques riches en matière organique (sapropèles) indicateurs d'une stratification de la colonne d'eau. L'évolution de ces faciès à une sédimentation évaporitique témoigne de l'augmentation progressive de la salinité du milieu.

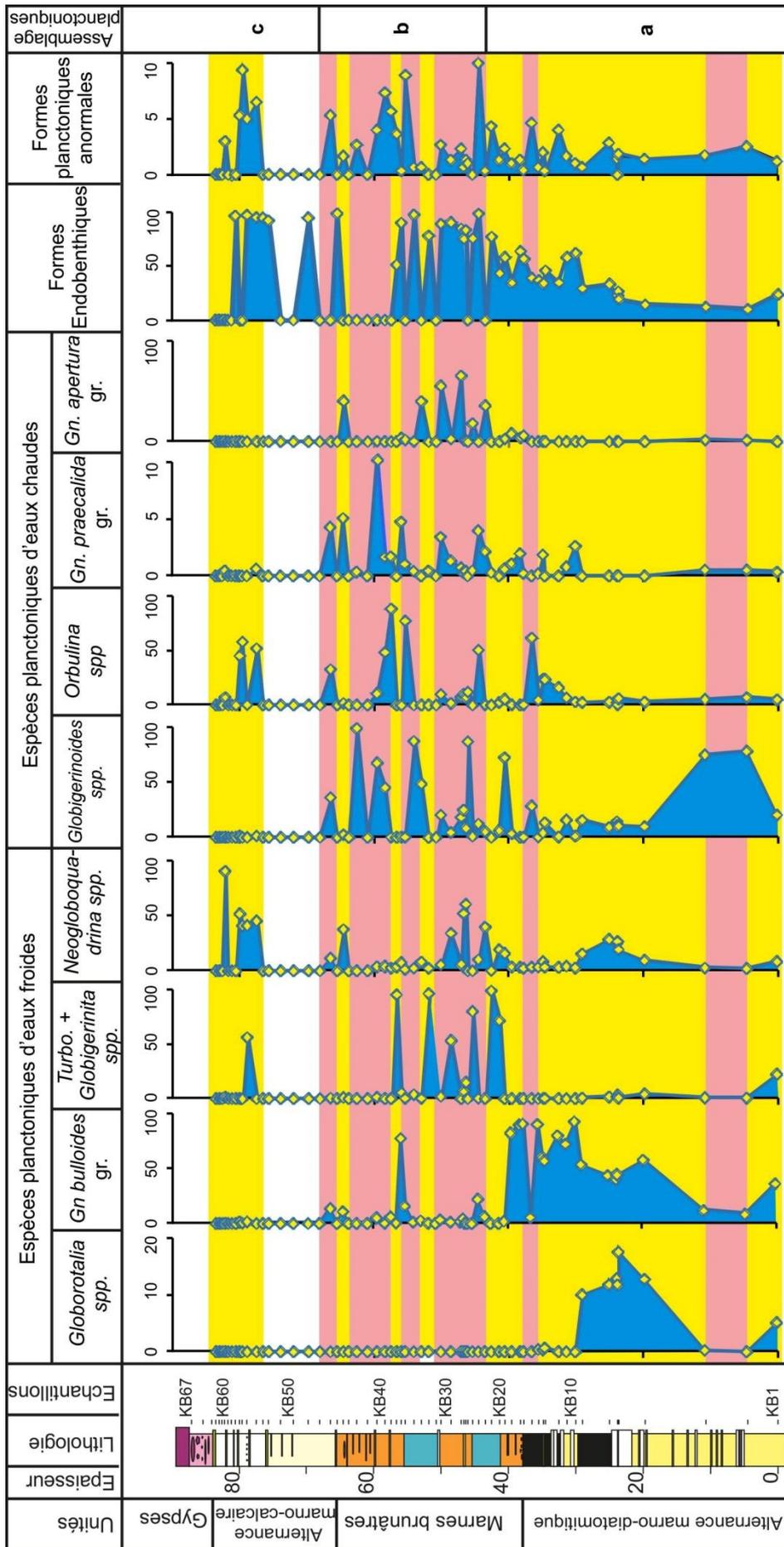


Fig. 90 : Corrélation entre anomalies morphologiques et changements des assemblages planctoniques et benthiques des dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

Anomalies	Aktur, 1976	Boltovsky, 1982	Homer, 1990	Nazik et Ögrünç, 2002	Présent travail
Distorsion de tests	x				x
Dernière loge aberrante	x		x		x
Loges réduites	x				x
Test déformé	x				x
Double carène	x				
Tests jumeaux	x	x	x	x	x
Tests aplatis		x		x	
Mauvais enroulement			x		x
Surcroissances de bulla			x		x
Ouvertures béantes			x		x
Ouvertures multiples					x
Plusieurs loges finales			x		x
Déformation complexe			x		x
protubérances					x
loges supplémentaires					x
loge bulla couvrant l'ombilic					x

**Tab. 5** : Anomalies morphologiques observées dans les assemblages de foraminifères planctoniques fossiles.

(Les anomalies en rouge n'ont pas été comptabilisées dans les comptages).

Les assemblages planctoniques indiquent la présence de deux épisodes à climat tempéré froids alternés par un épisode à climat subtropical à tropical chaud, lui-même interrompu momentanément par des incursions d'eaux océaniques froides. En se référant au morphotype de *Gs ruber*, il pourrait s'agir de deux épisodes glaciaires intercalés par un épisode interglaciaire. Un pic glaciaire (TG34), daté de 6 Ma, est signalé sous les dépôts évaporitiques messiniens (Manzi et al., 2013).

La disparition des *Gl miotumida* gr, espèces des zones profondes de la colonne d'eau, coïncide étroitement avec le début d'abondance à la fois de *Gn bulloides* gr et des formes endobenthiques. *Gn bulloides* est un bon indicateur de la productivité primaire associée soit à aux upwellings, soit à des masses d'eaux suite à l'abondance des apports nutritionnelles. Les formes endobenthiques (*Bulimina*, *Brizalina*) prolifèrent dans les milieux à colonne d'eau stratifiée déficitaire en oxygène.

L'abondance des *Neogloboquadrina* (*Nq incompta*, *Nq atlantica*, *Nq cf pachyderma* et *Nq pseudopachyderma*) et des *Turborotalita* (*T quinqueloba* et *T multiloba*) suggèrent des incursions répétées d'eaux océaniques froides. Ces incursions ont été liées, au pliocène, à un refroidissement climatique accompagnés

par un développement de la calotte glacière (Zachariasse et Spaak, 1983 ; Zachariasse et *al.*, 1990).

#### **4- Causes probables des anomalies morphologiques**

Les anomalies des foraminifères planctoniques mis en évidence dans les dépôts messiniens de la région d'Ain Merane, semblent similaires à celles des foraminifères benthiques récents (Alve, 1991 ; Sharifi et *al.*, 1991 ; Yanko et *al.*, 1998 ; Samir et El-Din, 2001). Cette ressemblance, assez étroite, laisse supposer aussi une probable analogie des facteurs.

La plus part des spécimens planctoniques anormaux actuel ont été trouvés dans les zones antarctiques et subantarctiques froides. Les formes anormales fossiles ont été, le plus souvent, associées au stress écologique ou à l'instabilité du milieu. Certains ont fait le rapprochement avec la distribution des « O. A. Es » (Oceanic Anoxic Events) et/ou à les variations climatiques globales (Venturati, 2007 ; Venturati et Baudin, 2007). D'autres ont évoqués la régénération de certaines parties du test suite à des dommages traumatique due, principalement, à des prédateurs ou à l'hydrodynamisme (Aktürk, 1976 ; Stouff, 1998 ; Geslin et *al.*, 2002).

##### **4.1- Reproduction**

La majeure partie des spécimens anormaux benthiques, a été rattachée au mode de reproduction asexué appelle schizogonie (Yanko et *al.*, 1998 ; Polovodova et Schönfeld, 2008). Ce mode est le plus approprié dans les conditions défavorables, il est le plus souvent associe aux eaux plus froides et plus riche en sel (Coccioni, 2000 ; Nigam et Caron, 2000 ; Polovodova et Schönfeld, 2008). D'autres cas pourraient résulter de plastogamie, qui est un mode de reproduction sexué observé chez plusieurs espèces de foraminifères benthiques (Lee et *al.*, 1991). Cependant ces deux mode sont méconnus chez les foraminifères planctoniques qui semblent se reproduire, principalement sinon exclusivement, par reproduction sexuée (Lee et *al.*, 1991).

##### **4.2 -Variation de la salinité et du ph**

La plus part de nos anomalies morphologiques ont été déjà signalées chez les formes benthiques dans des conditions de salinités extrêmes ou variables (Geslin et *al.*, 2002 ; Le Cadre et *al.*, 2003). Ainsi les malformations touchant les loges ont été attribuées, le plus souvent, à des réductions simultanées de salinité et du pH (Nigam et *al.*, 2011). Ces derniers ont montré que, dans des conditions hyposalines, les tests

calcaires subissent une dissolution partielle ou complète. Au retour des conditions normales de salinité, ils régénèrent en comportant alors des loges anormales.

Les perturbations, chez certaines formes anormales, peuvent être induites seulement par des états hypersalins naturels avec des proportions élevées d'anomalies morphologiques (Geslin et *al.*, 2002). Des perturbations affectant le développement ontogénique entraînent des anomalies au niveau de la forme, de la classe du proloculus ou des premières loges. Ces troubles modifient également le sens d'enroulement et permettent le développement de tours selon des axes différents. Elles entraînent aussi la fusion de deux ou plusieurs formes juvéniles et le développement des formes anormales plus complexes (Stouff et *al.*, 1999b ; Geslin, et *al.*, 2002).

La présence des gypses dans les niveaux préévaporitiques et surtout dans la partie supérieure pourrait témoigner des états hypersalins des eaux profonds suite à la stagnation de la colonne d'eau du bassin du Chélif et des bassins méditerranéens à cette époque. Cet état hypersalin est probablement le résultat de la restriction des échanges avec l'océan Atlantique et du forcing climatique (Sierro et *al.*, 2003 ; Rouchy et Caruso, 2006). Les remontés épisodiques de ces eaux salines pourrait avoir contribué au développement des anomalies chez les formes planctoniques. Les états hypohalins peuvent être rattachés à des apports d'eaux douces suite à un climat plus humide au cours de certaines périodes messeniennes (Simon et *al.*, 2017).

Les variations du pH jouent, également, un rôle important dans la malformation des tests. Ainsi, dans des milieux à pH inférieur à 7,5 la décalcification commence et peut affecter complètement le test (Le Cadre et *al.*, 2003)]. Les loges sont capables de se recalcifier, avec souvent des anomalies morphologiques, si elles sont soumises par la suite à des conditions de pH normales (Stouff et *al.*, 1999a ; 1999b ; Le Cadre et *al.*, 2003).

Ce phénomène est confirmé dans des cultures de laboratoire où des tests de *Globigerinoides ruber*, soumis à un pH élevé (8.17), ont montré une prolifération de petites loges et l'apparition de plusieurs ouvertures secondaires très larges (Le Cadre et *al.*, 2003 ; Henehan et *al.*, 2013).

### **4.3 - Hydrodynamisme**

Lors des études expérimentales Bé et Spero (1981) ont observé que les spécimens de foraminifères planctoniques dont les loges ont été écrasées ont

reconstruit leurs tests avec des déformations morphologiques. Ce phénomène a aussi été observé chez les foraminifères benthiques (Stouff, 1998 ; Geslin et *al.*, 2002). Les déformations traumatiques dans nos assemblages sont très rares, ils sont très probablement liés à la régénération des tests après avoir été endommagés par les prédateurs. Aucun effet de l'hydrodynamisme n'a été observé sur nos assemblages.

#### **4.4 - Abondance de la matière organique**

Dans les océans actuels, il arrive parfois d'attribuer certaines anomalies à l'eutrophisation (Caralp, 1989 ; Alve, 1995). Une surabondance de la matière organique entrave la croissance des foraminifères en restreignant l'activité pseudopodiales et provoque des retards dans le développement (Boltovskoy et *al.*, 1991). En Mauritanie, dans des couches rattachées au maximum glaciaire, la présence de 25 % de tests anormaux de *Melonis barleeanun* est traduite par une abondance de matière organique (Caralp, 1989). Cette abondance est aussi à l'origine des tests anormaux des foraminifères benthiques des bassins de Crevette (Alve, 1995 ; Debenay et *al.*, 2009). Les taux enregistrés (> 50%, parfois > 80%) dans ces bassins sont plus élevés que ceux des zones soumises à la pollution ou le stress. Cette étude suggère que la nature de la matière organique plutôt que sa quantité qui agit sur les anomalies. La matière organique autochtone, qui induit une forte demande en oxygène, apparaît comme le responsable le plus probable de la hausse des anomalies. Ces dernières pourraient être liées également à la métabolisation de la matière organique, par les bactéries réductrices de sulfates.

Le manque d'oxygène induit par l'abondance de la matière organique dans nos sédiments pourrait engendrer des anomalies dans les assemblages planctoniques. Ce manque est suggéré par la nature sapropélique des sédiments et la dominance des formes endobenthiques (*Brizalina*, *Bulimiuna*) caractéristiques des états fortement salins et anoxiques (van der Zwaan, 1982 ; 1983 ; Verhallen, 1991 ; Jorissen et *al.*, 1992). L'augmentation de la taille et de la densité des pores surtout chez *Orbulina spp.* (Sen Gupta et Machain-Castillo, 1993) est une autre preuve des états anoxiques.

#### **4.5 - Température**

Les malformations chez les foraminifères planctoniques sont, le plus souvent, signalées dans les formes typiques des eaux froides (Earland, 1934 ; Boltovskoy,

1982). Dans nos sédiments, apparemment, elles touchent aussi bien les foraminifères planctoniques d'eaux froides (*Gn. bulloides*, *Turborotalita spp.*, et *Neogloboquadrina spp.*) et d'eaux chaudes (*Orbulina spp.*, *Globigerinoides spp.*).

Les fréquences les plus importantes coïncident avec les niveaux où les fluctuations des pourcentages de formes froides et chaudes sont très grandes (Fig.86).

## **V- Conclusion**

De nombreuses anomalies morphologiques observées sur des tests de foraminifères planctoniques sont, pour la première fois, mises en évidence dans des dépôts Messiniens d'Algérie. Les plus importantes fréquences sont enregistrées dans les faciès précédant immédiatement le faciès évaporitiques. Ces anomalies, très semblables à celles des foraminifères benthiques des environnements actuels, affectent une bonne partie des espèces planctoniques. Elles sont réparties en 18 types touchant soit le test en totalité, les loges surtout la dernière et l'enroulement du test. Il n'y a pas de consensus sur le statut de certaines anomalies (épaississement des tests, les ouvertures béantes, surdéveloppement de la spire, dernière loge de grande taille et kummerforms). Si certains chercheurs les attribuent à un stress environnemental, d'autres les lient plutôt à la gamétogénèse ou à la variation écomorphotypique.

Ces anomalies ont proliféré dans un milieu marin à colonne d'eau stratifiée subissant des fluctuations importantes de température et de salinité. L'incursion d'eau océanique froide et l'apport d'eau douce riche en nutriments ont probablement contribué au développement de ce phénomène.

**CHAPITRE VI : ANALYSE BIOÉVÉNEMENTIELLE  
ET CORRELATIONS**

## **I Introduction**

Les travaux biostratigraphiques, entrepris dans le bassin du Bas Chélif à partir des années cinquante, ont abouti à la définition d'un certains nombres de biozones corrélables à l'échelle méditerranéenne et mondiale (S. N. Repal, 1952 ; Magne et Tempère, 1953 ; Cita et *al.*, 1968 ; Addadi et *al.*, 1968 ; Mazzola, 1971 ; Tjalsma et Wonders, 1972 ; Taucchio et Marks, 1973 ; Belkebir, 1986).

L'avènement de la stratigraphie à haute résolution, durant les années quatre-vingt-dix avec ces méthodes plus performantes (cyclostratigraphie, magnétostratigraphie, astrostratigraphie et géochimie), a permis l'élaboration d'un cadre stratigraphique très précis pour le néogène. Malheureusement, le bassin du Chélif n'a pas bénéficié, pour diverses raisons, de ces progrès et les recherches ont gardé leur cachet classique (Bessedik et *al.*, 2002 ; Belkebir et *al.*, 2002 ; Belhadji et *al.*, 2008 ; Atif et *al.*, 2008 ; Mansouri et *al.*, 2008).

Dans le présent travail, l'analyse quantitative et qualitative, des assemblages de foraminifères planctoniques reconnus dans les unités lithologiques de Djebel Diss et Plateau d'Ain Merane, a pour objectif l'identification d'événements et intervalles biologiques caractéristiques. Cette démarche apportera, très probablement, des précisions stratigraphiques et permettra des corrélations à l'échelle locale (bassin du Bas Chélif) et régionale (Méditerranée).

## **II - Méthodes d'études**

Le matériel étudié provient de 258 échantillons prélevés dans huit coupes géologiques levées dans les secteurs sus-cités. Les échantillons de la coupe de Koudiet Karoucha (Plateau d'Ain Merane) n'ont pas été pris en considération, dans cette étude, à cause de la rareté des foraminifères planctoniques.

Environ 250 g de sédiments ont été lavés et tamisés sur une colonne de tamis à mailles successives de 80  $\mu\text{m}$  et 125  $\mu\text{m}$ . La fraction la plus fine (80  $\mu\text{m}$ ) a été délaissée à cause de la difficulté de détermination des spécimens (trop petits ou trop jeunes). Le résidu, supérieur à 125  $\mu\text{m}$ , a fait l'objet d'un fractionnement, à l'aide d'un microséparateur, afin que la fréquence spécifique soit significative lors de l'analyse quantitative. Chaque échantillon est partagé en deux ou plusieurs fractions selon la richesse en foraminifères planctoniques. Ainsi, chaque fraction doit renfermer entre 300 et 500 individus. La fraction obtenue fera l'objet d'une étude détaillée où les observations et les tris sont réalisés sous une loupe binoculaire.

Selon la richesse des assemblages planctoniques, deux méthodologies d'analyse ont été adoptées.

Dans le secteur de Djebel Diss et en raison de la rareté des foraminifères planctoniques dans la plupart des unités lithologiques, seule une étude qualitative a été possible.

A l'inverse, dans le secteur du Plateau d'Ain Merane, où se développent les unités messiniennes très riches en foraminifères planctoniques surtout les groupes de *Globorotalia*, une analyse qualitative et quantitative a été réalisée. La méthodologie d'analyse et les bioévénements choisis sont ceux de Hilgen et Krijgsman (1999) ; Sierro et al., (2001) ; Blanc-Valleron et al. (2002) ; Bellanca et al. (2001). La démarche adoptée comporte :

- une analyse quantitative portant sur environ 300 à 500 individus pour déterminer les proportions de chaque espèce ou chaque groupe d'espèces dans l'assemblage global ;

- une analyse semi-quantitative portant sur 100 individus de *Globorotalia* carénées et non carénées pour calculer les pourcentages relatifs de chaque groupe ;

- une analyse semi-quantitative portant sur 50 individus de *Nq. acostaensis* afin de définir les proportions des formes senestres et dextres.

Les individus, les mieux conservés, ont été montés sur un support métallique et recouverts d'une pellicule de carbone, pour observation et photographie au microscope électronique à balayage de l'Université Pierre et Marie Curie (Paris, France).

### **III- Djebel Diss.**

Mis à part les marnes « Trubi », les autres unités lithologiques (marnes sableuses jaunâtres, marnes bleues, ensemble gypso-calcaires) de Djebel Diss ne peuvent pas faire l'objet d'une analyse biostratigraphique affinée. Ces unités sont formées par des dépôts à cachet littoral ce qui constitue un facteur limitant et réduit considérablement les critères biostratigraphiques disponibles.

Dans ce type de sédimentation, il est difficile de reconnaître les bioévénements déjà mis en évidence dans le Miocène supérieur par de nombreux auteurs (Bizon et Bizon, 1972 ; Iaccarino, 1985 ; Sierro et al., 1993 ; Hilgen et al., 1995 ; Krijgsman et al., 1995 ; Lirer et al., 2019) dans les différentes régions de la Méditerranée occidentale.

Les marnes sableuses jaunâtres et les marnes bleues sont caractérisées par des apports détritiques très importants ou les foraminifères planctoniques sont rare voire absent dans la plupart des échantillons. L'association de foraminifères benthiques de ces dépôts témoigne d'une sédimentation littorale très proximale associé à un confinement très avéré dans certains niveaux. La présence d'un certains niveaux (AZ1 et AZ10) relativement plus diversifier pourraient s'expliquer par de brefs ouvertures du milieu vers le large.

Dans l'ensemble gypso-calcaire, caractérisé par une sédimentation essentiellement évaporitique, aucune association planctonique n'a été récoltée à l'exception de celle de l'échantillon AZ17 (*Gn. bulloides*, *Gn. praebulloides*, *T. quinqueloba*, *Gs. bulloideus*, *Gs. obliquus*, *Gs. saceulifer*, *Gl. scitula*, *Gl. mediterranea*, *Gl. sp.*, *Nq. acostaensis*, *Nq. incompta*, *Nq. dutertrei*, *Or. universa*, *Or. suturalis*). Une telle association planctonique est en contradiction avec ce type de sédimentation évaporitique et avec une population benthique presque monospécifique (*Ammonia beccarii*, Linné). Il s'agirait probablement d'un phénomène de remaniement déjà signalé par Rouchy (1982) et Iaccarino et Bossio (1999) dans des dépôts similaires.

#### 1- Bioévénements identifiés

**Bioévénement 1** est l'occurrence de *Nq. acostaensis* dans les marnes sableuses jaunâtres et les marnes bleues des coupes de Djebel Aizeub et Sidi Abd Allâh (Figs. 91, 92). La première occurrence régulière (FRO) de ce taxon, datée astronomiquement de 10,554 Ma (Hilgen et al., 2000), indique le Tortonien inférieur.

**Bioévénement 2** est la première occurrence commune (FCO) de *Gl. margaritae* gr. dans la partie basale des marnes « Trubi » des coupes de Djebel Aizeub et Sidi Abd Allâh (Figs. 91, 92). Ce bioévénement caractérise la partie basale du Zancéen avec un âge absolu estimé à 5.08 Ma (Lourens et al., 2004).

**Bioévénement 3** est la première occurrence (FO) de *Gl. punctulata* dans les marnes « Trubi » des coupes de Djebel Aizeub et Sidi Abd Allâh (Figs. 91, 92). D'âge Zancéen, ce bioévénement est enregistré à 4.52 Ma.

**Bioévénement 4** est la dernière occurrence commune (LCO) de *Gl. margaritae* gr. dans les marnes « Trubi » des coupes de Djebel Aizeub et Sidi Abd Allâh (Figs. 91, 92). ce bioévénement est repéré dans la partie supérieure du Zancéen à 3.98 Ma (Lourens et al., 2004).

**Bioévènement 5** est la première occurrence (FO) de *Gl. aemiliana* dans la partie supérieure des marnes « Trubi » des coupes de Djebel Aizeub et Sidi Abd Allâh (Figs. 91, 92). Ce bioévènement indique le Piacenzien avec un âge de 3.35 Ma (Lourens et *al.*, 2004).

## **2- Biozotation établie**

La biozotation adopté pour les dépôts du Pliocène est celle de Iaccarino (1985). Cette dernière a été établie à partir de coupes effectuées dans le domaine méditerranéen (Italie, Espagne, Grèce et zones profondes de la Méditerranée) où la sédimentation est largement comparable à celle du bassin du Chélif et les bioévènements utilisés sont facilement identifiables. Cette subdivision biostratigraphique est formée, dans son ensemble, par des biozones d'intervalles.

### **Biozone à *Neogloboquadrina acostaensis*.**

Cette biozone, définie par Bizon et Bizon (1972), est délimitée, à la base, par la première présence (FO) de *Nq. acostaensis* et, au sommet, par celles de *Nq. humerosa* et *Nq. dutertrei* (Figs. 91, 92).

Il s'agit d'une biozone partielle (Fig. 91, 92) identifiée dans les marnes sableuses jaunâtres et les marnes bleues et dont les limites n'ont pas été bien repérées. Dans le secteur voisin de Sidi Belattar (Dahra occidental), ces limites sont bien établies (Belhadji, 1994 ; Addaci, 1994 ; Belkebir et *al.*, 1996 ; 2002). D'âge tortonien, cette biozone est, corrélativement, analogue à la biozone à *Nq. acostaensis* (MMi11) de Lirer et *al.*, 2019.

### **Biozone à *Sphaeroidinellopsis seminulina***

Ce biointervalle est compris entre la première « apparition » (le rétablissement) des conditions marines dans la Méditerranée après MSC à la base, et la première présence commune (FCO) de *Gl. margaritae* gr. au sommet.

Elle correspond aux dix premiers mètres des marnes « Trubi » des coupes de Sidi Abd Allâh et de Djebel Aizeub (Figs. 91, 92). Sa limite inférieure, placée à la base de ces marnes, coïncide avec le rétablissement des conditions marines alors que sa limite supérieure correspond à la FCO de *Gl. margaritae* gr. repérée respectivement dans les échantillons AZ19 (coupe de Djebel Aizeub) et SA32 (coupe de Sidi Abd Allâh). Caractéristique du Zancéen basal (Pliocène inférieur), Cette biozone est équivalente, à la biozone à *Sphaeroidinellopsis* s.l. (MPI1) de Lirer et *al.* (2019).

### **Biozone à *Globorotalia margaritae* gr.**

Cette zone est comprise, respectivement, entre la première occurrence commune (FCO) de *Gl. margaritae* gr. et la première présence (FO) de *Gl. puncticulata*.

Elle a été identifiée dans les marnes « Trubi » des coupes de Sidi Abd Allâh et de Djebel Aizeub (Figs. 91, 92). La FCO de *Gl. margaritae* gr. se situe, respectivement, dans les échantillons SA32 et AZ19, à 10 m de la base de ces marnes alors que la FO de *Gl. puncticulata* caractérise les échantillons SA33 et AZ27. Cette biozone zancléenne pourrait correspondre à la zone à *G. margaritae* (MPL2) (Lirer et al., 2019).

### **Biozone à *Globorotalia puncticulata* / *Globorotalia margaritae* gr.**

C'est une biozone de coexistence correspondant à l'intervalle contenant les deux taxons marqueurs. Elle débute avec la première occurrence (FO) de *Gl. puncticulata* (Figs. 91, 92) et se termine avec la dernière occurrence commune (LCO) du groupe *Gl. margaritae*.

*Gl. puncticulata* apparaît au niveau des marnes « Trubi » dans la coupe de Sidi Abd Allâh (SA33) et celle de Djebel Aizeub (AZ27). La LCO de *Gl. margaritae* gr. est repérée, dans les marnes « Trubi » des trois coupes (Figs. 91, 92) respectivement, au niveau des échantillons SA34, AZ31 et MC9. Retenu précédemment pour marquer la limite Zancéen – Piacenzien (Vail et al., 1987), ce bioévènement caractérise la partie supérieure du Zancéen (Lirer et al., 2019). Cette biozone, rattachée aussi au Zancéen, est probablement similaire à la biozone à *Gl. puncticulata*/*Gl. margaritae* (MPL3) de Lirer et al., 2019.

### **Biozone à *Globorotalia puncticulata***

Définie par la présence de *Gl. puncticulata*, cette biozone a pour limite basale la dernière présence commune (LCO) du groupe *Gl. margaritae* et pour limite sommitale la première occurrence (FO) de *Gl. aemiliana*.

Elle a été reconnue dans les marnes « Trubi » des coupes de Sidi Abd Allâh (SA35 à SA36) et Djebel Aizeub (AZ31 à AZ35) (Figs. 91, 92). Cette biozone marque le passage Zancéen-Piacenzien ; elle est comparable aux parties inférieures des zones *Gl. margaritae* - *Sphaeroidinellopsis* s.l. et MPL4 (Lirer et al., 2019).

### **Biozone à *Globorotalia aemiliana*.**

Cette biozone est établie par la présence du taxon marqueur. Sa limite inférieure correspond à la première occurrence (FO) de *Gl. aemiliana* alors que sa limite supérieure est marquée par la première occurrence (FO) de *Gl. inflata*.

Au niveau du secteur étudié, elle couvre les derniers affleurements des marnes « Trubi » (coupes de Djebel Aizeub et Sidi Abd Allah) depuis les échantillons SA36 et AZ35 (Figs. 91, 92) ; sa limite supérieure est indéfinie. Cette biozone caractérise le Piacenzien ; elle est équivalente, au moins partiellement, à la partie supérieure de la zone à *Gl. margaritae-Sphaeroidinellopsis* s.l. et la partie inférieure de la zone à *Gs. elongatus* (partie supérieure de MPI4-partie inférieure MPI5) de Lirer et *al.*, 2019.

### **3- Attributions stratigraphiques**

#### **3.1- Tortonien inférieur**

La limite serravallo-tortonienne placée communément à la première présence (FO) de *Nq. acostaensis* (Cita et Blow, 1969 ; Rio et *al.*, 1997) a toujours suscité beaucoup de critiques pour diverses raisons. D'une part, des spécimens de *Nq. acostaensis* ont été récoltés dans la partie supérieure des grès du Serravallien (Miculan, 1997 ; Foresi et *al.*, 1998). D'autre part, la base du Tortonien dans le stratotype historique correspond presque exactement à (FRO) *Nq. acostaensis* comme défini à Monte Gibliscemi et datée astronomiquement à 10,554 Ma (Hilgen et *al.*, 2000), ce qui n'est pas conforme à l'âge des dépôts tortoniens situés juste au-dessus du stratotype du Serravallien daté à 11,8 Ma (Rio et *al.*, 1997).

Le nouveau stratotype de la limite serravallo-tortonienne, établi par Hilgen et *al.* (2003) dans la coupe de Monte dei Corvi place celle-ci aux dernières présences (LCOs) de *Discoaster kugleri* et *Gs. subquadratus* situés respectivement vers 11,604 et 11,539 Ma dans la coupe de Monte Gibliscemi. Les premiers prélèvements des marnes sableuses jaunâtres de Djebel Diss, se distinguent par la présence de *Nq. acostaensis* avec des fréquences notables et l'absence de *Gs. subquadratus*. Le caractère littoral de ces dépôts marneux ne permet pas de préciser si cette absence est d'ordre phylétique ou bien purement écologique.

D'une manière générale, la présence de *Nq. acostaensis* pourrait être assimilée à sa FRO dans le bassin méditerranéen impliquant le rattachement des marnes sableuses jaunâtres au Tortonien inférieur (Figs. 91, 92, 108) avec un âge probable proche de 10,55 Ma (Lirer et *al.*, 2019).



Le Tortonien supérieur, caractérisé généralement par la biozone à *Nq. humerosa* – *Nq. dutertrei* dans les monts du Dahra, correspond, au niveau de Djebel Diss, à une lacune de sédimentation. Cette lacune peut être rattachée à l'érosion très importante qui a touché cette partie du bassin à cette époque. La surface de ravinement séparant les marnes bleues des faciès sus-jacents en témoigne.

### **3.2- Messinien**

Le Messinien, souvent représenté par une sédimentation marno-diatomitique assez importante (50 à 300 m) dans le bassin du Bas Chélif, est absent dans la série étudiée (Fig. 91, 92, 108). Cette sédimentation s'exprime, localement à Djebel Diss (Bois sacré), par des affleurements à épaisseur et extension latérale très réduite (Mansour et *al.*, 2008). Cette sédimentation, très localisée, suggère une paléotopographie très irrégulière avec un espace de sédimentation disponible très réduit. Le fait que Djebel Diss est l'une des rares zones qui ont restés émergées tout au long du néogène pourrait expliquer cette irrégularité de la sédimentation messinienne.

Les faciès de l'ensemble gypso-calcaire sont très similaires à ceux du Complexe Carbonaté Terminal (TCC) messinien de la plateforme carbonatée du Murdjajo (Rouchy et Saint Martin, 1992 ; Cornée et *al.*, 1994 ; 2004). Ils se distinguent cependant par l'absence des calcaires oolithiques et le développement des gypses (Figs. 91, 92, 108)

Roveri et *al.* (2009) ont placé le « TCC » du bassin de Sorbas entre 5.97 et 5.42 Ma soit durant la période de formation des « évaporites inférieure (PLG). Cette proposition a été réfutée par Bourillot et *al.* (2010) qui soutient par contre l'hypothèse de Rouchy et Saint Martin (1992) selon laquelle le TCC est l'équivalent total ou partiel des évaporites supérieures (UG). La précipitation de cette dernière unité a été rattachée à un intervalle de temps allant de 5.55 et 5.42 Ma (Roveri et *al.*, 2008b ; 2014b).

L'origine du TCC a été associée à une phase de tectonique et d'érosion / dissolution matérialisé par la mise en place de produit d'éboulement sur les plateformes carbonatés (Saint martin et *al.*, 1995). Ces dépôts ont subi par la suite une régression généralisée ayant générée leur exondation et leur érosion aérienne jusqu'à l'arrivée de la transgression zancléenne située vers 5,32 Ma (Van Couvering et *al.*, 2000). Selon Bourillot et *al.*, (2010), le TCC est plutôt le résultat d'une

inondation des marges de la méditerranée occidentale amorcée vers 5.6 Ma et engendrée par une déglaciation.

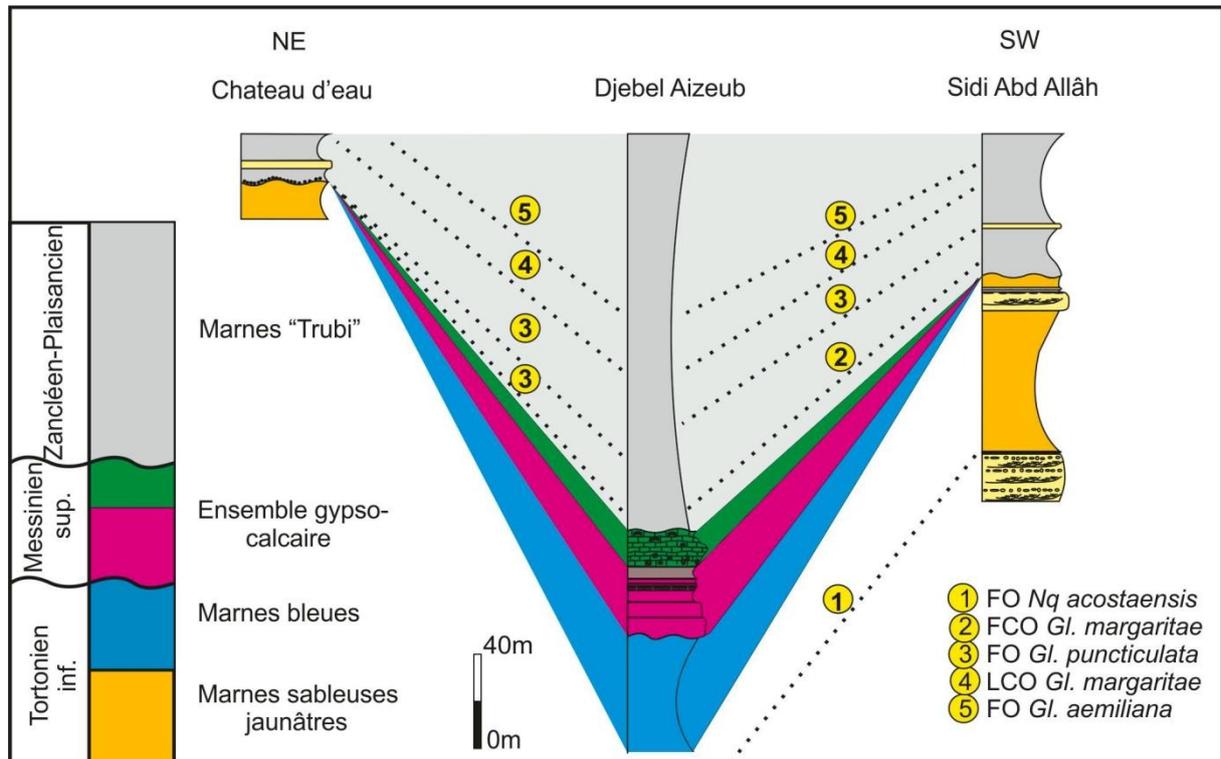


Fig. 92 : Corrélation litho-biostratigraphique des unités de Djebel Diss.

### 3.3- Zacléen

L'évolution verticale des associations de foraminifères planctoniques de la partie inférieure des marnes « Trubi », rattachées par le passé au Pliocène (Perrodon, 1957) a permis d'identifier 3 biozones (Figs. 91, 92) indiquant le Zacléen (Pliocène inférieur).

La biozone à *Ss. Seminulina*, identifiée dans les premiers affleurement des marnes « Trubi », caractérise la partie basale du Zacléen depuis le retour des conditions marines suite à la transgression pliocène à 5,32 Ma (Van Couvering et al., 2000) jusqu'à la FCO de *Gl. margaritae* gr. situé à 5.08 Ma (Lourens et al., 2004). L'absence dans cet intervalle, de l'acmé zone à *Sphaeroidinellopsis*, pourrait être liée soit à la faible résolution de l'échantillonnage effectué soit au caractère tardif de la transgression pliocène dans cette région à cause de sa paléogéographie très irrégulière. Cet horizon d'abondance est situé, en Méditerranée, entre 5.30 et 5.21 Ma (Lirer et al., 2019).

Les biozones à *Gl. margaritae* et *Gl. puncticulata* / *Gl. margaritae* indiquent également le Zacléen. En Méditerranée, les FCO de *Gl. margaritae* et la FO de *Gl.*

*puncticulata*, sont datées respectivement de 5,08 Ma et 4.52 Ma alors que la LCO de *Gl. margaritae* est calibrée de 3.98 Ma (Lourens et al., 2004).

La biozone à *Gl. puncticulata*, délimité par la LCO de *Gl. margaritae* (3.98 Ma) et *Gl. aemiliana* (3.35 Ma) caractérise le passage Zancéen-Piacenzien. La limite de ce dernier étage est situé à 3.60 Ma (Lirer et al., 2019).

### **3.4- Piacenzien**

Le Piacenzien (Pliocène moyen) est représenté dans la partie supérieure des marnes « Trubi » par la partie supérieure de la biozone à *Gl. puncticulata* et la biozone à *Gl. aemiliana pro parte* (Figs. 91, 92, 108). Ces limites non pas être identifiées avec précision en raison probablement de la faible résolution de l'échantillonnage.

Le GSSP de l'étage Piacenzien est datée astronomiquement à 3,596 Ma (Shackleton et al., 1995; Tiedemann et al., 1994). Plusieurs bioévénements sont utilisés dans les différentes régions méditerranéennes pour identifier la base de cet étage. Parmi ces bioévénements la disparition temporaire de *Gl. puncticulata* à 3,57 Ma et le premier afflux de *Gl. crassaformis* à 3,60 Ma (Lourens et al., 1996).

## **4- Corrélation litho-biostratigraphique**

L'analyse biostratigraphique des coupes levées (Fig. 92) et leur corrélation avec celles effectuées dans la partie occidentale du Dahra permet d'attribuer la série étudiée au Miocène supérieur et Pliocène.

### **4.1- Marnes sableuses jaunâtres**

Absents dans la coupe Djebel Aizeub, ces marnes apparaissent de part et d'autre avec une épaisseur plus importante au sud dans la coupe de Sidi Abd Allâh (Fig. 92).

Ces marnes rappellent les assises détritiques situées à la base de la formation des marnes bleues et datées du Tortonien inférieur (Belkebir et al., 2002). Elles sont issues de la transgression tortonienne sur les dépôts continentaux du Serravallien (Perrodon, 1957).

Malgré l'importance de cette sédimentation dans la zone de Djebel Diss, l'âge de l'amorce de la transgression tortonienne (Belkebir et al., 2002) ne peut pas être précisé en raison de l'absence d'un cadre biostratigraphique plus affiné.

#### 4.2- Marnes bleues

Les marnes bleues surmontent en concordance les marnes sableuses jaunâtres dans la coupe de Sidi Abd Allah (Fig. 92). Elles se développent considérablement (50 m) dans la coupe de Djebel Aizeub et diminuent au nord jusqu' leur disparition au niveau de la coupe du Château d'eau. Les caractéristiques lithologiques et biostratigraphiques permettent de corréliser ces marnes à la partie inférieure des marnes bleues s.s du Tortonien inférieur (Belkebir et *al.*, 2002).

#### 4.3- Ensemble gypso-calcaire

Cet ensemble n'a pas été signalé auparavant dans les monts des Dahra. Il se présente en plusieurs affleurements d'épaisseurs et d'extensions latérales très variables (Fig. 92). La similitude de ces faciès avec ceux du « Complexe Carbonaté Terminal » du Murdjajo permet son rattachement à la partie terminale du Messinien (cornée et *al.*, 1994a).

#### 4. 4- Marnes « Trubi ».

Ces marnes accusent un développement considérable dans Djebel aizeub et se réduit considérablement de part et d'autre (Fig. 92). Les quatre bioévénements (FCO *Gl. margaritae*, FO *Gl. puncticulata*, LCO *Gl. margaritae* et FO *Gl. aemiliana*), identifiés dans cette formation, ont permis son attribution au Pliocène inférieur (Zancléen) et moyen (Piacenzien).

La transgression pliocène dans le secteur de Djebel est plus tardive au niveau de la coupe du Château d'eau (biozone à *Gl. puncticulata* / *Gl. margaritae*) que dans les deux autres coupes. En Méditerranée, elle est daté de 5,32 Ma (Van Couvering et *al.*, 2000).

#### IV- Plateau d'Ain Merane

Les espèces et les sous-espèces des assemblages de foraminifères planctoniques du Plateau d'Ain Merane ont été assemblées en 17 groupes :

***Globigerina bulloides* groupe:** *Gn. bulloides*, *Gn. praebulloides*, *Gn. quadrilatera*, *Gn. concinna*, *Gn. cariacensis*, *Gn. conglomerata*, *Gn. bermudezi*, *Gn. riveroae*, *Gn. umbilicata*, *Gn. oclusa* ; ***Globigerina apertura* groupe :** *Gn. druryi*, *Gn. decoraperta*, *Gn. woodi*, *Gn. rubencens*, *Gn. nepenthes*, *Gn. praedigitata*, *Gn. rubenscens* ; ***Globigerina praecalida* groupe :** *Gn. praecalida*, *Gn. cf. calida*, *Glla. aequilateralis* ; ***Orbulina* groupe (spp.):** *Or. universa*, *Or. suturalis*, *Or. bilobata*, *Praeorbulina spp.* ; ***Neogloboquadrina* groupe :** *Nq. acostaensis*, *Nq. duterteri*, *Nq.*

*humerosa*, *Nq. incompta*, *Nq. cf. pachyderma*, *Nq. pseudopachyderma*, *Nq. atlantica*; ***Globigerinoides obliquus* groupe** : *Gs. obliquus*, *Gs. extremus*, *Gs. bulloideus*, *Gs. amplus*, *Gs. tapiesi*, *Gs. emeisi*, *Gs. seigliei*, *Gs. elongatus*, *Gs. ruber*, *conglobatus*; ***Globigerinoides trilobus* groupe** : *Gs. trilobus*, *Gs. sacculifer*, *Gs. quadrilobatus*; ***Turborotalita* groupe** : *T. quinqueloba*, *T. multiloba*; ***Globorotalia scitula* groupe** : *Gl. scitula*, *Gl. praescitula*, *Gl. gegantica*, *Gl. nicolae*, *Gl. suurae*; ***Globorotalia miotumida* groupe** : *Gl. miotumida*, *Gl. conomiozea*, *Gl. mediterranea*, *Gl. conoida*; ***Globorotalia menardii* groupe** : *Gl. menardii* s.l.; ***Globorotalia margaritae* groupe** : *Gl. m margaritae*, *Gl. m evoluta*; ***Globorotalia praemargaritae* groupe** : *Gl. primitiva*, *Gl. praemargaritae*; ***Globoquadrina altispira* groupe** : *Gq. altispira*; ***Globigerinella siphonifera* groupe** : *Glla. siphonifera*, *Glla. praesiphonifera*; ***Globigerinella glutinata* groupe** : *Gt. glutinata*, *Gt. uvula*; ***Sphaerodinelopsis seminulina* groupe** : *Ss. seminulina*, *Ss. subdehiscens*,

## 1- Analyse bioévènementielle

### 1.1- Coupe de Kef El Biod

#### 1.1.1- Assemblages planctoniques

Les foraminifères planctoniques sont abondants et très diversifiés dans l'alternance marno-diatomitique et les marnes brunâtres et relativement moins dans les niveaux meubles des calcaires biodétritiques. A l'inverse, ils sont rares voire absents et peu diversifiés dans la plus part des prélèvements de l'alternance marno-calcaire et les gypses. Leurs populations révèlent des variations très importantes (Fig. 93) :

- dans l'alternance marno-diatomitique, elles sont dominées, en grande partie, par *Gn. bulloides* gr. dont les proportions dépassent, dans certains niveaux, les 90%. Les formes accessoires sont *Nq. spp.* (2.1 à 40%), *Gs. obliquus* gr. (1.1 à 72.7%), *Gs. trilobus* gr. (0 à 48.3%), *Or. spp.* (2.7 à 50.7%), *Gl. miotumida* gr. (0 à 17.2%), *Gl. scitula* gr. (0 à 4.39%) ;

- dans les marnes brunâtres, elles montrent dans la plus part des niveaux une surabondance de *Gs. obliquus* gr. (0.4 à 94.5%), *Or. spp.* (0.2 à 88.7%), *Gn. apertura* gr. (2.8 à 65.4%), *Gs. trilobus* gr., (0.5 à 44.5%) et *Gn. praecalida* gr. (0.3 à 10.5%). Cependant dans un certain nombre d'horizons, elles sont formées presque exclusivement par un ou deux des groupes suivants : *T. spp.* (0.3 à 99.3%), *Gn.*

*bulloides* gr. (0.1 à 90.2%), *Nq.* spp. (0.3 à 60.9%), *Gt. glutinata* (0.1 et 60%) et *Gt. uvula* (0.2 à 18.5%). À noter également la disparition, dans ces faciès, de *Gl. miotumida* gr. et *Gl. scitula* gr.;

- dans l'alternance marno-calcaire, elles sont composées principalement par *Nq.* spp. (11.6 à 91.0%), *T.* spp. (0.2 à 56.4%), *Or.* spp. (0.3 à 52.1%), et accessoirement par *Gs. obliquus* gr. (0.8 à 36,4%) et *Gn. bulloides* gr. (0.4 à 13.8%) ;

- dans les gypses, une association, assez homogène et dont les représentants ne montrent aucun indice de remaniement, a été identifiée uniquement dans les échantillons KB68 et KB70. Elle est composée, en grande partie, par *Gn. bulloides* gr. (36.7 à 48.7%), *Nq.* spp. (14.4 à 24.2%), *Gs. obliquus* gr. (16.9 à 20,4%), *Or.* spp (4.4 à 6.6%), *T.* spp (0.3 à 4%), *Gn. apertura* gr. (4.7 à 5.3%), *Gl. miotumida* gr. (2.2%) et *Gl. scitula* gr. (0.6 à 1.2%) ;

- Dans les calcaires biodétritiques, elles sont caractérisés essentiellement par : *Or.* spp. (13.4 à 73.4%), *Gs. obliquus* gr. (10.5 à 41,0%), *Gn. bulloides* gr. (2.9 à 20.1%). A ces formes sont associées, avec des taux assez modestes, *Nq.* spp. (0.6 à 8.2%), *Gn. apertura* gr. (0.3 à 2.9), *Gl. miotumida* gr. (0.7%), *Gl. scitula* gr. (0.3 à 0.7%), *T.* spp et *Gs. trilobus* gr (11.9 à 38.4%).

## **1.1.2- Evolution des principaux marqueurs**

### **a- Globorotalia**

La répartition des *Globorotalia* (carénés et non carénés) est très irrégulière dans l'alternance marno-diatomitique (0.3 et 17.5%). Après leur disparition dans partie basale des marnes brunâtres, elles réapparaissent dans les gypses et les marnes jaunâtres des calcaires biodétritiques, avec des taux très faibles (< 3%). Les *Globorotalia* carénées sont les plus abondants (65.4 et 98.5%). Les échantillons considérés, dans ce travail, sont ceux ayant fournis entre 50 et 100 individus sachant que seul 4 ont livré une centaine (Fig. 94).

#### **a.1- Globorotalia carénées**

Les *Globorotalia* carénées constituent entre 0.2% et 17.2% de l'assemblage planctonique global (Fig. 93). Elles sont représentées presque exclusivement par *Gl. miotumida* gr. sensu Sierro et al., 1993 et uniquement 2 individus de *Gl. menardii* gr. (KB10). Leur répartition montre plusieurs afflux successifs (Fig. 94) :

- de KB1 à KB3, un premier afflux formé par des formes dextres avec un pic à 96.6% (KB1) ;

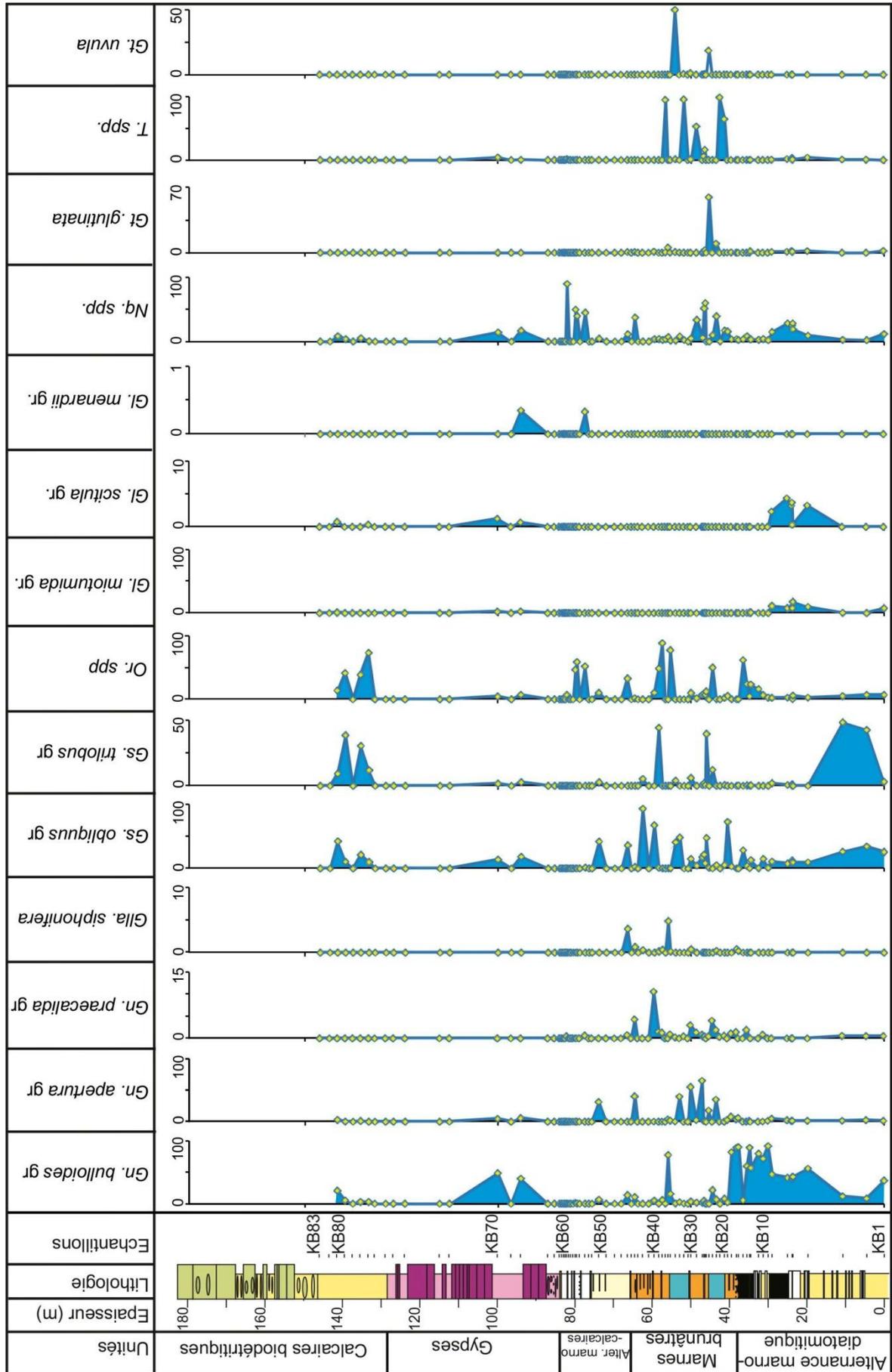


Fig. 93: Assemblage planctoniques de la coupe de Kef El Biod

- de KB4 à KB15, un second afflux caractérisé par les formes senestres. Cet afflux est le plus important avec plusieurs pics avoisinants les 100% (KB5, KB14) ;
- de KB19 à KB22, Un troisième afflux, moins important (maximum 8 individus dans KB21), également composé par les formes senestres ;
- dans les échantillons KB68 et KB70, *Gl. miotumida* gr. réapparaît avec une faible fréquence (Fig. 94).

#### **a.2- Globorotalia non carénées**

Peu abondantes dans l'assemblage planctonique global (4,39%, Fig. 93), ces formes appartiennent à *Gl. scitula* gr. (*Gl. scitula* s.l. et *Gl. nicolae*). Dans ce contexte, on note l'absence, par rapport à *Gl. scitula* gr sensu Sierro et al. (1993), de *Gl. suterae* et *Gl. ventriosa*.

Ce groupe a sensiblement la même répartition que celui de *Gl. miotumida*. Il se dispose, également, en afflux successifs (Fig. 94) :

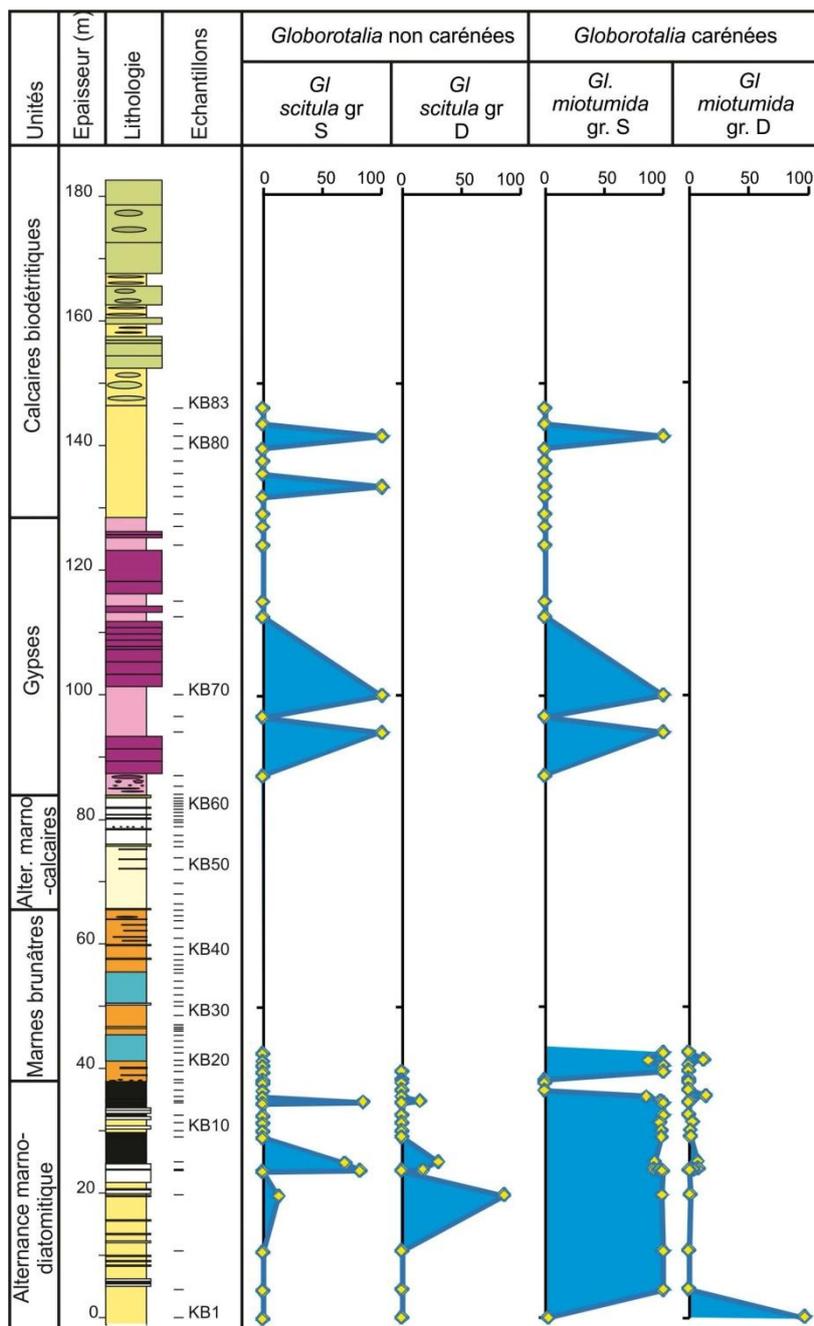
- de KB1 à KB5, un premier afflux caractérisé par l'abondance des formes dextres avec un pic à 86.6% (KB4) et la présence de *Gl. nicolae* ;
- de KB6 à KB14, un deuxième afflux dominé par les formes senestres avec deux pics importants (KB7, 88.0% et KB14, 84.6%) ;
- de KB19 à KB22, un dernier afflux représenté par quelques individus senestres.

*Gl. scitula* gr réapparaît également (Fig. 93, 94) dans les gypses (KB68 et KB70) et les calcaires biodétritiques (KB77 et KB81).

#### **b- Neogloboquadrinida**

Ce groupe constitue une proportion assez importante de l'assemblage planctonique total. Il accuse un développement assez conséquent passant de 2,1% (KB2) dans l'alternance marno-diatomitique à plus de 91% (KB60) dans les niveaux supérieurs de l'alternance marno-calcaire (Fig. 93). Dans les gypses et les calcaires biodétritiques (Fig. 87), il diminue de 17,2% (KB68) à 8,5% (KB81).

La répartition de *Nq. acostaensis* montrent des fluctuations périodiques très importantes (Fig. 93). Ils varient entre 0,2% (KB2) et 10,2% (KB6) dans l'alternance marno-diatomitique, entre 1,1% (KB19) et 37,6% (KB27) dans les marnes brunâtres, entre 1,4% (KB47) et 45,5% (KB60) dans l'alternance marno-calcaires, entre 0% (KB68) et 5,3% (KB70) dans les gypses et enfin entre 0,9% (KB80) et 4,6% (KB81) dans les calcaires biodétritiques.



**Fig. 94 :** Evolution du sens d'enroulement chez les *Globorotalia* de la coupe de Kef El Biod.  
 Nb : Le nombre de *Globorotalia*, dans les dépôts évaporitiques et postévaporitiques, est très faibles.

Seuls les assemblages des dépôts pré-gypseux ont donné un nombre assez conséquent d'individus (environ 50) permettant de suivre les variations du sens d'enroulement de cette espèce. Ceci a permis l'identification de deux intervalles (Fig. 95) :

### **b.1- Premier intervalle (KB1 à KB26)**

Il est caractérisé par la dominance de l'espèce *Nq. acostaensis* senestre. Sa distribution montre des fluctuations périodiques avec des pourcentages variables (50.9%, KB18 - 100%, KB23).

## **b.2- Deuxième intervalle (KB27 à KB64)**

Il se distingue par une dominance des formes dextres de *Nq. acostaensis* dont les taux varient entre 21.8% (KB38) et 97.7% (KB34). Le changement d'enroulement S/D s'opère dans l'échantillon KB27. Toutefois, deux incursions, assez importantes, des formes senestres peuvent être identifiées dans les échantillons KB38 (80%) et KB40 (40%).

### **c- *Turborotalita***

Très rares dans l'alternance marno-diatomitique, les *Turborotalita* accusent un développement très important dans les niveaux inférieures des marnes brunâtres avec des fréquences dépassant parfois les 90%. Ces niveaux montrent également l'apparition à côté de *T. quinqueloba* de *T. multiloba* (Figs. 93, 95).

#### **1.1.3- Bioévénements identifiés**

Dans cet assemblage de nombreux bioévénements ont été identifiés (Fig. 95).

**Bioévénement 1** est la première présence (FO) de l'espèce *Gl. nicolae* dans l'échantillon KB4 (19.7 m).

**Bioévénement 2** est la dernière occurrence (LO) de *Gl. nicolae* dans l'échantillon KB7 (23,8 m).

**Bioévénement 3** est la première occurrence (FO) de *Nq. atlantica* dans l'échantillon KB10 (30 m).

**Bioévénement 4** est la première occurrence abondante (FAO) de *Gn. praecalida* dans l'échantillon KB11 (31,3 m).

**Bioévénement 5** est la dernière présence régulière (LRO) de *Gl. miotumida* gr. dans l'échantillon KB15 (35,5 m).

**Bioévénement 6** est le premier afflux abondant (FAI) de *T. multiloba* dans l'échantillon KB21 (41,3 m).

**Bioévénement 7** est le premier court afflux (FSI) des groupes *Gl. miotumida* et *Gl. scitula* gr. identifié dans l'échantillon KB22 (42.5 m).

**Bioévénement 8** est le changement d'enroulement senestre/dextre de *Nq. acostaensis* détecté dans l'échantillon KB27 (46.3 m).

**Bioévénement 9** est la dernière occurrence (LO) de *Nq. atlantica* dans l'échantillon KB36 (55.3 m).

**Bioévénement 10** consiste dans le premier afflux (FI) à *Nq. acostaensis* senestre (80%) dans l'échantillon KB38 (56.6 m).

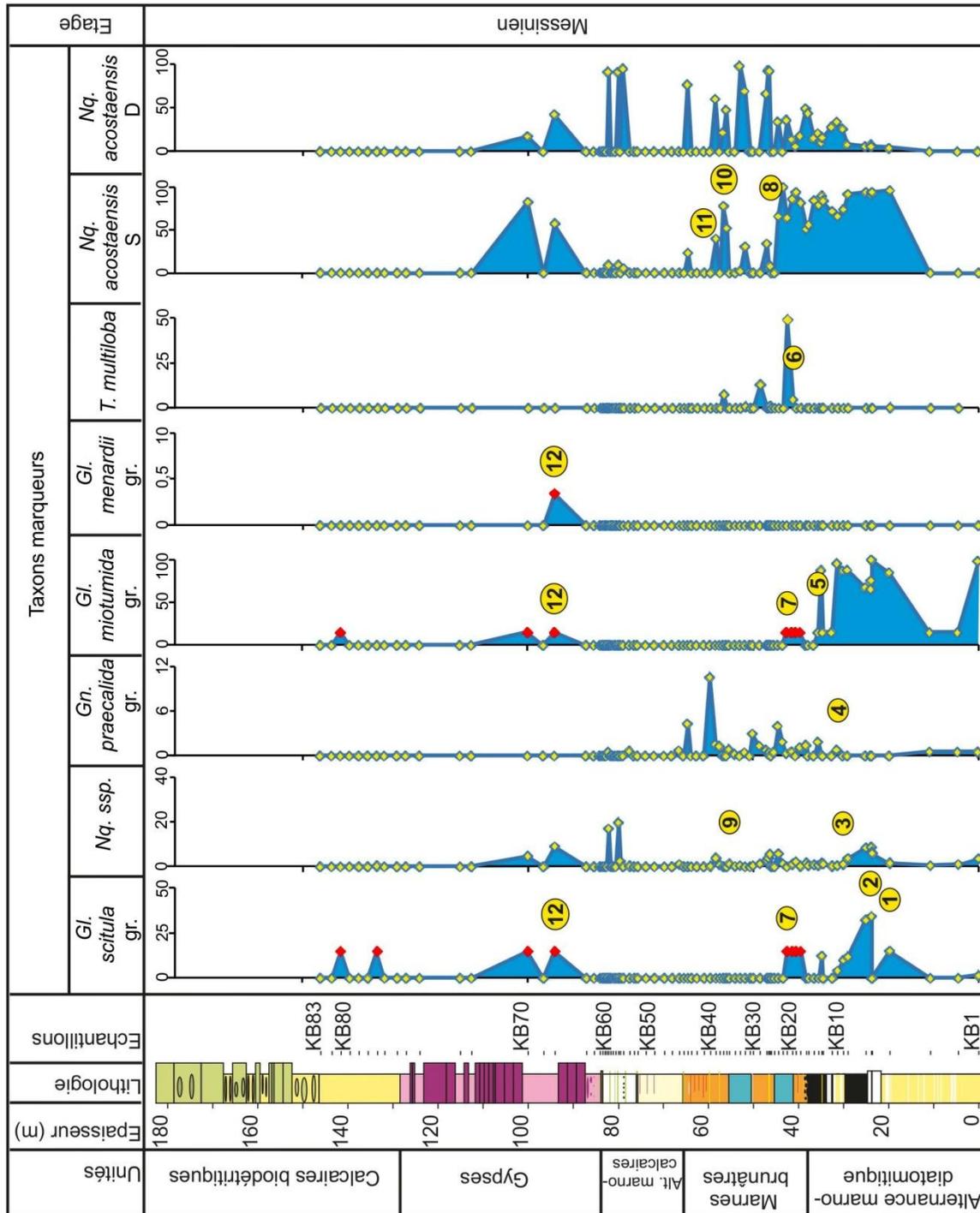


Fig. 95 : Bioévénements de la coupe de Kef El Biod.

1: FO *Gl. nicolae* ; 2: LO *Gl. nicolae* ; 3: FO *Nq. acostaensis* ; 4: FO *Nq. atlantica* ; 5: FO *Gl. miotumida* gr. ; 6: FO *T. multiloba* ; 7: FO *Nq. acostaensis* S 80% ; 8: FO *Nq. acostaensis* D ; 9: FO *Nq. acostaensis* S 40% ; 10: FO *Gl. miotumida* gr. ; 11: FO *Gl. menardii* gr. ; 12: FO *Gl. miotumida* gr. et *Gl. scitula* gr. Nb: les points en rouges sont sur-estimés et correspondent aux échantillons dont le nombre de *Gl. miotumida* est inférieures à 25 individus.

**Bioévènement 11** est le deuxième afflux (SI) à *Nq. acostaensis* senestre (40%) dans l'échantillon KB40 (58.3 m).

**Bioévènement 12** est la première réapparition (FreA) de *Gl. miotumida* gr, *Gl. scitula* gr et *Gl. menardii* gr dans l'échantillon KB68 (94 m).

## 1.2- Coupe de Nharet :

### 1.2.1- Assemblage planctonique

Les marnes bleues présentent, dans leur partie sommitale (N3), une association de foraminifères planctoniques peu diversifié (Fig. 96) ou l'espèce *Gs obliquus* domine (79,4%). Les espèces accessoires sont : *Gn. bulloides* gr. (10.2%), *Gn. praecalida* gr. (0.3%), *Gn. apertura* gr. (1.5%) ; *Or. spp* (6.0%), *Gs. trilobus* gr. (0.6%), *Nq. spp.* (1.5%).

Dans les marnes brunâtres, les formes planctoniques sont absentes ou très rares. Seul l'échantillon N4 a livré une association, assez diversifiée, (Fig. 96) formée par *Gn. apertura* gr. (46.2%), *Gs. obliquus* gr. (28.1%), *Gn. bulloides* gr. (19.3%), *Or. spp* (0.7%), *Nq. spp* (2.0%), *Gl. miotumida* gr. (0.3%) et *Gt. uvula* (1.4%).

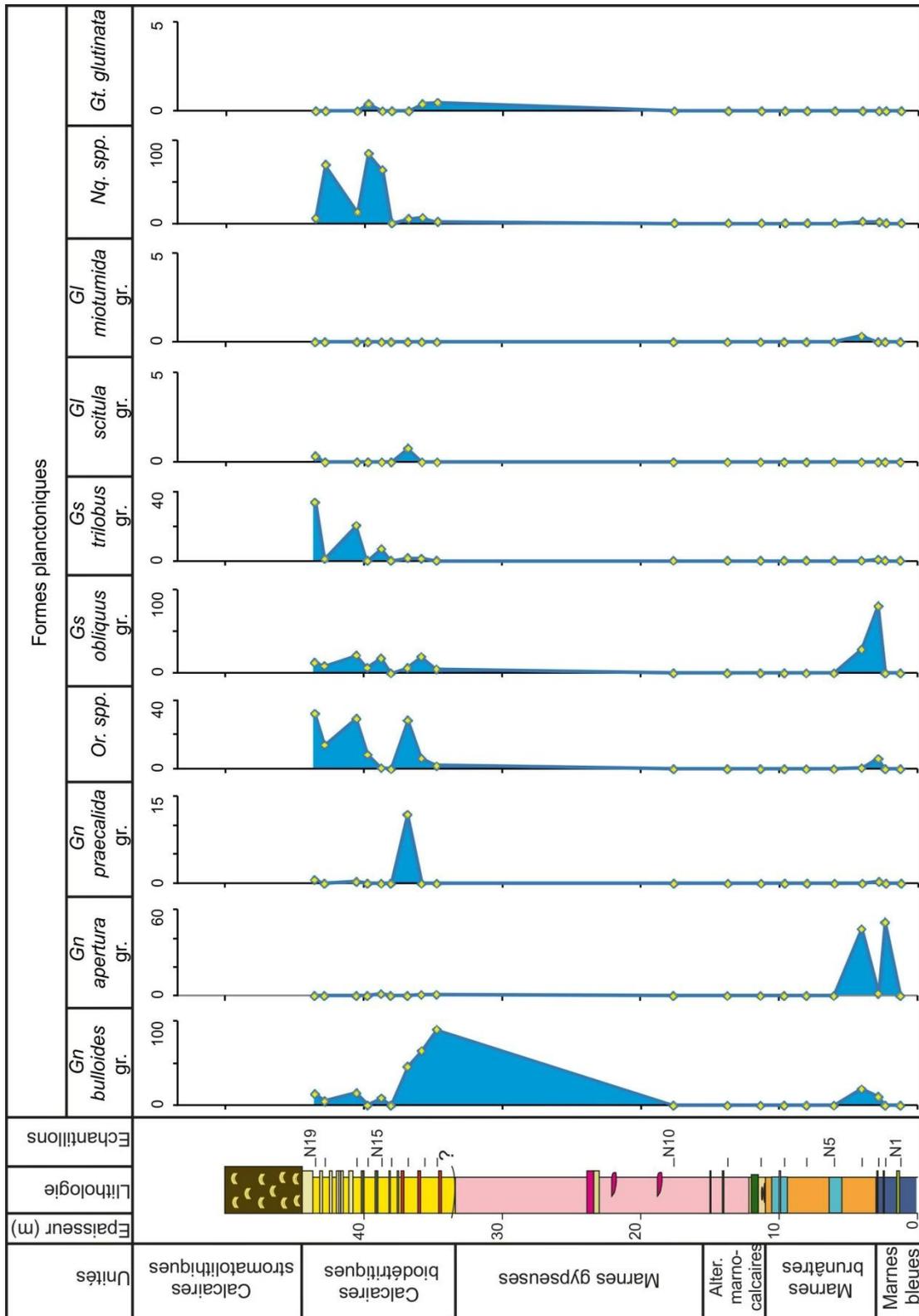
L'alternance marno-calcaire et les marnes gypseuses (N8, N9 et N10) sont dépourvus de microfaune à l'exception de quelques rares spécimens appartenant à *Nq. spp*, *Gn. apertura* gr. et *Or. suturalis* (Fig. 96).

Les calcaires biodétritiques montre la présence de deux assemblages planctoniques (Fig. 96) :

Le premier, moins diversifié, concerne les échantillons N11, N12 et N13. Il s'individualise par une diminution de *Gn. bulloides* gr. (89.8%, KB11 à 45.9%, N13) et une augmentation assez importante d'*Or. spp* (1.9%, N11 à 28.5%, N123) et *Gs. obliquus* gr. (4,8%, KB11 à 19,6%, KB12). Les échantillons N12 et N13 sont marqués également par la présence respective de *Praeorbulina spp* et *Gl. scitula* gr. avec des taux très faibles.

Le deuxième assemblage (N15 à N19), plus diversifié, est caractérisé par la présence de *Gn. bulloides* gr (0.4%, N15 à 14,6%, KB16), *Or. spp.* (0.6%, KB15 à 32.4%, KB19), *Gs. obliquus* gr. (6.4, KB16 à 21.3%, KB17), *Gs. trilobus* gr. (6.8%, KB15 à 34.1, KB19) et *Nq. spp.* (84.2%, KB16 à 6%, KB19). *Gl. scitula* gr. est également présente mais avec de faible fréquence.

Les calcaires stromatolithiques ne comportent pas de niveaux meubles permettant des prélèvements pour une analyse biostratigraphique.

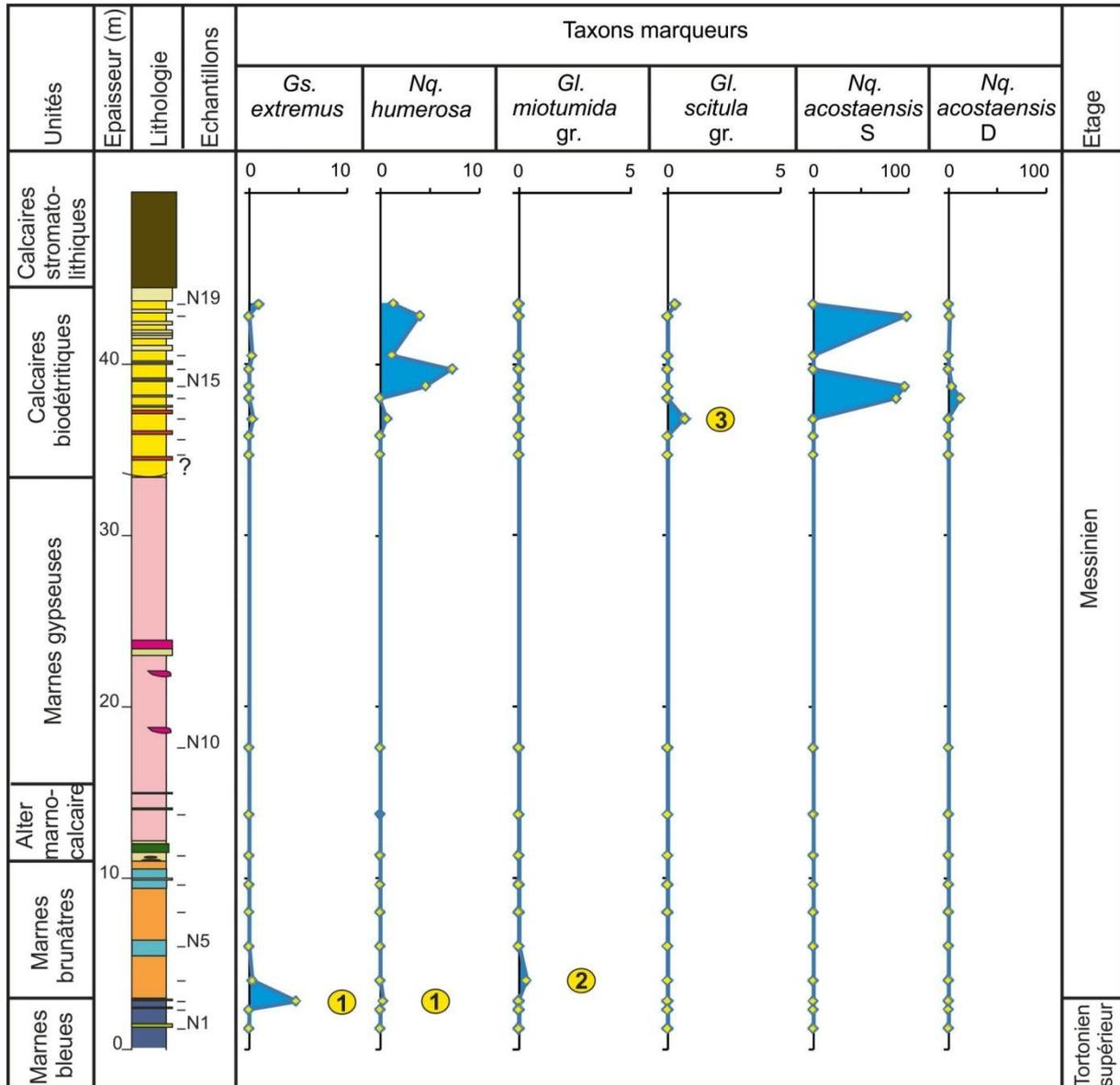


**Fig. 96** : Assemblages planctoniques de la coupe de Nharet.

## 1.2.2- Evolution des principaux marqueurs

### a- *Globorotalia*

Les *Globorotalia* sont très rares dans les sédiments de la coupe de Nharef. Elles ne sont représentées que par quelques spécimens de *Gl. miotumida* gr. dans les marnes brunâtres et *Gl. scitua* gr. dans les calcaires biodétritiques (Figs. 96, 97).



**Fig. 97 :** Bioévénements de la coupe de Nharef.

1 : Occurrence de *Gs. extremus* et *Nq. humerosa* ; 2 : FSI de *Gl. miotumida* gr ; 3 : Occurrence de *Gl. scitula* gr.

### b- *Neogloboquadrinida*

Les *Neogloboquadrinids* sont très rares dans les marnes bleues et les marnes brunâtres. Dans les calcaires biodétritiques, ils augmentent de 6.6% (KB12) dans le premier assemblage à plus de 84.2% (KB16) dans le second (Fig. 96).

*Nq. acostaensis* forme entre 48.84% (KB16) et 0.6% (KB19) de l'ensemble des *Neogloboquadrinids* du deuxième assemblage (N15-N19) avec une dominance des formes senestres (Fig. 97).

### 1.2.3- Bioévènements identifiés :

Dans cette coupe, seul trois bioévènements ont été définis (Fig. 97) :

**Bioévènement 1** : l'occurrence de *Gs. extremus* et *Nq. humerosa* dans l'échantillon N3 (2.70 m).

**Bioévènement 2** : la présence de *Gl. miotumida* gr. dans l'échantillon N4 (4 m) à la base des marnes brunâtres. Ce bioévènement pourrait correspondre, par corrélation à la coupe de Kef El Biod, à la dernière occurrence (FSI) de ce marqueur.

**Bioévènement 3** : la présence de *Gl. scitula* gr. dans l'échantillon N13 (36.8 m). La réapparition de ce marqueur a été repérée dans la coupe de Kef El Biod dans la formation gypseuse.

### 1.3- Coupe d'Ain Es Serrak :

#### 1.3.1- Assemblages planctoniques.

Dans cette coupe, les foraminifères sont absents ou très rares dans la plus part des prélèvements, en raison du caractère littoral des faciès. Seuls les échantillons AS1 et AS10 ont livré des assemblages relativement diversifiés (Fig. 98).

L'échantillon AS1, prélevé dans des marnes bleues situé à la base des calcaires à algues, montre la présence d'un assemblage dominé essentiellement par : *Or. spp.* (53.5%), *Gs. obliquus* gr. (19.4%) et *Gn. bulloides* gr. (10.2%). Les formes accessoires sont : *Nq. spp.* (5.3%), *Gn. apertura* gr. (4.79%), *Gn. praecalida* (3.51%), *Gn. sp.* (2,8%), *Glla. siphonifera* (2.2%), *Gl. sp.* (0.3%) et *Gt glutinata* (0.3%).

L'échantillon AS10, effectué dans la partie supérieure des calcaires biodétritiques, a révélé un assemblage planctonique, relativement pauvre, dont les formes les plus abondantes sont : *Gs. obliquus* gr (41.3%), *Nq. spp.* (27.8%), *Gn. apertura* gr. (7.5%), *Gn. bulloides* gr. (7.5%) et *Or. spp.* (8.5%). Les formes, moins fréquentes, sont : *Gs trilobus* gr (3.8%), *Gn praecalida* (1.4%), *Gl miotumida* gr (0.7%) et *Gl. sp* (0.3%).

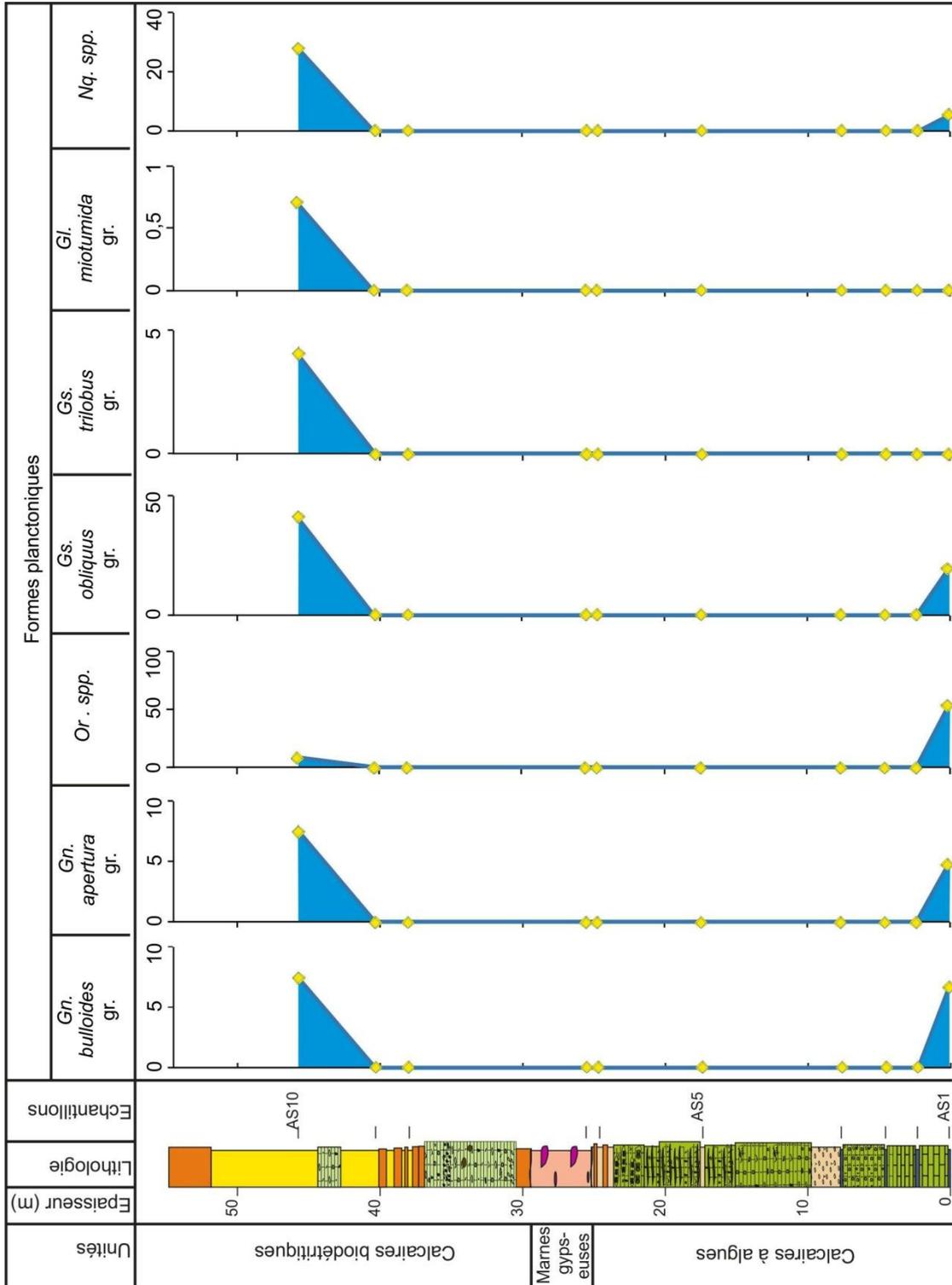
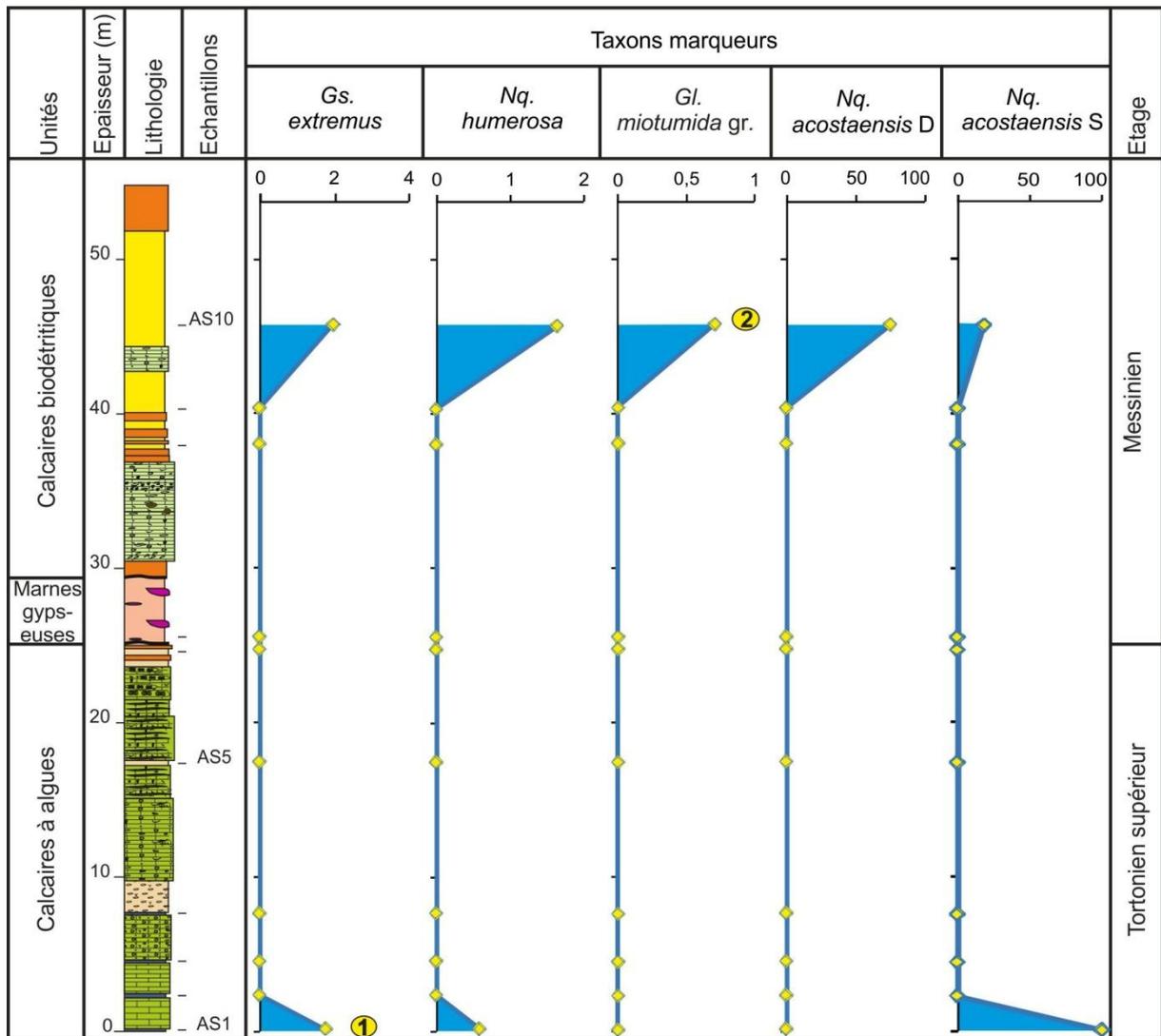


Fig. 98 : Assemblages planctoniques de la coupe d'Ain Es Serrak.

### 1.3.2- Evolution des principaux marqueurs

#### a- *Globorotalia*

En raison probablement du caractère littoral des calcaires biodétritiques, les *Globorotalia* non carénées sont totalement absentes tandis que les carénées sont très rares (Figs. 98, 99). Ces dernières sont représentées uniquement par des spécimens de *Gl. miotumida* et *Gl. conomiozea*. La conicité de la dernière loge de ces spécimens est moins importante que ceux de l'alternance marno-diatomitique de la coupe de Kef El Biod.



**Fig. 99** : Bioévénements de la coupe d'Ain Es Serrak.

1: occurrence de *Gs. extremus* et *Nq. humerosa* ; 2 : Occurrence de *Gl. miotumida* gr.

#### b- *Neogloboquadrinida*

Le pourcentage de *Nq. spp.* est faible dans les marnes bleues (5.3%) et plus important (27.8%) dans les calcaires biodétritiques (Fig. 98). *Nq. acostaensis* est

représenté uniquement par des formes senestres (Fig. 99) dans les marnes bleues (AS1) alors que les formes dextres dominent (81.4%) dans les calcaires biodétritiques (Fig. 99).

### 1.3.3- Bioévènements identifiés

Seul deux bioévènements ont été identifiés dans cette coupe (Fig. 99) :

**Bioévènement 1** est la présence des taxons marqueurs *Gs. extremus* et *Nq. humerosa* dans l'échantillon AS1 (0. 20 m) à la base des calcaires à algues. Cette présence est probablement similaire à celle détecté dans les marnes bleues de la coupe de Nharet.

**Bioévènement 2** est la présence de *Gl. miotumida* gr dans l'échantillon AS10 (45 m). Ce bioévènement est plus précoce dans la coupe de Kef El Biod où il a été repéré dans les gypses.

## 1.4- Coupe d'Oued Seggait

### 1.4.1- Assemblages planctoniques

L'alternance marno-diatomitique (OS1 et OS2) montre un assemblage, assez riche (Fig. 100), caractérisé d'une part, par la réduction des taux de *Gn. bulloides* gr. (45.8 à 14.2%), *Nq. spp.* (19.5% à 3.3%), *T. quinqueloba* (4.9% à 0.9%) et d'autre part, par l'augmentation de taux de *Gn. apertura* gr. (7.0% à 15.6%), *Or. spp.* (3.9% à 7.6%), *Gs. obliquus* gr. (6.5% à 22.6%), *Gs. trilobus* gr. (3.1% à 25.7%), *Glla. siphonifera* (1.3% à 2.8%) et *Gt. glutinata* (3.9% à 5.7%). *Gl. scitula* gr. est absent tandis que *Gl. miotumida* gr. est présent uniquement dans OS1 (1.5%).

Les prélèvements effectués dans les intercalations marneuses des dépôts gypseux (OS3 à OS19) ont révélé un assemblage de foraminifères planctoniques et benthiques très homogène dont les composants ne montrent aucuns indices de remaniement (Fig. 100).

L'assemblage planctonique se distingue par un renforcement des taux de *T. quinqueloba* (0.5%, OS4 - 71.3%, OS16) et *Gt. glutinata* (0.5%, OS4 - 7.0%, OS15) et la nette réduction de *Gn. bulloides* gr. (44.6%, OS6 - 11.3%, OS11), *Gn. apertura* gr. (6.3%, OS4 - 0.3%, OS15), *Or. spp.* (13.7%, OS7 - 0.6%, OS10), *Gs. obliquus* gr. (13.6%, OS8 - 0.2%, OS12), *Gs. trilobus* gr. (5.6%, OS5 - 0.2%, OS12) et *Nq. spp.* (31%, OS4 - 4%, OS16).

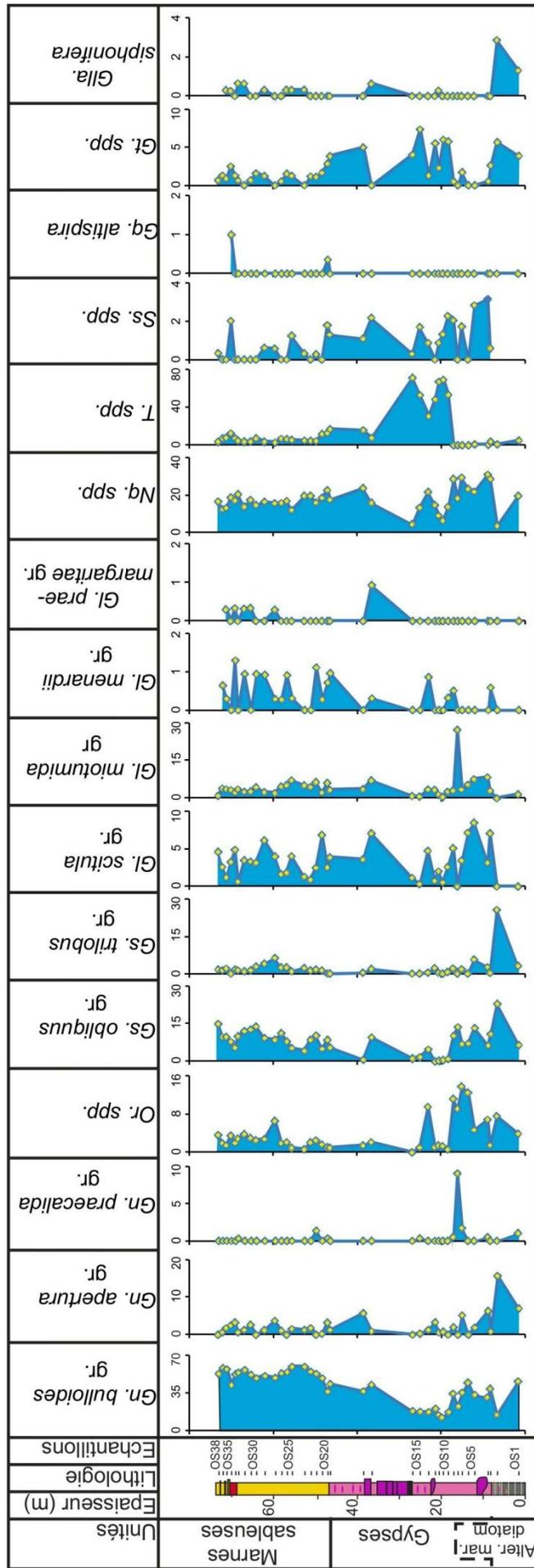


Fig. 100 : Assemblages planctoniques de la coupe d'Oued Seggait

Les *Globorotalia* varient respectivement entre 8.4% et 0.3% (OS5, OS15) pour *Gl. scitula* gr., 27.2% et 0.5% (OS8, OS11) pour *Gl. miotumida* gr. et 0.8% et 0.3% (OS14, OS19) pour *Gl. menardii* gr.. Cet assemblage révèle également l'apparition de *Ss. Spp.* dans la plus part des échantillons mais avec des fréquences très faibles (3.1%, OS4 et 0.2%, OS16).

Les marnes sableuses comportent un assemblage marqué par des fluctuations, assez importantes, de *Gn. bulloides* gr. (36.2%, OS20 - 59.7%, OS24), *Nq. spp.* (22.5%, OS20 - 12.2%, OS37), *Or. spp.* (0.6%, OS24 - 6.5%, OS28), *Gs. obliquus* gr. (4.1%, OS24 - 14.8%, OS38), *trilobus* gr. (0,9%, OS25 - 6.3%, OS28), *Gn. apertura* gr. (0.2%, OS21 - 3.7%, OS28), *T. quinqueloba* (12.9, OS20 - 2.8%, OS28), *Gt. glutinata* (2.8%, OS20 - 0.5%, OS27).

*Gl. menardii* gr. est présent avec des fréquences assez faibles (0.2%, OS21 - 1.3%, OS34) tandis que les groupes de *Gl. scitula* (6.8%, OS21 - 0.6%, OS33) et *Gl. miotumida* (7.1%, OS25 - 0.9%, OS38) subissent une décroissance bien nette.

Ces marnes s'individualise également par l'apparition dans leur partie supérieure, avec de faibles pourcentages, de *Gl. praemargaritae* gr. (0.2%, OS28 - 0.3%, OS34) et *Gq. altispira* (0.3%, OS20 - 1.0%, OS35).

#### **1.4.2- Evolution des principaux marqueurs**

##### **a- *Globorotalia***

Leur taux varie dans l'assemblage planctonique global entre 0 et 16.0% (Fig. 100). Elles sont représentées par *Gl. miotumida* gr., *Gl. menardii* gr., *Gl. scitula* gr, *Gl. suterae* et *Gl. praemargaritae* gr. Les échantillons de l'alternance marno-diatomitique et des marnes sableuses sont assez riche en *Globorotalia* et ont permis la collecte plus d'une centaine de spécimens. Par contre, dans les gypses seuls les échantillons prélevés dans la partie supérieure ont fourni plus d'une centaine de spécimens. Le rapport, entre les *Globorotalia* carénés et non carénés, est en faveur des carénés dans l'alternance marno-diatomitique (94.1%, OS1) et plus au moins équilibré dans les gypses et les marnes sableuses (Figs. 100, 101).

##### **a.1- *Globorotalia* carénées**

Les *Globorotalia* carénées forment entre 0.5% et 8.4% (OS11 - OS4) de l'assemblage planctonique global (Fig. 100). Elles sont représentées par *Gl. miotumida* gr. et *Gl. menardii* gr..

*Gl. miotumida* gr. est le seul représentant des carénés dans l'alternance marno-diatomitique (OS1). Il s'agit des mêmes espèces que celles observées dans le même faciès (l'alternance marno-diatomitique) de Kef El Biod (*Gl. miotumida*, *Gl. conomiozea*, *Gl. conoidea* et *Gl. mediterranea*). Ces spécimens exhibent des loges très coniques surtout la dernière.

Dans les dépôts sus-jacents, *Gl. miotumida* gr. se distingue par la disparition de *Gl. conoidea* et *Gl. mediterranea* et une réduction significative de la conicité des espèces *Gl. miotumida* et *Gl. conomiozea*. Dans ce groupe les formes senestres (Fig. 101) s'imposent avec des taux de 100% dans tous les prélèvements à l'exception d'OS30 (95.9%) et OS33 (94.4%).

Absent dans l'alternance marno-diatomitique, *Gl. menardii* gr (Figs. 100, 101) fait son retour, avec des taux faibles, dans les gypses (0.8 à 0.3%) et les marnes sableuses (0.3 et 1.3%). Dans ce groupe, les formes senestres (Fig. 101) dominent également avec des pourcentages très importants variant entre 90.9% (OS28) et 100% (la plus part des échantillons).

#### **a.2- Globorotalia non carénées**

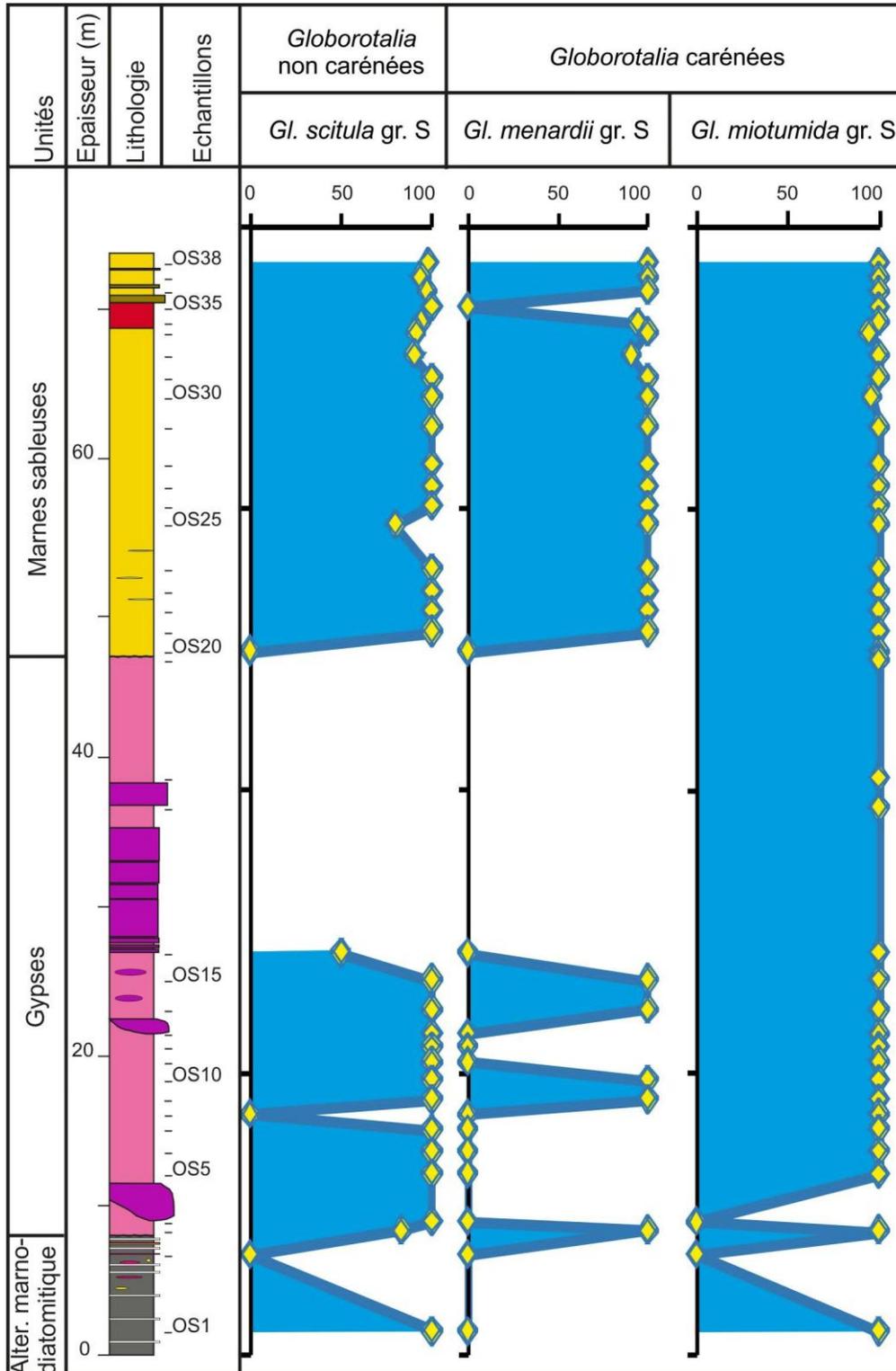
Les *Globorotalia* non carénées sont représentées dans l'alternance marno-diatomitique uniquement par les espèces de *Gl. scitula* gr. Dans les gypses et les marnes sableuses, ce groupe est associé à quelques spécimens de *Gl. praemargaritae* gr. et *Gl. suterae*.

Dans l'assemblage planctonique global (Fig. 100), les formes de *Gl. scitula* gr. sont relativement rare dans l'alternance marno-diatomitique. Elles augmentent dans les gypses (8,4% ; OS5) et les marnes sableuses (6.8% ; OS21). Les morphotypes senestres (Fig. 101) dominent ce groupe avec un taux variant entre 83.3% (OS3) et 100% (La plus part des échantillons).

*Gl. praemargaritae* gr. comporte toutes les espèces exhibant des morphologies intermédiaires entre *Gl. scitula* et *Gl. margaritae* (*Gl. praemargaritae* s.s. et *Gl. primitiva*). Il apparait dans les marnes sableuses à partir de l'échantillon OS26 avec un taux très faibles variant entre 0.8 et 3.5% (Figs. 100, 102). *Gl. suterae* n'est observé que sporadiquement dans les gypses et les marnes sableuses.

**b- *Neogloboquadrinida***

Le taux des *Nq spp* varie entre 19.5% et 3.3% (OS1 - OS2) dans l'alternance marno-diatomitique, 31,0% et 4.0% (OS4 - OS16) dans les gypses et 22.5% et 11.8% (OS20 - OS25) dans les marnes sableuses (Fig. 100).



**Fig. 101** : Evolution du sens d'enroulement chez les *Globorotalia* d'Oued Seggait.

Dans ce groupe, *Nq. acostaensis* atteint 29,3% (OS1) dans l'alternance marno-diatomitique et varie entre 21.4% et 78.5% (OS10 - OS16) dans les gypses et 20.6 et 56.7% (OS33 - OS21) dans les marnes sableuses. Dans tous les prélèvements de cette coupe, les formes senestres de *Nq. acostaensis* (Fig. 102) dominent avec des taux variant entre 76% et 100% (OS27 - OS13).

#### **c- *Turborotalita***

*T. quinqueloba* se manifeste (Fig. 100) avec un taux décroissant dans l'alternance marno-diatomitique (4.9%, OS1 à 0.9%, OS2), augmente dans les gypses (0.5%, OS4 à 71.3%, OS16) et décline dans les marnes sableuses (2.6%, OS28). *T. multiloba* n'a été observé (Fig. 100) que dans les niveaux OS26 (03%) et OS27 (0.2%).

#### **d- *Sphaeroidenolopsis***

Apparus dans les gypses, *Ss. spp.* (Figs. 100, 102) se maintiennent dans les marnes sableuses avec des fréquences relativement faibles (3.1%, OS4 à 0.2%, OS22).

#### **e- *Globoquadrina***

Les marnes sableuses montrent également l'apparition (Figs. 100, 102) de *Gq. altispira* (OS20 et OS35) avec des pourcentages très faibles (0.3 à 1.0%).

### **1.4.3- Bioévénements identifiés**

Les principales composantes des assemblages de cette coupe ont permis l'identification de 5 bioévénements (Fig. 102).

**Bioévénement 1** est la dernière occurrence récurrente (LRO) de *Gl. miotumida* gr. dans l'échantillon OS1 (1.5 m).

**Bioévénement 2** est la première réapparition de (FReA) de *Gl. miotumida* gr., *Gl. scitula* gr. et *Gl. menardii* gr. dans l'échantillon OS3 (8.2 m). Ce bioévénement, détecté à la base des gypses, est probablement plus précoce dans cette coupe que celle de Kef El Biod.

**Bioévénement 3** est la première occurrence (FO) de *Ss. Spp.* dans l'échantillon OS3 à (8.2 m).

**Bioévénement 4** est la première présence (FO) de *Gq. altispira* dans l'échantillon OS20 (47 m).

**Bioévénement 5** est la première occurrence (FO) de *Gl. praemargaritae* gr. dans l'échantillon OS26 (56.7 m).

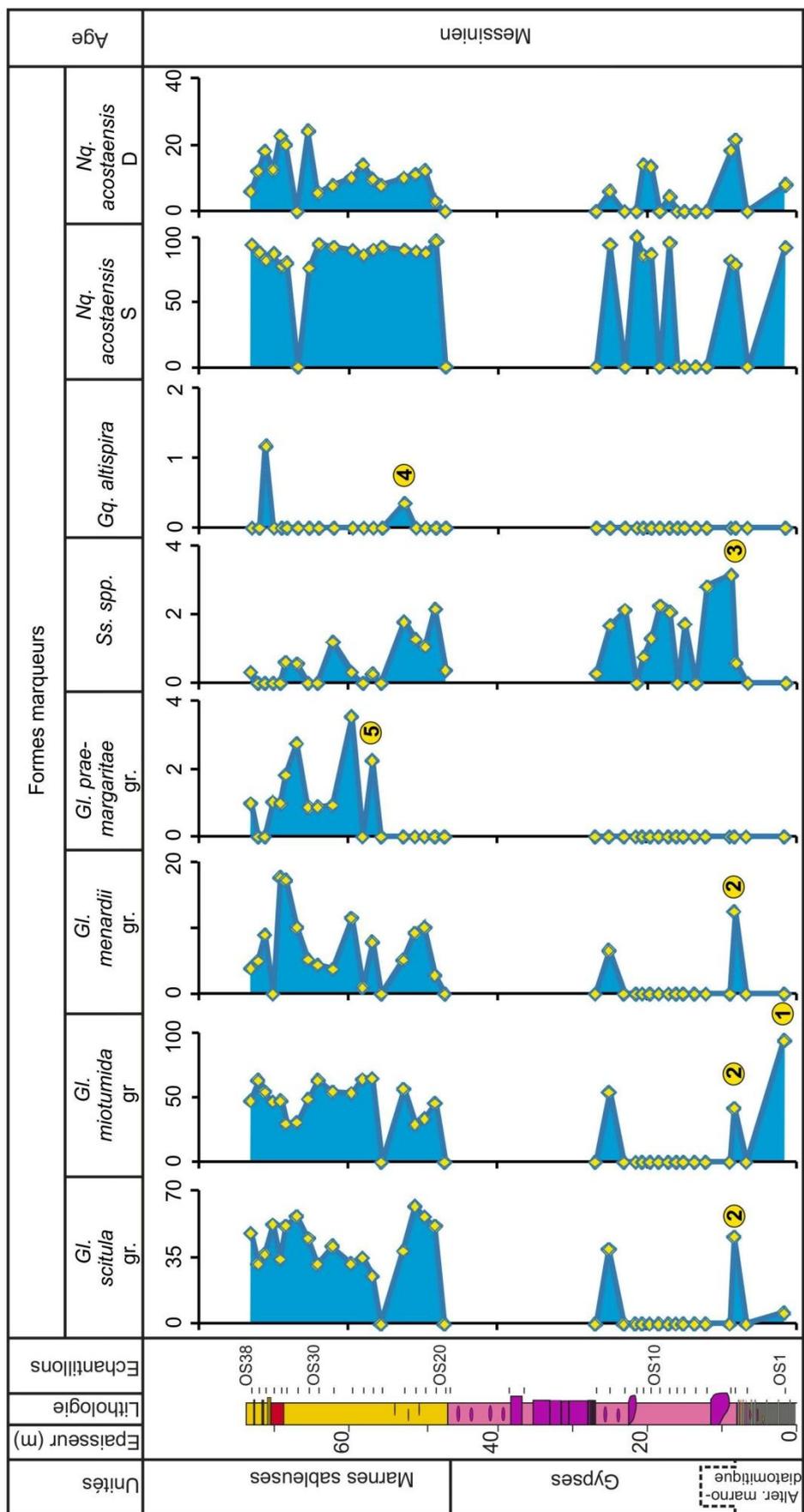


Fig. 102 : Bioévénements de la coupe d'Oued Seggait.  
 1: LRO *Gl. miotumida* gr. ; 2 : FReA *Gl. miotumida* gr., *Gl. scitula* gr et *Gl. menardii* gr. ; 3 : FO *Ss. Spp.* ; 4: FO *Gq. altispira* ; 5 : FO *Gl. prae-margaritae* gr..

## 1.5- Coupe d'Oued Tacheti

### 1.5.1- Assemblages planctoniques

Les échantillons prélevés dans les sables ont livré un assemblage planctonique (Fig. 103) formé, en grande partie, par : *Gn. bulloides* gr. (43.2%, OT2 - 28.8%, OT3), *Gs. obliquus* gr. (32.6%, OT2 - 17.5, OT3), *Nq. spp.* (23.7%, OT1 - 15.1%, OT2), *Gs. trilobus* gr. (9.4%, OT1 - 2.7%, OT2), *Gn. apertura* gr. (8.2%, OT3), *Or. spp.* (1.2%, OT2 - 9.2%, OT3), *Gt. glutinata* (0.6%, OT2 - 5.1%, OT3), *Gl. scitula* gr. (0.3%, OT2 - 2.0%, OT3), *Gl. miotumida* gr (2.4%, OT2 - 5.1%, OT3), *Gl. menardii* gr. (1.7%, OT1), *Gl. suterae* (4.2, OT1 - 0.3%, OT2), *T. quinqueloba* (1.2%, OT2).

Les marnes jaunâtres présentent relativement le même assemblage (Fig. 103) avec une augmentation des pourcentages de *Gs. obliquus* gr. (4.1% ; OT6 - 48.6% ; OT15), *Gs. trilobus* gr. (1.1% ; OT10 - 42.0% ; OT13) et *Nq. spp.* (8.2 ; OT7 - 28.9% ; OT16) et la réduction des taux de *Gn. apertura* gr. (60.7%, OT6 - 0.5%, OT14).

Cet assemblage voit l'apparition de *Gl. m. margaritae* et *Gl. m. evoluta* avec un taux d'ensemble variant entre 0.6% et 13.7% (OT8 - OT14). Les groupes d'espèces *Gl. scitula* (0.2% ; OT9), *Gl. miotumida* (0.2%, OT5 - 0.5%, OT10) et *Gl. menardii* (0.2% ; OT6) ne sont rencontrées que dans la partie inférieure de ces marnes alors que *Ss. Spp.* (0,3%, OT7 - 1.2%, OT9) et *Gq. altispira* (0,5%, OT5 - 0.2%, OT9) ne sont observable que de façon sporadique.

### 1.5.2- Evolution des principaux marqueurs

#### a- *Globorotalia*

L'occurrence des *Globorotalia*, dans l'assemblage de foraminifères planctoniques, est très asymétrique. Leur taux varie de 3.0% à 7.2% (OT2 - OT3) dans les sables, se réduit entre 0.2% à 0.9% (OT5 - OT8) dans la partie inférieure des marnes jaunâtres et augmentent de nouveau entre 1.9% à 13.7% (OT12 - OT14) dans leur partie supérieure (Fig. 103).

Le nombre d'individus, récoltés dans les sables et la partie inférieure des marnes jaunâtres, est inférieur à 10 individus par échantillons. Ceci n'a pas permis une bonne appréciation de leur rapport. À partir d'OT9 le nombre de *Globorotalia* par échantillon augmente oscillant entre 50 et 100 individus. Le pourcentage des non carénés (Fig. 103) se réduit de 17.2% à 4% (OT9 - OT12) tandis que ce lui des carénées (Fig. 103) augmente proportionnellement de 82.8% à 100% (OT9 - OT14).

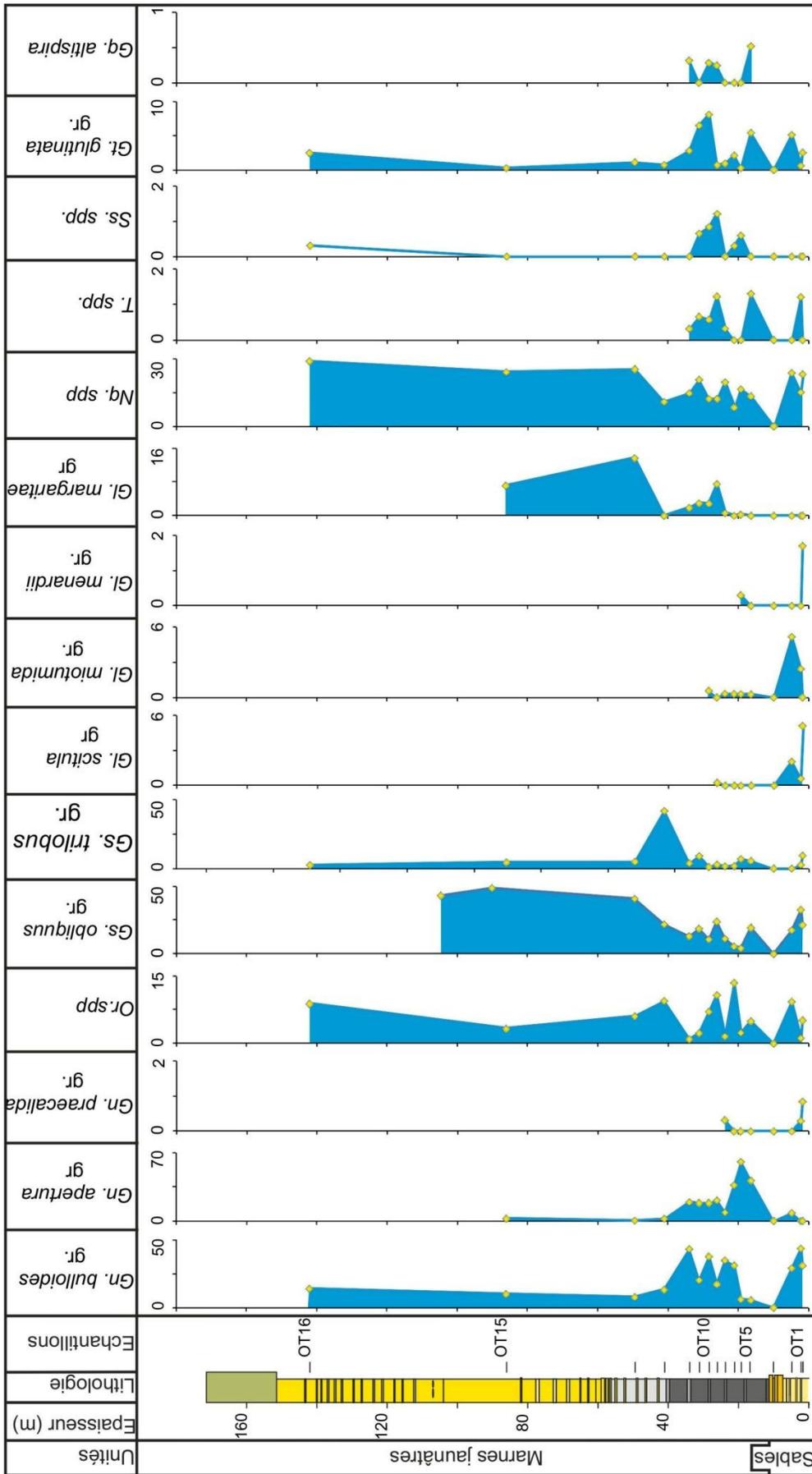


Fig. 103 : Assemblages planctoniques de la coupe d'Oued Tacheti

### **a.1- Globorotalia carénées**

Les *Globorotalia* carénées constituent entre 0.2% (OT5) et 13.7% (OT14) de l'assemblage planctonique général (Fig. 103). Elles sont représentées par *Gl. miotumida* gr., *Gl. menardii* gr. et *Gl. margaritae* gr..

*Gl. miotumida* gr. et *Gl. menardii* gr. ne sont représentées que par quelques individus essentiellement dans les sables et la partie inférieure des marnes jaunâtres. *Gl. miotumida* est relativement plus abondante avec un taux maximal de 12.3% (OT9) ; sa dernière occurrence se situe dans l'échantillon OT12 (Figs. 103, 104). *Gl. menardii* n'a été trouvée que dans les échantillons OT1 et OT6 avec 1 à 2 individus (Fig. 103, 104).

*Gl. margaritae* gr. fait son apparition (Figs. 103, 104) dans la partie inférieure des marnes jaunâtres (OT8 à OT15) avec la présence de *Gl. m. margaritae* (54.3 ; OT9 à 95.1% ; OT14) et *Gl. m. evoluta* (16.4% ; OT11 et 4.8% ; OT14).

### **a.1- Globorotalia non carénées**

Le taux des *Globorotalia* non carénées se réduit de 5.1% à 0.6% (OT1 - OT12) de l'assemblage planctonique général (Fig. 103). Elles sont composées par *Gl. scitula* gr., *Gl. suterae* et *Gl. praemargaritae* gr (Figs. 103, 104).

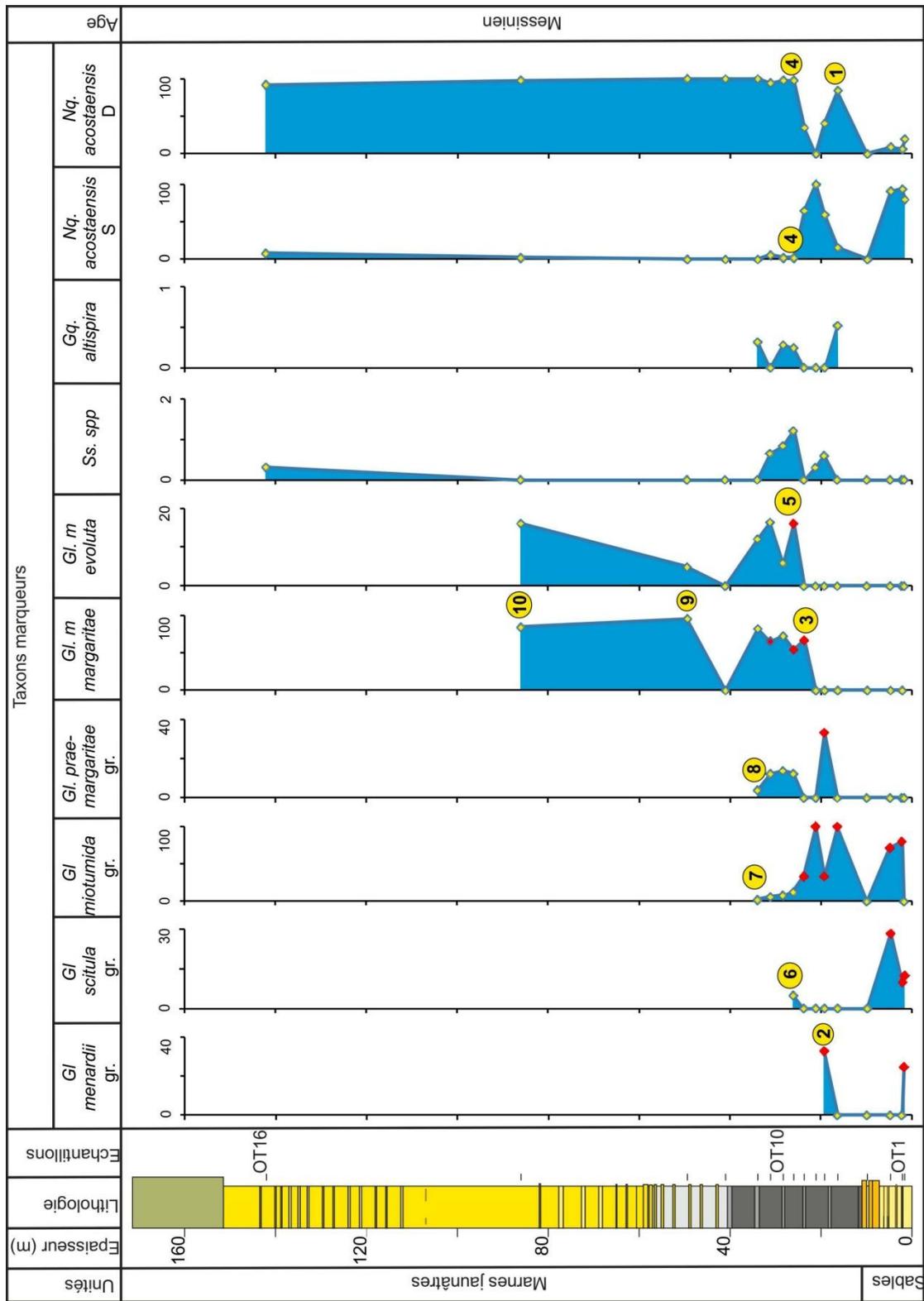
*Gl. suterae* a été signalé uniquement dans les deux premiers échantillons (OT1 et OT2) avec 5 individus dans le premier et 1 seul individu dans le second. *Gl. scitula* gr. est également rare avec 1 à 2 individus dans chaque échantillon (Fig. 104). Sa dernière occurrence se situe dans l'échantillon OT9 avec un taux de 4.9%. *Gl. praemargaritae* gr. se présente avec des taux assez modestes (2% -13%) ; les derniers spécimens de ce groupe ont été observés dans l'échantillon OT12.

### **b- Neogloboquadrinida**

Dans l'assemblage planctonique global, les taux de *Nq. spp* évoluent de 8.2% à 28.9% (OT7 - OT16) (Fig. 103). Au sein de ce groupe, *Nq. acostaensis* dévoile une progression significative allant de 18,5% à 60.8% (OT1 - OT14). L'observation du sens d'enroulement de cet espèce a permis de détecter deux intervalles (Fig. 104) :

#### **b.1- Premier intervalle OT1 à OT8**

Il est caractérisé par la dominance des formes à enroulement senestres avec des taux variables entre 59.5% (OT6) et 100% (OT7). Seul l'échantillon OT5 (84.3%) montre une dominance des formes dextres.



**Fig. 104 :** Bioévènements de la coupe d'Oued Tacheti.  
 1 : FI de *Nq. acostaensis* D ; 2 : LO de *Gl. menardii* gr ; 3 : FO de *Gl. margaritae* ; 4 : Changement d'enroulement SID de *Nq. acostaensis* ; 5 : FO de *Gl. m. evoluta* ; 6 : LO de *Gl. scitula* gr ; 7 : LO de *Gl. miotumida* gr ; 8 : LO de *Gl. prae-margaritae* gr ; 9 : Base Acomé zone (AB) à *Gl. m. margaritae* ; 10 : Sommet Acomé zone (AT) à *Gl. m. margaritae*. Nb: les points en rouges correspondent aux échantillons dont le nombre de *Globoborotalla* est rare (inf. à 10).

## **b.2- Deuxième intervalle OT9 à OT16**

Dans cet intervalle, les formes dextres de *Nq. acostaensis* reprennent la suprématie avec des taux très importants variant entre 92% (OT16) et 100% (OT12, OT13 et OT14). Le changement d'enroulement s'opère dans l'échantillon OT9.

### **c- *Sphaeroidenellopsis* et *Globoquadrina***

Ces deux taxons n'ont été récoltés que dans les marnes jaunâtres mais avec des fréquences très faibles ne dépassant que rarement le 1 % (Figs. 103, 104).

### **1.5.3- Bioévénements identifiés**

Dix bioévénements ont été définis dans cette coupe (Fig. 104).

**Bioévénement 1** est le premier afflux (FI) de *Nq. acostaensis* dextre dans l'échantillon OT5 (16.3 m).

**Bioévénement 3** est la première occurrence (FO) de *Gl. m margaritae* dans l'échantillon OT8 (23.7 m).

**Bioévénement 4** est le changement d'enroulement senestre/dextre de *Nq. acostaensis* dans l'échantillon OT9 (26 m).

**Bioévénement 5** est la première occurrence (FO) de *Gl. m. evoluta* dans l'échantillon OT9 (26 m).

**Bioévénement 2** est la dernière occurrence (LO) de *Gl. menardii* gr. dans l'échantillon OT6 (19.2 m).

**Bioévénement 6** est la dernière occurrence (LO) de *Gl. scitula* gr dans l'échantillon OT9 (26 m).

**Bioévénement 7** est la dernière occurrence (LO) de *Gl. miotumida* gr. dans l'échantillon OT12 à (33.9 m).

**Bioévénement 9** est la base de l'Acmé zone (AB) à *Gl. m. margaritae* dans l'échantillon OT14 (49.4 m).

**Bioévénement 10** est le sommet de l'Acmé zone (AT) à *Gl. m. margaritae* dans l'échantillon OT15 (86 m).

**Bioévénement 8** est la dernière occurrence (LO) de *Gl. praemargaritae* gr. dans l'échantillon OT12 à (33.9 m).

## 2- Interprétation et corrélation des bioévénements identifiés

Les unités lithologiques du Plateau d'Ain Merane sont caractérisées par de très importants assemblages de foraminifères planctoniques et benthiques, à la fois, dans les dépôts préévaporitiques, évaporitiques et postévaporitiques.

Les assemblages préévaporitiques sont parfaitement analogues à ceux des bassins méditerranéens (Bellanca et al., 2001 ; Sierro et al., 2001, 2003 ; Blanc-Valleron et al., 2002 ; Lourens et al., 2004 ; Iaccarino et al., 2007 ; Corbi et Soria, 2016 ; Lirer et al., 2019).

Ceux des dépôts évaporitiques et postévaporitiques sont dans l'ensemble, assez bien diversifiés et ne révèlent aucun signe de remaniement. Dans la coupe d'Oued Seggait (Fig. 100), ces assemblages enregistrent un retour des espèces et des groupes d'espèces (*Gl. miotumida* gr., *Gl. scitula* gr et *Gl. menardii* gr. *Gl. suturae*), supposés disparus (Bellanca et al., 2001 ; Sierro et al., 2001 ; Blanc-Valleron et al., 2002) avec des fréquences mêmes plus importantes que dans les dépôts préévaporitiques. Les représentants de ces groupes d'espèces exhibent également des caractéristiques morphologiques légèrement différentes. La présence dans la coupe d'oued Tacheti de certains taxons (*Gl. suterae*, *Gl. primitiva*, *Gl. praemargaritae*, *Gl. margaritae*, *Gl. m. évoluta* et *Gq. altispira*) et leur succession (Fig. 101) rappellent la microfaune messinienne de la façade atlantique du Maroc.

Plusieurs travaux, dans le domaine méditerranéen, ont rapporté la présence d'assemblages de foraminifères planctoniques, parfois assez bien diversifiés, dans les dépôts évaporitiques et postévaporitiques. Leurs individus présentent des tests en bon état de conservation sans aucuns indices d'abrasion, de dissolution ou de fragmentation (Rouchy, 1982 ; Bertini et al., 1998 ; Iaccarino et Bossio, 1999 ; Steffahn et Michalzik, 2000 ; Saint Martin et al., 2000 ; Fortuin et Krijgsman, 2003 ; Aguirre et Sánchez-Almazo, 2004 ; Braga et al., 2006 ; Bassetti et al., 2006). Ces assemblages ont été considérés allochtones par certains (Iaccarino et Bossio, 1999 ; Fortuin et Krijgsman, 2003 ; Bassetti et al., 2006 ; Pierre et al., 2006) et autochtones pour d'autres (Bertini et al., 1998 ; Steffahn et Michalzik, 2000 ; Aguirre et Sánchez-Almazo, 2004 ; Braga et al., 2006).

Certains travaux récents (Corbi et soria, 2016 ; Lirer et al., 2019) ne contestent plus l'autochtonie de ces assemblages mais les qualifiés plutôt d'anormaux. Or les analyses quantitatives, effectuées dans le chapitre 5 (présent travail) indiquent qu'il y'a effectivement une augmentation des formes anormales dans les unités

préévaporitiques de Kef El Biod mais le taux de ces anomalies ne dépasse guère les 10% dans le meilleur des cas. D'un autre côté, les anomalies morphologiques apparaissent sur les tests des formes planctoniques très tôt dans l'alternance marno-diatomitique et sont plus importantes dans les marnes brunâtres avant le début des évaporites.

A ce jour aucun travail n'a été entrepris pour analyser ces assemblages et valoriser leurs données sur les plans biostratigraphique et paléoécologique. Des investigations plus approfondies et généralisées à l'ensemble du bassin du Bas Chélif pourraient apporter, dans un futur proche, plus de précisions et permettra sans doute d'en tirer les conclusions adéquates.

## **2.1- Bioévénements des dépôts préévaporitiques**

### **2.1.1- Corrélation et calibration des bioévénements**

**Bioévénement 1 :** La présence de *Gs. extremus* et *Nq. humerosa* a été reconnue dans les marnes bleues de Nharet et les calcaires à algues d'Ain Es Serrak (Figs. 97, 99). Ces taxons caractérisent le Miocène supérieur d'Espagne et d'Italie (Sprovieri et al., 1997 ; Rouchy et al., 1998). La première occurrence (FO) de *Gs. extremus* est datée de 8.37 Ma (Lirer et al., 2019) alors que celle de *Nq. humerosa* se produit à 8.56 Ma (Lourens et al., 2004 ; Wade et al., 2011). Ces deux marqueurs indiquent le Tortonien supérieur (Fig. 106).

**Bioévénement 2 :** Identifiée dans l'alternance marno-diatomitique de Kef El Biod (Fig. 95), la première occurrence (FO) de *Gl. nicolae* a été récemment détectée dans les coupes de Djebel Meni et Oued Derdoussa (Dahra ; Benzina et al., 2019). Equivalent à l'évènement 7 (Sierro et al., 2001 ; Figs. 105, 106), ce bioévénement est bien connu dans les dépôts messiniens du pourtour méditerranéen (Hilgen et al., 1995 ; Blanc-Valleron et al., 2002 ; Morigi et al., 2007) avec un âge estimé à 6.82 Ma (Sierro et al., 2001).

**Bioévénement 3 :** La dernière occurrence (LO) de *Gl. nicolae* est repérée dans l'alternance marno-diatomitique de Kef El Biod (Fig. 95). Ce bioévénement est très commun dans les coupes messiniennes de la Méditerranée (Hilgen et Krijgsman, 1999 ; Bellanca et al., 2001 ; Blanc-Valleron et al., 2002 ; Morigi et al., 2007 ; Benzina et al., 2019). Il est analogue à l'évènement 8 (Sierro et al., 2001 ; Figs. 105, 106) avec un âge de 6.72 Ma (Blanc-Valleron et al., 2002).

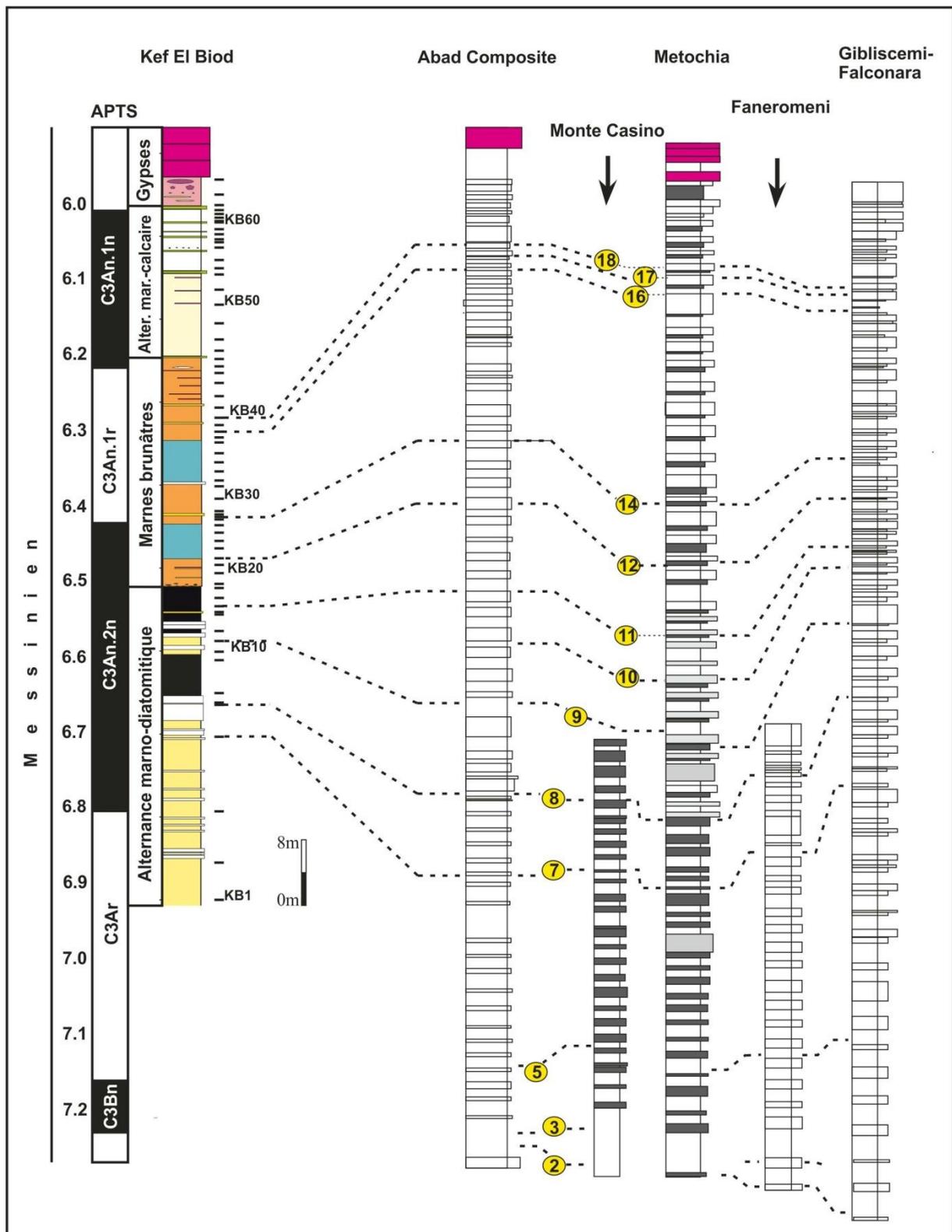
**Bioévénement 4 :** La première occurrence de (FO) de *Nq. atlantica* dans l'alternance marno-diatomitique de Kef El Biod (Fig. 95) est probablement comparable à la première occurrence commune (FCO) de cette espèce dans les sédiments préévaporitiques messiniens du bassin sicilien (Bellanca et al., 2001 ; Blanc-Valleron et al., 2002). Cet évènement (Fig. 106) est daté de 6.65 Ma par Blanc-valleron et al. (2002).

**Bioévénement 5 :** La première occurrence abondante (FAO) de *Gn. praecalida* dans l'alternance marno-diatomitique de Kef El Biod (Fig. 95) correspond par corrélation à l'évènement 9 de Sierro et al., 2001 (Figs. 105, 106). Reconnu également par Benzina et al. (2019), cet évènement peut avoir un âge de 6,61 Ma (Sierro et al., 2001).

**Bioévénement 6 :** Mis en évidence dans l'alternance marno-diatomitique des coupes de Kef El Biod et Oued Seggait, la dernière occurrence régulière (LRO) de *Gl. miotumida* gr. (Figs. 95, 102) coïncide, à la fois, avec la dernière présence régulière (LRO, l'évènement 11) de Sierro et al., 2001 (Figs. 105, 106) et la dernière occurrence (LO) du même taxon identifiée par Hilgen et Krijgsman (1999), Bellanca et al. (2001) et Blanc-Valleron et al., 2002). Calibré chronologiquement de 6.51 Ma (Blanc-Valleron et al., 2002), ce bioévènement messinien est le dernier en commun entre les secteurs de Djebel Meni (Dahra occidental ; Benzina et al., 2019) et Plateau d'Ain Merane (Dahra oriental ; présent travail).

**Bioévénement 7 :** Le premier afflux abondant (FAI) à *T. multiloba* est spécifique aux marnes brunâtres de Kef El Biod (Fig. 95). Ce bioévènement est bien connu dans la plupart des coupes messiniennes (évènement 12 ; Figs. 105, 106) des bassins méditerranéens (Hilgen et Krijgsman, 1999 ; Sierro et al., 2001 ; Bellanca et al., 2001; Blanc-Valleron et al., 2002 ; Drinia et al., 2003). Son âge est estimé à 6.41 Ma (Blanc-Valleron et al., 2002).

**Bioévénement 8 :** Il s'agit d'un premier petit afflux (FSI) des groupes *Gl. miotumida* et *Gl. scitula* dans les marnes brunâtres de Kef El Biod et de Nharet (Figs. 95, 97). Cet évènement est identifié pour la première fois dans le bassin du Bas Chélif (Fig. 106). Aucune présence de *Gl. miotumida* gr. n'a été signalée après la FAI à *T. multiloba* dans les dépôts messiniens méditerranéens. Par contre deux afflux à *Gl. scitula* gr. ont été repérés dans le bassin de Sorbas après le changement d'enroulement S/D de *Nq. acostaensis* (Sierro et al., 2001).



**Fig. 105** : Bioévénements communs entre la coupe de Kef El Biod et les principales coupes méditerranéennes (d'après Siervo et al., 2001, modifié).

7 : FO *Gl. nicolae* ; 8 : LO *Gl. nicolae* ; 9 : FAO *Gn. praecalida* ; 11 : LRO *Gl. miotumida* gr. ; 12 : FAI *T. multiloba* ; 14 : Changement d'enroulement S/D de *Nq. acostaensis* ; 16 : FI *Nq. acostaensis* S 80% ; 18 : SI *Nq. acostaensis* S 40%.

**Bioévénement 9 :** Le changement d'enroulement S/D de *Nq. acostaensis*, identifié dans les marnes brunâtres de Kef El Biod (Fig. 95), est probablement similaire à évènement 14 de Sierro et *al.* (2001) (Fig. 105, 106). Daté de 6.34 Ma (Blanc-Valleron et *al.*, 2002), ce bioévènement est très important car il est considéré par Sierro et *al.* (2001) comme un évènement commun entre les dépôts messiniens des bassins méditerranéens (Hilgen et Krijgsman, 1999 ; Sierro et *al.*, 2001 ; Bellanca et *al.*, 2001 ; Blanc Valleron et *al.*, 2002 ; Drinia et *al.*, 2003 ; Morigi et *al.*, 2007) et atlantiques (Sierro, 1993 ; Dayja et *al.*, 2005 ; Barhoun et Bachiri, 2008).

**Bioévénement 10 :** La dernière présence (LO) de *Nq. atlantica*, observée dans les marnes brunâtres de Kef El Biod (Fig. 95), est apparemment tardive dans nos sédiments (Fig. 106). Dans le bassin sicilien, ce bioévènement (6,42 Ma ; Blanc-Valleron et *al.*, 2002) précède la FCO (FAI) de *T. multiloba* (Bellanca et *al.*, 200 ; Blanc-Valleron et *al.*, 2002).

**Bioévénement 11 :** Le premier afflux (FI) à *Nq. acostaensis* senestre (80%) dans les marnes brunâtres de Kef El Biod est équivalent à évènement 16 de Sierro et *al.* (2001) (Figs. 105, 106). Il a été également rapporté par Hilgen et Krijgsman (1999), Blanc-Valleron et *al.* (2002), Drinia et *al.* (2007).

**Bioévénement 12 :** Le deuxième afflux (SI) à *Nq. acostaensis* senestre (40%) observé dans les marnes brunâtres de la coupe de Kef El Biod (Fig. 95) correspond à l'évènement 18 (Sierro et *al.*, 2001 ; Figs. 105, 106). Il a été identifiés dans les dépôts messinien avec un âge estimé à 6,08 Ma (Hilgen et Krijgsman, 1999 ; Sierro et *al.*, 2001 et Drinia et *al.*, 2007).

### 2.1.2- Corrélation aux biozonations récentes

Ces évènements ont été utilisés récemment pour définir les limites de biohorizons dans de nouvelles biozonations établies à l'échelle de la Méditerranée (Lourens et *al.*, 2004 ; Iccarrino et *al.*, 2007 ; Corbi et Soria, 20016 ; Lirer et *al.*, 2019). Ceci a permis de reconnaître les biozones suivantes :

#### **Biozone à *Gs obliquus extremus***

Définie à l'origine par Iccarrino et Salvatorini (1982), Cette biozone a été réactualisée par Iccarrino et *al.* (2007). Elle est caractérisée à la base par la première occurrence (FO) de *Gs obliquus extremus* et au sommet par la première occurrence commune (FCO=FRO ; Sierro et *al.*, 1993, 2001) de *Gl miotumida* gr.. L'identification, au sein de cette biozone, de la première occurrence (FO) de *Gl.*

*suterae* a permis sa subdivision en deux sous-zones (s-z à *Gl. suterae* et s-z *Globigerinoides obliquus extremus*).

Dans le Plateau d'Ain Merane, *Gs obliquus extremus* a été identifié dans les échantillons N3 des marnes bleues de la coupe d'Nharet et AS1 des calcaires à algues d'Ain Es Serrak (Figs. 97, 99). Les limites de cette zone n'ont pas pu être identifiées avec précision en raison du cachet littoral de la sédimentation (Fig. 108).

En conclusion, Cette biozone, partielle d'âge Miocène supérieur (Tortonien), peut être, au moins en partie, équivalente à la biozone à *Gs. obliquus extremus* (Iaccarino et al., 2007 ; Lirer et al., 2019) et la MMi12 (Lourens et al., 2004).

### **Biozone à *Gl. miotumida* gr**

Etablie également par Iaccarino et al. (2007), ce bio-horizon a pour limites la première présence commune (FCO) de *Gl. miotumida* gr à la base et la disparition des assemblages de foraminifères planctoniques marins normaux, en raison de la crise de salinité messiniène dans le bassin méditerranéen, au sommet (Fig. 108). L'enchaînement rapide des bio-marqueurs dans cet intervalle, a permis l'identification de quatre sous-biozone. Les trois premières ont été définies par Iaccarino et al. (2007) et la dernière par Foresi et al. (2001b).

### **Sous-biozone à *Gl. miotumida* gr. – *Gl. nicolae***

Elle est située entre la première présence commune (FCO) de *Gl. miotumida* gr et la première présence (FO) de *Globorotalia nicolae*. Elle a été reconnue dans la partie inférieure de l'alternance marno-diatomitique de Kef El Biod. Sa limite supérieure a été trouvée dans l'échantillon KB4 tandis que sa limite inférieure n'a pas été bien identifiée avec précision. Dans la plus part des coupes du bassin du Bas Chélif, cette limite est repérable à environ 10 m avant le premier banc diatomitique.

### **Sous-biozone à *Gl. nicolae***

C'est une sous zone d'extension caractérisée par la première et la dernière occurrence (FO et LO) du taxon marqueur. Elle concerne l'intervalle très réduit situé entre les échantillons KB4 et KB7 dans l'alternance marno diatomitique.

### **Sous-biozone à *Gl. nicolae* – *Nq. acostaensis***

Cette sous-zone est délimitée respectivement par la dernière occurrence (LO) de *Gl. nicolae* et le changement d'enroulement de *Nq. acostaensis* senestre dextre.

Elle a été reconnue dans la partie supérieure de l'alternance marno-diatomitique et la partie basale des marnes brunâtres entre les échantillons KB7 et KB27.

Les bioévénements 3 à 7 (FO *Nq. atlantica*, FAO *Gn. praecalida*, LRO *Gl. miotumida* gr., FAI *T. multiloba*, FSI *Gl. miotumida* gr. et *Gl. scitula* gr.) de la coupe de Kef El Biod ont été détectés dans cet intervalle. Un premier pic à *Or. spp.* est enregistré dans l'échantillon KB16 juste après la LRO de *Gl. miotumida*. Il est, apparemment, plus précoce que celui identifié par Lirer et *al.*, (2019).

### **Sous-biozone à *T. quinqueloba***

Ce bio-horizon est caractérisé par le changement d'enroulement de *Nq. acostaensis* S/D à la base et la disparition d'assemblages de foraminifères planctoniques marins normaux du bassin méditerranéen en raison de la crise de salinité messiniène au sommet.

La limite basale de cet intervalle correspond au changement d'enroulement S/D de *Nq. acostaensis* observé dans l'échantillon KB27. Ce pendant il est impossible d'appliquer la définition de la limite supérieure aux assemblages planctoniques du Plateau d'Ain Merane pour les raisons suivantes :

-il n'ya pas de véritable disparition des assemblages planctoniques dans les sédiments évaporitique et postévaporitique ;

-les formes planctoniques anormales ne constituent qu'une portion relativement faible au sein des dépôts préévaporitique et évaporitiques.

En conséquence, la réapparition des groupes *Gl. miotumida*, *Gl. scitula* et *Gl. mernardii* à la base des gypses de la coupe d'Oued Seggait est proposée comme bioévènement caractérisant la limite supérieure de cet intervalle.

Les trois première sous zone messiniennes peuvent être corrélés, en grande partie, à celles établis en domaine méditerranéen (Iaccarino et *al.*, 2007 ; Corbi et Soria, 2016 ; Lirer et *al.*, 2019) ainsi qu'aux sous zones MMi13a – MMi13c (Lourens et *al.*, 2004). La dernière également messiniène, elle correspond au sous zone à *T. quinqueloba* (Lirer et *al.*, 2019) et *T. multiloba* (Corbi et Soria, 2016) et la partie inférieure de la non distinctive zone.

### **2.2- Bioévénements des dépôts évaporitiques**

Ces bioévénements sont établis, pour la première fois, dans le bassin du Chélif et dans les bassins marginaux de la méditerranée.

**Bioévènement 13** : Il correspond à la première réapparition (FReA) de *Gl. miotumida* gr., *Gl. scitula* gr. et *Gl. menardii* gr. à la base des gypses d'Oued Seggait (Figs. 102, 106). Ce bioévènement est plus précoce dans cette coupe par rapport à celle Kef El Biod en raison probablement de sa position plus distale.

**Bioévènement 14 :** C'est la première occurrence (FO) de *Ss. Spp.* à la base des gypses d'Oued Seggait (Figs. 102, 106).

### 2.3- Bioévènements des dépôts postévaporitiques

Une douzaine de bioévènements a été mis en évidence, pour la première fois, dans les sédiments postévaporitiques du Plateau d'Ain Merane. Deux dans les marnes sableuses de la coupe d'Oued Seggait et 10 dans les marnes jaunâtres d'Oued Tacheti. Trois sont identifiés pour la première fois dans le bassin du Chéelif. Les Neufs restants sont très comparables à ceux du Messinien de la façade atlantique du Maroc. Ces bioévènements n'ont jamais été signalés auparavant dans les bassins méditerranéens durant cette période. Leur succession est la suivante (Figs. 104, 106 ; Tab. 6) :

**Bioévènement 15 :** La première occurrence (FO) de *Gq. altispira* est enregistrée dans les marnes sableuses d'Oued Seggait (Figs. 102, 106 ; Tab. 6). Ce taxon persiste dans les marnes jaunâtres d'Oued Tacheti mais toujours avec de faibles fréquences (Fig. 104). Au Maroc, cette espèce caractérise l'intervalle compris entre le sommet du Tortonien et le Piasencien (Zhang et Scott, 1996). En Méditerranée, *Gq. altispira* gr. est assez commune dans Langhien (15,26 Ma) et plus abondante dans le Serravallien (13,51-12,77 Ma) (Mourik et al., 2010 ; Lourens et al., 2004). Elle décroît fortement au début du Tortonien à partir de 11,21 Ma (Lirer et al., 2019). Sa dernière occurrence (LO) est situé dans le pliocène moyen à 3,17 Ma (Lourens et al., 2004).

**Bioévènement 16 :** La première occurrence (FO) de *Gl. praemargaritae* gr. (*Gl. praemargaritae* et *Gl. primitiva*) caractérise les marnes sableuses d'Oued Seggait (Figs. 102, 106 ; Tab. 6). Rares dans ces marnes, les représentants de ce groupe deviennent plus communs dans les marnes jaunâtres d'Oued Tacheti jusqu'à leur disparition avant la base de l'acmé zone à *Gl margaritae* (Fig. 104). Ces deux taxons sont les premiers représentants phylétiques de la lignée *Gl margaritae* s.l. (Wernli, 1988 ; Cita, 1973).

*Gl. praemargaritae* apparait dans le domaine atlantique (Maroc) au sommet du Tortonien (7 Ma) et subsiste jusqu'au début du Zancéen (Benson et al., 1991 ; Barbieri et Ori, 2000). Cette espèce a été identifiée, sous le nom de *Gl. juanai*, Bermudez et Bolli, 1969, dans le Messinien (Krijgsman et al., 2004 ; Riforgiato, 2013). Elle a été également reconnue dans l'étage Andalousien d'Espagne (Benson et Rakic-El Bied, 1991 ; Berggren et Haq, 1976). En Méditerranée, cette espèce n'a

été reconnue que par Catalano et Sprovieri (1969) dans la zone à *Gl. tumida plesiotumida* (Miocène supérieur).

*Gl. primitiva* (= *Gl. margaritae primitiva* cita, 1973 ; *Gl. cibaoensis*, Bermudez 1949) est considérée comme une sous espèce de *Gl. margaritae* dont elle diffère surtout par absence totale de la carène. Dans le côté atlantique du Maroc, elle caractérise la dernière biozone du Miocène supérieur. Sa première occurrence (FO) varie entre 6.5 Ma (Benson et al., 1991) et 7.8 Ma (Barbieri et Ori, 2000). En méditerranée, cette espèce a été le plus souvent identifiée associée à *Gl. margaritae margaritae* dans les affleurements du Pliocène inférieur (Cita, 1973). Elle a été également signalé dans les évaporites supérieures et les dépôts du lagon-marre (Suc in Cornée et al., 2006). Des spécimens rattachés à *Gl. margaritae* (*Gl. margaritae primitiva* pour Cita, 1973) ont été récupérés à partir de sédiments messiniens (Colalongo, 1970).

**Bioévènement 17** : Le premier afflux (FI) de *Nq. acostaensis* dextre a été repéré dans les marnes jaunâtres d'Oued Tacheti (Figs. 104, 106 ; Tab. 6). Ce bioévènement pourrait correspondre au premier changement d'enroulement de la même espèce évoqué par Krijgsman et al. (2004) avant la FO de *Gl. margaritae* et daté de 6.38 Ma.

**Bioévènement 18** : La dernière occurrence (LO) de *Gl. menardii* gr. marque la partie inférieure des marnes jaunâtres d'Oued Tacheti (Figs. 104, 106 ; Tab. 6).

**Bioévènement 19** : La première occurrence (FO) de *Gl. m. margaritae* a été définie dans les marnes jaunâtres de la coupe d'Oued Tacheti (Figs. 104, 106 ; Tab. 6). Cette espèce, rare dans la partie inférieure de ces marnes, accuse un développement important dans leur partie supérieure.

Ce bioévènement est probablement comparable à l'évènement PF6 (Sierro et al., 1993) décrit dans Messinien du Maroc (Benson et al., 1991 ; Sierro et al., 1993 ; Hodell et al., 1994 ; Benson et Rakic El Bied, 1996 ; Zhang et Scott, 1996 ; Barbieri et Ori, 2000 ; Krijgsman et al., 2004 ; Dayja et al., 2005). Il n'ya pas de consensus sur l'âge de ce bioévènement. Les estimations relativement anciennes varient entre 5.6 et 6.4 Ma (Benson et al., 1991 ; Benson et Rakic-El Bied, 1996 ; Zhang et Scott, 1996 ; Barbieri et Ori, 2000 ; Krijgsman et al., 2004). Des datations plus récentes évoquent un âge situé entre 6.01 Ma (Riforgiato, 2013) et 5.95 Ma (Wade et al., 2011).

*Gl. margaritarae* coexiste dans les assemblages planctoniques des marnes jaunâtres d'Oued Tacheti avec des morphotypes senestres et dextres de *Nq. acostaensis* (Figs. 98, 100). Cette coexistence a été également signalée dans le Messinien de l'océan Atlantique. Dans le Pliocène, *Gl. margaritarae* cohabite uniquement avec le morphotype dextre (Sierro et al., 1993). En Méditerranée, *Gl. margaritarae* (= *Gl. hirsuta*) demeure un des principaux marqueurs du Pliocène inférieur. Toutefois, elle a été signalée dans plusieurs affleurement du Miocène supérieur (AGIP Mineraria, 1957 in Cita, 1973 ; d'Onofrio, 1964 in Cita, 1973 ; Dondi et Papetti, 1968 in Cita, 1973 ; Butler et al., 1996).

**Bioévènement 20 :** Le changement d'enroulement senestre/dextre de *Nq. acostaensis* est repéré dans les marnes jaunâtres d'Oued Tacheti (Figs. 104, 106 ; Tab. 6). Ce changement d'enroulement pourrait correspondre à celui signalé par de nombreux auteurs dans les dépôts du Messinien de la façade atlantique du Maroc (Benson et al., 1991 ; Sierro et al., 1993 ; Benson et Rakic-El Bied, 1996 ; Zhang et Scott, 1996 ; Barbieri et Ori, 2000 ; Krijgsman et al 2004). Son âge n'est pas très précis, il varie entre 5.5 et 6.373 Ma (Ma Benson et al., 1991 ; Barbieri et Ori, 2000 ; Krijgsman et al 2004). Cet évènement a été corrélé à celui repéré dans les dépôts préévaporitiques des coupes méditerranéennes (Sierro et al., 1993, 2001)

**Bioévènement 21 :** La première présence (FO) de *Gl. m. evoluta* a été repérée dans les marnes jaunâtres d'Oued Tacheti (Figs. 104, 106 ; Tab. 6). Dans le domaine atlantique *Gl. m. evoluta* n'a été signalé que par (Wernli, 1988). Elle caractérise la deuxième sous zone du Pliocène inférieur. En Méditerranée, elle prolifère dans la partie supérieure de la zone à *Gl. m margaritarae*.

**Bioévènement 22 :** La dernière occurrence (LO) de *Gl. scitula* gr. (Fig. 104, 106 ; Tab. 6) a été identifiée dans les marnes jaunâtres d'Oued Tacheti.

**Bioévènement 23 :** La dernière occurrence de LO *Gl. miotumida* gr., après leur réapparition dans les gypses, est enregistrée dans les marnes jaunâtres d'Oued Tacheti (Figs. 104, 106 ; Tab. 6). Ce bioévènement est probablement similaire à celui décrit dans les coupes du Corridor sud Rifain (Sierro et al., 1993 ; Hodell et al., 1994 ; Zhang et Scott, 1996 ; Benson et Rakic-El Bied, 1996 ; Barbieri et Ori, 2000 ; Krijgsman et al., 2004) avec un âge , peu précis, compris entre 5.32 Ma (Zhang et Scott, 1996) et 6.30 Ma (Krijgsman et al., 2004). Cet évènement est positionné soit après la FO de *Gl margaritarae* (Barbieri et Ori, 2000 ; Krijgsman et al., 2004 ; Zhang et

Scott 1996 ; Hodell et *al.*, 1994) soit avant (Dayja et *al.*, 2005). Dans le présent travail, il a été rencontré après le bioévènement sus-cité.

**Bioévènement 24 :** La dernière occurrence (LO) de *Gl. praemargaritae* gr. *characterise* les marnes jaunâtres d'Oued Tacheti (Figs. 104, 106 ; Tab. 6). La dernière occurrence (LO) de *Gl. juanai* (= *Gl. praemargaritae* s.s.) est datée de 6.05 Ma. Elle a été proposée pour caractériser la limite M/P dans les îles canaries (Riforgiato, 2013).

**Bioévènement 25 :** La limite basale de l'Acmé zone (AB) à *Gl. m. margaritae* est repérée dans les marnes jaunâtres d'Oued Tacheti (Figs. 104, 106 ; Tab. 6). Cette limite pourrait correspondre à celle identifiée dans les dépôts de la façade atlantique du Maroc (Hodell et *al.*, 1994 ; Krijgsman et *al.*, 2004). Ce dernier lui attribue un âge de 5.84 Ma.

**Bioévènement 26 :** La limite sommitale de l'Acmé zone (AT ou AE) à *Gl. m. margaritae* est observée dans les marnes jaunâtres d'Oued Tacheti (Figs. 104, 106 ; Tab. 6). Ce bioévènement a été également reconnu par Hodell et *al.* (1994) et Krijgsman et *al.* (2004). Chronologiquement, il a un âge de 5.56 Ma (Krijgsman et *al.*, 2004).

### **3- Attribution stratigraphique**

#### **3.1- Tortonien supérieur**

La présence simultanée de *Gs. obliquus extremus* et *Nq. humerosa* (Sprovieri et *al.*, 1997 ; Rouchy et *al.*, 1998 ; Lourens et *al.*, 2004 et Wade et *al.*, 2011) donne un d'âge Tortonien supérieur aux marnes bleues ou leur équivalent latéral les calcaires à algues (Fig. 106, 108). Ces terrains peuvent avoir, au plus vieux, un âge absolu de 8.56 (Lourens et *al.*, 2004 et Wade et *al.*, 2011) date de la première occurrence FO de *Nq. humerosa*. Cette attribution est confortée par des datations isotopiques ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) effectués dans l'unité à heterozoan des plates-formes carbonatés de Lorca (Bourillot, 2009), ayant donnés un âge Tortonien (9 à 8 Ma).

#### **3.2- Messinien**

Les bioévènements **2 à 6** identifiés dans l'alternance marno-diatomitique, de Kef El Biod, sont équivalents à ceux établi en Méditerranée (Sierro et *al.*, 2001 ; Blanc-Valleron et *al.*, 2002 ; Hilgen et Krijgsman 1999) donnant un âge Messinien. Ils couvrent un intervalle de temps allant de 6.82 à 6.65 Ma (Figs. 106, 108).

Bioévénements du présent travail	Benson et al., 1991	Hodel et al., 1994	Zhang et Scott, 1996	Benson et Rakic El Bied, 1996	Barbieri et Ori, 2000	Krigjsman et al., 2004	Riforgiato, 2013	Wade et al., 2011	Age
AT acme zone <i>Gl margaritae</i>		5.90 Ma				5.56 Ma			Messinien
AB acme zone <i>Gl margaritae</i>						5.84 Ma			
LO <i>Gl praemargaritae</i>							6.05 Ma		
LO <i>Gl miotumida</i>	6.15 Ma		5.32 Ma	6.15 Ma	6.12 Ma	6.30 Ma			
LO <i>Gl scitula</i>									
FO <i>Gl m. evoluta</i>									
S/D <i>Nq acostaensis</i>	5.5 Ma	6.27 Ma	6.2 Ma	6.21 Ma	6.2 Ma				
FO <i>Gl margaritae</i>	5.6 Ma	6.44 Ma	6.0 Ma	6.35 Ma	6.4 Ma	6.31 Ma	6.01 Ma	5.95 Ma	
LO <i>Gl menardii</i>									
FA <i>Nq acostaensis D</i>						6.38 Ma			
FO <i>Gl praemargaritae</i>	7.0 Ma							9.69 Ma	
FO <i>Gq altispira</i>									

Tab. 6 : Corrélation des bioévénements post-évaporitiques du Plateau d'Ain Merane à ceux du domaine atlantique.

Les bioévènements **7 à 12** reconnus, dans les marnes brunâtres de Kef El Biod, sont équivalents à ceux reconnus par Sierro et *al.*, (2001); Blanc-Valleron et *al.* (2002) ; Hilgen et Krijgsman, 1999. Ils indiquent aussi le Messinien avec un âge allant de 6.41 à 6,08 Ma (Figs. 106, 108).

Les bioévènements **13 à 14** sont identifiés dans les gypses du Plateau d'Ain Merane (Bassin du Bas Chélif) (Figs. 106, 108). Ces gypses présentent des caractéristiques lithologiques et sédimentologiques permettant leur corrélation aux gypses primaires inférieurs «PLG» (CIESM, 2008 ; Roveri et *al.*, 2008a ; 2014b ; Lugli et *al.*, 2010 ; Manzi et *al.*, 2007 ; 2011). En conséquence, ces bioévènements pourraient être calés chronologiquement dans l'intervalle de dépôt du PLG estimé entre 5.97 Ma et 5.60 Ma (Manzi et *al.*, 2013 ; Roveri et *al.*, 2014b).

Les bioévènements **15 à 26** (Figs. 106, 108) sont établis pour la première fois dans les dépôts postévaporitiques du Plateau d'Ain Merane (Bassin du Bas Chélif). Neuf de ces bioévènements sont curieusement comparables à ceux reconnus dans les sédiments de la façade atlantique du Maroc (Benson et *al.*, 1991 ; Sierro et *al.*, 1993 ; Hodell et *al.*, 1994 ; Benson et Rakic-El Bied, 1996 ; Zhang et Scott, 1996 ; Barbieri et Ori, 2000 ; Krijgsman et *al.*, 2004 ; Dayja et *al.*, 2005). Ces bioévènements sont postérieurs aux gypses précédemment assimilés aux PLG. Ceci implique qu'ils sont antérieurs à leur limite supérieure estimée à 5.60 Ma (CIESM, 2008 ; Roveri et *al.*, 2008a ; Lugli et *al.*, 2010 ; Manzi et *al.*, 2007, 2011 ; Roveri et *al.*, 2014b). Cette datation est, au moins en partie, proche de celle de Benson et *al.*, 1991. Des datations isotopiques ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) effectués au sommet de l'unité récifale, conforte cette suggestion, avec un âge de 5.7 Ma (Bourillot, 2009).

#### **4- Corrélation litho-biostratigraphique**

La corrélation litho-biostratigraphique, des six coupes levées dans le Plateau d'Ain Merane, a permis l'identification de neuf (9) unités lithostratigraphiques et 26 bioévènements (Fig. 107). Ces unités présentent des variations lithologiques et d'épaisseur très importantes. Elles sont très analogues à celles décrites, à la fois, dans les zones de plate-formes et les zones centrales du bassin du Bas Chélif (Rouchy, 1982, Saint Martin, 1987 ; Mansour, 2004 ; Mansour et *al.*, 2008) et des bassins marginaux méditerranéens (Sierro et *al.*, 1999 ; Krijgsman et *al.*, 1999b ; Krijgsman et *al.*, 2001 ; Roveri et *al.*, 2008a). Toutefois, des différences, très importantes, dans les rapports géométriques ont été constatées (Tab. 7).

#### 4.1- Marnes bleues / calcaires à algues

Les calcaires à algues et les marnes bleues (Nharet, Koudiet Karoucha, Ain Es Serrak) constituent la base de la série du Plateau d'Ain Merane (Fig. 107). Ils sont séparés des unités sus-jacentes (Marnes brunâtres, marnes gypseuses et calcaires biodétritiques) par une discordance angulaire. Des faciès similaires ont été signalés par Perrodon (1957) dans des secteurs voisins. Ils peuvent être également corrélés aux calcaires reconnus dans la même position stratigraphique, dans la formation des marnes bleues, dans plusieurs secteurs du bassin du Chéelif (Shaouria, Sig, Bouzighaïa, Dahra, El Ghomri).

Ces calcaires sont, partiellement ou totalement, corrélables (Tab. 7) au membre Azagador du bassin de Sorbas (Krijgsman et al., 2001 ; Bourillot, 2009). L'occurrence de *Gs. extremus* et *Nq. humerosa*, dans cette unité (Fig. 106), lui confère un âge Tortonien supérieur (Sprovieri et al., 1997 ; Lourens et al., 2004 ; Wade et al., 2011).

#### 4.2- Alternance marno-diatomitique

Absent au Nord, dans le Plateau d'Ain Merane (Ain Serrag, Nharet et Koudiet Karoucha et Oued Tacheti), cette alternance affleure, essentiellement, dans la coupe de Kef El Biod (37.8 m). Son épaisseur augmente relativement à l'Ouest et se réduit considérablement vers le sud (Oued Seggait) ou elle n'est représentée que par les derniers mètres de la partie sommitale, le plus souvent, affectée de grandes structures slumpées (Fig. 107).

Cette unité, correspondant à la formation laminitique type I de Rouchy, 1982 et au membre I de la formation diatomitique de Mansour et al., 2008 (Tab. 7). Dans les bassins méditerranéens, elle est caractérisée par une extension latérale limitée (quelques km) à l'exception des bassins du Chéelif et de Sicile (Rouchy, 1982).

Ce faciès montre une cyclicité sédimentaire, bien marquée, semblable à celle du membre inférieur d'Abad du bassin de Sorbas où 21 cycles ont été identifiés (Sierro et al., 1999 ; 2001). Cette cyclicité est commandée, principalement, par la précession astronomique (Sierro et al., 1999 ; Vazquez et al., 2000).

La transition à l'unité sus-jacente (marnes brunâtres) est caractérisée, dans la coupe de Kef El Biod, en plus du changement faciologique et la déformation syn-sédimentaire (slumps), par une surface de ravinement associée à quelques éléments conglomératiques et un changement important de la microfaune planctonique et benthique. Dans la coupe d'Oued Seggait, les gypses reposent directement sur

l'alternance marno-diatomitique par l'intermédiaire d'une surface de ravinement et l'absence totale des marnes brunâtres.

Dans les bassins espagnols, plusieurs études ont identifié ce changement ascendant de facies sédimentaire et de contenu micropaléontologique, permettant la subdivision de la formation d'Abad en membre inférieur et supérieur (Ott d'Estevou, 1980 ; Sierro et *al.*, 1999 , 2001 ; Vazquez et *al.*, 2000). Dans le Bassin de Sorbas, cette limite est marquée par un hiatus près des marges et l'instabilité des dépôts dans les zones centrales. Ce hiatus pourrait correspondre à la discordance régionale, le long des marges, évoquée par Martin et Braga, (1994) ; (1996).

Les bioévénements 2 à 6, définis dans cette unité dans la coupe de Kef El Biod, suggèrent un âge Messinien allant de 6.82 à 6.65 Ma (Fig. 106).

#### **4.3- Marnes brunâtres**

D'extension latérale très réduite, ces marnes affleurent uniquement dans les coupes de Nharet (8 m) et Kef El Biod (30 m) (Fig. 107). Le passage, à l'alternance marno-calcaires sus-jacente, se fait sans discontinuité apparente. Cette unité correspond (Tab. 7), probablement, à la partie inférieure de la formation laminitique type II (Rouchy, 1982) et également à celle du membre II de la formation diatomitique (Mansour et *al.*, 2008).

Cette unité présente, également, une cyclicité sédimentaire comparable à celle du membre supérieur d'Abad du bassin de Sorbas ou 34 cycles ont été identifiés. Dans les bassins méditerranéens, elle se distingue, de la précédente, par une aire d'extension, plus homogène, localisée dans la partie centrale des bassins et ne dépassant que faiblement celle des évaporites sus-jacentes. Dans les bassins où coexistent les deux types de diatomites (Rouchy, 1982), elles peuvent apparaître disjointe géographiquement (Melilla, Maroc ; marge méridionale du Chélif, Algérie) ou superposées (Chélif, Sig, Ain Merane).

Les bioévénements 7 à 12 reconnus, dans ces marnes dans la coupe de Kef El Biod, sont équivalents à ceux établis par Sierro et *al.* (2001) ; Blanc Valleron et *al.* (2002) ; Hilgen et Krijgsman (1999). Ils indiquent un âge Messinien allant de 6.41 à 6.08 Ma (Fig. 106).



Bassin de Sorbas (Espagne) Sierro et al., 2001; Braga et al., 2006	Bassin de Melilla et sillon sud Rifain (Maroc) Saint Martin, 1987	Bassin du Chélif (Algérie) Rouchy, 1982; Saint Martin, 1987	Bassin sicilien (Italie) Rovieri et al., 2014	Présent travail	Age
Marnes	Sables / Marnes	Sables / Marnes	Marnes « Trubi »	Marnes « Trubi »	Pliocène 5.32
Complexe carbonaté terminal « TCC »	Complexe carbonaté terminal « TCC »	Stromatolithes	Gypses supérieurs (UG)	Calcaires stromatolithiques	5.5
Membre Cantara /Récif	Calcaires récifaux/ Marnes jaunes/ Alternance marno-grésocalcaires	calcaires récifaux Calcaires à mélobesiées		Calcaires biodétritiques/ Marnes jaunes	
Sables	Sables			Sables	
	Marnes			Marnes sableuses	5.6
Membre Yesares		Gypses	Gypses inférieurs Primaires (PLG)	Gypses/ Marnes gypseuses	5.97
			Calcare di base type 2	Alternance marno-calcaire	
Membre Abad supérieur	Formation diatomitique	Formation laminitique type 2	Tripoli Fm	Marnes brunâtres	6.31
Membre Abad inférieur		Formation laminitique type 1			
Membre Azgador	Conglomérat, marnes et grès	Marnes bleues	Licata Fm	Calcaires à algues/ Marnes bleues	Tortonien supérieur
				Marnes bleues/ Marnes sableuses jaunâtres	Tortonien inférieur

Tab. 7 : Corrélation des unités lithostratigraphiques de Djebel Diss et du Plateau d'Ain Merane à l'échelle régionale (Algérie, Maroc, Espagne et Italie).

#### **4.4- Alternance marno-calcaire**

Cette alternance a la même extension que l'unité sous-jacente et apparaît dans les mêmes coupes (Nharet et Kef El Biod) avec des épaisseurs qui varient entre 4 m à 20 m (Fig. 107). Sa transition aux gypses postérieurs s'effectue de façon continue. Les bancs calcaires de la coupe de Kef El Biod passent, au niveau de celle de Nharet, à des lentilles d'ordres métrique

Elle correspond (Tab. 7) probablement à la partie supérieure de l'unité diatomitique type II de Rouchy, (1982) et du membre II de Mansour et *al.*, 2008 et peut être corrélé dans le bassin sicilien au «calcare di base» type 2 (Manzi et *al.*, 2011 ; Roveri et *al.*, 2014b). Sa cyclicité est comparable à celle des marnes brunâtres avec, en plus, la présence des intercalations carbonatées.

Certains auteurs considèrent que les dépôts pré-évaporitiques passent, graduellement, aux évaporites inférieures formées au centre des bassins méditerranéens (Krijgsman et *al.*, 1999b ; 2001 ; Clauson et *al.*, 1996). Par contre d'autres affirment qu'une importante surface érosion sépare les deux facies (Martin et Braga, 1994 ; Riding et *al.*, 1998, 1999).

La discordance entre ces deux facies est, probablement, liée à la présence ou l'absence des marnes brunâtres. Ainsi les gypses succèdent en continuité à ces marnes dans la coupe de Kef El Biod mais ils reposent avec une discordance de ravinement sur l'alternance marno-diatomitique dans la coupe d'Oued Seggait.

Malgré l'absence des bioévénements dans cette unité, elle est bien encadré (Fig. 106) en bas par le bioévènement 12 daté de 6.08 Ma et en haut par le début de la sédimentation gypseuse estimé à 5.97 Ma (Manzi et *al.*, 2013).

#### **4.5- Gypses/Marnes gypseuses**

Précèdent les calcaires biodétritiques, les gypses affleurent, essentiellement, au sud du Plateau d'Ain Merane dans la coupe de Kef El Biod. Au Nord et à l'Est, ils se réduisent considérablement et passent à des marnes gypseuses dans les coupes de Nharet (24 m) et Ain Serrak (4 m). Absent dans les coupes de Koudiet Karoucha et Oued Tacheti, le facies gypseux (40 m) apparaît, plus au sud, dans l'Oued Seggait sous les marnes sableuses (Fig. 107).

La cyclicité de cette unité est formée par un doublet marnes laminés-gypses très comparable à celle des bassins de Sicile où 16 à 17 cycles ont été identifiés. Cette

cyclicité est lie, comme pour les facies précédents, à la précession du cycle orbital induit par le climat du pourtour méditerranéen (Krijgsman et *al.*, 2001).

Rouchy (1982) n'a pu établir aucune distinction entre les évaporites inférieures et supérieures dans le bassin du Chélif. Cependant, les caractéristiques des évaporitiques de Kef El Biod et Oued Seggait sont très proches (Tab. 7) de celles des gypses primaires inférieurs (PLG) définies dans le bassin Sicilien (Manzi et *al.*, 2011 ; Roveri et *al.*, 2014b) dans l'intervalle temporelle situé entre 5.97 - 5.60 Ma (Fig. 106).

Malgré la rareté et la faible diversité des foraminifères planctoniques et benthiques rencontrés dans ces facies, ils semblent bien autochtones. Des investigations futures, plus détaillées et plus généralisées, pourraient mieux les caractérisés de points de vue biostratigraphique et paléoécologie.

#### **4.6- Marnes sableuses**

Ces marnes ont été identifiées, uniquement, dans la coupe d'Oued Seggait, au sud du Plateau d'Ain Merane, surmontant l'unité gypseuse (Fig. 107). Des marnes post-gypses (Tab. 7), riches en microfaune, ont été reconnus dans le Dahra (Louis et Salle, 1952 ; Perrodon, 1957 ; Atif et *al.*, 2008). En Espagne des marnes silteuses à foraminifères (Tab. 7), succédant aux gypses, ont été signalé par plusieurs chercheurs (Conesa, 1997 ; Aguirre et Sanchez-Almazo, 2004 ; Braga et *al.*, 2006).

Les bioévènements 15 et 16, identifiés dans ces marnes, sont bien connu dans le couloir sud Rifain depuis Tortonien jusqu'au Pliocène. Ce pendant leur position, sur les gypses du Plateau d'Ain Merane, leur confère un âge messinien postérieur à 5.60 Ma (Fig. 106).

#### **4.7- Sables**

Ces dépôts détritiques (12 m) trouvés uniquement dans la coupe d'Oued Tacheti n'ont pas été décrits auparavant dans le Dahra (Fig. 107). Ce facies comporte, en plus d'un assemblage de foraminifères marin, des charophytes. Un faciès similaire et de même âge (Tab. 7) a été décrit dans les Beni Chougrane (Hadj Chérif, 2014). Des grès messiniens à Charophyte (Tab. 7) ont été, également, décrits dans le sillon sud rifain au Maroc (Charrière et Wernli, 1984 *in* Saint Martin, 1987) et dans des bassins espagnols (Aguirre et Sanchez-Almazo., 2004 ; Braga et *al.*, 2006 ; Pierre et *al.*, 2006). Ces sables localisés sous les marnes jaunâtres sont très

probablement postérieurs aux gypses et aux marnes sableuses. Par conséquence, ils pourront avoir un âge postérieur à 5.60 Ma (Fig. 106).

#### **4.8- Marnes jaunâtres/Calcaires biodétritiques**

Cette unité présente des variations latérales et d'épaisseurs très importantes dans le Plateau d'Ain Merane (Fig. 107). La partie centrale est formée par une alternance marno-grésocalcaires (25 m ; Ain Es Serrak et Koudiet Karoucha) qui évolue verticalement à des calcaires blancs, localement, récifaux. De part et d'autre, elle passe à des marnes jaunâtres, bien développées (140 m, Oued Tacheti), surplombées par des calcaires blancs. Ces facies affleurent dans toutes les coupes levées à l'exception de celle d'Oued Seggait située plus au Sud. Ils reposent directement :

- soit sur les marnes bleues associées ou non aux calcaires à algues (Ain Serrak, Koudiet Karoucha) ;

- soit sur les gypses ou les marnes gypseuses (Nharet, Ain Serrag, Kef El Biod) ;

- soit sur les sables (Oued Tacheti).

Des facies semblables sont connus dans la plus part des plates-formes d'Algérie nord occidentale (bassin du Chélif, bassin de Tafna) du Maroc et d'Espagne (Tab. 7).

Le Plateau calcaire d'Ain Merane est affecté, en grande partie, par une dislocation localement très importante et des déformations syn-sédimentaires. Cette dislocation a été, probablement, accentuée par le jeu de plusieurs accidents tectoniques (Perrodon, 1957 ; Taucchio et Marks, 1973). Néanmoins les affleurements des coupes de Kef El Biod et Oued Tacheti, semblent très bien en place.

Dans le bassin du Chélif, des phénomènes de tectonique syn-sédimentaires ont été signalés dans les niveaux pré-récifaux et post-récifaux du Tessala et du Murdjadjou (Rouchy, 1982 ; Saint Martin, 1987 ; Saint Martin et *al.*, 2008). Des phénomènes similaires ont été également observés en Espagne où ils ont été liés à la dissolution de bancs de gypse intercalés et sous-jacents (Montenat, 1980 ; Bourillot, 2009). Au Maroc, les calcaires récifaux, du bassin de Boudinar, se présentent sous forme de lambeaux déplacés témoins d'une plateforme qui a été disloquée (Saint Martin, 1987) suite à des mouvements tectoniques (Guillemin et Houzay, 1982 *in* Saint Martin, 1987).

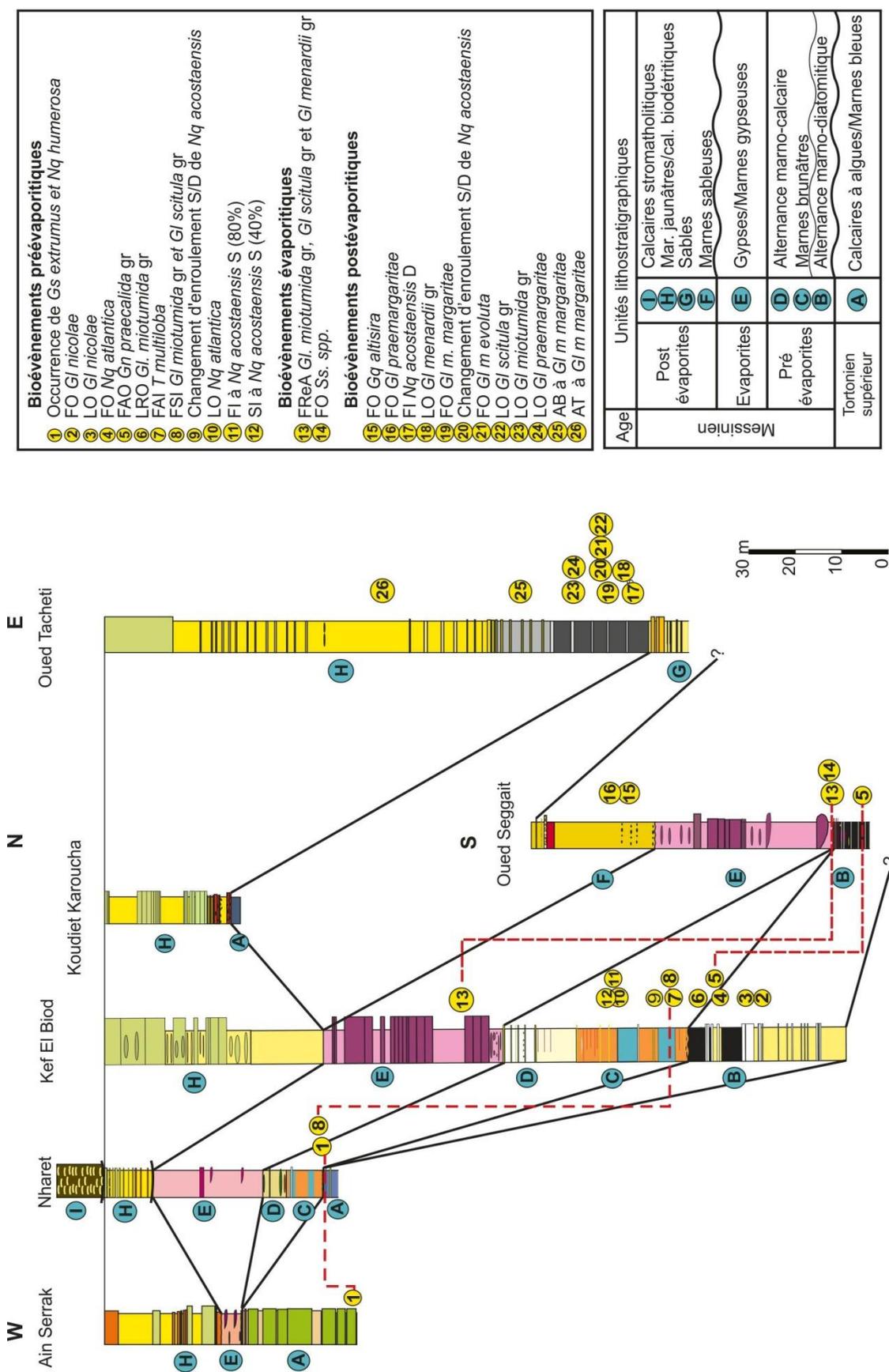


Fig.107: Corrélation litho-biostratigraphique entre les coupes du Plateau d'Ain Merane

Ces dépôts ont été rattachés par le passé au pliocène grâce à la présence de *Gl. margaritae* et *Gl. puncticulata* (Taucchio et Marks, 1973). Cependant la sédimentation carbonatée du Plateau d'Ain Merane paraît plutôt très similaire à celle du Miocène supérieur du pourtour méditerranéen (Saint Martin, 1987). Ces caractéristiques lithologiques et sédimentologiques les rapprochent plus du complexe récifal du Murdajajo d'âge Messinien (Saint Martin, communication orale).

Les bioévénements 17 à 26, établis dans les marnes jaunâtres sont comparables, en majorité, à ceux de la façade atlantique du Maroc (Benson et al., 1991 ; Sierro et al., 1993 ; Hodell et al., 1994 ; Benson et Rakic-El Bied, 1996 ; Zhang et Scott, 1996 ; Barbieri et Ori, 2000 ; Krijgsman et al., 2004 ; Dayja et al., 2005). Ils indiquent un âge Messinien (Fig. 106) probablement postérieur à 5.60 Ma date de la limite supérieure des gypses (PLG) (CIESM, 2008 ; Roveri et al., 2008a ; Roveri et al., 2014b)

#### **4.9- Calcaires stromatolithique**

Ce faciès n'a été rencontré que dans la coupe de Nharet, sur la bordure sud du Plateau d'Ain Merane, sous forme de quelques masses décamétriques surmontant l'unité précédente (Fig. 107). Des faciès similaires (Tab. 7) sont bien connus dans les plateformes carbonatées d'Algérie (Saint Martin, 1987 ; Rouchy, 1982 ; Cornée et al ; 1994) ; d'Espagne (Murcie-Alicante ; Rouchy, 1982) et du Maroc (Melilla ; Saint Martin, 1987). Dans le Dahra, des faciès stromatolithiques ont été trouvés associés à un complexe gypso-carbonatés d'âge Messinien (Belhadji et al., 2008).

Aucun bio événement n'a été identifié dans ce faciès, toutefois leurs caractéristiques lithologiques les rapprochent plus des stromatolithes messiniennes (Fig. 106).

#### **V- Corrélation à l'échelle du Dahra**

Les analyses biostratigraphiques entreprises sur les assemblages de foraminifères planctoniques des séries sédimentaires de la bordure méridionale des monts du Dahra (bassin du Bas Chélif), ont permis l'établissement d'un cadre chronostratigraphique bien précis. Les bioévénements établis indiquent que les séries de Djebel Diss et du Plateau d'Ain Merane se sont déposées entre le Tortonien inférieur (Miocène supérieur) et le Piacenzien (Pliocène moyen). Ces bioévénements ont permis également des corrélations assez précises à l'échelle du Dahra (Fig. 108).

## 1- Tortonien :

La série sédimentaire de Djebel Diss est formée par des dépôts exclusivement silico-clastique (marnes sableuses jaunâtres et marnes bleues). La présence du taxon marqueur *Nq acostaensis* et l'absence de celle de *Gs. subquadratus* dans ces dépôts a permis leur rattachement au Tortonien inférieur (Fig. 108). Ces terrains montrent un développement très important, dans leur partie basale, d'assises détritiques, par rapport aux régions avoisinantes. Ces assises marquent le début de la transgression tortonienne. Les associations de foraminifères planctoniques sont très pauvres indiquant des environnements littoraux relativement confinés.

Le secteur de Djebel Diss s'individualise également par l'absence du Tortonien supérieur caractérisé généralement dans les secteurs avoisinants par la co-occurrence des taxons marqueurs *Nq. humerosa* et *Nq. duterteri* dans la partie supérieure des marnes bleues.

A l'inverse, la série du Plateau d'Ain Merane démarre directement par des marnes bleues attribuable au Tortonien supérieur grâce à la présence des taxons marqueurs *Gs. obliquus extremus* et *Nq. humerosa*. Ces marnes d'épaisseurs très réduites passent, dans la partie centrale du Plateau, à des calcaires à algues (Lithothamniums) très fossilifères. Le développement très circonscrit de ces calcaires témoignent de l'installation d'une plateforme carbonatée sur un haut fond comme suggéré préalablement par Taucchio et Marks (1973). Les assemblages planctoniques, assez modéré et la faune très variée, attestent d'un environnement marin littoral relativement ouvert.

## 2- Messinien

La sédimentation messinienne se présente de façon très disproportionnée entre les deux secteurs (Fig. 108). Elle se manifeste par une seule unité lithologique à Djebel Diss et neuf (9) dans le Plateau d'Ain Merane.

Le Messinien de Djebel Diss est représenté par un ensemble gypso-calcaire, intercalé, de manière discontinue, entre les terrains du Tortonien inférieur à la base et ceux du pliocène au sommet. Cet ensemble rappelle par ces faciès et sa position stratigraphique le Complexe Carbonaté Terminal (Esteban, 1979). Ce complexe caractéristique du Messinien terminal sur les plateformes carbonatées méditerranéennes, est corrélé par de nombreux chercheurs aux évaporites supérieures des zones profondes des bassins (Bourillot et *al.*, 2010). La réduction

de la série messiniène dans le secteur de Djebel Diss est due probablement à sa position marginale et sa paléogéographie irrégulière.

Dans le Plateau d'Ain Merane, la sédimentation messiniène se distingue par sa diversité lithologique très importante. A côté des formations classiques (diatomites, gypses) des zones profondes du bassin, affleurent des unités mal connues tel que les marnes sableuses (Oued Seggait) et les sables (Oued Tacheti) ainsi que des faciès carbonatés formant le Plateau d'Ain Merane proprement dit.

Les bioévénements identifiés dans l'alternance marno-diatomitiques et les marnes brunâtres indiquent un âge messinien allant de 6.82 à 6.08 Ma (Hilgen et Krijgsman, 1999 ; Sierro et *al.*, 2001; Blanc-Valleron et *al.* 2002) avec probablement un certain hiatus entre les deux unités lithologiques. Les gypses très comparables au PLG (CIESM, 2008 ; Roveri et *al.*, 2008a ; 2014b ; Lugli et *al.*, 2010 ; Manzi et *al.*, 2007 ; 2011) peuvent être situés dans l'apex de temps allant de 5.97 à 5.60 Ma (Manzi et *al.*, 2013 ; Roveri et *al.*, 2014b).

Les assemblages planctoniques, sans doute, autochtones des marnes sableuses attestent très probablement d'un retour prématuré des conditions marines normales dans le bassin du Bas Chélif. Dans les bassins espagnols, une certaine pérennité des conditions marines normales a été enregistrée au cours du Messinien post évaporitique avant la transgression pliocène (Aguirre et Sánchez-Almazo, 2004; Braga et *al.*, 2006). Si on tient compte des résultats des analyses isotopiques effectuées sur les dépôts du PLG (Lugli et *al.*, 2010 ; Natalicchio et *al.*, 2014) témoignant de leur origine marin, on peut suggérer que les échanges d'eaux avec le domaine océanique n'ont jamais été interrompus de façon totale.

La succession des bioévénements dans les dépôts post évaporitiques (Marnes sableuses et Marnes jaunâtres rappellent le Messinien de la façade atlantique du Maroc. Ces données suggèrent, en conséquences, que les dépôts rattachés au Messinien dans le corridor marocain ne peuvent pas représenter réellement le début de cet étage.

La position, inhabituelle des calcaires biodétritiques sur les gypses, constitue à la fois, une nouveauté et un problème lithostratigraphique très important tant à l'échelle du bassin du Chélif que des bassins marginaux méditerranéens. Ailleurs dans la plus part des plateformes des bassins méditerranéens, les calcaires récifaux ont été considérés comme des équivalents latéraux des diatomites. Dans certaines localités, ils sont surmontés par des gypses (Murdjajo, Sorbas). Des études plus

approfondies pourraient éclaircir les rapports entre les faciès des zones marginales et profondes des bassins périméditerranéens qui demeurent très confuses et reposent uniquement sur des suppositions non confirmées.

### **3- Pliocène**

Il est représenté dans le secteur de Djebel Diss par les marnes blanches assimilables aux marnes « Trubi » des auteurs italiens (Fig. 108). Ces dépôts discordants sur l'ensemble de la série miocène se développent, presque exclusivement, sur la rive sud d'Oued Chélif. Les événements biologiques (FRO *Gl. margaritae*, FO *Gl. puncticulata*, LO *Gl. margaritae* et FO *Gl. aemilianna*) identifiés dans ces marnes indiquent le Zancéen et la partie inférieure du Piacenzien. L'abondance de *Sphaerodinoopsis spp.* Les dix premiers mètres de ces marnes pourrait évoquer l'acmé zone à *Sphaerodinoopsis* bien connue dans les coupes italiennes et situé entre 5.30 et 5.21 Ma (Lourens et al., 2004). Absent dans les affleurements étudiés, le Pliocène affleure largement au nord du Plateau d'Ain Merane dans la région de Hrenfa (Arab, 2011).



## **CONCLUSION GENERALE**

## Conclusion générale

Les levées géologiques effectuées dans la bordure sud des monts du Dahra (Djebel Diss et Plateau d'Ain Merane) montrent le déploiement de successions sédimentaires caractéristiques des étages Miocène supérieur et Pliocène.

La série de Djebel Diss, située dans la partie occidentale du Dahra, comporte trois unités lithostratigraphiques marneuses (marnes sableuses jaunâtres, marnes bleues, marnes « Trubi »), bien connues à l'échelle du bassin et un ensemble gypso-calcaire signalé pour la première fois dans le Dahra.

Plus diversifiée, la série du Plateau d'Ain Merane (partie orientale du Dahra) comprend neuf unités lithologiques. Elle s'individualise par la coexistence de faciès messiniens de plateforme carbonatée et des zones profondes du bassin. La sédimentation carbonatée est formée par des calcaires à algues, des calcaires biodétritiques localement récifale et des calcaires stromatolithiques. Les calcaires à algues passent vers le sud à des marnes bleues alors que les calcaires biodétritiques surmontent en bordure du Plateau des marnes jaunâtres très développés. Les calcaires stromatolithiques, sous forme de masse d'extension latérale très réduite, sont localisés uniquement au niveau de Kef El Biod (coupe de Nharet). Entre les deux épisodes calcaires s'intercalent, au sud du Plateau, une sédimentation très variables formée par une alternance marno-diatomitique, des marnes brunâtres, une alternance marno-calcaire, des gypses/marnes gypseuses, des marnes sableuses et des sables.

L'étude paléontologique, basée sur le traitement de plus de 258 échantillons, a montré l'existence de grandes différences entre le plancton calcaire des deux secteurs. Les assemblages de foraminifères planctoniques des unités de Djebel Diss sont pauvres et peu diversifiés à l'exception de ceux des marnes « Trubi » ayant révélés la présence d'une cinquantaine d'espèces appartenant à 9 genres. A l'inverse, les assemblages du Plateau d'Ain Merane sont plus riches et plus diversifiés et caractérisent aussi bien les dépôts préévaporitiques qu'évaporitiques et postévaporitiques. Ces assemblages sont composés par 77 espèces et sous espèces affiliés à dix 10 genres et assemblées sur la base de critères phylétiques en 17 groupes.

Les formes planctoniques déterminées dans les dépôts préévaporitiques sont semblables à celles reconnues dans les coupes méditerranéennes avec une

particularité très importante qui est l'occurrence, dans certains horizons, de formes très similaires aux espèces supposées éteintes du genre *Praeorbulina*.

Les formes des dépôts évaporitiques et postévaporitiques, assez riche et homogène, ne présente aucun indice de remaniement. Elles montrent cependant des affinités de la microfaune atlantique messinienne avec la présence très importante de *Gl. miotumida* gr. associée à la lignée phylétique de *Gl. margaritae* (*Gl. praemargaritae*, *Gl. primitiva*, *Gl. margaritae margaritae* et *Gl. margaritae evoluta*), et d'autres taxons (*Gl. suturae*, *Ss. semulina* et *Gq. altispira*) d'intérêt stratigraphique moins importants.

Les analyses quantitatives, effectués sur les assemblages planctoniques des dépôts préévaporitiques de la coupe de Kef El Biod, ont permis la détection d'une variabilité morphologique très importante dans la plus part des espèces des genres *Globigerina*, *Globigerinoides*, *Orbulina*, *Turborotalita*, *Neogloboquadrina*. Cette variabilité inter et intra-spécifique est indiquée par la présence de nombreux morphotypes dans la même espèce (*Gn. bulloides* ; *Gs. ruber*) et des formes de transitions entre les différents espèces apparentées. La répartition des différents morphotypes et espèces apparentées a permis l'identification d'un certain nombre d'intervalles. Cette variabilité phénotypique semble en accord avec les résultats des études phylogéniques récentes (De Vargas et al, 2001 ; Kucera et Darling, 2002 ; Darling et al, 2006, 2007 ; Darling et Wade, 2008 ; Aurahs et al., 2011). Elle pourrait être employée comme un outil très précieux dans l'approche des conditions paléoécologiques et paléoenvironnementales (Bandy, 1972 ; Malmgren et Kennett, 1976 ; Rögl et Bolli, 1973 ; Ankush et al., 2016 ; Wang, 2000 ; Aurahs et al., 2011 ; Numberger, 2009).

Egalement, de remarquables anomalies morphologiques ont été observées sur les tests de formes planctoniques avec des taux relativement importants (<10%). Regroupées en 18 types (dernière loge déformée, réduite, aberrante ; plusieurs loges ultimes ; loges déformées ; loges supplémentaires ; tests jumeaux ; «monstres» ; ouvertures secondaires béantes ; déformations traumatiques ; bullas ; loge bulla couvrant l'ombilic ; décalcification ; protubérances ; changement d'enroulement ; épaissement du test ; surdéveloppement de la spire ; test déformé), ces anomalies concernent la plus part des espèces et leur fréquence semble plus importante dans les assemblages des dépôts pré-gypseux (marnes brunâtres et alternance marno-calcaire). Le développement de ces anomalies

témoigne de l'ampleur des contraintes environnementales qu'à subi la microfaune marine dans les stades préliminaires de salinité messinienne dans le bassin du Bas Chélif.

Les analyses quantitatives et qualitatives effectuées sur les assemblages planctoniques des deux secteurs, a permis l'identification de plusieurs bioévénements et intervalles biostratigraphiques.

Dans le secteur de Djebel Diss, l'évolution verticale des associations de foraminifères planctoniques a mis en évidence la présence de 5 bioévénements bien calibrés à l'échelle de la méditerranée :

Occurrence de *Nq. acostaensis* : 10, 55 Ma (Lirer et al., 2019) ;

Première occurrence (FCO) *Gl. margaritae* : 5.08 Ma (Lourens et al., 2004) ;

Première occurrence (FO) *Gl. puncticulata* : 4.52 Ma (Lourens et al., 2004) ;

Dernière occurrence régulière (LCO) *Gl. margaritae* : 3.98 Ma (Lirer et al., 2019)

Première occurrence (FO) *Gl. aemiliana* : 3.35 Ma (Lirer et al., 2019).

Ces bioévénements ont permis l'identification de 6 bio-horizons (*Nq. acostaensis. pro. part.*, *Ss. seminulina*, *Gl. margaritae*, *Gl. puncticulata* – *Gl. margaritae*, *Gl. puncticulata* et *Gl. aemiliana pro. part.*) couvrant un laps de temps allant du Tortonien inférieur (marnes sableuses jaunâtres) au Plaicenzien (marnes « Trubi ») avec toutefois une importante lacune stratigraphique du Tortonien supérieur et de la majeure partie du Messinien.

Dans le secteur du Plateau d'Ain Merane, l'évolution verticale des associations de foraminifères planctoniques a permis l'identification de 26 bioévénements bien connus dans les domaines méditerranéennes et atlantiques. Ceux établis dans les assemblages des dépôts préévaporitiques ont permis la reconnaissance de deux biozones caractéristiques du Miocène supérieur. La première à *Gs. obliquus extremus*, définie dans les marnes bleues/calcaires à algues, indique le Tortonien supérieur. La seconde à *Gl. miotumida*, dans le reste des unités préévaporitiques, est attribuée au Messinien.

La co-occurrence de *Gs. extremus* et *Nq. humerosa* a permis de situer les marnes bleues/calcaires à algues dans le Tortonien supérieur avec un âge absolu estimé, au plus vieux, à 8.56 Ma (Sprovieri et al., 1997 ; Lourens et al., 2004 et Wade et al., 2011).

Les bioévénements 2 à 12, identifiés dans l'alternance marno-diatomitique et les marnes brunâtres, sont équivalents par corrélation à ceux établis dans la formation diatomitique des coupes méditerranéennes. D'âge Messinien, ces bioévénements couvrent un intervalle de temps allant de 6.82 à 6,08 Ma (Sierro et *al.*, 2001 ; Blanc Valleron et *al.*, 2002 ; Hilgen et Krijgsman, 1999).

La formation gypseuse, ou les bioévénements 13 à 14 ont été identifiés, présentent des caractéristiques lithologiques et sédimentologiques comparables à celles des gypses primaires inférieurs «PLG» (CIESM, 2008 ; Roveri et *al.*, 2008a ; 2014b ; Lugli et *al.*, 2010 ; Manzi et *al.*, 2007, 2011). Ces évaporites se sont déposés au Messinien dans l'intervalle de temps compris entre 5.97 Ma et 5.60 Ma (Manzi et *al.*, 2013 et Roveri et *al.*, 2014b). Par extrapolation, ces bioévénements pourraient être caler chronologiquement dans cet intervalle.

Les bioévénements 15 à 26 sont établis pour la première fois dans les dépôts postévaporitiques (marnes sableuses et marnes jaunes) du bassin du Chélif. Neuf de ces bioévénements sont manifestement comparables à ceux reconnu dans les sédiments du Corridor sud Rifain (Benson et *al.*, 1991 ; Sierro et *al.*, 1993 ; Hodell et *al.*, 1994 ; Rakic El Bied et Benson, 1996 ; Zhang et Scott, 1996 ; Barbieri et Ori, 2000 ; Krijgsman et *al.*, 2004 ; Dayja et *al.*, 2005). Au Maroc, ces bioévénements ont un âge Messinien mais avec des dates absolues très variables.

En tenant compte de leur position stratigraphique, Ces bioévénements pourront avoir un âge antérieur à 5.60 Ma date de la limite supérieure des gypses (CIESM, 2008 ; Roveri et *al.*, 2008a ; Lugli et *al.*, 2010 ; Manzi et *al.*, 2007, 2011 ; Roveri et *al.*, 2014b). Cette datation est, relativement, concordante avec celle de Benson et *al.*, 1991 et Bourillot, 2009. Cette dernière, basé sur des données isotopiques ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ), a proposé un âge de 5.7 Ma pour le sommet de l'unité récifale.

## **REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES**

## Références bibliographiques

Addaci M. (1994) - La série mio-pliocène de la bordure méridionale du massif du Dahra ; Biostratigraphie et paléoécologie de la région ouest de Sidi Belattar. *Mém. Ing.*, Oran, 133 p., (inédit).

Addadi C., Delteil J., Fenet B., Guardia P., Magne J. et Polveche J. (1968) - Age de la mise en place des nappes dans le Tell méridional (Algérie). *C.R. Acad. Sci. Paris*, t. 267, sér. D, pp. 557-560.

Aguirre J. et Sanchès Almazo L. (2004) - The Messinian post-evaporitic deposits of the Gafares area (Almeria-Nijar basin, SE Spain). A new view of the "Lago-Mare" facies. *Sedimentary Geology*, 168: 71-95.

Aifa T, Feinberg H., Derder M.El.M. et Merabet N.E., (2003) - Contraintes magnétostratigraphiques concernant la durée de l'interruption des communications marines en Méditerranée occidentale pendant le Messinien supérieur. *Geodiversitas*, 25 (4): 617-631.

Aktürk S., (1976) - Traumatic variation in the *Globorotalia menardii* d'Orbigny group in Late Quaternary sediments from the Caribbean. *Journal of Foraminiferal Research*, 6 (3): 186-192.

Alve E. (1991) -Benthic foraminifera in sediment cores reflecting heavy metal pollution in Sorfjord, Western Norway. *Journal of Foraminiferal Research*, 21 (1): 1-19.

Alve E., (1995) - Benthic foraminiferal response to estuarine pollution: a review. *Journal of Foraminiferal Research*, (25): 190-203.

Anderson R. V. (1936) - Geology in the costal Atlas of Western Algeria. *Journal Geology*, 41 (7) : 673-693.

Antonarakou A., Kontakiotis G., Zarkogiannis S., Mortyn P.G., Drinia H., Koskeridou E. et Anastasakis G. (2018) - Planktonic foraminiferal abnormalities in coastal and open marine eastern Mediterranean environments: A natural stress monitoring approach in recent and early Holocene marine systems. *Journal of Marine Systems*, 181 : 63–78

Atif K.F.T., Bessedik M., Belkebir L. et Mansour B., (2008) - Le passage Mio-Pliocène dans le bassin du bas Chélif (Algérie). Biostratigraphie et Paléoenvironnement. *Géodiversitas* 30 (1): 97-116.

Aurahs, R., Grimm, G.W., Hemleben, V., Hemleben, C. et Kucera, M., (2009) - Geographical distribution of cryptic genetic types in the planktonic foraminifer *Globigerinoides ruber*. *Molecular Ecology*, (18): 1692-1706.

Aurahs, R., (2010) - Genetic Diversity and Cryptic Speciation in Planktonic Foraminiferal Morphotaxa. *der Geowissenschaftlichen Fakultät der Eberhard Karls Universität Tübingen*, 105 p.

Aurahs R, Treis Y, Darling K, et Kucera M., (2011) - A revised taxonomic and phylogenetic concept for the planktonic foraminifer species *Globigerinoides ruber* based on molecular and morphometric evidence. *Marine Micropaleontology*, 79 (1-2): 1-14.

Ballent S.C., et Carignano A.P., (2008) - Morphological abnormalities in Late Cretaceous and early Paleocene foraminifer tests (northern Patagonia, Argentina). *Marine Micropaleontology*, 67: 288-296.

Bandy O. L., (1972) - Variations in *Globigerina bulloides* (d'Orbigny) as indices of water masses. *Antarctic Journal* : 174-175.

Banerji K., (1980) – Kummerforms in planktonic foraminifera, its cause and distribution in pacific waters. *Journal of the Palaeontological Society of India*, 25: 21-25.

Banner F. T. et Blow, W. H., (1959) - The classification and stratigraphical distribution of the *Globigerinaceae*. Part I. *Palaeontology*, 2 (1): 1-27.

Banner F. T. et Blow, W. H., (1960) - Some primary types of species belonging to the superfamily *Globigerinaceae*. Contr. Cushman Found. *Foraminiferal Research*. 11: 1-41.

Barbieri R et Ori G.G., (2000) - Neogene palaeoenvironmental evolution in the Atlantic side of the Rifian Corridor (Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 163: 1-31

Barhoun N. et Bachiri Taoufiq N. (2008) — Événements biostratigraphiques et environnementaux enregistrés dans le corridor sud rifain (Maroc septentrional) au Miocène supérieur avant la crise de salinité messinienne. *Geodiversitas* 30 (1) : 21-40.

Bassetti M.A., Manzi, V., Lugli S., Roveri M., Longinelli A, Ricci R. et Barbieri L.M. (2004) - Paleoenvironmental significance of Messinian post-evaporitic lacustrine carbonates in the northern Apennines, Italy. *Sedimentary Geology* (172) 1 –18.

Bassetti M.A., Miculan P., Sierro F.J. (2006) - Evolution of depositional environments after the end of Messinian Salinity Crisis in Nijar basin (SE Betic Cordillera). *Sedimentary Geology*, 188 (189) 279–295.

Bé A. W. H., & Spero H. J., 1981. – Shell regeneration and biological recovery of planktonic Foraminifera after physical injury induced in laboratory culture. *Micropaleontology*, 27: 305–316.

Belhadji A. (1994) - Biostratigraphie et paléoenvironnement de la série mio-pliocène du versant sud occidental du Massif du Dahra, (Sidi Belattar ex. pont du Chélif). *Mém. Ing.*, Oran, 152p, (*inédit*).

Belhadji A., Belkebir L., Saint Martin J.-P., Mansour B., Bessedik M. et Conesa G. (2008).- Apport des foraminifères planctoniques à la biostratigraphie du Miocène supérieur et Pliocène de Djebel Diss (bassin du Chélif, Algérie). *Geodiversitas*, 30 (1): 79-96.

Belhadji A., Belkebir L., Achit Henni A, Bessedik M. (2009) - Mise en évidence d'une sédimentation carbonatée messinienne dans la partie orientale des monts des Dahra (Bassin du Bas Chélif) ; *Les Deuxièmes journées d'études sur la géologie algérienne*, Oran 14 et 15 Décembre 2009.

Belhadji A., Belkebir L., Bessedik M., Hebib H., Hadj Cherif M. (2011) - Présence d'une riche microfaune marine dans les dépôts pré et post-évaporitique messiniens de Bled Assasla (Dahra oriental, Bassin du Chélif). *Quatrième Séminaire National de Stratigraphie*, Khenchela, 4, 5 et 6 Octobre 2011.

Belhadji A., Belkebir L., Saint Martin J.-P. et Bessedik M. (2016a) - Mise en évidence de bioévénements de foraminifères planctoniques dans les dépôts pré-évaporitiques messiniens du Dahra oriental (Bassin du Chélif) : conséquences biochronologiques. *first international conference of the Arabian Geosciences*, Algiers, 7 and 18 February 2016.

Belhadji A, Belkebir L, Saint Martin J.-P., Hadj Cherif M., Bessedik M. et Hebib Hakim (2016b) - Nouvelles données biostratigraphiques sur les dépôts évaporitiques et post-évaporitiques messiniens du Dahra oriental. *Troisième Journées sur la Géologie algérienne*, Oran, les 13 et 14 avril 2016.

Belhadji A., Bartolini A.<sup>2</sup>, Belkebir L.<sup>1</sup> and Saint Martin J.-P.<sup>2</sup> (2018) : Planktic foraminiferal test morphological abnormalities from pre-evaporitic Messinian sediments (Chélif Bassin, Algérie), *th international Paleontological congress*, Paris, 5 to 12 juillet 2018.

Belhadji A.<sup>1</sup>, Bartolini A.<sup>2</sup>, Belkebir L.<sup>1</sup>, Saint Martin J.-P.<sup>2</sup> and Bessedik M.<sup>1</sup> (2019) : Morphological variability in planktonic foraminifers from Messinian sediments (Eastern Dahra, Algeria), *th 12<sup>ème</sup> Romanian Symposium of Palaeontology*, Cluj-Napoca, 19 to 21 september 2019.

Belhadji A., Bartolini A., Rossignol L., Belkebir L. et Guex J. (2020) - Extreme morphological plasticity within *Orbulina*-“*Praeorbulina*-like” Assemblage related to environmental stress. In J. Guex et al. (eds.), *Marphogenesis, Environmental Stress and Revrse Evolution*.

Belkebir L. (1986) – Le Néogène de la bordure nord occidentale du massif de Dahra (Algérie). Biostratigraphie, Paléogéographie. *Doctorat, Université. Provence*, 289 p.

Belkebir L., Bessedik M., Ameer-Chehbeur A. et Anglada R. (1996) - Le Miocène des bassins nordoccidentaux d'Algérie : biostratigraphie et eustatisme. *Elf Aquitaine éditions*, Pau, (16): 553-561.

Belkebir L., Mansour B., Bessedik M., Saint Martin J. P., Belarbi M. et Chaix C. (1994) - Présence d'une construction récifale à Djebel Chott, (Dahra occidentale, Algérie) : témoin du maximum transgressif du Miocène moyen en Méditerranée. *Geol. Médi.* Tome XXI, n I-2, pp. 1-7.

Belkebir L., Bessedik M. et Mansour B. (2002) - Le Miocène supérieur du bassin du Chélif: attribution biostratigraphique à partir des foraminifères planctoniques. *Mémoires des Services géologiques d'Algérie*, 11: 187-194.

Belkebir L., Labdi A., Mansour B., Bessedik M. et Saint Martin J.-P. (2008) -Biostratigraphie et lithologie des séries serravallo-tortonniennes du massif du Dahra et du bassin du Chélif (Algérie). Implication sur la position de la limite serravallo-tortonienne. *Geodiversitas* 30 (1) : 9-19.

Belkebir L., Mansour B., Bessedik M., Saint Martin J-P et Belarbi M (1994) : Présence d'une construction récifale corallienne à Djebel Chott (Dahra occidental, Algérie) : témoin du maximum transgressif du Miocène moyen en Méditerranée. *Géologie Méditerranéenne*, n° 1-2 : 1-7.

Bellanca, A., Caruso A., Ferruzza G., Neri R., Rouchy J.M., Sprovieri M. et Blanc-Valleron, M. M. (2001) - Transition from marine to hypersaline conditions in the Messinian Tripoli Formation from the marginal areas of the central Sicilian Basin. *Sedimentary Geology*, 140 : 87-105.

Benson, R.H., Rakic-el Bied, K., Bonaduce, G., (1991) - An important current reversal (influx) in the Rifian Corridor (Morocco) at the Tortonian–Messinian boundary: the end of Tethys Ocean. *Paleoceanography* 6 (1) : 164–192.

Benson, R.H. et Rakic-El Bied, K., (1996) - The Bou Regreg section, Morocco: Proposed Global Boundary Stratotype Section and Point of the Pliocene. *Notes et Mémoires du Service géologique, Maroc*, 383 : 51-150.

Benzina M., Hebib H., et Bensalah M. (2019) - New insights in late Miocene lower Chelif basin biostratigraphy based on planktonic foraminifera (Algeria). *Revue de micropaléontologie* 62 9–24.

Bergami C., Capotondi L., Langone L., Giglio F., et Ravaioli M., (2009) - Distribution of living planktonic foraminifera in the Ross Sea and the Pacific sector of the Southern Ocean (Antarctica). *Marine Micropaleontology* 73 : 37-48.

Berggren, W. A. et Haq, B. U., (1976) - The Andalusian Stage (Late Miocene): biostratigraphy, biochronology and paleoecology. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 20: 67--129.

Bergin F., Kucuksezgin F., Uluturhan E., Barut I.F., Meric E., Avsar N., et Nazik A., (2006) - The response of benthic foraminifera and ostracoda to heavy metal pollution in Gulf of Izmir (Eastern Aegean Sea). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 66 : 368-386.

Bertini A., Londeix L., Maniscalco R., Di Stefano A., Suc J.-P., Clauzon G., Gautier F., & Grasso M., 1998. – Paleobiological depositional conditions in the Salt Member Gessoso–Solfifera Formation (Messinian, Upper Miocene) Sicily. *Micropaleontology*, 44 (4): 413–433.

Bertini A. et Martinetto E., (2011) - Reconstruction of vegetation transects for the Messinian–Piacenzian of Italy by means of comparative analysis of pollen, leaf and carpological records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 304 : 230-246.

Bessedik M., Belkebir L. et Mansour B. (2002) - Révision de l'âge Miocène inférieur (au sens des anciens auteurs) des dépôts du Bassin du Bas Chélif (Oran, Algérie) : conséquences Biostratigraphique et Géodynamique. *Mémoire, Service, Géologique, Algérie*. 11 : 167-186.

Bicchi, E., Ferrero, E., et Gonera, M., (2003) - Paleoclimatic interpretation based on Middle Miocene planktonic foraminifera: the Silesia Basin (Paratethys) and Monferrato (Tethys) records. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 196 : 265-303.

Bijma J., et Hemleben C., (1994) - Population dynamics of the planktic foraminifer *Globigerinoides sacculifer* (Brady) from the central Red Sea. *Deep–Sea Research*, 41(3) : 485-510.

Bijma J., Hemleben C., Huber B.T., Erlenkeuser H. et Kroon D., (1998) - Experimental determination of the ontogenetic stable isotope variability in two morphotypes of *Globigerinella siphonifera* (d'Orbigny). *Marine Micropaleontol.* 35 (34), 141–160.

Bizon G. et Bizon J. J. (1972) - Atlas des principaux foraminifères planctoniques du bassin méditerranéen: Oligocène à Quaternaire. *Techniq. (Edit)*., Paris, 3-16 p.

Blanc P.-L., (2000) - Of sills and straits: a quantitative assessment of the Messinian Salinity Crisis. Deep-Sea Research Part 1, *Oceanographic Research Papers* 47 (8) : 1429-1460.

Blanc P.-L., (2006) - Improved modelling of the Messinian Salinity Crisis and conceptual implication. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 238 : 349-372.

Blanc-Valleron M. -M., Pierre C., Caulet J. P., Caruso A., Rouchy J.-M., Cespuglio G., Sprovieri R., Pestrea S. and Di Stefano E. (2002) - Sedimentary, stable isotope and micropaleontological records of paleoceanographic change in the Messinian Tripoli Formation (Sicily, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 185 : 255-286.

Blow W. H. (1956) -Origin and evolution of the foraminiferal genus *Orbulina* d'Orbigny. *Micropaleontology*, 2 (1) : 57-70.

Blow W.H. (1959) - Age, correlation and biostratigraphy of the upper Tocuyo (San Lorenzo) and Pozón Formations, eastern Falcon, Venezuela . *Bull. Am. Paleontol.* Vol. 39(178) p. 67-252.

Blow W. H. (1969) -Late middle Eocene to recent planktonic foraminiferal biostratigraphy. *Proceeding on the First International Conference on the Planktonic Microfossils*, Genève, 2 : 753-1413.

Bolli H. M. (1957a) - The Genera *Globigerina* and *Globorotalia* in the Paleocene Lower Eocene Lizard Springs Formation of Trinidad, B.W.U.S. *National Museum Bulletin* 215 : 61-81.

Bolli H. M. (1957b) - Planktonic foraminifera From the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua Formations of Trinidad. B.W.U.S. *National Museum Bulletin*, 215 : 97-121.

Bolli H. M. et Bermudez P. J. (1965) -Zonation based on planktonic Foraminifera of the Middle Miocene to Pliocene warm-water sediments. *Bol. Inform. Asoc. Venezolana Geol. Min. Petrol.* 8, 121.

Bolli H. M., Saunders J. B. et Perch-Nielsen (1985) - Oligocene to Holocene lowlatitude planktonic foraminifera. - In: Bolli, H. M., J. B. Saunders, K. Perch-Nielsen (Eds.). *Plankton Stratigraphy. Cambridge University Press*, 155-262.

Boltovskoy E. (1964) - Distribucion de los foraminiferos planctonicos vivos en el Atlantico Ecuatorial, parte oeste (Expedicion "Equalant"): Argentina, *Servicio de Hidrografia Naval*, 639 : 1-54.

Boltovskoy E. (1966) - La zona de convergencia subtropical/subantartica en el oceano Atlantico (parte occidental), Argentina. *Servicio de Hidrografia Naval*, 640 : 1-69.

Boltovskoy E. et Wright R. (1976) - Recent Foraminifera: The Hague, the Netherlands, *W. Junk*, 515 p.

Boltovskoy, E., 1982. Twinned and flattened tests in planktonic Foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research* 12, 79–82.

Boltovskoy E., Scott D. B. et Medioli F.S. (1991) - Morphological variations of benthic foraminiferal tests in response to changes in ecological parameters: a review. *Journal of Paleontology*, 65 : 175-185.

Bonaduce, G., Sgarrella, F., (1999) - Paleocological interpretation of the latest Messinian sediments from southern Sicily (Italy). *Mem. Soc. Geol. Ital.* 54, 83–91.

Boudagher-Fadel M. K. (2012) - Biostratigraphic and geological significance of planktonic foraminifera. *UCL Press University College London*, 298 p.

Bourillot R. (2009) - Evolution des plates-formes carbonatées pendant la crise de salinité messinienne : de la déformation des évaporites aux communautés microbialithiques (Sud-Est de l'Espagne), *Thèse doctorat Université de Bourgogne*, 384 p.

Bourillot R., Vennin E., Rouchy J-M, Blanc-Valleron M.M., Antonio Caruso et Durllet C. (2010) - The end of the Messinian Salinity Crisis in the western Mediterranean: Insights from the carbonate platforms of south-eastern Spain. *Sedimentary Geology* 229 (2010) 224–253.

Braga J.C., Martín J.M., et Quesada C., (2003) - Patterns and average rates of Late Neogene–Recent uplift of the Betic Cordillera, SE Spain. *Geomorphology* 50, 3–26.

Braga J. C., Martín J. M., Riding R., Aguirre J., Sánchez–Almazo I. M. et Dinarès–Turell J., (2006) -Testing models for the Messinian Salinity Crisis: the Messinian record in Almería, SE Spain. *Sedimentary Geology*, 188/189 : 131-155.

Brives A. (1897) - Les terrains miocènes du bassin du Chélif et du Dahra. *Thèse*, Lyon, 136 p.

Brönnimann P. (1954) – In Todd, R., Cloud, P.E., Low, D., Schmidt, R.G. (Eds.), Probable occurrence of Oligocene on Saipan: *Am. J. Sci.*, 252, pp. 673–682.

Brönnimann P. et Resig J. (1971) - A Neogene Globigerinacean Biochronologic Timescale of the Southwestern Pacific. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. 7 (2) : 1235-1469.

Burone L., Venturini N., Sprechmann P., Valente P. et Muniz P., (2006) -Foraminiferal responses to polluted sediments in the Montevideo coastal zone, Uruguay. *Marine Pollution Bulletin*, 52 : 61-73.

Butler R.W.H., Pedley H.M., Maniscalco R., Grasso M., McClelland E., et Finegan B. The significance of Messinian occurrences of *Globorotalia margaritae* and *Globorotalia puncticulata* in Sicily *Terra Nova*, 8,59-64,1996.

Caralp M. H. (1989) - Size and morphology of the benthic foraminifer *Melonis barleanum*: relationships with marine organic matter. *Journal of Foraminiferal Research*, 19 : 235-245.

Carnevale G., Longinelli A., Caputo D., Barbieri M. and Landini W. (2008) -Did the Mediterranean marine reflooding precede the Mio–Pliocene boundary? Paleontological and geochemical evidence from upper Messinian sequences of Tuscany, Italy, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 257 : 81-105.

Carpenter W. B. (1856) – Researches in the Foraminifera. *Royal Society of London, Philosophical Transactions*, 146 : 547-569.

Carter A., Clemens S, Kubota Y, Holbourn A et Martin A. (2017) - Differing oxygen isotopic signals of two Globigerinoides ruber (white) morphotypes in the East China Sea: Implications for paleoenvironmental reconstructions, *Marine Micropaleontology* 131 : 1–9.

Catalano R. et Sprovieri R. (1969) - Stratigrafia e micropaleontologia dell'intervallo tripolaceo del Torrente Rossi (Enna). *Atti Accad. Gioenia Sci. Nat.* Catania, Ser. 7, (1), 513-527.

Chaisson W. P et Leckie R. M. (1993) - High-resolution Neogene planktonic foraminifer biostratigraphy of Site 806, Ontong Java Plateau (western Equatorial Pacific). In: Berger, W. H., Kroenke, L. W., Mayer, L. A., et al., *Proceeding of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 130 : 137-178.

Chaisson W. P. et Pearson P. N. (1997) - Planktonic foraminifer biostratigraphy at Site 925: Middle Miocene-Pleistocene. In: Shackleton, N.J., Curry, W.B., Richter, C., Bralower, T.J. (Eds.), *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 3-31.

CIESM (2008) -The Messinian salinity crisis from mega-deposits to microbiology. In: Briand, F. (Ed.), A consensus report, in 33ème CIESM *Workshop Monographs*, 1-168.

Cimerman F & Langer MR 1991. Mediterranean foraminifera. Ljubljana: Slovenska Akademija Znanosti in Umetnosti, Akademia Scientiarum et Artium Slovenica, 118 pp., 93 plts.

Cita M. B., Mazzola G. et Premoli silva I. (1968) - Sur l'âge de la mise en place des nappes telliennes dans la région de Beni Chougrane (Algérie). *Instituto Lombardo di Scienze e Lettere* 102 :

Cita M. B. et Blow W. H., (1969) – The biostratigraphy of the Langhian, serravallian and Tortonian Stages in the type-section in Italy. *Rivista. Italia Paleontologie. Stratigraphie.*, 75, 549-603.

Cita, M. B. (1973) - Pliocene biostratigraphy and chronostratigraphy. En Ryan, W.B.F., Hsü, K.J., et al. Init. Repts. DSDP, 13 (2), Washington (U.S. Govt. Printing Office): 1343-1379.

Cita M. B., Wright R.C., Ryan W.B.F. and Longinelli A. (1978) - Messinian paleoenvironments. In: Hsü, K.J., Montadert, L., et al. (Eds.), *Initial Reports Deep Sea Drilling Project*, 42 : 1003–1035.

Clauzon G., Suc J.-P., Gautier F., Berger A. and Loutre M. F. (1996) - Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis, controversy resolved? *Geology*, 24 : 363-366.

Coccioni R., (2000) - Benthic foraminifera as bioindicators of heavy metal pollution – a case study from the Goro Lagoon (Italy). In: Martin, R.E. (Ed.), *Environmental micropaleontology: the application of microfossils to environmental geology*. Kluwer Academic/Plenum Publishers, New York, : 71-103.

Coccioni R. et Luciani V., (2006) - *Guembelitra irregularis* Bloom at the K-T Boundary: Morphological Abnormalities induced by Impact-related Extreme Environmental Stress, in Cokell, Ch., Gilmour, I., Koeberl, C. (eds.), *Biological processes associated with the Impact Events*: Berlin, Germany, *Springer*: 179-196.

Colalongo M.L. (1970) - Appunti biostratigrafici sul Messiniano. *Giorn. Geol.* 36 (2), 515.

Colalongo M. L., Di Grande, A., D'Onofrio, S., Giannelli, L., Iaccarino, S., Mazzei, R., Romeo, M., Salvatorini, G. (1979) - Stratigraphy of Late Miocene Italian sections straddling the Tortonian/Messinian boundary. *Bollettino della Societa` Paleontologica Italiana*, 18, 258-302.

Conesa G. (1997) - Géométrie et biosédimentologie d'une plateforme carbonatée messinienne (bassin de Sorbas, sud-est de l'Espagne). *Thèse Université Aix-Marseille 1*, 281 p.

Corbí, H., Soria, J.M., (2016) - Late Miocene early Pliocene planktonic foraminifer eventstratigraphy of the Bajo Segura basin: A complete record of the western Mediterranean. *Marine and Petroleum Geology* 77, 1010–1027.

Cordey W. G. (1967) - The development of *Globigerinoides ruber* (D'Orbigny 1839) from the Miocene to recent. *Paleontology*, 10 : 647-659.

Cornée J. J., Saint Martin J.-P., Conesa G. and Muller J. (1994) - Geometry, paleoenvironments and relative sea-level (accommodation space) changes in the Messinian Murdjadjo carbonate platform (Oran, western Algeria) ; consequences. *Sedimentary Geology*, 89 : 143-158.

Cornée J. J., Saint Martin J.-P., Conesa G., André J. P., Muller J. et Benmoussa A. (1996) - Anatomie de quelques plates-formes carbonatées progradantes messiniennes de Méditerranée. *Bulletin Societe Géologique*, France, 167 : 495-507.

Cornée J. J., Roger S., Munch P., Saint Martin J.-P., Féraud G., Pestrea S. and Conesa G., (2002) - Messinian events: new constraints from sedimentological investigations and new Ar39/Ar40 ages in the Melilla–Nador basin (Morocco). *Sedimentary Geology*, 151 : 127-147.

Cornée J.J., Saint Martin J.P., Conesa G., Münch P., André J.P., Saint Martin S. and Roger, S., (2004) - Correlations and sequence stratigraphic model for Messinian carbonate platforms of the western and central Mediterranean. *International Journal of Earth Sciences*, 93 : 621-633.

Cornée J.-J., Ferrandini M., Saint Martin J.-P., Münch P., Moullade M., Ribaud-Laurenti A., Roger S., Saint Martin S. and Ferrandini J. (2006) - The late Messinian erosional surface and the

subsequent reflooding in the Mediterranean: new insights from the Melilla–Nador basin (Morocco). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230 : 129-154.

Darling, K.F., Wade, C.M., Steward, I.A., Kroon, D., Dingle, R., Leigh Brown, A.J., 2000. Molecular evidence for genetic mixing of Arctic and Antarctic subpolar populations of planktonic foraminifers. *Nature* 405, 43–47.

Darling K.F., Kucera M., Wade C.M., von Langen P. et Pak D. (2003) - Seasonal occurrence of genetic types of planktonic foraminiferal morphospecies in the Santa Barbara Channel. *Paleoceanography* 18, 1032.

Darling K. F., Kucera M., Pudsey C. J., Wade C.M., (2004) -Molecular evidence links cryptic diversification in polar plankton to Quaternary climate dynamics. *Proc. Natl. Acad. Sci. USA*. 101, 7657-7662

Darling K. F., Kucera M., Kroon D., Wade C. M. (2006) - A resolution for the coiling direction paradox in *Neogloboquadrina pachyderma*. *Paleoceanography*, 21 (2) : PA2011.

Darling K. F., Kucera, M., Wade, C. M. (2007) -Global molecular phylogeography reveals persistent Arctic circumpolar isolation in a marine planktonic protist. *Proceedings of the Natural Academie of Sciences of the United States of America*, 104 : 5002-5007.

Darling K. F et Wade, C.M., (2008) - The genetic diversity of planktonic foraminifera and the global distribution of ribosomal RNA genotypes. *Marine Micropaleontology*, 67 : 216–238.

Darling K. F., Thomas, E., Kaemann, S.A., Sears, H.A., Smart, C.W., et Wade, C.M., (2009) - Surviving mass extinction by bridging the benthic/planktic divide. *Proceedings of the Natural Academie of Sciences of the United States of America*, 106 : 12629–12633.

Dayja D., Janin M.-C., Boutakiout M., (2005) - Biochronologie et corrélation des bassins néogènes du Couloir sud-rifain (Maroc) fondées sur les événements de foraminifères planctoniques et de nanofossiles calcaires. *Rev. Micropal.*, 48 : 141-157.

Debenay J.–P., Della Patrona L., Herbland A., et Goguenheim H., (2009) - The impact of easily oxidized material (EOM) on the meiobenthos: Foraminifera abnormalities in shrimp ponds of New Caledonia; implications for environmental and paleoenvironment survey. *Marine Pollution Bulletin*, 59 : 323-335.

Decima A. et Wezel F.C. (1971) - Osservazioni sulle evaporiti Messiniane della Sicilia centro-meridionale: *Rivista Mineraria Siciliana*, 130-134 : 172-187.

Decima A., Mckenzie J. A. and Schreiber B.C. (1988) -The origin of “evaporative” limestones: an example from the Messinian of Sicily (Italy). *Journal of Sedimentary Petrology*, 58 : 256-272.

Dela Pierre F., Bernardi, E., Cavagna, S., Clari, P., Gennari, R., Irace, A., Lozar, F., Lugli, S., Manzi, V., Natalicchio, M., Roveri, M., Violanti D. (2011) - The record of the Messinian salinity crisis in the Tertiary Piedmont Basin (NW Italy): the Alba section revisited. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 310 : 238-255.

Delfaud J., Michaux J., Neurdin J. et Revert J. (1973) - Un modèle paléogéographique de la bordure méditerranéenne : évolution de la région Oranaise (Algérie occidentale) au Miocène supérieur; conséquences stratigraphiques. *Bulletin Société Histoire Naturelle Afrique du Nord*, 64, (1-2) : 219-241.

Delteil J. (1974) – Tectonique de la chaîne alpine en Algérie d’après l’étude du Tell oriental (Monts de la Mina, Beni Chougrane, Dahra). *Thèse Doctorat. Etat Université. Nice*, 249 p.

De Vargas, C., Renaud, S., Hilbrecht, H., Pawlowski, J., (2001) - Pleistocene adaptive radiation in *Globorotalia truncatulinoides*: genetic, morphologic, and environmental evidence. *Paleobiology* 27 (1) : 104-125.

Di Stefano A., Verducci M., Lirer F., Ferraro L., Iaccarino S.M., Hüsing S.K. and Hilgen F. J. (2010) - Palaeoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis in the Central Mediterranean : Integrated data from upper Miocene Trave section (Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297 : 37-53.

D'Onofrio S., Giannelli L., Iaccarino S., Morlotti E., Romeo M., Salvatorini G., Sampo M. et Sprovieri R. (1975) - Planktonic foraminifera of the upper Miocene from some Italian sections and the problem of the lower boundary of the Messinian. *Bollettino della Societa` Paleontologica Italiana*, 14 (2) : 177-196.

Drinia H., Antonarakou A. et Dermitzakis M. (2003) - Planktonic foraminiferal ecozones: response of the pelagic environment to palaeoclimatic changes in the eastern Mediterranean Sea. *Mediterranean Marine Science*, 4/2 : 21-38

Drinia H., Antonarakou A., Tsaparas N. et Kontakiotis G. (2007) - Palaeoenvironmental conditions preceding the Messinian Salinity Crisis: a case study from Gavdros Island. *Geobios*, 40 : 251-265.

Earland A. (1934) - Foraminifera, part 3. The Falkland Sector of the Antarctic (excluding South Georgia). *Discovery Reports*, 10 : 1-208.

Esteban M. (1979) - Significance of the Upper Miocene coral reefs of the Western Mediterranean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, (29) : 169-188.

Esteban M. et Giner J. (1980) - Messinian coral reefs and erosion surfaces in Cabo de Gata (Almeria, SE Spain). *Acta Geologica Hispanica*, (15) : 97-104.

Esteban M., Braga J.C., Martín J. M., and Santisteban C. (1996) - Western Mediterranean reef complexes. In : Franseen, E.K., Esteban, M., Ward, W.C., Rouchy, J.M. (Eds.), Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. *SEPM. Concepts in Sedimentology and Paleontology Series*, (5) : 55-72.

Eynaud F., Cronin T. M., Smith S. A., Zaragosi S., Mavel J., Mary Y., Mas V. et Pujol C. (2009) - Morphological variability of the planktonic foraminifer *Neogloboquadrina pachyderma* from ACEX cores: Implications for Late Pleistocene circulation in the Arctic Ocean. *micropaleontology*, (55), 2-3 : 101-116.

Foresi L.M., Iaccarino S., Mazzei R., Salvatorini G. (1998) - New data on calcareous plankton biostratigraphy of the Middle-Upper Miocene of the Mediterranean area. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia* 104, 95-114.

Foresi, L.M., Mazzei, R., Salvatorini, G., 2001b. Appendice Bio-Cronostratigrafica. In Bossio, A., Mazzei, R., Monteforti, B, Salvatorini, G., Note Illustrative Carta Geologica di S. Maria di Leuca. *Atti Società Toscana Scienze Naturali*. Memorie, serie B: Zoologia, Botanica 107, 97-163.

Fourtanier E., Gaudant J. et Cavallo O. (1991) - La diatomite de Castagnito (Piedmont) : une nouvelle preuve de l'existence d'oscillations modérées du niveau marin pendant le Messinien évaporitique. *Bollettino della Societa` Paleontologica Italiana*, (30) : 79-95.

Frontalini F. et Coccioni, R. (2008) - Benthic foraminifera for heavy metal pollution monitoring: a case study from the central Adriatic Sea coast of Italy. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76 : 404-417.

Galloway J. J. et WISSLER. S. G. (1927a) - Pleistocene foraminifera from the Lomita Quarry, Palos Verdes Hills, California. *Journal of Paleontology*, 1 : 35-87.

Gaudant J., Saint-martin J.-P., Bessedik M., Mansour M., Moissette P. et Rouchy J. M. (1997) - Découverte d'une frayère de poissons téléostéens dans des diatomites messiniennes du Djebel Murdjadjo (environs d'Oran, Algérie). *Journal of African Earth Sciences* 24 (4) : 511-529.

Gautier F., Clauzon G., Suc J. P., Cravat J. et Violanti D. (1994) -Age et durée de la crise de salinim messinienne. *C. R. Acad. Sci.*, Paris, 318 : 1103-1109.

Gersonde R. (1980) —Paläoökologische und biostratigraphische Auswertung von ditomeena assoziationen aus dem Mesinium des Caltanisseta-Beckens (Sizilien) und einiger vergleich profile in SO Spanien, NW Algerien und auf Kreta. *Thèse, université de Kiel, Allemagne*, 393 p

Geslin E., Debenay J.-P., Duleba W., et Bonetti C., (2002) - Morphological abnormalities of foraminiferal tests in Brizalian environments; comparison between polluted and non-polluted areas. *Marine Micropaleontology*, 45 : 151-168.

Görmüş M. et Meriç E., (2000) - Unusual forms of orbitoidal foraminifera in the Maastrichtian of Turkey. *Cretaceous Research*, 21 : 801-812.

Goubert E., Néraudeau D., Rouchy J.M. and Lacour D. (2001) - Foraminiferal record of environmental changes: Messinian of the Los Yesos area (Sorbas Basin, SE Spain) *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 175 : 61-78.

Hadj chérif M. (2014) – Etude des assemblages microfaunistiques et microfloristiques des dépôts post-gypseux fini-Messinien dans les beni Chougrane. *Thèse Magister, Université d'Oran*, 50 p.

Hardie L.A., et Lowenstein T.K., (2004) - Did the Mediterranean Sea dry out during the Miocene? A reassessment of the evaporite evidence from DSDP Legs 13 and 42A cores. *Journal of Sedimentary Research*, 74 : 453-461.

Hebib H. (2014) - La limite tortono-messénienne dans la marge nord du bassin du bas Chélif. Précisions biostratigraphiques et évolution des assemblages de foraminifères benthiques. *Thèse Doctorat Universté, Oran*, 275p.

Hecht A. D. et Savin S. M., (1972) – Phenotypic variation and oxygen isotope ratios in Recent planktonic foraminifera. *Journal of Foraminiferal Research*, 2 : 55–67.

Hemleben C., Spindler M. et Anderson O. R. (1989) - Modern Planktonic Foraminifera. *Springer-Verlag, Berlin*, 363 p.

Henehan M. J., Rae J. W. B., Foster G. L., Erez J., Prentice K. C., Kucera M., Bostock H. C., Martinez-Boti M. A., Milton J. A., Wilson P. A., Marshall B. J. et Elliott T. (2013) - Calibration of the boron isotope proxy in the planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* for use in palaeo-CO<sub>2</sub> reconstruction. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 364 : 111-122.

Hilgen F. J., Krijgsman W., Langereiss C. G., Lourens L. J., Santarelli A. et Zachariasse W. J. (1995) — Extending the astronomical (polarity) time scale into the Miocene. *Earth and Planetary Science Letters*, 136 : 495-510.

Hilgen F. J. et Krijgsman, W., (1999) - Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripoli diatomite Formation (pre-evaporite Messinian, Sicily, Italy). *Terra Nova*, 11 : 16-22.

Hilgen F.J., Krijgsman, W., Raffi, I., Turco, E., et Zachariasse, W.J., (2000) - Integrated stratigraphy and astronomical calibration of the Serravallian/Tortonian boundary section at Monte Gibliscemi (Sicily, Italy). *Marine Micropaleontology*, 38 : 181-211.

Hilgen F. J., Kuiper K., Krijgsman W., Snel E. and van der Laan E. (2007) - Astronomical tuning as the basis for high resolution chronostratigraphy: the intricate history of the Messinian Salinity Crisis. *Stratigraphy*, (4) : 231-238.

Hodell D. A., Benson, R.H., Kent, D.V., Boersma, A. and Rakic-El Bied, K., (1994) - Magnetostratigraphic, biostratigraphic, and stable isotope stratigraphy of an Upper Miocene drill core from the Salé Briqueterie (northwest Morocco): A high-resolution chronology for the Messinian stage. *Paleoceanography*, 9 : 835-855.

Homer M. (1990) – Abnormal terminal Cretaceous foraminifera of east-central Texas, *The Texas Journal of Science*, 0040-4403.

Hsü K. J., Cita M.B., et Ryan W.B.F. (1973a) - The origin of the Mediterranean evaporites. In: Ryan W.B.F., Hsü K.J. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 13. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 1203-1231.*

Iaccarino S., (1985) - Mediterranean Miocene and Pliocene planktic foraminifera. In Bolli, H. M., Saunders, J. B., and Perch-Nielsen, K. (Eds.), *Plankton Stratigraphy: Cambridge University Press, 283-314.*

Iaccarino S. M., Lirer F., Bonmo S., Caruso A., Di Stefano A., Di Stefano E., Foresi L. M., Mazzei R., Salvatorini G., Sprovieri R. et Turco E. (2004) - Astrochronology of late middle Miocene Mediterranean sections, in D'argenio B., Fischer A. G., Premoli-Silva I., Weissert H. et Ferreri V. (eds), *Cyclostratigraphy: an essay of approaches and case histories. Society for Sedimentary Geology Special Publication, 81 : 25-42.*

Iaccarino, S.M., Premoli Silva, I., Biolzi, M., Foresi, L.M., Lirer, F. et Turco, E., (2007) - Practical manual of Neogene planktonic foraminifera. International School on Planktonic Foraminifera, (Neogene Planktonic Foraminifera). Università di Perugia Press, pp. 1–180.

Iaccarino S. M., Bertini, A., Di Stefano, A., Ferraro, L., Gennari, R., Grossi, F., Lirer, F., Manzi, V., Menichetti, E., Ricci Lucchi, M., Taviani, M., Sturiale, G. et Angeletti, L., (2008) - The Trave section (Monte dei Corvi, Ancona, Central Italy): an integrated paleontological study of the Messinian deposits. *Stratigraphy (5) 3-4 : 283-308.*

Inan N., Meriç E., Özgen N., (1996) – A different asexual reproduction in *Simplorbites papyraceous* (Boobee) samples of Karaçam Highland (Niksar–Türkiye). A1x individuals. *Revue de Paleobiologie, 15: 449–459.*

Jenkins D. G., Saunders J. B. et Cifelli, R., (1981) - The relationship of *Globigerinoides bisphericus* Todd 1954 to *Praeorbulina sicana* (de Stefani) 1952. *Journal Foraminiferal Research, 11 : 262-267.*

Jorissen F. J., Barmawidjaja D. M., Puskaric S. et Van der Swaan G. J., (1992) - Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea: the relation with the organic flux. *Marine Micropaleontology, 19 : 131-146.*

Kennett J. P. et Srinivasan, M.S., (1983) - Neogene Planktonic Foraminifera: A Phylogenetic Atlas. *Hutchinson Ross Publishing Co., Stroudsburg, PA., 263 p.*

Kouwenhoven T. J., Morigi C., Negri A., Giunta S., Krijgsman W. et Rouchy J.-M. (2006) - Paleoenvironmental evolution of the eastern Mediterranean during the Messinian: Constraints from integrated microfossil data of the Pissouri Basin (Cyprus), *Marine Micropaleontology, 60 : 17-44*

Krijgsman, W., Hilgen, F.J., Marabini, S., Vai, G.B., (1999a) - New paleomagnetic and cyclostratigraphic age constraints on the Messinian of the Northern Apennines (Vena del Gesso Basin, Italy). *Memorie della Società Geologica Italiana 54, 25–33.*

Krijgsman W., Hilgen F.J., Raffi I., Sierro F.J. and Wilson D.S. (1999b) - Chronology, causes and progression of the Messinian salinity crisis. *Nature, 400 : 652-655.*

Krijgsman W., Fortuin A. R., Hilgen F. J. and Sierro F. J. (2001) - Astrochronology for the Messinian Sorbas basin (SE Spain) and orbital (precessional) forcing for evaporite cyclicity. *Sedimentary Geology, 140 : 43-60.*

Krijgsman W., Gabori S., Hilgen F. J., Iaccarino S., de Kaenel E. et van der Laan E. (2004) - Revised astrochronology for the Ain el Beida section (Atlantic Morocco): No glacio-eustatic control for the onset of the Messinian Salinity Crisis, *stratigraphy, 1 : 87-101.*

Krijgsman W. and Meijer P.Th., (2008) - Depositional environments of the Mediterranean “Lower Evaporites” of the Messinian salinity crisis: Constraints from quantitative analyses. *Marine Geology, (253) : 73-81.*

Krijgsman W., Stoica M., Vasiliev I. et Popov V.V. (2010) - Rise and fall of the Paratethys Sea during the Messinian Salinity Crisis, *Earth and Planetary Science Letters*, 290 : 183–191.

Kucera M. et Darling K.F. (2002) - Cryptic species of planktonic foraminifera: their effect on palaeoceanographic reconstructions, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 695-718.

Laffitte R. (1948) - Sur l'étage Sahélien Pomel. *Bulletin Societe Histoire naturelle, Afrique du Nord*, 39, (1-6) : 31-56.

Le Cadre V., Debenay J.-P., et Lesourd M., (2003) - Low pH effects on *Ammonia beccarii* test deformation: implications for using test deformations as a pollution indicator. *Journal of Foraminiferal Research*, 33 : 1-9.

Lee J. J., Sang K., ter Kuile B., Strauss E., Lee P.L. et Faber W.W. Jr. (1991) - Nutritional and related experiments on laboratory maintenance of three species of symbiont-bearing, large foraminifera. *Marine Biology*, 109 : 417-425.

Lepvrier C. et Magné J. 1975. — Le Néogène « postnappes » du Tell septentrional à l'Ouest d'Alger. *Bulletin de la Société géologique France* 7, XVII (4): 612-619.

Lidz L. (1965) - Sedimentary environment and foraminiferal parameters: Nantucket Bay, Massachusetts. *Limnology and Oceanography*, 10 : 392-402.

Lipps J. H. (1966) - Wall Structure, Systematics, and Phylogeny Studies of Cenozoic Planktonic Foraminifera. *Journal of Paleontology*, 40, (6) : 1257-1274.

Lirer F. et Iaccarino, S.M. (2005) - Integrated stratigraphy (cyclostratigraphy and biochronology) of late Middle Miocene deposits in the Mediterranean area and comparison with the North and Equatorial Atlantic Oceans: synthesis of the major results. *Terra Nova*, 17 : 338–349.

Lirer F., Foresi L.M., Iaccarino S.M., Salvatorini G., Turco E., Cosentino C., Sierro F.J., Caruso A. (2019) – Mediterranean Neogene planktonic foraminifer biozonation and Biochronology. *Earth-Science Reviews*, 196 102869, 1-34.

Liska R. D., (1985) - The range of *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) from the Middle to Late Miocene in Trinidad and Jamaica. *Micropaleontology*, 31 : 372-379.

Loeblich A. R. et Tappan, H. (1988) - Foraminiferal evolution, diversification, and extinction. *Journal of Paleontology*, 62 : 695-714.

Loeblich A. R. et Tappan, H. (1994) - Foraminifera of the Sahul Shelf and Timor Sea. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research Special Publication*, 31-661.

Loewemark L., Hong, W.L., Yui, T.F., Hung, G.W., (2005) - A test of different factors influencing the isotopic signal of planktonic foraminifera in surface sediments from the northern South China Sea. *Marine Micropaleontology*, 55 (1–2) : 49-62.

Lofi J., Déverchère J., Gaullier V., Gillet H., Gorini C., Guennoc P., Loncke L., Maillard A., Sage F. and Thion I., (2011a) - Seismic atlas of the “Messinian Salinity Crisis” markers in the Mediterranean and Black seas. *Commission for the Geological Map of the World and Memoires de la Société Géologique de France, Nouvelle Série*, 72p.

Lofi J., Sage F., Déverchère J., Loncke L., Maillard A., Gaullier V., Thion I., Gillet H., Guennoc P. and Gorini C. (2011b) - Refining our knowledge of the Messinian salinity crisis records in the offshore domain through multi-site seismic analysis. *Bulletin Société Géologique de France*, 182 : 163-180.

Louis et Salle C. (1952) - Etude, géologique et géochimique, des indices du Miocène supérieur du Bassin du Chélif. *Publ. XIXe Congr. géol. intern., Alger, C.R., fasc. XIV*, 229-246.

Lourens L. J., Hilgen F. J., Gudjonsson L. et Zachariasse W. J. (1992) - Late Pliocene to early Pleistocene astronomically forced sea surface productivity and temperature variations in the Mediterranean. *Marine Micropaleontology*, 19 : 49-78.

Lourens L. J., Hilgen, F.J., Shackleton, N.J., Laskar, J. et Wilson D. (2004) -The Neogene Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), Geological Time Scale 2004. *Cambridge University Press*, 409–440.

Lugli S., Schreiber B.C. and Triberti B. (1999) - Giant polygons in the Realmontemine (Agrigento, Sicily): evidence for the desiccation of a Messinian halite basin. *Journal of Sedimentary Research*, 69 : 764-771.

Lugli S., Manzi V., Roveri M. and Schreiber B.C. (2010) - The Primary Lower Gypsum in the Mediterranean: a new facies interpretation for the first stage of the Messinian salinity crisis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 297 : 83-99.

Magne J. et Tempere C.(1953) - Micropaléontologie de deux bassins miocènes algériens : le Chélif et le Hodna. Applications aux recherches de pétrole. *Publ. X I X e Congr. géol. intern.*, Alger, 1952 (publié 1953) ; *C.R.*, fasc. XIV, 117-176.

Malmgren B. et Kennett J.-P., (1976) - Water mass-related morphological variation in the *Globigerina bulloides* plexus in the Recent southern Indian Ocean, Graduate School of Oceanography University of Rhode Island Kingston, *Rhode Island* 02881.

Mancin N. et Darling K., (2015) - Morphological abnormalities of planktonic foraminiferal tests in the SW Pacific Ocean over the last 550 ky. *Marine Micropaleontology*, 120 : 1–19.

Mansour B. et Saint Martin J.-P. (1999) - Conditions de dépôt des diatomites messiniennes en contexte de plate-forme carbonatée d'après l'étude des assemblages de diatomées : exemple du Djebel Murdjado (Algérie). *Geobios* 32 (3) : 395-408.

Mansour B. (2004) - Diatomées messiniennes du bassin du bas Chélif (Algérie nord-occidentale). *Thèse de Doctorat d'état*, Université, Oran, 285 p.

Mansour B., Bessedik M., Saint Martin J.-P. et Belkebir L. (2008) - Signification paléoécologique des assemblages de diatomées du Messinien du Dahra sud-occidental (bassin du Chélif, Algérie nord-occidentale) *Geodiversitas* 30 (1) : 117-139.

Mansouri M. H., Bessedik M., Aubry M.P., Belkebir L., Mansour B. (2008) - Contributions biostratigraphiques et paléoenvironnementales de l'étude des nannofossiles calcaires des dépôts tortono-messiniens du bassin du Chélif (Algérie). *Geodiversitas*, 30 (1) : 60-77.

Manzi V., Roveri M., Gennari R., Bertini A., Biffi U., Giunta S., Iaccarino S.M., Lanci L., Lugli S., Negri A., Riva A., Rossi M.E. and Taviani M. (2007) - The deep-water counterpart of the Messinian Lower Evaporites in the Apennine foredeep: the Fananello section (Northern Apennines, Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 251 : 470-499.

Manzi V., Lugli S., Roveri M. et Schreiber B.C. (2009) - A new facies model for the Upper Gypsum of Sicily (Italy): Chronological and palaeoenvironmental constraints for the Messinian salinity crisis in the Mediterranean: *Sedimentology*, v. 56, p. 1937–1960.

Manzi V., Lugli S., Roveri M., Schreiber B.C. and Gennari R. (2011) - The Messinian "Calcare di Base" (Sicily, Italy) revisited. *Geological Society of America Bulletin*, 123 : 347-370.

Manzi V., Gennari R., Lugli S., Roveri M., Scafetta N. et Schreiber C. (2012) - High-frequency cyclicity in the Mediterranean Messinian evaporites: evidence for solar-lunar climate forcing. *Journal of Sedimentary Research* 82, 991-1005.

Manzi V., Gennari R., Hilgen F., Krijgsman W., Lugli S., Roveri M. and Sierro F.J. (2013) -. Age refinement of the Messinian salinity crisis onset in the Mediterranean. *Terra Nova*, 25 : 315-322.

Martin J. M. et Braga J. C. (1994) - Messinian events in the Sorbas Basin in southeastern Spain and their implications in the recent history of the Mediterranean. *Sediment. Geology.*, 90 : 257-268.

Martin, J. M. et Braga J. C. (1996) - Tectonic signals in the Messinian stratigraphy of the Sorbas basin (Almeria, SE Spain). In: Friend, P.F., Dabrio, C.J. (Eds.), *Tertiary Basins of Spain, the Stratigraphic Record of Crustal Kinematics*. Cambridge University Press, 387-391.

Martín J. M., Puga-Bernabéu A., Aguirre J. and Braga J.C. (2014) - Miocene atlantic-mediterranean seaways in the betic cordillera (southern Spain), *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 27 (1) :175-186.

Marszalek D. S., (1976) - Test function in planktonic foraminifera: buoyancy regulation and vertical migration. *Journal of Foraminiferal Research*,

Mayer-Eymar K. (1867) - Catalogue systématique et descriptif des fossiles des terrains tertiaires qui se trouvent du Musée fédéral de Zürich, Zürich.

Mazzola C. (1971) — Les foraminifères planctoniques du Mio-Pliocène de l'Algérie nord-occidentale. *Proceeding on the Second International Conference on the Planktonic Microfossils*, Roma, 2 : 787-818.

Meghraoui M. (1982) — Étude néotectonique de la région nord-ouest d'El-Asnam : relation avec le séisme du 10 octobre 1980. *Thèse de Doctorat* de 3e cycle, université de Paris VII, France, 210 p.

Meijer P.Th. (2006) - A box model of the blocked-outflow scenario for the Messinian Salinity Crisis. *Earth and Planetary Science Letters*, 248 : 471-479.

Meijer P.Th. (2012) - Hydraulic theory of sea straits applied to the onset of the Messinian Salinity Crisis. *Marine Geology*, 326-328 : 131-139.

Miculan P. 1997. — Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Tortonian historical stratotype, Rio Mazzapiedi-Castellania section, northwestern Italy, in Montanari A., Odin G. S. & Coccioni R. (eds), *Miocene stratigraphy: an integrated approach, Developments in Paleontology and Stratigraphy* 15: 97-106.

Moissette P. (1988) - Faunes de Bryozoaires du Messinien d'Algérie occidentale. *Doctorat Laboratoire. Géologie*, Lyon, 102, 351p.

Montadert L., Letouzey J., and Mauffret A., (1978) - Messinian event, seismic evidences. In: Hsü, K.J., Montadert, L. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, vol. 42A*. U.S. Government Printing Office, Washington, DC, 1037-1050.

Montenat C. (1980) — Relation entre déformations synsédimentaires et paléosismicité dans le Messinien de San Miguel de Salinas (Cordillères bétiques orientales, Espagne). *Bull. Soc. géol. France*, (7), 2 2 (3) : 501-509.

Morigi C., Negri A., Giunta S., Kouwenhoven T., Krijgsman W., Blanc-Valleron M.-M., Orszag-Sperber F. et Rouchy J.-M. (2007) - Integrated quantitative biostratigraphy of the latest Tortonian–early Messinian Pissouri section (Cyprus): An evaluation of calcareous plankton bioevents. *Geobios*, 40 : 267-279.

Mourik A.A., Bijkerk J.F., Cascella A., Huesing S.K., Hilgen F.J., Lourens L.J. et Turco E. (2010) - Astronomical tuning of the La Vedova High Cliff Section (Ancona, Italy) – Implications of the Middle Miocene climate transition for Mediterranean sapropel formation. *Earth Plan. Sci. Lett.* 297, 249–261.

Mukhopadhyay S. K., (2012) - Morphogroups and small sized tests in *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) from the Late Maastrichtian succession of Meghalaya, India as indicators of biotic response to paleoenvironmental stress. *Journal of Asian Earth Sciences*, 48 : 111-124.

Murray J. (2006) - Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. *Cambridge University Press*, 426p.

Natalicchio M., Dela Pierre F., Lugli S., Lowenstein T.K., Ferner S.J., Ferrando S., Manzi V., Roveri M. and Clari P., (2014) - Did Late Miocene (Messinian) gypsum precipitate from evaporated marine brines? Insights from the Piedmont Basin (Italy). *Geology*, 42 : 179-182.

Nazik A. et Ögrünç G., (2002) - Abnormal tests in planktic foraminifera populations from Upper Miocene sediments of the northeastern Cyprus. *Revue de Paléobiologie*, Genève 21 (1) : 1–5.

Neurdin-Trescartes J. (1992) - Le remplissage du bassin néogène du Chélif. Modèles de références de bassin intra-montagneux. *Thèse Doctorat Etat Es-Science, université de Pau et Pays de l'Adour*, France, 605 p.

Nguyen D.T., (1980) - Remarques sur quelques anomalies du test de "Fusulines". *Revue Micropaléontologie*, 23 : 116-120.

Nigam R. et Caron D. A. (2000) - Does temperature affect dimorphic reproduction in benthic foraminifera? A culture experiment on *Rosalina leei*. *Curr. Sci.*, v. 79. pp. 1105- 1106.

Nigam R., Saraswat R., et Linshy V. N., (2011) - Regeneration and abnormality in benthic foraminifera *Rosalina leei*: Implications in reconstructing past salinity changes. *Rivista Ital. Paleontol. Stratigr.*, 117 (1) : 189-196.

Numberger L., Hemleben C., Hoffmann R., Mackensen A., Schulz H., Wunderlich J.-M., et Kucera M., (2009) - Habitats, abundance patterns and isotopic signals of morphotypes of the planktonic foraminifer *Globigerinoides ruber* (d'Orbigny) in the eastern Mediterranean Sea since the Marine Isotopic Stage 12. *Marine Micropaleontology*, 73 : 90-104.

Ogniben L. (1957) - Petrografia della Serie Solfifera Siciliana e considerazioni geologiche relative. *Memorie Descrittive della Carta Geologica d'Italia*, 33 : 1-275.

Omaña L., Alencáster G., Hernández J.R.T., Doncel R.L. (2012) - Morphological Abnormalities and Dwarfism in Maastrichtian Foraminifera from the Cárdenas Formation, Valles–San Luis Potosí Platform, Mexico: evidence of paleoenvironmental stress. ***Bol.Soc. Geol. Mexique*. 64, (3) : 305-318.**

Orszag-Sperber F., Rouchy J.M. et Blanc-Valleron M.M., (2000) - La transition Messinien–Pliocène en Méditerranée orientale (Chypre): la période du Lago-Mare et sa signification. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sci. Terre Planètes*, 331 : 483-490.

Orszag-Sperber, F. (2006) Changing perspectives in the concept of "Lago-Mare" in Mediterranean Late Miocene evolution. *Sedimentary Geology*, 188-189, 259-277.

Ott d'Estevou P. (1980) - Evolution dynamique du bassin néogène de Sorbas (Cordillères Bétiques Orientales. Espagne). *Docum. Trav. IGAL.*, vol. 1, 264 pp.

Parker F L. (1962) - Planktonic foraminiferal species in pacific sediments. *Micropaleontology*, 8 (2) : 219-254,

Parker, F.,L., (1973) - Late Cenozoic biostratigraphy (planktonic foraminifera) of tropical Atlantic deep-sea cores: *Rev. Espan. Micropal.*, v. 5, p. 253-289.

Pearson P. N., Shackleton N. J., Hall, M. A., (1997) - Stable isotopic evidence for the sympatric divergence of *Globigerinoides trilobus* and *Orbulina universa* (planktonic foraminifera). *Journal of the Geological Society*, London, 154 : 295-302.

Perconig E., (1969) - Evolucion de los *Globigerinoides amplus, obliquus, extremus y elongatus* en el Neogeno de Andalucia (Espana). *Revta. esp. Micropaleont.* 1 : 37-43.

Perrodon A. (1957) - Etude géologique des bassins néogènes sub-littoraux de l'Algérie occidentale. *Publ. Serv. Carte géol. Algérie*. n. s. Alger, Bull. n° 12, 382p.

Pestrea S., Blanc-Valleron M.-M. et Rouchy J.-M. (2002) - Les assemblages de diatomées des niveaux infra-gypseux du Messinien de Méditerranée (Espagne, Sicile, Chypre), in Néraudeau D. &

Goubert E. (eds), l'Événement messinien : approches paléobiologiques et paléoécologiques. *Geodiversitas* 24 (3) : 543-583.

Philip H. et Thomas G. 1977. — Détermination de la direction de raccourcissement de la phase de compression quaternaire en Oranie (Algérie). *Revue de Géographie physique et Géologie dynamique* 19 (4): 315-324.

Pierre C., Caruso A., Blanc-Valleron M.M., Rouchy J.M., Orzsag-Sperber F. (2006) - Reconstruction of the paleo environmental changes around the Miocene–Pliocene boundary along a West–East transect across the Mediterranean. *Sedimentary Geology* 188(189):319–340.

Poignant, A., Moissette, P., 1992. Foraminifères benthiques des intercalations marneuses d'une série diatomitique du Messinien d'Algérie. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte*, 11: 657-674.

Polovodova I. et Schönfeld, J., (2008) - Foraminiferal test abnormalities in the western Baltic Sea. *Journal of Foraminiferal Research* , 38 : 318–336.

Pomel A. (1858) - Sur le système de montagnes de Mermoucha sur le terrain Sahélien. *C.R. Ac. Sc.*, Paris, 1858, I. 47, p. 852-855.

Pomel A. (1889) - Description stratigraphique générale de l'Algérie. *P. Fontana édit.*, Alger, 211p.

Poore R. Z. et Berggren, W. A., (1975) - Late Cenozoic planktonic foraminiferal biostratigraphy and paleoclimatology of the Hatton Rockall Basin: DSDP Site 116. *J. Foram. Res.*, 5 : 270-293.

Raymo M. E., Ruddiman W. F., Clement B. M. (1986) - Pliocene/Pleistocene paleoceanography of the North Atlantic at DSDP Site 609. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 94 : 895 – 901.

Rio D., Cita M. B., Iaccarino S., Gelati R., Gnaccolini M. (1997) — Langhian, Serravallian, and Tortonian historical stratotypes, *in* Montanari A., Odin G. S. & Coccioni R. (eds), Miocene stratigraphy: an integrated approach. *Developments in Paleontology and Stratigraphy* (15): 57-87.

Riding, R., Braga, J.C., Martín, J.M., Sanchez-Almazo, I.M., 1998. Mediterranean Messinian Salinity Crisis: constraints from a coeval marginal basin, Sorbas, southeastern Spain. *Sedimentary Geology* 146, 1–20.

Riding, R., Braga, J.C., Martín, J.M., 1999. Late Miocene Mediterranean desiccation: topography and significance of the 'Salinity Crisis' erosion surface on-land in southeast Spain. *Sedimentary Geology* 123, 1–7.

Riforgiato F. (2013) - Revision of the Messinian-Early Zanclean Sediments from ODP Hole 953C (Canary Island Archipelago, North-Eastern Atlantic): Biostratigraphy, Cyclostratigraphy, and Astronomical Tuning. *Paleontology Journal*, 947839, 17 p.

Rögl F. et Bolli H. M. (1973) - Holocene to Pleistocene planktonic foraminifera of Leg 15, Site 147 (Cariaco Basin (Trench), Caribbean Sea) and their climatic interpretation. *In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project.*, 15 : 553-616.

Romano E., Bergamin L., Finioia M. G., Carboni M. G., Ausili A., et Gabellini M., (2008) - Industrial pollution at Bagnoli (Naples, Italy) : benthic foraminifera as tool in integrated programs of environmental monitoring. *Marine Pollution Bulletin*, 56 : 439-457.

Rossignol L., Eynaud F., Bourget J., Zaragosi S, Fontanier C., Ellouz-Zimmermann N. et Lanfumeu V. (2011) - High occurrence of *Orbulina suturalis* and "Praeorbulina-like specimens" in sediments of the northern Arabian Sea during the Last Glacial Maximum. *Marine Micropaleontology*, 79 : 100-113.

Rouchy J.-M. (1982) - La genèse des évaporites messiniennes de Méditerranée : un bilan. *Bull. Cent. Rech. Prod.* 4, 511-545.

Rouchy J.-M., Saint-Martin J.-P., Maurin A. et Bernet-Rollande M.C. (1986) - Evolution et antagonisme des communautés bioconstructrices animales et végétales à la fin du Miocène en Méditerranée occidentale : biologie et sédimentologie. - *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, Pau, 10, 2, 333-348.

Rouchy, J.-M. et Saint Martin, J.-P. (1992) Late Miocene events in the Mediterranean as recorded by carbonate-evaporite relations. *Geology*, 20 : 629-632.

Rouchy J.-M., Taberner C., Blanc-Valleron M.M., Sprovieri R., Russell M., Pierre C., Di Stefano E., Pueyo J. J., Caruso A., Dinares-Turrell J., Gomis-Coll E., Cespuglio G., Ditchfield P., Grimalt J., Pestrea S., Combourieu-Nebout N., Santisteban C., (1998) - Sedimentary and diagenetic markers of the restriction in a marine basin: the Lorca Basin (SE Spain) during the Messinian. *Sedimentary Geology*, 121 : 23-55.

Rouchy J.-M. et Caruso A. (2006) - The Messinian salinity crisis in the Mediterranean basin: a re-appraisal of the data and an integrated scenario. *Sedimentary Geology*, 188 (189) : 35-68.

Rouchy J.-M., Caruso A., Pierre C., Blanc-Valleron M.M. et Bassetti M.A. (2007) - The end of the Messinian salinity crisis: evidences from the Chelif Basin (Algeria). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 254 : 386-417.

Roveri M., Manzi V., Bassetti M.A., Merini M. et Ricci Lucchi F. (1998) -Stratigraphy of the Messinian post-evaporitic stage in eastern-Romagna (northern Apennines, Italy). *Giornale di Geologia*, 60 : 119-142.

Roveri M., Bassetti M.A. et Ricci Lucchi F. (2001) - The Mediterranean Messinian Salinity Crisis: an Apennine foredeep perspective. *Sedimentary Geology*, 140 : 201-214.

Roveri M. et Manzi V., (2006) - The Messinian salinity crisis: looking for a new paradigm? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238 : 386-398.

Roveri M., Bertini A., Cosentino D., Di Stefano A., Gennari R., Gliozzi E., Grossi F., Iaccarino S.M., Lugli S., Manzi V. et Taviani M. (2008a) -A high-resolution stratigraphic framework for the latest Messinian events in the Mediterranean area. *Stratigraphy*, 5 : 323-342.

Roveri M., Lugli, S., Manzi V. et Schreiber B.C. (2008b) - The Messinian Sicilian stratigraphy revisited: toward a new scenario for the Messinian salinity crisis. *Terra Nova*, 20 : 483-488.

Roveri M., Gennari, R., Lugli, S., Manzi, V., 2009. The Terminal Carbonate Complex: the record of sea-level changes during the Messinian salinity crisis. *Geo Acta*, (8) : 57–71.

Roveri M., Lugli S., Manzi V., Gennari R., and Schreiber B.C., (2014a) - High-resolution strontium isotope stratigraphy of the Messinian deep Mediterranean basins: implications for marginal to central basins correlation. *Marine Geology*, 349 : 113-125.

Roveri M., Flecker R., Krijgsman W., Lofi J., Lugli S., Manzi V., Sierro F.J., Bertini A., Camerlenghi A., De Lange G., Govers R, Hilgen F.J., Hübscher C., Meijer P.Th. et Stoica M. (2014b) - The Messinian Salinity Crisis: Past and future of a great challenge for marine sciences *Marine Geology*, 352 : 25-58.

Ruggieri G. (1967) - The Miocene and later evolution of the Mediterranean Sea. In: Adams, C.G., Ager, A.V. (Eds.), *Aspects of Tethyan Biogeography*, 7. *Systematics Association Publ.*, London, 283-290.

Ryan W. B. F., Stanley D.J., Hersey J.B., Fahlquist D.A., Allan T.D., (1971) - The tectonics and geology of the Mediterranean Sea. In: *Maxwell, A.E. (Ed.), The Sea. Wiley-Interscience*, New York, pp. 387–492.

Saint Martin J.-P. (1987) - Les formations récifales coralliennes du Miocène supérieur d'Algérie et du Maroc. Aspects paléocéologiques et paléogéographiques. *Thèse de Doct. d'Etat*, Univ. d'Aix-Marseille. 499p.

Saint Martin J.-P. et Rouchy J.M. (1990) - Les plates-formes carbonatées messiniennes en Méditerranée occidentale: leur importance pour la reconstitution des variations du niveau marin au Miocène terminal. *Bulletin de la Société géologique de France* (8), VI, 1, 83-94.

Saint Martin J.-P., Cornée J.J., Conesa G., Bessedik M., Belkebir L., Mansour B., Moissette P. et Anglada R. (1992) - Un dispositif particulier de plate-forme carbonatée messinienne : la bordure méridionale du bassin du Bas-Chélif, Algérie. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* II, 315, 1365-1372.

Saint Martin J.-P., Cornée J.J. et Muller J. (1995) - Nouvelles données sur le système de plate-forme carbonatée du Messinien des environs d'Oran (Algérie). Conséquences. *C. R. Acad. Sci., Paris, série IIa*, 320 : 837-843.

Saint Martin J.-P., Néraudeau D., Lauriat-Rage A., Goubert E., Secrétan S., Babinot J. F., Boukli-Hacene S., Pouyet S. Lacour D., Pestrea S. et Conesa G. (2000) - La faune interstratifiée dans les gypses messiniens de Los Yesos (bassin de Sorbas, SE Espagne) : implications. *Geobios* 33 (5), 637-649.

Saint Martin J.-P., PESTREA S., CONESA G. (2001) - Les assemblages de diatomés des niveaux infra-gypseux du bassin messinien de Sorbas (Espagne). *Cryptogamie, Algol.*, 22 (1): 127-149.

Saint Martin J.-P. 2008.— Biodiversité dans les calcaires micritiques blancs des plates-formes messiniennes d'Algérie. *Geodiversitas* 30 (1) : 165-179.

Saint Martin J.-P., Néraudeau D., Belhadji A., Belkebir L., Benmoussa A., Bessedik M., Chaix C., Conesa G., Cornée J.J., Hlel S., Jebeli C., Mannai-Tayech B., Mansour B., Merle D., Moissette P., Rabhi M., Ribaud-Laurenti A., Saint Martin S. et Videt B. (2010) - : Vers une écostratigraphie du Messinien ? *4<sup>ème</sup> congrès français de stratigraphie*, Paris 6.

Saint Martin J.-P., Belhadji A., Belkebir L., Mansour B., Néraudeau D. and Saint Martin S. (2011) - Towards a Messinian ecostratigraphy: the Algerian example, *The 8th Romanian Symposium on Paleontology* Bucharest, 29-30 September 2011.

Salvatorini G. et Cita, M. B., (1979) - Miocene foraminiferal stratigraphy, DSDP Site 397. (Cape Bojador, North Atlantic) In Ryan, W., von Rad, U., et al., Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, v. 47, Part 1: Washington (U.S. Government Printing Office) p. 317-374

Samir A. M. et El-Din A.B. (2001) : – Benthic foraminiferal assemblages and morphological abnormalities as pollution proxies in two Egyptian bays. *Marine Micropaleontology*, 41: 193–227.

Satur L. (2012) - Les bivalves du Néogène de l'Algérie nord-occidentale : systématique et Paléoécologie. *Thèse de Doct.*, Univ. Oran. 312 p.

Schmidt M. W., Vautravers M. J., et Spero H. J., (2006) – Rapid subtropical North Atlantic salinity oscillations across Dansgaard-Oeschger cycles. *Nature*, 443: 561–564.

Selli R. (1954) - Il Bacino del Metauro. *Giornale di Geologia* 24, 1–294.

Selli, R., 1960. Il Messiniano Mayer-Eymar 1867. Proposta di un neostatotipo. *Giornale di Geologia* 28 : 1–33.

Sen Gupta B.K., Machain-Castillo M.L. (1993) - Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology*, (20) : 183-201.

Shackleton N.J., Crowhurst S., Hagelberg T., Pisias N.G., Schneider D.A., (1995) - A new late Neogene time scale: application to Leg 138 sites. In Pisias, N.G., Mayer, L.A., Janecek, T.R., Palmer-Julson, A., and van Andel, T.H. (Eds.). In: Proc. ODP, Sci. Results, 138: College Station, TX (Ocean Drilling Program) s, pp. 73–101.

Sharifi A. R., Croudace L. W. et Austin R. L., (1991) – Benthic foraminiferids as pollution indicators in Southampton Water, southern England, United Kingdom: *Journal of Micropalaeontology*, 10: 109–113.

Shrivastav A, Singh A. K., Sinha D. K., Kaushik T, Singh V. P., et Mallick K. (2016) - Significance of *Globigerina Bulloides* D'orbigny: A Foraminiferal Proxy for Palaeomonsoon and Past Upwelling Records *Journal of Climate Change*, Vol. 2, No. 2, 99–110.

Sierro F. J., Flores J. A., Cives J., Delgado J. A. G. et Frances G. (1993) – Late Miocene globorotaliid event-stratigraphy and biogeography in the NE-Atlantic and Mediterranean. *Marine Micropalaeontology* 21: 143-168.

Sierro F.J., Flores, J.A., Zamarrero, Y., Vazquez, A., Utrilla, R., Francés, G., Hilgen, F.J., et Krijgsman, W., (1999) - Messinian preevaporite sapropels and precession-induced oscillations in western Mediterranean climate. *Marine Geology*. 153, 137±146.

Sierro F.J., Hilgen F.J., Krijgsman W. et Flores J.A. (2001) - The Abad composite (SE Spain): a Messinian reference section for the Mediterranean and the APTS. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 168, 141-169.

Sierro F. J., Flores J. A., Francés G., Vázquez A., Utrilla R., Zamarrero I., Erlenkeuser H., et Barcena M. A., (2003) – Orbitally controlled oscillations in planktic communities and cyclic changes in western Mediterranean hydrography during the Messinian. *Palaeogeography Palaeoclimatology. Palaeoecology*, 190: 289–316.

Simon D., Marzocchi A., Flecker R., Lunt D.-J., Hilgen F.J. et Meijer P.Th. (2017) - Quantifying the Mediterranean freshwater budget throughout the late Miocene: New implications for sapropel formation and the Messinian Salinity Crisis, *Earth and Planetary Science Letters* 472 (2017) 25–37.

S.N.Repal (1952) - Le bassin néogène du Chélif. *XIXe Congr. Inter. Géol., Monogra. Région (Algérie)*, 1, 16, 56p.

Sprovieri R., Di Stefano, E., et Sprovieri, M., (1997). Integrated calcareous plankton biostratigraphy and cyclostratigraphy in the Licata Tripoli Formation in Sicily. 8th Workshop of the ILP Task Force, Origin of Sedimentary Basins, Palermo, pp. 114–115.

Steinke, S., Chiu, H.Y., Yu, P.S., Shen, C.C., Loewemark, L., Mii, H.S., Chen, M.T. (2005) - Mg/Ca ratios of two *Globigerinoides ruber* (white) morphotypes: implications for reconstructing past tropical/subtropical surface water conditions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 6.

Stouff V., (1998) - Intérêt des élevages de foraminifères en laboratoire: Etudes biologiques et ultra structurales. PhD thesis, University Angers and EPHE, France, 405 pp.

Stouff V., Debenay, J.P., Lesourd, M., (1999a) - Origin of double and multiple tests in benthic foraminifera: observations in laboratory cultures . *Marine Micropalaeontology*. 36, 189-204.

Stouff V., Geslin E., Debenay J.-P. et Lesourd M., (1999b) – Origin of morphological abnormalities in *Ammonia* (Foraminifera); studies in laboratory and natural environments. *Journal of Foraminiferal Research*, 29: 152–170.

Stouff V., Lesourd M., et Debenay, J.-P., 1999c. – Laboratory observations on asexual reproduction (schizogony) and ontogeny of *Ammonia tepida* with comments on the life cycle. *Journal of Foraminiferal Research*, 29: 75–84.

Suc J. –P., Violanti D., Londeix L., Poumot C., Robert C., Clauzon G., Gautier F., Turon J.–L., Ferrier J., Chikhi H., et Cambon G., (1995) – Evolution of the Messinian Mediterranean environments the Tripoli Formation at Capodarso (Sicily, Italy). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 8, 7: 51–79.

Tasnadi–Kubaska A. (1962) – Palaopathologie. *Jena*, 269 p.

Tauecchio P. et Marks P. (1973) - The Messinian deposits of the Chelif Basin near E1 Asnam, Northern Algeria. *In: C. W. Drooger (Editor), Messinian Events in the Mediterranean*. North-Holland, Amsterdam, 188-191.

Thirumalai K., Richey, J., Quinn, T. et Poore, R., (2014) - *Globigerinoides ruber* morphotypes in the Gulf of Mexico: a test of null hypothesis. *Sci. Rep. Sci. Reports* 4 (n. pag).

Tiedemann R., Sarnthein M., Shackleton N.J., (1994) - Astronomical timescale for the Pliocene Atlantic  $\delta^{18}O$  and dust flux records of ODP Site 659. *Paleoceanography* 9, 619–638.

Tjalsma, R.C. (1971) - Stratigraphy and foraminifera of the Neogene of the Eastern Guadalquivir Basin (Southern Spain). *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 4: 1–161.

Tjalsma, R. C. et Wonders A. H. (1972) - Stratigraphie position and planktonic foraminifera of Brives classic referenee sections of the Sahclian at Carnot, N. Algeria\_ l'roc. Kan. Ned. Akad. Wetensch. Amsterdam (B) 75 1 (1972).

Tolderlund D.S. et Bé, A. W. H. (1971) -Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic. *Micropaleontology*, 17: 297-329.

Vail P. R., Coun J. P., Du Chene J., Media villa F. & Trifilieff V. 1987. — La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bulletin de la Société géologique de France* 3 (8): 1301-1321.

van Assen E, Kuiper K.F., Barhoun N., Krijgsman W. and Sierro F.J. (2006) - Messinian astrochronology of the Melilla Basin: Stepwise restriction of the Mediterranean–Atlantic connection through Morocco, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 238, 15-31.

Van Couvering J.A., Castradori D., Cita M.B., Hilgen F.J., Rio D. (2000) - The base of the Zanclean Stage and of the Pliocene Series. *Episodes* 23, 179–187.

van der Zwaan G. J., (1982) – Paleoecology of late Miocene Mediterranean Foraminifera. *Utrecht. Micropaleontological Bulletins*, 25: 202.

van der Zwaan G. J., (1983) – Quantitative analyses and the reconstruction of benthic foraminiferal communities. *In*. Meulenkamp, J.E. (Ed.), *Reconstruction of Marine Paleoenvironments Utrecht. Micropaleontology Bulletins*, 30: 49–69.

Vazquez A., Utrilla, R., ZamarrenÃo, Y., Sierro, F.J., Flores, J.A., FranceÃs, G., et Barcena, M.A., (2000) - Precession related sapropelites of the Messinian Sorbas basin (South Spain): Paleoenvironmental significance. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol, Palaeoecol.* 158 (3±4), 353-370.

Véneç-Peyré M. T. (1981) - Les foraminifères et la pollution: étude de la microfaune de la cale du Dourduff (embouchure de la rivière de Morlaix). *Cah. Biol. Mar.* 25–33.

Venturati A. et Baudin F., (2007) – Teratological tests in mid–Cretaceous Planktonic Foraminifera: Inferences from the Piali Level (OAE 1D) of Monte Pedrano Type Section (Cagli, Central Italy), *in* 6th Polish *Micropaleontological Workshop “MIKRO–2007”*: Gdansk, Poland, Polish Geological Institute, 81–83.

Venturati A. (2007) – Cretaceous to Early Paleocene Planktonic Foraminifera with twin bilobated and additional last chambers: possible abnormal forms as potential proxies of high environmental stress, *in* 6th Polish *Micropaleontological Workshop “MIKRO–2007”*: Gdansk, Poland, Polish Geological Institute.

Verhallen P. (1991) – Late Pliocene to early Pleistocene Mediterranean mud–dwelling foraminifera; influence of a changing environment on community structure and evolution. *Utrecht Micropaleontological Bulletins*, 40: 219.

Violanti D, Gallo M. G. et Rizzi A. (2007) - Foraminiferal assemblages of the Bric della Muda laminites (Nizza Monferrato, Piedmont): Proxies of cyclic palaeoenvironmental changes in the early Messinian of Northwestern Italy *Geobios* 40, 281–290.

Wang L. J. (2000) - Isotopic signals in two morphotypes of *Globigerinoides ruber* (white) from the South China Sea: implications for monsoon climate change during the last glacial cycle. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 161: 381–394.

Warny S.A., Bart P.J., and Suc J.P. (2003) - Timing and progression of climatic, tectonic and glacioeustatic influences on the Messinian Salinity Crisis, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 202, 59-66.

Weiner A.K.M., Weinkauf M. F.G., Kurasawa A., Darling K. F. et Kucera M. (2015) - Genetic and morphometric evidence for parallel evolution of the *Globigerinella calida* morphotype, *Marine Micropaleontology* 114, 19–35.

Wernli R. (1988) — Micropaléontologie du Miocène post-nappes du Maroc septentrional et description systématique des foraminifères planctoniques. *Notes et Mémoires du Service géologique du Maroc* 331: 1-266.

Yanko V., Ahmad M., Kaminsky M. (1998) – Morphological deformities of benthic foraminiferal tests in response to pollution monitoring. *Journal of Foraminiferal Research*, 28: 177–200.

Zachariasse W. (1975) - Planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Late Neogene of Crete (Greece): *Utrecht Micropal. Bull.* 11, 171 p.

Zachariasse W. J. et Spaak P. (1983) - Middle Miocene to Pliocene paleoenvironmental reconstruction of the Mediterranean and adjacent Atlantic Ocean: Planktonic foraminiferal record of southern Italy, *Utrecht Micropaleontology Bull.*, 30, 91-110, 1983.

Zachariasse W. J., Gudjonsson L., Hilgen F.J., Langereis C.G., Lourens L.J., Verhallen P.J.J.M. et Zijderveld J. D. A., (1990) -Late Gauss to early Matuyama invasions of *Neogloboquadrina atlantica* in the Mediterranean and associated record of climatic change, *Paleoceanography*, 5: 239-252, 1990.

Zachariasse W. J. (1992) - Neogene planktonic foraminifers from Sites 761 and 762 off northwest Australia, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 122, 665-676.

Zhang J., Scott D. B. (1996) -Messinian deep-water turbidites et glacioeustatic sea-level changes in the North Atlantic: Linkage to the Mediterranean Salinity Crisis. *Paleoceanography* 11, 277–297.

## Liste des figures

**Fig. 1 :** Carte de localisation du Bassin du Bas Chélif (d'après Perrodon, 1957, modifiée).

**Fig. 2 :** Biozonation et principaux cycles transgressives dans la série type des bassins miocènes de l'Algérie nord occidentale (Chélif, Tafna). (d'après Belkebir et *al.*, 1996).

**Fig. 3 :** Positions des secteurs de Djebel Diss et Plateau d'Ain Merane dans les Monts de Dahra (image satellite Google Earth).

**Fig. 4 :** Localisation du secteur de Djebel Diss (image satellite, Google Earth).

**Fig. 5 :** Carte géologique de la terminaison occidentale des monts des Dahra (D'après Perrodon, 1957, modifiée et simplifiée).

**Fig. 6 :** Localisation du Plateau d'Ain Merane (image satellite, Google Earth).

**Fig. 7 :** Cartes géologique de la région d'Ain Merane (partie orientale des monts des Dahra ; d'après Taucchio et Marks, 1973 ; modifiée).

**Fig. 8 :** Carte paléogéographique montrant les changements des connexions entre l'Atlantique et la Méditerranée du Tortonien au Pliocène (d'après Martin et *al.*, 2014).

**Fig. 9 :** Distribution des évaporites messiniennes et localisation des sondages DSDP des bassins profonds anoxiques et hypersalins (d'après Roveri et *al.*, 2014b).

**Fig. 10 :** Scénario de la crise de salinité messinienne (MSC) de la commission internationale d'Exploration Scientifique de la mer Méditerranée (CIESM, 2008).

**Fig. 11 :** Chronostratigraphie du Miocène supérieur-Pliocène avec les événements de la MSC des bassins Méditerranéens (CIESM, 2008 ; Manzi et *al.*, 2013 modifiée) et le bassin Paratethyien (Krijgsman et *al.*, 2010) et corrélation avec les courbes d'isotopes de l'oxygène de la marge atlantique du Maroc (Hilgen et *al.*, 2007 ; d'après Roveri et *al.*, 2014b).

**Fig. 12 :** Classification schématique des sous-bassins messiniens en Méditerranée. (Roveri et *al.*, 2014a).

**Fig. 13 :** Modèles stratigraphique des plate-formes carbonatés marginales et relations avec la série des bassins centraux (d'après Rouchy et Saint Martin, 1992 in Bourillot, 2009).

**Fig. 14 :** Distribution stratigraphique des différents types de « Calcare di base » et leurs rapports avec les autres unités du Messinien. (Manzi et *al.*, 2011 ; modifié par Roveri et *al.*, 2014b).

**Fig. 15 :** Comparaison entre les gypses inférieurs (PLG) et les gypses supérieurs (UG) (d'après Manzi et *al.*, 2009).

**Fig.16 :** Corrélation stratigraphique de l'unité d'halite dans le bassin de Caltanissetta (d'après Manzi et *al.*, 2012).

**Fig. 17 :** Synthèse et nomenclature des unités stratigraphiques messiniennes onshore et offshore.

**Fig. 18 :** Coupes levées dans la partie orientale de Djebel Diss (image satellite, Google Earth).

**Fig. 19 :** Vue panoramique de Djebel Aizeub (partie orientale de Djebel Diss).

**Fig. 20 :** Succession lithologique de la partie orientale de Djebel Diss.

- Fig. 21 :** Principales unités lithologiques de Djebel Diss.
- Fig. 22 :** Coupe lithologique synthétique de Djebel Diss.
- Fig. 23 :** Localisation des coupes levées dans le Plateau d'Ain Merane (image satellite, Google Earth).
- Fig. 24 :** Localisation de la coupe de Kef El Biod (image satellite, Google Earth).
- Fig. 25 :** Vues panoramiques de la succession lithologique de Kef El Biod.
- Fig. 26 :** Alternance marno-diatomitique de Kef El Biod.
- Fig. 27 :** Lithologie de la coupe de Kef El Biod.
- Fig. 28 :** Marnes brunâtres de Kef El Biod.
- Fig. 29 :** Alternance marno-calcaire de Kef El Biod.
- Fig. 30 :** Gypses de de Kef El Biod.
- Fig. 31 :** Calcaires biodétritiques de Kef El Biod.
- Fig. 32 :** Localisation de la coupe de Nharet (image satellite, Google Earth).
- Fig. 33 :** Panorama de la partie amont d'Oued Tacheti (coupe d'Nharet).
- Fig. 34 :** Lithologie de la coupe de Nharet
- Fig. 35 :** Discordance angulaire des marnes brunâtres sur les marnes bleues dans la coupe de Nharet.
- Fig. 36 :** Marnes brunâtres, alternance marno-calcaire et marnes gypseuses (coupe de Nharet).
- Fig. 37 :** Calcaires biodétritiques de Nharet
- Fig. 38 :** Calcaires stromatolithiques de Nharet.
- Fig. 39 :** Localisation de la coupe de Koudiet Karoucha (image satellite, Google Earth).
- Fig. 40 :** Vue panoramique de la partie sud-ouest de Koudiet Karoucha.
- Fig. 41 :** Lithologie de la coupe de Koudiet Karoucha.
- Fig. 42 :** Contact ravinant entre les calcaires biodétritiques et les marnes bleues de la coupe de Koudiet Karoucha.
- Fig. 43 :** Calcaires biodétritiques de koudiet Karoucha.
- Fig. 44 :** Localisation de la coupe d'Ain Es Serrak (image satellite, Google Earth).
- Fig. 45 :** Vue panoramique de la partie amont de Chabet El Tolba.
- Fig. 46 :** Calcaires à algues d'Ain Es Serrak.
- Fig. 47 :** Lithologie de la coupe d'Ain Es Serrak.
- Fig. 48 :** Marnes gypseuses d'Ain Es Serrak.
- Fig. 49 :** Calcaires biodétritiques d'Ain Es Serrak.

**Fig. 50** : Localisation de la coupe d'Oued Tacheti (image satellite, Google Earth).

**Fig. 51** : Vue panoramique de la partie aval d'Oued Tacheti.

**Fig. 52** : Sables d'Oued Tacheti.

**Fig. 53** : Lithologie de la coupe d'Oued Tacheti.

**Fig. 54** : Marnes jaunâtres d'Oued Tacheti.

**Fig. 55** : Calcaires biodétritiques d'Oued Tacheti.

**Fig. 56** : Localisation de la coupe d'Oued Seggait (image satellite, Google Earth).

**Fig. 57** : Affleurements et succession lithologique de la coupe d'Oued Seggait.

**Fig. 58** : Lithologie de la coupe d'Oued Seggait.

**Fig. 59** : Alternance marno-diatomitique d'Oued Seggait.

**Fig. 60** : Gypses d'Oued Seggait.

**Fig. 61** : Contact ravinant entre les marnes sableuses et les gypses d'Oued Seggait.

**Fig. 62**: Marnes sableuses d'Oued Seggait.

**Fig.63** : Evolution des espèces du genre *Globigerina* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig. 64** : Evolution de l'ouverture chez *Gn. bulloides* morphotypes 1 et 2 dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig. 65** : Morphotypes de *Gn. concinna* observés dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig. 66** : Formes de passage entre *Gn. bulloides* et *Gn. praecalida* dans l'alternance marno-diatomitique et les marnes brunâtres de Kef El Biod.

**Fig.67** : Formes de passage entre *Gn. bulloides* et *Gn. apertura* dans les marnes brunâtres de Kef El Biod.

**Fig. 68** : Formes de passage entre *Gn. apertura* et *Gn. nepenthes* dans les marnes brunâtres de Kef El Biod.

**Fig. 69** : Evolution des espèces du genre *Globigerinoides* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig. 70** : Morphotypes de *Gs. obliquus* s.s dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig. 71** : Morphotypes de *Gs. extremus* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig. 72** : Formes proches morphologiquement de *Gs. obliquus* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig.73** : Evolution simultanée de *Gs. bulloideus* et *Gn. bulloides* morphotype 2 dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig.74** : Formes intermédiaires entre *Gs. bulloideus* et *Gs. obliquus* – *Gs. extremus* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig.75** : Morphotypes de *Gs. ruber* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig. 76** : Evolution des espèces des genres *Orbulina* et *Preorbulina* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig. 77** : Morphotypes des espèces des genres *Orbulina* et *Praeorbulina* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig. 78** : Evolution des espèces du genre *Turborotalita* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig. 79** : Morphotypes de *T. quinqueloba* et *T. multiloba* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig.80** : Evolution des espèces du genre *Neogloboquadrina* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig.81** : Principaux espèces et morphotypes du genre *Neogloboquadrina* dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig. 82** : Anomalies morphologiques affectant la dernière loge des tests.

**Fig. 83** : Anomalies morphologiques affectant les loges avant la dernière

**Fig. 84** : Anomalies morphologiques affectant l'enroulement du test.

**Fig. 85** : Anomalies morphologiques liés à la présence de bouchon ombilical et l'action de décalcification.

**Fig. 86** : Evolution des anomalies morphologiques chez les principaux genres des assemblages planctoniques des dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig 87** : Anomalies morphologiques liées à la présence de loge supplémentaire(s) anormale(s).

**Fig 88**: Anomalies morphologiques lies à la présence de jumeaux et/ou de formes à plusieurs loges finales.

**Fig. 89** : Anomalies morphologiques complexes ou affectant l'ensemble du test.

**Fig. 90** : Corrélation entre anomalies morphologiques et changements des assemblages planctoniques et benthiques des dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Fig. 91** : Attribution biostratigraphique de la série de Djebel Diss

**Fig. 92** : Corrélation lith-biostratigraphique des unités de Djebel Diss

**Fig. 93**: Assemblage planctoniques de la coupe de Kef El Biod.

**Fig. 94** : Evolution du sens d'enroulement chez les *Globorotalia* de la coupe de Kef El Biod.

**Fig. 95** : Bioévénements de la coupe de Kef El Biod.

**Fig. 96** : Assemblages planctoniques de la coupe de Nharet.

**Fig. 97** : Bioévénements de la coupe de Nharet.

**Fig. 98** : Assemblages planctoniques de la coupe d'Ain Es Serrak.

**Fig. 99** : Bioévénements de la coupe d'Ain Es Serrak.

**Fig. 100** : Assemblages planctoniques de la coupe d'Oued Seggait.

**Fig. 101** : Evolution du sens d'enroulement chez les *Globorotalia* d'Oued Seggait.

**Fig. 102** : Bioévénements de la coupe d'Oued Seggait.

**Fig. 103** : Assemblages planctoniques de la coupe d'Oued Tacheti.

**Fig. 104** : Bioévénements de la coupe d'Oued Tacheti.

**Fig. 105** : Bioévénements communs entre la coupe de Kef El Biod et les principales coupes méditerranéens (d'après Sierro et *al.*, 2001, modifié).

**Fig. 106** : Bioévénements et attribution stratigraphique des dépôts du Plateau d'Ain Merane.

**Fig. 107** : Corrélation litho-biostratigraphique entre les coupes du Plateau d'Ain Merane.

**Fig.108** : Corrélation litho-biostratigraphique entre les séries de Djebel Diss (Dahra occidental) et Plateau d'Ain Merane (Dahra oriental).

## Liste des tableaux

**Tab. 1 :** Anomalies morphologiques observées dans les assemblages de foraminifères benthiques actuels.

**Tab. 2 :** Systématisation et description des anomalies morphologiques comptabilisées dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Tab. 3 :** systématisation et description des anomalies morphologiques observées et non comptabilisées dans les dépôts préévaporitiques de Kef El Biod.

**Tab.4 :** Taux d'anomalies chez les foraminifères benthiques actuels et planctoniques fossiles.

**Tab. 5 :** Anomalies morphologiques observées dans les assemblages de foraminifères planctoniques fossiles. (Les anomalies en rouge n'ont pas été comptabilisées dans les comptages).

**Tab. 6 :** Corrélation des bioévénements post-évaporitiques du Plateau d'Ain Merane à ceux du domaine atlantique.

**Tab. 7 :** Corrélation des unités lithostratigraphiques du Miocène supérieur du Plateau d'Ain Merane à l'échelle régional (Algérie, Maroc, Espagne et Italie).

**PLANCHES PHOTOS DE FORAMINIFERES  
PLANCTONIQUES**

## PLANCHE I

- 1-3 : *Neogloboquadrina acostaensis*** (Blow, 1959)  
Echantillon SA2, marnes sableuses jaunâtres, coupe de Sidi Andallâh.
- 4 : *Globorotalia margaritae margaritae*** Bolli et Bermudez, 1965  
Echantillon Az19, marnes « Trubi », coupe de Djebel Aizeub.
- 5 : *G. margaritae evoluta*** Cita, 1973  
Echantillon Az22, marnes « Trubi », coupe de Djebel Aizeub.
- 6 : *Globorotalia menardii*** (d'Orbigny, 1826)  
Echantillon Az10, marnes bleues, coupe de Djebel Aizeub.
- 7 : *Globorotalia punctuculata*** Deshayes, 1832  
Echantillon Az27, marnes « trubi », coupe de Djebel Aizeub.
- 8 : *Sphaeroidinellopsis seminulina*** (Schwager, 1866)  
Echantillon Az18, marnes « Trubi », coupe de Djebel Aizeub.
- 9 : *Sphaeroidinellopsis kochi*** (Caudri, 1965)  
Echantillon Az27, marnes « Trubi », coupe de Djebel Aizeub.
- 10 : *Globorotalia punctuculata Padana*** Dondi et Papetti, 1968  
Echantillon Az27, marnes « Trubi », coupe de Djebel Aizeub.
- 11-12 : *Globorotalia aemiliana*** (Colalongo et Sartoni, 1967)  
Echantillon Az35, marnes « Trubi », coupe de Djebel Aizeub.

PLANCHE I



1



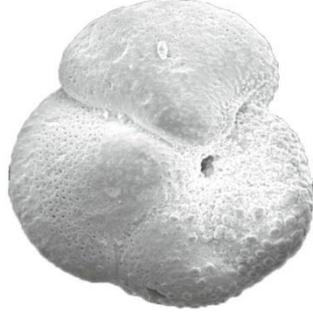
2



3



4



5



6



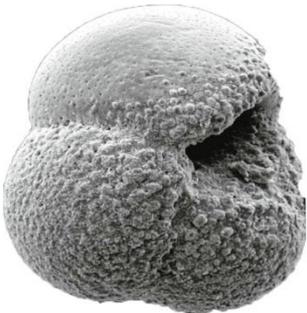
7



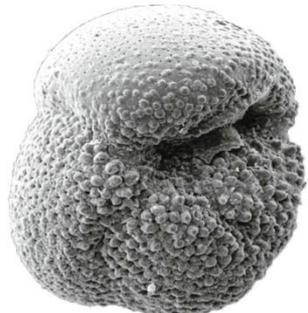
8



9



10



11



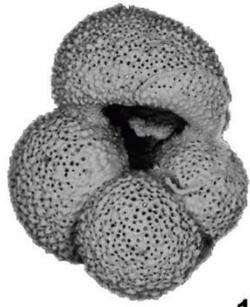
12

100µm

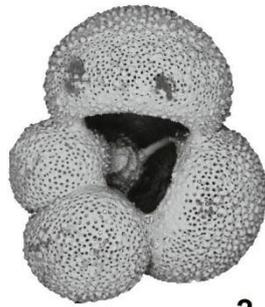
## PLANCHE II

- 1-2 : *Globigerina bulloides*** d'Orbigny, 1826  
Echantillon KB12, alternance marnodiatomitique coupe Kef El Biod.
- 3 : *Globigerina apertura*** Cushman, 1918  
Echantillon KB28, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 4 : *Globigerina falconensis*** Blow, 1959  
Echantillon OS4, Gypses, coupe d'Oued Seggait.
- 5 : *Globigerina concinna*** Reuss, 1850  
Echantillon KB12, alternance marnodiatomitique coupe Kef El Biod.
- 6 : *Globigerina praecalida*** Parker, 1962  
Echantillon KB38, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 7 : *Globigerina nepenthes*** (Todd, 1957)  
Echantillon KB35, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 8 : *Globigerina praedigitata*** Parker, 1967  
Echantillon KB37, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 9 : *Globigerinoides obliquus***, Bolli, 1957  
Echantillon KB10, alternance marnodiatomitique coupe Kef El Biod.
- 10 : *Globigerinoides ruber***, d'Orbigny, 1839  
Echantillon KB35, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 11 : *Globigerinoides extremus***, Bolli et Bermudez, 1965  
Echantillon KB16, alternance marnodiatomitique coupe Kef El Biod.
- 12 : *Globigerinoides conglobatus***, Brady, 1879  
Echantillon KB16, alternance marnodiatomitique coupe Kef El Biod.
- 13 : *Globigerinoides sacculifer***, Brady, 1877  
Echantillon KB40, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 14 : *Globigerinoides quadrilobatus***, d'Orbigny 1846  
Echantillon KB40, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 15 : *Globigerinoides bulloideus***, Crescenti, 1966  
Echantillon KB35, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.

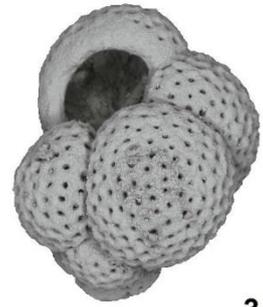
PLANCHE II



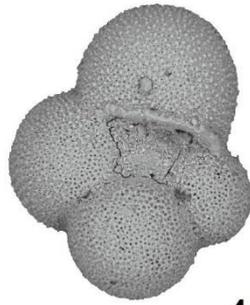
1



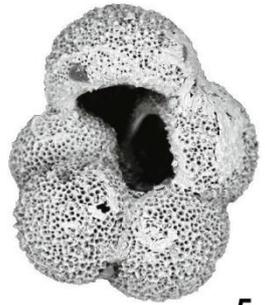
2



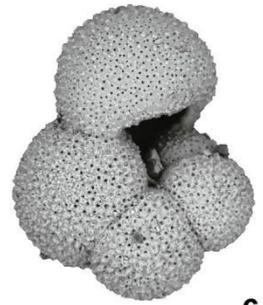
3



4



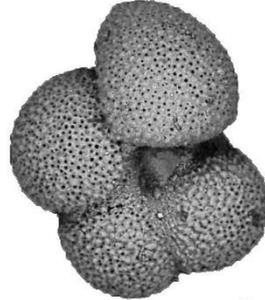
5



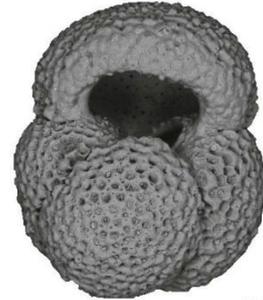
6



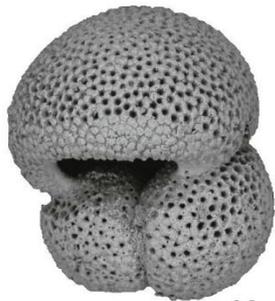
7



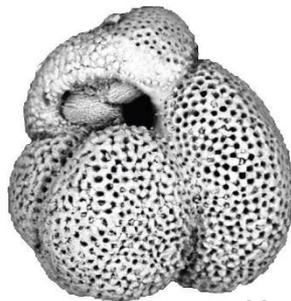
8



9



10



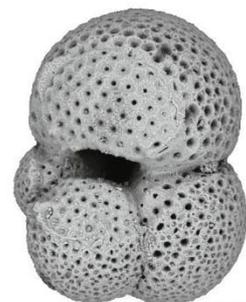
11



12



13



14



15

100µm

## PLANCHE III

- 1 : *Orbulina universa***, d'Orbigny, 1839  
Echantillon KB10, alternance marnodiatomitique coupe Kef El Biod.
- 2 : *Orbulina suturalis***, Brönnimann, 1951  
Echantillon KB10, alternance marnodiatomitique coupe Kef El Biod.
- 3 : *Praeorbulina glomerosa circularis***, Blow, 1956  
Echantillon KB20, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 4 : *Praeorbulina sicana***, De Stefani, 1950  
Echantillon KB23, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 5 : *Globigerinella aquilateralis*** Cushman, 1927  
Echantillon KB40, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 6 : *Globigerinella praesifonifera***, (d'Orbigny), 1839  
Echantillon KB28, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 7 : *Turborotalita quinqueloba***, (Natland, 1938)  
Echantillon KB21, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 8 : *Turborotalita multiloba***, (Romeo), 1965  
Echantillon KB21, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 9 : *Neogloboquadrina acostaensis***, Blow, 1956  
Echantillon KB23, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 10 : *Neogloboquadrina cf. pachyderma***, (Erenberg), 1861.  
Echantillon KB28, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 11 : *Neogloboquadrina pseudopachyderma***, Cita, Premoli silva et Rossi, 1965  
Echantillon KB28, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 12 : *Neogloboquadrina atlantica***, Berggren, 1972  
Echantillon KB11, alternance marnodiatomitique coupe Kef El Biod.
- 13 : *Neogloboquadrina incompta***, (Cifelli), 1961  
Echantillon KB28, Marnes brunâtres coupe Kef El Biod.
- 14-15 : *Globigerinita glutinata***, Egger, 1893  
Echantillon KB5, alternance marnodiatomitique coupe Kef El Biod.  
Echantillon OS17, Gypses, coupe d'Oued Seggait.

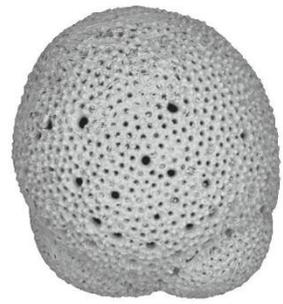
PLANCHE III



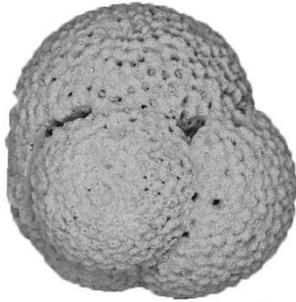
1



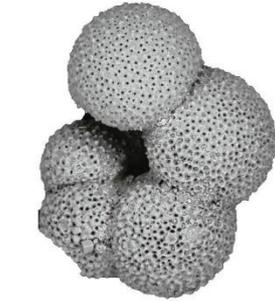
2



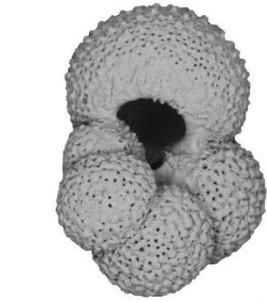
3



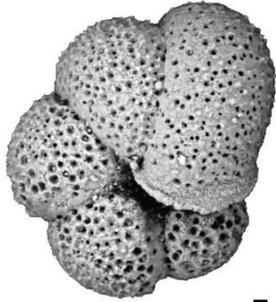
4



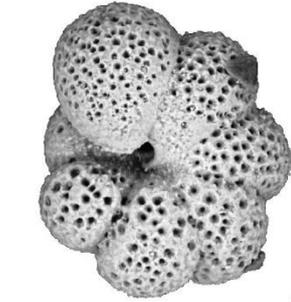
5



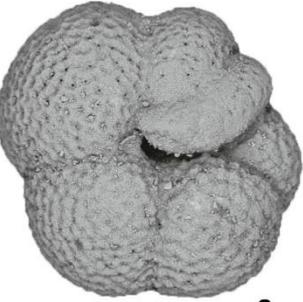
6



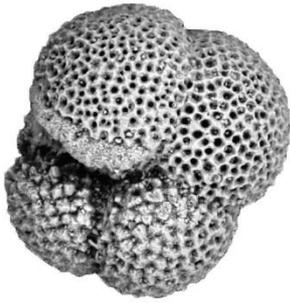
7



8



9



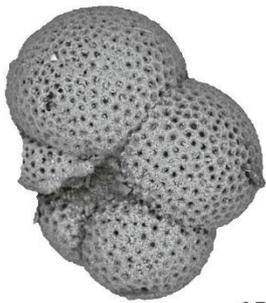
10



11



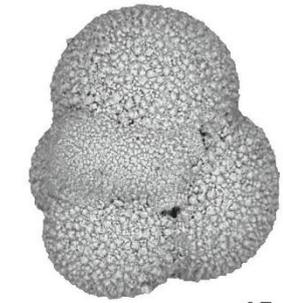
12



13



14



15

100µm

## PLANCHE IV :

**1-2 : *Globorotalia nicolae***, Catalano et Sprovieri, 1971  
Echantillon KB4, alternance marnodiatomitique, coupe Kef El Biod.

**3-5 : *Globorotalia conomiozea***, Kennett, 1966  
Echantillon OS3, Gypses, coupe d'Oued Seggait.

**6 : *Globorotalia miotumida***, Jenkins, 1960  
Echantillon KB2, alternance marnodiatomitique, coupe Kef El Biod.

**7 : *Globorotalia mediteranea*** Catalano et Sprovieri, 1969  
Echantillon KB11, alternance marnodiatomitique, coupe Kef El Biod.

**8 : *Globorotalia scitula***, (Brady), 1882  
Echantillon OS3, Gypses, coupe d'Oued Seggait.

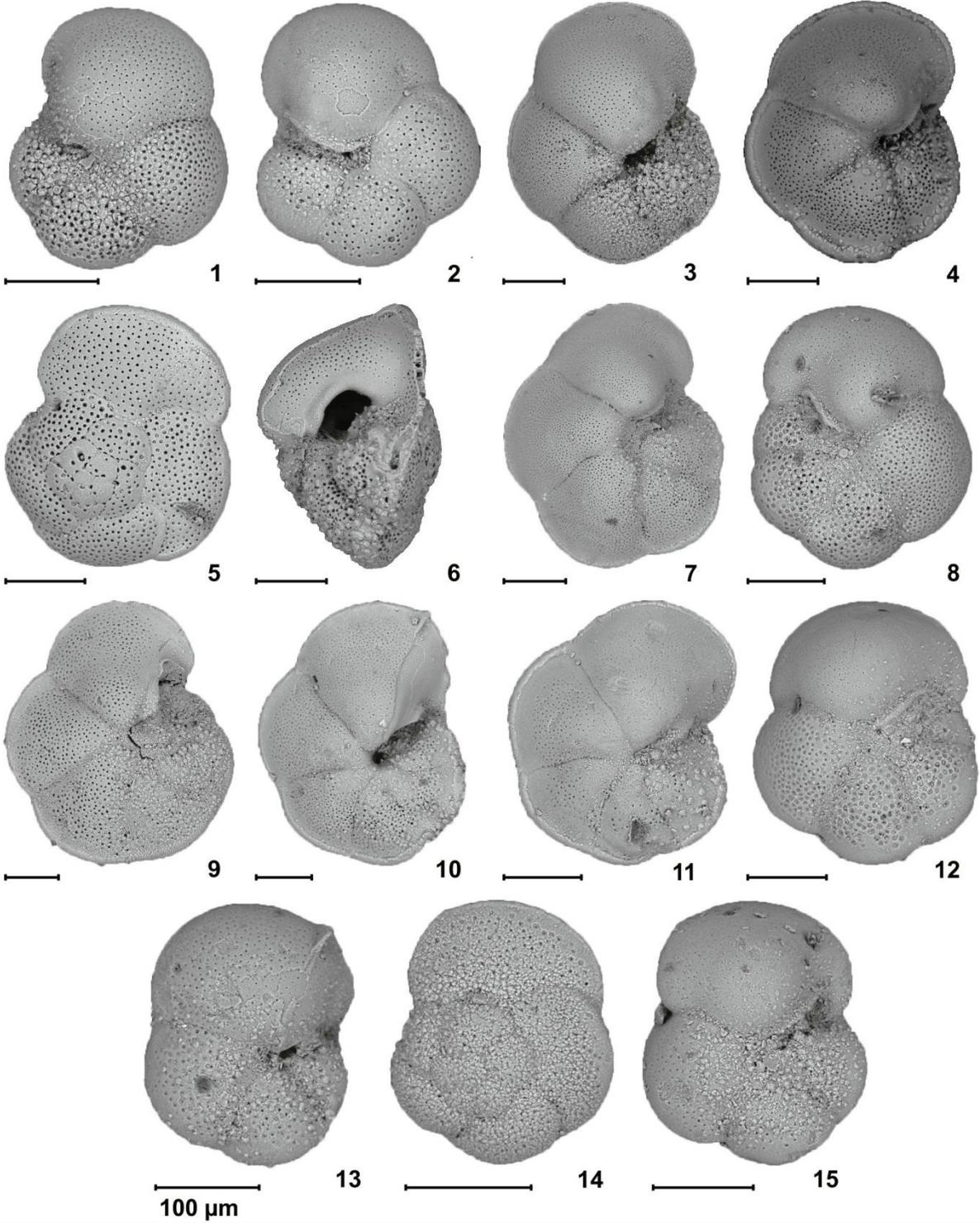
**9-10 : *Globorotalia menardii***  
Echantillon OS3, Gypses, coupe d'Oued Seggait.

**11 : *Globorotalia menardii***, d'Orbigny, 1826  
Echantillon OS17, Gypses, coupe d'Oued Seggait.

**13-14 : *Globorotalia cf. praemargaritae*** Catalano et Sprovieri, 1971  
Echantillon OS21, marnes sableuses, coupe d'Oued Seggait.

**12-15 : *Globorotalia primitiva***, Cita, 1973  
Echantillon OS22, marnes sableuses, coupe d'Oued Seggait.

PLANCHE IV



« La sédimentation du Miocène supérieur au Pliocène des monts du Dahra (exemples de Djebel Diss et du Plateau d'Ain Merane) : aspects litho-stratigraphiques et micropaléontologiques »

**Résumé :**

Une série sédimentaire, assez importante, a été établie dans la bordure sud des monts du Dahra à partir de neuf coupes géologiques levées dans les secteurs de Djebel Diss (Mostaganem) et Plateau d'Ain Merane (Chlef).

Ces levés ont aboutis à l'identification au sein des successions géologiques classiques du passage mio-pliocène d'une sédimentation de plateformes carbonatées (lithothamniums, biodétritiques, récifal et stromatholithes) à affinités messiniennes.

Les assemblages de foraminifères planctoniques identifiés dans les deux secteurs sont composés par environ une cinquantaine d'espèces appartenant à 10 genres. Les analyses quantitatives, effectués sur les assemblages des dépôts préévaporitiques de la coupe de Kef El Biod, ont permis la détection d'une variabilité intra-spécifique très importante dans la plus part des genres. Egalement de nombreuses anomalies morphologiques ont été observées sur les tests de certaines formes avec des taux assez conséquents (10%). Ces phénomènes attestent de l'importance des changements paléoenvironnementaux et du stress qu'a subi la biodiversité avant la crise de salinité messinière.

Les bioévénements reconnus à de Djebel Diss indiquent un âge Tortonien inférieur à Piacenzien (10.55 à 3.35 Ma) avec une lacune du Tortonien supérieur et une bonne partie du Messinien. Ceux du Plateau d'Ain Merane indiquent dans leur majorité le Messinien. Les 12 premiers caractérisent le Tortonien supérieurs (8.56 M) et le Messinien inférieurs (6.82 à 6.08 Ma). Les 14 restants, identifiés pour la première fois, sont très similaires à ceux des terrains messiniens de la façade atlantique du Maroc.

**Mots clés :** Djebel Diss, Plateau d'Ain Merane, Dahra, carbonatés, foraminifères planctoniques, variabilité, anomalies morphologiques, bioévénements, Tortonien supérieur, Messinien, Zancléen, Piacenzien, façade atlantique.

« Sedimentation from the Upper Miocene to the Pliocene of the Dahra Mountains (examples of Djebel Diss and the Ain Merane Plateau): litho-stratigraphic and micropaleontological aspects. »

**Summary :**

A fairly large sedimentary series has been established in the southern border of the Dahra mountains from nine geological sections taken in the sectors of Djebel Diss (Mostaganem) and Plateau of Ain Merane (Chlef).

These surveys led to the identification within classic geological successions of the Mio-Pliocene passage of a sedimentation of carbonate platforms (lithothamniums, biodetritics, reefs and stromatholites) with Messinian affinities.

The planktonic foraminifera assemblages identified in the two sectors are composed of about fifty species belonging to 10 genera. The quantitative analyzes, carried out on the assemblages of the pre-evaporitic deposits of the Kef El Biod cut, allowed the detection of a very significant intra-specific variability in most of the genera. Also many morphological abnormalities were observed on the tests of certain forms with quite substantial rates (10%). These phenomena attest to the importance of palaeoenvironmental changes and the stress suffered by biodiversity before the Messina salinity crisis.

Bioevents recognized at Djebel Diss indicate a lower Tortonian age than Piacenzien (10.55 to 3.35 Ma) with a gap from the Upper Tortonian and a good part of the Messinian. Those of the Ain Merane Plateau mostly indicate the Messinian. The first 12 characterize the upper Tortonian (8.56 M) and the lower Messinian (6.82 to 6.08 Ma). The remaining 14, identified for the first time, are very similar to those of the Messinian lands on the Atlantic coast of Morocco.

**Key words:** Djebel Diss, Ain Merane Plateau, Dahra, carbonates, planktonic foraminifers, variability, morphological anomalies, bioevents, Upper Tortonian, Messinian, Zancléen, Piacenzien, Atlantic coast.

الترسيب من العصر الميوسيني الأعلى إلى البليوسين في جبال الظاهرة (أمثلة على جبل الديس وهضبة عين مران): الجوانب الصخرية والطبقات الأحيائية الدقيقة

**المخلص :**

مكنت المقاطع الجيولوجية المرفوعة في جبل الديس (مستغانم) وهضبة عين مران (الشلف) من التعرف على سلسلة رسوبية معتبرة. إلى جانب الطبقات الكلاسيكية لنهاية عصر الميوسين وبداية عصر البليوسين، ثم التعرف على طبقات كلسية ذات منشئ فتاتي، مرجاني و طحلي تنتمي إلى عصر الميسيني.

مجموعة المنخاريات العالقة الموجودة في القطاعين تحوي حوالي 50 نوعا ينتمون إلى 10 أجناس. سمحت التحليلات الكمية لهذه الكائنات، في طبقات قبل الملحية، من اكتشاف أصناف كثيرة من معظم الأنواع. كما تم اكتشاف تشوهات مورفولوجية بنسب معتبرة (10%) في بعض أنواع هذه العوالق. هذه الظواهر تدل على أهمية التغيرات البيئية والإجهاد الذي عانى منه التنوع قبل أزمة الملوحة للعصر الميسيني. يمتد عمر السلسلة الرسوبية لجبل الديس من عصر الترتوني الأدنى إلى عصر البليوسين الأوسط (10.55-3.35 م س) مع وجود فجوة كبيرة تشمل العصر الترتوني الأعلى ومعظم العصر الميسيني. أما هضبة عين مران فهي تنتمي في معظمها إلى العصر الميسيني. الأحداث البيولوجية 12 الأولى المستكشفة في الطبقات ما قبل الملحية تمتد من 6.85-6.08 م س. أما 14 المتبقية والمستكشفة لأول مرة في هذا العمل تضاهي تلك المعروفة في رسوبيات عصر الميسيني للواجهة الأطلسية للمغرب.

**الكلمات المفتاحية :**

جبل الديس- هضبة عين مران -الظهرة - كلسيات - منخاريات عالقة -التشوهات الخلقية -ترتوني - ميسيني - بليوسين- ساحل المحيط الأطلسي