



HAL
open science

Le passage Cénomannien - Turonien en Tunisie : Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires, chimiostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie séquentielle

Soua Mohamed

► **To cite this version:**

Soua Mohamed. Le passage Cénomannien - Turonien en Tunisie : Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires, chimiostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie séquentielle. Sciences de la Terre. Faculté des Sciences Mathématiques, Physiques et Naturelles de Tunis, 2011. Français. NNT: . tel-00626628

HAL Id: tel-00626628

<https://theses.hal.science/tel-00626628>

Submitted on 26 Sep 2011

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.

THÈSE DE DOCTORAT

Présentée pour l'obtention du titre de

DOCTEUR EN GÉOLOGIE

par

MOHAMED SOUA
Géologue d'exploration ETAP, MSc

**Le passage Cénomaniens – Turonien en Tunisie :
Biostratigraphie des foraminifères planctoniques et des radiolaires,
chimostratigraphie, cyclostratigraphie et stratigraphie séquentielle**

Soutenue publiquement le :

02 Mai 2011

Devant le Jury composé de :

Added AYED	Président	Professeur	FST
Dalila ZAGHBIB-TURKI	Directeur de Thèse	Professeur	FST
Mohamed Hédi NEGRA	Rapporteur	Professeur	FST
Saloua RAZGALLAH	Rapporteur	Professeur	FST
Mabrouk MONTACER	Examineur	Professeur	FSS
Héla BEN JEMIA	Invitée	Docteur Ingénieur	ETAP

Avant propos

Je voudrais saisir l'occasion de l'élaboration de cette Thèse pour exprimer ma profonde gratitude à tous ceux et celles qui, directement ou indirectement, m'ont encouragé à suivre et/ou facilité mon engagement dans la voie de la Micropaléontologie, la Chimiostratigraphie et la Cyclostratigraphie. Je m'adresse tout particulièrement à Madame Dalila Zaghbib-Turki, professeur à la Faculté des Sciences de Tunis et directeur de mes travaux de recherche depuis la Maîtrise ; elle a activement contribué à sa réalisation. Je lui suis reconnaissant de m'avoir donné l'opportunité de travailler sur ce sujet, un sujet qui demande plus d'exploration et de recherche. En outre, elle m'a facilité l'inscription en cotutelle avec l'Université de Lille1. Ses remarques, ses conseils, ses critiques constructives et ses idées pertinentes m'ont permis d'évoluer sur le plan de la rigueur et la précision scientifique. Qu'elle soit assurée de ma profonde gratitude.

Je remercie ensuite Nicolas Tribovillard, Professeur à l'Université de Lille1 pour avoir co-élaboré, financé et co-encadré, en partie, ce projet de recherche. Je lui suis infiniment reconnaissant pour sa disponibilité, pour son aide, pour les moments de discussion et pour ses conseils qui ont toujours été d'une grande pertinence. Je le remercie également pour m'avoir fait découvrir et impliquer à plusieurs reprises dans le monde des éléments majeurs et traces, et pour ses choix judicieux des éléments pour les éventuelles interprétations. C'est un grand regret de ne pas le voir membre du jury du à ses obligation durant cette période.

Au sein de l'Université de Lille, je remercie également Dr. Armelle Riboulleau pour les maintes discussions que nous avons eu. Je salue également la disponibilité de Mme Laurence Debeauvais, avec qui les discussions ont toujours été très enrichissantes et que toutes les analyses ont vu le jour.

J'exprime également ma profonde gratitude à Monsieur Ayed Added professeur à la Faculté des Sciences de Tunis pour avoir accepté de juger ce modeste travail. Sa vision d'interpréter les éléments traces serait d'une aide précieuse.

Monsieur Mabrouk Montacer, professeur à la Faculté des Sciences de Gabes a accepté de faire partie du jury, sa présence m'honore et me touche beaucoup. Sa grande rigueur scientifique et son esprit critique permettront d'améliorer de beaucoup la qualité de cette thèse.

Je remercie Monsieur Mohamed Hedi Negra et Madame Saloua Razgallah, professeurs à la Faculté des Sciences de Tunis, pour avoir accepté la lourde tâche de rapporteur. Je serais très sensible à leurs remarques et corrections.

Je suis reconnaissant aux personnels de l'Office National des Mines (ONM) et en particulier à Abdelbaki Mansouri, directeur général de l'ONM, pour ses chaleureux encouragements, sa disponibilité et son aide précieuse pour la confection des lames minces et à Abdelwaheb pour m'avoir accompagné sur le terrain durant toute les missions.

Je suis aussi reconnaissant aux personnels de la Compagnie de Phosphate Gafsa (CPG) et en particulier A. Chaouach directeur de la cartographie du sud et F. Slimane chef géologue pour leur aide pertinente sur le terrain à Gafsa.

Je suis reconnaissant à Mr. Bahri REZIG pour ‘avoir permis de faire des séances de M.E.B à l’ENIT (École Nationale des Ingénieurs de Tunis). De même je remercie Mlle Raoudha BRINI pour m’avoir donné de son temps pour mener à bien ces séances.

Je tiens à remercier mes collègues de laboratoire, Ramadan Benassi, Ezzdine Saidi et Amel Chakroun

Ma gratitude va de droit à toute ma famille : mes Parents, Mahmoud et Najet, dont l’apport moral et matériel n’ont d’égal que leur compréhension et leur gentillesse durant toute la période de réalisation de ce travail, mes deux frères Lassâad et Chokri pour m’avoir donné de leurs temps et m’avoir accompagné maintes fois sur le terrain et en me fournissant le soutien moral et l’encouragement nécessaire pour la finalisation de ce travail, et mes beaux-parents. Je leur dédie cette thèse.

Je ne saurais terminer ces remerciements sans une pensée affectueuse et pleine de reconnaissance pour ma petite famille et en particulier à ma femme, Amira et ma fille adorée Roua, pour la patience, le soutien et l’amour dont elles ont fait preuve durant ces dernières années, et sans qui je n’aurais pu parvenir à la rédaction de ce manuscrit. Toutes les deux ont su m’apporter un soutien moral sans limite qui m’a permis de tenir bon et d’arriver à ce stade ultime de mes études. Elles ont toujours eu confiance en moi et m’ont soutenue aux moments les plus difficiles, mille fois merci. Que toute ma famille, veuille bien me pardonner mon manque de disponibilité et mes sauts d’humeur, qu’ils soient fiers de moi.

Enfin, mes hommages vont aux nombreux chercheurs auteurs de publications et articles qui à travers la richesse et la qualité de leurs travaux j’ai tant appris. Je pense entre autres à Alfred Loeblich et Helen Tappan desquels je me suis inspiré maintes fois pour la compréhension des structures internes des Foraminifères planctoniques (du passage Cénomaniens – Turonien) et leurs biologies. Je pense aussi à Hans Brumsack, M. Hart, Mark Leckie, Michèle Caron, et bien d’autres.

SOMMAIRE

PARTIE I: INTRODUCTION GENERALE

Chapitre I – Contexte lithostratigraphique, biostratigraphique et chimiostratigraphique	1
1. Signature lithostratigraphique	3
2. Signatures paléontologique et chimiostratigraphique des niveaux riches en MO	5
2.1. Signature paléontologique de la limite Cénomanién /Turonien	5
2.1.1. Extinction à la limite Cénomanién/Turonien	5
2.1.2. Principaux marqueurs biostratigraphiques	8
2.2. Signature chimiostratigraphique.	12
2.2.1. Taux de carbone organique total (COT)	14
2.2.2. Isotopie du carbone ($\delta^{13}\text{C}$).	16
2.2.3. Isotope stable de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$).	20
2.2.4. Aperçu sur les éléments traces et majeurs dans les dépôts du passage C-T	22
2.3 L'importance des différentes signatures	23
Chapitre II. Contexte structural, géodynamique et paléogéographique	24
1. Relation entre accumulation de la matière organique et structuration tectonique de la Tunisie	24
2. Extension géographique et stratigraphique des couches riches en MO de la Formation Bahloul en Tunisie	28
3. Caractéristiques biostratigraphiques et stratigraphie séquentielle de la Formation Bahloul	34
4. Caractéristiques chimiostratigraphiques et analyse isotopique de la Formation Bahloul	36
5. Caractéristiques paléoécologiques	37
6. Caractéristiques géochimiques de la Formation Bahloul	40

7. Caractérisation du kérogène de la Formation Bahloul _____	40
8. Relation entre paléogéographie et expansion d'une ZOM _____	41
9. Objectifs _____	43
10. Matériel et méthode _____	44
Echantillonnage _____	44
Micropaléontologie _____	45
1-Foraminifères planctoniques _____	45
2-Radiolaires _____	46
3-Systématique _____	46
Microscope électronique à balayage _____	47
Carbone Organique Total _____	47
Calcimétrie _____	47
Lames minces _____	48
Éléments traces et majeurs _____	48
1-Éléments majeurs _____	48
2-Éléments traces _____	48

PARTIE II:DESCRIPTION LITHOBIOSTRATIGRAPHIQUE

DES COUPES ET DONNEES GEOCHIMIQUES

Chapitre I Historique des travaux antérieurs _____	52
Chapitre II. Description des coupes _____	57
1. Coupe de Hammème Mellègue (HM) _____	58
1.1. Localisation géographique _____	58
1.2. Description lithobiostratigraphique _____	61

1.3. Attribution chrono-biostratigraphique _____	61
1.4. Chimiostratigraphie _____	64
2. Coupe de Guern Halfaya (GH) _____	65
2.1. Localisation géographique _____	65
2.1. Description lithostratigraphique _____	66
2.2 Attribution chronobiostratigraphique _____	70
2.3 Chimiostratigraphie _____	70
3. Coupe de Mahjouba (KS) _____	72
3.2. Description lithobiostratigraphique _____	74
3.3. Attribution chronobiostratigraphique _____	74
3.4. Chimiostratigraphie _____	77
4. Coupe de Jerissa _____	78
4.1. Localisation géographique _____	78
4.2. Description lithostratigraphique _____	78
4.3. Attribution chrono-biostratigraphique _____	83
4.4. Chimiostratigraphie _____	84
5. Coupe de Jebel Kherij (KJ) _____	88
5.1. Description lithostratigraphique _____	88
5.2. Attribution chrono-biostratigraphique _____	89
5.3 Chimiostratigraphie _____	93
6. Coupe de Dyr Ouled Yahia (COK) _____	93
6.1. Localisation géographique _____	93
6.2. Description lithostratigraphique _____	96
6.3. Attribution chronobiostratigraphique _____	96
6.4. Chimiostratigraphie _____	100

7. Coupe d'Ain Zakkar (AZ)	103
7.1. Localisation géographique	103
7.2. Description lithostratigraphique	105
7.3. Attribution chrono-biostratigraphique	105
7.4. Géochimie	107
8. Coupe du Jebel Chemsî	108
8.1. Cadre géologique	108
8.2. Description lithostratigraphique	111
8.3. Attribution chrono-biostratigraphique	113
8.4. Chimiostратigraphie	116

PARTIE III : BIOSTRATIGRAPHIE ET PALEOECOLOGIE

Chapitre I Biozonation des foraminifères planctoniques du passage Cénomane – Turonien.	117
1. Historique des travaux antérieurs	117
2. Biozonation des Foraminifères planctoniques	123
2.1 Zone à <i>Rotalipora cushmani</i>	123
2.1.1 sous-zone à <i>Rotalipora montsalvensis</i>	125
2.1.2 sous-zone à <i>Dicarinella algeriana</i>	125
2.2 Zone à <i>Whiteinella archaeocretacea</i>	126
2.2.1 La sous-zone à <i>Globigerinelloides bentonensis</i>	127
2.2.2 Sous-zone à <i>Dicarinella hagni</i>	127
2.2.3 La sous-zone à <i>Heterohelix</i> spp	128
2.3 Zone à <i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>	130

Chapitre II Biozonation des radiolaires du passage C-T	131
--	-----

Zone à <i>Guttacupsa biacuta</i>	135
----------------------------------	-----

Zone à <i>Alvium superbum</i>	135
-------------------------------	-----

Chapitre III Paléoécologie des foraminifères planctoniques du passage Cénomanien – Turonien	137
---	-----

1. Introduction	137
-----------------	-----

2. Indicateurs paléoécologiques des foraminifères planctoniques du passage C-T.	142
---	-----

2.1 Faunes de surface	142
-----------------------	-----

2.2 Faunes de subsurface	142
--------------------------	-----

2.3 Faune de microhabitat le plus profonde de la zone photique	143
--	-----

3. Comportement paléoécologique du passage C-T en Tunisie	145
---	-----

3.1 Assemblage de foraminifères planctoniques diversifiés	147
---	-----

3.2 Prolifération des <i>Heterohelicacea</i>	147
--	-----

3.3 Prolifération des <i>Guembelitra</i>	148
--	-----

3.4 Renouveau faunique	149
------------------------	-----

3.5 Autres comportements des foraminifères planctoniques	150
--	-----

Chapitre IV Paléoécologie des radiolaires	155
---	-----

1. Renouveau des associations des radiolaires	157
---	-----

2. Bioévénements enregistrés dans la région de Bargou	158
---	-----

3. Effets de la dissolution et de la diagenèse	158
--	-----

4. Coïncidence des événements	159
-------------------------------	-----

PARTIE VI CHIMIOSTRATIGRAPHIE, CYCLOSTRATIGRAPHIE ET ANALYSE SEQUENTIELLE

Chapitre I Chimiostratigraphie	176
1. Indicateurs des variations du flux détritique.	160
2. Indicateurs des conditions d'oxydo-réduction du fond	162
3. Indicateurs de la productivité primaire	168
4. Discussion	174
Chapitre II Cyclostratigraphie et analyse de séries temporelles	176
1. Introduction	176
2. Analyse des séries temporelles de la Formation Bahloul	177
2.1. Hammem Mellègue (HM)	179
2.2. Dir Ouled Yahia (coupe COK) et Guern Halfaya (GH)	181
2.3. Jerissa (CES section)	182
3. Influence du forçage orbital durant le dépôt de la Formation Bahloul	182
4. Discussion	185
Chapitre II Stratigraphie séquentielle	189
1 Typologie des faciès des dépôts riches en MO du passage C-T en Tunisie	189
1.1 Formation Bahloul typique	189
1.1.1 Facies A: calcaire massif riche en Calcispheres	190
1.1.2 Facies B: calcaire se débitant en plaquettes	191
1.1.3 Facies C: Black shales laminés	193
1.1.4 Facies D: Calcaire en plaquettes riche en Filament	195

1.1.5 Facies F: des marnes/calcaires noires à foraminifères planctoniques à loges globuleuses et à ammonites _____	195
1.1.6 Facies G: marnes calcaires claires _____	196
1.2 Formation Bahloul atypique _____	196
1.2.1 Facies E: black shales laminés riche en radiolaires _____	196
2. Organisation séquentielle et cortèges sédimentaires _____	197
2.1 Notion de séquence _____	197
2.2 Cortèges de dépôts _____	197
3. Relation entre Sr/Ca et le changement du niveau marin _____	201
4. Relation entre manganèse et changement du niveau marin _____	202
1. Enregistrement de l'événement anoxique du passage C-T _____	204
2. Causes possibles de l'événement anoxique du passage C-T _____	205
3. Influence de la productivité primaire _____	207
4. Appauvrissement en Oxygène _____	211
5. Variation de la concentration des indicateurs du flux détritique _____	211
6. Comportement des foraminifères planctoniques et des radiolaires _____	213

[PARTIE V : SYSTEMATIQUE DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES ET DES
RADIOLAIRES DU PASSAGE C-T](#)

Chapitre I Systématique des foraminifères _____	217
GENRE : <i>Heterohelix</i> EHRENBERG, 1843 _____	217

Espèce : <i>Heterohelix moremani</i> (CUSHMAN, 1938) _____	218
Espèce : <i>Heterohelix navarroensis</i> LOEBLICH, 1951 _____	219
Espèce : <i>Heterohelix pulchra</i> (BROTZEN, 1936) _____	220
Espèce : <i>Heterohelix reussi</i> (CUHMAN, 1938) _____	221
GENRE : <i>Guembelitria</i> CUSHMAN, 1933 _____	222
Espèce : <i>Guembelitria cenomana</i> (KELLER, 1935) _____	223
GENRE : <i>Globigerinelloides</i> CUSHMAN & TEN DAM, 1948 _____	226
Espèce : <i>Globigerinelloides bentonensis</i> (MORROW, 1934) _____	227
Espèce : <i>Globigerinelloides ultramicra</i> (SUBBOTINA, 1949) _____	228
GENRE: <i>Clavihedbergella</i> BANNER & BLOW, 1959 _____	230
Espèce: <i>Clavihedbergella simplex</i> (MORROW, 1934) _____	230
GENRE: <i>Hedbergella</i> BRÖNNIMANN & BROWN, 1958 _____	232
Espèce : <i>Hedbergella delrioensis</i> (CARSEY, 1926) _____	232
Espèce : <i>Hedbergella planispira</i> (TAPPAN, 1940) _____	233
GENRE : <i>Whiteinella</i> PESSAGNO, 1967 _____	235
Espèce: <i>Whiteinella aprica</i> (LOEBLICH & TAPPAN, 1961) _____	235
Espèce : <i>Whiteinella archaeocretacea</i> PESSAGNO, 1967 _____	236
Espèce : <i>Whiteinella baltica</i> DOUGLAS & RANKIN, 1969 _____	237
Espèce: <i>Whiteinella brittonensis</i> (LOEBLICH & TAPPAN, 1961) _____	238
Espèce: <i>Whiteinella paradubia</i> (SIGAL, 1952) _____	239
Espèce: <i>Whiteinella praehelvetica</i> (TRUJILLO, 1960) _____	240
GENRE : <i>Praeglobotruncana</i> BERMUDEZ, 1952 _____	241
Espèce : <i>Praeglobotruncana delrioensis</i> (PLUMMER, 1931) _____	242
Espèce : <i>Praeglobotruncana gibba</i> KLAUS, 1960 _____	243
Espèce : <i>Praeglobotruncana stephani</i> (GANDOLFI, 1942) _____	245

GENRE : <i>Dicarinella</i> PORTHAULT, 1970 _____	246
Espèce : <i>Dicarinella algeriana</i> (CARON, 1966) _____	247
Espèce : <i>Dicarinella hagni</i> (SCHEIBNEROVA, 1962) _____	248
Espèce : <i>Dicarinella imbricata</i> (MORNOD, 1949) _____	249
GENRE: <i>Helvetoglobotruncana</i> REISS, 1957 _____	250
Espèce : <i>Helvetoglobotruncana helvetica</i> (BOLLI, 1945) _____	251
GENRE: <i>Anaticinella</i> EICHER, 1972 _____	256
Espèce : <i>Anaticinella multiloculata</i> (Morrow, 1934) _____	257
GENRE: <i>Rotalipora</i> BROTZEN, 1942 _____	258
Espèce : <i>Rotalipora greenhornensis</i> (MORROW, 1934) _____	259
Espèce : <i>Rotalipora montsalvensis</i> (MORNOD, 1949) _____	260
GENRE : <i>Marginotruncana</i> HOFKER, 1956 _____	264
Espèce – Type : <i>Marginotruncana renzi</i> (GANDOLFI, 1942) _____	265
Chapitre II Systématique des radiolaires _____	267
Genre: <i>Stichomitra</i> Cayeux 1897 _____	267
Espèce : <i>Stichomitra communis</i> Squinabol, 1903 _____	267
Espèce: <i>Stichomitra stocki</i> (Campbell & Clark, 1944) _____	267
Genre: <i>Dictyomitra</i> Zittel, 1876 _____	268
Espèce : <i>Dictyomitra montisserei</i> (Squinabol, 1903) _____	268
Genre: <i>Pseudodictyomitra</i> Pessagno, 1977 _____	269
Espèce : <i>Pseudodictyomitra pseudomacrocephala</i> (Squinabol, 1903) _____	270
Genre: <i>Pseudoeucyrtis</i> Pessagno, 1977 _____	271
Espèce: <i>Pseudoeucyrtis spinosa</i> (Squinabol, 1903) _____	272
Genre: <i>Rhopalosyringium</i> Campbell and Clark, 1944 _____	273
Espèce: <i>Rhopalosyringium hispidum</i> O'Dogherty, 1994 _____	273

Genre: <i>Squinabollum</i> Dumetrica, 1970	273
Espèce: <i>Squinabollum fossile</i> (Squinabol, 1903)	273
Genre: <i>Acaeniotyle</i> Foreman, 1973	274
Espèce: <i>Acaeniotyle</i> aff. <i>vitalis</i> O'Dogherty, 1994	274
Genre: <i>Cavaspongia</i> Pessagno, 1973	275
Espèce: <i>Cavaspongia californiensis</i> Pessagno, 1973	275
Species: <i>Cavaspongia euganea</i> (Squinabol, 1904)	276
Genre: <i>Crucella</i> Pessagno, 1971	277
Espèce: <i>Crucella messinae</i> Pessagno, 1971	277
Genre: <i>Praeconocaryomma</i> Pessagno, 1976	278
Espèce: <i>Praeconocaryomma lipmanae</i> Pessagno, 1976	278
Genre: <i>Pyramispongia</i> Pessagno 1973	278
Espèce: <i>Pyramispongia glascockensis</i> Pessagno, 1973	278

SYNTHÈSE

Synthèse générale	281
-------------------	-----

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale	290
---------------------	-----

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Références bibliographiques	296
-----------------------------	-----

LISTE DES FIGURES

Figure 1 – Les six principaux événements anoxiques qui seraient produits durant le phanérozoïque (modifiée de Berner, 1991) ; _____

Figure 2 – Carte paléogéographique de la partie moyenne du Crétacé (-93,5 Ma) montrant la position de l’Afrique et de la Tunisie à cette période (modifiée de Wignall, 1994).

Figure 3 Cadre paléogéographique et variation des valeurs de VOT et ^{13}C dans les diverses coupes levées en domaine téthysien et atlantique _____ 9

Figure 4– Les différents modèles de milieux aquatiques favorables à la conservation de la matière organique. Facteurs et processus contrôlant l’accumulation de la MO dans les environnements pélagiques. (d’après Cojan et Renard, 1997, Brumsack, 2006) _____ 13

Figure 5– Figure synthétique illustrant les variations des différents paramètres classiquement utilisés par le découpage biostratigraphique, séquentielle et chimiostratigraphique de la transition Cénomanién-Turonien.

Figure 6– Carte structurale du domaine maghrébin oriental, âge et nature des principaux éléments à travers l’Afrique du Nord. L’esquisse des principaux bassins mésozoïques est très connue en subsurface, modifiée de Perthuisot (1978) ; Bishop (1988) ; Bechtel et al., (1998) ; Grasso et al., (1999), Soua et al. (2009). _____ 25

Figure 7– Identification de la Formation Bahloul, principales caractéristiques et lithologie superposées à la courbe eustatique globale de Haq et al. (1987) et Hardenbol et al. (1998), lithologie crétacée selon Burrollet (1956). Les photos a–d sont prises dans la région d’El Kef, les photos e et f sont prises dans la région de Gafsa. _____ 27

Figure 8– Faciès et épaisseur des sédiments riches en matière organique du Cénomanién-Turonien et leurs équivalents latéraux en Tunisie et en Algérie orientale,

Figure 9 – Essai de corrélation entre les différents domaines à partir des profils isotopiques de C^{13} et des profils de COT. Noter le changement dans le faciès des sédiments d’âge cénomanién-turonien avec une variation de l’aspect

Figure 10- Évolution de la sédimentation du Cénomaniens-Turonien amplifiée par le diapirisme triasique créant des rime-synclines subsidents permettant la stratification de la colonne d'eau et la préservation de sédiments riches en MO qui seront déposés ultérieurement au cours du Crétacé supérieur.

Figure 11- représentation graphique des valeurs moyennes et maximales de COT de quelques localités. (a) et (b) sont représentées selon un transect N-S ; VM : valeurs maximales enregistrées de COT et Vm : valeurs moyennes de COT.

Figure 12 Les processus géochimiques et hydrologiques responsables à la genèse des minerais de Pb/Zn dans la Formation Bahloul notamment dans la zone des Dômes, adapté de Rouvier (1977) ; Bechtel et al., (1998, 1999). _ 42

Figure 13- modèle de dépôt proposé pour les sédiments riches en MO de la Formation Bahloul. Ces faciès sont impliqués dans une ZOM qui contrôle la distribution des couches riches en MO. En se basant partiellement sur le modèle proposé par Bishop (1988) pour le domaine oriental ; _____ 42

Figure 14- Différentes esquisses paléogéographiques pour le passage C/T, déterminées par les différents auteurs depuis le début du 20^{ème} siècle _____ 53

Figure 15 Cadre géologique de la coupe de Hammem Mellegue, extrait de la Carte de Touiref N° 1/50.000 _____ 58

Figure 16- Localisation géographique, description lithologique et domaine paléogéographique de la coupe de Hammem Mellègue _____ 59

Figure 17 - Répartition des allochèmes et évolution texturale dans la série du passage C-T de la coupe HM _____ 60

Figure 18 - Répartition des profils de Carbone organique total (COT%), de d13C et de carbonate de calcium dans la coupe de Hammem Mallègue (les données géochimiques sont d'après Nederbraght et Fiorentino, 1999) _____ 62

Figure 19- Extrait de la carte 1/50.000 de Tejerouine _____ 63

Figure 20– Localisation géographique, description lithologique et domaine paléogéographique de la coupe Guern Halfaya _____	70
Figure 21 - répartition des foraminifères planctoniques au sein de la coupe de Guern Halfaya _____	71
Figure 22 - Répartition des profils de Carbone organique total (COT%) et de carbonate de calcium dans la coupe de Guern Halfaya _____	72
Figure 23– Répartition des différents éléments chimiques (Si, Ti, K, V, U, Ba, Cu, Ni) normalisés par rapport à Al _____	74
Figure 24– Localisation et cadre géologique de la coupe KS sur un extrait de la carte géologique 1/50.000 de Kalaat Senan, N°51 (éditit. ONM, 19...) _____	75
Figure 25 - Localisation et description lithologique de la coupe de Mahjouba (KS) _____	76
Figure 26 – répartition des foraminifères dans la coupe KS _____	78
Figure 27 Localisation et description lithologique de la coupe de Jerissa (CES) _____	82
Figure 28 Extrait de la carte 1/50.000 de Tejerouine _____	83
Figure 29 – répartition des foraminifères au sein de la coupe CES _____	84
Figure 30 - Répartition des différents éléments sédimentaires _____	85
Figure 31 – Répartition des différents marqueurs chimiques dans la coupe de Jerissa _____	88
Figure 32- Tmax vs. HI dans la coupe CES _____	90
Figure 33 - Extrait de la carte 1/50.000 de Grombalia _____	92
Figure 34 - Localisation et description lithologique de la coupe de J. Kherij _____	93
Figure 35 – répartition des foraminifères dans la coupe KJ _____	94
Figure 36 - les différents marqueurs chimiques dans la coupe de J. Kherij _____	95
Figure 37 - Extrait de la carte 1/50.000 de Bargou _____	97
Figure 38 - Localisation géographique et description lithologique de la coupe d'Oued El Kharroub (COK) _____	98
Figure 39 – distribution des foraminifères dans la coupe COK _____	100
Figure 40 – distribution des radiolaires dans la coupe COK _____	101
Figure 41 - variation des courbes des éléments traces et majeurs dans la coupe COK _____	104
Figure 42 - variation des courbes de TOC, CaCO ₃ , ¹³ C dans la coupe COK. Les cercles en blanc du COT et la courbe de ¹³ C sont d'après Barrett (1998) _____	105
Figure 43 Répartition des éléments sédimentaires _____	106
Figure 44 Distribution des foraminifères planctonique dans la coupe AZ _____	107
Figure 45 Localisation et cadre géologique de la région de Gafsa (compilation de plusieurs cartes) _____	111

Figure 46 Localisation et description lithologique de la coupe de Chemsî _____	113
Figure 47 Distribution des foraminifères planctoniques identifiés dans la coupe OH région de gafsa _____	115
Figure 48 Distribution des ammonites dans la coupe OH région de gafsa (d'après Meister et Abdallah, 2005) ____	117
Figure 49 les différents marqueurs chimiques dans la coupe de gafsa _____	118
Figure 50 Répartition des différents genres au cours du Cénomanién - Turonien _____	121
Figure 51 Subdivision des Zones partie supérieure de R. cushmani et de W. archaeocretacea en sous-zones, répartitions des fossiles index durant cet intervalle et comportement des Heterohelix _____	127
Figure 52 Corrélation biostratigraphique des différentes coupes levées dans ce travail et signification des variations latérales de faciès et d'épaisseur de la Formation Bahloul _____	132
Figure 53 Fréquences des nassellaire (%) et des spumullaires (%) et variation du rapport S/N, de l'indice de préservation et de la diversité spécifique _____	136
Figure 54 Répartition géographique des dépôts de l'intervalle du passage C-T riches en radiolaires en Tunisie et dans le monde _____	137
Figure 55 répartition des différents morphotypes et morphogroupes dans les différents microhabitats de la zone photique (d'après Hart, 1999 ; légèrement modifié) _____	141
Figure 56 Abondance relative des foraminifères planctonique . noter que les assemblages sont dominés par les espèces appartenant aux genres Heterohelix, à test bisérié et les Guembelitra, à test trisérié. Elles sont réputées de pouvoir avoir de larges tolérances trophiques. Ces morphotypes du Crétacé seraient capables de vivre dans les milieux à condition écologiques très variables. _____	142
Figure 57 Abondance relative des foraminifères planctonique dans la coupe de Jerissa (CES). Noter aussi que les assemblages dans cette coupe sont dominés aussi par les espèces appartenant aux genres Heterohelix, à test bisérié et les Guembelitra, à test trisérié. _____	144
Figure 58 Abondance relative des foraminifères planctonique dans la coupe de Guern Halfaya (GH). Noter aussi que les assemblages dans cette coupe sont dominés aussi par les espèces appartenant aux genres Heterohelix, à test bisérié et les Guembelitra, à test trisérié comme dans les deux autres coupes (COK et CES). _____	147
Figure 59 Abondance relative des foraminifères planctonique dans la coupe de Hammem Mellègue (HM). Noter aussi que les assemblages dans cette coupe sont dominés aussi par les espèces appartenant aux genres Heterohelix, à test bisérié et les Guembelitra, à test trisérié comme dans les trois autres coupes (COK, CES et GH). _____	149
Figure 60 Renouvellement faunique au sein des foraminifères planctonique durant le passage Cénomanién Turonien _____	153
Figure 61 Corrélation chiostratigraphique entre les différentes coupes étudiées et les « Packages » générés dans cette étude pour la Formation Bahloul. Noter que ladite formation montre généralement trois unités, sauf dans la région de Bargou, l'unité basale est différente _____	164
Figure 62 Comportement des marqueurs de productivité (V/(V=Ni) ; Ba ; Cr et dans une moindre mesure Si/Al dans la région de Bargou) et les marqueurs de flux détritique (Ti/Al ; D*) _____	167
Figure 63 A. enrichissement des éléments traces dans cinq coupes de la Tunisie (CES, GH, KJ, COK et OH) ; B. règne de quelques épisode de déficit en O ₂ , détectée à partir du comportement du Mo _____	169

Figure 64 Productivité primaire (dans trois coupes : CES, COK et GH) détectée à partir du comportement du Ba_{xs} , U_{auth} et du rapport $V/(V+Ni)$; superposé aux courbes d'abondance relative de <i>Heterohelix</i> et <i>Guembelitra</i> _____	170
Figure 65 présence de cristaux (de couleur blanchâtre) de barytine de très petite taille (échelle 100 μm), sous le MEB _____	173
Figure 66 mises en évidence de parties anoxiques dans la formation Bahloul dans quatre coupes _____	173
Figure 67 photos de lame-minces sous le microscope montrant des tests de radiolaires plus ou moins préservées sphériques à elliptiques remplacés ou remplis par de quartz calcédonieux (les cadres de 1,2,4,5) de couleur noirâtre _____	174
Figure 68 variation de K, U et Th dans les différentes coupes étudiées et comparaison avec le moyen-orient et le Tibet (Figure 69) _____	177
Figure 69 comparaison des variation de K,U et Th entre le Tibet (Wan et al., 2003), la Jordanie (Luning et al., 2002) et la Tunisie (ce travail). _____	177
Figure 70 montrant l'emplacement des coupes choisies pour l'analyse des séries de temps (CES, GH, HM et COK) _____	181
Figure 71 les series de temps effectués sur les quatre coupes étudiées en utilisant les deux foraminifères planctoniques opportunistes (<i>Heterohelix</i> et <i>Guembelitra</i>) _____	183
Figure 72 Comparaison entre les signaux filtrés (Excentricité et Précession) des <i>Heterohelix</i> dans les quatre coupes étudiées _____	186
Figure 73 Corrélation séquentielle entre la Tunisie et l'Algérie (le bassin de Morsott, voir Figure pour la localisation) _____	193
Figure 74 lithologie, paraséquence, facies, chimostratigraphie (Mn, Sr/Ca) cyclostratigraphie, niveau marin déterminé dans cette étude de la Formation Bahloul, dans la coupe Ain Zakkar (région de Bargou) _____	195
Figure 75 coïncidence des marqueurs chimiques (productivité) avec les marqueurs biotiques (notamment les habitants de surface, <i>Guembelitra</i> et <i>Heterohelix</i>) superposés avec la courbe de richesse spécifique des foraminifères planctoniques dans la coupe CES _____	209
Figure 76 coïncidence des marqueurs chimiques (productivité) avec les marqueurs biotiques (notamment les habitants de surface, <i>Guembelitra</i> et <i>Heterohelix</i>) superposés avec les courbes de richesse spécifique des foraminifères planctoniques et des radiolaires dans la coupe COK _____	211
Figure 77 coïncidence des marqueurs chimiques (productivité) avec les marqueurs biotiques (notamment les habitants de surface, <i>Guembelitra</i> et <i>Heterohelix</i>) superposés avec la courbe de richesse spécifique des foraminifères planctoniques dans la coupe GH _____	213

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1 Différentes biozonations proposées par les différents auteurs et spécialistes des radiolaires durant le Cénomanién- Turonien _____	132
Tableau 2 les données géochimiques des éléments traces étudiés, comparaison avec l'Average shale _____	163
Tableau 3 Classification des environnements des dépôts (Oxique, suboxique, anoxique et euxinique) d'après Tyson et Pearson (1991) _____	163
Tableau 4. Durée des cycles orbitaux de Milankovitch, normalisés à aux périodicités les plus courtes des perturbations orbitales (cycle de précession) _____	186
Tableau 5 les longueurs d'ondes évaluées à partir des spectres (Figure) _____	186
Tableau 6 taux de sédimentation (cm/ka) et la durée de l'EAO-2 estimée dans chaque coupe. On note que la Fm Bahloul s'est déposée durant une période d'intervalle entre 350 et 410 ka avec un rythme de sédimentation entre 12 et 20 cm/ka _____	188
Tableau 7 Valeurs moyennes (Moy) et maximales (Max) des éléments majeurs (sous forme d'oxydes) ; des éléments traces et du carbone organique total dans les cinq coupes étudiées (COK, GH, OH, CES et KJ) _____	212
Tableau 8 Valeurs moyennes (Moy) et maximales (Max) des éléments majeurs ; éléments traces normalisés à l'Aluminium (Al) et du carbone organique total dans les cinq coupes étudiées (COK, GH, OH, CES et KJ) _____	214
Tableau 9 Valeurs moyennes (Moy) et maximales (Max) des rapports U/Th, V/(V+Ni) ; V/Cr ; Ni/Co ; et des marqueurs Ba _{xs} ; U _{auth} et D* dans les cinq coupes étudiées (COK, GH, OH, CES et KJ) _____	215

Résumé

Les dépôts Cénomaniens - Turoniens riches en MO, représentés essentiellement par la Formation Bahloul ont été abordés sur plusieurs plans en appliquant la méthodologie de haute résolution : biostratigraphie et paléocéologie (foraminifères planctoniques et radiolaires), chemostratigraphie (éléments traces et majeurs), cyclostratigraphie (analyse de séries temporelles) et stratigraphie séquentielle (impliquant les éléments traces, Mn et Sr/Ca, pour détecter les surfaces temps), isotopie du carbone et l'aspect structural. Pour cette étude, nous avons levé huit coupes et nous avons récolté 430 échantillons. En outre, une corrélation des données isotopiques du carbone, complétée par d'autres résultats géochimiques et par des données biostratigraphiques, a permis une subdivision fournissant un outil de corrélation à l'échelle régionale, compatible avec ce qui est observé à l'échelle globale. La distribution de la MO suit la paléogéographie figurant à l'intervalle du passage C-T, avec des blocs plus ou moins soulevés baignés par une zone à minimum d'oxygène (ZMO), où la circulation réduite a peut-être fait augmenter le déficit en oxygène. Cette structuration est également amplifiée par l'halocinèse du Trias créant des rim-synclines subsidents, où les faciès riches en matière organique ont prévalu. Sur le plan biostratigraphique, nous avons reconnu les 3 Zones standards de foraminifères planctoniques: (1) Zone à *Rotalipora cushmani*, (2) Zone à *Whiteinella archaeocretacea* et (3) Zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* que nous avons subdivisées en sous-zones. Particulièrement dans la coupe COK (région de Bargou) riche en silice, nous avons précisé les deux zones de radiolaires : à *Biacuta* et à *Superbum*.

Dans les dépôts, nous avons reconnu 33 espèces de foraminifères planctoniques dont quatre sont signalées pour la première fois en Tunisie, et 25 espèces de radiolaires se répartissant en 18 nassellaires et 7 spumullaires et en 20 genres et 11 familles. Toutes ces espèces sont signalées pour la première fois en Tunisie.

Par l'étude paléocéologique que nous avons accomplie, qui consiste en l'analyse des différentes espèces des morphotypes et des morphogroupes de foraminifères planctoniques, et de leur abondance relative, nous avons conduit de mettre en évidence quatre phases successives dans le comportement des Foraminifères planctoniques en relation avec le développement de l'événement anoxique du passage Cénomaniens Turoniens « EAO-2 ».

De l'étude des éléments traces et majeurs, nous avons mis en évidence des anomalies des indicateurs géochimiques en termes de changement en liaison avec le flux détritique (Si/Al ; Ti/Al ; K/Al) au cours de la sédimentation de la Fm Bahloul, la productivité primaire (Ba/Al ; Cu/Al ; Ni/Al) et les conditions d'oxydo-réduction (V/Al ; U/Al) au cours du passage C-T. Plusieurs pics d'abondance relative, corrélables avec les traceurs chimiques et fauniques particulièrement d'*Heterohelix* spp et de *Guembelitra* habitants de surface dysoxique à eutrophique parmi les foraminifères et des spumullaires parmi les radiolaires ont été mis en évidence.

Les résultats de l'analyse des séries temporelles (cyclostratigraphie), déduits de l'abondance relative des représentants des *Heterohelix* spp. et *Guembelitra* spp., nous ont permis de préciser le taux de sédimentation de la Fm. Bahloul et la durée de l'EAO-2 dans les différentes coupes. Nous concluons que la fluctuation des abondances relatives de ces deux espèces sont liées principalement aux cycles de Précession et d'Excentricité, suggérant que les changements dans la fertilité des eaux de surface sont liés aux cycles de Milankovitch.

Ainsi la Formation Bahloul montre une durée comprise entre 350 et 400 ka et un taux de sédimentation compris entre 12 et 20 cm/ka.

Abstract

High-resolution foraminiferal biostratigraphic, chemostratigraphic and cyclostratigraphic (using time-series) analyses were undertaken on the Bahloul Formation, in eight spaced sections Bargou (COK and AZ), Jerisa (CES), Guern Halfaya (GH), Hammem Mellegue (HM), Kherij (KJ); Mahjouba (KS) and Oued Hissi (OH) which preserve the worldwide expression of the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event (OAE-2). We have collected 430 samples from the eight studied sections. This study on the Bahloul black shales reveals that the OAE-2 was not a sudden event, but rather a long-term global one. In all the studied sections, the high resolution biostratigraphical analysis allows identifying five subzones of the standard biostratigraphic scheme. (1) *Rotalipora cushmani* zone, (2) *Whiteinella archaeocretacea* zone, (3) *Helvetoglobotruncana Helvetica* zone. The ability to apply same subzones in both Tethyan and transitional/Boreal provinces during the C-T boundary has important palaeobiogeographic and palaeoecologic implications. The palaeoecological framework shows that OAE-2 development is composed of four successive phases. In addition, a faunal turnover during the *W. archaeocretacea* zone interval is recorded. However, this does not result in an obvious loss in diversity that can be related to a major sea level rise.

The high-resolution chemostratigraphic analyses for the Late Cenomanian–Early Turonian Bahloul Formation provide new insight on the palaeoceanographic evolution of the southern Tethyan margin. Relative low abundance of related terrigenous Ti/Al and K/Al ratios and enrichment of some productivity proxies such as Ba, Cu, and Ni (organic matter related trace elements) suggests that the Bahloul, deposited during a relative short period (0.5 Ma), was of relatively elevated primary productivity and minimal detrital input. While higher D^* values concurrent with lower Ti/Al ratios are interpreted as caused by enhanced fluvial material contribution, due to more humid climate during the OAE-2. Enhanced humidity triggered probably fluvial influxes, resulted in a sluggish water circulation and consequent anoxic/euxinic conditions favouring the preservation of organic matter at the bottom. Enrichments in redox-sensitive trace metals U, V, and Mo in the Bahloul Formation deposits and redox indices, such as $V/(V+Ni)$, U/Th , V/Cr , and Ni/Co , indicate that oxygen-restricted conditions prevailed during the Late Cenomanian – earliest Turonian times and correlate well with relative abundances of some foraminiferal and radiolarian paleo-environmental relevant indicators. High Ba_{xs} values and U_{auth} may indicate anoxic conditions at least at the water–sediment interface during the Bahloul Formation deposition and provide information about low to moderate sulphate-reduction reactions.

Time series analysis has been performed to shed light on its Milankovitch-like cyclicity. This analysis was tested and applied on two foraminiferal species: the biserial *Heterohelix*, an oxygen minimum zone (OMZ) dweller, and the triserial *Guembelitra*, a eutrophic surface dweller. Average sedimentary rates and the duration of the OAE2 in each studied section were estimated. Alternatively, the fluctuations of these two opportunistic species can be related mainly to both precessional (23-19 kyr) and eccentricity (414-106 kyr) cyclicity suggesting that changes in surface water fertility were linked to the Milankovitch parameters.

PARTIE I

INTRODUCTION GENERALE

Chapitre I – Contexte lithostratigraphique, biostratigraphique et chemostratigraphique

De par leur couleur sombre, les contrastant de celle des dépôts sous et sus-jacents, leur nature lithologique et la cyclicité des éléments qui les composent, leur richesse en matière organique (MO) et leur caractéristique paléontologique, similaires dans de nombreuses localités du monde, les dépôts du passage Cénomaniens-Turonien (C-T) ont depuis très longtemps attiré l'attention de nombreux géologues et pétroliers de différentes spécialités (e.g Berth, 1949 ; Buroillet et al., 1952 ; Salaj, 1978 ; Schlanger et Jenkyns, 1976 ; Arthur et Premoli Silva, 1982 ; De Gracianski et al., 1986 ; Herbin et al., 1986 ; Montacer et al., 1986 ; Schlanger et al., 1987 ; Arthur et al., 1987 ; Thurrow, 1988 ; Thurrow et al., 1988 ; Jarvis et al., 1988 ; Bralower, 1988 ; Farrimond et al., 1990 ; Kuhnt et al., 1990 ; Robaszynski et al., 1990 ; Layeb, 1990 ; Arthur et al., 1990 ; Thurrow et al., 1992 ; Gale et al., 1993 ; Maamouri et al., 1994 ; Naili et al., 1995 ; Montacer, 1995 ; Accarie et al., 1996 ; Kuhnt et al., 1997 ; Saidi et al., 1997 ; Sageman et al., 1998 ; Leckie et al., 1998 ; Morel, 1998 ; Nederbragt et Fiorentino, 1999 ; Premoli Silva et al., 1999 ; Caron et al., 1999 ; Layeb et Belayouni, 1999 ; Abdallah et al., 2000 ; Klett, 2001 ; Saidi et Inoubli, 2001 ; Kuypers et al., 2002 ; Kolonic et al., 2002 ; Luning et Kolonic, 2002 ; Negri et al., 2003 ; Scopelliti et al., 2004 ; Luning et al., 2004 ; Tsikos et al., 2004 ; Desmares et al., 2004 ; Mbassani, 2004 ; Meyers et al., 2005 ; Amedro et al., 2005 ; Turgeon et Brumsack, 2006 ; Grosheny et al., 2006 ; Caron et al., 2006 ; Musavu-Moussavou et Danelian, 2006 ; Soua et al., 2006 ; Brumsack, 2006 ; Monnet et Bucher, 2007 ; Soua et Tribovillard, 2007 ; Soua et Smaoui, 2008 ; Soua et al., 2008 ; Zagarni et al., 2008 ; Soua et al., 2009 ; Soua, 2010 ; Soua et al., 2010a ; Soua et al., 2010b).

Ainsi il a été convenu qu'il y a eu lieu un événement géologique global qui a été à l'origine de ces dépôts riches en MO et qu'à travers ces dépôts du passage C-T, porteurs de différentes signatures géologiques, s'illuminent les causes, les modalités et les scénarios de cet événement global.

A vrai dire durant le phanérozoïque de nombreux épisodes, à dépôts riches en MO, ont été reconnus (Fig. 1)

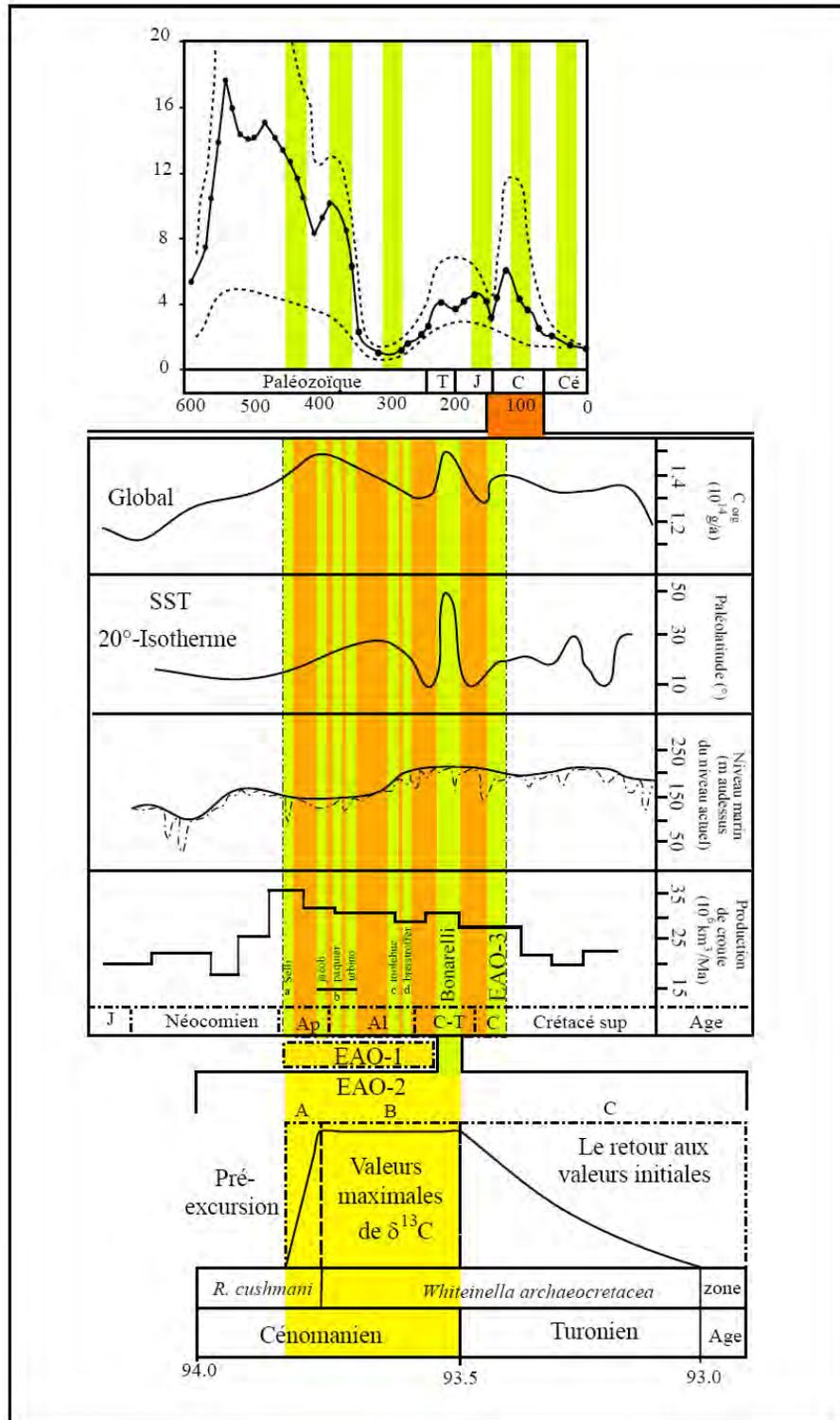


Figure 1 – Les six principaux événements anoxiques qui seraient produits durant le phanérozoïque (modifiée de Berner, 1991) ; EAO-1a (Niveau Selli : Aptien inférieur), EAO-1b (passage Aptien-Albien incluant les niveaux « Jacob », « Paquier » et « Urbino »), L'EAO-2 (passage C/T : Niveau Bonarelli et l'EAO-3 du passage Coniacien-Santonien (ce dernier événement ne caractérise que l'Atlantique, jusqu'à nos jours il n'est pas identifié en Tunisie).

1. Signature lithostratigraphique

Si l'événement anoxique océanique, marquant le passage Cénomanien-Turonien (OAE2), semble être un phénomène global, existe-t-il une signature stratigraphique commune qui pourrait être considérée comme un marqueur universel ?

En réponse à cette réflexion, de nombreux auteurs ont noté l'existence de quelques points communs aux dépôts sédimentaires du passage C-T dans les différents domaines paléogéographiques étudiés. Ainsi, l'événement anoxique océanique correspond souvent à un faciès caractérisé par : (1) des niveaux sombres, laminés, riches en matière organique marine planctonique (COT varie de 1 à 27%) ; (2) des niveaux riches en pyrite et en phosphate ; (3) une faune benthique réduite, voire absente ; (4) une faune planctonique abondante, mais peu diversifiée et peu spécialisée, adoptant une stratégie écologique de type r ; (5) une abondance éventuelle de radiolaires.

Pour le passage Cénomanien-Turonien, les niveaux de black-shales, les plus connus, sont répandus dans l'hémisphère nord (Fig. 2): Ils correspondent au « Black Band » du Yorkshire et de l'Humberside (Hart & Bigg, 1981), aux marnes à *Actinocamax plenus* du sud de l'Angleterre (Jefferies, 1962, 1963 ; Juignet, 1980 ; Gale et al., 1993 ; Paul et al., 1999) ; au niveau « Thomel » du bassin vocontien (Crumière, 1988 ; Morel, 1998 ; Grosheny et al., 2006) ou encore au niveau « Bonarelli » en Italie centrale (Arthur et Premoli Silva, 1982). Ces différents niveaux sont équivalents de la formation « Bahloul » (Buroillet et al., 1952 ; Buroillet, 1956 ; Robaszynski et al., 1990 ; Buroillet & Robaszynski, 1991 ; Soua, 2005 ; Caron et al., 2006 ; Soua et Tribouvillard, 2007 ; Soua et al., 2009 ; Soua, 2010). Néanmoins, ces caractères ne s'expriment pas de manière identique dans tous les bassins. En effet, la coupe de Pueblo (Colorado, bassin nord américain du Western Interior), proposée comme référence pour la limite C/T, ne présente qu'un mince niveau de black shale, épais de cinq centimètres (Desmares et al., 2007). Ce dernier s'inscrit au sein d'alternance de marnes et de calcaires riches en MO (Arthur et al., 1985 ; Pratt, 1985). En Afrique du Nord, la Formation Bahloul, dans la coupe type d'Oued Bahloul, correspond à plus de trente mètres de calcaires noirs feuilletés, cartonnés et de marnes feuilletées de couleur sombre et très riches en MO où le COT peut atteindre 8%.

En Europe occidentale, les marnes noires, laminées du « Black Band » contrastent fortement avec les craies blanches très bioturbées des formations qui les encadrent. Dans la région d'Eastbourne,

cet ensemble est représenté par un fin niveau (une dizaine de centimètres) de marnes sombres incluses dans la partie supérieure des marnes à *A. plenus* (Jefferies, 1962, 1963). Dans le bassin vocontien, le niveau « Thomel », d'un peu plus d'une dizaine de mètres d'épaisseur, présente un COT d'environ 2,5% (Crumière, 1991 ; Morel, 1998).

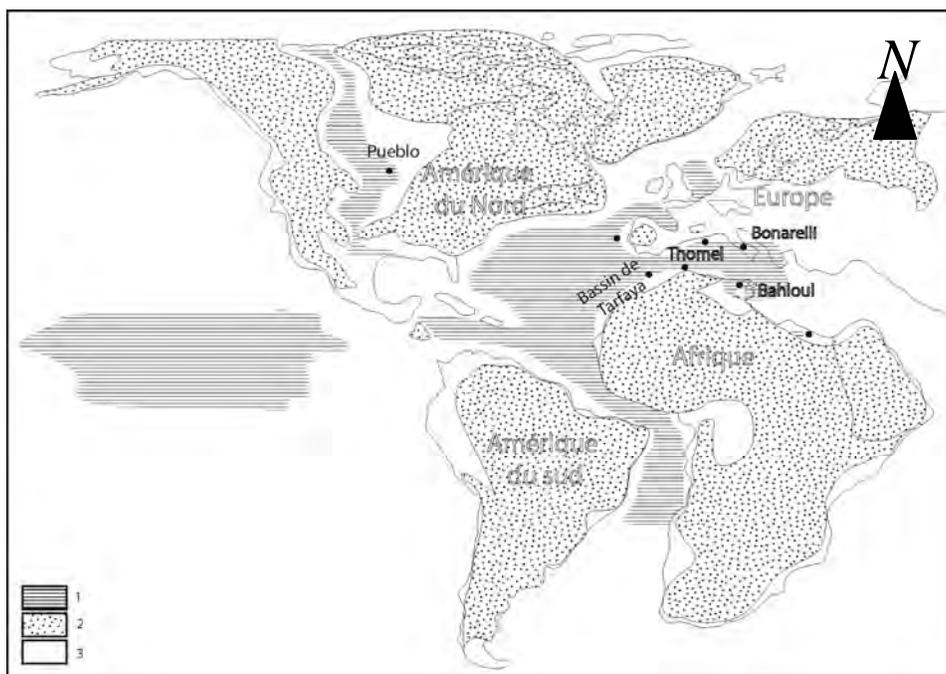


Figure 2 – Carte paléogéographique de la partie moyenne du Crétacé (-93,5 Ma) montrant la position de l'Afrique et de la Tunisie à cette période (modifiée de Wignall, 1994). 1- domaine marin à black shales, 2 – continent, 3 – mer profonde mais sans dépôt de black shales.

En Italie centrale (Marches Ombrie), le niveau Bonarelli correspond à environ un mètre d'argilites noires intercalées de niveaux siliceux sombres riches en radiolaires. Les teneurs en MO de cet horizon peuvent atteindre 23% (Arthur & Premoli Silva, 1982). La nature lithologique de cet horizon varie rapidement à l'échelle régionale. Ceci n'implique ni le synchronisme ni le diachronisme des dépôts de black-shales à l'échelle globale. Si la mise en place de tels niveaux semble une particularité du passage Cénomanién-Turonien, en revanche, leur extension temporelle apparaît très variables d'une localité à l'autre. Certains auteurs tendent même à prouver le diachronisme de ces dépôts (Ferry et al., 2005) et remettent en question leurs relations causales avec la transgression globale qui marque le passage Cénomanién-Turonien.

2. Signatures paléontologique et chemostratigraphique des niveaux riches en MO

Les signatures lithostratigraphiques, biostratigraphiques basées les ammonites, foraminifères planctoniques et benthiques, les radiolaires, nannofossiles calcaires...) ainsi que chemostratigraphique ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) sont couramment utilisés à des fins de corrélation, parfois à l'échelle d'un même bassin et souvent entre des domaines paléogéographiques éloignés (Schlanger et al., 1987 ; Arthur et al., 1987 ; Thirrow et al., 1988 ; Kuhnt et al., 1990 ; Accarie et al., 1996 ; Luning et al., 2004 ; Soua et Tribovillard, 2007). Ceci suppose, explicitement ou non, que la coïncidence de ces signatures géochimiques (pics, excursions) et biologiques (apparitions, disparitions, prolifération de certains taxons) à l'échelle régionale, voire même globale. Or, des modifications environnementales similaires mais décalées dans le temps, pourraient être la cause d'enregistrements semblables. Il est donc nécessaire d'établir un calibrage temporel totalement indépendant des perturbations environnementales et autant que possible à haute résolution.

Au passage Cénomanién-Turonien, sur une durée de deux à trois millions d'années, au moment où le niveau marin était, semble-t-il, au plus haut, de profondes perturbations ont été enregistrées. Elles sont de nature : (1) sédimentologiques : la présence de niveaux très riches en matière organiques (black shales) ; (2) géochimiques : excursion positive du $\delta^{13}\text{C}$ minéral et organique ; anomalie en manganèse ; (3) paléontologiques : paliers d'extinction successifs affectant la macrofaune. Ces différentes signatures et leur coïncidence ont été utilisées pour définir la limite C/T. Ainsi, cette limite est marquée notamment par l'évènement anoxique global des océans.

2.1. Signature paléontologique de la limite Cénomanién /Turonien

2.1.1. Extinction à la limite Cénomanién/Turonien

Bien qu'à la limite C/T les extinctions documentées ne soient pas massives, marquant une crise majeure ou de premier ordre (Sepkoski, 1986), sept pour-cent (7%) des familles et vingt-six pour-cent (26%) des genres ont été touchés par cette crise, coïncidant avec l'évènement anoxique océanique. La majeure partie des organismes éteints étaient des micro- et macroinvertébrés marins (Sepkoski, 1986 ; Jarvis et al., 1988 ; Harries & Kauffman, 1990 ; Hart & Leary, 1991). Pour certains auteurs, il s'agit plutôt d'extinctions en paliers (Elder, 1989 ; Harries & Kauffman, 1990 ; Hart & Leary, 1991 ; Gale et al., 2000). Par exemple, dans le bassin du Western Interior

(USA), les morphogroupes d'ammonites necto-benthiques ont été touchés plus précocement et plus fortement que les morphogroupes pélagiques, attestant de l'expansion progressive de la zone à oxygène minimum (Elder, 1989 ; Batt 1993). Les paliers d'extinction les plus importants, pour les ammonites de ce bassin coïncident avec les limites de zones (*S. gracile/N. juddii* et *N. juddii/W.devonense*). La disparition des rotalipores a eu lieu avant la limite *N. juddii/W.devonense*. Il a été noté que ce dernier bio-événement et le pic isotopique du carbone, sont synchrones dans les régions européennes et américaines (Leckie, 1985 ; Hilbrecht & Hoefs, 1986 ; Jarvis et al., 1988).

A la suite du symposium de Bruxelles sur le Crétacé (1995), la limite C/T a été redéfinie par l'apparition des espèces d'ammonites indicatrices de la zone à *Watinoceras devonense* ou *Watinoceras coloradoense* succédant la disparition de *Neocardioceras juddi*. En outre, une coupe de référence pour la limite C/T (GSSP) a été également proposée. Il s'agit de la coupe de Pueblo (Colorado, USA), située dans le bassin du Western Interior. Celle-ci offre un cadre biostratigraphique exceptionnel par la présence de nombreux marqueurs stratigraphiques et spécialement les ammonites. Dans cette coupe de référence, le passage Cénomaniens-Turonien se caractérise principalement par : (1) l'extinction des foraminifères planctoniques du groupe des rotalipores (EWGPF, 1979), (2) l'extinction des Caprinidés appartenant aux rudistes (Philip, 1981; Bilotte, 1985; Zaghbib-Turki, 2003), (3) l'extinction des Sellithyridinés et l'apparition de la famille des Gibbithyridinés concernant les brachiopodes (Gaspard, 1985), (3) la quasi-absence des foraminifères benthiques (Tronchetti et Grosheny, 1991 ; Soua, 2005), (4) l'abondance des radiolaires et/ou des calcisphères (O'dogherty, 1994 ; Dali-Ressot, 1987 ; Soua et Zaghbib-Turki, 2006b), (5) un taux élevé d'extinction faunistique et floristique (Harries et Kauffman, 1990). De ce fait, certains auteurs avaient qualifié ces extinctions de massives. Au début du 20^{ème} siècle, Pervinquière (1903) a noté que la faune turonienne est moins abondante, et moins diversifiée mais elle présente un caractère cryptogène, c'est-à-dire d'origine mal connue par rapport à la faune cénomaniens. Laffitte (1939), travaillant en Algérie septentrionale, a ajouté, quant à lui, que les invertébrés cénomaniens sont deux fois plus nombreux que ceux des marnes turoniennes sus-jacentes. Selon Philip (1981) et Zaghbib-Turki (2003), les rudistes en Tunisie, ont subi une disparition massive associée à une interruption des lignées évolutives du Crétacé inférieur et moyen, qui ont laissé place à des lignées nouvelles. En outre, cet événement de la limite C/T se marque par une crise majeure touchant l'écosystème benthique à l'échelle de la Téthys comme il

en est notamment pour les rudistes à tests aragonitiques (Philip et al., 1993). Cette crise biologique des formes benthiques carbonatées se traduit par un déclin général et remarquable des plates-formes carbonatées. Pour les échinides, Roman (1984), Zaghbib-Turki (1987) notent que durant le passage Cénomanién-Turonien, au moins à l'échelle de la Téthys, une réduction nette quant à leur nombre et leur diversité est décelée. Ainsi leur richesse spécifique passe de 553 au Cénomanién à 144 au Turonien. Les foraminifères planctoniques présentent aussi, un jeu de relais de radiations évolutives, interrompues par l'événement de la fin du Cénomanién (Bellier, 1989). De plus, Soua (2005) en se basant sur la distribution des foraminifères planctoniques en Tunisie centro-séptentrionale évoque une réduction de ce groupe en réponse à des conditions anoxiques. Ainsi, les morphotypes carénés du Cénomanién comme les rotalipores qui sont des habitants de subsurface (zone photique la plus profonde des eaux superficielles) exigeant un milieu bien oxygéné, disparaissent car la niche écologique de cette dernière est perturbée par l'installation d'une zone à oxygène minimum. Alors que les formes globuleuses comme les whiteinelles dont leur niche écologique se situe dans les eaux de surface, prédominent au passage Cénomanién-Turonien. Après cette crise d'anoxie ayant une durée de 400 ka (Caron et al., 1999 ; Soua et al., 2010 ; Soua, 2010), d'autres morphotypes carénés appartenant aux genres *Globotruncana* et *Marginotruncana* prenaient place. Ces observations avaient été également faites auparavant par Caron et Homewood (1983), Premoli et Sliter (1994) et Hart (1999).

Du point de vue stratigraphie, certains auteurs ont précisé que le passage Cénomanién-Turonien, est caractérisé par la zone à *Whiteinella archaeocretacea* définie à sa base par la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* et à son sommet par la première occurrence de *Helvetoglobotruncana helvetica*. L'extension totale de ce dernier fossile index indique le Turonien inférieur à moyen mais pas le Turonien basal. Cependant, certains auteurs (Beaudoin et al., 1993; Desmares et al., 2003 ; Grosheny et al., 2006) remettent en question cette zone intervallaire. De plus, d'autres mettent en évidence, (exemple en en Italie Centrale), l'influence de l'environnement anoxique sur la distribution temporelle de *R. cushmani* (Premoli Silva et al., 1999). Busson et Cornée (1996) ont insisté sur le cosmopolitisme de la faune marine durant la transgression crétacée. Cette transgression a permis la communication entre divers bassins tectoniquement isolés et a facilité les migrations et le brassage des faunes : par exemple parmi les ammonites le genre *Vascoceras* initié au Cénomanién terminal était doté d'une large répartition géographique (Meister et Abdallah, 2006). Ainsi, l'événement de la limite C/T est caractérisé,

biostratigraphiquement, par la disparition de nombreuses espèces telles que les *Neocardioceras* (Abdallah et Meister, 1997), les *Rotalipores* (Maamouri et al., 1994), et la disparition momentanée également des foraminifères benthiques (Soua, 2005) et des échinodermes ainsi que des rudistes (Zaghib-Turki, 1987, 2003).

2.1.2. Principaux marqueurs biostratigraphiques

A Copenhague (1983), lors du premier « International Symposium on Cretaceous stages boundaries », plusieurs critères ont été proposés comme marqueurs de la limite C/T, notamment : (1) la base de la zone d'ammonites à *Pseudaspidoceras flexuosum* POWELL, 1963. La base de cette zone est également indiquée par la première occurrence du genre *Vascoceras* comme *Vascoceras proprium* (REYMENT, 1954), (2) la base de la zone d'ammonites à *Watinoceras devonense* WRIGHT & KENNEDY, 1981 ; (3) la première occurrence du nannofossile *Quadrum gartneri*. ; (4) et pour les foraminifères planctoniques : (a) la dernière occurrence du genre caréné *Rotalipora* ; (b) la première occurrence de l'espèce à périphérie subglobuleuse *Whiteinella archaeocretacea* (PESSAGNO, 1967) (c) la première occurrence de l'espèce carénée *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI, 1945).

Suite aux discussions tenues durant le « Second International Symposium on Cretaceous Stage Boundaries » (Bruxelles, 1995), la coupe de Pueblo a été proposée comme la coupe de référence pour le passage Cénomaniens-Turonien (Bengtson, 1996). La limite Cénomaniens-Turonien est désormais définie par la première occurrence de l'ammonite *Watinoceras devonense*. Cette dernière espèce se positionne au-dessus de la dernière occurrence de *R. cushmani* et au-dessous de la première occurrence de *H. helvetica* (Morel, 1998). La première occurrence de *W. devonense* est également proche de l'apparition du nannofossile calcaire *Q. gartneri*. En outre, *W. devonense* est une espèce facilement identifiable. Les espèces de foraminifères planctoniques associées et qui sont de large extension géographique, et réputées à faciliter les corrélations entre les différents domaines paléogéographiques, se limitant souvent à *R. cushmani*, *W. archaeocretacea* et *H. helvetica* (Bengtson, 1996).

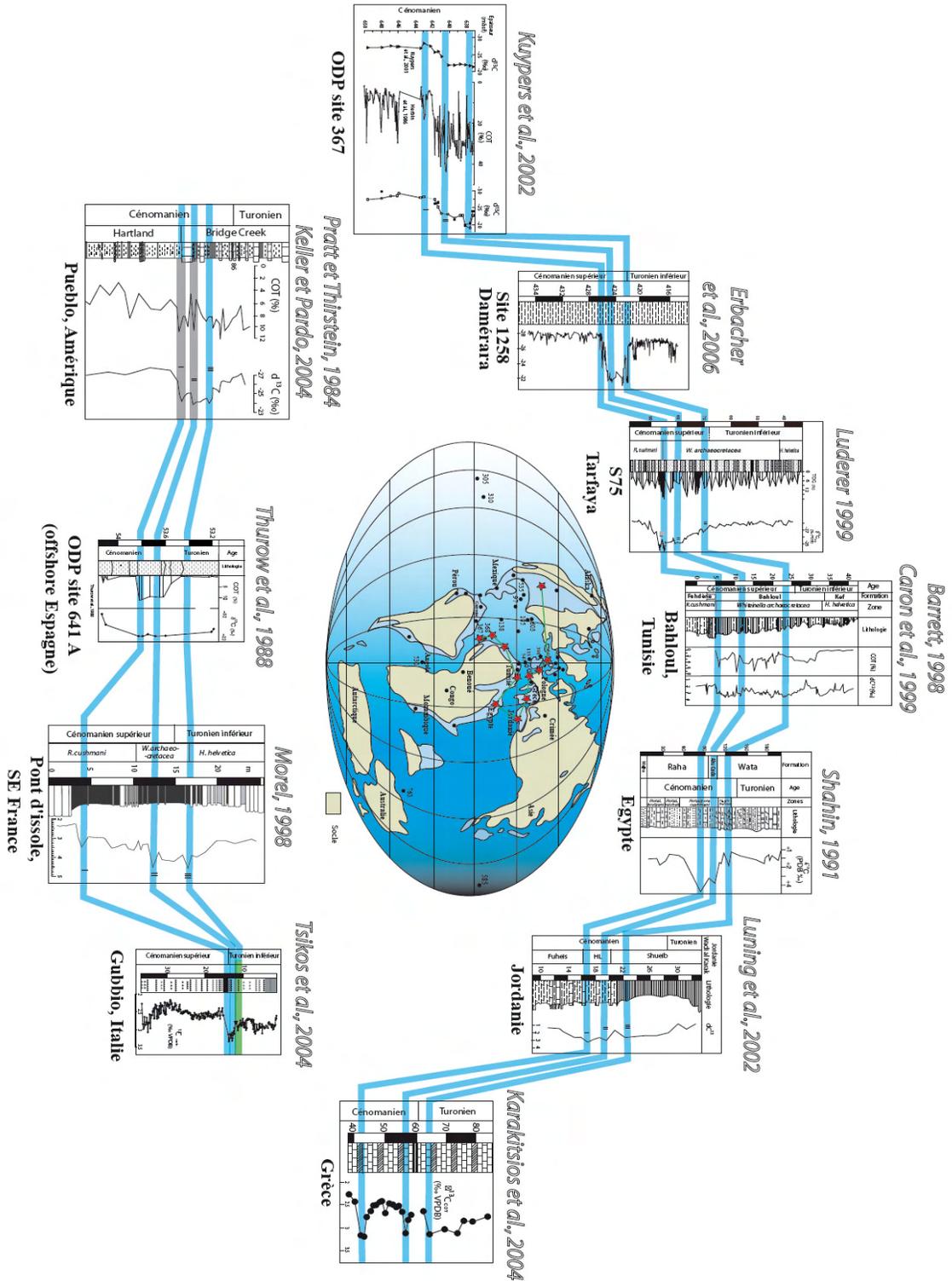


Figure 3 - Cadre paléogéographique et variation des valeurs de COT et ¹³C dans les diverses coupes levées en domaine téthysien et atlantique

2.1.2.1 Macrofaune (*Ammonites et Inocérames*)

Les nombreux travaux biostratigraphiques portant sur les domaines téthysien et boréale, ont permis d'établir une biozonation précise pour le passage Cénomaniens-Turonien (Birkelund et al., 1984). Ainsi, la biozonation des ammonites proposée par Cobban (1984) et Kennedy & Cobban (1991), pour le bassin nord américain peut être corrélée avec celle établie pour l'Europe. De plus, la base de la zone à *M. geslinianum* (équivalente à la zone à *S. gracile*) peut être retenue comme bon repère stratigraphique. Elle peut être corrélée avec la zone à *E. septemseriatum* dont le marqueur est d'une large extension géographique. Ces deux espèces sont reconnues au Texas, au Mexique, en Californie, en Colombie et au Brésil, mais également en Angola, au Nigeria et au Japon (Birkelund et al., 1984) et aussi en Tunisie (Robaszynski et al., 1990). Un autre repère serait la première occurrence de *P. flexuosum* reconnue non seulement dans la province mexicaine de Chihuahua et le sud du Texas mais également plus au nord (Nouveau-Mexique, Arizona) et en Tunisie (Robaszynski et al., 1990). Cette dernière espèce est associée à des *Vascoceras* (comme *Vascoceras proprium* Reyment, 1954). Vu la diversité des ammonites dans ces différents domaines, des corrélations biostratigraphiques ont pu être établies entre l'Amérique du Nord et du Sud aussi qu'entre l'ouest et le nord de l'Afrique (Birkelund et al., 1984). La zone d'association à *Watinoceras coloradoense* (Henderson, 1908) est utilisée depuis de nombreuses années par les biostratigraphes européens (Jarvis et al., 1988 ; Gale et al., 1993 ; Meister et Abdallah, 1996 ; Monnet et Bucher, 2007). La base de cette zone coïncide avec celle de la zone à *W. devonense* dans le bassin intérieur nord américain (Kennedy & Cobban, 1991).

2.1.2.2 Foraminifères planctoniques

La limite C/T est placée au sein de la zone à *W. archaeocretacea*, définie comme une zone d'extension partielle par Robaszynski & Caron (1995). Cette zone correspond également à la zone dite à « grosses globigérines » de Sigal (1977). Selon cet auteur, cette zone est comprise entre la dernière occurrence de *R. cushmani* (sommet de la zone d'extension totale à *R. cushmani*) et la première occurrence de *H. helvetica* (base de la zone d'extension totale à *H. helvetica*).

Ces trois espèces de foraminifères planctoniques sont reconnues dans de nombreux domaines paléogéographiques, quand la tranche d'eau est suffisante pour permettre aux *Rotalipora* et à *H.*

helvetica d'effectuer leur cycle de vie. De par leur vaste répartition géographique, ces fossiles sont réputés être de bons marqueurs stratigraphiques.

Ainsi, dans la marge septentrionale de la Téthys (Eastbourne, Angleterre), la dernière occurrence de *R. cushmani* a été observée dans la zone d'ammonites à *M. geslinianum* (Jarvis et al., 1988 ; Gale et al., 1993) alors que les formes turoniennes *H. helvetica* sont relevées plus haut par Keller et al. (2001) dans la zone à *W. devonense*. Dans le bassin vocontien (Vergons, France), la dernière occurrence de *R. cushmani* est notée dans la zone à *M. geslinianum* et les premières *H. helvetica* à la base de la zone à *M. nodosoides* (Crumière, 1991 ; Morel, 1998 ; Grosheny et al., 2006). Dans la marge méridionale de la Téthys (Formation Bahloul, Tunisie), les dernières rotalipores sont également relevées dans la zone à *M. geslinianum*. En revanche, *H. helvetica* débute dans la zone à *P. flexuosum* (Caron et al., 2006). Dans le bassin nord américain, les dernières *R. cushmani* sont notées dans la zone à *S. gracile* (Leckie, 1985) alors que *H. helvetica* débiterait dans *W. devonense* (Beaudoin et al., 1995 ; Morel, 1998).

D'un point de vue écologique, ces deux espèces de foraminifères planctoniques, *R. cushmani* et *H. helvetica*, auraient évolué dans le même microhabitat, c'est-à-dire dans la partie profonde de la tranche photique des eaux superficielles. En effet, ces morphotypes sont trochospiraux carénés spécialisés à de telles eaux chaudes du domaine tropical à subtropical (Hart & Bailey, 1979 ; Caron, 1983 ; Hart, 1999) s'étaient relayés mais sans pouvoir supporter le déficit en O₂. Des analyses isotopiques réalisées sur plusieurs espèces de rotalipores supportent cette répartition dans la tranche d'eau (e.g. Norris, 1998). En revanche, *W. archaeocretacea* est une espèce trochospiraux non carénée se développant dans les eaux subplate de subsurface. Lors du passage Cénomaniens-Turonien, l'expansion de la zone à minimum d'oxygène aurait inévitablement perturbé les espèces planctoniques exigeantes et spécialisées telles que *R. cushmani* et *R. greenhornensis*. Lorsque les conditions étaient devenues drastiques, les rotalipores à test caréné s'étaient éteintes, mais les *Helvetoglobotruncana* et les *Margitoglobotruncana* n'auraient pu apparaître avant le rétablissement des conditions normales d'oxygénation.

2.1.2.3 *Nannofossiles calcaires*

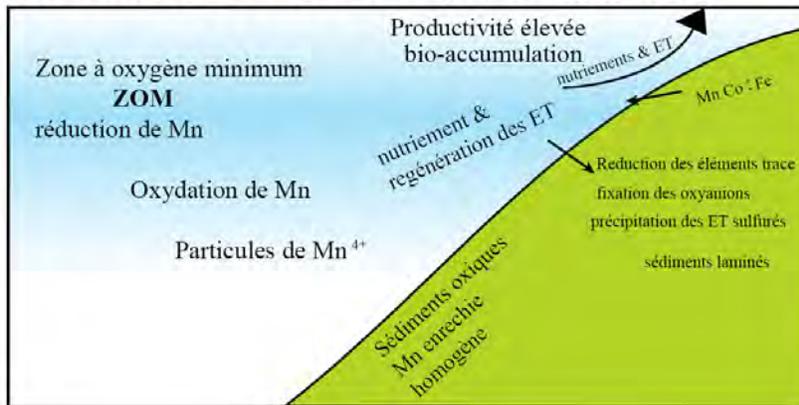
Burnett et al. (1999) définissent un certain nombre d'événements (apparitions et disparitions de taxa) chez les nannofossiles calcaires que ces auteurs proposent d'utiliser à des fins de corrélation entre différents domaines paléogéographiques (entre le domaine européen et l'Océan Indien par exemple). En effet, les deux bioévénements généralement utilisés pour fixer la limite C/T correspondent à la dernière occurrence de *Helenea chiasta* et la première occurrence de *Quadrum gartneri* qui s'effectuent dans la zone à *W. archaeocretacea* des foraminifères planctoniques.

Les assemblages des nannofossiles sont caractérisés par une faible diversité, attribuée à une combinaison de conditions hostiles et une dissolution durant la sédimentation de la Formation Bahloul (Verbeek, 1977 ; Bralower, 1988 ; Gartner, 1990 ; Nederbragt et Fiorentino, 1999). Ces derniers auteurs ont signalé un renouvellement faunique dans les assemblages des nannofossiles, où la forme opportuniste *Watznaueria barnesae* représente l'espèce la plus fréquente.

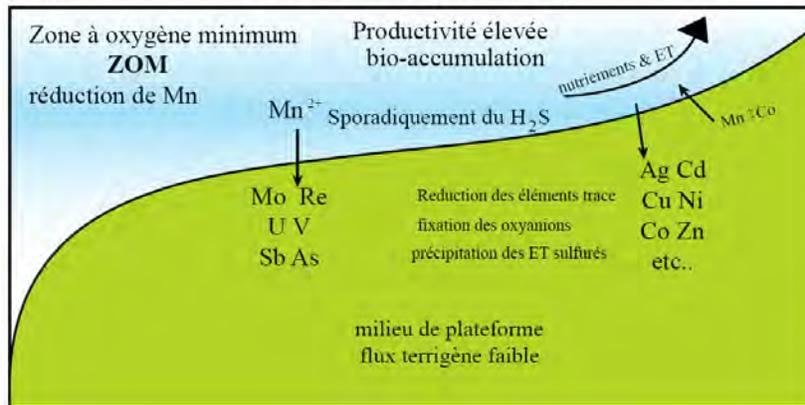
2.2. Signature chimiostatigraphique.

L'accumulation et la préservation de la matière organique dans les sédiments marins attribuées au passage C/T sont considérées comme une conséquence de l'événement anoxique océanique par de nombreux auteurs (e.g. Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Jenkyns, 1980). Une importante anomalie positive du rapport isotopique du carbone (de la roche totale ou de la phase organique) est également associée à cet événement, suggérant une perturbation du cycle global du carbone (Scholle & Arthur, 1980). Les différents enregistrements (excursion, pic, palier de valeurs) qui caractérisent l'évolution du $\delta^{13}\text{C}$ durant l'OAE2 sont considérés comme de bons repères stratigraphiques et sont classiquement utilisés à des fins de corrélations (e.g. Scholle & Arthur, 1980 ; Hilbrecht & Hoefs, 1986 ; Renard, 1986 ; Gale et al., 1993). Dans la plupart des cas l'anomalie positive de ^{13}C dans les carbonates marins et la phase organique, coïncide avec l'événement anoxique sauf en Angleterre orientale où le maximum de ^{13}C est postérieur au

A) Modèle à couche d'Oxygène minimum



B) Modèle d'Upwelling



C) Bassin Euxinique

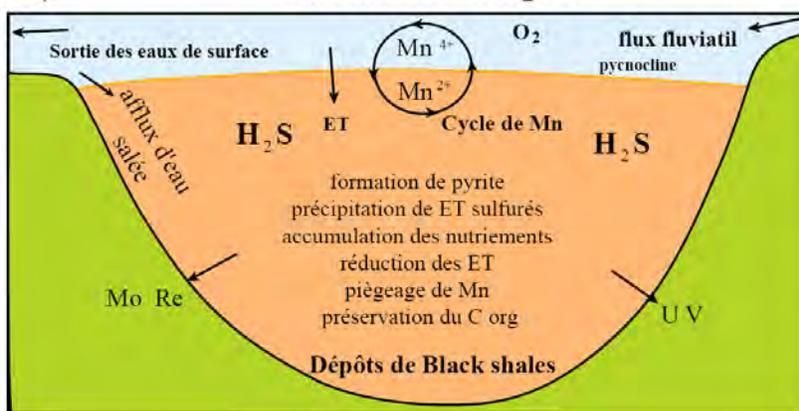


Figure 4 – Les différents modèles de milieux aquatiques favorables à la conservation de la matière organique. Facteurs et processus contrôlant l'accumulation de la MO dans les environnements pélagiques. (d'après Cojan et Renard, 1997 ; Brumsack, 2006)

maximum de dépôt de matière organique : Black Band (Hart et al., 1991). Ceci implique une perturbation majeure du cycle global du carbone (Scholle et Arthur, 1980). Cet événement se caractérise également par des enrichissements préférentiels d'éléments traces. Les importantes modifications faunistiques et floristiques du Cénomaniens supérieur et du Turonien inférieur (extinctions, renouvellement), sont largement interprétées comme le résultat d'une chute en oxygène dans l'environnement (Arthur et al., 1987; Jarvis et al., 1988, ect...). Des modèles ont été proposés par Schlanger et Jenkyns (1976) et Arthur et al., (1987), qui postulent l'extension d'une zone à minimum d'oxygène (ZMO) qui a évolué tant latéralement que verticalement (Pratt et al., 1991) pendant le dépôt de ces sédiments riches en carbone organique. Plusieurs paramètres géochimiques sont mis en évidence au cours de cet événement global.

2.2.1. Taux de carbone organique total (COT)

Dans les mers et océans actuels, il existe des environnements à oxygène déficient, c'est-à-dire avec moins de 0,2 ml/l d'oxygène dissous (Kamykowski & Zentara, 1990). Plusieurs types de mécanismes sont susceptibles de générer des milieux permettant une accumulation de la matière organique. Les trois modèles admis (Fig. 4) : (1) Le modèle appuyant l'existence d'une « couche à minimum d'oxygène » et impliquant un environnement anoxique fréquent est applicable aux domaines océaniques ouverts (par exemple : l'Océan Indien ou encore les marges du Pérou et du Chili ; Von Stackelberg, 1972). La formation de cette zone à minimum d'oxygène dépend des circulations océaniques, de la géographie mais également de la productivité primaire (Demaison & Moore, 1980). L'augmentation de la productivité primaire engendre un apport important en matière organique dans l'océan. La plus grande partie de l'oxygène va dès lors être consommée par la décomposition des particules organiques. Cette masse d'eau, sans contact avec l'atmosphère, ne peut renouveler son oxygène rapidement. (2) Le modèle d'upwelling : de tels courants, à l'origine de la montée des eaux profondes, sont des sources de nutriments, engendrant une forte productivité à la surface. L'anoxie est alors générée par des mécanismes identiques au modèle décrit ci-dessus. (3) Le modèle euxinique : selon lequel la productivité de surface est moyenne mais où règnent des conditions réductrices sur le fond. Celles-ci sont liées à la stratification des eaux marines en relation avec des apports contemporains en eau douce. Ce

modèle s'applique à des bassins fermés ou restreints (Mer Noire, par exemple ou encore la mer Méditerranée au Pléistocène, Koblenz- Mishke et al., 1970 ; Degens & Ross, 1974).

Ces trois modèles (Fig. 4) sont retenus pour expliquer les dépôts de black-shales dans l'ancien, notamment au passage Cénomaniens-Turonien (e.g. Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Kuhnt et al., 1986 ; Arthur et al., 1987). Néanmoins, d'autres environnements déficitaires en oxygène existent mais d'extension plus limitée dans le temps et dans l'espace. Par exemple, des phénomènes d'eutrophisation peuvent être à l'origine d'anoxies saisonnières (Bernhard & Sen Gupta, 1999). D'un point de vue paléogéographique, la distribution des dépôts de black-shales pourrait être dépendante de la latitude (Kuhnt et al., 1990). En effet, les coupes correspondant aux latitudes les plus basses (à la fois en domaine de plate-forme ou de bassin) sont celles qui enregistrent les taux de COT les plus élevés (marge méridionale de la Téthys, c'est le cas de la Formation Bahloul, voir Fig. 2).

Les faciès riches en carbone organique, au cours du Crétacé, se distinguent les uns des autres par leurs valeurs de COT à l'échelle globale. Ceux d'âge Albien-Cénomaniens sont à faibles valeurs de COT et une matière organique essentiellement d'origine terrestre (Layeb, 1990) (2) les faciès attribués au Cénomaniens sont caractérisés par des taux plus élevés de COT et une matière organique présentant un caractère mixte. Ceux du passage C/T, ils sont marqués par de fortes valeurs de COT et une matière organique essentiellement marine. Les faciès du passage Coniacien – Santonien sont relativement à faible taux COT comme ceux de l'Albo-Cénomaniens. Indépendamment, du facteur temps, la distribution des faciès organiques du Cénomaniens-Turonien semble être dépendante de la latitude (Kuhnt et al., 1990; 2005). Les zones équatoriales qui se situaient entre 5°N et 15°N où s'est accumulée le maximum de la matière organique au Cénomaniens-Turonien (Bassin de Tarfaya) sont caractérisées par des valeurs de COT moyennes à fortes pour des taux de sédimentation relativement importants. Ce phénomène s'observe autant en domaine de plate-forme qu'en domaine profond de type bassin, éliminant en quelques sortes l'effet de la paléobathymétrie (Morel, 1998). Ce gradient latitudinal de la distribution des faciès organiques au Cénomaniens-Turonien est spécifique à cette période (ouvertures des aires profondes entre l'Atlantique Sud et Nord) car il est relativement inverse aux autres événements anoxiques. Ceci suggère un changement caractéristique au Cénomaniens-Turonien dans le climat global et la circulation océanique (Arthur et al., 1987).

2.2.2. Les isotopes stables

2.2.2.1 Isotopie du carbone (^{13}C).

Le signal du $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates est un outil paléocéanographique et stratigraphique couramment utilisé (Fig. 3 ; Fig. 5). Il présente les avantages suivants (Renard, 1986) : (1) Sa thermo-dépendance est faible (0,035‰ par °C) ; ce signal est donc peu sensible à la diagenèse d'enfouissement. (2) Contrairement aux mesures réalisées sur les foraminifères planctoniques et benthiques, le signal sur la « roche totale » (i.e. nannoplancton) ne semble pas être perturbé par l'effet vital (signal sans doute moyenné). (3) Le signal du $\delta^{13}\text{C}$ pourrait être un indicateur indirect de la paléoprofondeur. L'évolution à long terme du $\delta^{13}\text{C}$ présenterait des similitudes avec la courbe eustatique de Vail et al. (1977). (4) Enfin, les événements indiqués par les changements du $\delta^{13}\text{C}$ sont généralement considérés comme de bons marqueurs stratigraphiques.

Pour les trois OAE du Crétacé, les courbes de variation de $\delta^{13}\text{C}$ obtenues sur la roche totale ou la phase organique, dans différents secteurs paléogéographiques (et aussi environnements de dépôt), montrent une anomalie positive du $\delta^{13}\text{C}$, illustrée sur la Figure 3 pour le passage C/T. Durant les événements anoxiques, l'expansion de la zone à oxygène minimum va favoriser la préservation de la matière organique marine ($\delta^{13}\text{C}$ très négatif), qui ne sera plus oxydée (la dégradation des particules organiques entraîne une diminution du $\delta^{13}\text{C}$ du CO_2 dissous dans les océans). La diminution de ces phénomènes d'oxydation va donc, par suite, entraîner une augmentation du rapport isotopique du carbone dans les eaux océaniques puis dans les sédiments (Schlanger & Jenkyns, 1976 ; Jenkyns, 1980). Plus en détail, les différents auteurs (Pratt & Threlkeld, 1984 ; Gale et al., 1993 ; Morel, 1998 ; Grosheny et al., 2006) ont distingué généralement un triplé d'événements isotopiques (notés I, II et III sur la Fig. 2 et Fig. 9). Ceux-ci correspondent aux pics du rapport isotopique du carbone et forment un motif caractéristique. Pour la plupart, les perturbations du réservoir du carbone océanique sont globales et synchrones. Elles sont admises comme de bons repères stratigraphiques de haute résolution comme l'ont souligné Gale et al. (1993).

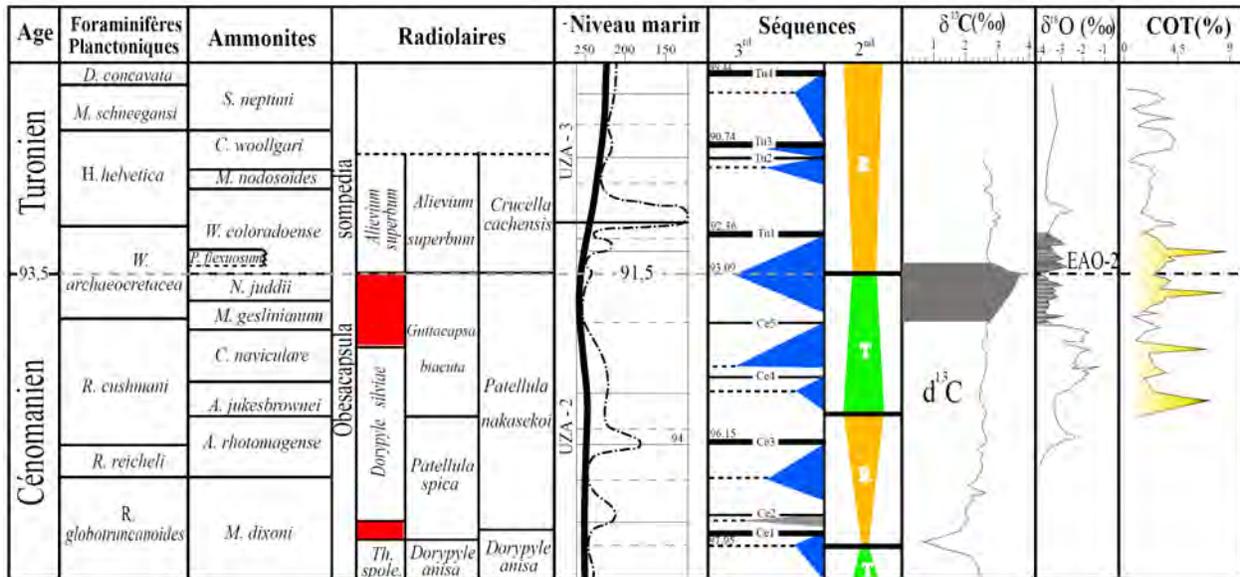


Figure 5 –Variations des différents paramètres classiquement utilisés pour le découpage biostratigraphique, séquentielle et chemostratigraphique de la transition Cénomanien-Turonien. D'après Soua (2005). Biozonation d'après Luning et al. (2004) ; séquences d'après Hardenbol et al. (1998).

Les isotopes stables du carbone sont interprétés comme étant le reflet d'une augmentation de la productivité primaire marine et peuvent être utilisés comme des outils stratigraphiques (Scholle et Arthur, 1980; Renard, 1984; Weissert, 1989). Une courbe générale d'évolution du ^{13}C , de l'intervalle Jurassique Actuel, a été présentée par Renard et al., (1986). En se basant partiellement sur ces travaux, Voigt (2000) a publié de sa part une courbe composite d'évolution de ^{13}C pour l'Europe occidentale concernant l'intervalle du passage Cénomanien-Turonien. Cet auteur a utilisé les différentes données de ^{13}C mesurées sur la fraction carbonatée ou organique par différents auteurs. Des études plus détaillées sur cet événement (Gale et al., 1993; Jenkyns et al., 1994; Accarie et al., 1996; Barrett, 1998; Paul et al., 1999; Keller et al., 2001) ont montré qu'au passage Cénomanien-Turonien, les courbes de ^{13}C peuvent être corrélées entre différents bassins et qu'elles présentent toutes, une excursion positive qui paraît synchrone à l'échelle globale. Cette excursion positive résulte de l'extraction préférentielle du ^{12}C de l'eau de mer par le plancton marin et de la préservation du matériel organique enrichi en ^{12}C (Jenkyns, 1980; Scholle et Arthur, 1980; De Graciansky et al., 1986; Arthur et al., 1987; Schlanger et al., 1987). Cette anomalie géochimique dans les carbonates impose une productivité primaire forte associée à un taux important de matière organique enfouie. Inversement, les faibles valeurs en ^{13}C

peuvent indiquer une faible productivité biogénique ou une oxygénation continue et un recyclage régulier du carbone organique (Hilbrecht et al., 1996).

2.2.2.1.1 Relation entre isotopie du carbone et diagenèse

De très nombreuses études ont montré le faible impact de la diagenèse tardive sur l'évolution à long terme du ^{13}C des carbonates pélagiques (Kroopnick et al., 1977; Weissert et al., 1978). En outre, le caractère global de cette excursion rend difficile une liaison de type diagénétique. En effet, chaque site où la même excursion est présente, à sa propre histoire diagénétique d'enfouissement (Mitchell et al., 1997). De plus, le volume de carbone dans le réservoir des carbonates est beaucoup plus important que le volume de carbone dissous dans les eaux interstitielles (Marshall, 1992). La thermodépendance du fractionnement des isotopes du carbone entre le calcium des carbonates et le bicarbonate dissous est faible, pour des températures d'enfouissement proche de la surface (Emrich et al., 1970). Des modifications diagénétiques peuvent toutefois perturber le signal des calcaires pélagiques. La précipitation des ciments carbonatés associés à l'oxydation postérieure au dépôt de la matière organique peut alléger les valeurs en ^{13}C (Scholle et Arthur, 1980), ce qui aurait réduit faiblement l'excursion du $\delta^{13}\text{C}$ notamment au passage Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur. Inversement, la précipitation des carbonates par méthanogenèse bactérienne peut augmenter diagénétiquement l'excursion en ^{13}C (Hudson, 1977; Irwin et al., 1977); ce phénomène est susceptible de se produire dans les sédiments riches en matière organique sous la zone de sulfato-réduction.

2.2.2.1.2. Relation entre nature, origine de la productivité et ^{13}C .

Les variations en ^{13}C qui sont mis en évidence au cours de cette transition traduisent les changements dans la productivité primaire des eaux de surface et le transport de la matière organique vers les eaux plus profondes et intermédiaires peu oxygénées (ZMO) envers les sédiments. Toutefois, il faut voir la quantité du taux de production primaire et la nature de la MO produite c'est-à-dire carbonatée ou siliceuse. En effet, la silice est un composé biogénique important qui est rapidement incorporée dans les coquilles du phytoplancton comme les

diatomées et du zooplancton comme les radiolaires. L'augmentation d'apport de silice dans l'océan issue de l'enneigement des sols lors de la transgression crétacée pourrait avoir un effet significatif sur la composition des producteurs primaires des eaux de surface. L'eau de mer est généralement sous-saturée en silice. Le développement des sédiments riches en silice biogénique tels que les diatomites et les radiolarites, ou issus du volcanisme ou encore des dorsales, est largement contrôlé par le taux d'accumulation de silice et celui des carbonates. La dissolution de la silice est augmentée par la présence des carbonates (valeurs de pH plus importantes). Globalement, l'accroissement significatif dans l'accumulation de silice biogénique doit refléter des changements dans la production primaire de nature siliceuse, et donc modifier le rapport isotopique du carbone. Or, l'événement Cénomaniens-Turonien est caractérisé par des dépôts biosiliceux. L'exemple, le plus connu pour cette période, est le Niveau Bonarelli en Italie Centrale qui est précédé d'une trentaine de niveaux précurseurs ayant quelques centimètres d'épaisseur (Arthur & Premoli Silva, 1982; Thurow et al., 1992; Salvini et Marcucci Passerini, 1998). De même, le faciès riche en MO et siliceux de la Formation Bahloul dans la région de Bargou en Tunisie centro-septentrionale (Soua, 2005 ; Soua et al., 2010b) ou encore en Algérie (Busson et Cornée, 1996) et au Maroc (Kuhnt et al., 1986), comporte des niveaux siliceux riches en radiolaires.

L'accumulation de carbonate de calcium biogénique varie aussi de façon significative durant le Cénomaniens et le Turonien. On sait, en effet, que la solubilité des carbonates est favorisée par la présence de matière organique (Archer et Maier-Reimer, 1994). Cette période est exceptionnellement marquée par une remontée importante du niveau de la « Carbonate Compensation Depth » : CCD au cours de la transgression Cénomaniens (Horst, 2004).

2.2.2.2. Isotope stable de l'oxygène (^{18}O).

Les variations du $\delta^{18}\text{O}$ peuvent rendre compte de modifications de la salinité et/ou de la température. Néanmoins, ce type de signal isotopique est beaucoup plus sensible à la diagenèse (Anderson & Arthur, 1983 ; Renard, 1986). Il reste donc non seulement difficile de faire la part entre le signal primaire et celui affecté par la diagenèse mais également de distinguer les

fluctuations de température et/ou de salinité. Des analyses de la minéralogie, des microfaciès ou des organismes présents peuvent permettre de palier à cette difficulté. Concernant, le passage C/T, plusieurs auteurs mettent en évidence des modifications du rapport isotopique de l'oxygène (e.g. Pratt & Threlkeld, 1984 ; Hilbrecht & Hoefs, 1986 ; Jarvis et al., 1988 ; Morel, 1998). Ainsi, Hilbrecht & Hoefs (1986) signalent dans la série du passage C-T, près de Mühlberg (sud-ouest de l'Allemagne) ou encore dans la région de Wünstorf (plus au nord), deux pics du $\delta^{18}\text{O}$ pour le passage Cénomaniens-Turonien. Ces auteurs interprètent ces deux excursions positives, associées à des changements faunistiques, comme le reflet de basses températures (dans des conditions salines normales). Toutefois, la limite C/T est associée, pour ce même site, à des valeurs plus négatives (comprises entre les deux événements positifs). Les mêmes tendances sont observées sur la marge sud de la Téthys (Oued Bahloul, Tunisie, Barrett, 1998 ; Caron et al., 2006) ou dans le bassin nord américain du Western Interior (Pratt & Threlkeld, 1984). Cependant, ce motif isotopique n'est pas observé partout. En effet, Jarvis et al. (1988) ont mis en évidence, dans le nord de l'Angleterre, une excursion positive de l'oxygène au niveau de la limite C/T, contrairement aux observations précédemment faites. Ceci a incité ces auteurs (Jarvis et al., *idem*) à considérer que l'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ doit indiquer des modifications diagénétiques sans aucune valeur stratigraphique.

Les variations des isotopes de l'oxygène des carbonates sont susceptibles de refléter soit les variations de température de l'eau de mer, soit les variations de salinité (Savin, 1977; Anderson et Arthur, 1983), mais elles seront considérablement modifiées par l'addition de ciments durant la diagenèse d'enfouissement (Jorgensen, 1987). Il est difficile d'évaluer le rôle respectif de chacun de ces phénomènes. Par conséquent, il est nécessaire de compléter cette étude par une analyse des microfaciès pour observer la présence ou non de ciments secondaires (diagenèse), la présence ou non de squelettes d'organismes caractéristiques de l'environnement (en terme de température/salinité) tels que les bélemnites, les échinodermes, les coraux, les algues (Hilbrecht et Hoefs, 1986). Si, après de nombreuses études sur différents sites, on constate une évolution temporelle unitaire du rapport isotopique de l'oxygène commune, on peut alors interpréter ces variations comme un indicateur de fluctuations de salinité ou de paléotempératures, car chaque site subit sa propre histoire diagénétique. Deux pics positifs du rapport isotopique de l'oxygène ont été mis en évidence dans une série du passage C/T au NW de l'Allemagne (Hilbrecht et Hoefs, 1986). Le premier pic, qui se situe dans le banc à *Plenus* est synchrone au pic de ^{13}C . Le

second se situe au-dessus de l'éco-événement à *M. mytiloides*. Les deux sont associés à des changements de faunes qui reflètent simultanément des conditions marines à salinité normale et une sédimentation en eaux froides (Lamolda et al., 1994). Cependant, au Sud de l'Allemagne, l'événement du passage C-T est caractérisé par une excursion négative du rapport isotopique de l'oxygène des carbonates. Hilbrecht et Hoefs (1986) interprètent ces variations comme une augmentation de paléotempérature (entre 31 et 37°C) ou encore comme une différence de salinité de l'ordre de 4 à 5 ‰. Toutefois, les variations du ^{18}O mesuré sur des prismes d'inocérames suggèrent une température de l'ordre de 28 à 34°C.

L'évolution de ^{18}O dans les carbonates est similaire à l'évolution d'abondance des foraminifères planctoniques, excepté à la base de la coupe et dans le banc à *Plenus*. Une telle tendance a été observée également, dans le bassin américain du Western Interior (Pratt, 1985). Ce dernier auteur suggère plutôt une évolution des conditions hyposalines vers des conditions marines normales, coïncidant avec la montée du niveau marin. L'évolution du rapport isotopique de l'oxygène au cours de l'événement du passage C-T, dans le Sud de l'Angleterre montre une excursion positive (Jarvis et al., 1988) suggérant que les rapports isotopiques de l'oxygène ne sont que des indicateurs d'une diagenèse locale sans valeur stratigraphique. A cet effet, deux corrélations de ^{13}C et ^{18}O sont réalisées. La première montre des variations opposées, suggérant une augmentation de la productivité primaire concomitante d'une augmentation des paléotempératures et des gradients de salinité. La deuxième montre des variations similaires indiquant des effets diagénétiques locaux.

2.2.3. Aperçu sur les éléments traces et majeurs dans les dépôts du passage C-T

Le passage Cénomanién-Turonien se caractérise en outre par des concentrations anormalement élevées, en éléments traces Ir, Sc, Ti, Cr, Mn, Co, Ni, Pt, et Au, mesurés sur roche totale et par de très faibles teneurs en alcalins, en terres rares tels que Hf, Ta, U, Th, As, Sb (Orth et al, 1988; Hart et al, 1991; Orth et al, 1993 ; Brumsack, 2006). Ces anomalies ont été observées à Pueblo, Colorado ; dans les sites ODP/DSDP, dans l'Europe de l'Ouest et même en Tunisie (Bechtel et al., 1998). Ces teneurs augmentés se situent avant la limite C/T, dans l'intervalle des zones

d'ammonites à *Sciponoceras gracile* et à *Neocardiocerasn juddii* et se présentent souvent sous forme de deux pics. Le premier pic en éléments traces, sur la coupe de référence Pueblo coïncide avec (1) l'extinction du foraminifère planctonique *Rotalipora cushmani*, (2) l'intervalle de l'excursion positive en ^{13}C qui a déjà débuté avant et qui a continué jusqu'au Turonien inférieur bien au-dessus du deuxième pic (Orth et al., 1993). Dans le Centre et le Sud-Est de la Pologne, des anomalies positives similaires en éléments traces ont été observées, mais qui sont de très faibles amplitudes (Peryt et al., 1994) suggérant une distance trop importante entre la source de ces éléments et la région d'étude là où les dépôts sont riches en MO. Le comportement des éléments traces dans des sédiments actuels soumis à des conditions anoxiques et/ou oxiqes, a été également étudié (Calvert et Pedersen, 1994). En utilisant le principe de l'actualisme, ces mêmes auteurs ont extrapolé les résultats de cette étude sur des sédiments anciens. Le principal problème dans la comparaison des deux types de sédiments est, que les argiles noires anciennes (black shales) contiennent un enrichissement en ces éléments traces plus important que dans les sédiments actuels (Heckel, 1977; Brumsack, 1986; Hatch et Leventhal, 1992). Ceci implique partiellement, que ces fortes concentrations au cours des temps géologiques, ne sont pas syngénétiques ou diagénétiques mais épigénétiques, si l'on suppose que les sources et les flux étaient similaires. Ces anomalies résulteraient d'un apport à partir des sources volcaniques ou hydrothermales et/ou à l'interaction post-dépôt des sédiments avec des saumures de bassins (Gustafon et Williams, 1981). Les éléments traces et mineurs ont un comportement différent selon l'oxygénation du milieu de dépôt (Arthur et Premoli-Silva, 1982). Du point de vue géographique, l'excursion positive en ^{13}C est présente dans tous les sites étudiés alors que les fortes teneurs en ces éléments ne sont pas évidentes comme il en est en Europe de l'Est, ce qui implique qu'il s'agit de deux phénomènes indépendants. Généralement, les auteurs émettent trois scénarios possibles pour expliquer ces accumulations importantes en éléments traces : (1) une circulation importante des eaux de fond riches en métaux, associée autant à la grande transgression eustatique du Cénomaniens supérieur - Turonien inférieur, qu'à l'ouverture de l'Atlantique Sud (Orians et al., 1990), (2) un ennoiment des mers épicontinentales et des plates-formes (dilution des apports continentaux), et (3) une intensification des centres d'accrétion et/ou de l'activité des points chauds durant le Cénomaniens supérieur situés aux environs des Caraïbes et du Golfe du Mexique (Larson, 1991).

2.3 L'importance des différentes signatures

Les signaux biologiques (macro- et microfaune, nannoflore) et géochimiques (notamment l'évolution du rapport isotopique du carbone, éléments traces et majeurs) sont classiquement utilisés Pour: (1) caractériser l'extension spatiale et temporelle d'événements paléoenvironnementaux et (2) effectuer des corrélations entre différents domaines paléogéographiques (i.e. tracer des lignes temps entre des sites plus ou moins éloignés).

Ceci suppose, explicitement ou non, que les modifications environnementales qui vont contrôler l'évolution de ces signaux, sont régionalement, voire globalement synchrones. Le fait que l'évolution des signaux géochimiques (pics, excursions) et biologiques (apparition, disparition, prolifération de certains taxa) sont simultanés, est souvent considéré comme la preuve d'un tel synchronisme. Or, les mêmes modifications environnementales, décalées dans le temps, pourraient être la cause d'enregistrements semblables mais tout aussi décalés. Ainsi, le motif des trois événements isotopiques (Fig. 3 ; Fig. 7) interprété par Caron et al. (2006) est similaire aux autres courbes obtenues dans d'autres domaines paléogéographiques. La position de l'événement III de la limite Cénomanién-Turonien, telle que définie par les données biostratigraphiques, pose cependant un problème. En effet, Caron et al. (2006), placent ce dernier pic isotopique au Cénomanién terminal alors qu'en d'autres points du globe (i.e. Pueblo et Eastbourne selon Gale et al., 1993 ou Pont d'Issole selon Morel, 1998 et Grosheny et al., 2006), les données biostratigraphiques indiquent un âge Turonien basal. Il manque donc clairement une validation temporelle indépendante des perturbations environnementales et autant que possible à haute résolution.

Chapitre II - Contexte structural, géodynamique et paléogéographique

1. Relation entre accumulation de la matière organique et structuration tectonique de la Tunisie

Sur le plan structural, la Tunisie comporte deux domaines distincts (Fig. 6) : (1) un domaine subsident situé au nord à séries méso-cénozoïques épaisses et affectées par des déformations alpines cassante et souple, et (2) un domaine plus stable situé plus au sud, à couverture méso-cénozoïque plus jeune, relativement mince et très faiblement déformée (Bishop, 1975, 1988 ; Burollet, 1991 ; Busson et al., 1999). Ces deux domaines sont séparés par une flexure majeure (Fig. 6), qui constitue le prolongement du front sud atlasique. Les couches d'âge céno-manoturonien riches en matière organique sont principalement reconnues dans le premier domaine structural (Fig. 6), où les traits tectoniques (Grasso, 1999 ; Salaj, 2000) sont extrêmement complexes, avec des plis faillés, des nappes de charriage (Rouvier, 1977), des fossés d'effondrement (Cohen et al., 1980 ; Bishop, 1988 ; Chihi, 1995), des diapirs associés à des décollements (Perthuisot, 1978 ; Chikhaoui, 2002) associés à un volcanisme de type alcalin (Laridhi-Ouazaa, 1994), des décrochements (Ben Ayed et Viguié, 1981 ; Turki, 1985 ; Ben Ayed, 1994) et des flexures synsédimentaires (Coque et Jauzein, 1967 ; Bishop, 1975 ; Turki, 1985). La distribution et le contenu organique de ce faciès ont été fortement contrôlés par l'emplacement des fossés d'effondrement durant la transition C/T (Jongsma et al., 1985 ; Layeb, 1990 ; Maamouri et al., 1994 ; Camoin, 1991 ; Razgallah et al., 1994 ; Abdallah et Meister, 1997 ; Grasso et al., 1999 ; Abdallah et al., 2000). Par contre dans quelques régions et durant la même période, les interprétations privilégient les déplacements verticaux pour expliquer les mouvements ascensionnels synsédimentaires du complexe triasique. (Perthuisot, 1978 ; Orgeval, 1994 ; Rouvier et al., 1998 ; Chikhaoui, 2002).

La structuration de ces fossés, liés à la phase de rifting, a été associée à l'ouverture de la Néotéthys vers le nord est (Grasso et al., 1999 ; Stampfli et Borel, 2002) et à celle de l'Atlantique central au sud-ouest (Oyarzun et al., 1997). En particulier, cette phase de rifting en Tunisie n'a pas commencé avant la période Jurassique supérieur - Crétacé inférieur (Burollet et al., 1978 ; Jongsma et al., 1985 ; Turki, 1985 ; Morgan et al., 1998 ; Guiraud, 1998 ; Touati et Rodgers, 1998 ; Grasso et al., 1999 ; Soussi, 2000). Cependant, le rifting enregistré au cours du Trias - Jurassique inférieur serait plutôt en liaison avec la séparation du bloc Apulien lié, à cette période,

en bordure septentrional de la plaque africaine (Gealey, 1988 ; voir Soua et al., 2009 pour une brève synthèse).

En effet, durant la période allant du Trias supérieur au Jurassique, la Pangée a commencé à se disloquer. Cet événement coïncide avec le début de l'expansion de l'Océan Atlantique central et de l'ouverture de la Néotéthys. Au Cénomanién, pendant que l'Atlantique Nord et Sud s'ouvraient, la Néotéthys a commencé à se fermer (Baudin, 1995).

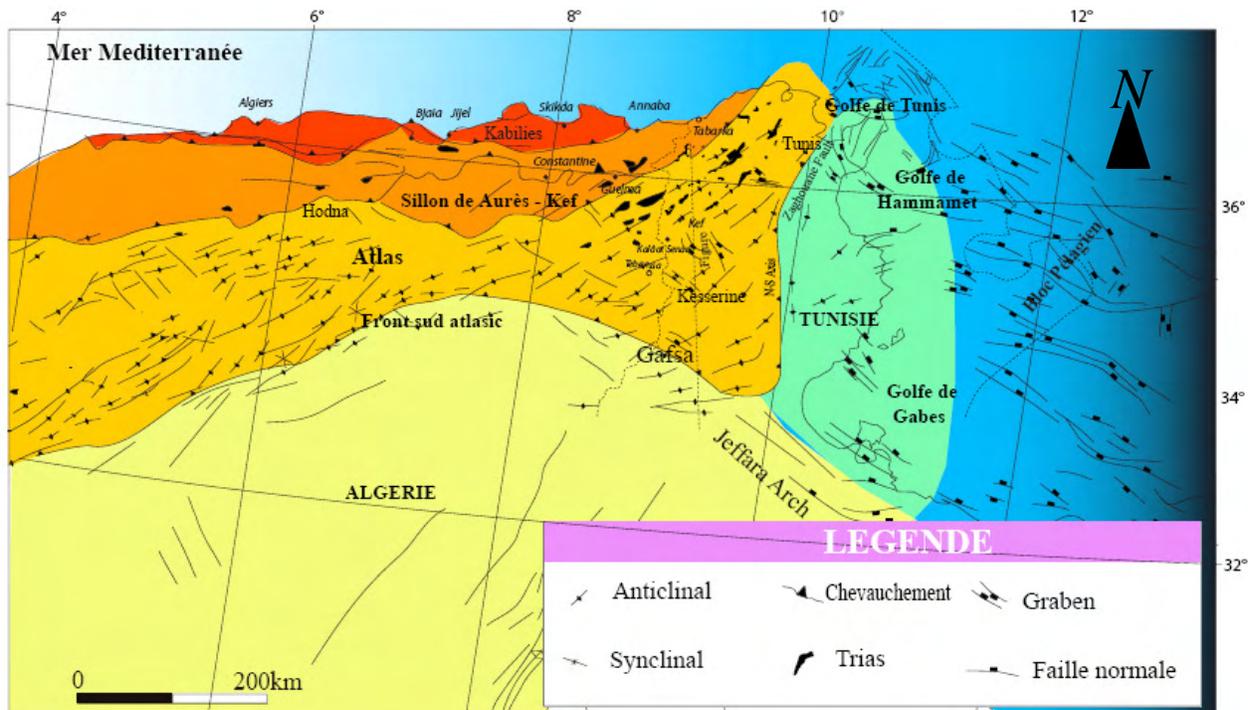


Figure 6 – Carte structurale du domaine maghrébin oriental, âge et nature des principaux éléments à travers l’Afrique du Nord. L’esquisse des principaux bassins mésozoïques est très connue en subsurface, modifiée de Perthuisot (1978) ; Bishop (1988) ; Bechtel et al., (1998) ; Grasso et al., (1999), Soua et al. (2009).

Durant le passage C/T, la Téthys occidentale ainsi que l'Océan Atlantique central sont caractérisés par (1) une circulation lente correspondant due au fait que le Paléo-détroit de Gibraltar était relativement étroit (Thurrow et Kuhnt, 1986), (2) une faible profondeur et des communications partiellement fermées vers les océans voisins (Handoh et al., 1999) et (3) un rétrécissement de la passerelle Apulienne vers la marge nord de la Téthys. Ce sont des facteurs favorisant le développement des conditions anoxiques (Baudin, 1995).

On note que deux événements de rifting mésozoïques se sont produits en Tunisie, à savoir (1) celui du Jurassique supérieur – Aptien inférieur appelé structuration pré-aptienne (Messaoudi et Hammouda, 1994), associé à la genèse de fossés d'effondrements de direction prédominante E-W et au volcanisme intense en mer Pélagienne (Buroillet et al., 1978 ; Jongsma et al., 1985). L'effet de ce rifting se prolonge vers l'ouest en Algérie, au Maroc et même jusqu'à l'océan Atlantique (Soussi et al., 1993) et (2) celui de l'Albien - Cénomaniens inférieur, au cours duquel le régime tectonique change catégoriquement pour redevenir distensif (Marie et al., 1984) en générant des demi-grabens de direction générale NW-SE (Guiraud et Maurin, 1991).

Ces deux phases distensives ont été interrompues par un régime transpressif régional caractérisant la fin de l'Aptien s'exprimant en Tunisie uniquement par une discontinuité typique déterminée par les données sismiques (Ibouh et Zargouni, 1998). Cette replique fini-aptienne a donné naissance à des structures anticlinales de direction NNE-SSW attestée par la présence des figures d'onlap de l'Albien sur l'Aptien (Messaoudi et Hammouda, 1994 ; Ouahchi et al., 1998). Les directions générales de ces fossés sont localement scellées par d'autres failles (NNE-SSW au Cénomaniens et WSW-ENE au Turonien) qui les ont partiellement disséqué en petits blocs indépendants (Camoin, 1991) de largeur décakilométrique au maximum (Grasso et al., 1999). Par conséquent, à partir du Trias jusqu'environ le Cénomaniens, l'Afrique du nord a été dominée par un régime distensif lié à l'ouverture de l'Océan Atlantique central (Oyarzun et al., 1997) et la dislocation du bloc Apulien (Gealey, 1988). Au passage C/T, on assiste à une inversion du régime tectonique liée d'une part à la fermeture de la Néotéthys et d'autre part à l'ouverture de l'Atlantique nord. Ceci a pu causer l'inversion des anciens fossés d'effondrements structurés par la phase distensive précédente.

Le maximum de la richesse en MO des dépôts cénomaniens-turonien est habituellement atteint dans les fossés d'effondrement, nettement renseignés en Tunisie nord-occidentale (Layeb, 1990). Les mouvements distensifs liés au rifting avaient cessé (Grasso et al., 1999) ou ont été affaiblis (Camoin, 1991) pendant le dépôt des sédiments riches en MO du Cénomaniens-Turonien. Un régime de compression majeure a régné alors depuis le Santonien (Soyer et Tricart, 1989 ; Messaoudi et Hammouda, 1994 ; Grasso et al., 1999), reconnu en Tunisie centrale (Ben Ayed, 1986 ; Buroillet, 1991) ayant une direction proche de N140° (Messaoudi et Hammouda, 1994). Il a causé un soulèvement suivant un allongement NE-SW. Cependant, une structure

paléogéographique majeure, l'Axe Nord-Sud (Fig. 6 ; Fig. 8) caractérisant une zone instable dès le Jurassique (Burrolet, 1981), existait déjà en Tunisie centro-septentrionale pendant la période du passage C-T (Soua et al., 2009) contrôlant ainsi la sédimentation (réduction d'épaisseur des dépôts crétacés).

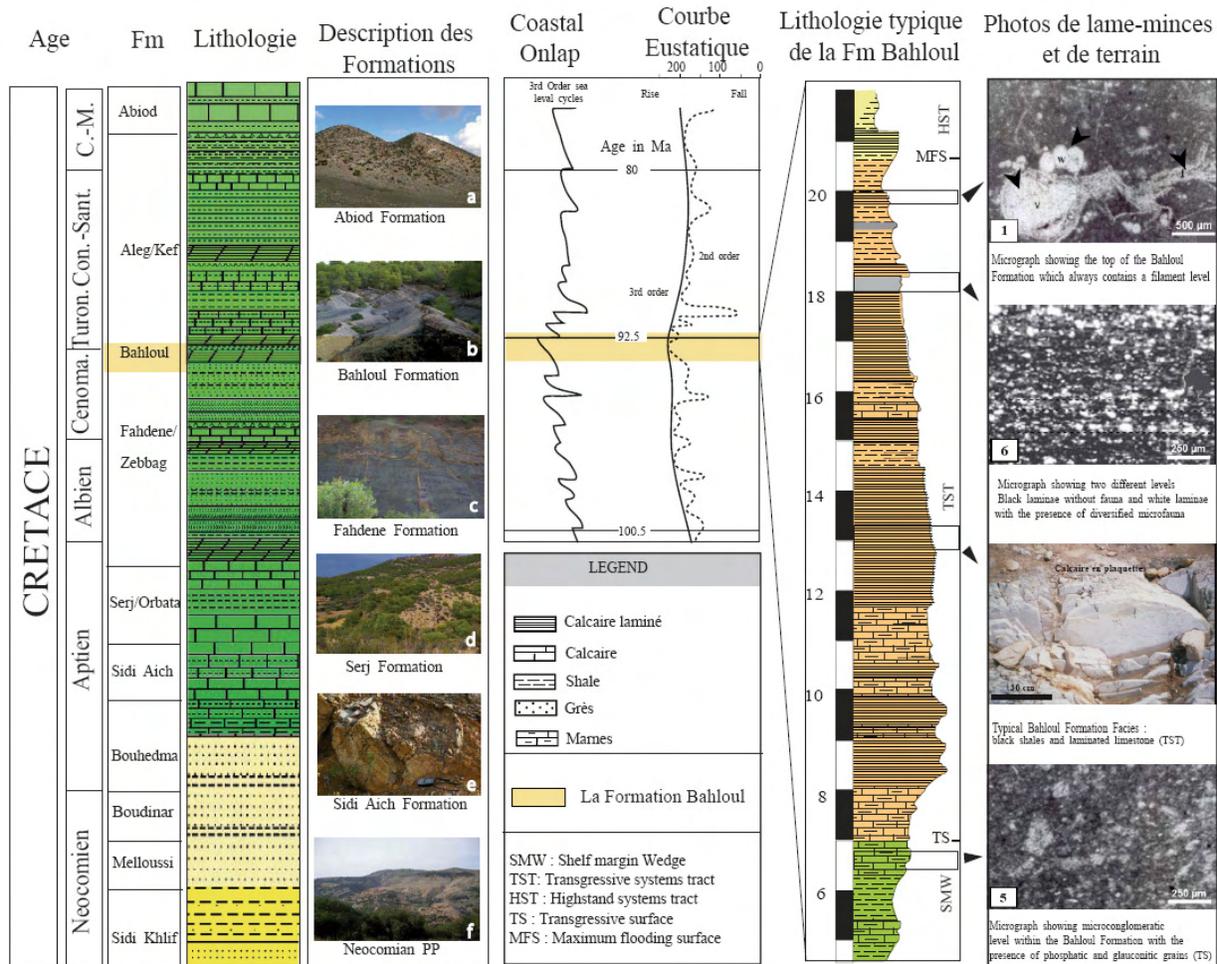


Figure 7 – Identification de la Formation Bahloul, principales caractéristiques et lithologie superposées à la courbe eustatique globale de Haq et al. (1987) et Hardenbol et al. (1998). Les photos a–d sont prises dans la région d’El Kef, les photos e et f sont prises dans la région de Gafsa.

En effet, cet alignement est un ensemble structural complexe et polyphasé de direction NS dans sa partie méridionale qui présente un système de blocs basculés (Ouali, 1985) résultant de la distension au cours du Crétacé puis de direction SW-NE vers le Nord où il se confond avec la dorsale tunisienne (Turki, 1985). Du NW vers le SE, se dispose une succession de zones

subsidentes et de zones à sédimentation réduite. De plus, apparaissent des accidents N 120° à 150° (Turki, 1985) qui délimitent une suite de horsts et de grabens caractérisés par des faciès sédimentaires différents. Cette instabilité locale est probablement liée aux jeux des failles profondes (Perthuisot, 1978) qui séparent cet ensemble du socle.

Les mouvements diapiriques crétacés ont pu également joué un rôle en contrôlant les dépôts C/T en Tunisie septentrionale (Fig. 10) (Perthuisot, 1978 ; Layeb, 1990 ; Bechtel et al., 1998 ; Vila et al., 1998 ; Chikhaoui, 2002), centro-orientale (Bédir et al., 2001), en plateforme pélagienne (Camoin, 1991 ; Klett, 2001) et au front du bassin de Gafsa (Fig. 10) (Razgallah et al., 1994 ; Abdallah et al., 2000). Au voisinage des diapirs, la série péri-diapirique est caractérisée par (1) une réduction remarquable d'épaisseur et en partie par (2) le développement d'un faciès détritique (gréseux et conglomératique) (Perthuisot, 1978 ; Maâmouri et al., 1994 ; Chikhaoui, 2002). Le mouvement ascensionnel des sels triasiques était probablement continu depuis l'Albien jusqu'à l'Éocène moyen (Perthuisot, 1978), toutefois, il se serait intensifié pendant des périodes d'instabilité tectonique.

2. Extension géographique et stratigraphique des couches riches en MO de la Formation Bahloul en Tunisie

Durant l'intervalle Cénomaniensupérieur–Turonien inférieur, la Tunisie se situait dans la marge sud de la Téthys en étant caractérisée par un talus qui pente généralement vers le nord. Ce dernier a enregistré (Fig. 8 ; Fig. 10) une panoplie complète de faciès à sédimentation (1) évaporitique et détritique en Tunisie méridionale (Busson, 1967 ; Bishop, 1975), (2) évaporitique et carbonaté à faune benthique caractéristiques de milieu lagunaire et infralittoral de plateforme en Tunisie centro-méridionale (Perthuisot, 1978 ; Bismuth et Mahjoub, 1981 ; Boltenhagen, 1981 ; Bishop, 1988 ; Razgallah et al., 1994). Exceptionnellement, dans le bassin de Gafsa qui était situé, au passage C-T, entre une mer relativement ouverte vers l'Est (la Téthys) et une mer restreinte de type lagunaire, vers le sud, en bordure de la plateforme saharienne. Cette région était le siège de fréquents passages latéraux de faciès, accentués par l'apparition de bassins péricratoniques (Chaabani et al., 1994 ; Razgallah et al., 1994 ; Abdallah, 1995 ; Chaabani, 1995 ; Abdallah et Meister, 1997 ; Abdallah et al., 2000), tels que le bassin de Gafsa-Metlaoui ou bien encore le bassin qui s'était individualisé entre la faille de Gafsa, au sud et la ville de Fériana - J. Sidi Aych,

au nord (Abdallah et al., 2000) et enfin (3) marno-calcaire à faune pélagique de milieu bathyal en Tunisie centro-septentrionale (Perthuisot, 1978 ; Salaj, 1980 ; Bishop, 1988 ; Robaszynski et al., 1990 ; Maamouri et al., 1994 ; Rami, 1998 ; Soua, 2005). Le plancher sédimentaire de ces faciès dessine un paléo-relief engendré par le mouvement tectono-halocinétique complexe (Bishop, 1988) qui est à l'origine de l'accumulation des variations latérales de faciès et d'épaisseur notamment des dépôts du passage C-T. En effet, ces dépôts riches en MO se sont accumulés en plusieurs endroits, au nord dans le domaine du sillon tunisien (Montacer et al., 1988 ; Layeb, 1990 ; Maamouri et al., 1994 ; Rami, 1998 ; Layeb et Belayouni, 1999 ; Chikhaoui, 2002), au Nord Ouest, (Maamouri et al., 1994 ; Rami, 1998 ; Barrett, 1998 ; Nederbragt et Fiorentino, 1999 ; Chikhaoui, 2002 ; Soua, 2005), au centre (Robaszynski et al., 1990 ; 1993 ; Hardenbol et al., 1993 ; Maamouri et al., 1994 ; Accarie et al., 1996 ; Caron et al., 1999, Hanini, 2005 ; Zagrarni et al., 2008), dans la dorsale tunisienne (Turki, 1985), région de Bargou (Turki, 1975 ; El Ouerdi, 1996 ; Rami, 1998 ; Soua, 2005) en offshore (Golfe de Gabès, Golfe de Hammamet) (Saïd-Benzarti, 1981 ; Ben Ferjani et al., 1990) et localement dans le bassin intracratonique de Gafsa (Chaabani et al., 1994 ; Abdallah, 1995 ; Abdallah et Meister, 1997 ; Abdallah et al., 2000). Ils ont été regroupés sous le nom de la Formation Bahloul, proposé à l'origine par Burollet et al., (1954) puis par Burollet, (1956). Cependant, d'autres anciens documents mentionnent la terminologie KBA adaptée par la Société Nord Africaine des Pétroles (S.N.A.P) pour indiquer la Formation Bahloul (ou barre calcaire inférieure) (Dalbiez, 1955). L'existence de tels dépôts riches en MO, a été confirmée par les données disponibles de puits pétroliers (Saïd-Benzarti, 1981 ; Bishop, 1988 ; Ben Ferjani et al., 1991 ; Klett, 2001 ; Soua et Smaoui, 2008) et d'affleurement (Burollet et al., 1954 ; Salaj, 1976 ; Orgeval et al., 1986 ; Schlanger et al., 1987 ; Layeb et Belayouni, 1989 ; Layeb, 1990 ; Maamouri et al., 1994 ; Soua et Tribovillard, 2007), cependant, les limites d'extension de ces dépôts demeurent jusqu'ici imprécises, particulièrement au nord de la ceinture du Golfe de Gabès, faute de données de puits.

Une comparaison avec la carte paléogéographique suggère que la distribution du faciès Bahloul est soit limitée à la profondeur de la tranche d'eau intermédiaire et pourrait représenter l'impact d'une ZOM vers la marge sud de la Téthys (Robaszynski et al., 1990 ; Barrett, 1998). De tel modèle semble s'appliquer aux dépôts riches en MO du même âge en marge sud téthysienne (Schlanger et al., 1987 ; Kuhnt et al., 1990). La modélisation détaillée de la ZOM en Tunisie peut aider à une meilleure prévision de la distribution de ces dépôts.

Sur le terrain, la Formation Bahloul est souvent plus résistante à l'érosion que les ensembles argilo-marneux qui l'encadrent, la Formation Fahdene (Burolet, 1956) et la Formation Kef (Fournié, 1978) et forme un ressaut dans la topographie. Elle mesure généralement de 20 à 30 mètres d'épaisseur en moyenne, en étant formée d'une alternance régulière de calcaires laminés et/ou pseudo-nodulaires noirs à grisâtres et de niveaux marneux à valeurs de COT qui oscillent entre 1 % et 13,35 % (Fig. 9) (Schlanger et al., 1987 ; Bralower, 1988 ; Bishop, 1988 ; Caron et al., 1999). Ces valeurs sont supérieures à celles données par Layeb et Belayouni, (1989 ; 1999) et Layeb, (1990). Par contre, une valeur unique de 18,7% de COT a été rapportée par Abdallah et al. (2000) du bassin de Gafsa (Oued Berda). La distribution verticale des calcaires et des marnes dans les différentes localités dépend de la paléogéographie où généralement s'enregistrent des dépôts très carbonatés dans les marges proximales et des dépôts marneux dans les marges distales de la Formation Bahloul (Fig. 8) (Robaszynski et al., 1993 ; Caron et al., 1999). Curieusement, à oued Mellègue (Nederbragt et Fiorentino, 1999), les valeurs de COT dans les bancs laminés ne sont généralement pas plus importantes que celles des niveaux bioturbés se débitant en pseudo-nodules qui l'entourent.

Les courbes de distribution verticale de COT changent particulièrement de forme d'une localité à une autre (Fig. 9). Les modèles de variation typiques observés représentent (1) une augmentation et une diminution progressives des valeurs vers la limite C/T (2) des distributions monotones sans variations principales du contenu organique et (3) des transitions à court terme de COT avec des valeurs sensiblement plus élevées que celle rencontrées vers la limite C/T. Ce dernier modèle est communément associé à des alternances typiques de niveaux noirâtres de black shales riches en MO avec des niveaux plus clairs s'organisant en alternances répétitives (ou cycles) des environnements hypoxiques voire anoxiques dans la formation Bahloul (Robaszynski et al., 1993b ; Abdallah et Meister, 1997 ; Caron et al., 1999). De tels cycles, sombre/clair, de quelques mètres d'épaisseur, ont été interprétés comme cycles de précession (Caron et al., 1999 ; Soua et al., 2010 ; Soua, 2010) de 20 ka. Ainsi, ces auteurs, ont conclu que les alternances de couches plus ou moins riches en MO représentent respectivement des conditions de dépôt arides ou sub-humides.

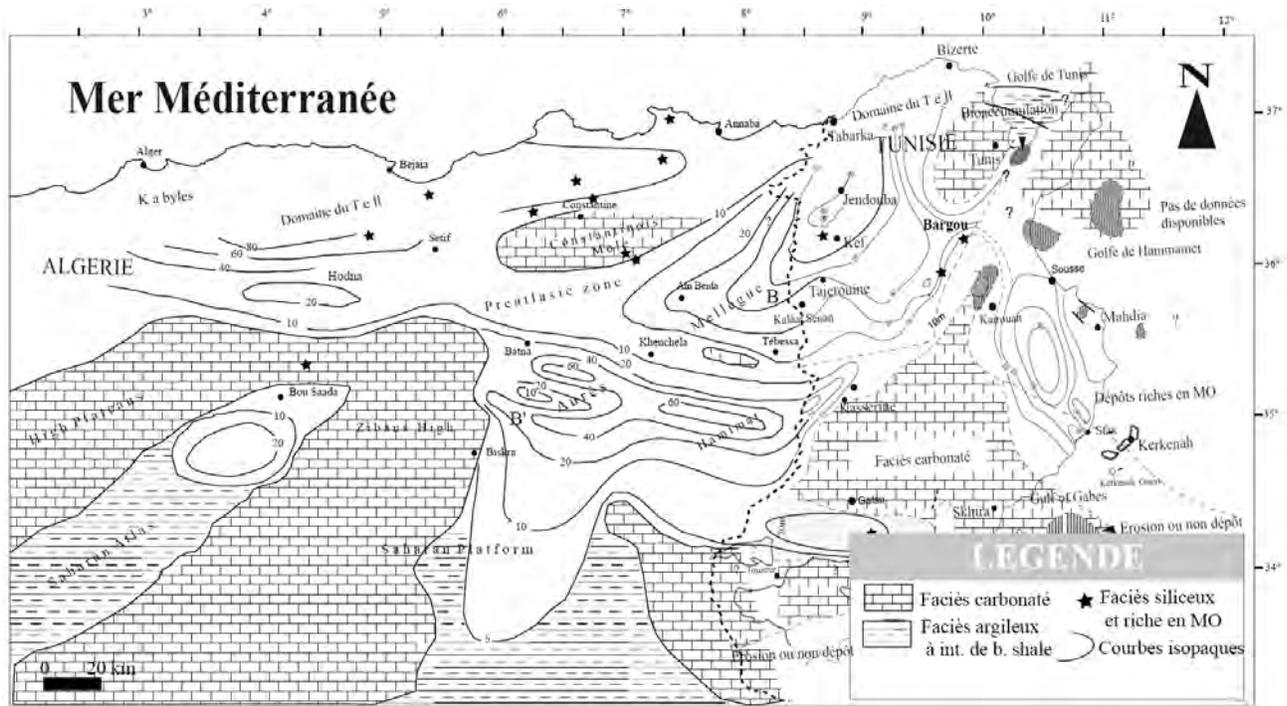


Figure 8 – Faciès et épaisseur des sédiments riches en matière organique du Cénomanién-Turonien et leurs équivalents latéraux en Tunisie et en Algérie orientale). Ces données ont été compilées à partir de Bishop (1988); Ben Ferjani et al., (1990) ; Layeb et Belayouni (1999); Abdallah et al., (2000) ; Herkat (1999) et Luning et al. (2004)

Cette cyclicité existe également à plus petite échelle, exprimée par une alternance entre des lamines claires et des lamines sombres d'ordre millimétrique (Fig. 7) (Layeb et Belayouni, 1989 , 1999 ; Robaszynski et al., 1990 , 1993 ; Soua, 2005 ; Hanini et al., 2004 ; Hanini, 2005 ; Zagrarni et al., 2008 ; Soua, 2010). La plupart des coupes étudiées montrent une augmentation rapide dans la valeur de COT à la base, ce qui est interprété comme reflétant la transition de conditions aérobies à des conditions anaérobies (Nederbragt et Fiorentino, 1999).

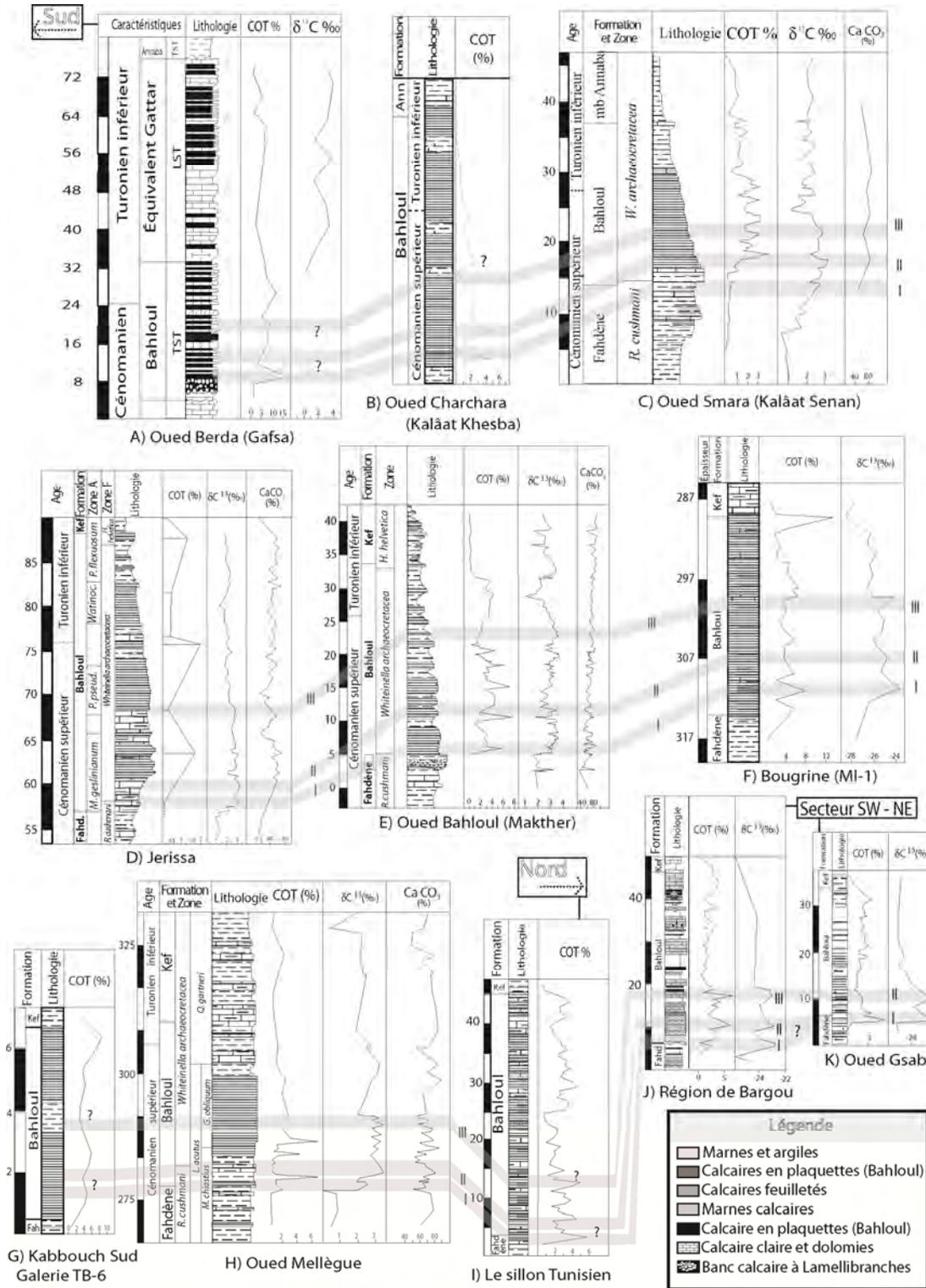


Figure 9 – Essai de corrélation entre les différents domaines à partir des profils isotopiques de C^{13} et des profils de COT. D'après Soua et Tribouvillard (2007).

Dans certains secteurs de la zone des Dômes, les valeurs de COT sont faibles (Fig. 11), parce que la partie basale (relativement riche en MO) de l'intervalle du passage C-T n'affleure pas (Barrett, 1998).

En Tunisie, et pour la même période, a été mis en évidence un faciès riche en MO alternant avec un dépôt siliceux riche en radiolaires (rapporté à la Formation Bahloul) dans la région de Bargou (Soua, 2005).

De tels faciès ont été signalé en Algérie dans plusieurs localités, au nord de l'accident sud atlasique (Busson et Cornée, 1996 ; Busson et al., 1999). Thurrow et Kuhnt (1986) ont défini le dépôt de tels black shales siliceux riches en MO comme étant le marqueur de l'événement de la limite C/T (CTBE : *Cenomanian – Turonian Boundary Event*). Ce faciès a probablement formé une ceinture continue en bordure de la plateforme nord africaine au cours de la partie moyenne du Crétacé en allant de la Tunisie à l'Est, jusqu'à la Zone de Pré-rif marocain à l'Ouest (Thurrow et Kuhnt, 1986 ; Kuhnt et al., 1990). Les caractéristiques lithologiques de ce faciès incluent des calcaires noirs en plaquettes, des marnes feuilletées et des cherts noirâtres (Vila, 1980 ; Busson et Cornée, 1996). Des squelettes de poissons et des radiolaires ont été communément observés dans ces sédiments sombres et laminés riches en MO (Wildi, 1983). Dans quelques régions de la Tunisie centro-septentrionale, de tels faciès sont caractérisés par leur richesse en radiolaires (Soua, 2005) en formant des couches siliceuses (Turki, 1975 ; 1985 ; El Ouerdi, 1992 ; Rami, 1998).

3. Caractéristiques biostratigraphiques et stratigraphie séquentielle de la Formation Bahloul

La formation Bahloul a été déposée durant le Cénomaniens supérieur (la partie supérieure de la zone à *Rotalipora cushmani*) jusqu'au Turonien inférieur (la partie inférieure de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*). Particulièrement, la partie supérieure de cet horizon est réputé diachrone. Il est donc communément admis que l'âge de la Formation Bahloul s'étend sur toute la zone à *W. archaeocretacea* jusqu'à la partie basale de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* (Maamouri et al., 1994 ; Accarie et al., 1996 ; Rami, 1998 ; Soua, 2005). Malgré les recherches menées dans des secteurs miniers tels que Bougrine et Garn Halfaya sont sombres, certains des

auteurs ont attribué au passage C-T par calage stratigraphique, la Formation Bahloul (Orgeval et al., 1986 ; Layeb et al., 1987 ; Montacer, 1987 ; Montacer et al., 1988). D'autres ont supposé que la Formation Bahloul dans la région de Kalâat Senan est plutôt d'âge Cénomanién supérieur (Robaszynski et al., (1990 ; 1993a et b). Cependant, cette interprétation stratigraphique a été plus tard corrigée dans Accarie et al., (1996 ; 1999) qui par les moyens biostratigraphiques et chemostratigraphiques ont montré que la Formation Bahloul dans cette région atteint également dans sa partie supérieure le Turonien inférieur conformément aux idées de Maamouri et al., (1994). Selon Abdallah et Meister (1997), des conditions hypoxiques dans la région de Gafsa, clairement diachrones à la base et au sommet, semblent avoir commencé légèrement plus tard qu'en Tunisie centro-occidentale (à environ 150 kilomètres vers le nord). A 2 km à Oued Beïda (Chaabani et al., 1994) l'épuisement de l'oxygène est supposé continu durant tout l'intervalle du Turonien inférieur, tandis qu'il a été limité au Turonien supérieur dans la chaîne Nord des Chotts située seulement à quelques dizaines de kilomètres plus loin (Fig. 10) (Abdallah et al., 2000). La durée minimale de ce faciès riche en MO dans la région de Gafsa s'étend de la partie supérieure de la zone d'ammonite à *geslinianum* à la partie moyenne de la zone à *coloradoense* (niveau à *flexuosum*). Sa durée a été ainsi estimée à moins de 1 million d'années (Abdallah et al., *idem*).

Le début du dépôt de la Formation Bahloul en Tunisie coïncide généralement avec la base de l'intervalle transgressif (IT) d'âge cénomanién supérieur (Robaszynski et al., 1990 ; Robaszynski et al., 1993b ; Hardenbol et al., 1993 ; Maamouri et al., 1994 ; Saidi et al., 1997 ; Abdallah et al., 2000) attribué à un cycle eustatique majeur téthysien de troisième ordre (Hardenbol et al., 1998). Particulièrement, la charte séquentielle relative au domaine téthysien de Hardenbol et al. (1998) concernant le passage C-T est principalement basée sur des données de terrain de la Tunisie centro-occidentale, notamment de Robaszynski et al. (1990) et Robaszynski et al. (1993) ; Hardenbol et al. (1993) ; Accarie et al., (1996). Dans quelques régions de la Tunisie, la partie basale de la Formation Bahloul peut correspondre au cortège de prisme de bordure de plateforme (PBP ou SMW), comme dans la coupe de Oued Smara dans la région de Kalâat Senan aux dépôts hémipélagiques. En effet, Robaszynski et al. (1990) ont interprété les premiers mètres de cette formation en tant que dépôts d'écoulement d'une masse carbonatée de type PBP, à accumulation de calcispères et à débris d'échinodermes, provenant probablement d'un domaine de talus et déposés dans une matrice autochtone pélagique. Les 18 m qui suivent représentent l'IT et sont

formés entièrement par des dépôts pélagiques enregistrant des valeurs de COT relativement plus élevées que pour le PBN (Robaszynski et al., 1990, 1993b).

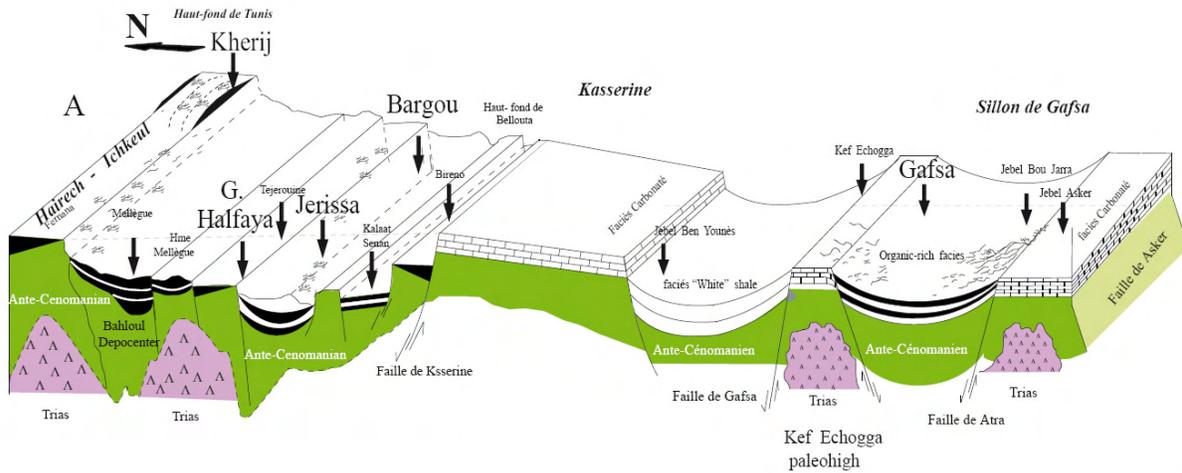


Figure 10 – Structuration du plancher sédimentaire au Cénomanien-Turonien amplifiée par le diapirisme triasique créant des rime-synclines subsidents permettant la stratification de la colonne d’eau et la préservation de sédiments riches en MO qui seront déposés ultérieurement au cours du Crétacé supérieur. Coupe transversale le long d’un transect nord-sud : Mellègue-Kasserine-Sillon de Gafsa. Les données sont compilées d’après (Layeb, 1990 ; Layeb et Belayouni, 1999 ; Abdallah et al., 2000). Noter que la région du Mellègue a enregistré 80 m d’épaisseur de black shales feuilletés, riches en MO ; celle-ci est considérée comme le dépocentre tunisien de la sédimentation C/T.

Selon Maamouri et al. (1994), dans la coupe de Oued Bahloul, le niveau conglomératique, supportant la Formation Bahloul correspond au PBP. La limite supérieure des dépôts riches en MO est également diachrone. Elle se trouve au niveau ou au milieu du IT dans la coupe d’oued Mallègue (Nederbragt et Fiorentino, 1999), ou encore dans la partie supérieure de ce niveau comme au bassin de Gafsa, (Chaabani et al., 1994 ; Razgallah et al., 1994 et Abdallah et al., 2000). Le prisme de haut niveau (PHN) de la séquence troisième ordre surmontant l’IT à cachet Bahloul dans la plateforme interne tunisienne est généralement représenté par des dépôts de faible tranche d’eau, comme les carbonates marins bioclastiques de la formation Gattar et les unités équivalentes d’âge turonien inférieur (Boltenhagen, 1981 ; Marie et al., 1984 ; Razgallah et al., 1994 ; Abdallah et Meister, 1997 ; Abdallah et al., 2000).

Des couches rappelant ce facies de la Formation Bahloul et appartenant à l’intervalle Cénomanien supérieur - Turonien inférieur ont été également déposées au niveau de la partie centrale de l’axe Nord Sud (Negra et al., 1996), traduisant un diachronisme prononcé de cette

unité lithostratigraphique. Le long de l'axe nord-sud et en offshore, les dépôts turoniens sont localement absents (Bishop, 1988 ; Negra et al., 1996). Ceci est probablement dû à la présence de paléo-reliefs prononcés (Bishop, 1988). La sédimentation hémi-pélagique continue s'est produite pendant le Turonien exprimée par un facies de mer profonde au nord (Razgallah et al., 1994).

4. Caractéristiques chimostratigraphiques et analyse isotopique de la Formation Bahloul

Nous avons voulu synthétiser les caractéristiques chimostratigraphiques à partir des données existantes. De ce fait, une corrélation des données isotopiques du carbone complétées par des résultats de COT, par des données biostratigraphiques de Foraminifères planctoniques, nannofossiles et ammonites et par des données calcimétriques (CaCO_3) a été réalisée dans ce travail. Une subdivision triple a été basée sur des petites variations dans les profils isotopiques qui semblent être développées dans la majorité des courbes de C^{13} des coupes étudiées par plusieurs auteurs concernant le passage C/T. Ainsi, Pratt et Threkeld (1984) ont noté pour la première fois l'existence d'une variation triple du signal isotopique C^{13} dans la coupe de Ponca State Park (Nebraska). A Oued Smara (région de Mahjouba, Kalâat Senan), deux pics (Accarie et al., 1999) sont bien développés et notés II et III dans ce travail (Fig. 9), qui peuvent se corréliser avec ceux du bassin anglo-parisien et du bassin Western Interior (Paul et al., 1999 ; Keller et Pardo, 2004). Dans toutes ces coupes, le pic II se produit généralement au-dessus de la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* et le pic III juste au-dessous de l'apparition du nannofossile marqueur *Quadrum gartneri* (CC11), se faisant dans la zone à *Whiteinella archaeocretacea* des foraminifères planctoniques. La limite C/T se situe habituellement légèrement au-dessus de la valeur maximale de C^{13} (Jarvis et al., 1988 ; Bralower, 1988 ; Nederbragt et Fiorentino, 1999).

La courbe du signal isotopique du C^{13} en Tunisie est indépendante de l'évolution générale du contenu en COT, ainsi que de celle du pourcentage en CaCO_3 (Fig. 9). Toutefois, elle confirme d'autres analyses isotopiques à l'échelle mondiale (Pratt et al., 1991 ; Lamolda et al., 1994 ; Paul et al., 1999 ; Keller et al., 2001 ; Keller et Pardo, 2004). En Tunisie les valeurs élevées de COT se développent généralement bien après le début de l'excursion de ^{13}C . Un tel décalage est observé également dans d'autres régions du monde (Barrett, 1998 ; Keller et al., 2001). En fait, la forme détaillée de la courbe et valeurs du pic de ^{13}C du passage C-T, dépendent de certains

paramètres, y compris le taux de sédimentation et également le pas d'échantillonnage c'est-à-dire la plus ou moins haute résolution utilisée (Barrett, 1998 ; Nederbragt et Fiorentino, 1999 ; Accarie et al. 1999).

5. Caractéristiques paléoécologiques

Les recherches paléoécologiques détaillées sur les dépôts du passage C-T utilisant l'analyse de microfaciès, les foraminifères planctoniques et benthiques, les nannofossiles calcaires et les ammonites ont été menées par plusieurs auteurs (Robaszynski et al., 1990 ; Robaszynski et al., 1993 ; Abdallah, 1995 ; Abdallah et Meister, 1997 ; Saïdi et al., 1997 ; Nederbragt et Fiorentino, 1999 ; Caron et al., 1999 ; Abdallah et al., 2000 ; Soua, 2005). L'assemblage de nannofossiles dans les dépôts de la Formation Bahloul comme étudié par Bralower (1988) dans la coupe type ou par Nederbragt et Fiorentino (1999) dans la région de Mellègue, est caractérisé par une faible diversité qui a été attribuée à une combinaison de conditions hostiles et une dissolution durant la sédimentation. L'espèce *Watznaueria barnesae* est interprétée comme une forme opportuniste qui représente l'espèce la plus fréquente des nannofossiles calcaires dans la formation Bahloul mais elle constitue habituellement moins de 40% de l'association. Nederbragt et Fiorentino, (1999) ont noté également une baisse dans la fréquence et la diversité des nannofossiles calcaires dans les couches riches en matière organique de la Formation Bahloul. En outre, ces dépôts ont enregistré une diminution de l'abondance des indicateurs de la haute productivité parmi les nannofossiles, qui pourrait être le résultat d'une dissolution. Selon ces auteurs, les nannofossiles calcaires ne constituent pas une preuve pour une importante augmentation de la productivité primaire pendant la crise anoxique du passage C-T (Bralower, 1988 ; Nederbragt et Fiorentino, 1999).

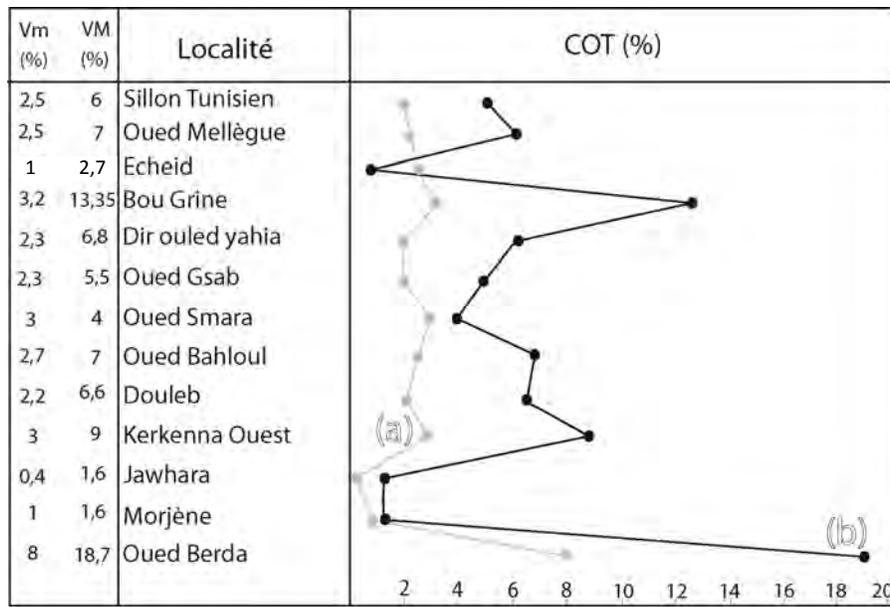


Figure 11 - représentation graphique des valeurs moyennes et maximales de COT de quelques localités en Tunisie. (a) et (b) sont représentées selon un transect N-S ; VM : valeurs maximales enregistrées de COT et Vm : valeurs moyennes de COT. D'après Soua et Tribouvillard (2007).

La faune de foraminifère planctonique dans la Formation Bahloul a été étudiée sommairement par Robaszynski et al., (1990) dans la région de Kalâat Senan. Plus tard (Soua, 2005), nous avons réalisé une étude paléocéologique appuyée par une analyse biostratigraphique de haute résolution sur la faune de la Formation Bahloul de la région de Jerissa. Nous avons noté que l'association des foraminifères planctoniques est composée par des formes à loges globuleuses, dominée par les morphotypes les plus primitifs occupant la surface des océans jusqu'à 50 m de profondeur. Caractérisés par une faible diversité et nécessitant une productivité modérée, ces habitants sont les plus dominants de l'association fossile. Les bioturbations sub-horizontales sont la seule preuve qui atteste de la présence de macro-organismes. Dans ces bioturbations, des débris d'échinodermes, des grains de phosphate et de la glauconite sont concentrés, indiquant une augmentation de l'énergie (Robaszynski et al., 1990 ; Maâmouri et al., 1994 ; Caron et al., 1999). Occasionnellement la stratification de la masse d'eau doit avoir été interrompue par un apport d'oxygène à l'interface eau/sédiment permettant la prolifération des terriers (Robaszynski et al., 1990). Contrairement aux organismes planctoniques, le faciès Bahloul montre une baisse importante dans la biomasse benthique, comme décrit par Abdallah et Meister (1997) dans le bassin de Gafsa et la chaîne Nord des Chotts où une interface eau/sédiment anaérobie a été mise

en évidence. Selon notre étude paléocéologique basée sur un échantillonnage de haute résolution (Soua, 2005) qui consiste en l'analyse des morphotypes et des abondances relatives des différentes espèces, de morphotypes et morphogroupes de foraminifères planctoniques, quatre phases successives dans le comportement des foraminifères planctoniques ont été mises en évidence (1) Une première phase coïncide avec la partie supérieure de la zone à *Rotalipora cushmani* durant laquelle les représentants de l'association des foraminifères planctoniques dans la tranche photique sont très diversifiés et adoptent une stratégie K (2) Une deuxième phase coïncide avec la partie terminale de la zone à *Rotalipora cushmani* durant laquelle les rotalipores carénés vivant dans les eaux profondes de la tranche photique (Hart, 1998) sont rares mais encore présentes. La faune y est dominée par les hétérohélicidés (*Heterohelix moremani*, *H. navarroensis*, *H. aff. Pulchra*, *H. reussi*) évoquant ainsi l'installation de la ZOM (3) Une troisième phase là où s'effectue l'extinction des rotalipores, et les représentants de l'association adoptent plutôt une stratégie r dominée par les guembelitriidés (*Guembelitra cenomana* et *G. sp*) et les autres hétérohélicidés. Ces taxa qualifiés d'opportunistes atteignent une fréquence de 30 % de l'association. Durant cet intervalle, un point d'inflexion typique dans la courbe représentative des hétérohélicidés a été mis en évidence. Cette variation peut être corrélée à une grande distance, puisqu'elle confirme d'autres analyses quantitatives à l'échelle mondiale (Leckie, 1985 ; Nederbragt et Fiorentino, 1999 ; Keller et al., 2001). (4) Une quatrième phase coïncide avec la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* évoquant le retour aux conditions initiales. Après le dépôt de la formation Bahloul une relaxation progressive des conditions océaniques hostiles s'est produite, ayant pour résultat la diversification des populations de foraminifères planctoniques et benthiques, de nannofossiles et de macrofaune.

6. Caractéristiques géochimiques de la Formation Bahloul

Les données de géochimie organique détaillées et complètes sur la Formation Bahloul ont été présentées par différents auteurs : Montacer et al. (1986, 1988) , Farrimond et al. (1990), Orgeval (1994) , Montacer (1995) , Hughes et Reed (1995), Bechtel et al. (1998), Barrett (1998), Layeb et Belayouni (1999) et Caron et al. (1999). Les provinces où la formation Bahloul est riche en MO sont caractérisées par un kérogène d'origine marine de type II (IH entre 200 et 700 mg HC/g COT) avec des concentrations en COT de plus de 10%, indiquant d'excellentes qualités de roches

mères d'hydrocarbures (Saidi et al., 1992 ; Layeb et Belayouni, 1989 ; Layeb, 1990 ; Layeb et Belayouni, 1999). La maturité thermique de cette MO présente une distribution assez homogène avec des Tmax compris entre 430 et 450 °C dans plusieurs endroits. L'observation au microscope des sédiments qui la contiennent indique que le kérogène est dominé par une matière organique amorphe (MOA) (Layeb, 1990). Son origine algaire ou bactérienne se manifeste par une forte fluorescence jaunâtre en lumière ultraviolette. Des palynomorphes (Caron et al., 1999), pour la plupart marin, tels que des kystes de dinoflagellés (*Achomosphaera*, *Spiniferites*, *Trichdinium*) et des algues vertes du groupe des prasinophycées se trouvent enfouis dans cette matière amorphe. La distribution des biomarqueurs moléculaires est typique des *n*-alcane, composées des stéranes, les hopanes et les isoprénoïdes acycliques indiquant une MO d'origine marine (algaire ou zooplanctonique). En outre, les 4-méthylstéranes reflètent un apport significatif des dinoflagellés. Les méthylhopanes indicateurs de cyanobactéries ou de méthylophiles sont largement présents dans les dépôts de la Formation Bahloul (Barrett, 1998). L'occurrence du bisnorhopane dans les black shales de la Formation Bahloul reflète une source plutôt bactérienne spécifique probablement liée à un environnement de dépôt fortement réducteur riche en soufre (Farrimond et al., 1990 ; Orgeval, 1994 ; Bechtel et al., 1998 ; 1999). On signale que ce composé se trouve dans des concentrations très élevées en pétrole (Peters et Moldowan, 1993) comme les hydrocarbures libres.

7. Caractérisation du kérogène de la Formation Bahloul

Une description détaillée du kérogène présent dans la Formation Bahloul riche en matière organique a été donnée par Layeb et al. (1987) ; Montacer (1987) ; Montacer et al. (1988) et Barrett (1998). Ces black shales montrent des kérogènes relativement riches en composés aliphatiques mais contiennent plus de composés aromatiques soufrés en comparaison avec d'autres dépôts du même âge, déposés dans d'autres régions du domaine Téthysien (Grande Bretagne et Allemagne) (Barrett, 1998). La plupart des produits obtenus par pyrolyse sont des composants sulfurés tels que des alkylthiophènes, des alcénylthiophènes et des alkylbenzothiophènes. Les composants alcènes/alcane sont seulement présents en quantités relativement faibles et les produits non sulfurés sont constitués principalement d'alkylbenzènes et de chaînes homologues de *n*-alcènes et *n*-alcane. Des biopolymères de plantes supérieures sont

seulement présents en traces confirmant ainsi une origine essentiellement marine de la MO dans la Formation Bahloul.

8. Relation entre paléogéographie et expansion d'une ZOM

La tectonique distensive qui a favorisé l'ouverture de plusieurs bassins (Fig. 10) suivie par des inversions, a permis localement le dépôt des sédiments riches en MO situés sous une ZOM. Ces petits bassins sont limités par des paléohauts-fonds (ex : de Serj-Bargou ; de Nebeur ; de Tunisie centrale ; de Kef Echogga...) qui ont, peut être, limité les échanges des eaux océaniques déjà appauvris en oxygène en induisant une stratification des eaux marines. La topographie de ces bassins ne s'avère pas régulière. En effet, le paléorelief en perpétuel mouvement, a attesté des manifestations diapiriques ce qui a provoqué peut être des inversions de subsidence.

En somme, le dépôt des sédiments cénonanien – turoniens riches en MO n'a été réalisé qu'en milieu marin profond eaux confinées. Au-delà, en milieu peu profond les eaux étaient très oxygénées comme dans les sites des Jjebels Smmama, Selloum, Chaambi et où le faciès à black shale est remplacé par des calcaires/dolomies et de Borj Cédria où le faciès C/T est essentiellement un dépôt de bioaccumulation à rudistes (Fig. 8 ; Fig. 10). Dans quelques régions les dépôts C-T sont même absents. La distribution de la MO suit la paléogéographie existant au cours de l'intervalle du passage C-T avec des zones relativement hautes qui sont baignées par une ZOM où la circulation réduite a peut être fait augmenter la déficience en oxygène. Un autre mécanisme applicable pour la Tunisie Centrale (le bassin de Gafsa) est la mise en place d'une halocline où la masse d'eau est stratifiée. Cette stratification est causée par la circulation des eaux hypersalées générées par le lessivage des évaporites dissoutes du trias (Fig. 12) (Orgeval., 1994 ; Abdallah et Meister, 1997 ; Abdallah et al., 2000). Le moteur de l'expansion de la ZOM a pu être la transgression du Cénonanien supérieur (Ce5 de Hardenbol et al., 1998). Cette ZOM (Fig. 13) est installée sous les cinquante premiers mètres de la colonne d'eau qui sont généralement bien oxygénés par l'action des vents et des vagues (Nederbragt et Fiorentino, 1999). En comparant les modèles de dépôts, certains auteurs (Nederbragt et Fiorentino, 1999) montrent qu'aucun upwelling n'a pu avoir lieu, alors que d'autres (Bishop, 1988 ; Barrett, 1998 ; Layeb et

Belayouni, 1999) supposent que des conditions importantes d'upwelling ont contrôlé le dépôt des sédiments riches en MO.

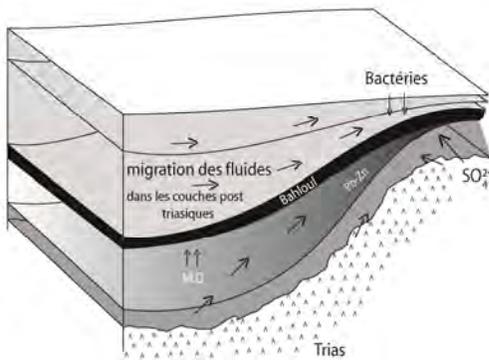


Figure 12 - Les processus géochimiques et hydrologiques responsables à la genèse des minerais de Pb/Zn dans la Formation Bahloul notamment dans la zone des Dômes, adapté de Rouvier (1977) ; Bechtel et al., (1998, 1999).

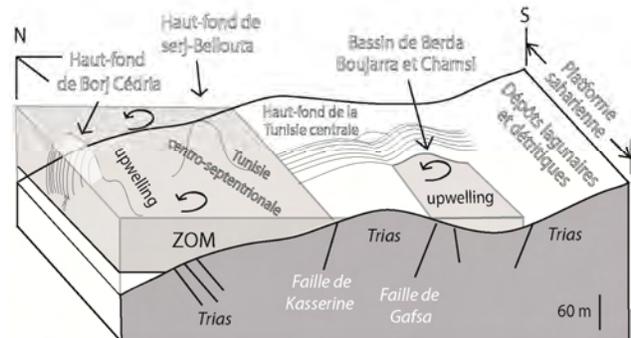


Figure 13 – modèle de dépôt proposé pour les sédiments riches en MO de la Formation Bahloul. Ces faciès sont impliqués dans une ZOM qui contrôle la distribution des couches riches en MO. En se basant partiellement sur le modèle proposé par Bishop (1988) pour le domaine oriental ; Layeb (1990) ; Barrett, (1998) et Layeb et elayouni (1999) pour le domaine centro-septentrional et le celui de Abdallah et al.,(2000) pour le domaine centro-méridional.

Chapitre II - Objectifs de la Thèse et Méthodes employées

1- Objectifs

L'EAO-2 qui s'est produit près de la limite Cénomaniens – Turonien est l'événement le plus étendu du Crétacé (Wignall, 1994). L'un des meilleures expressions d'accumulation de la matière organique à l'intervalle du passage C-T et de son enfouissement est la Formation Bahloul en Tunisie centro-septentrionale et centro-méridionale où une épaisseur de 80 m de black shales a été atteinte (Layeb et Belayouni, 1999) contenant plus que 13.5 % de carbone organique (Bechtel et al., 1998) dans le domaine septentrional et 18.7% de carbone organique (Abdallah et al., 2000) dans le domaine méridional.

Notre travail correspond à une contribution aux connaissances des causes menant à l'accumulation d'une telle quantité de MO et le choix du modèle approprié à l'événement anoxique global EAO-2 et les scénarios qui le caractérisent.

*La première partie de ce travail (Chapitre 1) se focalise principalement sur les causes et les conséquences qui auraient induit un tel enfouissement important de matière organique à l'échelle globale. Ceci nous oblige à vérifier si les similitudes apparentes entre tous les faciès à black shales déposés au cours du passage C-T comme l'enrichissement en CO, lamination, appauvrissement et absence temporaire des foraminifères benthiques indiqueraient une cause commune ou bien sont déterminés par des phénomènes locaux. La stratigraphie à haute résolution, intégrant les données chemostratigraphiques, biostratigraphiques, cyclostratigraphiques et séquentiels serait dans ce cas un outil nécessaire afin de reconstituer dans le détail les conditions environnementales à l'échelle de la marge téthysienne et atlantique et notamment en Tunisie. Par ailleurs, un essai de corrélation entre les différents sites nous aidera à préciser l'ampleur et l'expression de l'EAO-2 ainsi que sa durée et de reporter son impact sur les foraminifères planctoniques et les radiolaires.

Afin d'aboutir à ces objectifs nous réaliserons une étude

1 - biostratigraphique détaillée basée sur les foraminifères planctoniques et les radiolaires,

2 - chiostratigraphique intégrant les éléments traces/majeurs et isotopies du carbone et de l'oxygène, basée sur un échantillonnage de haute résolution des coupes levées dans la Formation Bahloul à l'affleurement et caractérisant différents domaines paléogéographiques ou différentes unités structurales: (1) la zone des Dômes : la coupe de Hammème Mellègue, la coupe de Guern Halfaya. (2) la zone des fossés : la coupe de Oued Smara (Kalâat Senan), la coupe de Oued Es Smara (Jerissa). (3) la dorsale tunisienne : la coupe de Oued El Kharroub (Bargou), la coupe de Aïn Zakkar (Bargou), la coupe de Jebel Khrij (à proximité de Jebel Ressas). (4) la région de Gafsa : la coupe de Oued Hessi (Jebel Chemsî). Les coupes d'Oued Berda et la coupe d'oued Ennakhlet (Jbel Berda) ne seront pas détaillées.

2- Méthodes

Echantillonnage

Une première campagne de terrain nous a permis d'arrêter notre choix sur huit (8) coupes dans la série de la Formation Bahloul affleurant dans les différentes régions de la Tunisie.

- (1) dans la vallée d'Oued Es- Smara (CES) dans la région de Jerissa.
- (2) Dans la région de Hmme Mellègue (HM) près du village de Nebeur;
- (3) Dans la région de Garn Halfaya (GH), près de Kodiat Ennahala.
- (4) Près de Jebel Ressas, à J. Kherij (KH),
- (5) Dans la région de Mahjouba à Oued Smara, Kalâat Senan (KS),
- (6) Dans la région d'Ain Boussaadia à Oued El-Kharoub (COK), Bargou
- (7) Dans la région d'Ain Zakkar (AZ), Bargou.
- (8) Dans la région de Gafsa à oued Hessi (OH), Jebel Chemsî.

D'autres coupes ont fait l'objet d'observation complémentaires.

Le travail sur le terrain consiste en un échantillonnage plus ou moins serré tout en adoptant des méthodes de stratigraphie qualifiée de haute résolution, surtout dans la zone où se situe la limite des deux étages géologiques. Ainsi dans les huit coupes étudiées, les échantillons sont prélevés à

intervalle de 20 cm à 40 cm (voire même 10 cm) surtout dans les niveaux sombres de la Formation Bahloul. De part et d'autre de cette Formation l'intervalle d'échantillonnage est moins serré. L'espace entre les échantillons peut être de 80 cm ou 1 m si le faciès est inchangé. Les échantillons sont stockés dans des sacs en plastique portant des étiquettes où sont écrites, la cote de l'échantillon, son numéro et sa provenance.

Micropaléontologie

1-Foraminifères planctoniques

Notre étude est d'ordre micropaléontologique et paléoécologique. Elle est basée sur la détermination des espèces de foraminifères prélevés dans les échantillons de ces dix coupes, leur état de conservation et leur diversité. Elle est également d'ordre biostratigraphique de haute résolution basée sur la répartition verticale détaillée des espèces marqueurs de Foraminifères planctoniques. Ces derniers vont nous servir pour la subdivision et la biozonation de l'intervalle du passage Cénomaniens – Turonien concernant la Formation Bahloul et pour discuter les autres biozonations proposées par nos prédécesseurs, en définissant les limites, inférieure et supérieure, de ladite Formation.

Chaque échantillon est subdivisé en deux parties égales, une qui servira comme témoin (et pouvant faire objet d'autres types d'analyse), et l'autre est trempée dans de l'eau de robinet pendant un certain nombre de jours (selon la dureté de l'échantillon, sans toutefois dépasser une semaine).

Nous avons adopté la méthode standard de lavage par voie humide à usage micropaléontologique comme décrite par Neumann (Manuel de micropaléontologie, 1967).

2-Radiolaires

Une vingtaine d'échantillons ont été sélectionnés à travers quatre (4) coupes (Dir Ouled Yahia, Ain Zakkar, Garn Halfaya et Chems) le long de la série C/T pour la détermination taxonomique des radiolaires, leur état de conservation et leur diversité. Aucune attaque chimique des

échantillons n'a été appliquée afin de dégager les radiolaires. Vingt-cinq espèces de radiolaires (18 nassellaires et 7 spumellaires) ont été identifiées au cours de ce travail. L'indice de préservation est pris ici comme défini par Kiessling (1996). Tous les échantillons ont été traités au laboratoire de micropaléontologie et paléoécologie de la Faculté des Sciences de Tunis. Nos déterminations des espèces de radiolaires ont été vérifiées par Luis O'Dogherty (Université de Cadiz, Espagne)

3-Systématique

L'étude systématique dans le cadre de ce travail a concerné, à la fois, les espèces des foraminifères planctoniques et de radiolaires reconnues dans les sédiments du passage Cénomaniens-Turonien. Les foraminifères que contiennent les résidus obtenus des échantillons sont observés sous la loupe binoculaire sont identifiés spécifiquement en se basant sur les travaux de E.W.G.P.F en coopération avec F. Robaszynski et M. Caron, sur les Foraminifères planctoniques du Crétacé Supérieur (1979. 1 et 2), les traités de micropaléontologie de Loeblich et Tappan (1961), (1964) et (1988) et d'autres travaux illustrant et discutant les espèces de Foraminifères planctoniques de l'intervalle de passage Cénomaniens – Turonien (Stelck et Wall, 1954 ; Pessagno, 1967 ; Eicher et Worstell, 1970 ; Chitta, 1979 ; Salaj, 1980 ; Bellier, 1983 ; Robaszynski et al., 1990 ; Premoli Silva et Sliter, 1994 ; Rami, 1998 ; Georgescu, 2000 ; Keller et al., 2001 et d'autres...). Pour l'analyse statistique, nous avons eu recours à la subdivision des trois fractions de chaque échantillon (les fractions : 63 µm, 100 µm et 250 µm) à l'aide d'un microsplitter de type « Otto ». Chaque fraction est subdivisée en deux parties égales : la première est remise dans la boîte initiale et l'autre est mélangée avec les autres moitiés de fractions inférieures du même échantillon. Ce fractionnement va nous aider à obtenir une association de Foraminifères (aussi bien planctoniques que benthiques) comportant au minimum 300 individus dans un résidu global >63 µm par échantillon. Ces 300 individus serviront pour une analyse statistique adéquate. Le matériel étudié peut être riche ou pauvre en Foraminifères. Pour obtenir seulement 300 individus de Foraminifères planctoniques. Dans le cas où le résidu global >63mm est très riche en foraminifère, nous avons été amenés à le fractionner aussi à l'aide du microsplitter afin d'obtenir une association de foraminifère planctonique ne dépassant pas 400

individus. Quand l'échantillon est pauvre en Foraminifères, nous les avons triés dans l'ensemble du résidu global.

Microscope électronique à balayage

Les espèces de Foraminifères planctoniques ont été sélectionnées et photographiées à l'aide du microscope électronique à balayage (MEB) de l'Entreprise Tunisienne d'Activités Pétrolières (ETAP). Certaines espèces de radiolaires ont été photographiées à l'aide du MEB environnemental de l'Institut de Recherche et Analyse Physico-Chimique (INRAP).

Carbone Organique Total

Les analyses du carbone organique total (COT), ont été déterminées sur des échantillons broyés en utilisant un Rock-Eval II muni d'un module de carbone à l'Université de Lille¹ et l'INRAP et à l'ETAP.

Calcimétrie

Concernant les analyses calcimétriques nous avons eu recours à un dosage des carbonates à l'aide du calcimètre Bernard en utilisant une balance de précision, HCl (10%) placé dans une pissette, une pissette d'eau distillée, un calcimètre Bernard, un étalon de calcite et une spatule. Les échantillons prélevés sur le terrain vont servir à la détermination des teneurs en CaCO₃. Cette analyse calcimétrique consiste tout d'abord à l'étalonnage de l'appareil en introduisant dans une erlen de 250ml 0,30g de CaCO₃ pur préalablement séché à 50°C.

Ensuite on place dans l'erlen un tube a essai rempli de HCl (10%) en le maintenant dans la position verticale. Puis l'erlen est fermée afin de prendre une première lecture L1 sur la burette en ramenant la surface du liquide que l'erlen contient au même niveau que celui de la burette. Ensuite le contenu de l'erlen est agité en gardant les surfaces du liquide dans l'ampoule et dans la burette au même niveau. Enfin on fait une deuxième lecture L2 sur la burette. Après cet étalonnage, la détermination du taux de CaCO₃ dans chaque échantillon est effectuée comme suit :

(1) peser 300mg de poudre de l'échantillon préalablement broyé.

(2) appliquer la même méthode d'attaque adoptée pour l'étalon sur l'échantillon. L'expression des résultats est : $\text{CaCO}_3(\%) = (L2-L1)_{\text{éch}} / (L2-L1)_{\text{sd}} \times 100$ (éch: échantillon; sd: standard).

Lames minces

Les échantillons calcaires indurés ont fait l'objet de confection de lames minces dans le laboratoire de géologie à l'Office National des Mines (ONM) et de l'ETAP afin d'analyser le microfaciès et le contenu micropaléontologique en section.

Éléments traces et majeurs

Pour les analyses spectrométriques, les échantillons de roche préparés pour l'analyse géochimique sont concassés et broyés à l'aide d'un broyeur ordinaire. La réduction en poudre des échantillons a nécessité l'usage d'un broyeur à billes de céramique. La poudre représentative de chaque échantillon est prête pour la dissolution à l'acide ou la fusion. Approximativement 5g de la roche totale en poudre sont requis pour une analyse complète de la roche, les éléments traces et majeurs. Toutes ces analyses ont été effectuées au laboratoire Geosystemes de l'Université de Lille1, Laboratoire de chimie organique et analytique de l'Université de Lille1 et un Laboratoire spécialisé au Canada.

1-Éléments majeurs

Pour les éléments majeurs, les spécimens sont en outre préparés par fusion de l'échantillon et du fondant, un mélange de métaborate de lithium et de tétraborate de lithium, puis par dissolution du mélange en fusion dans l'acide nitrique (HNO₃). Les spécimens sont analysés par un spectromètre d'émission atomique au plasma (ICP-AES). Cette méthode est appropriée pour des échantillons contenant plus de 5% de soufre, ou une quantité importante de barite, ou des teneurs de Cu ou de

Pb de l'ordre du pourcentage, ou pour des échantillons en quantité insuffisante à la préparation des disques de verre utilisés pour le dosage des éléments majeurs par FRX.

2-Éléments traces

Pour les éléments en trace, la préparation des échantillons s'effectue par la dissolution totale de l'échantillon dans les acides nitrique, perchlorique et hydrofluorique suivie d'une fusion au métaborate de lithium de tout matériel résiduel. Les analyses réalisées par la méthode ICP-MS, les analyses se sont effectués en utilisant un spectromètre de masse ICP.

Pour utiliser les concentrations des éléments traces afin de reconstituer les conditions paléoenvironnementales, il faut estimer si tel échantillon est relativement enrichi ou appauvri en tel élément trace. En général, le degré d'enrichissement ou de l'appauvrissement d'un élément trace dans un échantillon est évalué par rapport à sa concentration dans une référence qui est appelée Average shale (Wedepohl, 1971, 1991; McLennan, 2001; Tribovillard et al., 2006).

Les sédiments et les roches sédimentaires peuvent avoir des proportions de phases minérales variables, souvent d'origine biogénique, qui dilue l'abondance d'un élément trace dans un échantillon. Les diluants biogéniques les plus communs sont le carbonate de calcium et l'opale. Ainsi, pour être en mesure de comparer des éléments traces dans des échantillons à proportions variables de carbonate et d'opale, il est recommandé de normaliser ces éléments traces par les concentrations d'aluminium (Calvert et Pedersen, 1993; Tribovillard et al., 2006). Pour la plupart des dépôts sédimentaires, l'aluminium peut être considéré comme un indicateur de la fraction d'aluminosilicates dans le sédiment, avec très peu de capacité de se déplacer au cours de la diagenèse (Brumsack, 1989; Calvert et Pedersen, 1993; Morford et Emerson, 1999; Piper et Perkins, 2004).

Pour rendre les résultats de la procédure de normalisation plus facile à interpréter, il est appelé à utiliser les facteurs d'enrichissement (EF):

$$EF_{\text{élément X}} = (X/Al_{\text{échantillon}}) / (X/Al_{\text{average shale}}).$$

Si EF_X est supérieur à 1, alors l'élément X est enrichi par rapport à l'average shale et si EF_X est inférieur à 1 il est alors appauvri.

Démarches**Perte au feu**

300 à 500 mg d'échantillon (creuset alumine)



Four à 980°C pendant 4 heures



Laisser refroidir sous cloche



Peser

Expression des résultats :

$$\text{Perte au feu en \%} = \frac{(X-Y)*100}{X}$$

X= masse d'échantillon avant chauffage

Y= masse d'échantillon après chauffage

Mélange pour reprise de la perle350 ml HNO₃ concentré superpure (14N)25 ml d'H₂O₂

450 ml glycérol



Qsp 5 litres

Fusion alcaline

200 mg d'échantillon + 600 mg metaborate de lithium



Mélanger à la spatule



Fusion : 1h à 980°C (+montée à température)



Reprise de la bille de verre dans 60 ml de mélange acide (creuset+agitateur dans pot d'acide)



Agitation 4 à 5 heures



Retirer le creuset et agitateur



Dilution au 1/4 dans HNO₃ superpur (2%)



ICP-AES pour analyses des majeurs

dilution 1/10 dans HNO₃ superpur (2%)



ICP-MS pour analyses des traces

PARTIE II

DESCRIPTION LITHOBIOSTRATIGRAPHIQUE DES COUPES ET DONNEES GEOCHIMIQUES

Chapitre I - Historique des travaux et état de nos connaissances

Les alternances marno-calcaires riches en MO, communément appelées « black shales » ont été repérées et qualifiées de « marnes schisteuses » par Pervinquière (1903). Elles ont été également désignées de « plaquettes » par Berthe (1949) ou Horizon Bahloul par Burollet (1949) ou encore « KBA » par les géologues de la société Nord Africaine du Pétrole (SNAP). Suite au 19^{ème} congrès géologique international (Alger, 1952), Burollet et al., (1952) ont employé une nomenclature lithologique et ont proposé des formations à propos de la série du Crétacé supérieur affleurant en Tunisie centrale. Ainsi, les marnes et calcaires feuilletés en plaquettes et riches en MO ont servi pour définir l'Horizon Bahloul dont la base est attribuée au Turonien. La « Première masse calcaire » (l'actuel membre Gattar défini par Boltenhagen et Mahjoub, 1974) ou encore « calcaire en plaquette » (l'actuel Fm Bahloul) ont été utilisés par Schijfsma (1955). En Tunisie Centrale, ces alternances marno-calcaires bitumineux ont été repérées, pour la première fois par Thomas (1885) dans les régions de Kalâat Senan, de Thala, au Jebel Bireno, à Guern Halfaya, à El Kef et dans les massifs de Serj et Bargou. Ces séries ont été reprises par la suite par Pervinquière (1903) qui a donné une brève description de la macrofaune céno-manoturonienne de ces régions. Ce dernier auteur (1903, p.101) est le premier à décrire les marnes schisteuses d'un bleu très foncé en dedans, mais devenant presque blanche à l'air et assez dures pour se tenir sous une forte pente et causer des petites cascades dans les oueds d'épaisseur allant de 20 à 30 m. Ginestous (1911, p.51) remet en cause l'attribution de ces marnes et calcaires foncés en cassure et blanches à la patine au Turonien. Par contre Bolze et al., (1952, p. 50-51) ont noté que dans le domaine du sillon tunisien, les calcaires en plaquettes, devenant plus marneuses et passant à des marnes schisteuses, appartiennent plutôt au Cénomanién supérieur en se basant sur l'existence de *Rotalipora turonica* Brotzen (synonyme de *R. cushmani*) dans la partie inférieure de ces calcaires feuilletés. La localité-type de la Formation Bahloul est dans la vallée d'Oued Bahloul, située au Nord de la Kessera aux environs de Maktar. En décrivant cette formation, ces auteurs précisent qu'elle démarre dans la base du Turonien et qu'elle correspond à un horizon stratigraphique caractérisé par l'abondance du genre *Guembelina* EGGER (Dalbiez, 1955), confondu avec *Heterohelix*. Selon son auteur (Burollet, 1956), la Formation Bahloul est formée par des calcaires finement lités d'aspect feuilleté ou cartonné, souvent marneux et

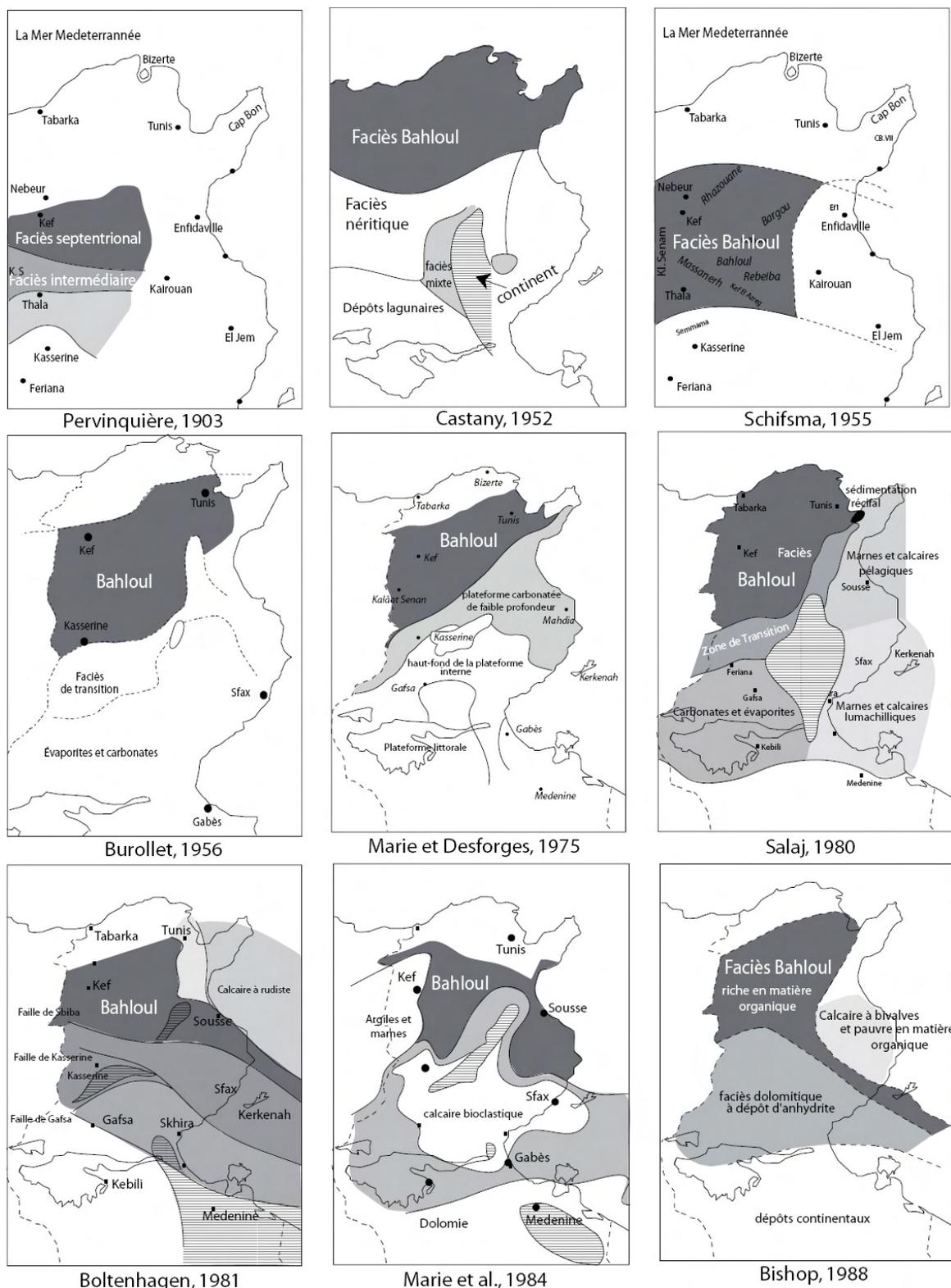


Figure 14 – Différentes esquisses paléogéographiques pour le passage C/T, déterminées par les différents auteurs depuis le début du 20^{ème} siècle

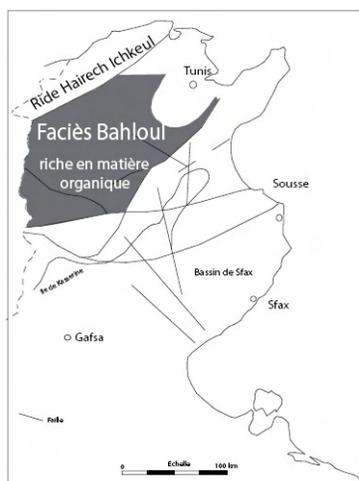
alternant parfois avec des marnes (alternances marno-calcaires) brunes, gris foncé ou noires et dégageant une odeur de bitume lors de la cassure. Les surfaces de stratification de cette formation présentent des empreintes aplaties d'Ammonites et parfois des restes de poisson (P. 81).

L'auteur a noté également que cette entité n'est pas résistante à l'érosion toutefois, elle forme un « *ressaut dans la topographie entre les deux larges ensembles argilo-marneux qui l'entourent* » (*idem*, p.81) tout en reposant directement sur la Formation Fahdène (Burolet, 1956) et en étant surmontée soit par la formation Aleg (Burolet, 1956) en Tunisie centrale ou par la Formation Kef (Fournié, 1978) de nature plus argileuse plus au nord (faciès septentrional de Pervinquière, 1903). Quant à l'attribution chronostratigraphique de cette formation a demeuré longtemps controversée. Dans le même document, Burolet (*idem*), mentionne que la Formation Bahloul, comprise entre les Formations Fahdène et Aleg, est du passage Cénomanien – Turonien (fig. 19 – 20, p. 86), alors que dans le tableau de corrélation des unités stratigraphiques en Tunisie Centrale, la Formation Bahloul est attribuée au Turonien basal conformément à la définition qu'il a proposé en page 81.

Ainsi, plusieurs cartes paléogéographiques ciblant le passage C-T caractérisé par la formation Bahloul ou ses équivalents latéraux, ont été proposées depuis la fin du 19^{ème} siècle (Fig. 14).

Castany (1951), Jauzein (1967), Turki (1975 ; 1985) ont décrit eux aussi la formation Bahloul dans son contexte stratigraphique et structural dans de nombreuses coupes qu'ils ont levées en Tunisie centro-septentrionale. Ces auteurs ont considéré que la base de cette entité est du Turonien basal ou du Turonien inférieur mais sans donner d'arguments paléontologiques précis pour fonder une telle attribution chronostratigraphique.

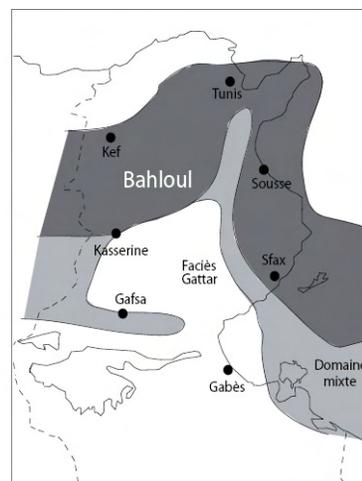
Par la suite, les fossiles (ammonites, foraminifères, nannofossiles calcaires) contenus dans la Formation Bahloul, ont fait l'objet de plusieurs travaux à objectifs biostratigraphiques. Concernant les foraminifères nous citons ceux de Massin et Salaj (1970), Salaj (1976 ; 1978 ; 1980), Benzarti-Saïd (1981), Bismuth *et al.* (1981), Bismuth et Mahjoub (1981), Bellier (1983), Ben Haj Ali (1987), Batik *et al.* (1987), Robaszynski *et al.* (1990 ; 1993 ; 1994), Maâmouri *et al.*



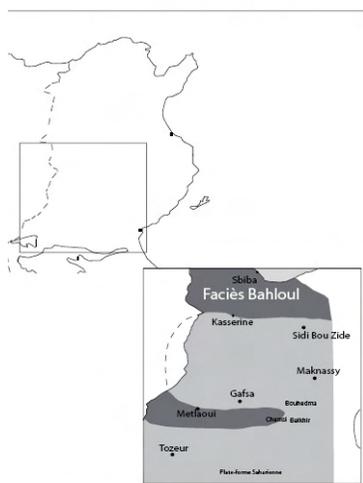
Layeb et Belayouni, 1989



Ben Ferjani et al., 1990



Burollet et Robazynski, 1991



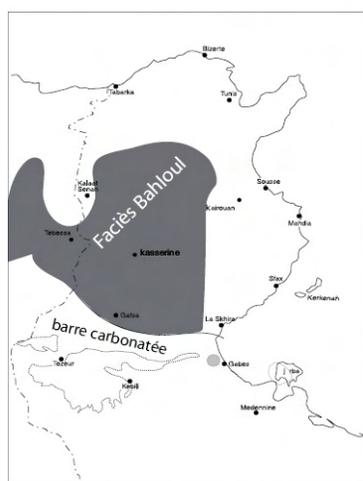
Chaabani, 1995



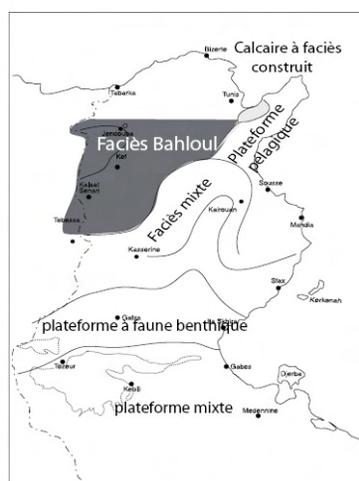
Gaaya et Ghnima, 1998



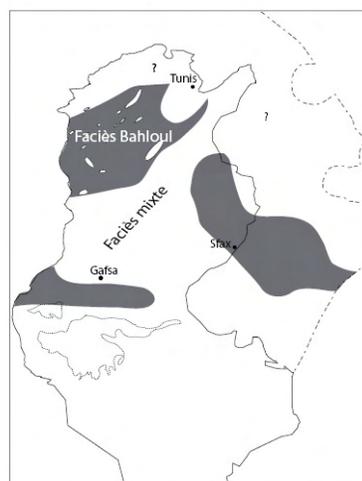
Layeb et Belayouni, 1999



Busson et al., 1999

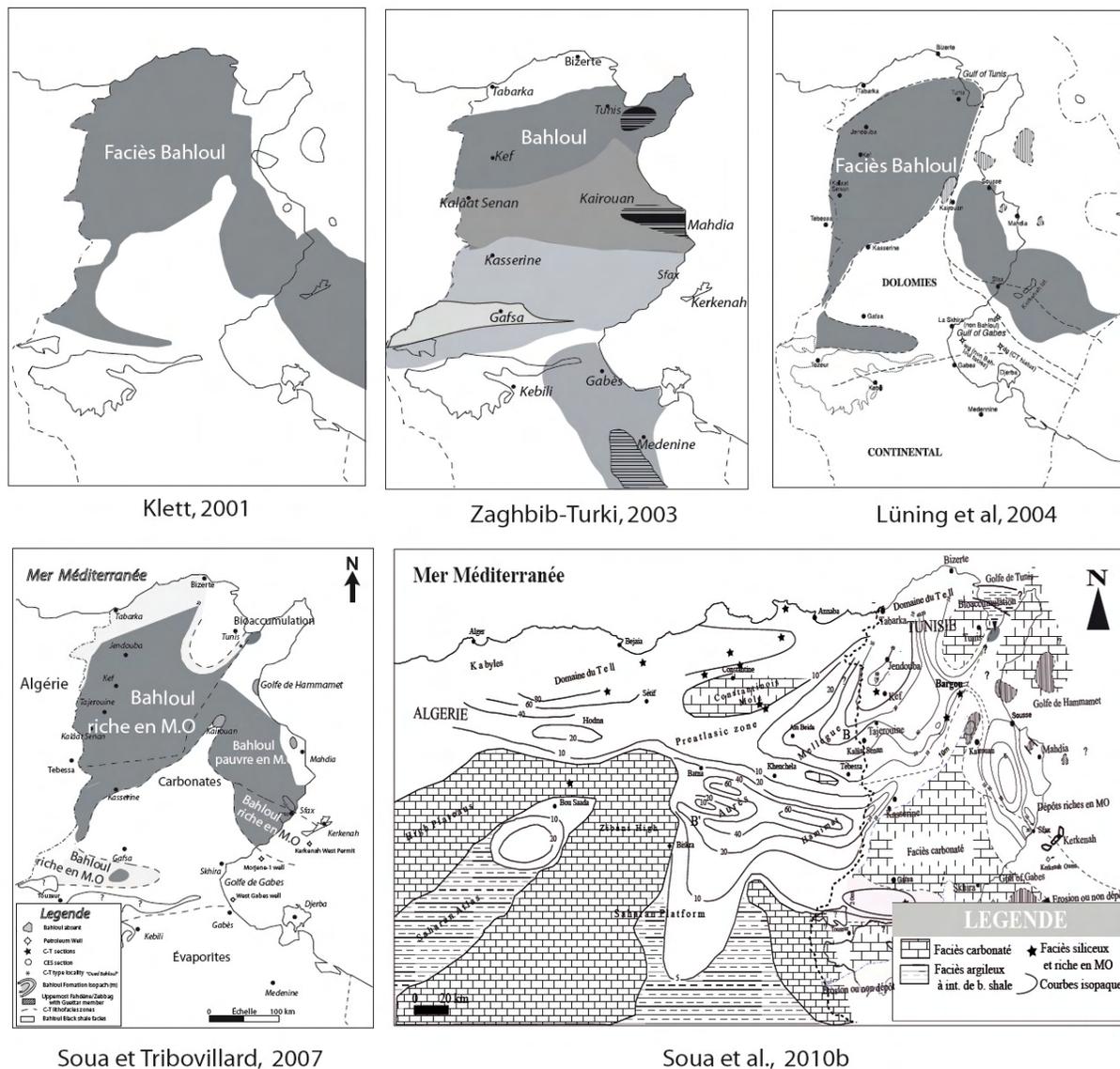


Herkat, 1999



Srarfi, 1999

Suite de la Figure 14



Suite de la Figure 14

(1994), Ben Haj Ali *et al.* (1994), Rami (1998), Soua (2005), Caron *et al.* (2006). A propos des nannofossiles calcaires, nous citons Verbeek (1977), Bralower (1988), Gartner (1990, in Robaszynski *et al.*, 1990), Nederbragt et Fiorentino (1999), des ammonites (Robaszynski *et al.*, 1990, 1993, 1994). Les dépôts encadrant la Formation Bahloul ont été également analysés pour leur contenu en calcispheridae (Dali-Rossot, 1987), en rudistes et en échinides (Philip, 1981; Zaghib-Turki, 1987 ; 2003). Les radiolaires de la Formation Bahloul ont été très peu abordés (Soua *et al.*, 2006).

D'autres travaux concernés par l'établissement des cartes paléogéographiques de la Tunisie (Figure 14), les auteurs ont fait usage des données géochimiques de la Formation Bahloul et ses équivalents latéraux (Fournié, 1978; Marie *et al.*, 1984 ; Orgeval *et al.*, 1986 ; El Kamel, 1986 ; Montacer *et al.*, 1986, 1988 et Montacer, 1989 ; Schlanger *et al.*, 1987 ; Bishop 1988 ; Layeb et Belayouni , 1989 ; 1991 ; 1992 ; 1999 ; Layeb 1990 ; Farrimond *et al.*, 1990 ; Accarie *et al.*, 1996 ; Bechtel *et al.*, 1996 ; Barrett, 1998 ; Accarie *et al.*, 1999 ; Luning *et al.*, 2002 ; Kolonic, 2003 ; Luning *et al.*, 2004 ; Soua et Tribovillard, 2007 ; Soua *et al.*, 2008) ou cyclostratigraphique (Caron *et al.*, 1999 ; Soua *et al.*, 2010, Soua , 2010). Le contexte structural de la Formation Bahloul a été détaillé par Soua *et al.* (2009)

Chapitre II - Description des coupes

L'intervalle Cénomaniens-Turonien est largement représenté dans le domaine de l'Atlas Central (Perthuisot, 1978 ; Nederbragt et Fiorentino, 1999). Les fortes épaisseurs sont enregistrées dans les secteurs du barrage de Mellègue, au Jebel Goraa (Chitta, 1979), au Jebel Ghazouane et au Jebel Cheid (Perthuisot, 1978 ; Barrett, 1998), localités situées dans l'axe le plus subsident du sillon tunisien (Chikhaoui, 2002). La coupe du Barrage de Mellègue a été décrite auparavant par Sainfeld et Burollet (1956) puis elle a fait l'objet d'une étude biostratigraphique plus détaillée par Burollet (1956) et Nederbragt *et al.* (1999). Ensuite elle a été reprise par Chikhaoui (2002) en rajoutant quelques précisions biostratigraphiques. Dans ce domaine de l'Atlas Central, généralement dominant les séries réduites en bordure des dômes triasiques. Des glissements et des remaniements intraformationnels apparaissent au sein de ces facies à proximité des paléo-accidents de direction NE-SW (Perthuisot, 1978 ; Chikhaoui, 2002) (2) Jebel Ksikiss, situé au nord ouest de l'affleurement triasique du J. Ben Gasseur, l'intervalle Cénomaniens-Turonien montre plusieurs variations (Maamouri *et al.*, 1994).

La Formation Bahloul se trouve dans cette zone soit en position interdiapirique soit en position péri-diapirique (Layeb, 1990). Ce même auteur a mentionné que dans ce domaine de l'Atlas Central, ladite formation est composée généralement par les mêmes litho-termes c'est-à-dire des calcaires en plaquettes, des calcaires à aspect noduleux mais aussi il faut signaler la présence des calcaires siliceux à radiolaires qui s'alternent avec les calcaires laminés de la formation Bahloul dans la région de Bargou (Soua, 2005; Soua *et al.*, 2006 ; Soua et Tribovillard, 2007).

1. Coupe de Hammème Mellègue (HM)

1.1. Localisation géographique

La coupe HM est levée au niveau du point aux coordonnées : 36°15'N, 8°36'E des feuilles topographique et géologique de Nebeur n°39 au 1/50.000 (Fig. 15); près de la piste venant du Kef passant par Jebel Dabadib et menant au Hammem Mellègue.

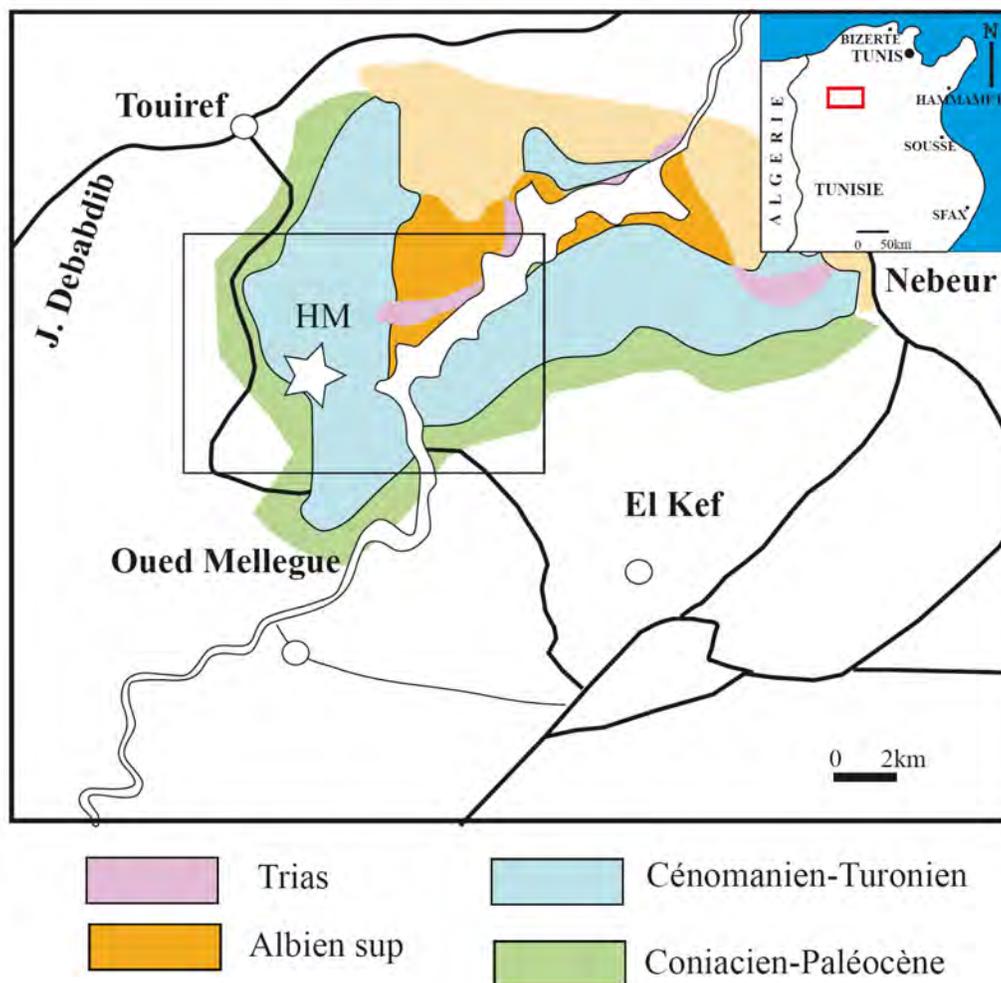


Figure 15 - Cadre géologique de la coupe de Hammème Mellègue, extrait de la Carte géologique simplifiée de Nebeur n° 39 au 1/50.000

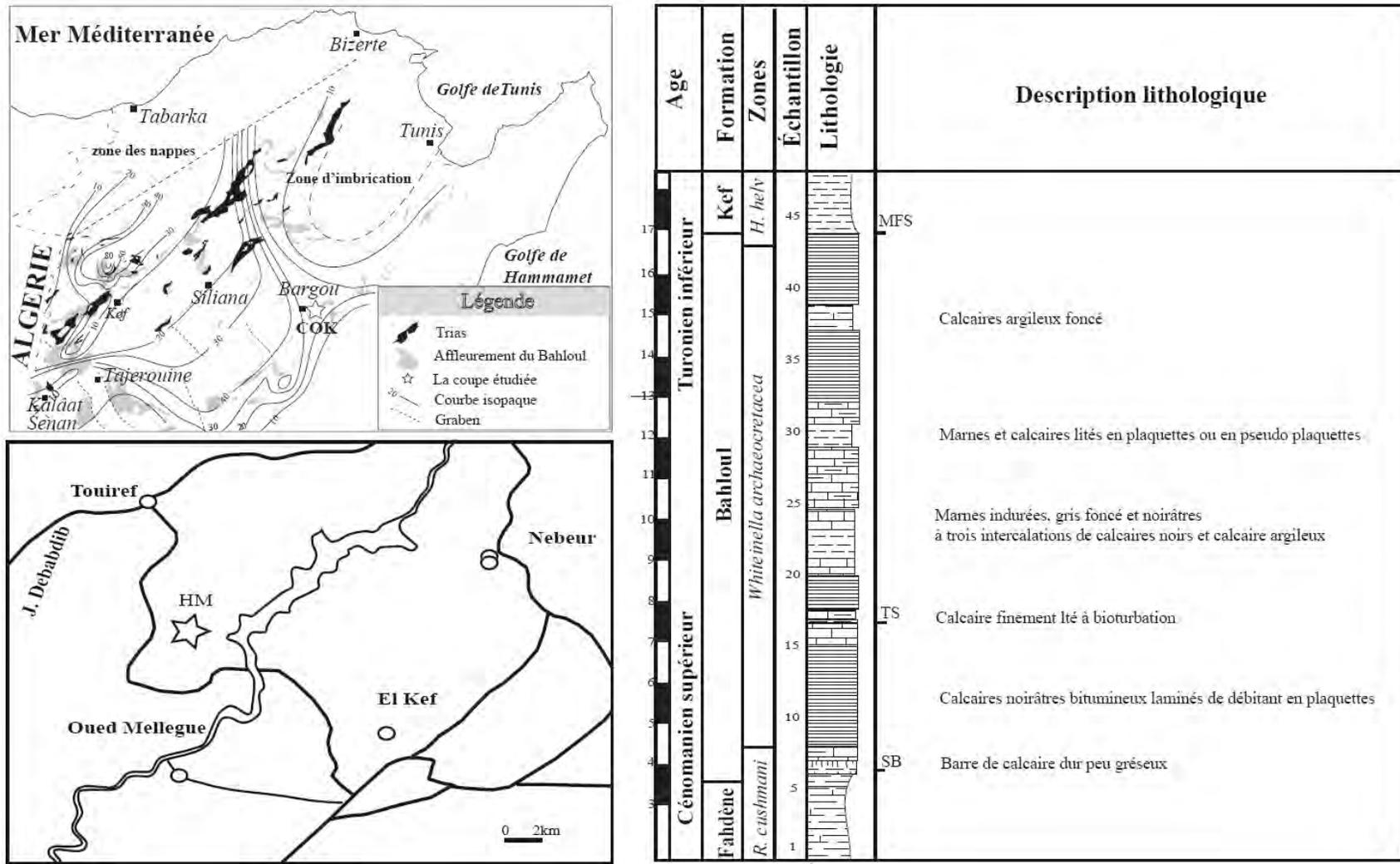


Figure 16 – Localisation géographique, cadre géologique et description lithologique et de la coupe de Hammem Mellègue (HM)

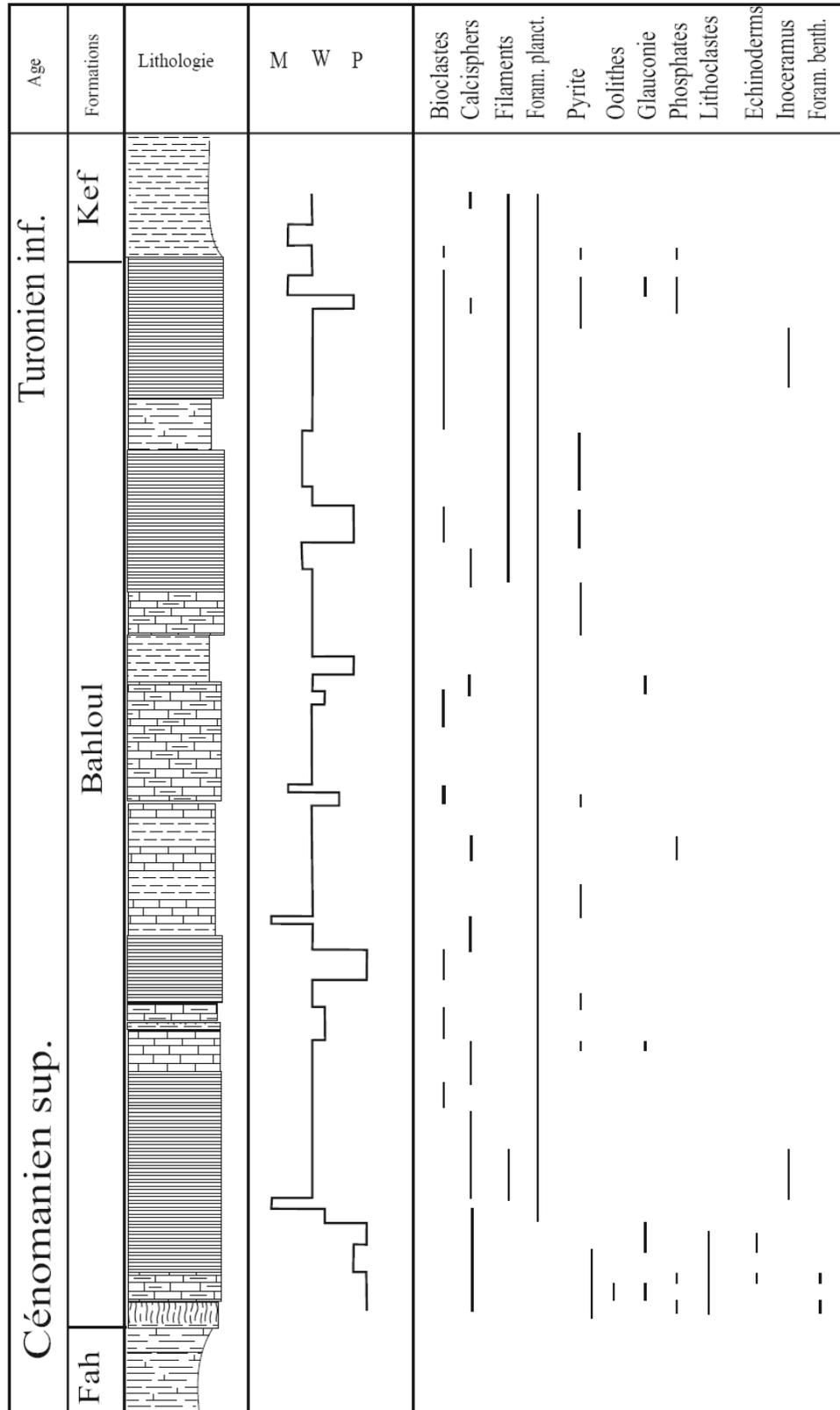


Figure 17A – Répartition des allochèmes et évolution texturale dans la série du passage C-T de la coupe HM

		Maamouri et al. (1994) Rami (1998)	Nederbraght et Fiorentino (1998)	Le présent travail	
				Zone	Sous-zone
Cénomanien supérieur	Fahdène	<p>— <i>W. archaeocretacea</i></p> <p>← <i>R. cushmani</i></p>	<p>— <i>W. archaeocretacea</i></p> <p>← <i>R. cushmani</i></p>	<p>— <i>W. archaeocretacea</i></p> <p>— <i>Guembelitria</i></p> <p>— <i>Heterohelix</i></p> <p>← <i>Gl. bentonensis</i></p> <p>← <i>R. cushmani</i></p>	<p><i>R. cushmani</i></p> <p><i>Gl. bent.</i></p> <p><i>D. algeriana</i></p>
	Bahloul				
Turonien inférieur	Kef	<p>Namofossiles calcaires</p> <p>← <i>H. helvetica</i></p>	<p>← <i>H. helvetica</i></p>		

Figure 17B - Comparaison entre les travaux de Maamouri et al. (1994), Rami (1998), Nederbraght et Fiorentino (1998) et le présent travail

1.2. Description lithobiostratigraphique

Nous avons effectué un échantillonnage de haute et moyenne résolution sur une vingtaine de mètres débutant dans les marnes sommitales de la Formation Fahdène et se terminant dans la partie basale de la Formation Kef.

Le découpage lithologique (Fig. 16) de la série étudiée de Hammem Mellègue et des autres affleurements avoisinants permet la distinction des ensembles lithologiques suivants :

Un ensemble de bancs calcaires formant la base de la série et coiffant les marnes du sommet de la Formation Fahdène est surmonté par des alternances marno-calcaires et des black shales caractérisant la Formation Bahloul. Cette dernière, comme elle a été définie par son auteur (Burolet, 1956) dans sa localité type, est reconnue dans d'autres régions (e.g. Robaszynski et al., 1990 ; Elayeb, 1990 ; Maamouri et al., 1994 ; Accarie et al., 1996; Soua, 2005; Amedro et al., 2005; Soua et Tribovillard, 2007) et comparée à Hammem Mellègue

Dans cet interval, trente deux échantillons (30-61) ont été prélevés entre la partie sommitale de la Fm Fahdène et la partie basale de la Fm Kef, dans les différents types de lithologie (marnes, calcaires et black shales). Les échantillons sont régulièrement espacés de 20 cm. Les données présentées dans ce chapitre reprennent et affinent les travaux de Maamouri et al., (1994) ; Nederbragt et Fiorentino (1999) et de Soua (2005). Ainsi, les figures 17A, 17C et 18 récapitulent la distribution stratigraphique des différentes espèces de foraminifères planctoniques et des autres organismes ; répartition des microfaciès ; et les valeurs isotopique; Nederbragt et Fiorentino, 1999) synthétise les résultats acquis à la fois au paravant (Figure 17B) (Maamouri et al., 1994 ; Nederbragt et Fiorentino, 1999; Soua et Tribovillard, 2007) et lors de la présente étude.

1.3. Attribution chrono-biostratigraphique

Foraminifères planctoniques

L'intervalle HM-1 – HM-35 (4,1m) contient les marqueurs de la zone à *Rotalipora cushmani* et la sous-zone à *Dicarinella algeriana*, indiquant le Cénomaniens supérieur. L'intervalle HM-36 – HM-42 (2,8m) contient les marqueurs de zone à *Whiteinella archaeocretacea* et de sous-zones

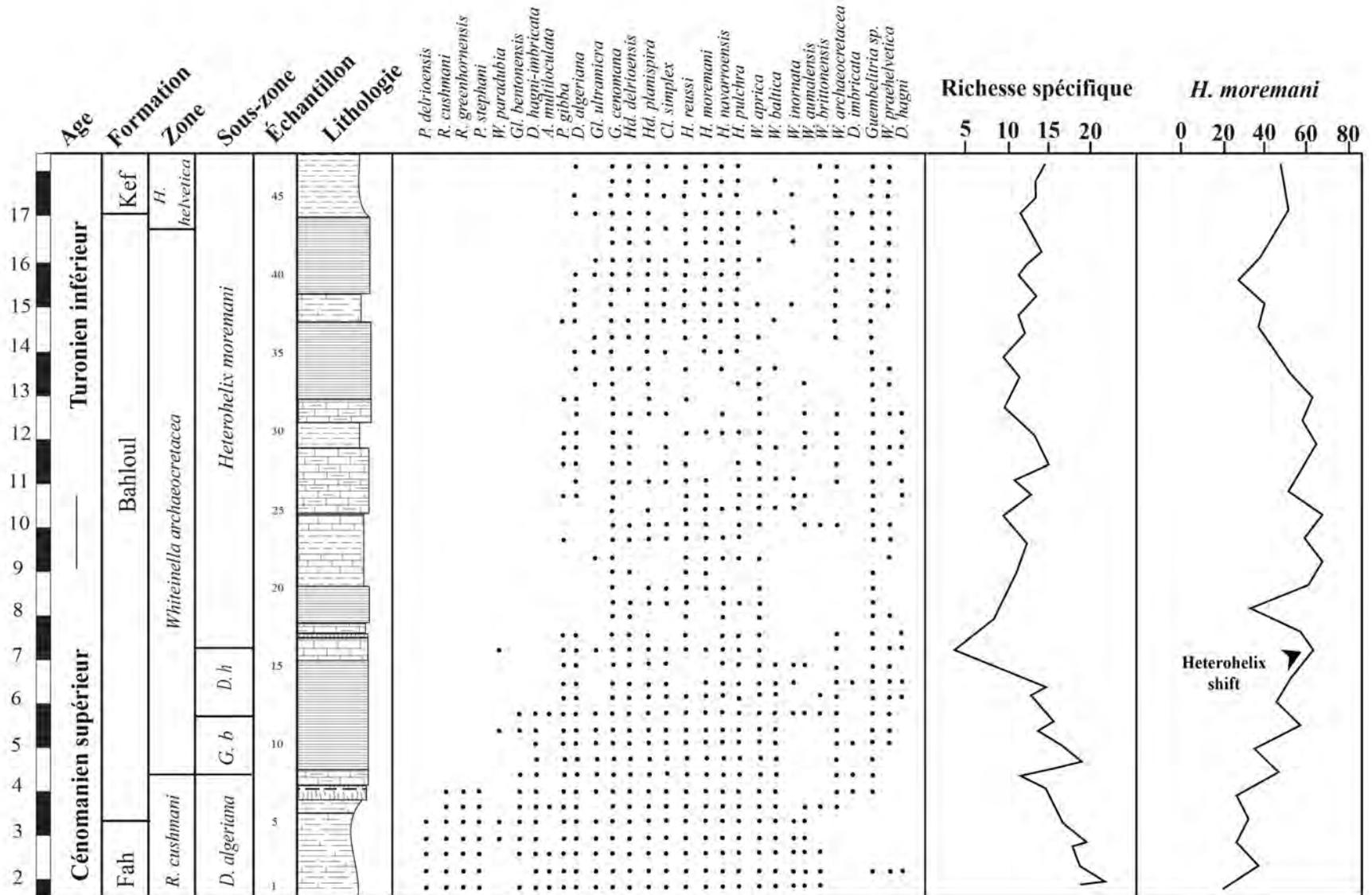


Figure 17C – Répartition des foraminifères planctoniques dans la série du passage C-T de la coupe HM

à *Globigerinelloides bentonensis* et *Dicarinella hagni* caractérisant le Cénomanién terminal. Quant à l'intervalle HM-43 – HM-67 (10.1m), il contient la sous zone à *Heterohelix moremani* du passage Cénomanién–Turonien et la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* du Turonien inférieur à moyen.

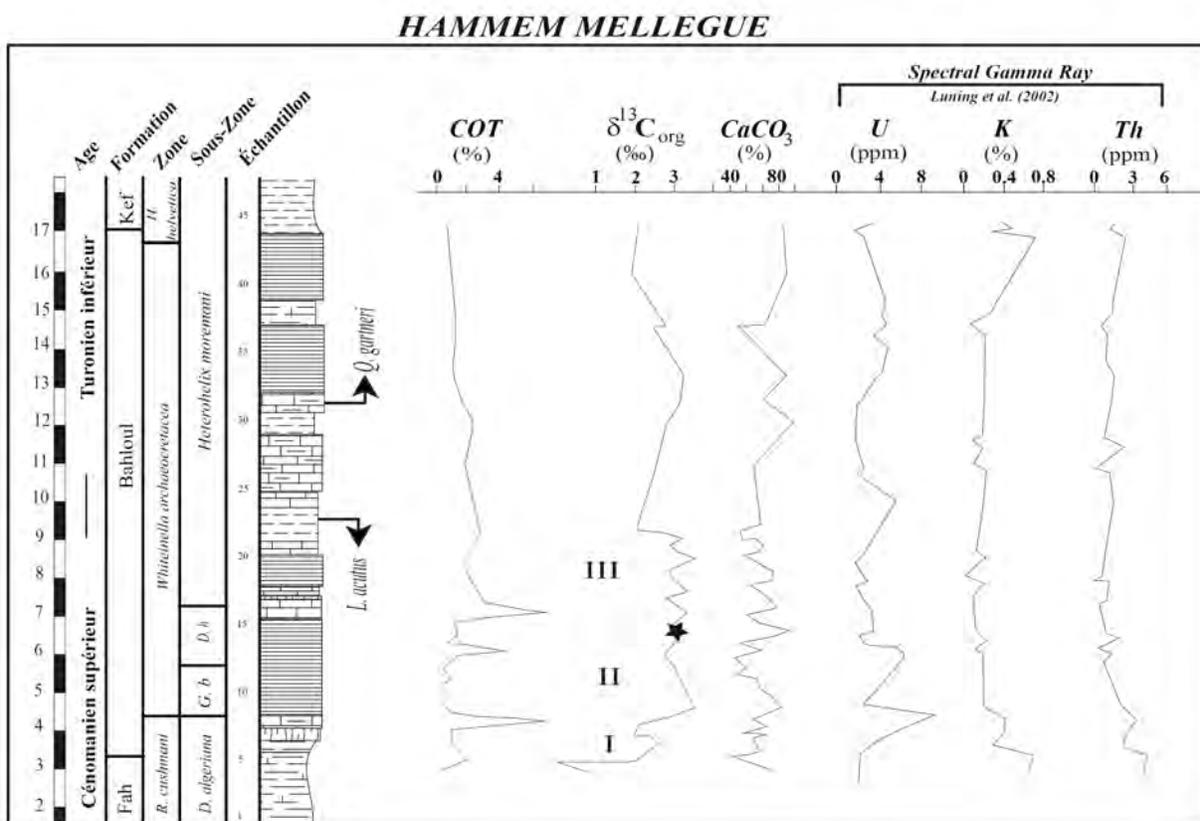


Figure 18 - Répartition des profils de Carbone organique total (COT%), de ^{13}C et de carbonate de calcium dans la coupe de Hammeme Mallègue (les données géochimiques sont d'après Nederbragt et Fiorentino, 1999)

Nannofossiles calcaires

Dans la même coupe Verbeek (1977) et Nederbragt & Fiorentino (1999) ont mentionné qu'à travers la distribution des espèces de nannofossiles observées dans cette coupe et à proximité (Nebeur), il est possible de distinguer deux principales zones, (1) la zone à *Lithraphidites acutus* et (2) la zone à *Quadrum gartneri* au sein de notre zone à *Whiteinella archaeocretacea*. La dernière occurrence (LO) de *Microstaurus chiastius* permet la subdivision de la zone à *L. acutus* en sous-zone à *Microstaurus chiastius* et sous-zone à *Gartnerago obliquum* (Nederbragt et

Fiorentino, 1999). La base de la zone à *Quadrum gartneri* est utilisée pour indiquer approximativement la limite Cénomanién-Turonien (Robaszynski et al. 1990; 1993). Un autre événement dans la zone à *Q. gartneri* correspondant à la première occurrence (FO) du genre *Marthasterites* qui est simultanée à celle de *H. helvetica*. D'autres espèces utilisées comme marqueurs biostratigraphiques dans les zonations antérieures (Roth, 1978; Bralower et al., 1994) n'ont pas été trouvées. L'absence de *Kamptnerius magnificus* a été interprétée par Verbeek, (1977) comme due aux sévères conditions environnementales.

1.4. Chimiostratigraphie

1.4.1 Les isotopes stables

Nous n'avons pas effectué d'analyses d'éléments traces et majeurs au sein de la coupe HM. Toutefois, l'événement C/T, marqué par une excursion positive de $\delta^{13}\text{C}$ (e.g. Schlanger et Jenkyns, 1976; Arthur et al., 1987) est bel bien documenté (Nederbragt et Fiorentino, 1999). L'examen des valeurs de cette excursion analysée par ces auteurs montre un changement typique de 1 à 3 ‰ $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, (Fig. 18), juste dans la partie supérieure de la zone à foraminifère planctonique *R. cushmani*, en dessous de la limite des zones CC10 et CC11 de nannofossiles indiquant le passage Cénomanién-Turonien.

1.4.2 Uranium (U), Potassium (K) et Thorium (Th)

Luning et al., (2002) ont analysé les concentrations des éléments Th, K et U de la même coupe que nous étudions. Les teneurs en Th varient entre 0 ppm (dans les carbonates) et 6.12 ppm (dans les black shales), les teneurs en K se situent entre 0% et 3%, avec des valeurs un peu élevées de Th (jusqu'à 8ppm) et K (jusqu'à 1.2 %) juste dans la partie sommitale de la zone à *R. cushmani*. Les courbes de distribution de Th et K sont généralement parallèles l'une à l'autre. Cela est dû à l'origine détritique des deux éléments, résultant en des concentrations plus élevées dans les black shales ou dans les intercalations argileuses par rapport aux carbonates. Le Th et K montre généralement des valeurs faibles surtout au début de la zone à nannofossile *Quadrum gartneri*.

Concernant les teneurs en U, la courbe de concentration de cet élément montre trois pics (I, II, III). Ces pics, par leur répartition stratigraphique, sont considérés corrélables à l'échelle globale (Luning et al. ; 2002 ; Luning et Kolonic, 2002 ; Kolonic, 2005).

A Hammem Mellègue, le pic I est situé à la base de la Fm Bahloul, et coïncide avec la limite des zones de foraminifères planctoniques *Rotalipora cushmani/Whiteinella archaeocretacea*. Ainsi, la concentration en U y atteint 7 ppm. Séparé du Pic I par un court intervalle de faible concentration en U (2 ppm), ce pic II coïncide avec la base de la zone à nannofossiles *CC10*. Le pic III, où la concentration en U est de l'ordre de 4 ppm, est enregistré dans la partie supérieure de la Fm Bahloul. Il succède de peu l'évènement à maximum isotopique C^{13} .

2. Coupe de Guern Halfaya (GH)

2.1. Localisation géographique

Cette coupe est levée à proximité d'Oued Zouaoui à l'aval de Jebel Nahala (Fig. 19) dans la région de Guern Halfaya en Tunisie septentrionale. Elle recoupe l'une des plus épaisses séries de la Formation Bahloul.

2.2. Description lithostratigraphique

Elle mesure environ 21,37 m et consiste en une alternance de calcaire siliceux, calcaire argileux et marnes (Fig. 20). Les calcaires sont des wackestone/packstone, pauvres en argiles et/ou modérément riches en silice et en microfossiles (foraminifères, calcisphères, radiolaires) ainsi qu'en empreintes d'ammonites se dégageant entre les plaquettes de calcaires cartonnés.

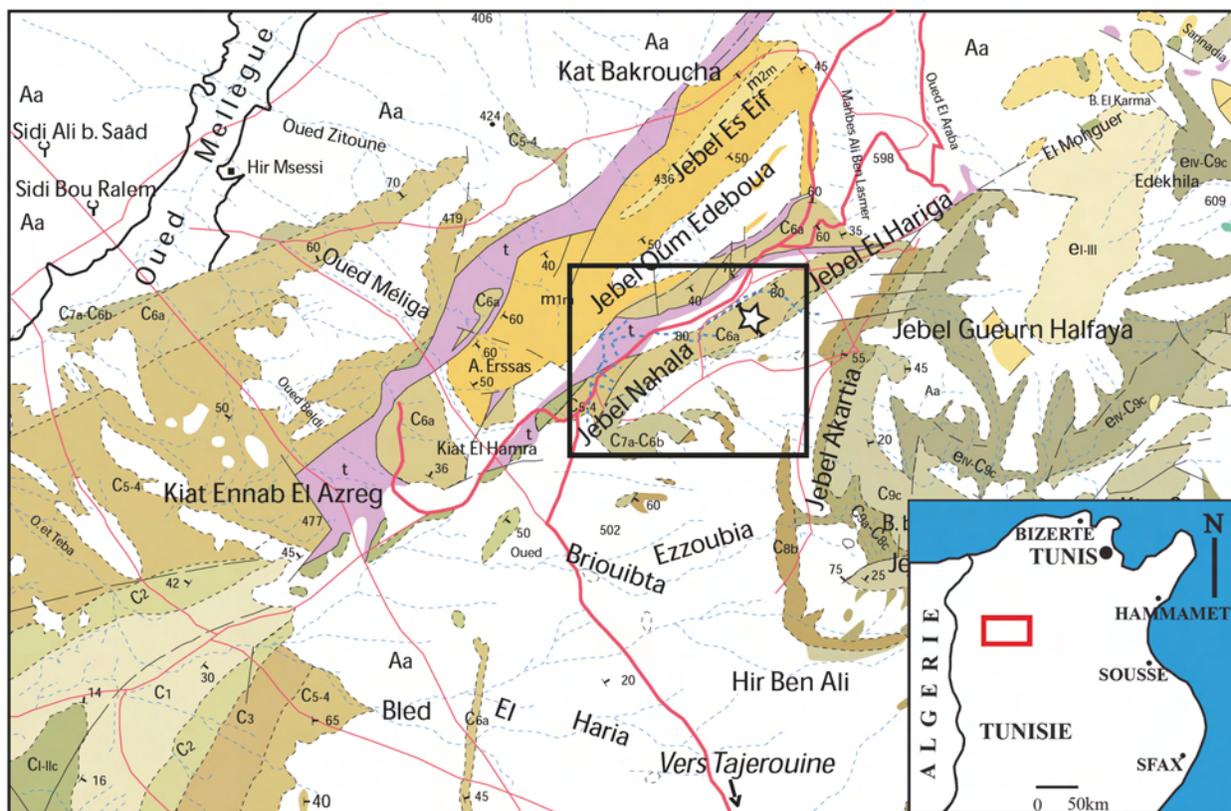


Figure 19 – Localisation de la coupe GH sur un extrait de la carte géologique de Tejerouine n° 51 au 1/50.000

A propos des marnes, elles sont pauvres en fraction siliceuse. La transition des argiles de la Formation Fahdene aux calcaires cartonnés et en plaquettes riches en MO de la Fm Bahloul est marquée par un banc de calcaire grainstone assez riche en éléments détritiques, sa base est irrégulière et microbrèche difficile à détecter à l'œil nu.

Maamouri et al. (1994, p. 41) en reprenant la coupe de Layeb (1990) ont mentionné que cette jonction entre ces deux formations est assurée par un niveau conglomératique ravinant à sa base. Nos propres investigations de terrain ont montré que ladite jonction n'est pas aussi nette au niveau de la vallée d'Oued Bouzouaoui. Le sommet de ce banc calcaire est tapissé par une surface riche en grains de phosphate et de glauconite indiquant le passage au cortège transgressif qui compose le reste des black shales de la Formation Bahloul.

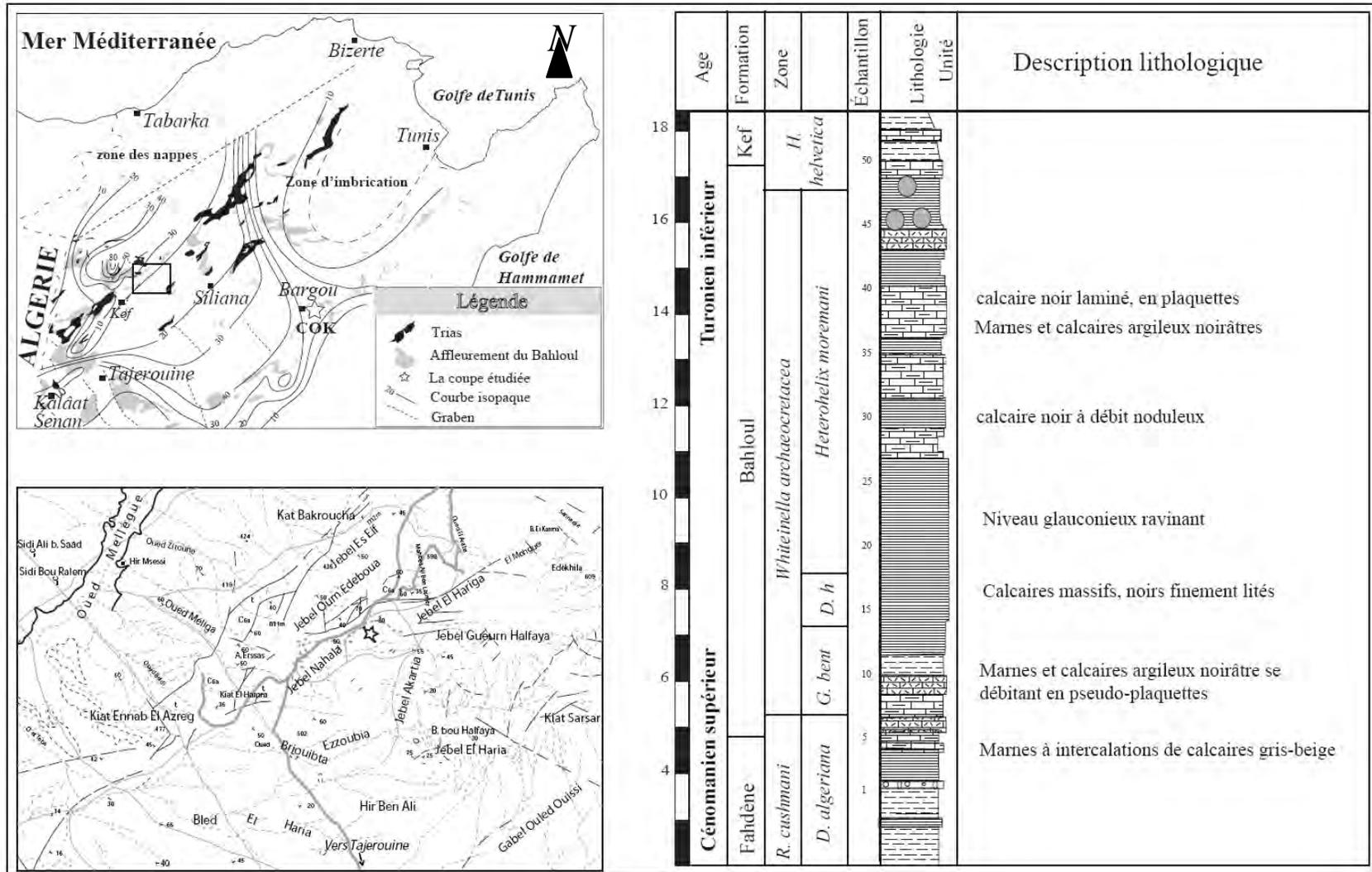


Figure 20 – Localisation géographique, cadre géologique et description lithologique de la coupe Guern Halfaya (GH)

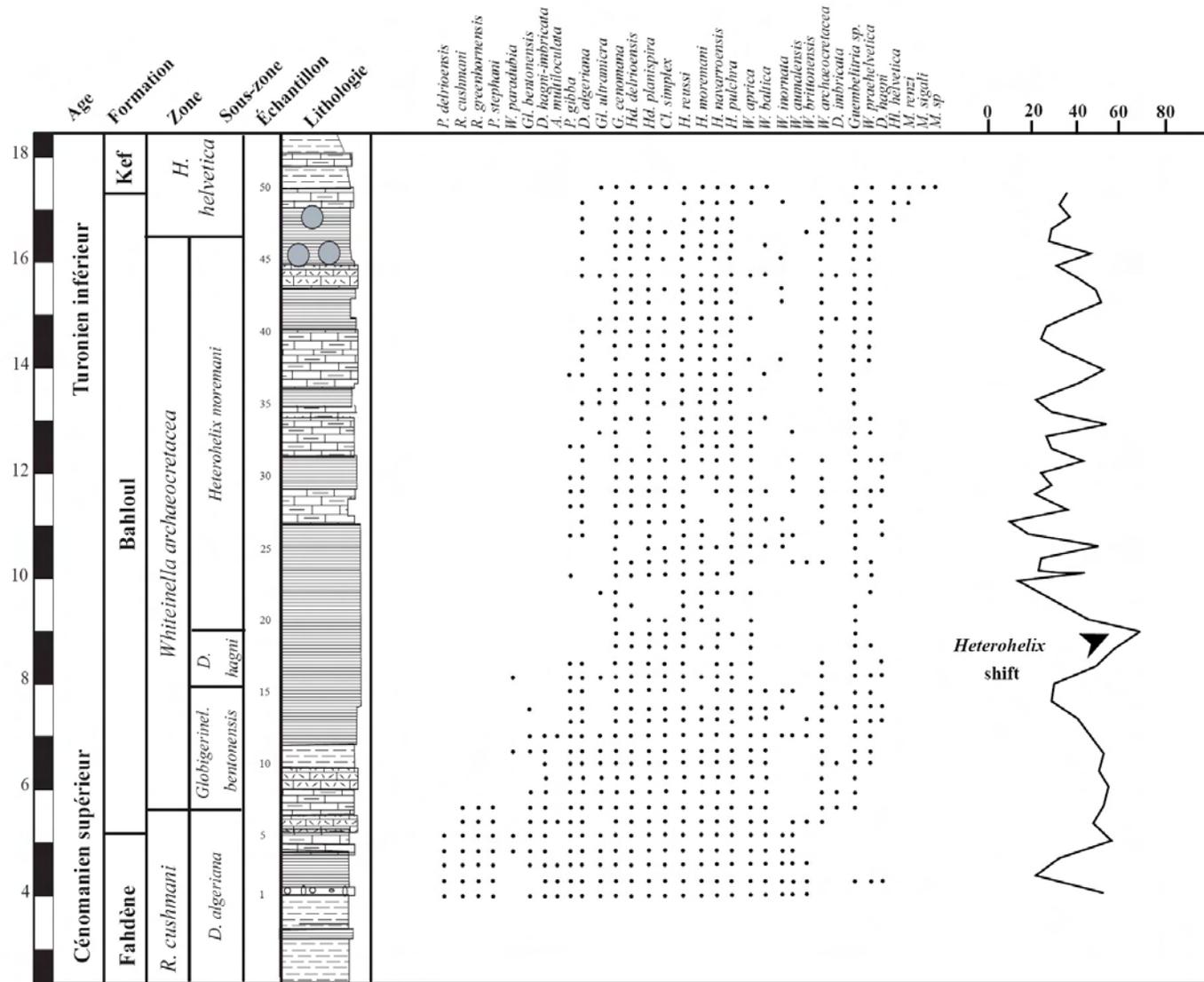


Figure 21 - Répartition des foraminifères planctoniques dans la coupe de Guern Halfaya (GH)

La partie basale de cette Formation contient un assemblage d'ammonite typique de la zone à *Metoicoceras geslinianum* (Chancelor et al., 1994 ; Accarie et al., 1999; Amedro et al., 2005), et un assemblage de foraminifère planctonique indicatif de la partie supérieure de la zone à *Rotalipora cushmani* comme l'ont déduit Maamouri et al. (1994).

La Formation Bahloul, dans la région de Guern Halfaya, est composé de bancs de calcaires peu siliceux à la base grisâtres feuilletés et surmontés par des marnes feuilletées qui alternent avec des calcaires laminés noirâtres et riches en MO. Ces couches sont surmontées par des marnes tendres. Dans leur partie inférieure, elles contiennent des rotalipores parmi les foraminifères planctoniques. Dans leurs parties moyennes, les rotalipores disparaissent et la microfaune devient dominée par les hétérohélicidés de petite taille et des whiteinelles notamment *W. archaeocretacea*. Vers 12 m environ, un niveau calcaire à ammonites et concentrations d'oxyde de fer. Ce niveau calcaire constituant un repère stratigraphique, est surmonté par un niveau siliceux de quelques cm d'épaisseur. Les études précédentes ont attribué ces black shales à un cortège transgressif (e.g. Maamouri et al.; 1994; Souza et al., 2007 ; Souza et Tribovillard, 2007).

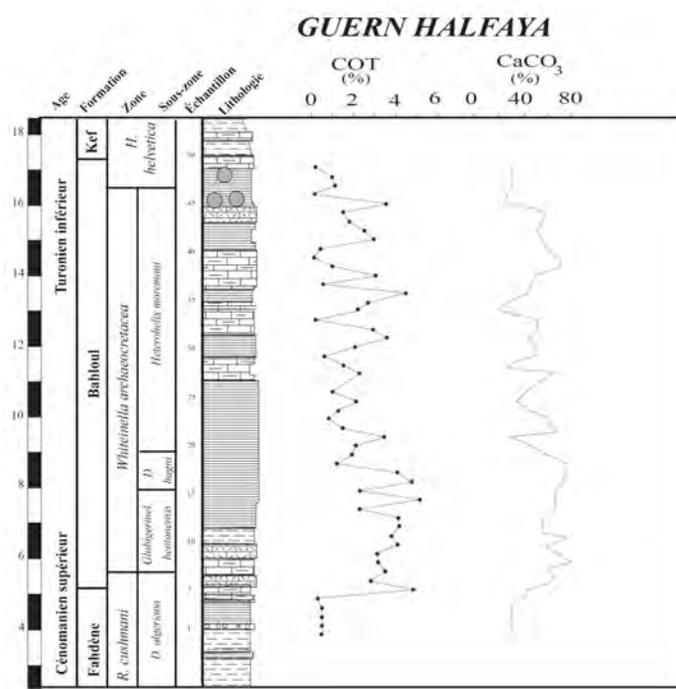


Figure 22 - Répartition des profils de Carbone organique total (COT%) et de carbonate de calcium dans la coupe de Guern Halfaya (GH)

La Formation Bahloul est coiffée par un niveau riche en ammonites caractéristique d'une surface d'inondation maximale. Dans la partie supérieure de la coupe, la série devient composée de marnes indurées feuilletés en niveaux de 10–20 cm d'épaisseur, bioturbées de couleur clair alternant avec des lits de marnes noirâtres de 10–60 cm d'épaisseur et riches en MO. Ces alternances assurent la transition entre la Formation Bahloul et la Formation Kef sus-jacente.

2.3 Attribution chronobiostratigraphique

L'intervalle GH-1 – GH-10 (5,2m) contient les marqueurs de la zone à *Rotalipora cushmani* et la sous-zone à *Dicarinella algeriana*, indiquant le Cénomaniens supérieur (Fig. 21). L'intervalle GH-11 – GH-17 (2,9m) contient les marqueurs de la zone à *whiteinella archaeocretacea* et les sous-zones à *Globigerinelloides bentonensis* et *Dicarinella hagni* caractérisant le Cénomaniens terminal. Alors que l'intervalle GH-18 – GH-44 (8,9m) contient la sous zone à *Heterohelix moremani*. Du passage C-T et la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* caractérisant le Turonien inférieur à moyen.

2.4 Chimiostratigraphie

2.4.1 Eléments majeurs et en traces

Cinquante deux échantillons (Fig. 23) ont été sélectionnés le long de la coupe de Guern Halfaya. Les éléments majeurs ont été dosés par spectrométrie ICP-AES et les éléments en trace par ICP-MS.

Ces éléments ont été par la suite normalisés à l'Aluminium comme décrit dans le chapitre "Méthode et Matériels".

Il apparaît que la teneur en calcaire est assez élevée. On se retrouve ainsi avec des facteurs d'enrichissements (EF) un peu élevés pour plusieurs éléments chimiques.

Les six échantillons GH-14; 15; 16 et GH-34; 35; 36, et dans une moindre mesure les échantillons GH-49 et GH-50, présentent des enrichissements en métaux qui sont interprétés comme s'étant déposés dans des conditions modérément réductrices mais pas euxiniques.

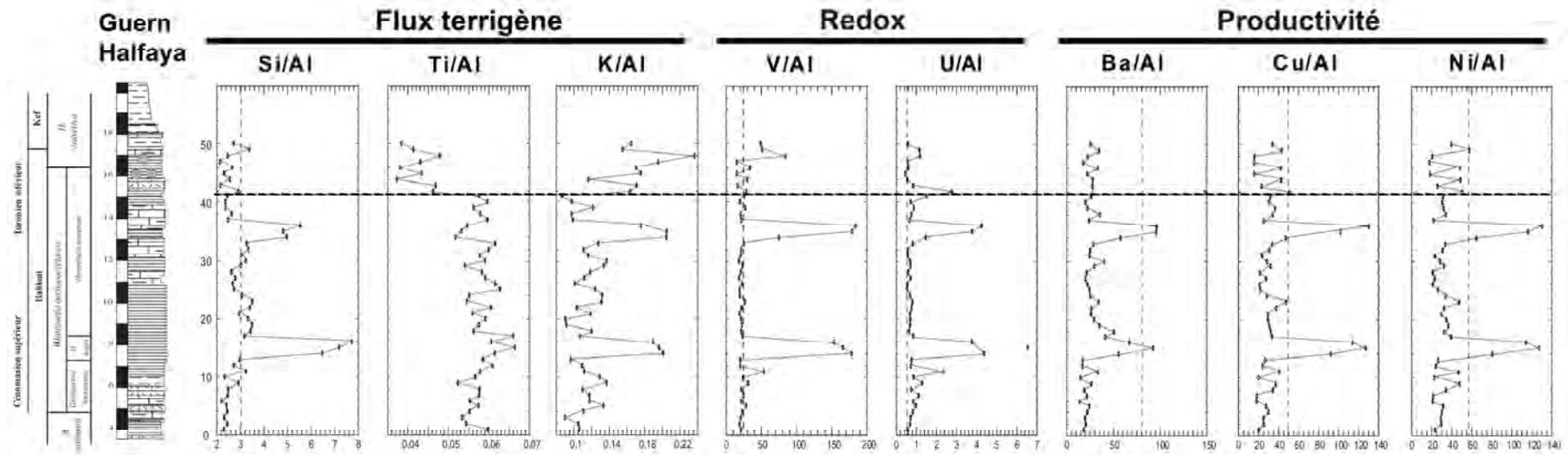


Figure 23 – Répartition des différents éléments chimiques (Si, Ti, K, V, U, Ba, Cu, Ni) normalisés par rapport à Al dans la coupe GH

3. Coupe de Mahjouba (KS)

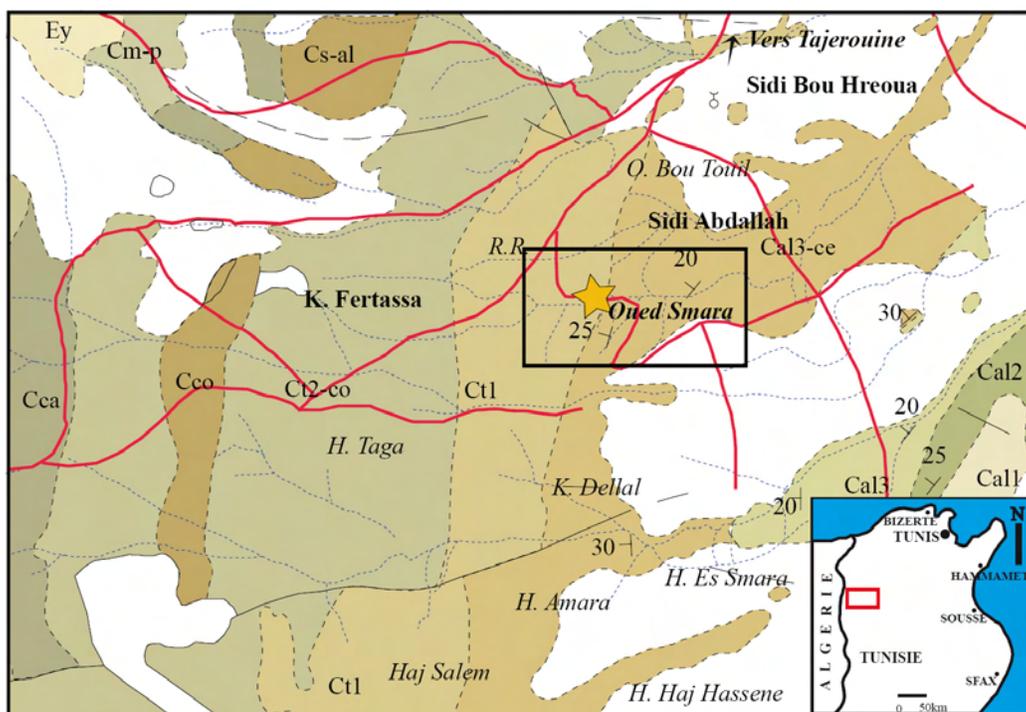


Figure 24 – Localisation et cadre géologique de la coupe KS sur un extrait de la carte géologique Kalaat Snam, n°59 au 1/50.000 de (éditit. ONM, 19...)

3.1. Localisation géographique

La coupe KS est levée au niveau du point aux coordonnées : 35°45'N, 8°28'E des feuilles topographique et géologique de Kalâat Senan n°59 au 1/50.000 (Fig. 24); Prés du marabou de Sidi Abdallah Bouhraoua et près de la piste venant du village de Mahjouba, entre Koudiat El Afna et Koudiat Fertassa.

Cette coupe a fait l'objet de plusieurs travaux d'ordre biostratigraphique et géochimique (Berthe, 1949; les géologues de la SEREPT, 1955; Burollet, 1956; Robaszynski et al., 1990; 1993; Maâmour et al., 1994; Robaszynski et al., 1995; Accarie et al., 1996; 1999; Amedro et al., 2005). Un levé détaillé de la coupe sur une vingtaine de mètres à peu près (19,66m) a été effectué et a concerné la Formation Bahloul affleurant dans la vallée d'Oued Gorbej El Ghoula

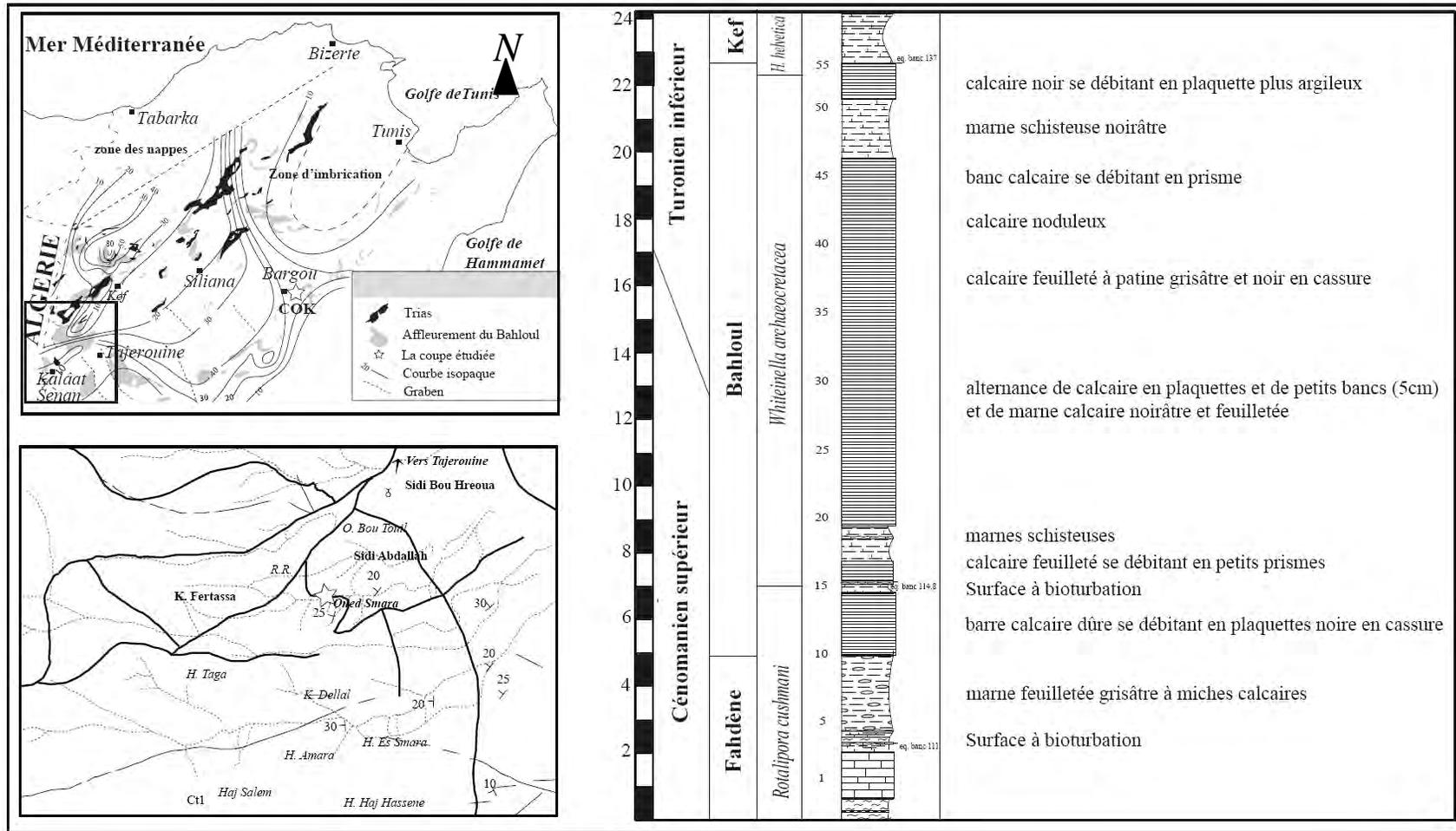


Figure 25A - Localisation et description lithologique de la coupe de Mahjouba (KS)

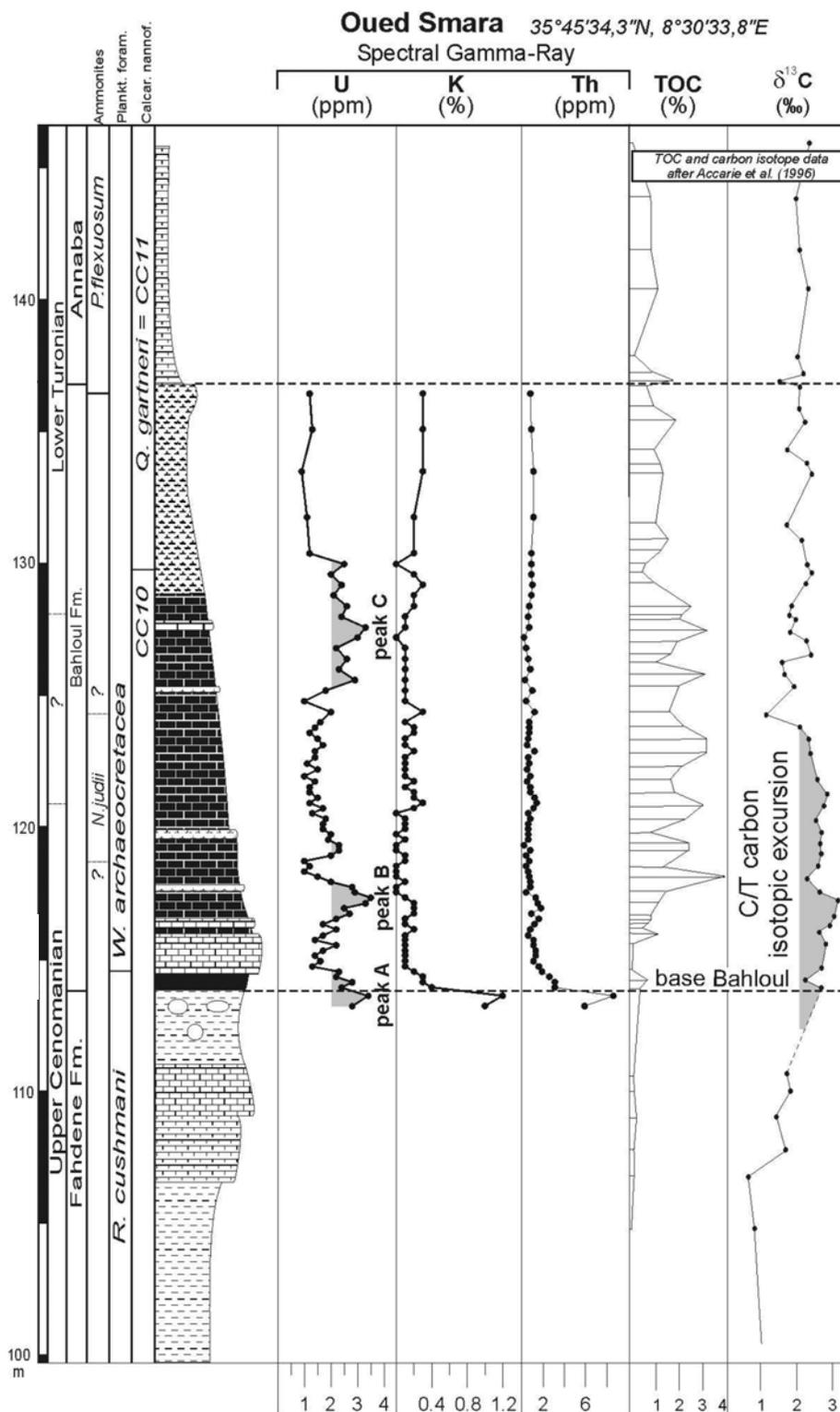


Figure 25B – Courbes de variation des éléments U, K et Th (dédiuits de la Gamma Ray spectrale, d'après Luning et al. 2002) et de ^{13}C et COT (%) (Accarie et al., 1996) dans la coupe de Mahjouba (KS)

communément appelé Oued Smara par Robaszynski et al. (1990). Soixante (60) échantillons ont été prélevés dans la Fm Bahloul.

3.2. Description lithobiostratigraphique

La partie basale de cette formation est composée d'une succession de calcaire gris et de marnes laminées noirâtres (Fig. 25). Dans cette succession on peut distinguer (1) des calcaires noirs laminés avec des traces de bioturbation, (2) des marnes verdâtres, (3) un banc de calcaire massif de couleur grisâtre à figures de glissement (slumps) et des nodules de pyrites, (4) des alternances de calcaire en plaquettes laminé noirâtre et de calcaire gris. La partie moyenne et supérieure de Fm Bahloul dans la présente coupe (KS) est formée par des alternances de calcaire laminé se débitant en plaquettes comportant de rares niveaux à bioturbation et des marnes indurées grisâtres à noirâtres. Plusieurs niveaux renferment des nodules de pyrite de diamètres centimétriques.

La partie supérieure est composée de calcaires à bioturbations en bancs de 1 à 2 cm d'épaisseurs remplis par des grains de glauconite et des débris d'échinodermes.

3.3. Attribution chronobiostratigraphique

3.3.1. Foraminifères planctoniques

Dans la série étudiée, nous avons reconnu tous les marqueurs de zones et sous-zones des foraminifères planctoniques caractérisant l'intervalle Cénomaniensupérieure – Turonien basal .

Ainsi, la partie basale de la Formation Bahloul a livré une association typique de la zone à *R. cushmani*. Le marqueur de zone est associé à *R. greenhornensis*, et d'abondantes hedbergelles (*H. planispira*, *H. simplex*) et heterohelicidés (*Heterohelix reussi*, *H. navarroensis* et surtout *H. moremani*) (Fig. 26).

La dernière occurrence (LO) de *R. cushmani* est observée à 2 m à partir de la base de la série (échantillon KS-8) coïncidant avec le banc 114.8 de Robaszynski et al., (1993), dans un intervalle caractérisé par une valeur maximale de ^{13}C (Accarie et al., 1996). La zone intervallaire à

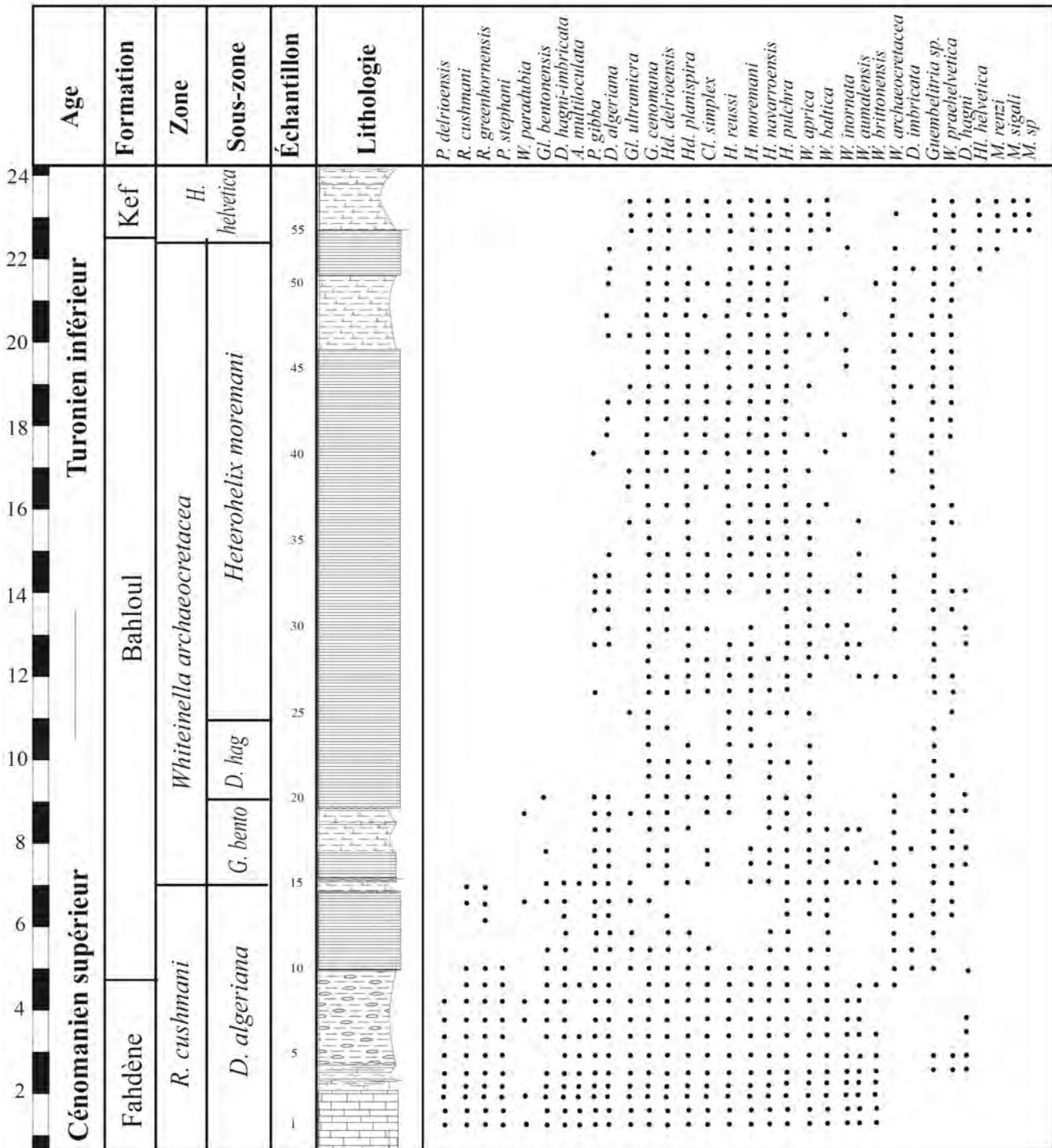


Figure 26 – Répartition des foraminifères dans la coupe KS

Whiteinella archaeocretacea est épaisse de (15.8 m). Une transition progressive de la zone à *W. archaeocretacea* à la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* pourrait être reconnue au sein de la Formation Kef (échantillon KS-59). Robaszynski et al. (1994), ont supposé que la forme typique de *H. helvetica* se trouve au sein de la formation Bireno, affirmant des études antérieures (Schifisma, 1955) qui mentionne l'existence de ce foraminifère caréné au sein du membre Annaba/Bireno (base de l'actuel Formation Kef). Il faut noter que les espèces de *Helvetoglobotruncana* ne sont pas typiques de *H. helvetica* comme il a été noté par Schifisma (1955) et par Robaszynski et al. (1994), mais l'appartenance de ces spécimen au genre *Helvetoglobotruncana*, nous laisse suggérer que la zone à *H. helvetica* a bel et bien commencé.

3.3.2. *Nannofossiles calcaires*

Dans la même coupe, Gartner (1990) in Robaszynski et al. (1990) a étudié les nannofossiles. Il s'avère que les nannofossiles étudiés ne montrent pas une bonne conservation. Toutefois les échantillons étudiés ont livré des associations abondantes de nannoplactons. Cet auteur a défini trois zones à (1) *Lithraphidites alatus*, (2) *Axopodorhabdus albianus*, (3) *Cruciellipsis chiasta* concernant le Cénomaniens supérieur - sommital. Bralower (1988) dans la coupe type à Oued Bahloul a reconnue les mêmes zones alors que Verbeek (1977) dans la région de Nebeur près du Kef a omis la dernière espèce index.

Robaszynski et al., (1990) ont mentionné que la zone à *Gartnerago obliquum* et à *Quadrum gartneri* sont reconnaissables au sein et/ou au toit du membre Bireno, donc du Turonien moyen à supérieur. Dans une étude plus récente, Accarie et al., (1996) ont précisé que ces deux dernières zones marquent l'intervalle Cénomaniens sommital – Turonien basal de la Fm Bahloul dans la même coupe nommée Oued Smara. Ceci a conduit ces auteurs à corriger l'attribution chrono-biostratigraphique de la Fm Bahloul dans la région de Kalaat Senan.

3.3.3. *Ammonites*

La distribution stratigraphique des ammonites du passage C-T dans la coupe-type de l'Oued Bahloul et les affleurements situés à l'Est de Kalaat Senan, de Jerissa et de Tajerouine a déjà été

publiée par Robaszynski et al. (1990, 1993, 1994), Ben Haj Ali et al. (1994); Accarie et al., (1996; 1999); Caron et al. (1999). Des récoltes complémentaires faites par Amedro et al. (2005) ont fournis des informations complémentaires, ce qui a conduit ces derniers auteurs à reprendre la détermination de l'ensemble du matériel déjà recueilli dans la région de Kalâat Snan depuis 1990.

Notre coupe KS, située à 10 km à l'Est de Kalaat Senan, a été également concernée par cette dernière étude biostratigraphique (Amédro et al., 2005). Selon ces auteurs, un certain nombre d'empreintes très écrasées provenant de la partie moyenne et supérieure, attribuées avec doute en 1994 à *Calycoceras sp.* et *Eucalycoceras sp.*, sont en réalité des *Fagesia sp.* et *Watinoceras sp.*

Deux zones d'ammonites caractérisant la partie inférieure de la Formation Bahloul et déterminant le Cénomaniens supérieure, (1) la Zone à *Metoicoceras geslinianum* et (2) la Zone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* équivalente à la Zone à *Neocardioceras juddii* du Domaine boréal.

Pour la partie supérieure de la Fm Bahloul, deux autres zones d'ammonites sont également reconnues indiquant la partie basale du Turonien, (1) Zone à *Watinoceras sp.*, équivalente à la Zone à *Fagesia sp.*, décrite par Kennedy in Ben Haj Ali et al. (1994) dans la coupe type de l'Oued Bahloul et (2) la Zone à *Pseudaspidoceras flexuosum* définie par Amédro in Robaszynski et al. (1990).

3.4. Chimiostratigraphie

3.4.1 Les isotopes stables

L'événement C/T est généralement marquée par une excursion positive de $\delta^{13}\text{C}$ globale (e.g. Schlanger et Jenkyns, 1976; Arthur et al., 1987;...). Ce phénomène est bel bien généralisé en Tunisie (Soua et Tribovillard, 2007). Pour la coupe KS (Figure 25B), cette excursion a été décrite par Accarie et al. (1996). L'examen des valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ de cette excursion montre une augmentation de 1 à 3 ‰ $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, juste dans la partie basale de la zone à ammonite *Metoicoceras geslinianum*. Vers la limite C/T les valeurs de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ baissent jusqu'à atteindre une moyenne de 2 à 2.5‰

3.4.2 Uranium (U), Thorium (Th) et Potassium (K)

Dans cette même coupe, Luning et al., (2002) ont analysé aussi les concentrations des éléments Th, K et U (Figure 25B).

A Oued Smara, deux pics sont observés à la base de la Fm Bahloul (Luning et al., 2002), juste à la limite des zones à foraminifères planctoniques *R. cushmani* / *W. archaeocretacea*, au dessous de la zone à ammonite *Pseudaspidoceras pseudonodosoides*, atteignant des valeurs proches de 3 ppm séparés l'un de l'autre par un court intervalle de faibles valeurs de U. Un troisième pic est observé dans la partie supérieure de la Fm Bahloul, juste au-dessus de l'événement à maximum isotopique avec une moyenne de 2.5 ppm. Il s'avère donc que les deux coupes KS et HM sont comparables de point de vue teneur en U et Th (Figure 18 ; Figure 25B).

4. Coupe de Jérissa (CES)

4.1. Localisation géographique

La coupe CES est levée au niveau du point aux coordonnées : 35°51' 11''N, 8°37'57'' E de la feuille topographique de Tejerouine n°51 au 1/50.000 (Fig. 28); près de la piste qui représente le prolongement vers le Nord Est de la route Nationale G.P. 18, au niveau du point de rencontre des deux affluents d'Oued Es Semara. La série que nous reprenons a déjà fait l'objet d'une analyse biostratigraphique détaillée, basée sur les foraminifères planctoniques (Soua, 2005). Elle est épaisse de 23,2m, elle couvre la totalité de la Formation Bahloul et déborde vers le bas sur la partie terminale de la Formation Fahdene (Burollet, 1956) et vers le haut sur la partie basale de la Formation Kef (Fournié, 1978).

4.2. Description lithostratigraphique

Les premiers 3,5m sont formés essentiellement de marnes tendres à intercalations de calcaires argileux. L'ensemble est de couleur grisâtre devenant de plus en plus sombre (Fig. 28). A la

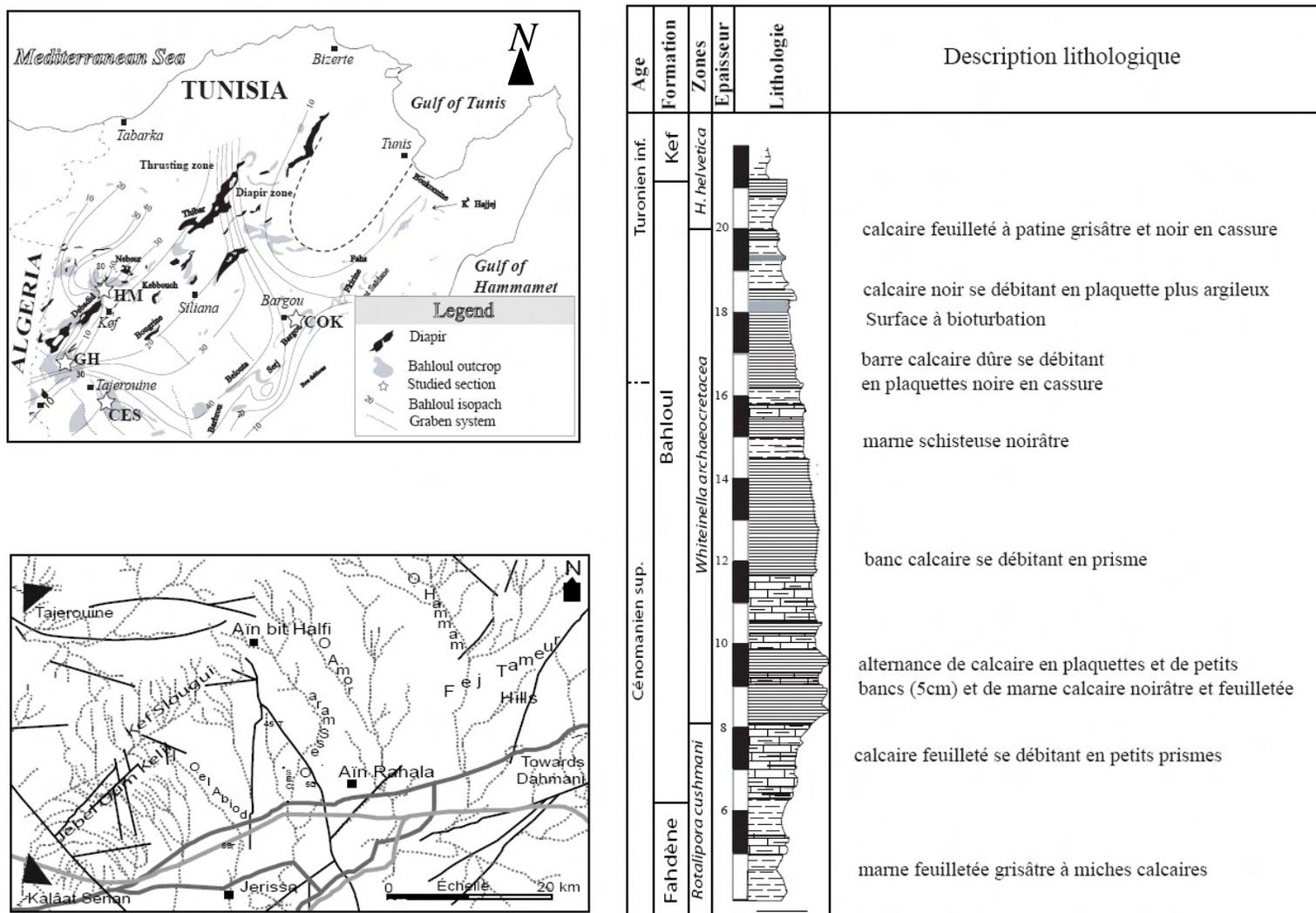


Figure 27- Localisation et description lithologique de la coupe de Jerissa (CES)

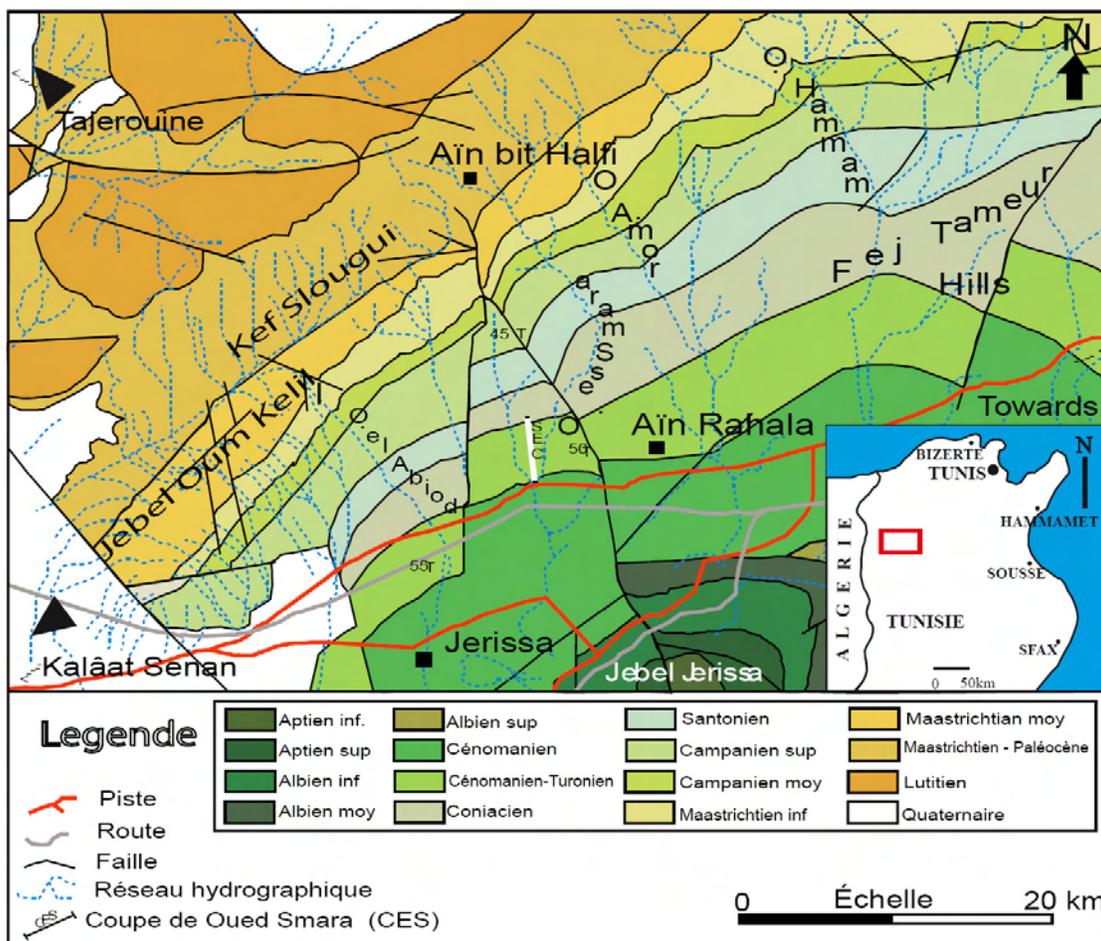


Figure 28 – Localisation de la coupe CES sur un extrait de la carte de Tejerouine n°51 au 1/50.000

cassure fraîche, cet ensemble se débite le plus souvent en pseudo-nodules. Toutefois dans sa partie médiane, il englobe un niveau calcaire argileux se débitant plutôt en plaquettes de couleur noir à la patine comme en cassure fraîche. Ce terme a livré une association de Foraminifères planctoniques de la partie supérieure à moyenne de la zone à *Rotalipora cushmani*, avec la présence de *Rotalipora montsalvensis* (Soua, 2005), et *Rotalipora greenhornensis*.

Les 5,5m suivants sont représentés par des marnes schisteuses alternant avec des calcaires argileux bitumineux. Ce terme appartenant encore à la zone à *Rotalipora cushmani* contient d'abondantes *Dicarinella algeriana*, *Globigerinelloides bentonensis*. On note que *Whiteinella archaeocretacea* coexiste bien avec les derniers rotalipores. Par-dessus repose un petit banc calcaire gris clair en patine comme en cassure fraîche se débitant en feuillets et surmonté par un

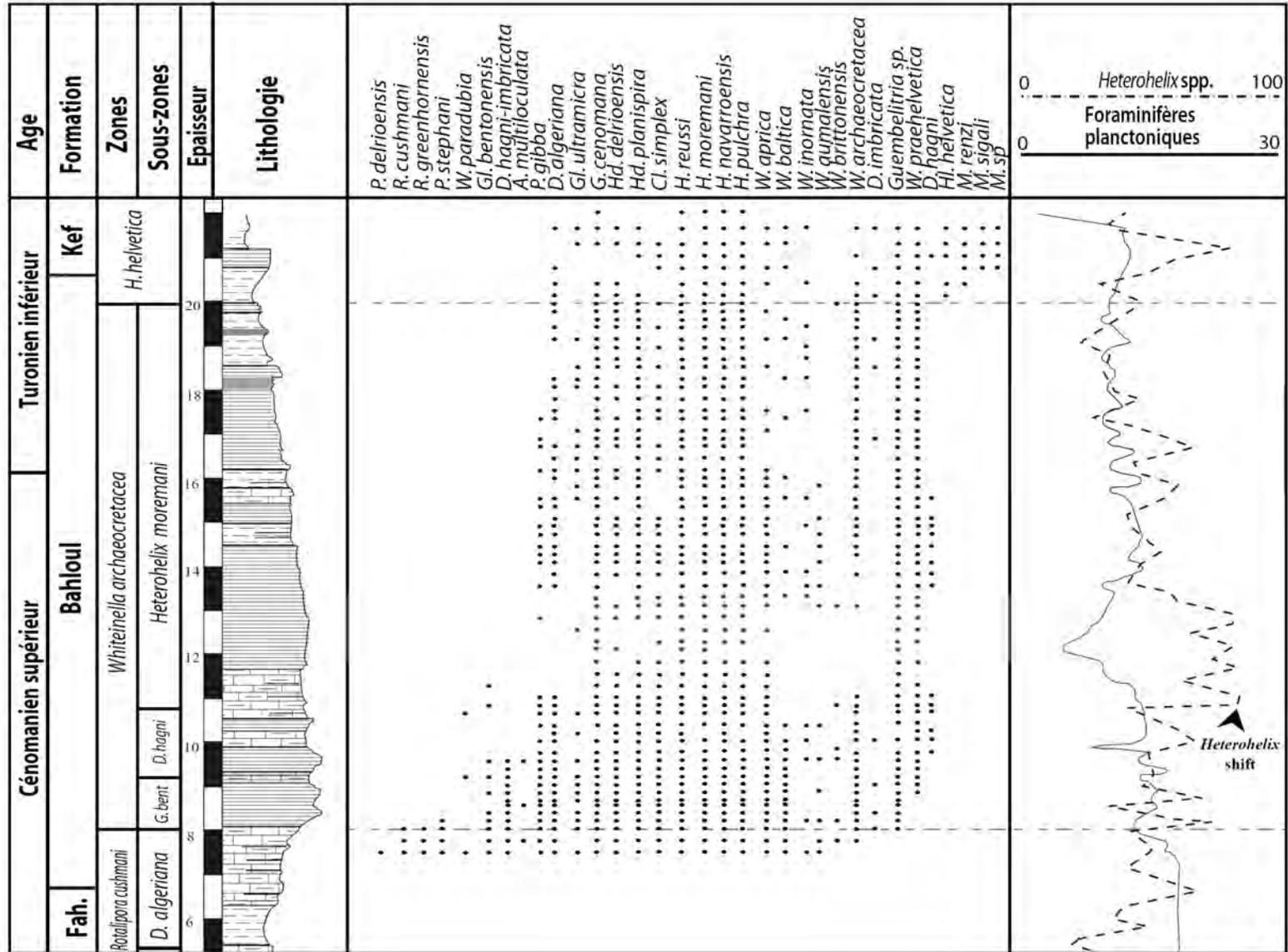


Figure 29 – répartition des foraminifères dans la coupe CES (Soua, 2005)

niveau marneux finement lité qui se débite en plaquettes alternant avec un banc calcaire en plaquettes plus foncé.

Cet ensemble se termine par des calcaires laminés bien développés beige à la patine et noir en cassure fraîche se débitant en plaquettes. C'est au sommet de cet intervalle disparaissent *R. cushmani* et *R. greenhornensis*.

Les 5,3m suivants sont des calcaires à aspect massif mais qui se débitent en plaquettes. Ils sont gris à gris clair en patine et noirâtre à la cassure. La partie basale de cette unité contient des Ammonites (Niveau à Ammonites). Ce dernier niveau est surmonté par un autre niveau calcaire noir peut être riche en matière organique et très bioturbé (niveau à bioturbation). Il est de couleur gris foncé en patine et noir à noir foncé en cassure. Ces deux niveaux sont séparés par une passée marneuse.

Sur cette dernière barre calcaire se développe une série peu épaisse à dominante marneuse de 2,25m qui disparaît sous la piste. Ces marnes sont au début claires et lithées puis deviennent noirâtres.

Les éléments présents sont représentés par des filaments, une richesse en grains de calcite et de quartz, débris d'Echinodermes, présence très rare de Calcisphères (*Pithonella* et *Bonitocardiella*) et des radiolaires, de rares Ostracodes, parfois des cristaux de pyrites. Les foraminifères planctoniques y sont très abondants.

4.3. Attribution chrono-biostratigraphique

4.3.1 Foraminifères planctoniques

La partie basale de cette Formation ayant livré une association du Cénomaniens typique de la zone à *R. cushmani* comportant avec le fossile index *R. greenhornensis*, et d'abondantes hedbergelles et heterohelicidés (Fig. 29).

La dernière occurrence (DO) de *R. cushmani* se trouve au-dessus de 1,7 m de la base de la Formation Bahloul là où le ^{13}C (Accarie et al., 1999) atteint une valeur maximale. La zone d'intervalle à *Whiteinella archaeocretacea* s'étend sur un interval épais de 13.8 m. c'est aussi

dans cette zone que se situe la limite C/T. Une transition progressive de la zone à *W. archaeocretacea* à la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*, pourrait être reconnue au toit de la Fm Bahloul. Dans le détail, à propos de la zone à *Whiteinella archaeocretacea*, nous distinguons la sous-zone à *Globigerinelloides bentonensis* s'étendant sur un interalle de 1,8 m, la sous-zone à *Dicarinelle hagni* s'étendant sur un interalle de 3 m et la sous-zone à *Heterohelix moremani* s'étendant sur 9 m.

4.3.2. Ammonites

Accarie et al., (1999) et Amedro et al., (2005), ont bien détaillé la biostratigraphie par les ammonites de la série du passage C-T, dans les secteurs voisins, ceux de Kalaat Senan et de Tajerouine. Dans la région de Jerissa, Accarie et al. (1999) et Amedro et al. (2005) ont récolté aussi des ammonites. Ainsi, quatre zones ont été précisées,

(1) La zone à *Metoicoceras geslinianum*, tracée à la base de la Fm Bahloul (Pré-Bahloul de Robaszynski et al., 1993 et U1 de Layeb, 1990) par l'apparition de l'espèce index, remplace en quelque sorte la Zone à *Euomphaloceras septemseriatum* utilisée au paravant par Robaszynski et al. (1990, 1993, 1994), Amédro et Robaszynski (1993), Chancellor et al. (1994); Accarie et al., (1996; 1999).

(2) Zone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides* est reconnue à partir de la partie moyenne de la coupe avec, outre l'espèce-index qui est très abondante, *Euomphaloceras* cf. *costatum* (Amedro et al., 2005). Ces derniers auteurs mentionnent qu'au moins un intervalle de 4 m reste toujours non daté entre le sommet de la Zone à *M. geslinianum* et la base de la Zone suivante à *P. pseudonodosoides*, faute de récolte d'ammonites. Ces deux zones indiquent le Cénomanién supérieure à sommital.

(3) la Zone à *Watinoceras* sp. caractérisant la partie supérieure de la Fm Bahloul et épaisse de 4m. (4) Enfin, la zone à *Pseudaspidoceras flexuosum*, où elle est très peu développée dans la région de Jerissa (40 cm). Elle est interprétée par Amedro et al. (2005) comme un éco-événement plutôt qu'une véritable biozone.

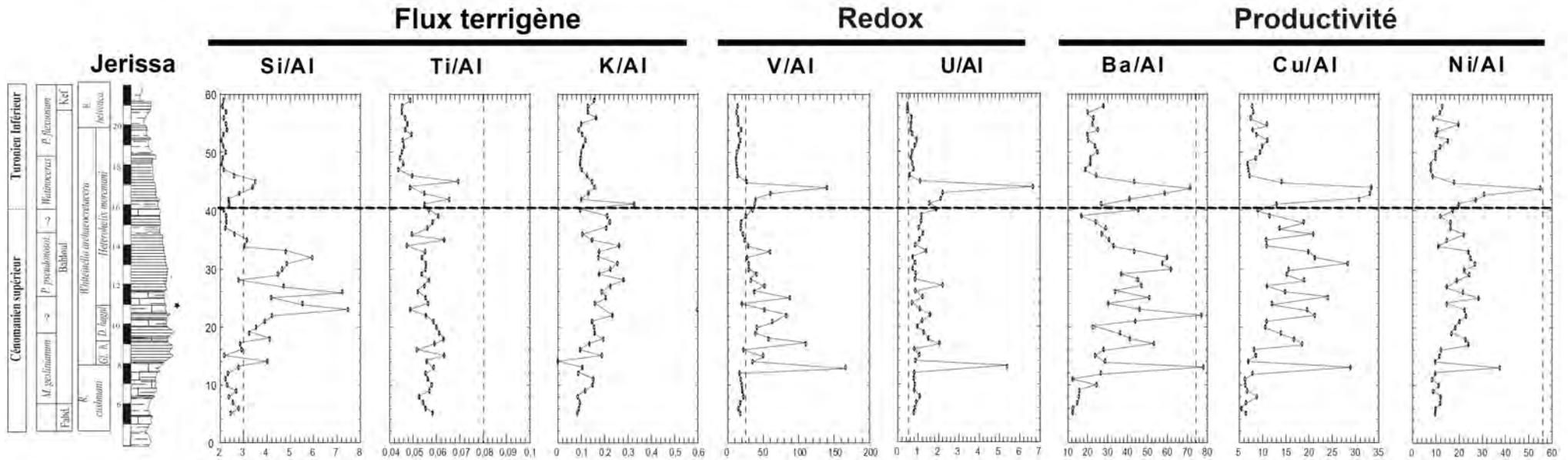


Figure 31 – Répartition des différents marqueurs chimiques dans la coupe de Jerissa

4.4. Chimiostratigraphie

4.4.1 *Eléments majeurs et en traces*

Cinquante sept (57) échantillons ont été sélectionnés le long de la coupe de Jerissa (CES). Les éléments majeurs et mineurs ont été dosés par spectrométrie ICP-AES et les éléments en trace par ICP-MS (Fig. 31). Ces éléments ont été par la suite normalisés à l'Aluminium comme décrit dans le chapitre "Méthode et Matériels".

Les rapports Ti/Al et Zr/Al représentent en quelques sortes l'abondance relative des minéraux lourds au sein du flux terrigène, pouvant refléter ainsi des variations dans les apports (énergie du milieu de dépôt,...). La constance du Ti/Al dans quelques niveau (la partie inférieure et supérieure de la coupe CES) atteste de l'homogénéité de la granulométrie des apports lithogéniques (Caron et al., 1999). Toutefois la variation de Zr/Al dans la partie moyenne indique la variété de ce dépôt (échantillons CES-16;21;42;45;48;50;59). Les variations mineurs du rapport Si/Al, atteignant des valeurs allant de 6 à 7.5 aux environs de la partie médiane de la Fm Bahloul (de 12 m à 15 m) ne sont pas influencées par le flux terrigène des sédiments plus ou moins chargés en silts mais elles représentent des fluctuations (1) d'ordre minéralogique (les alumino-silicates), (2) d'ordre biologique en terme de production d'opale biogénique. Les valeurs relativement fortes du rapport Si/Al des échantillons CES-26; CES-29; CES-35, témoignent en faveur d'une augmentation de la productivité siliceuse due aux radiolaires. Les échantillons les plus riches en MO sont aussi enrichis relativement en V, Mo, U, Cu, Ni, c'est-à-dire en éléments sensibles aux conditions réductrices subies par les sédiments (Clavert et Pederson, 1993, Dean et al., 1997; Tribovillard et al., 2006). Les plus fortes valeurs relatives des rapports V/Al; Mo/Al, U/Al, Cu/Al, Ni/Al dans les échantillons CES-16; 20; 26, 29, 50 militent en faveur du caractère fortement réducteur des sédiments correspondant surtout aux échantillons CES-16 et CES-50.

Ils se caractérisent aussi par de fortes valeurs de P/Al et Ba/Al. Ces deux derniers éléments sont enrichis dans les sédiments déposés en contexte de haute productivité.

4.4.2 Le contenu en carbonate de calcium

Le contenu en CaCO_3 de la Fm Bahloul dans la région de Jerissa est modérément élevé, avec une valeur moyenne d'environ 72,8%. Dans la coupe étudiée, les valeurs les plus élevées (situées entre 85,9% et 97,7%) caractérisent la partie inférieure de la Formation Bahloul.

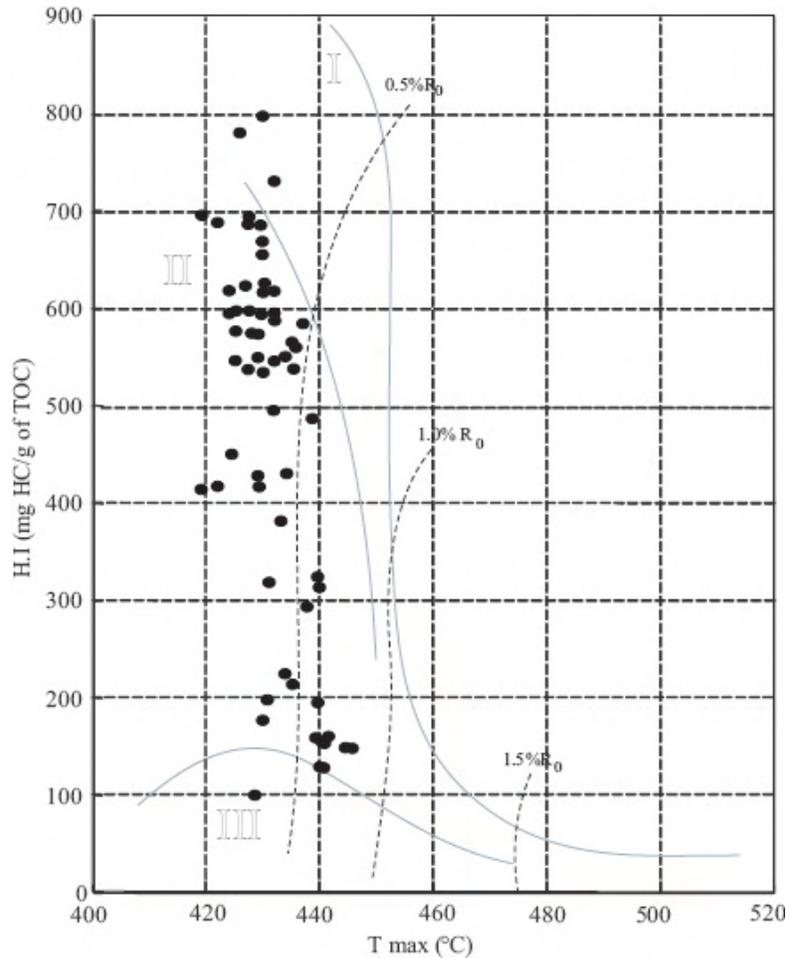


Figure 32 - Tmax vs. HI dans la coupe CES

4.4.3 Carbone organique et maturité de la MO

Le contenu en COT des échantillons provenant de la Formation Bahloul de la coupe CES est relativement élevé (1,9% en moyenne TOC). Les plus fortes valeurs obtenues sont dans

l'intervalle CES-11-28, où elles atteignent 6,8% et sont réparties selon un intervalle de 6 m d'épaisseur où nous avons remarqué l'absence parfois de foraminifères benthiques. L'évolution thermique et l'origine de la matière organique ont été obtenues par des mesures de Rock Eval comme décrites dans Espitalié et al., (1986). Les valeurs T_{max} sont relativement faibles (432 ° C en moyenne), suggérant que la matière organique n'a pas subi une maturité thermique significative (Fig. 32). Les échantillons riches en MO, avec les valeurs relativement élevées de IH (jusqu'à 920 mg HC / g COT, et 501 en moyenne), se superposent principalement sur la parcelle de type II et avec quelques points sur le type I. Cela est dû aux valeurs très élevées de IH. Le Kérogène de type II est généralement lié à la matière organique d'origine marine, probablement plus ou moins altérée par les bactéries (Scopelitti et al., 2004). Le Kérogène de type I est assez rare, car il est issu principalement des algues lacustres. Leurs occurrences sont limitées à des lacs anoxiques et à quelques milieux marins. Ils ont des hautes capacités de génération d'hydrocarbures liquides (Waples, 1985).

5. Coupe de Jebel Kherij (KJ)

5.1. Localisation géographique

La coupe KJ est levée au niveau du point aux coordonnées : 36°36'N, 10°16'E des feuilles topographique et géologique de Grombalia n° 29 au 1/50.000 ; près de la piste venant de Knaguet El Hajaj menant au Marabou de sidi Salah (Fig. 33).

5.2. Description lithostratigraphique

Dans le massif de J. Kherij (Fig. 34) comme dans les massifs de Jebel Bou Nour, Jebel Joufi, on note l'existence d'une série du Crétacé supérieur bien développée.

Les alternances de marnes et calcaires d'âge Albien - Cénomaniens de la Fm Fahdene atteignent les 300m en totalité. Turki (1985) a mentionné que la base et le sommet de cette formation peuvent présenter des traces de ripage qui pourraient être le siège d'importants contacts tectoniques.

Ensuite viennent les calcaires en plaquettes et les calcaires noduleux d'aspects massifs de la Fm Bahloul comportant quelques intercalations de fins niveaux marneux noirâtres. Ces calcaires en plaquettes présentent plusieurs fissures qui sont remplis par de la Sphalérite (Layeb, 1990).

Layeb (1990) a mentionné aussi l'existence de ces filons minéralogiques au sein de la Fm Bahloul à proximité de Jebel Ressay. La Formation Bahloul est surmonté par les marnes à intercalations calacires plus claires de la Formation Kef. La Fm Bahloul mesure dans la coupe effectuée à Jebel Khrij 7,66m. Dix-huit échantillons ont été prélevés.

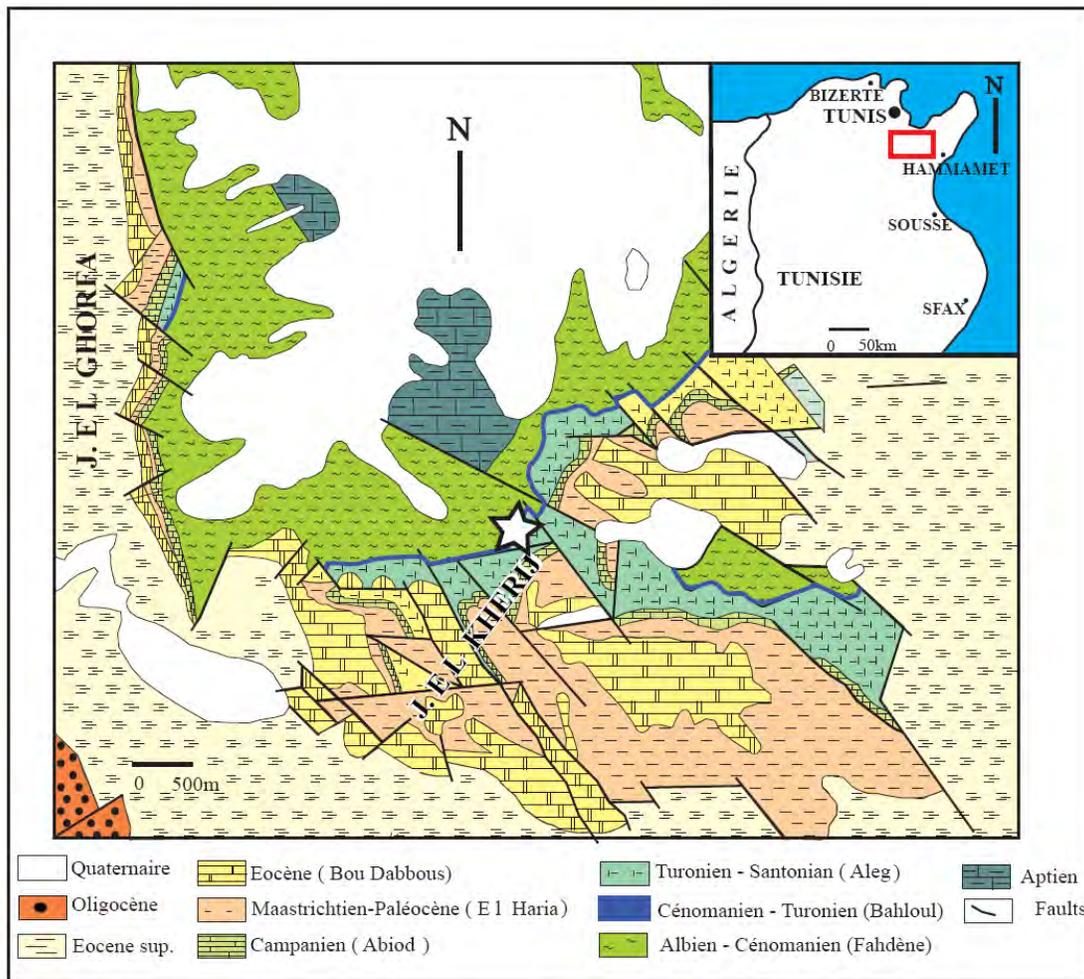


Figure 33 - Extrait de la cartogéologique de Grombalia n° 29 au 1/50.000 (d'après Bujalka et al., 1971 ; Melki et al., 2004)

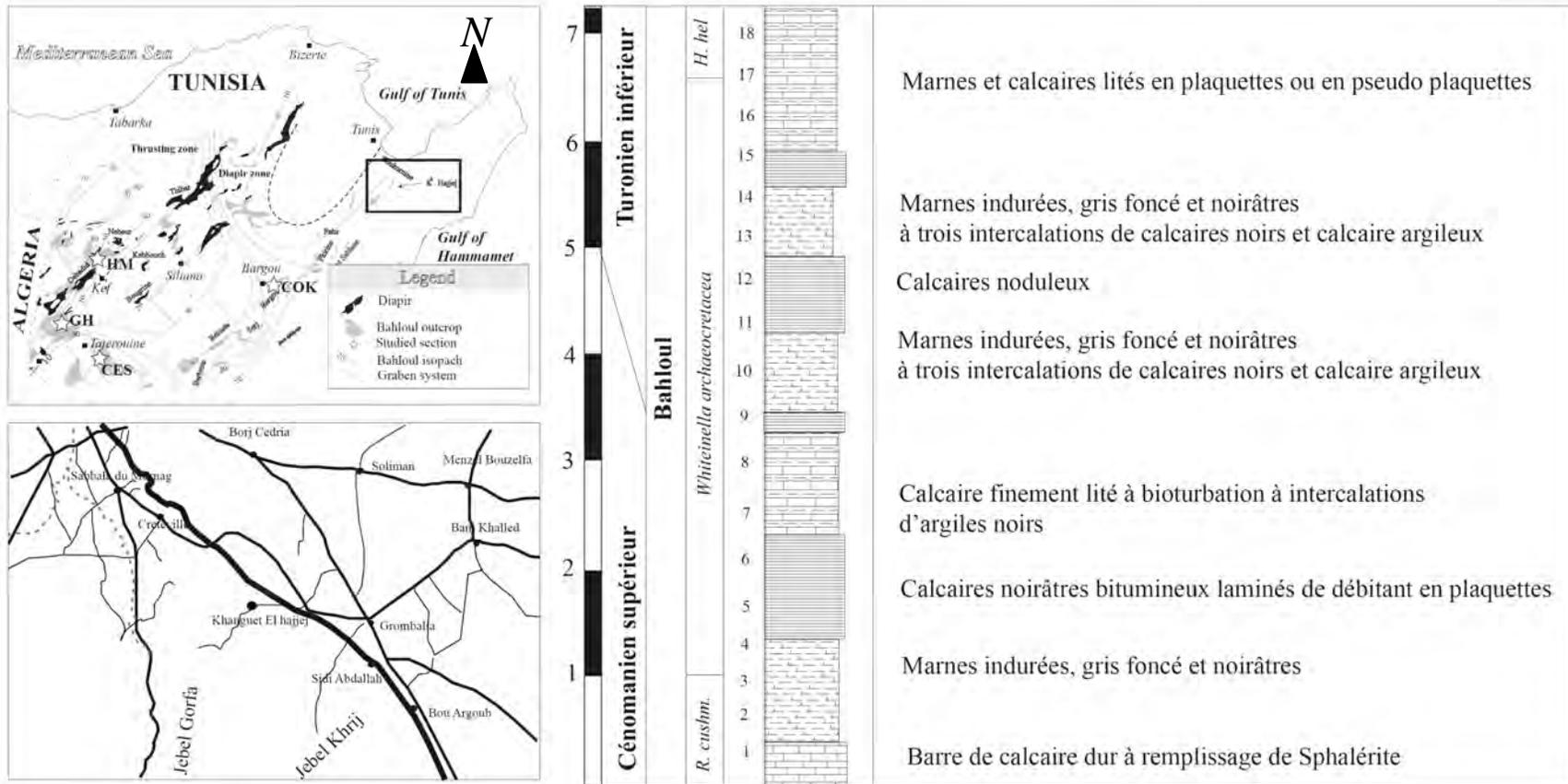


Figure 34 - Localisation et description lithologique de la coupe de J. Kherij (KJ)

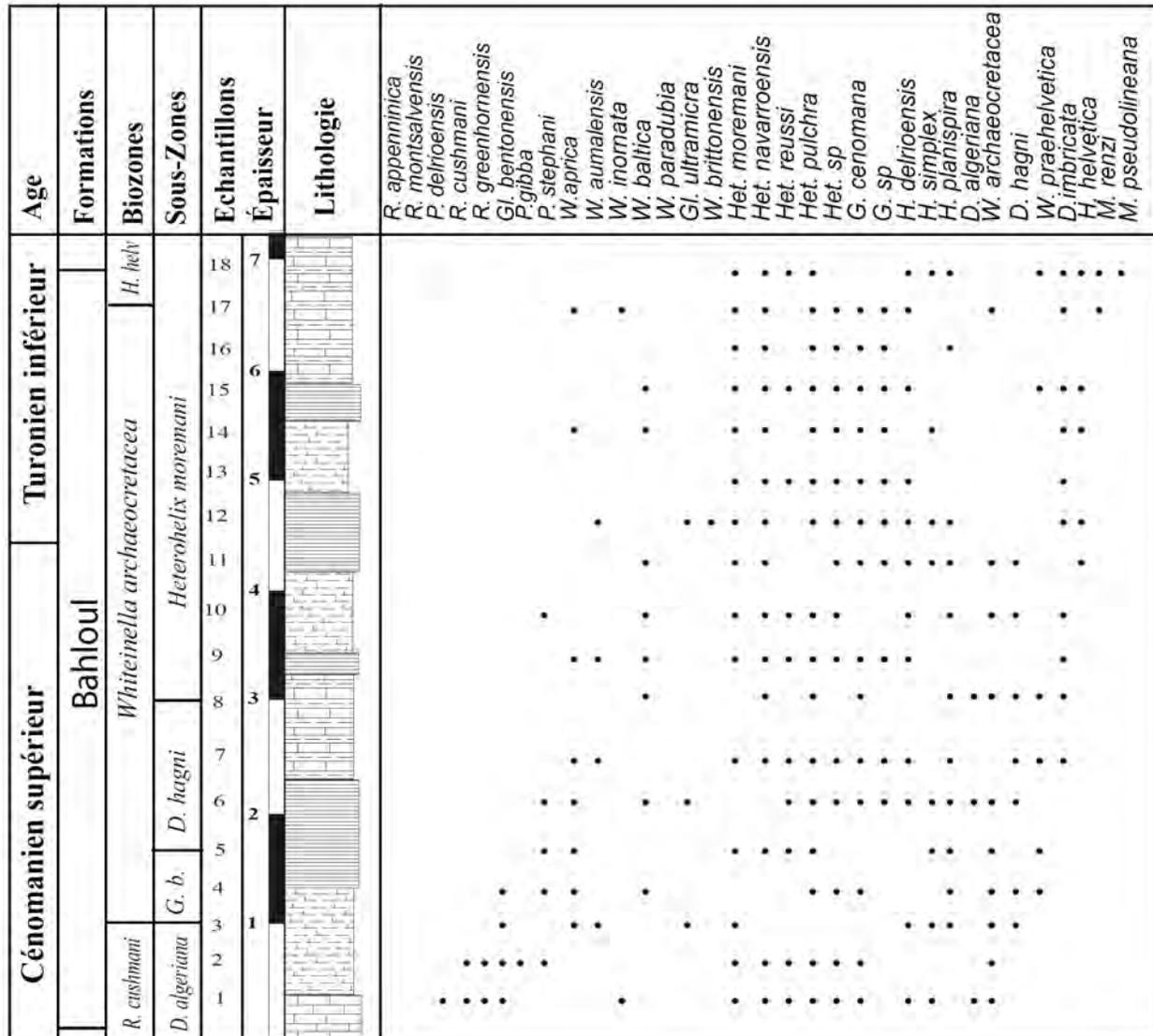


Figure 35 – répartition des foraminifères dans la coupe KJ

5.2. Attribution chrono-biostratigraphique

5.2.1 Foraminifères planctoniques

La partie basale de cette Formation a livré une association typique de la zone à *Rotalipora cushmani*. En plus du fossile index de ladite zone, *R. greenhornensis*, et d'abondantes hedbergelles et heterohelicidés ainsi que *Globigerinelloides bentonensis* sont présents.

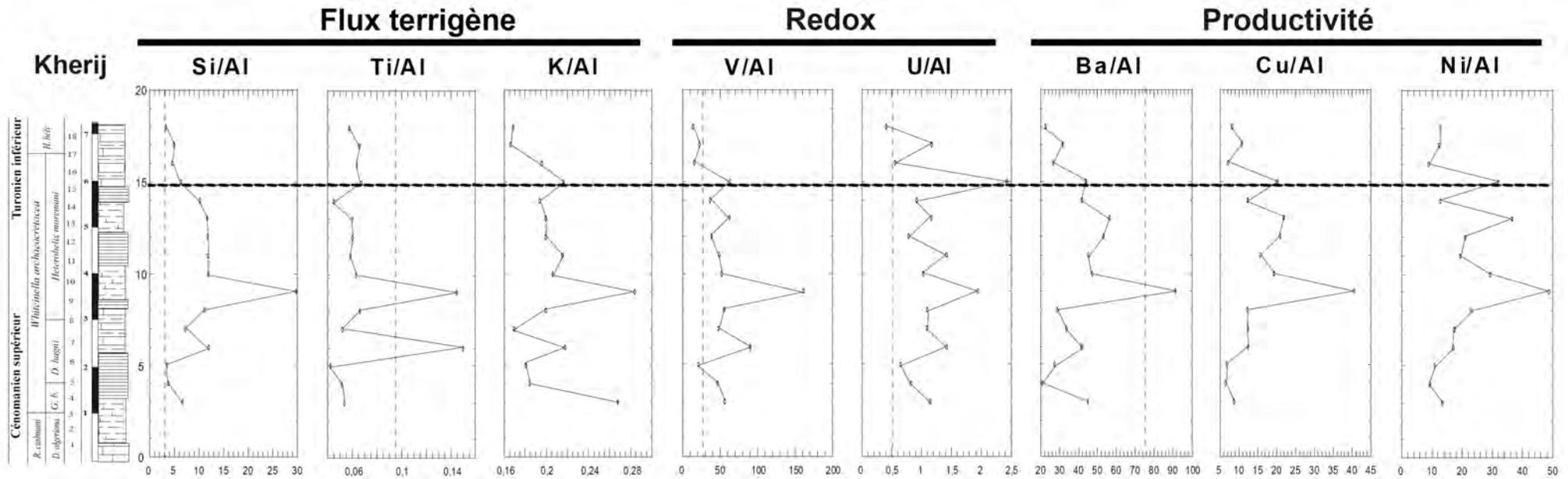


Figure 36 - les différents marqueurs chimiques dans la coupe de J. Kherij

La dernière occurrence (LO) de *R. cushmani* se trouve à 1.8m au-dessus de la base de la Formation Bahloul. La zone d'intervalle à *Whiteinella archaeocretacea* est épaisse de 5.5 m.

La zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* n'a pas été observée dans la Fm Bahloul. Elle pourrait être reconnue au-dessus de ladite Formation. Malheureusement, aucun travail biostratigraphique n'a été détaillé dans cette région (Fig. 35).

5.3 Chimiostratigraphie

5.3.1 Eléments majeurs

Seize échantillons ont été sélectionnés dans la coupe de Jebel Khrij. Uniquement les éléments majeurs ont été dosés par spectrométrie ICP-AES. Ces éléments ont été par la suite normalisés à l'Aluminium (Fig. 36).

Les variations mineurs du rapport Si/Al ne sont pas influencées par le flux terrigènes mais elles représentent des fluctuations de (1) la minéralogie des aluminosilicates, (2) la production d'opal biogénique. Les fortes valeurs du rapport Si/Al des échantillons JK-9, 10, 14 témoignent en faveur d'une augmentation de la productivité siliceuse (les radiolaires, des spicules d'éponge et peut être des diatomées).

Les échantillons les plus riches en MO sont aussi enrichis relativement en Ca/Al et CaCO₃. Pour cette coupe comme pour celles de Jerissa (CES), Bargou (COK), Guern Halfaya (GH) et Gafsa (OH) on n'a pas décelé un vrai pic de Mn, il semble que cet événement n'a pas été répandu dans toute la Tunisie.

5.3.2. Le contenu en carbonate de calcium et carbone organique total

Le contenu en CaCO₃ de la Fm Bahloul dans la région de Jebel Kherij est modérément élevé, surtout à la base de la coupe (échantillons JK-3; 4; 5) avec une valeur moyenne d'environ 82 %CaCO₃. Les valeurs les plus élevées de CaCO₃ et de COT caractérisent la partie inférieure de la Formation Bahloul.

6. Coupe de Dyr Ouled Yahia (COK)

6.1. Localisation géographique

La coupe COK est levée au niveau du point aux coordonnées : 36°06'N, 9°40'E des feuilles topographique et géologique de Bargou n°47 au 1/50.000 ; près de la piste menant à Aïn Bou Saâdia, dans la vallée d'Oued El Kharroub COK, dans le domaine de Dyr Ouled Yahia (Fig. 37).

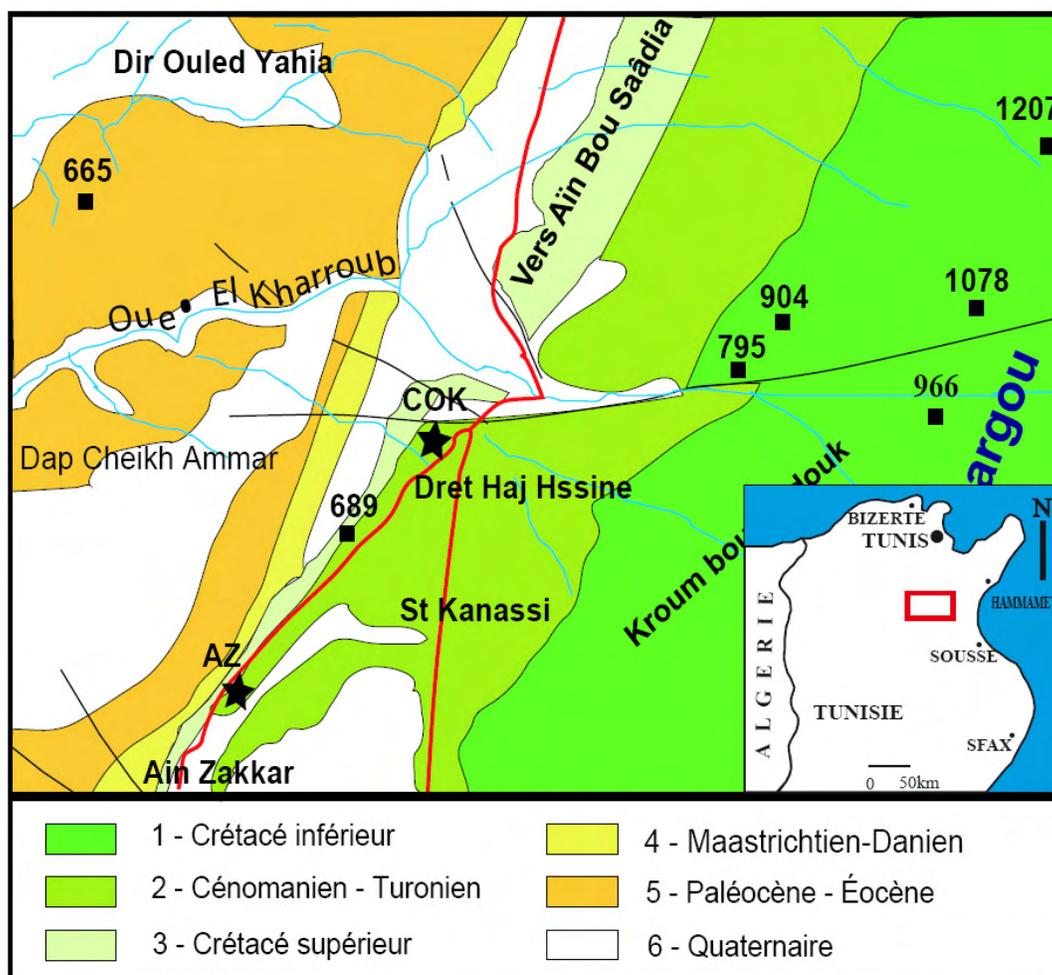


Figure 37 – Localisation de la coupe COK sur un extrait de la carte géologique de Bargou n° 47 au 1/50.000

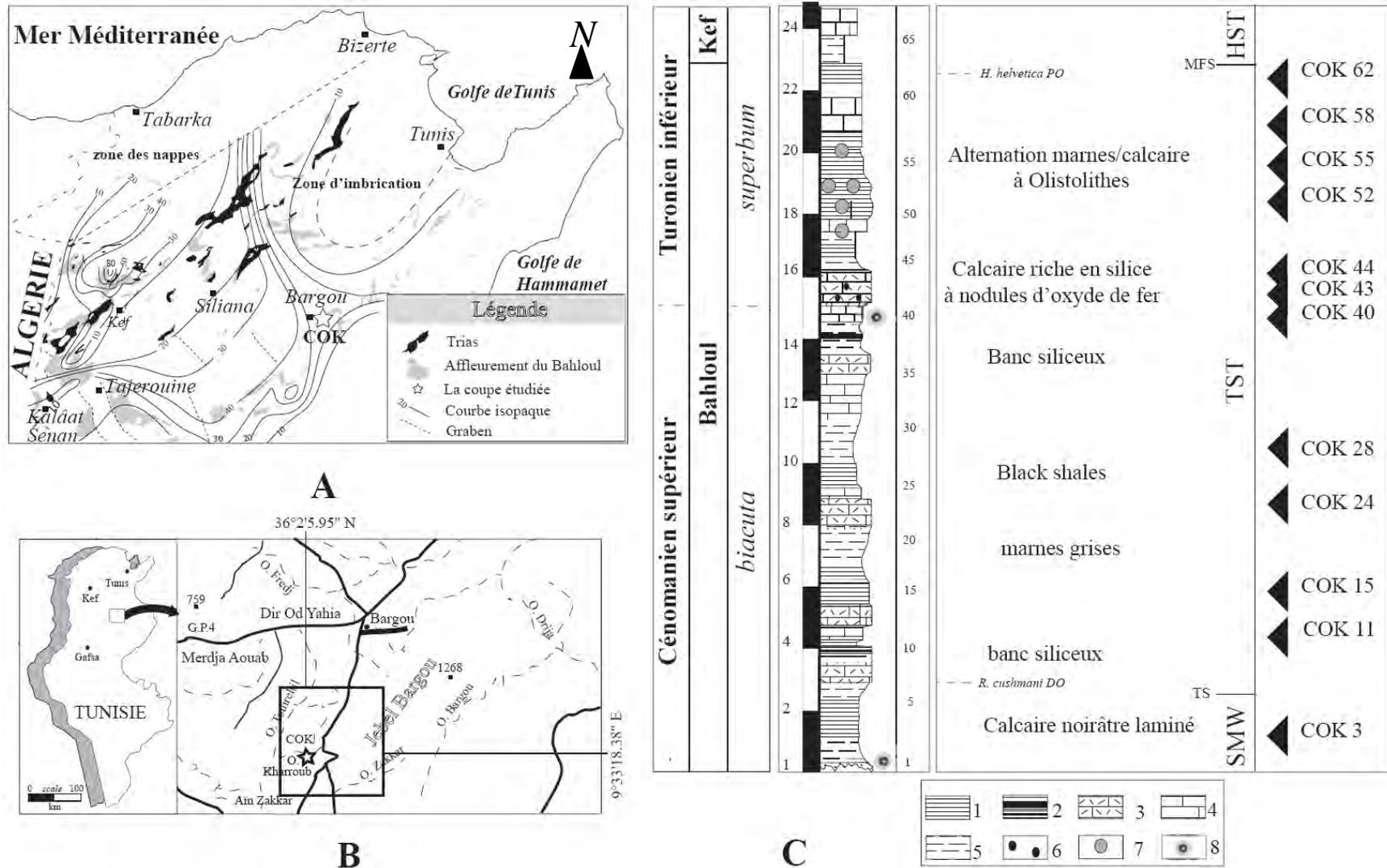


Figure 38 – A. Cadre géologique et carte isopaque, B. localisation géographique et C. description lithologique de la coupe d'Oued El Kharroub (COK)
 1. Black shales, 2. niveau à silex, 3. calcaire siliceux, 4. calcaire, 5. argiles, 6. niveau à oxyde de fer, 7. niveau à olistolithes, 8. niveau à ammonites.

Sur le plan stratigraphique et géologie régionale, elle a été initialement étudiée par Turki (1975). Elle a été reprise par Layeb (1990) pour son intérêt géochimique, rescellant une bonne roche mère d'hydrocarbure. Elle a été détaillée sur le plan micropaléontologique et biostratigraphique par Soua (2005).

6.2. Description lithobiostratigraphique

La série étudiée débute par des alternances marno-calcaires épaisses de 4,5m, beiges, se terminant par un niveau calcaire microconglomératique épais de 15 cm (Fig. 38). Par-dessus, repose la Formation Bahloul, qui dans sa partie basale (2m) est composée d'un banc de calcaires laminés durs à patine gris foncé et noirâtre en cassure et se débitant en plaquettes suivis par une alternance de calcaires beiges et des calcaires argileux de couleur noirâtre. Elle comporte une microfaune typique de l'association de la zone à *R. cushmani*.

Plus haut dans la série, viennent des alternances de niveaux marneux et/ou de calcaires argileux de couleur noirâtre se débitant en plaquettes et des niveaux de calcaires siliceux de couleur beige clair se débitant en petits prismes. C'est dans cette unité que se fait la disparition des derniers rotalipores. Cette unité est caractérisée aussi par l'abondance de grains de quartz, grains de phosphate.

Encore plus haut dans la série vient un ensemble de 8m d'épaisseur, composé de barres calcaires, à patine beige et cassure fraîche noire, séparées par des niveaux marneux à silex. La deuxième barre inférieure est soulignée par un niveau comportant des nodules d'oxyde de fer. Enfin, la Fm Bahloul, se termine par des calcaires laminés comportant des figures de glissement associées à des olistholites formées de blocs décimétriques à métriques enracinés dans les dépôts de la Formation Bahloul. Ces blocs qui témoignent de la mobilité du plancher sédimentaire durant le dépôt de ladite formation, ont été signalés déjà par plusieurs auteurs (Turki, 1975 ; Layeb, 1990 ; Rami, 1998 ; Layeb et Belayouni, 1999; Soua, 2005; Soua et al., 2006). Dans ces calcaires laminés les radiolaires indiquent un âge Turonien. *H. helvetica* apparaît dans les dépôts sus-jacents que nous attribuons à la Fm Kef .

6.3. Attribution chronobiostratigraphique

6.3.1 Foraminifères planctoniques

Les marqueurs de zones et les sous-zones de Foraminifères planctoniques sont bien présents dans la série étudiée (Fig. 39). Ainsi, la partie basale de cette Formation a livré une association typique de la zone à *R. cushmani*. Avec le fossile index, *R. greenhornensis*, et d'abondantes hedbergelles, heterohelicidés et whiteinelles sont présents.

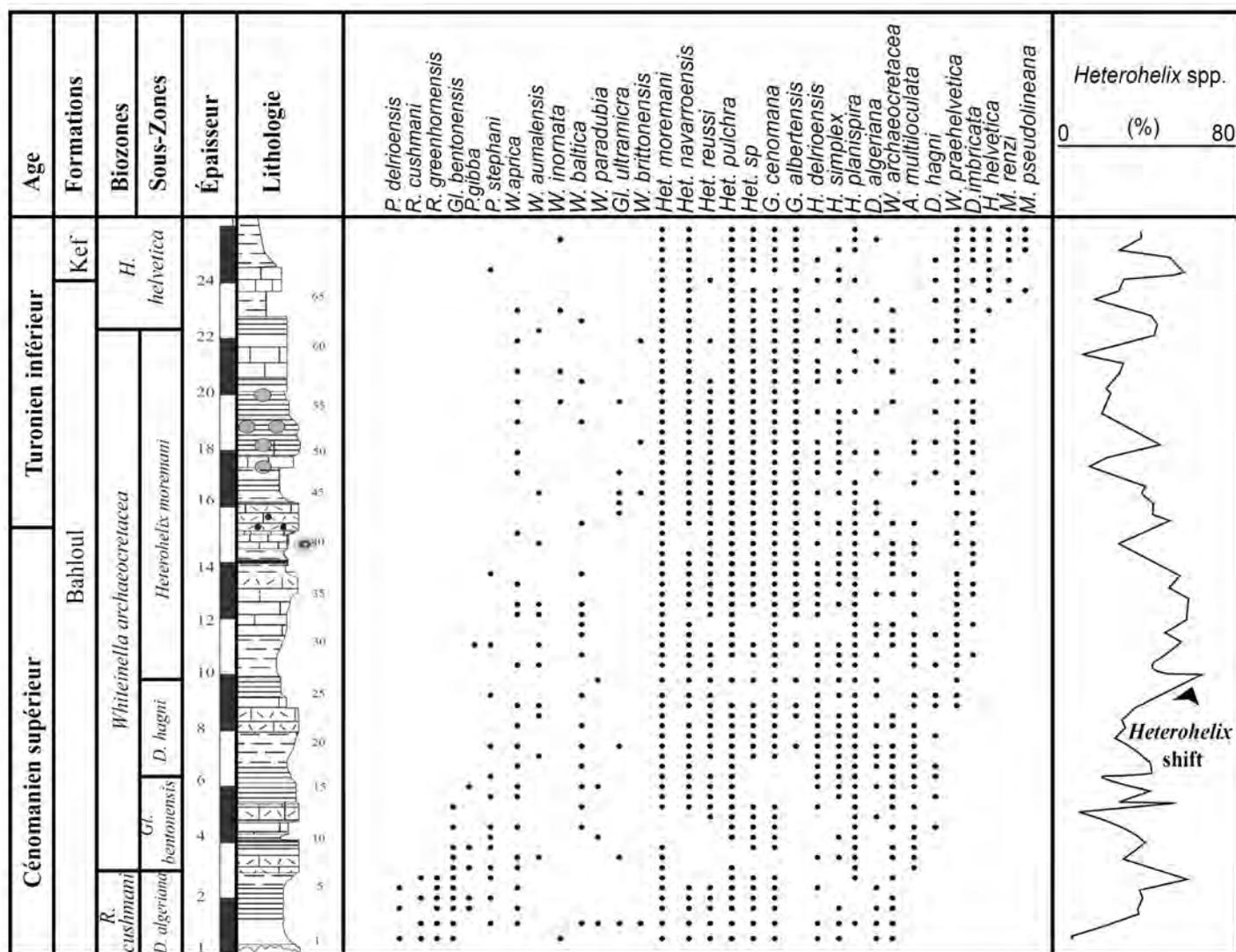


Figure 39 – Répartition des foraminifères planctoniques dans la coupe COK

La dernière occurrence (LO) de *R. cushmani* est observée au-dessus de la base à 2.9 m de la Formation Bahloul dans un intervalle intégrant la valeur maximale de ^{13}C (Barrett, 1998) (Fig. 42). La zone d'intervalle à *Whiteinella archaeocretacea* est épaisse de 20.1 m. La zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* est observée au dessus du toit de la Fm Bahloul comme c'est le cas pour la coupe de Jerissa (CES).

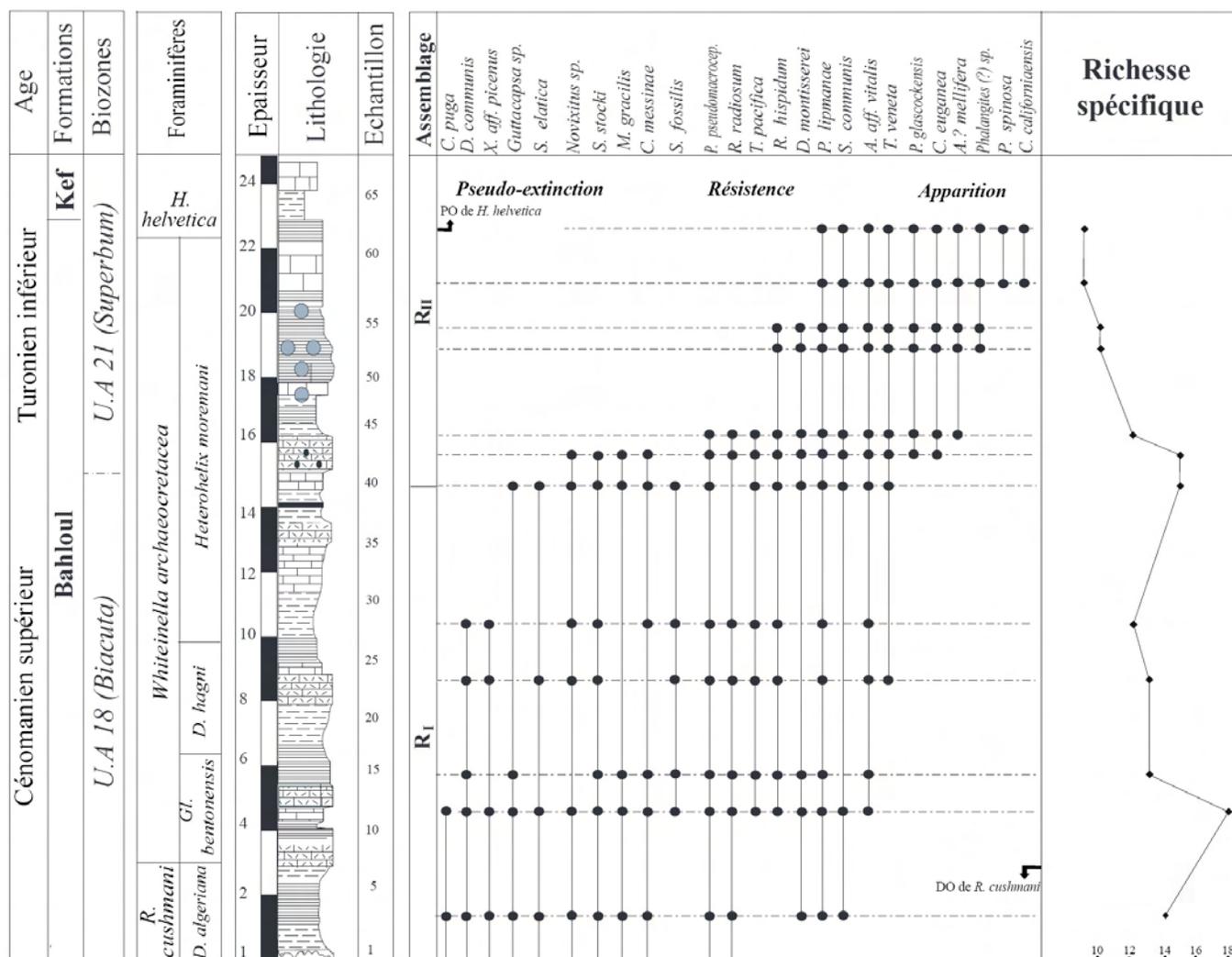


Figure 40 – Répartition des radiolaires dans la coupe COK

6.3.2 Radiolaires

Les assemblages de radiolaires sont représentés par des nassellaires et "spumellaires" (= vrai *Spumellaria* et *Entactinaria* comme décrits par De Wever et al., 2001). La faune observée est d'une diversité remarquablement faible (au total 25 espèces sont reconnues), à raison de 14 à 18 espèce dans la partie inférieure de la Formation Bahloul, 12 à 15 espèces dans la partie moyenne et 10 à 15 espèce dans la partie supérieure (Fig. 40). Parmi ces espèces, celles appartenant aux genres *Stichomitra*, *Pseudodictyomitra* et *Rhopalosyringium* semblent être des éléments dominants du groupe de microfaune planctonique.

Les espèces contenues dans la Fm Bahloul, leurs assemblages et leur distribution stratigraphique nous permettent de corréler seulement des biozones de radiolaires proposées par O'Dogherty (1994). Toutefois aucune espèce marqueur des autres biozones, proposées notamment par Pessagno (1976) et Thurrow (1988) n'a été retrouvée dans le matériel étudié.

A la base de la Fm Bahloul, la présence de *Stichomitra stocki* et les espèces associées (e.g. échantillons COK-3 et COK-11) nous permet de corréler ce niveau avec la zone *Silviae*, et précisément la sous-zone *Biacuta* (U.A. 18) d'O'Dogherty (1994). L'apparition dans l'échantillon COK-11 de l'espèce *Rhopalosyringium hispidum* dans la Formation Bahloul, correspondant à l'enregistrement de l'événement anoxique océanique global OAE-2 peut être intéressante puisque la première apparition de cette espèce en Italie est mentionnée en dessus du niveau Bonarelli (O'Dogherty, 1994 ; Salvini et Marcucci-passerini, 1998). Ce dernier est bien l'équivalent siliceux de la Formation Bahloul. Récemment, cette espèce a été décrite par Musavu-Moussavou et Danelian (2006) à Damerara rise, site 1258 dans le Cénomaniens supérieur. Cela pourrait avoir une intéressante signification paléobiogéographique.

La présence de *Crucella euganea*, *A.? mellifera*, *Phalangites (?) sp.* et *Crucella californiensi* dans l'intervalle des échantillons COK-50 – COK-63 situés au-dessus de l'intervalle de l'EAO-2,

nous permet aussi de corrélérer ces niveaux avec le Turonien basal indiqués par la zone à *Superbum* (U.A. 21) d' O'Dogherty (1994).

6.4. Chimiostratigraphie

6.4.1 *Eléments majeurs et en traces*

Soixante – huit échantillons ont été sélectionnés de la coupe COK. Les éléments majeurs et mineurs ont été dosés par spectrométrie ICP (Fig. 41).

Quelques éléments ont été sélectionnés. Il s'agit de Si, Ca, K, Ti et P comme éléments majeurs et V, Cr, Ni, Cu et Ba comme éléments en trace sont présentés et interprétés en terme de changement sédimentaire riche en silice/riche en carbonate, flux détritiques, productivité primaire et les conditions redox / eutrophes pendant la durée du dépôt de la Fm Bahloul. Les concentrations d'éléments ont été normalisées à Al afin de compenser le taux de carbone organique et la dilution de carbonate (e.g. Scopelliti et al., 2004; Tribovillard et al., 2006).

Pour la productivité primaire, nous avons considéré que le rapport de Si/Al est un proxy potentiel qui dans l'ensemble de la Fm Bahloul (région de Bargou) montre en particulier des valeurs élevées (jusqu'à 37.2, dans la partie inférieure de la Fm Bahloul, contre 3,39 en moyenne dans les black shales; Tribovillard et al., 2006). La courbe Si/Al montre des valeurs exceptionnellement élevées (15,7 en moyenne de COK-1 à COK-25) dans la partie inférieure de la Fm Bahloul et montrant un effet antagoniste face au rapport Ca/Al et face à au taux de CaCO₃. Cependant, elle représente les fluctuations minéralogiques des aluminosilicates et de la production biologique d'opale. Ces valeurs élevées (par exemple en 29,24 COK-21; 32 en COK-22; 36 en COK-23; 37,2 en COK-24; 25 en COK-25) sont des indicateurs de la productivité siliceuse (radiolaires). Quelques échantillons sont enrichis en Ni (cet élément est enrichi principalement sous des conditions de réduction de sulfate, voir Tribovillard et al., 2006 pour plus d'explication) et montrent des valeurs élevées de Ni/Al témoignant des conditions de forte réduction (Calvert et Pederson, 1993; Tribovillard et al., 2006). Ces échantillons sont caractérisés également par des fortes valeurs des rapports P/Al et Ba/Al valeurs.

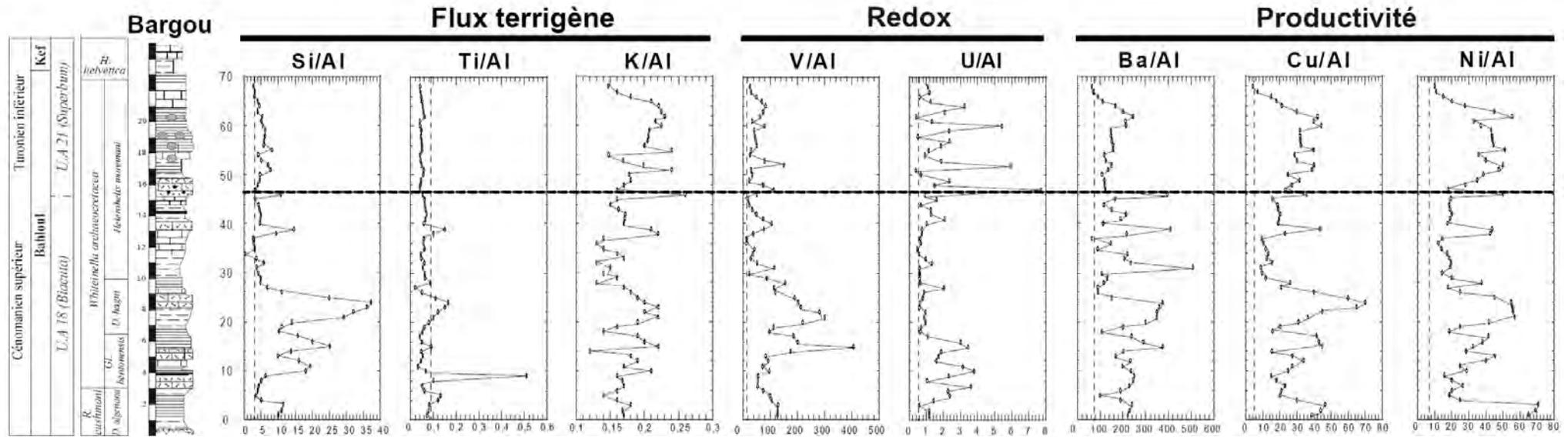


Figure 41 - Variation des courbes des éléments traces et majeurs dans la coupe COK

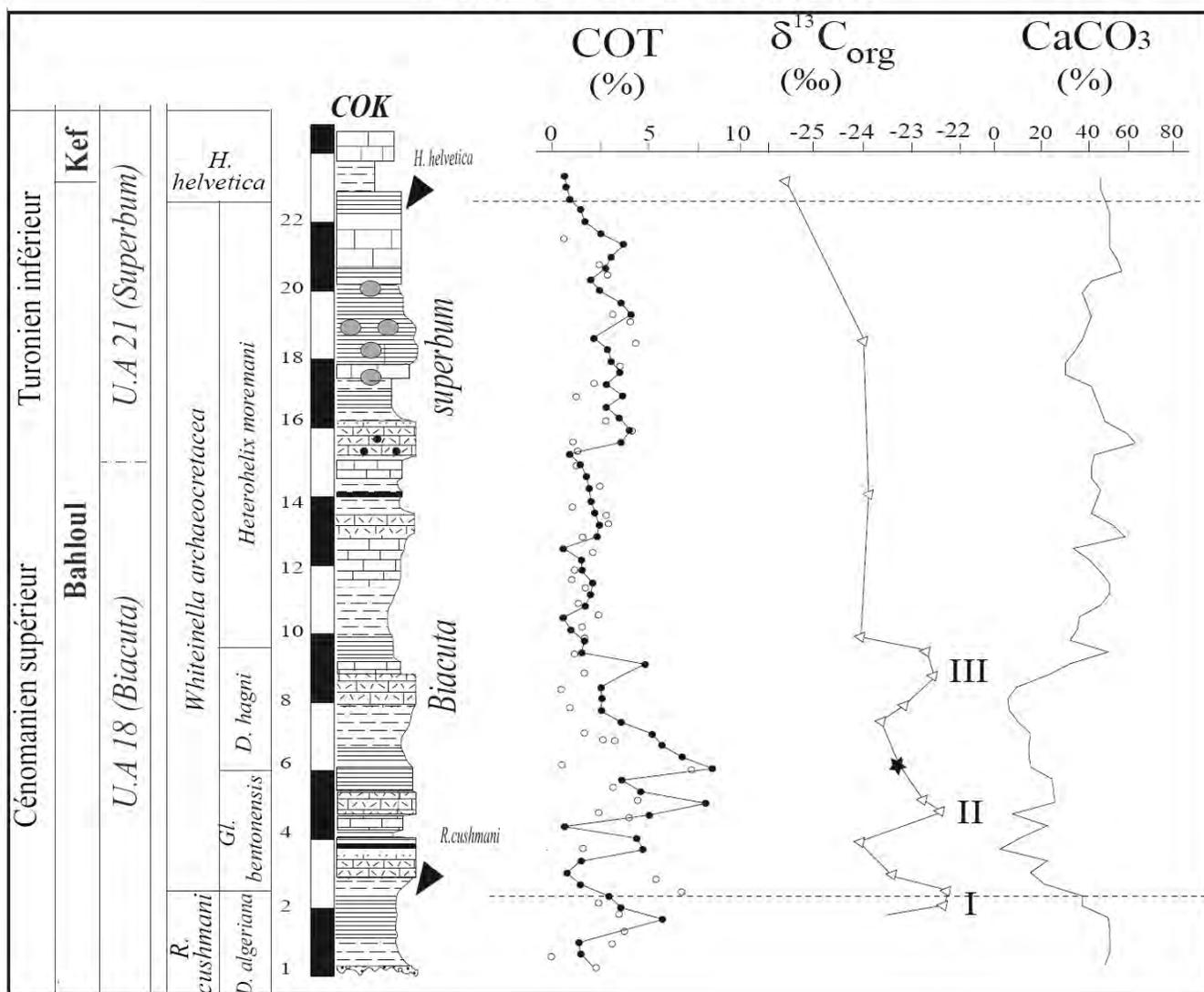
DIR OULED YAHIA

Figure 42 - Courbes de variation de TOC, CaCO_3 et ^{13}C dans la coupe COK. Les cercles en blanc en marge de la la courbe du COT et la courbe de ^{13}C sont d'après Barrett (1998). I, II et III sont les trois événements isotopiques reconnus à l'échelle globale. L'étoile indique l'emplacement du démarrage de l'*Heterohelix* shift

7. Coupe d'Aïn Zakkar (AZ)

7.1. Localisation géographique

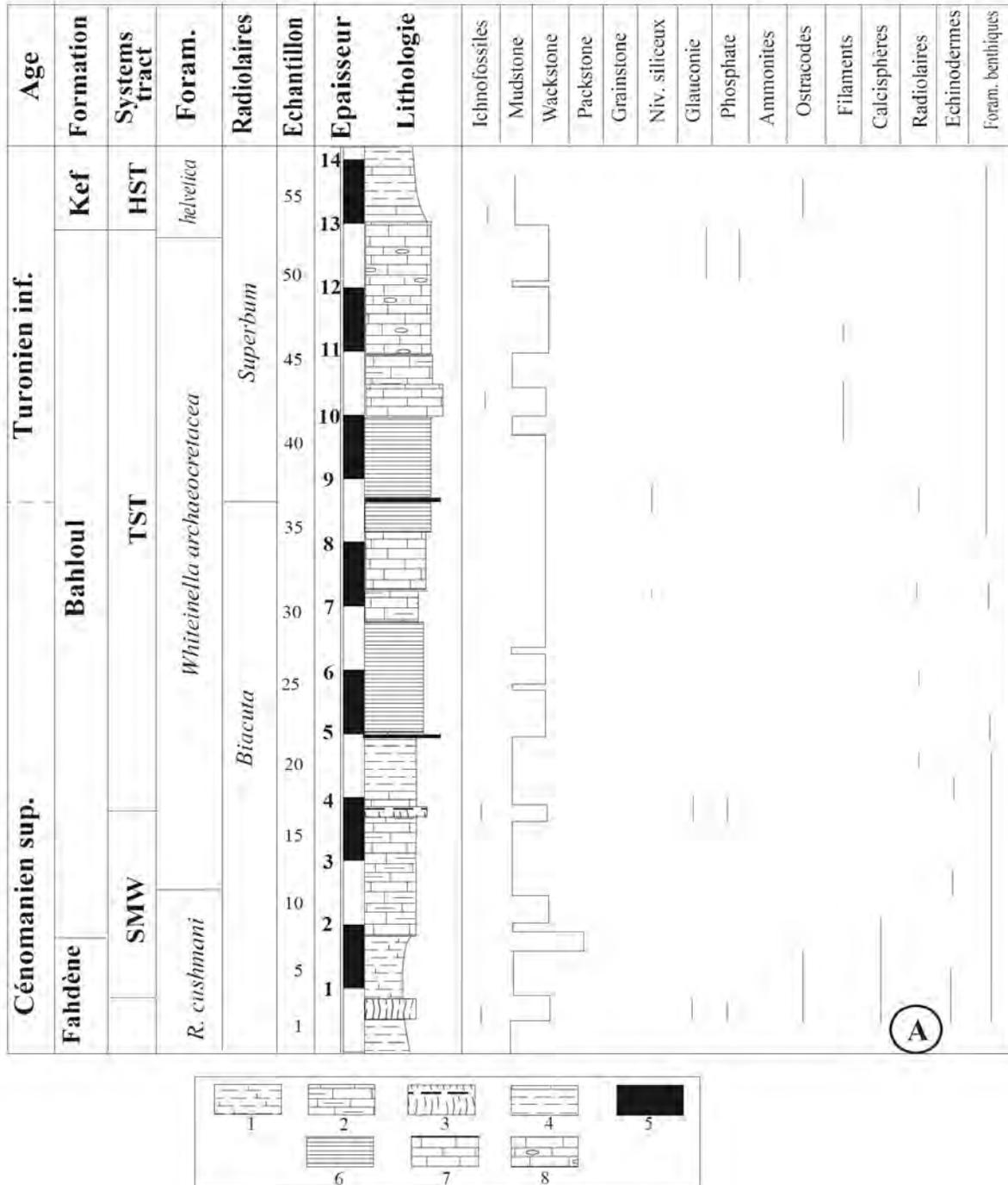


Figure 43- Répartition des éléments sédimentaires

1. Marnes calcaires, 2. Calcaire argileux, 3. Niveau microbrèche, 4. Marnes, 5. Niveau siliceux, 6. Black shales, 7. Calcaire, 8. Calcaire à nodules de fer

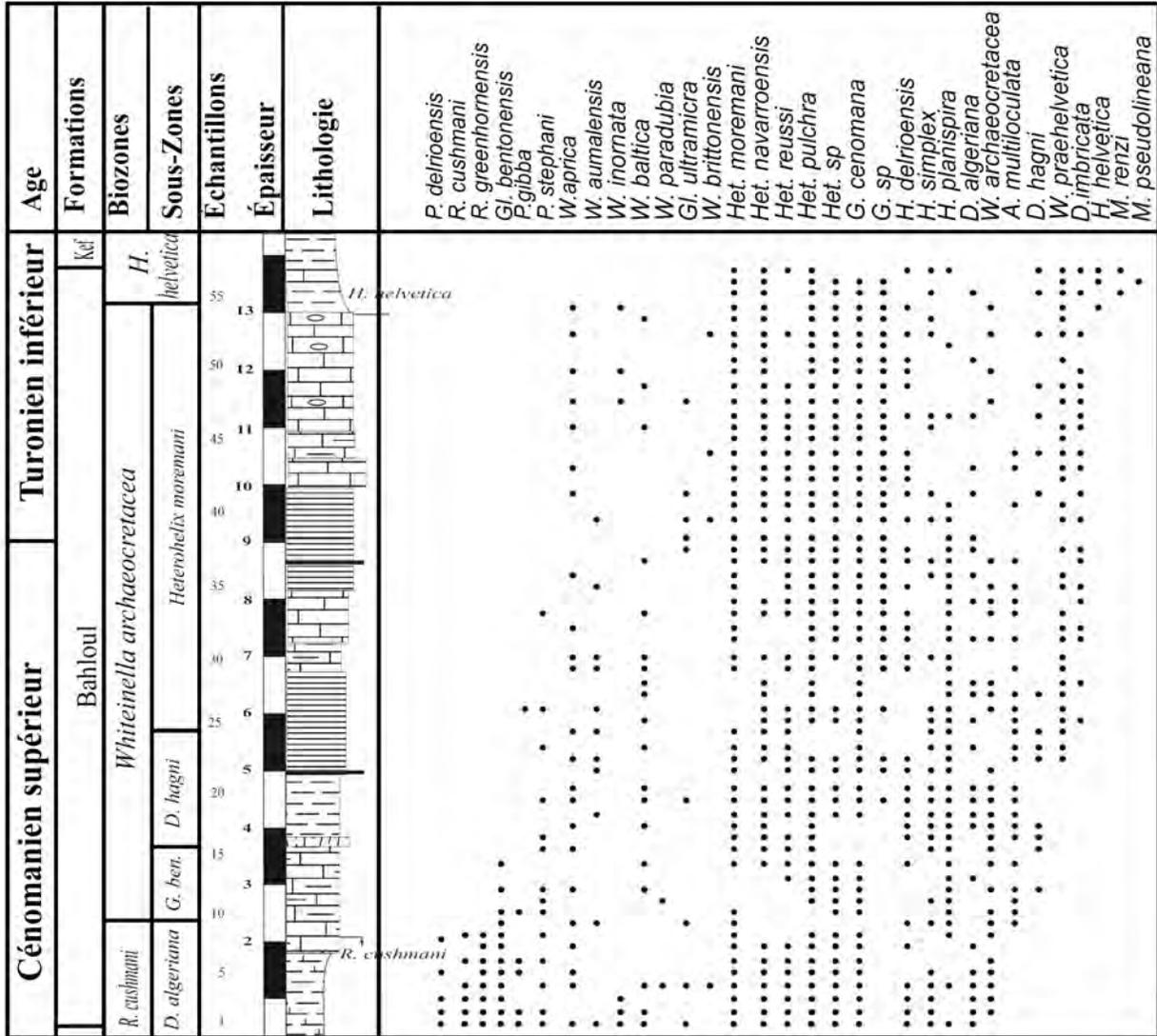


Figure 44 - Distribution des foraminifères planctonique dans la coupe AZ

Encore dans la région de Bargou (Fig. 37), la coupe AZ est levée au niveau du point aux coordonnées : 36°06'N, 9°48'E des feuilles topographique et géologique de Bargou n°47 au 1/50.000 ; près de la piste menant à Aïn Bou Saâdia. Elle n'est pas loin de la coupe précédente COK, à 2.5 km vers SW.

7.2. Description lithostratigraphique

La Formation Bahloul dans cette coupe mesure environ 11.57 m dans sa totalité. Les 4,5 m premiers de la Fm Bahloul débutent par un niveau calcaire argileux de couleur beige épais de 2 m supportant des calcaires laminés durs à patine gris foncé et se débitant en plaquettes suivis par une alternance de calcaires beiges et des calcaires argileux de couleur noirâtre. Elle comporte une microfaune typique de l'association de la zone à *R. cushmani* dans sa partie inférieure. Dans sa partie moyenne se fait la disparition des derniers représentants du marqueur *R. cushmani* (Fig. 44).

Cet ensemble est surmonté par des alternances de niveaux marneux et/ou des calcaires argileux de couleur noirâtre se débitant en plaquettes et des niveaux calcaires siliceux de couleur beige clair se débitant en petits prismes prennent lieu. C'est dans cette unité que se fait la disparition des derniers rotalipores Cette unité est caractérisée aussi par l'abondance de grains de quartz, grains de phosphate.

Au dessus repose un interval de 8 m composé de deux barres calcaires, à patine beige et cassure fraîche noire, séparées par un niveau marneux à silex. La deuxième barre est soulignée par un niveau comportant des nodules d'oxyde de Fer.

La Fm Bahloul se termine par des calcaires à figure de glissement mais sans les olistolites des niveaux sus-jacents signalées par Turki (1975) .

Les mêmes facies dans la coupe voisine de COK ont été retrouvés à Ain Zakkar, cependant, la différence d'épaisseur est bien notable.

7.3. Attribution chrono-biostratigraphique

7.3.1 Foraminifères planctoniques

Les marqueurs de zones et de sous-zones de foraminifères planctoniques concernant l'intervalle Cénomaniens supérieure – Turonien basal sont bien présents dans la série étudiée de la coupe AZ. Ainsi, la partie basale de cette formation ainsi que la partie sommital de la Formation Fahdene ont livré une association typique de la zone à *R. cushmani* là où le fossile index est associé à *R.*

greenhornensis, et d'abondantes hedbergelles et heterohelicides comme dans la coupe avoisinante COK.

La dernière occurrence (LO) de *R. cushmani* est observée au-dessus de la base de la Formation Bahloul à 0.73 m. Par-dessus dans le reste de la Formation Bahloul, et sur l'ensemble de 10 m d'épaisseur, l'association des Foraminifères planctoniques confirme la zone d'intervalle à *Whiteinella archaeocretacea* avec ses trois sous-zones (S/Z à *Globigerinelloides bentonensis*, S/Z à *Dicarinella hagni*, S/Z à *Heterohelxi moremani*, s'étendant respectivement sur 1 m, 2, 7 m et 6,3 m). L'apparition de *Helvetoglobotruncana helvetica* a été observée au toit de la Fm Bahloul comme dans la coupe COK.

7.3.2 Radiolaires

La faune observée est aussi d'une diversité remarquablement faible comme celle de la coupe précédente, avec une moyenne de sept espèces par échantillon et quinze espèces pour l'ensemble de la Fm Bahloul. Parmi les taxons identifiés, les diverses espèces de *Stichomitra* semblent être des éléments dominants de la microfaune.

A la base de la Fm Bahloul (e.g. échantillons AZ-5 et AZ-9) la présence de *Stichomitra stocki* nous permet de corréler ce niveau avec la zone *Silviae*, sous-zone *Biacuta* (U.A. 18) d'O'Dogherty (1994) et aux échantillons COK-3 et COK-11 de la coupe avoisinante COK. L'échantillon AZ-9 comprend *Rhopalosyringium hispidum*. Par contre, la première apparition (FO) de cette espèce en Italie est mentionnée en dessus du niveau Bonarelli (O'Dogherty, 1994 ; Salvini et Marcucci-passerini, 1998). Toutefois, Musavu-Moussavou et Danelian (2006) à Damerara rise, site 1258 et Soua et al. (2006) dans la coupe COK ont trouvé cette espèce dans le Cénomarien supérieur qui pourrait présenter une signification paléobiologique.

La présence de *Crucella euganea*, *A.? mellifera*, *Phalangites (?) sp.* et *Crucella californiense* dans un échantillon situé dans la partie supérieure du Bahloul, nous permet aussi de corréler ces niveaux avec le Turonien basal (ou Cénomarien sommital/Turonien basal) de la zone à *Superbum* (U.A. 21) d'O'Dogherty (1994).

7.4 Géochimie

7.4.1 Le contenu en carbonate de calcium CaCO_3

Le contenu en carbonate de calcium dans les black shales de la Fm Bahloul de cette coupe est modérément faible, avec des valeurs moyennes atteignant environ 40%. Les plus basses valeurs, situées entre 5% et 17%, sont observées dans la partie inférieure de la Formation Bahloul.

7.4.2 Teneur en carbone organique et maturité thermique de la MO

La teneur en COT des black shales de la coupe AZ est relativement élevée. Elle varie de 0,5% à 5,2%. La richesse en MO de la Fm Bahloul pour cette coupe commence très rapidement, (de 0,49% à 4,6% dans l'échantillon AZ-6).

La base du Bahloul (AZ4-AZ5) attribué est moins riche en matière organique (0,3% -0,49%) et la partie médiane du Bahloul (AZ25 et AZ36-AZ-49) a donné également des valeurs faibles de carbone organique (valeurs moyennes d'environ 0,2% et 0,096% respectivement). Les autres échantillons sont très riches en carbone organique (jusqu'à 5,6% TOC). L'évolution thermique et de l'origine de la matière organique sont obtenues à partir de la pyrolyse (Espitalié et al., 1986). Les valeurs de T_{max} sont relativement faibles (432 ° C en moyenne), ce qui montre que la matière organique n'est pas atteint une maturation thermique importante. La coupe AZ est un peu plus mature (432 ° C en moyenne) par rapport à celle de COK (428 ° C en moyenne) dans la région de Bargou. Deux échantillons (AZ36 et AZ40) ont donné une valeur relativement élevée (445 ° C).

La matière organique du Bahloul dans la région de Bargou est composée principalement d'une matière organique d'origine marine (kérogène de type II). La valeur moyenne de l'indice IH est 530, alors que la moyenne de l'indice IO est de 56 et la moyenne T_{max} est d'environ 432 ° C.

8. Coupe du Jebel Chemsî

8.1 Cadre géologique

Le sillon de Gafsa et sa bordure sud, la Chaîne nord des Chotts, appartiennent structurellement à l'Atlas tunisien méridional (Abdallah, 1987). Ils ont fait l'objet d'assez nombreux travaux géologiques s'agissant toujours d'études ponctuelles dans diverses localités de cette région depuis le début du siècle précédant (Thomas et Peron 1889 ; Thomas, 1907 ; Arnould-Saget, 1952 ; Burollet, 1956 ; Cherchi et Schroeder, 1976 ; Ben Abdessalem, 1978 ; Abdeljaoued, 1983 ; Abdallah, 1987 ; Razgallah et al., 1994 ; Chaabani, 1995 ; Abdallah et Meister, 1997, Abdallah et al., 2000; Meister et Abdallah, 2006). Toutes ces études ont bénéficié des résultats issues sur les régions voisines tels que ceux de Pervinière (1903,1907,1912), Burollet (1956), Busson (1965, 1967, 1970), puis ceux de Bismuth et al., (1981), Gargouri-Razgallah (1983) ; Layeb (1990) ; Maamouri et al. (1994), Chancellor et al. (1994). Particulièrement, les travaux de Abdallah et Meister (1997) ; Abdallah (2000) ; Abdallah et al. (2000) et Meister et Abdallah (1996, 2006) concernent le sillon de Gafsa et vise à affiner la succession des ammonites du jebel Bou Jarra, du jebel Berda et de Kanguet Besbessa Sghira de la chaîne nord des Chotts (Fig. 45).

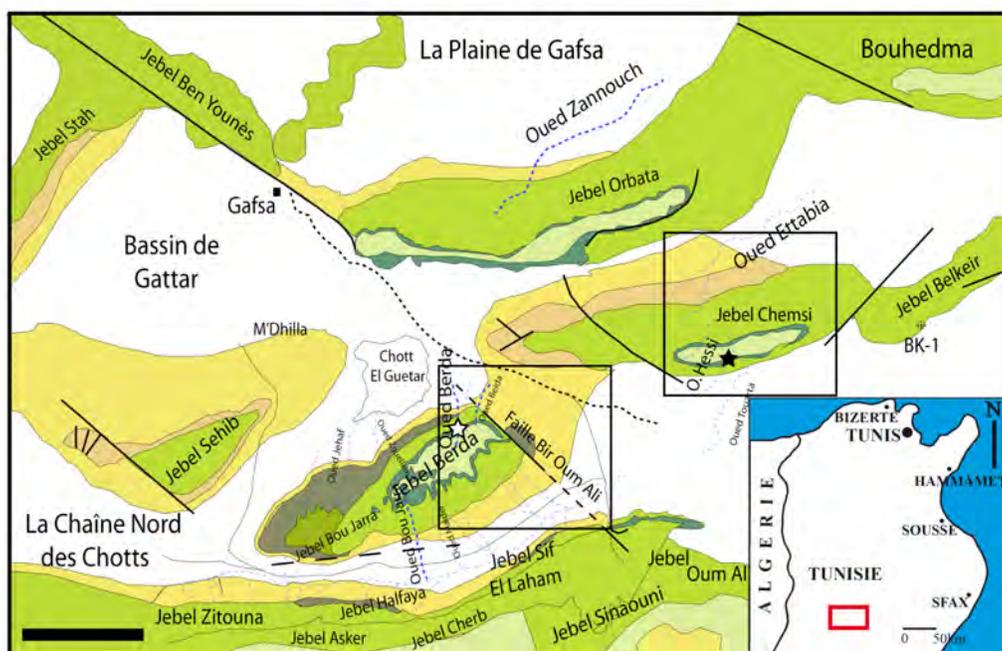
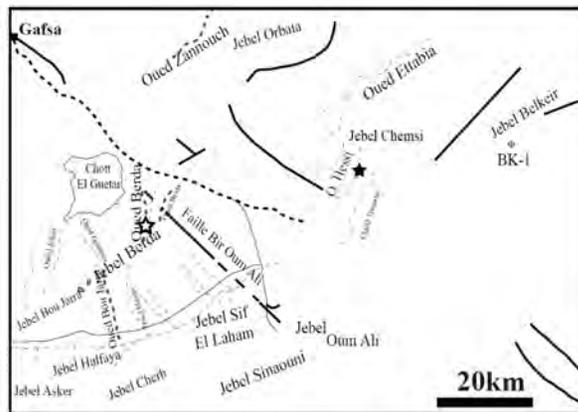
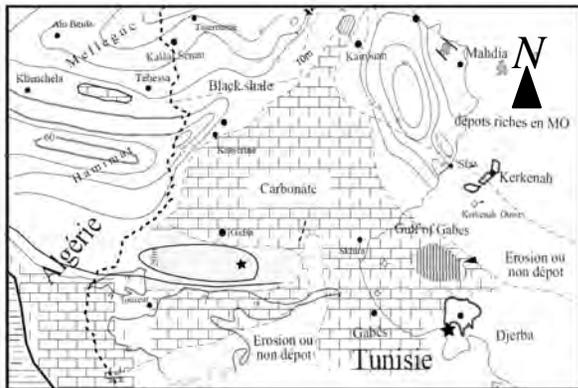


Figure 45 - Localisation et cadre géologique de la coupe OH dans la région de Gafsa (compilation de plusieurs cartes, adaptée de Abdallah et Meister, 1997)

Cette région appartient à l'Atlas tunisien méridional, en particulier la région de Gafsa-Chotts (chaîne nord des Chotts et les pointements Atra-Berda-Bou Jarra; Abdalah et al., 2000). Cet ensemble fait partie de la bordure nord de la plateforme saharienne et correspond à la partie méridionale de la Tunisie centrale (Abdallah, 2000). Le secteur de jebel Bou Jarra - jebel Berda appartiennent à un ensemble de pointements anticlinaux situés dans la plaine du Ségui (Abdallah et Meister, 1997 ; Abdallah et al., 2000). Le jebel Bou Jarra constitue ainsi la terminaison périclinale sud-ouest de l'anticlinal du jebel Berda. Ces structures anticlinales sont occupées en leur coeur par des dépôts cénomanien – turoniens (y compris Zebbag-Gattar/Bahloul-Beida). La région de Khanguet Besbessa Sghira (Abdallah et Meister, 1997; Abdallah et al., 2000) occupe une position plus méridionale à proximité de la faille de Bir Oum Ali et fait partie de la bordure sud du sillon de Gafsa (Abdallah, 1995). A l'inverse du sillon de Gafsa, ou on enregistre un taux élevé de subsidence, la chaîne sud des Chotts correspondrait plutôt à des environnements peu profonds favorisant le dépôt de carbonates

Abdallah et al. (2000) ont mentionné que sur le plan régional, le secteur de Gafsa se présente comme une juxtaposition de petits bassins couverts d'une tranche d'eau voisinant la centaine de mètres lors des épisodes transgressifs ; ce sont les bassins de Sidi Mansour, Zammour, Gafsa-Metlaoui, Mèjel Belabbès, Gharsa, Moularès et Chotts. Ces petits bassins, de type péricratonique (Chaabani, 1995) sont séparés par des hauts-fonds basculés vers l'ouest et orientés généralement Est-Ouest (Abdallah, 2000) : (1) chaînes nord et sud des Chotts, l'alignement Belkhir-Chemsi, (2) la chaîne de Metlaoui, (3) la chaîne de Gafsa et Jebel Ben Younès-Jebel Bou Ramli, orientée NW-SE (Abdallah et al., 2000). Ces bassins communiquent entre eux essentiellement par l'intermédiaire des secteurs plus subsidés des blocs basculés. Cet ensemble a été considéré comme étant en communication avec la Téthys à l'Est et avec une mer souvent lagunaire vers le sud en direction de la plate-forme saharienne (Meister et Abdallah, 2006). Au Turonien inférieur, la sédimentation était de type récifal sur les hauts-fonds, relayée ensuite par une sédimentation de « tidal flat » comme Formation Gattar (Razgallah et al., 1994). Ce type d'environnement n'était pas donc favorable à la vie de la faune planctonique et nectonique. Toutefois, l'équivalent de ces dépôts récifaux et de « tidal flat », dans les secteurs considérés comme milieu de bassin, s'exprime sous un faciès calcaire riche en ammonites ce qui a permis à Meister et Abdallah (2006) une meilleure précision chronostratigraphique de l'intervalle Céno-manien-Turonien. Dans cet



Age	Formation	Echantillons	Lithologie	Description
Turonien inférieur	Guettar	20		Calcaires argileux foncé Marnes et calcaires lités en plaquettes ou en pseudo plaquettes
		18		
Cénomaniens supérieur	Bahloul	16		Calcaires noirâtres bitumineux laminés de débitant en plaquettes Marnes indurées, gris foncé et noirâtres à intercalations de calcaires / dolomies Barre de calcaire dur peu gréseux
		14		
		12		
		10		
		8		
		6		
		4		
		2		

Figure 46 - Localisation et description lithologique de la coupe d'Oued Hessi OH (Jebel Chems)

intervalle du passage C/T des dépôts riches en MO s'étaient développés à la manière des bassins situés plus au nord en Tunisie centrale et septentrionale.

Dans ce domaine de Gafsa, nous avons prélevé trois coupes : celle d'Oued Berda, Oued Nkhilet (Jebel Berda) et coupe d'Oued Hessi (Jebel Chemsî). Seulement la coupe d'Oued Hessi sera détaillée dans ce travail. Les autres coupes ont fait l'objet d'observations ou d'analyses supplémentaires.

8.2 Description lithobiostratigraphique

Les calcaires à cachet Bahloul comme dans l'Oued Hessi (Fig. 46) débutent par une surface transgressive qui supporte, des marnes à lumachelles de bivalves. Les deux premiers mètres sont surmontés par des calcaires blancs à huîtres naines attribués à la Zone à *Neolobites vibrayanus* (Meister et Abdallah, 2006). Cet intervalle se termine par un banc bioturbé, à surface supérieure irrégulière rougeâtre riche en bioclastes d'extension régionale, pris dans ce travail comme un repère lithologique très répandu dans cette région (oued Nkhilet, oued Beida, etc.).

Ces dépôts, se poursuivent par des alternances de calcaires en plaquettes fins et de niveaux marneux et argileux feuilletés noirâtres riches en MO. Ces niveaux contiennent des ammonites à la base du genre *Pseudaspidoceras* comme il a été décrit par Abdallah et Meister (1996) et Abdallah et al. (2000) et que les auteurs ont attribués au Cénomaniens supérieur. Dans la partie supérieure de cette coupe, on trouve un banc très riche en gypse et d'autres éléments. La partie supérieure de cette série Meister et Abdallah (2006) ont signalé *Choffaticeras* sp. Qu'ils considèrent du Turonien basal. Les niveaux marneux et calcaires en plaquettes sont aussi riches en foraminifères planctoniques comme *Hedbergella simplex*, *Heterohelix reussi* et *Whiteinella archaeocretacea*.

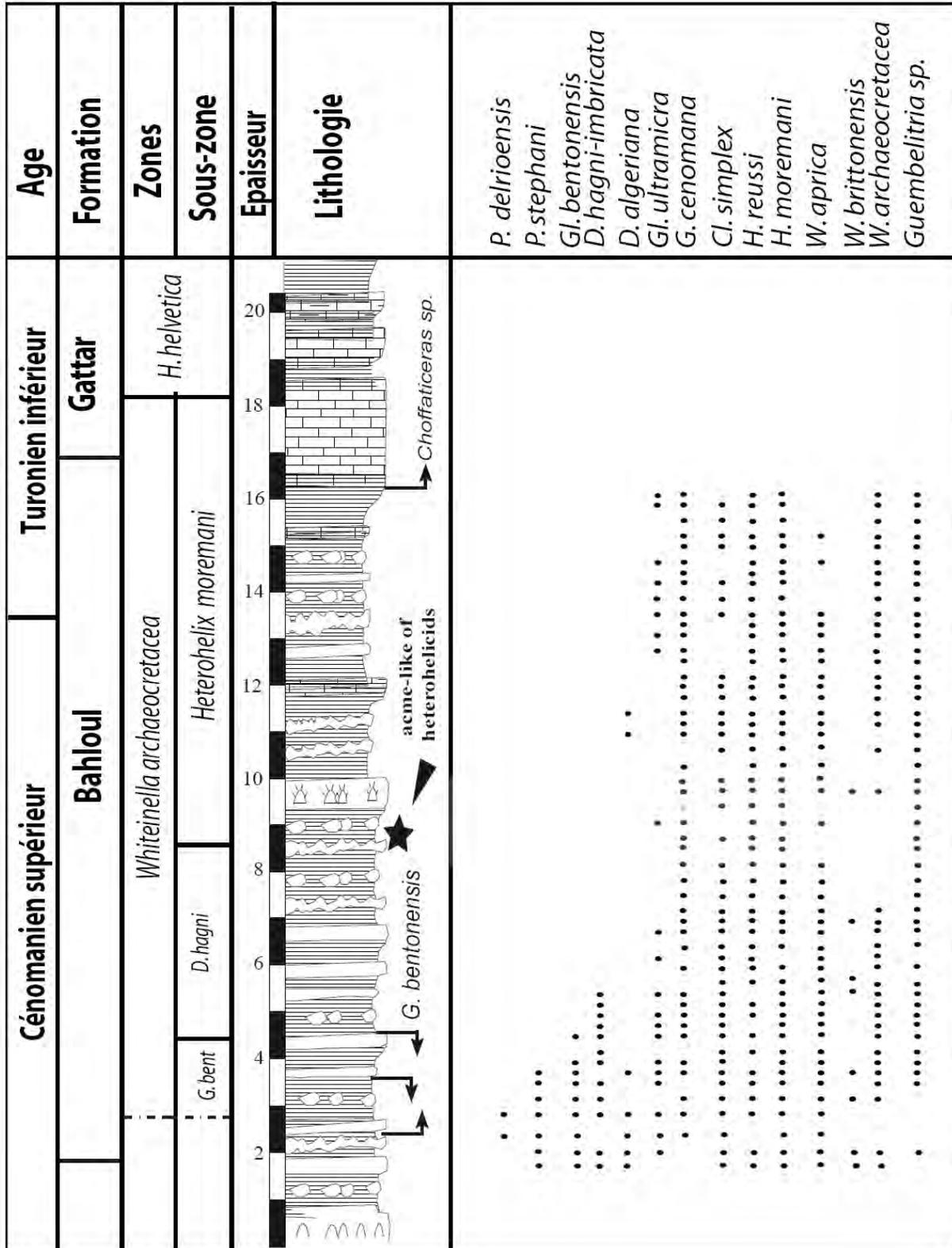


Figure 47 - Distribution des foraminifères planctoniques identifiés dans la coupe OH, région de gafsa

8.3 Attribution chrono-biostratigraphique

8.3.1 Foraminifères planctoniques

L'attribution chronostratigraphique des affleurements crétacés de la région de Gafsa en général et spécialement l'anticlinale de Berda – Bou Jarra et de Jebel Chemsî a été établie depuis les années cinquantes et soixante-dix (les géologues de la SEREPT, 1950's; Fournié, 1978). Toutefois, Razgallah et al. (1994) ; Abdallah et al. (1995) ont effectué une analyse biostratigraphique fondée sur les ammonites. Les foraminifères planctoniques qui sont peu diversifiés ont été brièvement discutés par Razgallah et al. (1994) et Abdallah et al. (1995).

Dans le cadre de ce travail (Fig. 47), nous détaillons les espèces de foraminifères recueillies dans l'intervalle du passage C/T. Ainsi, la partie basale de cette Formation a livré une association typique de *R. cushmani* avec la présence de quelques spécimens mal conservés à test caréné que nous attribuons au genre *Rotalipora*, mais sans pouvoir reconnaître l'espèce index. Ces spécimens sont associés à d'abondantes hedbergelles et heterohelicidés et whiteinelles.

La dernière occurrence (LO) de ces *Rotalipores* est observée à 1.3 m au-dessus de la base de la Formation Bahloul dans un niveau équivalent du banc ST1 de Abdallah et al. (2000), inclus dans un intervalle là où les valeurs de COT sont maximales (Abdallah et al., 2000). Dans les dépôts sus-jacents, l'association des foraminifères planctoniques est caractéristique de la zone d'intervalle à *Whiteinella archaeocretacea*. Elle s'étend sur une quinzaine de mètres. Vers le sommet, l'intervalle de transition contenant des formes proches de *Helvetoglobotruncana* ne révèle aucun spécimen de *Helvetoglobotruncana helvetica*, qui est pourtant présente dans la partie supérieure de la Fm Zebbag (membre Gattar) couvrant la Formation Bahloul selon Abdallah et al. (1995), Abdallah et al. (2000). Ainsi il a été convenu que la forme typique de *H. helvetica* déterminant le Turonien inférieur à moyen, se trouve au-delà du faciès calcaire feuilleté riche en M.O.

8.3.2 Ammonites

Les ammonites de cette coupe ont été bien détaillées par Abdallah et al. (2000) et Meister et Abdallah (2005) (Fig. 48). Ces auteurs ont distingué les zones suivantes:

(1) La zone à *Metoicoceras geslinianum*, *Thomelites* (?) *numidicus*

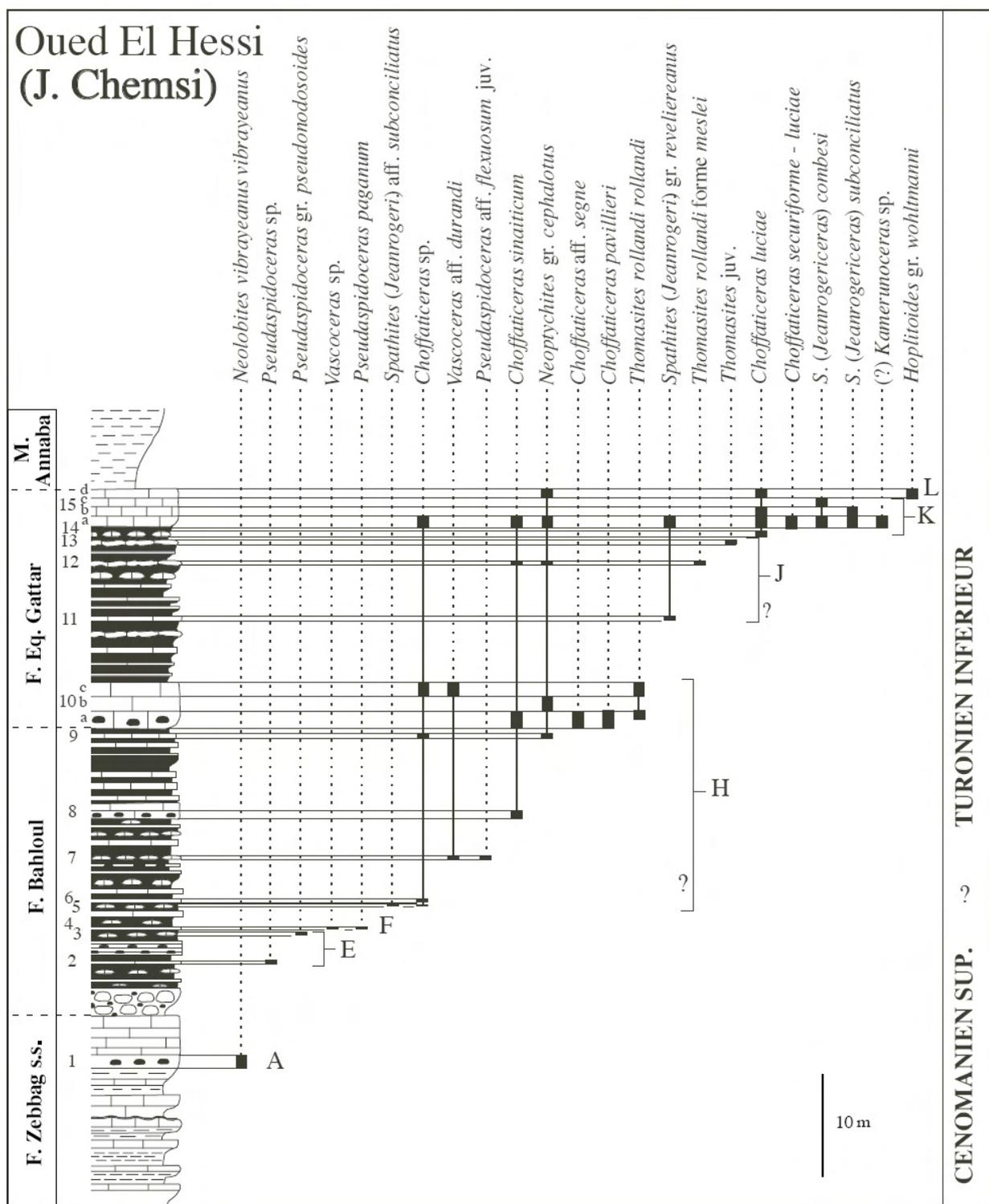


Figure 48- Distribution des ammonites dans la coupe OH, région de gafsa (d'après Meister et Abdallah, 2005). Noter que la limite C/T peut se siuer entre les assemblages F et H

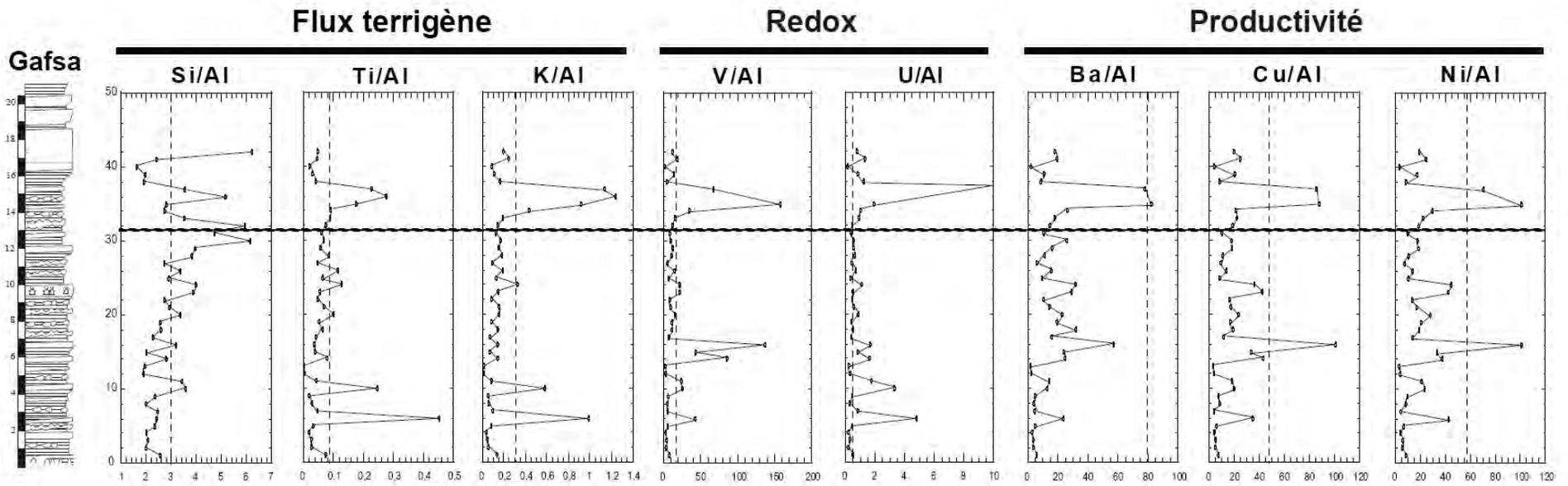


Figure 49 - Les différents marqueurs chimiques dans la coupe de Gafsa

(1) La zone à *Metoicoceras geslinianum*

L'assemblage faunique correspondant est caractérisé par la présence de *Metoicoceras geslinianum* et de *Thomelites (?) numidicus*. Il est reconnu dans la coupe d'Oued Berda. L'intervalle de répartition de ces espèces a été corrélé avec la zone à *M. geslinianum*.

(2) La zone à *Pseudaspidoceras pseudonodosoides*

La présence de *P. pseudonodosoides* à l'Oued Hessi est également indiquée par Meister et Abdallah (2005) comme à Oued El Hessi et au Jabal Askar. Elle peut le corrélérer avec la zone à *N. juddii* (cf. Chancellor et al., 1994).

(3) La zone à *Vascoceras gamai*, *Pseudaspidoceras paganum* *V. gamai* et *P. paganum* caractérisent cette unité stratigraphique. Reconnue dans les Oueds Berda et El Hessi, la partie supérieure de cette unité est contrainte stratigraphiquement par la présence de *V. crassum* en Tunisie et de *Fikaites* en Algérie. Meister et Abdallah (2005) ont noté que la corrélation avec la zonation standard de cette biozone reste encore problématique.

8.4 Chimiostratigraphie

8.4.1 Eléments majeurs et en traces

Quarante deux (42) échantillons ont été sélectionnés dans de la coupe de Chemsî. Les éléments majeurs et mineurs ont été dosés par spectrométrie ICP-AES et les éléments en trace par ICP-MS. Ces éléments ont été par la suite normalisés à l'Aluminium comme décrit dans le chapitre "Méthode et Matériels".

On constate une augmentation des valeurs de Si/Al vers la partie supérieure de la Formation Bahloul qui s'approchent de 6 comparées à des valeurs proche de 3 dans d'autres Black shales (Fig. 49).

La partie inférieure de ladite formation, est caractérisée par des valeurs moyenne à élevée de U/Al, Ba/Al, V/Al et Ni/Al, comme dans les coupes levées en Tunisie Centrale (COK, région de Bargou) ou en Tunisie Septentrionale (KJ, région de Grombalia).

PARTIE III

BIOSTRATIGRAPHIE ET PALEOECOLOGIE DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES ET DES RADIOLAIRES DU PASSAGE C-T

Chapitre 1 : Biostratigraphie des foraminifères planctoniques

Chapitre 2 : Biostratigraphie des radiolaires

Chapitre 3 : Paléoécologie des foraminifères planctoniques

Chapitre 4 : Paléoécologie des radiolaires

Chapitre I Biozonation des Foraminifères planctoniques du passage Cénomanién – Turonien

L'analyse biostratigraphique que nous proposons ci-dessous est basée sur la répartition stratigraphique des espèces de foraminifères planctoniques. Une attention particulière est accordée à toutes celles qui ont été utilisées par nos prédécesseurs comme indicatrices de biozone ou de sous-zone. Cela nécessite une détermination rigoureuse et bien fondée des espèces de foraminifères reconnues dans les échantillons examinés de ces dix coupes en se rendant compte de leur état de conservation et leur diversité. Le degré de résolution de l'échantillage employé (l'intervalle stratigraphique séparant deux échantillons étant souvent de 10 cm à 30 cm), nous permet d'aboutir à une analyse biostratigraphique de haute résolution, abordant les zones et les sous-zones et de choisir la zonation la plus appropriée. Ainsi, l'intervalle du passage Cénomanién–Turonien, couvrant la partie terminale de la Fm Fahdène, la totalité de la Fm Bahloul et la partie basale de la Fm Kef des coupes étudiées, nous permet de discuter les autres biozonations proposées par nos prédécesseurs, d'affiner la définition des zones et sous-zones utilisées et de préciser leurs limites dans ces coupes. Par conséquent, la corrélation stratigraphique des séries étudiées sera bien fondée. De par la précision de ces zones et sous-zones dans les coupes étudiées, nous nous rendons compte de la variation notamment d'épaisseur de la Fm Bahloul qui est par définition riche en MO et de préciser l'extension de l'évènement anoxique.

En outre, l'usage des données quantitatives nous permet de préciser les zones ou sous-zones d'acmé.

1. Historique des travaux

De nombreux travaux biostratigraphiques et micropaléontologiques s'intéressant à la Formation Bahloul ont discuté la répartition biostratigraphique de la microfaune du passage Cénomanién–Turonien et ont abordé la limite entre ces deux étages (Fig. 50).

Sigal (1955), en se basant sur les foraminifères planctoniques, a défini originellement la Zone à « Grandes Globigerines seules et dominantes », couvrant le passage Cénomano-Turonien. Considérées comme des « Globigérines de grande taille et massives ». Ces micro-organismes ont été examinés par Schijfsma (1955) puis par Lehmann (1962). Bolli (1966) a défini la Zone à *Praeglobotruncana gigantea* en se référant à Lehmann et à Van Hinte (1965). Ces grandes Globigérines ont été attribuées pour la plupart au genre *Whiteinella* par Pessagno (1967). Salaj (1976), quant à lui, a défini en cet intervalle les Zones à *Rotundina cretacea* (synonyme de *W. archaeocretacea*) et à *Praeglobotruncana imbricata*.

Pour mieux cerner cette limite entre le Cénomaniens et le Turonien de multiples autres travaux concernant plusieurs groupes de fossiles (Foraminifères planctoniques, Radiolaires, nannofossiles calcaires) de l'intervalle Cénomaniens supérieur – Turonien inférieur ont été élaborés. Concernant les Foraminifères planctoniques, les principaux sont :

Ceux de Salaj (1980) qui a décrit la zone à *Rotalipora turonica*, admise caractéristique du passage Cénomaniens – Turonien. L'auteur précise que cette zone à *R. turonica* détermine la partie supérieure de la zone à *Rotalipora cushmani* s.l. Elle est succédée par la zone à *Rotundina cretacea* – *Praeglobotruncana imbricata* correspondant à la zone à grandes globigérines seules de Sigal (1955).

Concernant *Rotalipora turonica* telle qu'elle a été figurée par Salaj (idem, pl.8 fig.11) est très proche de *R. montsalvensis* aussi à la zone à *Rotalipora cushmani cushmani* sens large.

La zone à *Rotundina cretacea* – *Praeglobotruncana imbricata*. Elle correspond à la partie supérieure du Turonien inférieur.

La zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* succédant, d'après l'auteur, la zone *R. cretacea* – *P. imbricata* indique le Turonien moyen. Il l'a subdivisée en trois sous-zones à savoir (1) la sous-zone à *Praeglobotruncana oraviensis trigona*. (2) La sous-zone à *Praeglobotruncana biconvexa* (3) La sous-zone à *Globotruncana turona*. Ainsi, la Fm Bahloul s'étend sur les Zones à *Rotalipora turonica* et à *Rotundata cretacea-Praeglobotruncana imbricata*. Elle est par conséquent attribuée, par Salaj (idem.), au Cénomaniens supérieur pp – Turonien inférieur.

Le même auteur propose un tableau de corrélation de ces biozones de Foraminifères planctoniques avec celles des Ammonites (Tableau p.72). Il considère donc la Zone à *R.*

ÉTAGE	CÉNO MANIEN			TURO NIEN		
	Inférieur	Moyen	Supérieur	Inférieur	Moyen	Supérieur
AGE (Ma)	93,2					
Zone à Foraminifères	<i>Rotalipora brotzeni</i>	<i>Rotalipora cushmani</i> s.l. <i>R. montsalvensis</i>	<i>R. cushmani</i> s.s.	<i>W. archaeocretacea</i>	<i>Helvetoglobotruncana helvetica</i>	<i>M. schneeg.</i>
<i>Whiteinella</i>						
<i>W. aprica</i>						---
<i>W. archaeocretacea</i>						-----
<i>W. baltica</i>			-----			
<i>W. brittonensis</i>			-----			
<i>W. paradubia</i>			-----			
<i>W. praehelvetica</i>			-----			-----
<i>Dicarinella</i>						
<i>D. algeriana</i>			-----			
<i>D. hagni</i>			-----			-----
<i>D. imbricata</i>			-----			-----
<i>Rotalipora</i>						
<i>R. cushmani</i>		-----				
<i>R. greenhornensis</i>		-----				
<i>Marginotruncana</i>						
<i>M. renzi</i>					-----	
<i>Helvetoglobotruncana</i>						
<i>H. helvetica</i>					-----	
<i>Hedbergella</i>						
<i>Cl. simplex</i>	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>H. delrioensis</i>	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>H. planispira</i>	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Heterohelix</i>						
<i>H. reussi</i>	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>H. moremani</i>	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>H. navarroensis</i>	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>Guembelitria</i>						
<i>G. cenomana</i>	-----	-----	-----	-----	-----	-----
<i>G. albertensis</i>		-----	-----	-----	-----	-----
<i>G. sp</i>		-----	-----	-----	-----	-----

Figure 50 - Répartition des différents genres et espèces dans l'intervalle Cénomaniens - Turonien

turonica s'étend sur les Zones à Ammonite à *Calycoceras naviculare* (partie supérieur) à *C. crassum* indiquant pour lui le Cénomaniens supérieur, à *M. geslinianum* et à *F. supertes* du Turonien basal à Turonien inférieur.

Bellier (1983), quant à lui, concernant *Rotalipora montsalvensis*, il signale que cette espèce est rare en Tunisie. Il rajoute que la sous-zone à *Rotalipora montsalvensis*, dont l'indicateur apparaît avant *Rotalipora cushmani*, caractérise le Cénomaniens moyen. Ainsi, Bellier se propose de subdiviser la Zone à *Rotalipora cushmani* en remarquant que *Dicarinella algeriana* apparaît dans la partie supérieure de celle-ci. C'est pour cette raison qu'il a conçu une zone accessoire, comprise entre l'apparition de *Dicarinella algeriana* et la disparition de *Rotalipora cushmani*. Le même auteur propose une zonation différente de celle de Salaj (1980), il attribue le passage Cénomaniens – Turonien à la zone d'intervalle à *Whiteinella aprica*. La limite inférieure de cette zone est indiquée par la disparition de *Rotalipora cushmani*; sa limite supérieure est définie par la première occurrence de *Helvetoglobotruncana helvetica* du Turonien inférieur à moyen. Il a constaté que la constance de les apparitions simultanées de *Whiteinella aprica*, *Whiteinella paradubia* et *Dicarinella imbricata*, coïncide assez bien avec la disparition de *Rotalipora cushmani* et de *Rotalipora turonica*. Ainsi l'auteur n'a pas dégagé, en Tunisie, de décalage entre l'apparition des « Grandes Globigérines » (qui se confondent avec les whiteinelles) et la disparition des rotalipores, conformément à ce qui a été signalé par Sigal (1955).

Sigal (1985) a distingué pour le Cénomaniens moyen et supérieur la zone à *Rotalipora cushmani* qu'il l'a subdivisée en trois sous-zones à savoir (1) sous-zone à *Rotalipora appenninica* qui caractérise la partie inférieure de la zone à *Rotalipora cushmani*. (2) sous-zone à *Globotruncana algeriana* déterminant la partie moyenne de la zone à *Rotalipora cushmani*. (3) sous-zone à *Helvetoglobotruncana paradubia*.

Plus tard, le même auteur, Sigal (1987) reprend l'intervalle du Turonien qu'il subdivise en Zone à *Whiteinella paradubia* – *Whiteinella aprica* (caractérisant le passage Cénomaniens-Turonien), et en zone à *Globotruncana helvetica* du Turonien inférieur et la zone à *Globotruncana sigali* – *Globotruncana schneegansi* du Turonien supérieur.

Robaszynski et al., (1990) ont attribué l'ensemble de la Formation Bahloul affleurant dans la région de Kalâat Senan au Cénomanién supérieur en s'appuyant sur l'existence dans la partie supérieure de ladite Formation d'une espèce d'ammonite *Euomphaloceras* cf. *septemseriatum* (Cargin) qu'il considère du Cénomanién terminal.

Maâmouri *et al.*, (1994), en étudiant la Formation Bahloul en Tunisie centro-septentrionale, ont admis que le Cénomanién supérieur est caractérisé par l'extension de l'espèce *Rotalipora cushmani* qui est associée à *Whiteinella archaeocretacea* ou à *Whiteinella brittonensis*. Les mêmes auteurs indiquent que la Formation Bahloul, dans les différents affleurements étudiés, débute dans la partie supérieure de la biozone à *Rotalipora cushmani* du Cénomanién supérieur et persiste dans la biozone à *Whiteinella archaeocretacea* du passage Cénomanién - Turonien. La zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* étant décrite dans la Formation sus-jacente, la Formation Kef (Fournié, 1978). Ils ont admis que la biozone à *W. archaeocretacea* correspond à celle originellement nommée à « grandes Globigérines seules et dominantes » par Sigal (1955), ou à « *Praeglobotruncana gigantea* » par Lehmann (1962), Van Hinte (1965) et de Bolli (1966), ou encore zone intervallaire à *Whiteinella aprica* définie par Bellier (1983). Ils ont considéré aussi que l'espèce *Praeglobotruncana gigantea* est synonyme de *Whiteinella archaeocretacea*. Ces auteurs ont attribué ainsi un âge Cénomanién supérieur – Turonien inférieur à la Formation Bahloul aussi bien dans sa localité type qu'ailleurs.

Dans la même année Ben Haj Ali *et al.*, (1994) ont abouti à la même conclusion concernant l'âge de la Formation Bahloul. Cette formation englobe la partie terminale de la Zone terminal à *Rotalipora cushmani* d'âge Cénomanién supérieur et la Zone à *Whiteinella archaeocretacea* déterminant le passage C/T. Le toit de ladite formation coïncide avec la zone à *Praeglobotruncana helvetica* (= *Helvetoglobotruncana helvetica* dans le présent travail) Ces mêmes auteurs reconnaissent dans la partie inférieure de la Formation Bahloul des espèces d'ammonites indicatrices des zones à *Metoicoceras geslinianum* et à *Neocardioceras judii* du Cénomanién supérieur. Les Ammonites du genre *Fagesia* déterminant l'entrée au Turonien, ont été récoltées au toit de la Formation Bahloul

Dans leurs travaux sur la limite Cénomanién – Turonien en Tunisie centrale et méridionale, Razgallah *et al.*, (1994) ont attribué le membre Gattar au Turonien basal en s'appuyant sur l'existence de *Pseudaspidoceras flexuosum* qui indique le début du Turonien. Toutefois, après le symposium sur les limites du Crétacé qui s'est tenu à Bruxelles (1996) le turonien est caractérisé par les espèces de *Watinoceras*. Il faudrait alors faire une nouvelle révision concernant l'âge de cette barre calcaire ou dolomitique connue sous le nom de la barre turonienne.

Au cours de ses études sur la Tunisie méridionale, Abdallah (1995) a constaté que les dépôts situés à la limite Cénomanién – Turonien au J. Asker et au J. Zitouna (chaîne nord des Chotts), comprennent : (1) des alternances argilo-carbonatées d'âge Cénomanién supérieur à huîtres, rudistes (*Praeradiolites biskraensis*), polypiers, foraminifères (*Thomasinella punica*) (2) des calcaires blancs micritiques à huîtres naines et rares ammonites (*Neolobites vibrayeaus*, *Calycoceras* sp.) qui indiquent le Cénomanién sommital (3) des alternances de la Formation Bahloul riches en matière organique telles que à Khanguet Besbessa, ou bien leurs équivalents calcaires blancs alternativement feuilletés et massifs à organismes nectoniques et planctoniques d'âge Cénomanién terminal – Turonien basal (4) des dolomies du membre Gattar bioclastiques et à stratifications obliques de grandes tailles dans leur partie inférieure, au J. Asker, contenant des rudistes au J. Zitouna. Le même auteur ajoute que la transgression du Cénomanién supérieur – Turonien inférieur est considérée comme étant la plus importante parmi celles du Crétacé, et qu'elle est secondée par une anoxie. Cette transgression a, en effet, maintenu l'apparition des groupes néritiques en domaine intertidal et lagunaire et a favorisé, au contraire, l'étalement d'un faciès à caché bathyal en domaine de plateformes.

Rami *et al.*, (1997) et Rami (1998) ont défini la zone à *Whiteinella archaeocretacea* comme étant une zone intervallaire à *Whiteinella archaeocretacea* correspondant à l'intervalle compris entre l'extinction de tous les rotalipores et l'apparition de *Helvetoglobotruncana helvetica*. Elle est attribuée au passage Cénomanién – Turonien comme elle a été adoptée par Robaszynski *et al.* (1995). Ainsi ils la considèrent synonyme de la zone à *Whiteinella aprica* de Bellier (1983). Dans la zone à *Whiteinella archaeocretacea*, les mêmes auteurs ont constaté que de nombreuses autres espèces du même genre s'étaient épanouies.

Dans les travaux inédits effectués par Bismuth (1997, *in* Layeb *et* Belayouni 1999) dans le cadre d'un projet pour l'*Office National des Mines* dans la région de Oued Bahloul, l'auteur a mentionné l'extinction des *Rotalipora cushmani* au mur de ladite Formation et il a souligné l'absence des *Helvetoglobotruncana helvetica* au toit de la Formation en rajoutant que la première occurrence de cette espèce survient 14 m au dessus du toit de la Fm Bahloul. Seule *Whiteinella praehelvetica* est présente. Ceci est non-conforme aux résultats obtenus par Maâmouri *et al.* (1994) et Ben Haj Ali *et al.*, (1994) et semble aussi être non-conforme à la réalité.

Dans notre étude biostratigraphique de haute résolution (Soua, 2005), nous avons reconnu la zone intervallaire à *Whiteinella archaeocretacea* tout en adoptant la définition de Robazynski *et* Caron (1995), c'est-à-dire l'intervalle compris entre l'extinction de tous les rotalipores et l'apparition de *Helvetoglobotruncana helvetica*. Ainsi, nous avons distingué pour la première fois en Tunisie trois sous-zones : (1) celle à *Globigerinelloides bentonensis*, (2) celle à *Dicarinella hagni* *et* (3) celle à *Heterohelix* spp. En outre nous avons reconnue aussi pour la première fois en Tunisie quatre espèces de foraminifères planctoniques caractérisant le passage C-T: (1) *Anaticinella multiloculata* (2) *Guembelitra cenomana*, (3) *Guembelitra* sp, *et* (4) *Globigerinelloides bentonensis*.

2. Biozonation des foraminifères planctoniques adoptée

Un échantillonnage serré, dans l'intervalle du Cénomaniens supérieur à Turonien inférieur, dans sept régions différentes de la Tunisie (Hammem Mellègue-Jerissa-Guern Halfaya-Kalâat Senan, Jebel Kherij, Bargou *et* Gafsa), nous a permis d'affiner la biostratigraphie selon le modèle appliqué pour la biostratigraphie à haute résolution. Pour les Zones, nous avons adopté la biozonation standard proposée par Caron (1985) *et* Leckie (1985). Concernant la subdivision en sous-zones, nous avons adopté en partie le modèle proposé par Keller *et* Pardo (2004) *et* de Soua (2005) concernant la zone à *Whiteinella archaeocretacea* du passage Cénomaniens-Turonien. Pour les données quantitatives nous avons utilisé une quantité suffisante contenant 300 à 400 individus de foraminifères planctoniques obtenus de la fraction > 63 µm de chaque échantillon prélevé, en employant un microsplitter de type « Otto », afin d'éviter toute sorte de sélection dans la taille du matériel

étudié. L'échantillon peut être riche ou pauvre en foraminifères. Dans le cas où le résidu global >63µm est très pauvre en foraminifère, nous avons été amenés à trier l'ensemble du résidu sans avoir recours à son fractionnement.

N'ayant examiné dans le détail que la partie supérieure de la zone à *R. cushmani*, dans les différentes coupes que nous analysons dans le cadre du présent travail, nous avons reconnu en partie la sous-zone à *R. montsalvensis* et la totalité de la sous-zone à *Dicarinella algeriana* (Fig. 51).

2.1 Zone à *Rotalipora cushmani*

Elle est définie par Bolli (1966) comme une zone d'extension totale de l'espèce index *Rotalipora cushmani* (TRZ : Total Range Zone). Comme l'ont adopté d'autres auteurs (Sigal, 1977, Salaj, 1980 ; Bellier, 1983, Sigal, 1987, Maâmouri *et al.*, 1994 ; Premoli Silva et Sliter, 1995 ; Rami, 1998 ; Soua, 2005 ; Soua et Zaghib-Turki, 2006), la Zone à *Rotalipora cushmani* caractérise le Cénomaniens moyen à supérieur. Elle correspond à la Zone à *Rotalipora* de Dalbiez (1956) (zones 7a et 7b), la Zone UC₂ et UC₃ de Van Hinte (1976). Nous avons reconnu la Zone à *Rotalipora cushmani* dans la région de Jerissa (la coupe CES), dans la région de Bargou (les coupes COK ; AZ), de Hammem Mellègue (la coupe HM), Guern Halfaya (la coupe GH), Kalâat Senan (la coupe KS), Jebel Kherij (la coupe JK). Dans la région de Gafsa, cette zone n'est hélas pas reconnue avec certitude par son fossile index. Généralement, dans les coupes étudiées, l'espèce *Rotalipora montsalvensis* est présente dans la partie inférieure de cette zone, elle s'éteint bien avant *R. cushmani*. La Zone à *Rotalipora cushmani* a été reconnue également dans le domaine téthysien (Barr, 1972 ; Sigal, 1977 ; EWGPF, 1979.1 ; Wonders, 1980 ; Bellier, 1983 ; Robaszynski et Caron, 1995 ; Premoli Silva et Sliter, 1995) et dans le domaine boréale (Sigal, 1987, Georgescu, 1995 ; 2000).

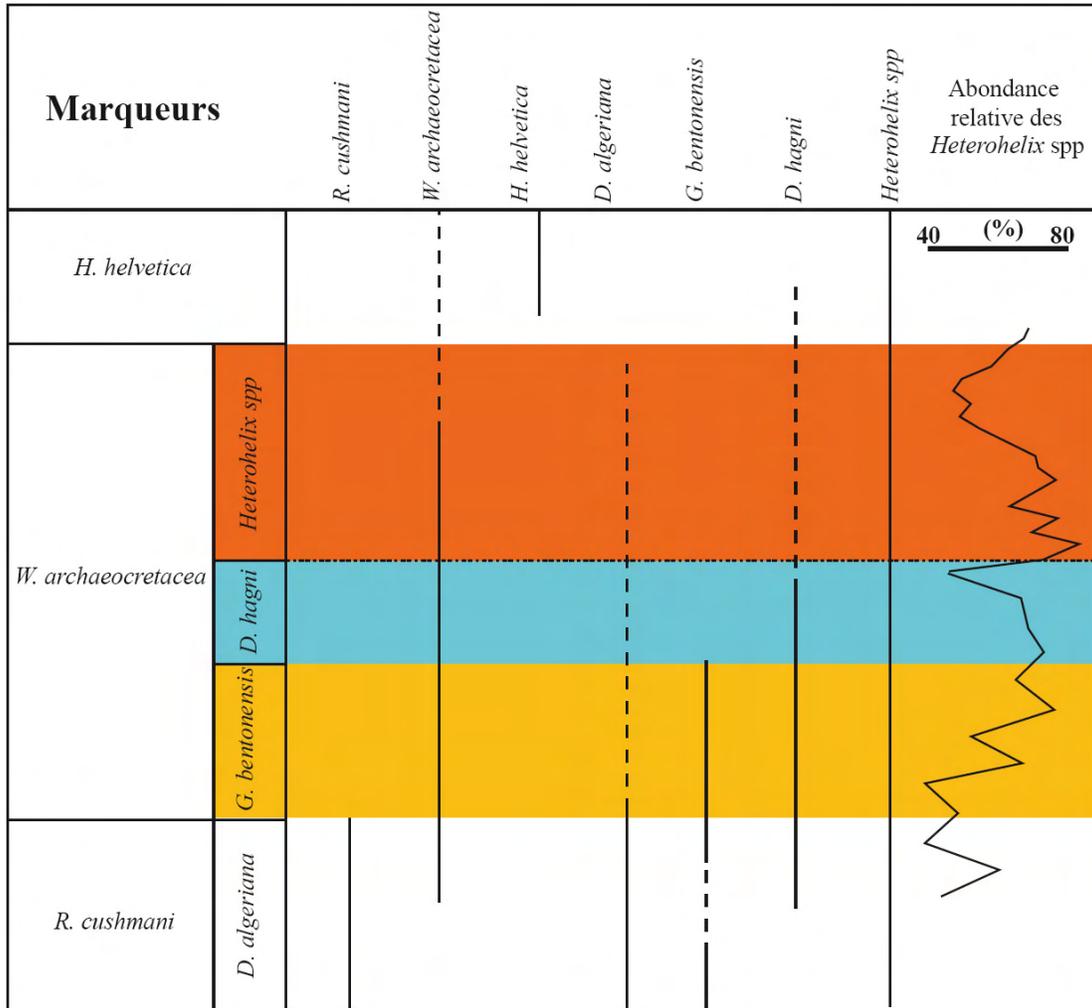


Figure 51 - Subdivision des Zones partie supérieure de *R. cushmani* et de *W. archaeocretacea* en sous-zones, répartitions des fossiles index durant cet intervalle et comportement des *Heterohelix*

Nous subdivisons cette biozone en deux sous-zones :

2.1.1 sous-zone à *Rotalipora montsalvensis*

Définition: sa base est définie par la première occurrence (FO) de *R. montsalvensis* et son sommet est défini par la dernière occurrence (LO) de *R. montsalvensis*.

Age: Cénomaniens moyen

Remarques: de toutes les coupes étudiées, seulement celles des régions de Jerissa et Bargou (CES et COK) ont atteint sa partie supérieure de la sous-zone en question (dans intervalle de 3 m à 5 m d'épaisseur). Ainsi, seule la dernière occurrence du fossile index est précisée. Dans l'intervalle de cette sous-zone les fréquences des foraminifères benthiques sont relativement élevées (28 à 35%). Ils sont composés de *Cassidella* sp., *Frondicularia* sp., *Gavelinella* sp., *Buliminella* sp., *Cibicidoides* sp. et *Textularia* sp.

2.1.2 sous-zone à *Dicarinella algeriana*

Définition: elle est définie par l'intervalle s'étendant entre la dernière occurrence de *R. montsalvensis* et la dernière occurrence de *R. cushmani*.

Age: Cénomaniens supérieur

Remarques: Outre la LO des *R. montsalvensis*, *R. Cushman* et *R. greenhornensis*, d'autres bioévénements sont observés telles que la disparition de *Praeglobotruncana delrioensis*, suivie par l'apparition de *Whiteinella archaeocretacea*. En outre, la fréquence de *Guembelitra cenomana* atteint 30 à 45% et celle de *Heterohelix moremani* atteint 54 à 60%. Parmi les rotaliporidés, seulement *Anaticinella multiloculata* persiste. Les foraminifères benthiques sont moins diversifiés et leurs fréquences marquent une forte diminution (<10%).

Selon Hardenbol et al. (1998), l'extinction de *Rotalipora cushmani* est datée de $-93,90 \pm 0,2$ Ma. Ce bioévénement suit l'apparition de l'espèce d'ammonite cénomaniens *Metoicoceras geslinianum* (à $93,99 \pm 0,2$ Ma) et elle est antérieure à l'apparition de *Neocardioceras juddii* du Cénomaniens supérieur (à $93,73 \pm 0,2$ Ma). La dernière occurrence (LO) de *Dicarinella algeriana* n'est pas prise en compte. Toutefois, un échantillonnage espacé pris dans la région de Jerissa révèle que ce dernier bioévénement s'effectue à une dizaine de mètres au-dessous de la LO de *R. montsalvensis*.

Keller et al. (2001), travaillant sur la coupe d'Eastbourne (Angleterre), ont défini autrement la base de la sous-zone *D. algeriana*. Selon ces auteurs, la FO de *D. algeriana* plutôt que de la LO de *R. montsalvensis* devrait définir la base de cette sous-zone. Nous préférons le cas de la LO de *R. montsalvensis* pour trois raisons: (1) comme l'ont noté certains auteurs, nous considérons que *R. appenninica*- *R. montsalvensis* - *R. cushmani* constituent une importante lignée d'évolution

marquant l'étage Cénomaniens, (2) par sa courte durée d'évolution, l'espèce *R. montsalvensis* doit également être considérée comme un biomarqueur important pour définir l'intervalle du Cénomaniens moyen ; (3) de nombreuses formes intermédiaires à deux carènes rudimentaires entre certaines espèces *Praeglobotruncana* et *Dicarinella algeriana* sont observées. Ainsi, dans le cadre du présent travail, les deux bioévénements apparition et disparition de *R. montsalvensis*, nous semblent les plus appropriés pour définir la sous-zone à *R. montsalvensis* et la disparition de ce dernier fossile index servira au mieux pour définir la base de la sous-zone à *Dicarinella algeriana*.

2.2 Zone à *Whiteinella archaeocretacea*

La Zone intervallaire à *Whiteinella archaeocretacea* définie par Bolli (1966) correspond à l'intervalle compris entre l'extinction de toutes les espèces du genre *Rotalipora* et la première occurrence de *Helvetoglobotruncana helvetica*. Elle marque le passage Cénomaniens – Turonien comme elle a été adoptée par plusieurs auteurs (EWGPF, 1979.1 ; Maamouri et al., 1994 ; Robaszynski et Caron, 1995 ; Premoli Silva et Sliter, 1995 ; Georgescu, 2000). Nous la considérons équivalente à la partie sommitale de la zone à *Rotalipora turonica* et la partie basale de la zone à *Rotalipora cretacea* - *Praeglobotruncana imbricata* de Salaj (1980) à la Zone à *Whiteinella aprica* de Bellier (1983), à la Zone à *Whiteinella paradubia* - *W. aprica* de Sigal (1987). Nous l'avons reconnue dans les deux coupes (CES et COK) levées dans la région de Jerissa et dans la région de Bargou et également dans les autres coupes (HM, GH, KS, JK, GF), levées respectivement dans les régions de Hammem Mellègue, Guern Halfaya, Kalaat Senan, Jebel Kherij et Gafsa. Cette Zone intervallaire a été reconnue en Tunisie septentrionale (Maamouri *et al.*, 1994 ; Rami, 1992 ; 1998) en Tunisie centro-septentrionale et en Tunisie centrale (Robaszynski *et al.*, 1990 ; 1993 ; Ben Haj Ali *et al.*, 1994 ; Maamouri *et al.*, 1994) et en Tunisie nord-orientale (Rami, 1998). Plusieurs auteurs (Schijfsma, 1955 ; Sigal, 1955 ; Lehman, 1962) ont remarqué l'épanouissement des nombreuses autres espèces du même genre définies par Pessagno (1967).

L'espèce *Whiteinella archaeocretacea* a été retenue par plusieurs auteurs comme marqueur du passage Cénomaniens – Turonien aussi bien en domaine téthysien (Caron, 1985 ; Maamouri *et al.*, 1994 ; Ben Haj Ali *et al.*, 1994 ; Robaszynski et Caron, 1995, Premoli Silva et Sliter, 1995) qu'en domaine boréal (EWGPF, 1979.1 ; Georgescu, 2000) ainsi

qu'ailleurs.

Nous subdivisons cette Zone en trois sous-zones : la sous-zone à *Globigerinelloides bentonensis*, la sous-zone à *Dicarinella hagni* et la sous-zone d'acmé à *Heterohelix moremani*.

2.2.1 La sous-zone à *Globigerinelloides bentonensis*

La sous-zone à *Gl. bentonensis* est définie par l'intervalle compris entre la disparition de *R. cushmani* et la disparition de *Gl. bentonensis*. Dans la région de Jerissa, Hammem Mellègue; Kalât Senen comme celle de Bargou cette sous-zone marque le tiers inférieur de la Zone à *W. archaeocretacea*. L'intervalle de cette sous-zone s'étend sur 5m dans la coupe d'Oued Es Smara (CES) et seulement sur 3m à Oued El Kharroub (COK). La sous-zone à *Globigerinelloides bentonensis* est marquée par l'apparition de *Whiteinella praehelvetica* suivie par celle de *Dicarinella hagni* et par la disparition de *Anaticinella multiloculata* (uniquement à CES) chose qu'on n'observe pas dans la coupe COK.

Concernant *W. praehelvetica*, Keller *et al.*, (2001) et Keller et Pardo (2004) indiquent qu'elle disparaît bien avant la disparition de *R. cushmani* alors que dans notre matériel *W. praehelvetica* n'apparaît que dans la partie inférieure de la zone à *W. archaeocretacea*. Cette sous-zone est dominée par une association diversifiée à *Heterohelix moremani*, *Guembelitria cenomana*, *Hedbergella delrioensis*, *Dicarinella hagni*, *Whiteinella aprica* et *Globigerinelloides ultramicra*.

Age : Cénomaniens supérieur.

2.2.2 Sous-zone à *Dicarinella hagni*

Cette sous-zone est définie par l'intervalle compris entre la disparition de *Gl. bentonensis* et le niveau à forte abondance des *Heterohelix*. Au niveau de la coupe CES, *Dicarinella hagni* apparaît dans l'échantillon CES-16 avant la disparition de *Gl. Bentonensis* qui se fait dans l'échantillon CES-23. Cette sous-zone s'étend sur 6m dans la coupe CES et sur 9m dans la coupe COK.

Age : Cénomaniens supérieur.

2.2.3 La sous-zone à *Heterohelix moremani*

La limite inférieure de cette sous-zone est déterminée par la forte abondance ou l'acmé des heterohelicidés. Elle correspond à la zone à « *Heterohelix shift* » de Lekie. Elle est caractérisée par des valeurs élevées d'abondance relative des hétérohélicidés et particulièrement de *H. moremani*, exprimant ainsi leur dominance dans les assemblages de foraminifères planctoniques concernés. Sa limite supérieure est déterminée par l'apparition de *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Age: Cénomaniens sommital-Turonien basal.

L'acmé ou le pic d'abondance relative des hétérohélicidés a été reconnu dans plusieurs localités du monde : à Rock Canyon (Western Interior), (Leckie *et al.*, 1998) à Eastbourne en Angleterre (Keller *et al.*, 2001), à Pueblo (Keller et Pardo, 2004) et en Tunisie, notamment à Oued Mellègue (Nederbraght et Fiorentino, 1999) et à Oued Bahloul (Caron *et al.*, 2006 ; Zagarni *et al.*, 2008).

Cette sous-zone s'étend sur un intervalle stratigraphique dépassant nettement les 10 m d'épaisseur dans la coupe HM. Cet intervalle est de ~16 m dans la coupe COK et il est nettement plus réduit ailleurs ; en effet dans les coupes GH, KS, il est de ~10 m, dans les coupes CES et OH il est de ~9 m ; il est de ~6,5 m dans la coupe de Jerissa et seulement de ~3.5 m dans la coupe KJ (Fig. 52).

Ce qui est intéressant à noter c'est que parmi ces petits hétérohélicidés, aussi bien ceux à test biserré appartenant au genre *Heterohelix* que ceux à test triserré, c'est-à-dire les représentants du genre *Guembelitra*, ont remarquablement participé à l'augmentation de l'abondance relative de ce groupe de foraminifères planctoniques, afin de déterminer la présente sous-zone. Néanmoins, dans le détail ces deux morphogroupes s'étaient comporté distinctement (voir chapitre traitant la paléoécologie des foraminifères planctoniques).

Cette augmentation n'est pas liée à des conditions paléoécologiques locales. Elle a été observée dans plusieurs localités du monde là où la sédimentation est marine circalittorale à bathyale (Pueblo / Rock Canyon aux USA, Eastborne en Angleterre, dans le bassin subalpin oriental dans le Sud-Est de la France, dans diverses localités de la Tunisie). Ainsi, de par sa large répartition géographique, nous avons accordé l'acmé des petits hétérohélicidés une valeur biostratigraphique incontestable pour être prise en considération afin de définir ladite sous-zone..

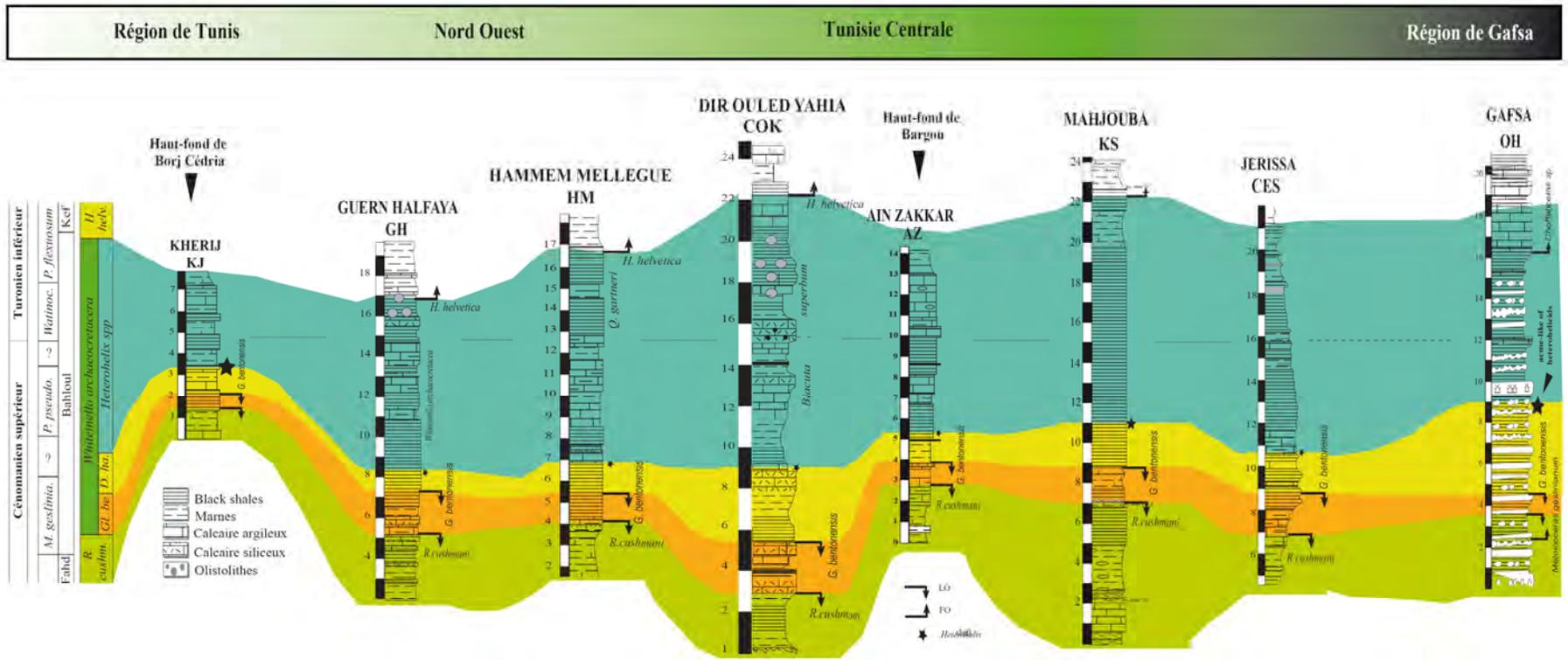


Figure 52 - Corrélation biostratigraphique des différentes coupes levées dans ce travail et signification des variations latérales de faciès et d'épaisseur de la Formation Bahloul, selon un transect Nord - Sud

2.3 Zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*

La Zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* est définie par Sigal (1955). Elle correspond à l'intervalle d'extension totale du fossile index. Dans le cadre du présent travail nous nous sommes intéressé qu'à sa partie inférieure. Cette zone a porté initialement le nom de *Globotruncana helvetica* (Sigal, 1955 ; Dalbiez, 1955). C'est Bolli (1966) qui a fixé ses limites d'une manière nette. Telle que nous l'avons adoptée dans le présent travail, la Zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* indique le Turonien inférieur à moyen comme l'a fait Sigal (1977 ; 1987). Pour Bellier (1983) et Robaszynski et Caron (1995), cette Zone se termine peu avant la fin du Turonien moyen. Auparavant, Schijfsma (1955) a retenu la Zone à *Globotruncana helvetica* pour marquer le début du Coniacien. Quant à Postuma (1971), il l'a affectée à l'ensemble du Turonien.

La première occurrence (FO) de l'espèce *Helvetoglobotruncana helvetica* indicatrice de ladite zone a été observée au toit de la Fm Bahloul, dans les coupes levées dans la région de Jerissa, Guern Halfaya, et Bargou (CES, COK, AZ). Toutefois, dans les coupes de Hammem Mellègue (HM), Kalâat Senan (KS), Jebel Kherij (JK), Jebel Berda (GF), cette espèce apparaît peu au-dessus du toit de la Fm Bahloul. Dans cette partie basale de ladite zone, nous remarquons que plusieurs autres espèces se développent notamment ceux du genre *Marginotruncana* et particulièrement *Marginotruncana renzi*.

Notons que la Zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* est reconnue mondialement. Dans le domaine téthysien (Schijfsma, 1955 ; Postuma, 1971 ; Barr, 1972 ; Van Hinte, 1976 ; Sigal, 1977 ; Wonders, 1980 ; Salaj, 1980 ; Bellier, 1983 ; Sigal, 1987 ; Robaszynski et Caron, 1995 ; Premoli Silva et Sliter, 1995), en domaine boréal (Van Hinte, 1976 ; EWGPF, 1979.1 ; Georgescu, 1995 ; 2000), en Amérique (Douglas, 1969 ; Keller et Pardo, 2004) ainsi qu'ailleurs.

Age : Turonien inférieur à moyen.

Chapitre II -Biozonation des radiolaires du passage C-T

Onze échantillons provenant de la Fm Bahloul de la coupe COK, levée dans le secteur de Dir Ouled Yahia (région de Bargou), s'avèrent particulièrement riches en Radiolaires. Ils ont fait l'objet d'une étude taxinomique détaillée. La répartition stratigraphiques des diverses espèces reconnues a servi d'élaborer pour la première fois une analyse biostratigraphique basée sur de tel groupe d'organismes planctoniques. Dix autres échantillons provenant également de la Fm Bahloul de trois autres coupes (Ain Zakkar, Garn Halfaya et Chems) contiennent des radiolaires ayant servi pour des informations complémentaires. Aucune attaque chimique des échantillons n'a été appliquée afin de dégager les spécimens de ces radiolaires. Vingt-cinq espèces de radiolaires (18 nassellaires et 7 spumellaires) ont été identifiées (Soua et al., 2006). L'indice de préservation est pris ici comme il a été défini par Kiessling (1996).

	Pessagno, 1976	Schaaf, 1985	Thurrow, 1988	O'Dogherty, 1994	Bak, 1999	Soua et al., 2006
Turonien	<i>A. superbum</i>					
		<i>A. superbum</i>	<i>C. cochensis</i>	<i>superbum</i>	<i>Hemieryptocapsa polyhedra</i>	<i>superbum</i>
Cénomaniens	<i>R. hessi</i>					<i>biacuta</i>
		<i>R. majuroensis</i>		<i>biacuta</i>		<i>biacuta</i>
			<i>R. majuroensis</i>		<i>H. prepolyhedra</i>	
	<i>A. tehamensis</i>	<i>O. somphedia</i>		<i>silviae</i>	<i>H. barbui</i>	

Tableau 1 - Différentes biozonations proposées par les différents spécialistes des radiolaires dans l'intervalle Cénomaniens- Turonien

Dans la coupe COK, les assemblages de radiolaires sont représentés par des Nassellaires et "Spumellaires" (= vrai Spumellaria et Entactinaria comme décrits par De Wever et al., 2001). La faune observée est tout de même d'une diversité remarquablement faible, avec une moyenne de treize espèces par échantillon sur un total de vingt-cinq espèces reconnues dans l'ensemble de la série étudiée, mise en équivalence avec la Fm Bahloul. Parmi les taxa identifiés, les diverses les représentants des espèces appartenant à *Stichomitra*, *Pseudodictyomitra* et *Rhopalosyringium* semblent être les plus dominants dans ces assemblages.

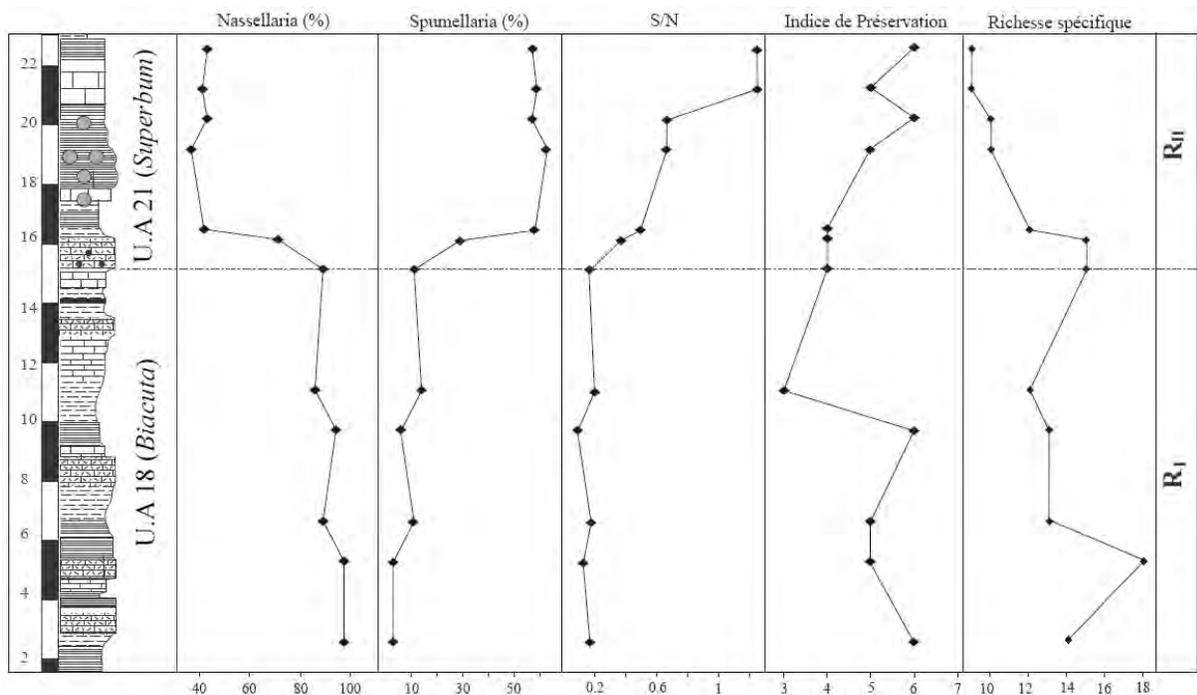


Figure 53 - Fréquences des nassellaire (%) et des spumellaires (%) et variation du rapport S/N, de l'indice de préservation et de la diversité spécifique

Plusieurs biozonations basées sur les radiolaires de l'intervalle Cénomaniens-Turonien ont été publiées. Toutefois, les assemblages identifiés dans la série de la coupe COK nous permettent de distinguer les associations unitaires et de les corréler avec les biozones proposées par O'Dogherty (1994), puisque aucune espèce marqueur d'une autre biozation (exemple : Pessagno, 1976 ; Thurrow, 1988) n'a été retrouvée dans le matériel étudié.

A la base de la Fm Bahloul, la présence de *Stichomitra stocki* nous permet de corréler ce niveau avec la zone à *Silviae*, sous-zone à *Biacuta* (U.A. 18) d'O'Dogherty (1994). L'apparition dans

l'échantillon COK-11 de l'espèce *Rhopalosyringium hispidum* au sein du niveau OAE-2 peut être intéressante puisque la l'apparition de cette espèce en Italie est mentionnée en dessus du niveau Bonarelli (O'Dogherty, 1994 ; Salvini et Marcucci-passerini, 1998) qui est équivalent de la Formation Bahloul et riche en MO enregistrant l'événement EAO-2. Récemment, cette espèce a été décrite par Musavu-Moussavou et Danelian (2006) à Damerara rise, site 1258 dans le Cénomaniens supérieur qui pourrait présenter une signification paléobiologique.

La présence de *Crucella euganea*, *A.? mellifera*, *Phalangites (?) sp.* et *Crucella californiensis* dans les échantillons situés au-dessus de l'intervalle de l'EAO-2, nous permet aussi de corréliser ces niveaux avec le Turonien basal (ou Cénomaniens sommital/Turonien basal) de la zone à Superbum (U.A. 21) d' O'Dogherty (1994) (Tab. 1).

Dans la série étudiée, nous retenons deux types d'association de radiolaires distincts (R_I et R_{II}). L'association R_I est celle qui caractérise les deux tiers inférieurs de la Fm Bahloul. Elle est dominée par des nassellaires multiségmentés comme *C. puga*, *D. communis*, *X. aff. picenus*, *Guttacapsa sp.*, *Novixitus sp.*, *S. stocki*, *S. elatica* *M. gracilis*, *S. fossilis*. De telles espèces sont similaires à celles qui ont été décrites ailleurs par Pessagno (1976), Thurrow (1988) et O'Dogherty (1994). Elle caractérise la sous-zone U.A. 18, considérée équivalente de la zone à Biacuta qui est typiquement cénomaniens selon O'Dogherty (1994).

Notons l'absence du fossile index *Guttacapsa biacuta*. Néanmoins, nous avons reconnu dans l'association R_I des spécimens que nous attribuons au genre *Guttacapsa* et que nous avons laissé en nomenclature ouverte. Les zones à *Rhopalosyringium hessi* (Pessagno 1976) et *R. majuroensis* (Thurrow 1988), considérées équivalentes à cette sous-zone, sont absentes dans la coupe COK. Dans ce même type d'association l'unique espèce spumellaire qui se manifeste exclusivement cénomaniens est *Crucella messinae*.

L'association R_{II} , caractérisant le tiers supérieur de la Fm Bahloul (Fig. 40), est dominé plutôt par les spumellaires comme *C. euganea*, *P. glascocksensis*, *A. mellifera*, *C. californiensis*. L'assemblage de ces espèces évoque sans doute la zone à *Alievium superbum* considérée turonienne (Pessagno, 1976) ou la zone d'association unitaire à Superbum (U.A. 21) proposée par O'Dogherty (1994). Cette biozone est aussi considérée équivalente de la zone à *Crucella*

cachensis de Thuro (1988). Les nassellaires exclusivement turoniens comme *P. spinosa* y sont rares.

Notons aussi que les deux types d'association décrits ci-dessus partagent des espèces communes, présentant une large extension stratigraphique. Ainsi, parmi les nassellaires hérités du Cénomaniens nous retenons *D. montisserei*, *P. pseudomacrocephala*, *R. radiosum*, *R. hispidum*, *S. communis*, *T. pacifica*, et *T. veneta*. Les spumellaires sont moins nombreux (Fig. 53) ; il s'agit de *P. lipmanae* et *A. aff. vitalis*. En somme, deux zones de radiolaires ont été identifiées : zone à *Biacuta* et zone à *Superbum*.

Zone à *Biacuta*

Dans la série étudiée, elle est indiquée par l'association composée essentiellement des nassellaires comme *D. communis*, *Guttacapsa* sp., *Novixitus* sp., *M. gracilis*, *S. elatica*, *S. stocki*, *S. fossilis*, *C. puga*, et *X. aff. picenus*. Les spumellaires comme *Crucella messinae* y sont très rares. En effet, c'est dans l'intervalle de cette zone que les nassellaires se développent et atteignent les abondances relatives les plus élevées, tandis que les spumellaires demeurent peu fréquents. Le long de cet intervalle l'association demeure homogène dans sa composition spécifique (Fig. 40 ; Fig. 53) et dans sa structure. Nous y notons quelques disparitions disparates. Ainsi, celle de *C. puga* s'effectue dans l'échantillon COK-15 et celles de *X. aff. picenus* et de *D. communis* s'effectuent simultanément dans l'échantillon COK-40. Notons également le maintien du taxon *Guttacapsa* sp jusqu'à l'échantillon COK-43.

En outre, cette association de radiolaires est également typique des zones à *Rhopalosyringium majuroensis* de Thuro (1988) et à *Rhopalosyringium hessi* de Pessagno (1976) considérées synonymes. Nous adoptons la sous-zone à *Biacuta* comme équivalente de la partie supérieure de la zone à *Silviae* de O'Dogherty (1994). Nous corrélons aussi la présente sous-zone à la partie inférieure de la zone à *Holocryptocanium barbui* - *H. tuberculatum* définie par Dumitrica (1975)

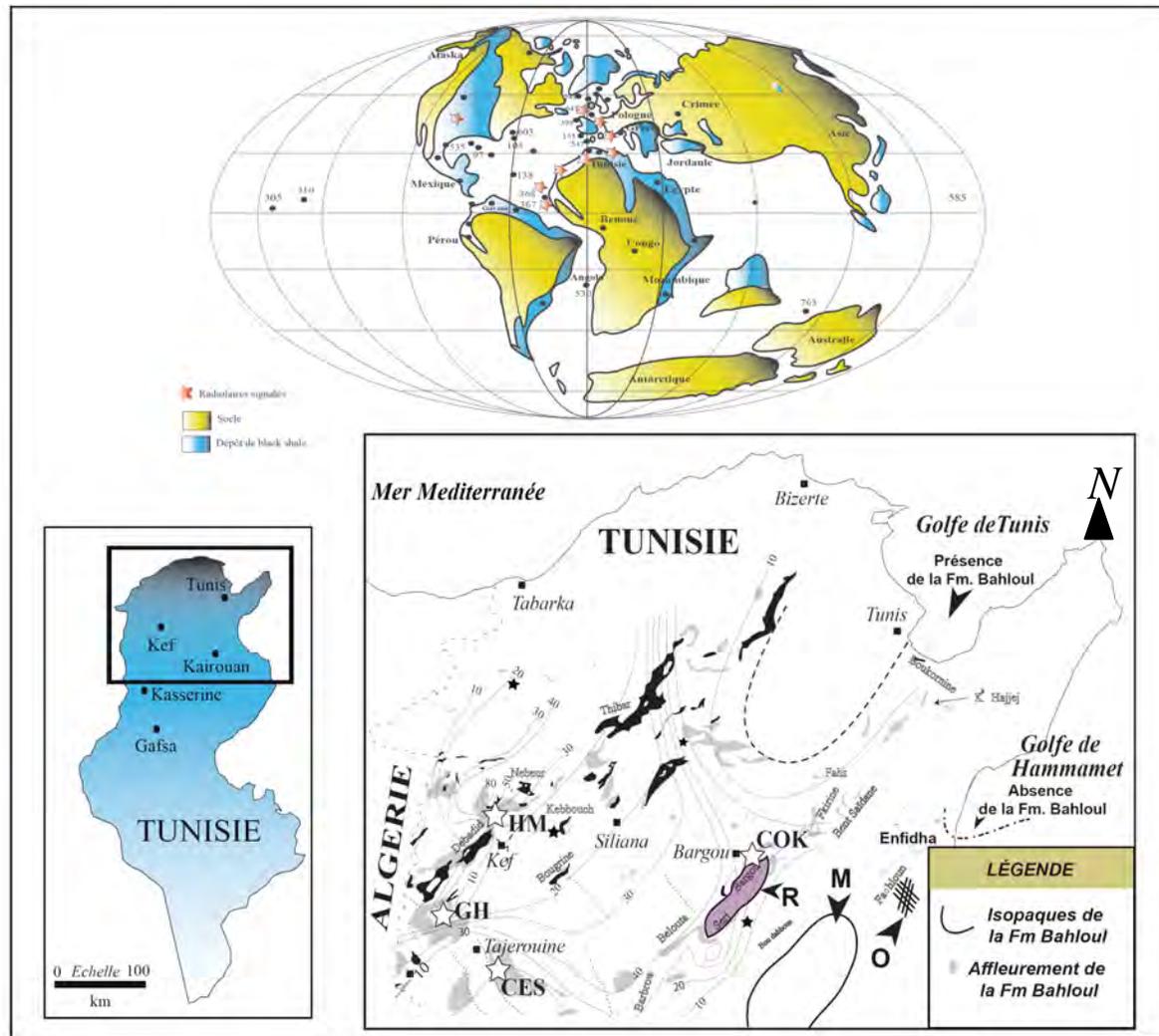


Figure 54 - Répartition géographique des dépôts de l'intervalle du passage C-T riches en radiolaires en Tunisie et dans le monde. Paléogéographie du monde d'après Mbassani (2004) ; paléogéographie de la Tunisie d'après Layeb et Belayouni (1999). O : trace d'activité volcanique au passage C-T au J. Fadhoun (Laaridhi-Ouazza, 1994) ; R : relicat du haut-fond de Bargou établi à l'Aptien supérieur (Turki, 1975 ;1985 ; Layeb, 1990) ; M : Zone émergée (Ben Ferjani et al. 1990 ; Layeb, 1990)

en Roumanie et adoptée par Bak (2004) en Pologne. D'après ces auteurs, la zone à *H. barbui* - *H. tuberculatum* s'étend sur l'intervalle des zones de foraminifères planctoniques à *R. cushmani* et à *W. archaeocretacea* considérées du Cénomaniens supérieur-Turonien inférieur. L'occurrence dans cet intervalle des espèces *Praeconocaryomma lipmanae*, *D. montisserei*, *T. pacifica*, *R. radiosum*, *Stichomitra stocki* est également signalée dans les séries C/T des Carpathes (Bak et al., 2005). Toutefois, comme l'ont constaté certains auteurs, ces espèces ont une large extension stratigraphique (Pessagno, 1976 ; O'Dogherty, 1994; Bak, 2004).

Zone à *Superbum*

Dans la coupe que nous étudions, elle est caractérisée par l'association composée essentiellement de *A. mellifera*, *C. euganea*, *C. californiense*, *P. glascocksensis*, *P. spinosa* et on constate une prédominance des spumellaires (Fig. 53). Elle est fortement corrélables à celles qui caractérisent la zone à *Alievium superbum* (Pessagno 1976) établie sur des séries analogues en Californie et confirmée par O'Dogherty (1994) et Bak (2004) abordant d'autres secteurs. Cette zone est équivalente de celle à *Crucella cachensis* de Thurow (1988). Vers la limite inférieure de cette zone, l'événement d'extinctions concomitantes (ou pseudo-extinction), s'effectuent au détriment des nassellaires. Ainsi, les disparitions simultanées de *Guttacapsa* sp. *S. elatica* et de *X. aff. picenus* sont observées dans l'échantillon COK-43 et celles de *M. gracilis*, *Novixitus* sp. et *S. stocki* dans l'échantillon COK-44, espacés de 30 cm.

Notons que ces disparitions ont concerné essentiellement les nassellaires. En revanche, dans l'intervalle de cette zone, les spumellaires prolifèrent. Ainsi, en plus des espèces héritées de la zone sous-jacente telles que *P. lipmanae* et *A. aff. vitalis*, de nouvelles espèces de ce groupe apparaissent progressivement. Plusieurs niveaux d'apparition ont prévalu.

A savoir, les apparitions simultanées de *C. euganea* et *P. glascockensis* sont observées dans l'échantillon COK-43, celles de *A. mellifera* et *C. californiensis* dans l'échantillon COK-44, celle de *Phalangites* sp dans l'échantillon COK-52 et celle de *P. spinosa* et *C. californiensis* dans l'échantillon COK-58 (Fig. 38C ; Fig. 40). En outre, le renouvellement dans la composition et la structure des associations de radiolaires nous fournit un argument colossal indiquant le démarrage du Turonien. Toutefois, la limite Cénomaniens-Turonien est définie par la première occurrence de l'ammonite *Watinoceras devonense*. Cette dernière se positionne au-dessus de la dernière occurrence (LO) de *R. cushmani* et est contemporaine plus ou moins de la première occurrence (FO) du marqueur turonien *H. helvetica*. La présence à 15 m à partir de la base de la Formation Bahloul, de *Watinoceras* sp. (comme illustrées par Amedro et al., 2005) peut nous confirmer le début du Turonien.

PARTIE IV

CHIMIOSTRATIGRAPHIE, CYCLOSTRATIGRAPHIE, ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

Chapitre 1 : Chimiostratigraphie

Chapitre 2 : Coïncidence des événements

Chapitre 3 : Cyclostratigraphie et analyse de séries temporelles

Chapitre 4 : Stratigraphie séquentielle

Chapitre III -Paléocéologie des foraminifères planctoniques du passage C-T

1. Introduction

Les foraminifères planctoniques ont prouvé leur rôle capital pour la biostratigraphie à haute résolution en particulier pour l'intervalle Cénomaniens – Turonien. Leur répartition a été utilisée également pour fonder les reconstitutions paléogéographiques et paléobiogéographiques. Toutefois leur usage dans les études de paléocéologie détaillée et la détermination précise des conditions environnementales reste beaucoup très limitées. Faute de données disponibles sur l'écologie des Foraminifères vivants en termes des limites de leurs tolérances aux différents paramètres écologiques (température, salinité, bathymétrie, taux d'oxygène dissous et l'impact des variations de ces paramètres sur les populations et les communautés de ce groupe d'organismes). Toutefois les interprétations paléocéologiques des espèces disparues et des assemblages associés doivent être abordées avec soin. Les Foraminifères planctoniques actuels sont généralement limités aux environnements marins ouverts, de salinité océanique normale et d'eaux claires. Ils sont d'autant plus diversifiés si ces eaux sont stratifiées. Ils sont abondants dans la Zone photique (0-200m), bien que les exigences physiologiques et écologiques s'expriment en une certaine distribution verticale (Fig. 55), par les espèces hermatypiques (c'est-à-dire vivant en symbiose avec les algues planctoniques ou *spinose*) nécessitant les rayons ultraviolets (zone euphotique), dont la profondeur de pénétration ne dépassent pas les 100m et aux eaux de surface, tandis que les espèces vivant indépendamment de ces algues (*nonspinose*) tendent à occuper les eaux photiques les plus profondes (100 à 200m) (Bé, 1982 ; Hemleben et Spindler, 1983 ; Leckie, 1987). Cette distribution peut dépendre partiellement de la densité des eaux marines et spécialement dans les basses latitudes où la variation de la température et de la salinité de la tranche d'eau photiques peut favoriser une niche hautement diversifiée. La diversité des associations des Foraminifères planctoniques dans les environnements océaniques ouverts de basses latitudes est probablement très influencée par la disponibilité des nutriments et la fertilité de la surface de l'eau (Lipps, 1979 ; Leckie, 1987). Les Foraminifères planctoniques sont rares dans les environnements littoraux des plateaux continentaux, et précisément dans les domaines circalittoraux, et ils augmentent en terme d'abondance avec l'augmentation de la profondeur (Murray, 1976 ; Rottman, 1978 ; Leckie, 1987). Ainsi, même dans les dépôts anciens

caractérisant les mers marginales, leur augmentation a été vérifiée et souvent les auteurs relient l'augmentation du rapport des Foraminifères planctoniques/Foraminifères benthiques (P/B) des sédiments et l'augmentation de la diversité des Foraminifères planctoniques à l'approfondissement des environnements marins (Murray, 1976). Ces augmentations peuvent être en liaison avec l'augmentation du niveau marin, de l'apport nutritif ou autre.

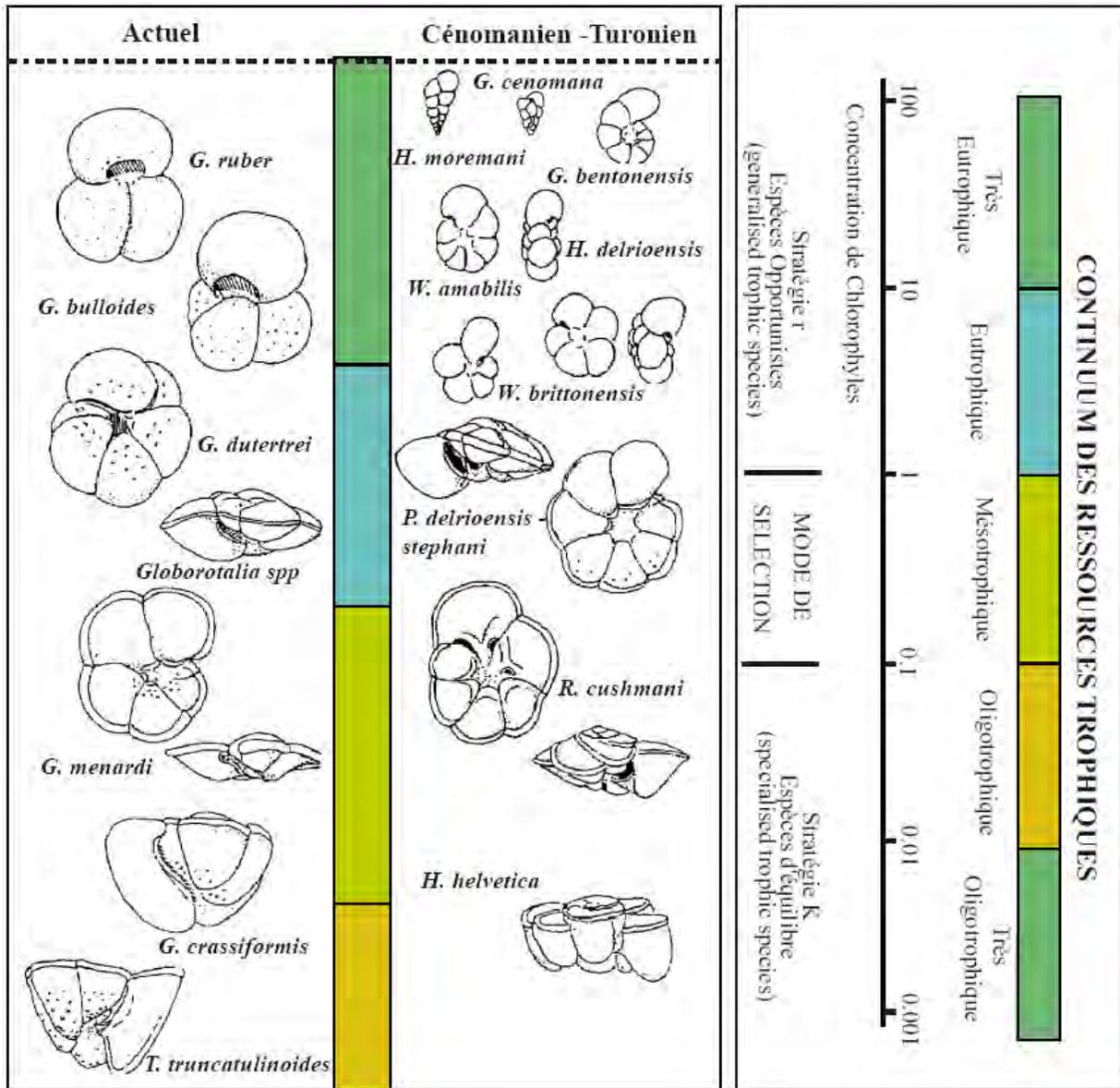


Figure 55 - Répartition des différents morphotypes et morphogroupes dans les différents microhabitats de la zone photique (d'après Hart, 1999 ; légèrement modifié)

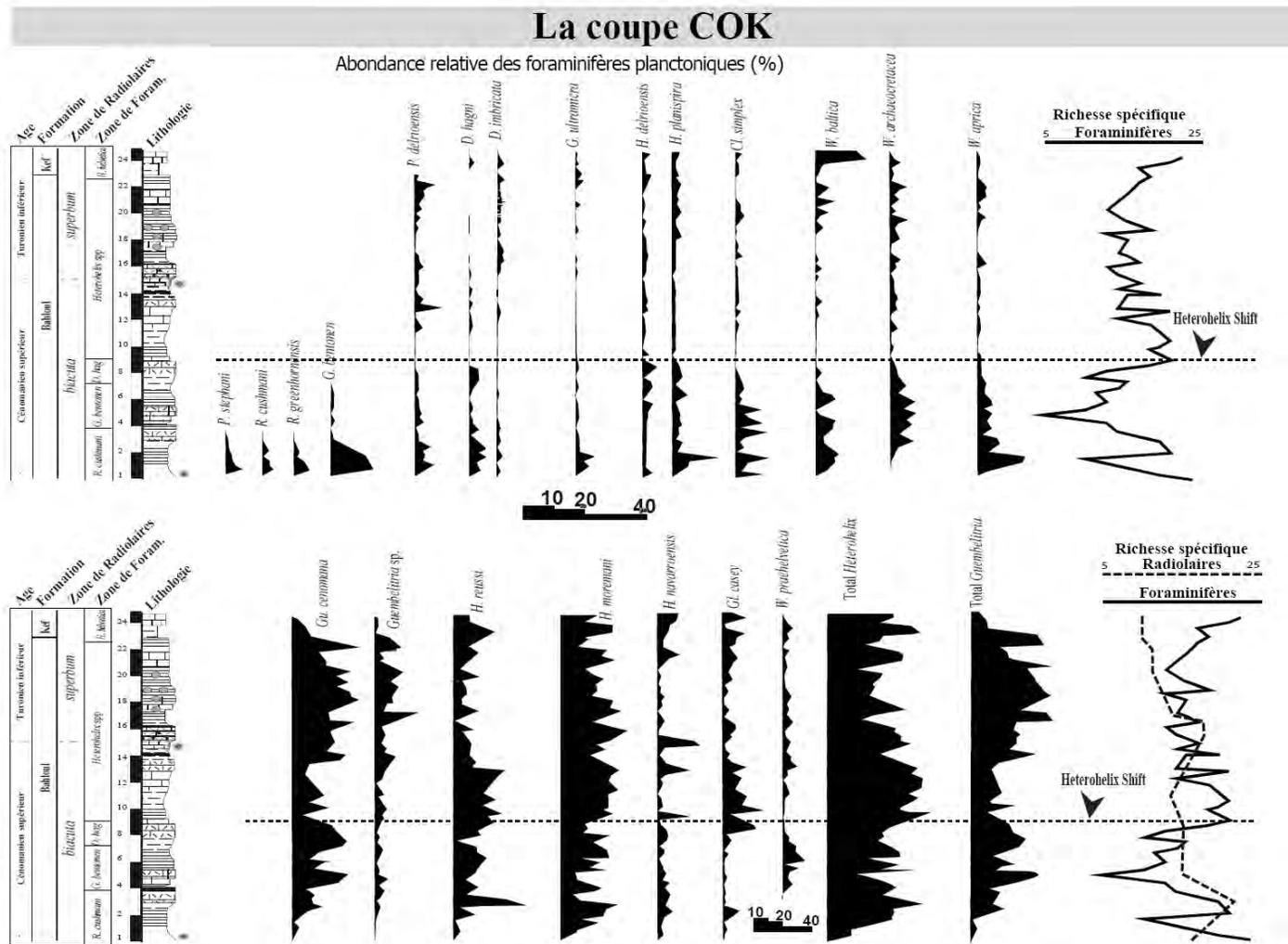


Figure 56 - Abondance relative des foraminifères planctoniques dans la coupe COK. Noter que les assemblages sont dominés par les espèces appartenant aux genres *Heterohelix*, à test bisérié et les *Guembelitria*, à test trisérié. Elles sont réputées de pouvoir avoir de larges tolérances trophiques. Ces morphotypes du Crétacé seraient capables de vivre dans les milieux à condition écologiques très variables.

Les modèles de distribution paléogéographique et paléobiogéographique des Foraminifères planctoniques sont utiles pour les reconstitutions paléogéographiques et peuvent refléter de larges gradients de températures des océans créacés et des mers épicontinentales. Les distributions paléobiogéographiques sont aussi utiles pour la reconstitution des fluctuations du niveau marin global et de la température. D'autres applications paléocéanographiques comportent des interprétations des systèmes d'upwelling anciens en se basant sur la composition des Foraminifères, la faune et la flore associées et l'étude de faciès (Butt, 1982 ; Leckie, 1987).

La répartition en profondeur dans la colonne d'eau des Foraminifères planctoniques du Crétacé est considérée analogue à celles des Foraminifères planctoniques actuels (Leckie, 1987 ; Keller *et al.*, 1995 ; Zaghbib-Turki *et al.*, 2000 ; Karoui Yaakoub *et al.*, 2001 ; Keller et Pardo, 2004). Les morphotypes à loges globuleuses auraient habité les eaux de surface, et les formes carénées trochospiralées biconvexes et planoconvexes sont cantonnées aux habitats de subsurface (Hart et Bailey, 1979 ; Hart, 1999). De telles interprétations sont appuyées par les analyses statistiques et isotopiques de l'oxygène O¹⁸ des Foraminifères des séries créacées (Eicher et Worstell, 1970 ; Leckie, 1987 ; Keller *et al.*, 2001 ; Keller et Pardo, 2004).

Eicher et Worstell (1970) ont constaté que les morphotypes à loges globuleuses telles que *Hedbergella* et *Heterohelix* sont les premières à apparaître durant les transgressions et les dernières à disparaître durant les régressions marines du Crétacé. Ces données paléocéologiques ont été adoptées par Leckie (1987).

Ce modèle de répartition des Foraminifères planctoniques et le type des niches écologiques occupé par les différentes espèces peuvent être déduits à travers la diversité et les fréquences spécifiques, la morphologie des tests et leur distribution paléogéographique (Eicher et Worstell, 1970). Récemment, pour mieux argumenter les interprétations paléocéologiques, les auteurs ajoutent des analyses isotopiques de l'Oxygène O¹⁸ et du Carbone C¹³ (Shackleton *et al.*, 1994).

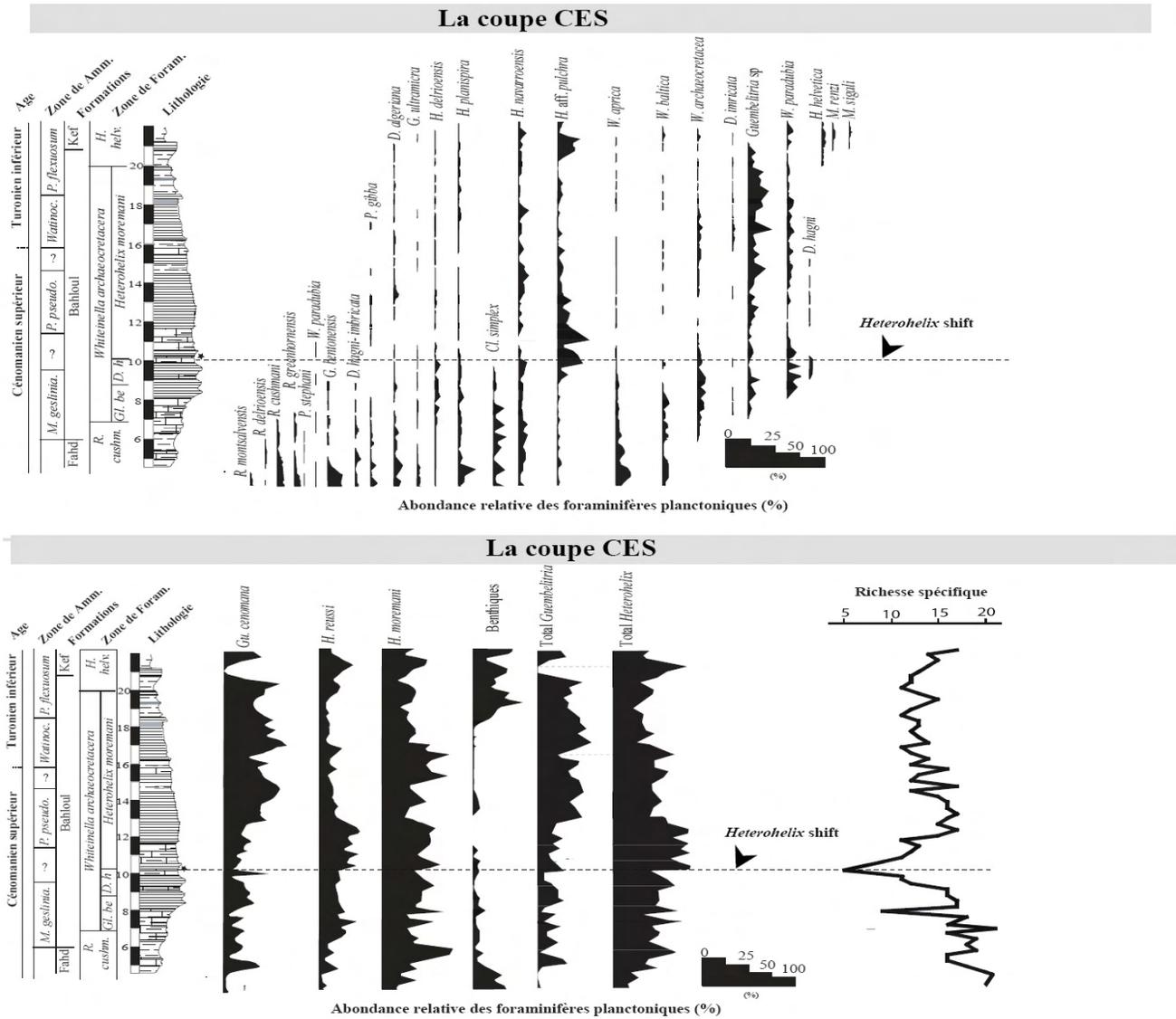


Figure 57 - Abondance relative des foraminifères planctoniques dans la coupe de Jerissa (CES). *Noter aussi que les assemblages dans cette coupe sont dominés aussi par les espèces appartenant aux genres Heterohelix, à test bisérié et les Guembelitra, à test trisérié.*

2. Indicateurs paléocéologiques des foraminifères planctoniques du passage C–T

En adoptant le modèle de Leckie (1987) et affiné par celui de Hart (1999), la faune planctonique du Crétacé (Gargasien – Cénomaniens supérieur) peut être subdivisée en trois catégories tout en se référant à la morphologie du test de ces microorganismes et en les comparant avec leurs homologues actuels:

2.1 Faune de surface

Cette faune est caractérisée par les espèces appartenant aux genres *Heterohelix*, à test bisérié et les *Guembelitra*, à test trisérié. Elles prédominent les eaux de surfaces océaniques des régions polaires. Elles sont moins fréquentes à la surface des mers ouvertes tropicales à subtropicales. Elles sont réputées pouvoir avoir de larges tolérances trophiques et capables de supporter même des conditions eutrophiques. Ces morphotypes du Crétacé seraient capables de vivre dans les milieux aux conditions écologiques très variables. Ils sont qualifiés d'Eurytopiques. Ils englobent les foraminifères planctoniques se comportant comme opportunistes durant l'intervalle Gargasien-Cénomaniens supérieur. Ils peuvent exister même à la surface des mers épicontinentales là où la tranche d'eau est de moins de 100m d'épaisseur.

2.2 Faune de subsurface

Les espèces du Crétacé appartenant aux genres *Hedbergella* et *Globigerinelloides*, à test respectivement trochospiralé non caréné et planispiralé, seraient les habitants de subsurface c'est-à-dire des eaux intermédiaires de la zone photique. Ces espèces sont dominantes dans les mers ouvertes riches en faune pélagique. Elles parviennent à envahir les eaux intermédiaires des mers épicontinentales. Particulièrement *Clavihedbergella simplex* à loges étirées habitaient les tranches méso et bathypélagiques de ces mers ouvertes. Ces *Clavihedbergella* vivaient dans des tranches d'eau plus épaisse que *Hedbergella delrioensis* et *Hedbergella planispira* à loges globuleuses

2.3 Faune du microhabitat le plus profond de la zone photique

Les espèces à test trochospiralé caréné comme chez les représentants des genres *Rotalipora* et *Helvetoglobotruncana* sont supposées habitant la partie la plus profonde des eaux photiques. Cette interprétation est appuyée par les données isotopiques de ^{18}O , la distribution actuelle de leurs analogues qui sont les *Globorotalia*. Ces formes carénées sont aussi supposées comme étant les plus sensibles aux changements environnementaux (stenotopique) de tous les Foraminifères planctoniques durant le Cénomaniens (Leckie, 1987). Elles sont caractéristiques des mers tropicales à subtropicales (aux conditions meso-oligotrophiques, voire très-oligotrophiques). Elles sont qualifiées de spécialistes.

Ces différents degrés de sensibilité de ces morphotypes aux conditions paléocéologiques ont incité les auteurs. Ainsi, selon de nombreux auteurs (Lipps 1979 ; Leckie *et al.*, 1998 ; Keller *et al.*, 2001 ; Price et Hart, 2002; Keller , 2002; Keller et Pardo, 2004 ; Soua, 2005 ; El Amri,2008; Gallala 2010 ; Zili ; 2010), l'évolution, la diversification et l'extinction des Foraminifères planctoniques sont généralement liées à la stratification de la colonne d'eau, aux apports trophiques, aux gradients de température et de densité. Ces auteurs indiquent que la stratification de la masse d'eau et le type des niches écologiques occupées par les différentes espèces peuvent être déduites à partir des comportements spécifiques en terme d'abondance relative, des morphologies des taxa et des données isotopiques.

D'autres paramètres écologiques ont été investigués. Ainsi en se basant sur le comportement des assemblages de l'intervalle du passage C-T, Keller et Pardo (2004) ont conclu que l'augmentation de l'abondance relative des hétérohélicidés détermine un environnement marin pauvre en Oxygène, c'est-à-dire des conditions hypoxiques.

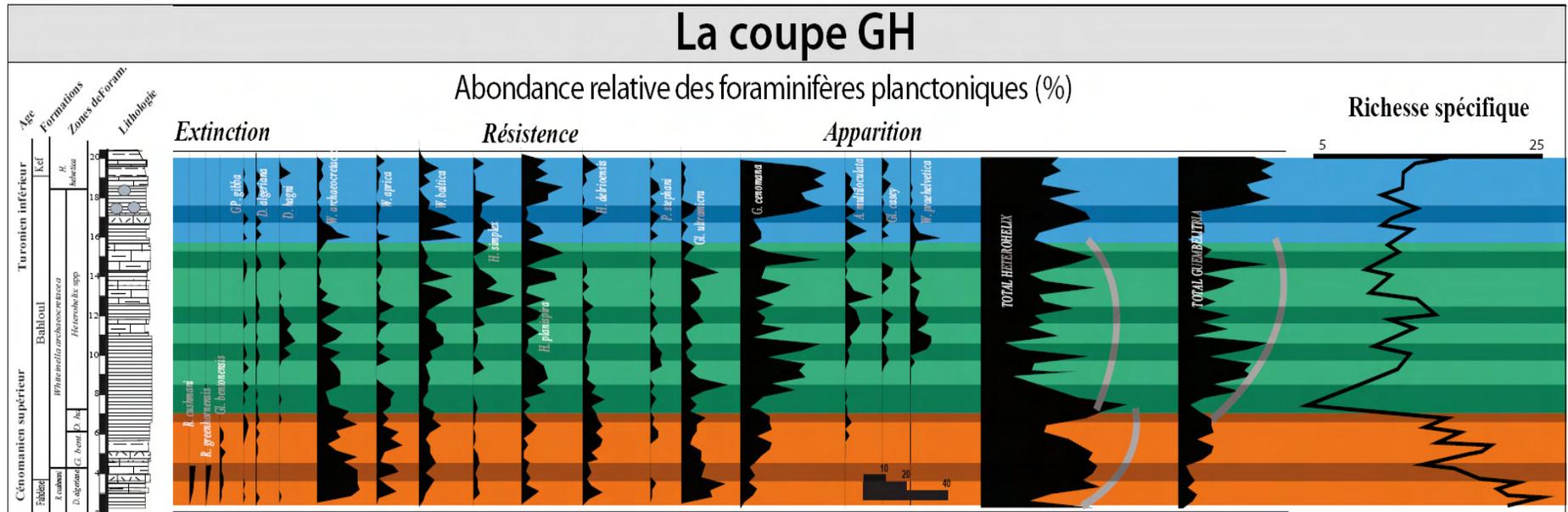


Figure 58 - Abondance relative des foraminifères planctoniques dans la coupe de Guern Halfaya (GH). Noter aussi que les assemblages dans cette coupe sont dominés aussi par les espèces appartenant aux genres *Heterohelix*, à test bisérié et les *Guembelitia*, à test trisérié comme dans les deux autres coupes (COK et CES).

Ces mêmes auteurs ont ajouté que la prolifération de *Hedbergella planispira* s'effectue quand la salinité des eaux de surface diminue. Ceci est appuyé par l'augmentation des apports détritiques dans les sédiments liée aux périodes pluviales.

Ils ont noté aussi que l'augmentation des fréquences d'autres espèces de *Hedbergella* (*H. delrioensis*, *H. simplex*) ainsi que des espèces de *Globigerinelloides* (*G. bentonensis*, *G. ultramicra*) et des whiteinelles (*W. aprica*, *W. brittonensis*, *W. archaeocretacea*, *W. paradubia*) indique de retour aux conditions normales de salinité de la surface des océans.

A propos de la prolifération des représentants du genre *Guembelitra*, les mêmes auteurs pensaient que ce bioévénement indique l'eutrophisation de la surface océanique.

Les espèces de *Guembelitra* peuvent proliférer dans les eaux de surface là où la productivité primaire est très élevée. Comme elles peuvent se développer dans les environnements marins marginaux à faible tranche d'eau et là où la salinité pourrait être variable. Il a été constaté que durant des périodes de stress écologiques sévères où peu d'espèces survivaient. *Guembelitra cenomana* et *G. albertensis* deviennent abondantes. Ainsi elles sont considérées comme des espèces opportunistes habitant les eaux de surface eutrophiques (Leckie, 1987 ; Zaghbib Turki et al., 2000 ; 2002 ; Keller et Pardo, 2004 ; Soua, 2005).

3. Comportement paléocéologique du passage C–T en Tunisie

Dans ce qui suit nous nous sommes basés sur les résultats de l'analyse des données quantitatives des différentes espèces (Fig. 56 ; Fig. 57 ; Fig. 58 ; Fig. 59) et des morphotypes et morphogroupes en adoptant les attributs décrits ci-dessus.

L'analyse de ces données est contrainte par une analyse biostratigraphique de haute résolution. Ceci nous permettra de détailler et de cerner les différents comportements de foraminifères planctoniques et de suivre l'impact de l'EAO-2 sur ces micro-organismes dans les différents microhabitats. Ainsi différents comportements se sont dégagés.

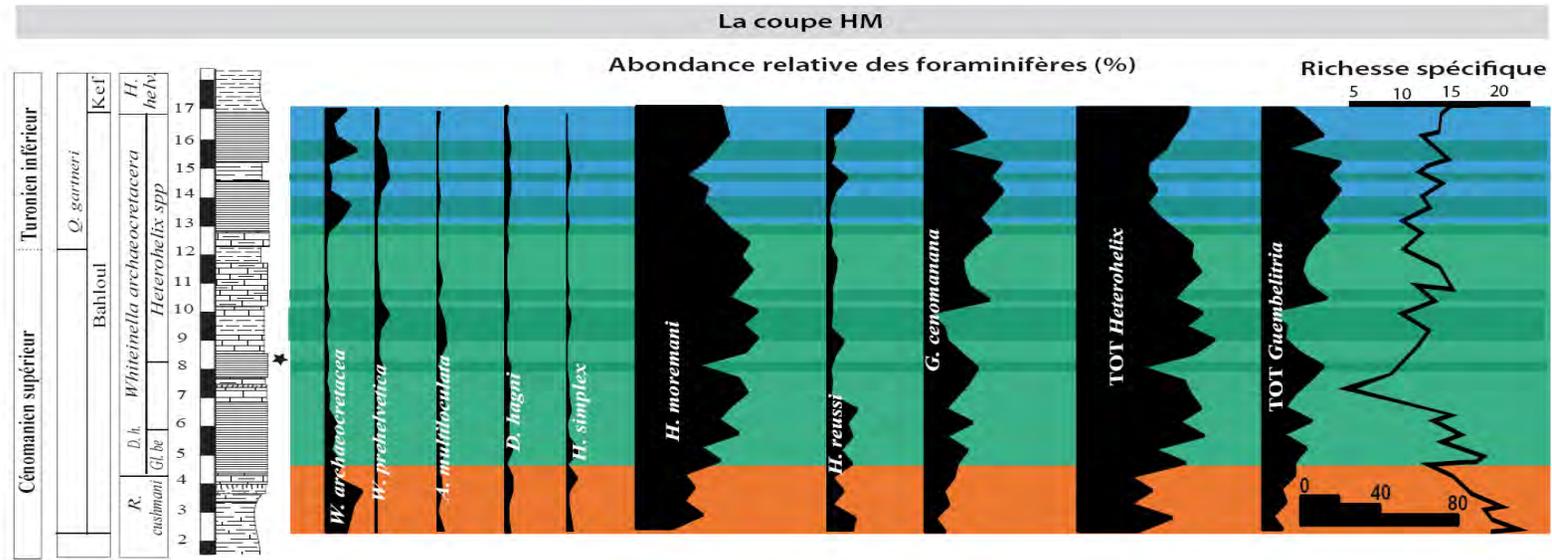


Figure 59 - Abondance relative des foraminifères planctonique dans la coupe de Hammem Mellègue (HM). Noter aussi que les assemblages dans cette coupe sont dominés aussi par les espèces appartenant aux genres *Heterohelix*, à test bisérié et les *Guembelitra*, à test trisérié comme dans les trois autres coupes (COK, CES et GH).

3.1 Assemblage de foraminifères planctoniques hautement diversifiés

Dans le matériel étudié des coupes CES, COK, GH, HM (Fig. 56-59) les formes carénées telles que les Rotalipores sont représentées par *Rotalipora cushmani*, *Rotalipora montsalvensis*, *Rotalipora greenhornensis*. Elles sont présentes à la base de la série étudiée. Leur fréquence est faible (elle est globalement inférieure à 10%). Même rares, les rotalipores indiquent une mer ouverte. Tous les microhabitats des eaux photiques sont bien occupés à savoir les eaux de surface et de subsurface par les formes cosmopolites (*Heterohelix* ssp, *Hedbergella* spp) et les eaux photiques profondes par les formes les plus spécialisées (*Rotalipora* spp). L'association des foraminifères planctoniques adoptaient dans ce cas la stratégie écologique de type K. De telle distribution a été décrite ailleurs par d'autres auteurs notamment au Maroc (Leckie, 1984) à la période précoce du Cénomani supérieur ainsi qu'en Angleterre (Keller *et al.*, 2001), en Amérique du nord (Keller et Pardo, 2004; Keller *et al.*, 2004). Toutefois, la fréquence des Hétérohélidés, des Guembeltriidés et des Whiteinelles reste peu élevée dans ces niveaux de la base de la série étudiée (respectivement 25%, inférieur à 3% et 13%).

3.2 Prolifération des représentants de *Heterohelix*

Dans les différentes coupes étudiées (Fig. 56-58) nous notons que peu avant leur extinction, les Rotalipores deviennent rares et les fréquences des trois autres groupes augmentent. Celles des *Heterohelix* de toute petite taille atteignent 75%, celle des Guembeltria atteint 25% et celle des Whiteinelles atteint 20%. Nous pensons que la rareté des Rotalipores et l'augmentation des fréquences de ces trois autres groupes sont évocatrices de changement des conditions paléocéologiques. D'ailleurs, ces événements biologiques coïncident avec le changement des faciès, tout au moins en apparence ; c'est-à-dire avec l'apparition dans la série des niveaux de marnes et calcaires argileux de couleur noirâtre, se débitant en feuillets et dégageant une odeur de bitume à la cassure fraîche qui devraient être riches en matière organique, l'abondance relative de ces morphogroupes augmente.

Ainsi, l'augmentation du taux à (70%) des petits *Heterohelix* (*H. moremani*, *H. reussi*, *H. pulchra*, *H. navarroensis*) qui sont considérés comme étant les habitants des eaux marines à faible taux d'Oxygène dissous dénote de l'installation de la zone à Oxygène minimum (ZOM).

Toutefois, aussitôt que les conditions deviennent eutrophiques à la surface, ce sont les *Guembelitra* qui augmentent. En somme, à propos des Hétérohélécacés, ceux à test bisérié (*Heterohelix* spp) augmentent dans les conditions dysoxiques, et ceux à test trisérié (*Guembelitra* spp) augmentent dans les conditions eutrophiques.

Étant donné que ces derniers morphotypes sont indicateurs d'habitats très faiblement oxygénés voire eutrophiques, cette alternance des morphotypes bisériés et trisériés serait en relation avec la diminution et l'augmentation alternée du taux d'O₂ dissous dans l'eau.

3.3 Prolifération des représentants de *Guembelitra*

Nous retenons aussi (Fig. 56-58) qu'après l'extinction des Rotalipores, la fréquence des Whiteinelles, des hedbergelles, des *Guembelitra* et des *Heterohelix* ont considérablement augmenté (respectivement 22%, 12%, 25%, 75%). Cette disparition des Rotalipores coïncide, entre autre, avec la diversification des Whiteinelles (*W. archaeocretacea*, *W. aprica*, *W. praehelvetica*). De ce fait, au passage C-T, le changement total du faciés, c'est-à-dire l'apparition des niveaux à black shales qui alternent avec des marno-calcaires de couleur noirâtre supposés riches en matière organique, et l'élévation des fréquences des groupes cités sont évocatrices de l'expansion de la zone à Oxygène minimum (ZOM) préalablement installée. Cette expansion a favorisé l'épanouissement plutôt des *Heterohelicidae* de toute petite taille et à test bisérié (*Heterohelix* spp) en alternance avec les Guembelitriidae également de petite taille à test trisérié (*Guembelitra* spp). L'alternance de ces deux morphotypes renseigne encore sur la diminution et l'augmentation alternées du taux d'oxygène dissous dans l'eau et aussi sur l'apport trophique. Nous savons que les *Guembelitra* prolifèrent dans les environnements eutrophiques. Il a été vérifié par ailleurs que leur pic d'abondance coïncide avec les valeurs maximales de C¹³ indiquant un taux de productivité primaire élevé.

La disparition de *Globigerinelloides bentonensis* coïncide bien avec une chute brusque des fréquences de Whiteinelles, d'Hedbergelles et de Dicarinelles (ces dernières sont représentés

respectivement par 4%, 2% et inférieur à 1%) et l'augmentation des fréquences des *Guembelitra* et de *Heterohelix* (respectivement 40% et 70%). Cette diminution dans la fréquence des espèces supposées comme habitants de surface (whiteinlles et hedbergelles à loges globuleuses) et de subsurface de la zone photique inférieure (dicarinelles à test faiblement caréné) qui coïncide avec l'élévation des fréquences des Hétérohélacés et la diminution voire l'absence des foraminifères benthiques, nous renseigne sur l'expansion de la ZOM dans la couche superficielle et intermédiaire des eaux océaniques ainsi que dans les eaux profondes et le fond marin au moins à l'interface eau-sédiment. Le retour des foraminifères benthiques coïncide entre autre avec l'élévation des fréquences des groupes cités antérieurement (respectivement 13%, 9%, 5%). La présence des Ammonites dans les niveaux sus-jacents indiquerait un milieu oxygéné et favorable à la vie planctonique (augmentation du taux d'oxygène dans la masse d'eau). En plus les niveaux à Ichnofossiles (terriers) indiquent aussi une élévation du taux d'oxygène dans l'interface eau-sédiment. Dans ces niveaux à Ammonites et à bioturbation correspondant à des calcaires feuilletés ou à aspect massif de couleur moins foncé, bien que l'association des Foraminifères planctoniques reste dominée par les *Guembelitra* et *Heterohelix*, la présence des espèces *Globigerinelloides ultramicra*, *Praeglobotruncana gibba*, *Dicarinella imbricata*, *D. hagni*, des Whiteinelles, des Hedbergelles qui est sporadique nous laissent supposer que l'impact de la ZOM s'est atténué.

3.4 Renouvellement faunique

Au terme de cette évolution (Fig. 60), au Turonien inférieur, dans la partie supérieure des séries étudiées des coupes CES, COK, GH et HM, l'apparition de *Helvetoglobotruncana helvetica*, coïncide avec un changement de faciès qui se traduit par l'apparition de dépôts marneux de couleur beige. Ce changement de faciès coïncide avec une chute dans la fréquence des *Guembelitra* (2%) et de *Heterohelix* (40%) et l'épanouissement de nouveaux genres tels que *Marginotruncana* et en particulier *M. renzi* (3%) (Fig. 60).

3.5 Autres comportements des foraminifères planctoniques

Plusieurs auteurs admettent que chez les foraminifères planctoniques à test trochospiralé, la carène est apparue comme une réponse aux modifications environnementales (ex. Caron, 1985 ; Leckie, 1987 ; Morel, 1998 ; Desmares et al., 2004 ; Grosheny et al., 2006). Ainsi, chez les Rotaliporidae, le genre *Anaticinella* est un morphotype à loges globuleuses présentant des caractères morphologiques communs avec leur ancêtre du genre *Rotalipora*. L'atrophie et la perte de la carène seraient une réponse à l'expansion de la zone à oxygène minimum. De même, *W. praehelvetica* va acquérir une carène à la faveur du retour à des eaux plus oxygénées.

Ainsi, des formes intermédiaires ont apparues entre d'une part *Rotalipora* et *Anaticinella* et d'autre part entre *W. praehelvetica* et *H. helvetica*. L'existence de ces formes intermédiaires va introduire une détermination spécifique obligatoirement subjective et qui par suite va être une source d'ambiguïtés biostratigraphiques à la fois par l'expression ou non d'un caractère mais également par l'incertitude d'attribution spécifique des formes de transition.

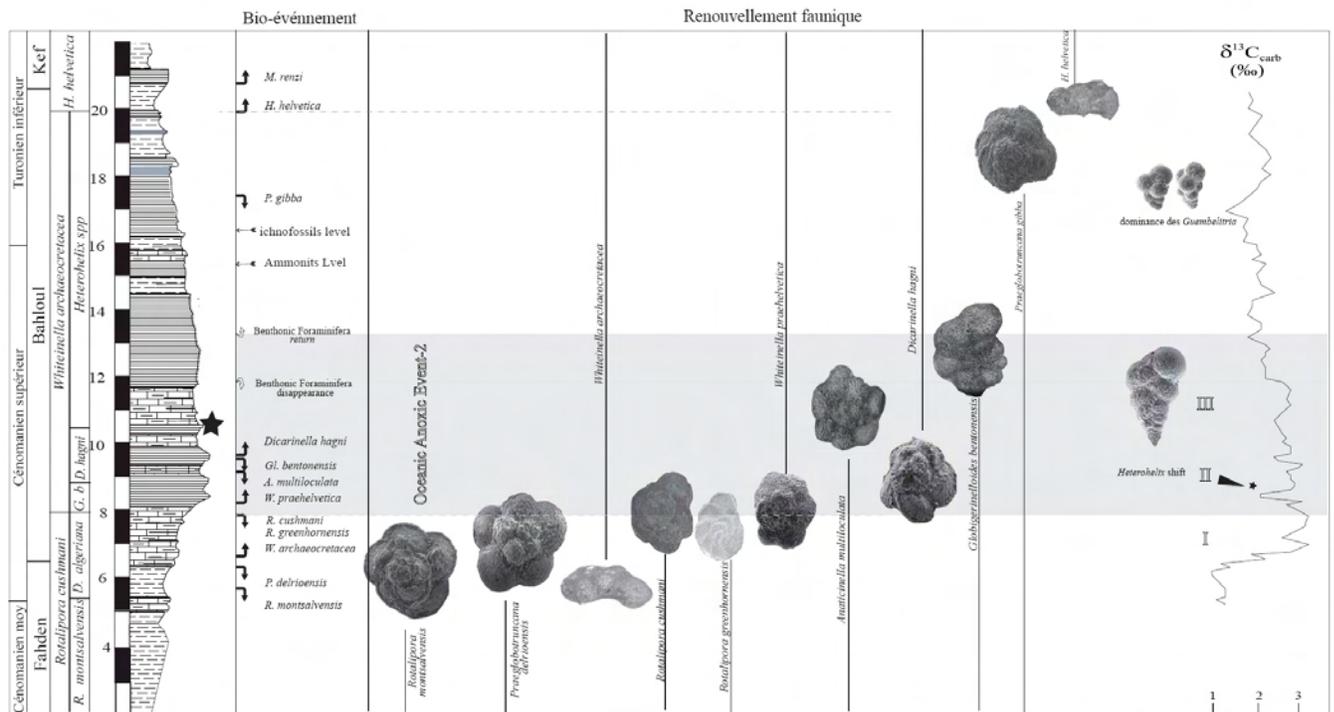


Figure 60 - Renouveau faunique au sein des foraminifères planctonique durant le passage Cénomanien

Turonien

Pour récapituler, nous retenons la succession de quatre phases :

(1) Au Cénomanién supérieur quand les microhabitats des eaux photiques étaient tous occupés et les masses d'eau devraient être normalement stratifiées au moment où les rotalipores étaient présentes et diversifiées (sous la thermocline), se développaient des conditions normales d'oxygénation. (2) Au Cénomanién terminal, peu avant l'extinction des rotalipores, on assiste à l'installation d'une ZOM décelée par l'augmentation de la fréquence des petits Hétérohélicidés. (3) Encore au Cénomanién terminal après l'extinction des rotalipores, la ZOM devient alors plus répandue, attesté par l'abondance des *Heterohelix* et *Guembelitra*. (4) A l'apparition de *H. helvetica* et des *Marginotruncana*, formes carénées supposées habiter les eaux photiques profondes (sous la thermocline), les conditions trophiques et d'oxygénation redeviennent normales suite à l'atténuation de l'impact de l'EAO-2 sur ces microorganismes.

Chapitre IV- Paléocéologie des radiolaires

Plusieurs auteurs (e.g. Arthur et Premoli Silva, 1982 ; Salvini et Marcucci Passerini, 1998 ; Premoli Silva et al., 1999 ; Scopelliti et al., 2004 ; Soua et al., 2006 ; Mussavu Moussavou et Danelian, 2006), admettent que les changements des comportements des composés de ces microorganismes planctoniques se déclenchent suite à des changements de conditions environnementales, notamment des conditions trophiques et/ou d'oxygénation. Ainsi, à la limite Cénomanién – Turonien. Les associations des radiolaires, elles ont manifesté un renouvellement faunique majeur (Fig. 40), qui serait en liaison avec l'évènement EAO-2 (Kuhnt et al., 1986 ; Thurrow et Kuhnt, 1986 ; Erbacher, 1994 ; Lambert et De Wever, 1996) notamment vers sa fin comme l'a constaté O'Dogherty (1994). Salvini et Marcucci Passerini (1998) ont également confirmé que les changements dans les associations des radiolaires ont eu lieu à l'apogée de l'épisode de haute productivité. Dans notre série, la répartition verticale des assemblages montre que le changement était de courte durée et que, les conditions eutrophiques ont favorisé l'abondance (et non la diversification) des nassellaires. Au contraire, dans les conditions trophiques normales ce sont les spumellaires associés aux morphotypes trochospirales et carénés, parmi les foraminifères, qui prédominent. Par ailleurs, en se basant sur l'état de conservation et l'indice de préservation des nassellaires dans les dépôts du Cénomanién (comme décrit par

Kiessling, 1996), certains auteurs (Salvini et Marcucci Passerini, 1998 ; Premoli Silva et al., 1999) suggèrent que ces derniers seraient les analogues des organismes de subsurface actuels. Ils se sont épanouis soit au cours des périodes où le flux de MO était élevé, soit au cours des périodes de haute productivité, ce qui a conduit à interpréter ce groupe comme un indicateur de conditions eutrophiques (Salvini et Marcucci Passerini, 1998 ; Premoli Silva et al., 1999 ; Musavu-Moussavou et Danelian, 2006). Ainsi, dans les conditions à minimum d'oxygène, les nassellaires ont proliféré simultanément aux blooms des opportunistes de petites tailles appartenant aux genres *Guembelitra* et *Heterohelix* (Soua, 2006). Vers la fin de l'évènement anoxique, les nassellaires sont dominés par les spumellaires. Une importante baisse relative de diversité des radiolaires observée dans la partie supérieure des dépôts des black shales de la Fm Bahloul riches en MO (Fig. 40 ; Fig. 53) suggère une préservation différentielle locale (au moins dans la coupe étudiée). La faible diversité des radiolaires (18 espèces) augmente juste après la troisième excursion de $^{13}\text{C}_{\text{org}}$. Au cours de cette période d'instabilité environnementale, le remplacement des nassellaires par les spumellaires a entraîné une augmentation relative du rapport de S/N et de la diversité de ces deux groupes (Fig. 53).

Il est communément admis que la prolifération des nassellaires est simultanée d'une augmentation de la productivité primaire dans les océans. Ceci est corroboré par la conservation du C^{12} à valeurs élevées dans la MO dans les conditions d'anoxie en périodes de réchauffement climatique. D'importants épisodes volcaniques pourraient s'ajouter (Caldeira et Rampino, 1991) entraînant une forte augmentation du taux de dégazage de CO_2 et du SiO_2 dans les océans. Dans ce scénario le cycle intensifié de l'eau est déclenché par des concentrations très élevées en CO_2 dans l'atmosphère (Weissert et Mohr, 1996). Ainsi, un climat chaud et humide a probablement augmenté l'altération chimique, l'écoulement et le transfert nutritif en faveur des nassellaires et des foraminifères planctoniques cosmopolites opportunistes tels que *Heterohelix* et *Guembelitra*.

1. Renouveaulement des associations des radiolaires

Au sein des dépôts riches à la fois en foraminifères planctoniques, en radiolaires et en MO de la coupe COK la Formation Bahloul, les radiolaires ont enregistré des changements importants dans la

composition et la structure de leurs assemblages (Fig. 40). Ainsi, l'assemblage relativement diversifié, observé dans l'échantillon COK-11, est dominé par des nassellaires. En fait il est constitué de quinze espèces de ce groupe et seulement trois espèces de spumellaires. Une seule extinction a été observée ; elle a concerné *C. puga* (dans l'échantillon COK- 15). Ce groupe montre une certaine stabilité jusqu'à l'échantillon COK-39, cependant dès l'échantillon COK-40, d'une part, un effet de pseudo-extinction s'établit et, d'autre part, des apparitions se manifestent. Au-delà de ce dernier échantillon et à travers le tiers supérieur du Bahloul, les extinctions se sont accélérées tout en concernant simultanément deux, trois ou quatre espèces. Dans cet ordre d'idée, nous retenons celles de *D. communis* et *X. aff picensis* s'effectuant au niveau de l'échantillon COK-40, celles de *Guttacapsa* sp., *S. elatica* et *S. fossilis* au niveau de l'échantillon COK-43 et celles de *M. gracilis*, *Novixitus* sp. dans l'échantillon COK-44. L'espèce *S. stocki* s'éteint en même temps que *C. messinae*. Les extinctions (ou pseudo-extinction) des autres spumellaires comme *P. pseudomacrocephala*, *R. radiosum* et *T. pacifica* s'effectuent dans l'échantillon COK-52 et celles de *R. hispidum* et *D. montisserei* dans l'échantillon COK-58. Toutefois, dans l'intervalle des échantillons COK-40 – COK-58 le rapport déterminé par le nombre d'espèces disparues sur le nombre d'espèces disparues «FO/LO » reste déficitaire car le rythme des extinctions s'avère plus accéléré que celui des apparitions se faisant surtout au profit des spumellaires. Il en résulte, tout de même, un renouvellement de la faune des radiolaires caractérisé par des spumellaires qui étaient rares antérieurement, au détriment de celles des nassellaires. De tels renouvellements (Fig. 40) observés dans la série étudiée a été signalé dans d'autres secteurs par plusieurs auteurs (Marcucci et al., 1991 ; O'Dogherty, 1994 ; Erbacher et Thurrow, 1997 ; Erbacher, 1998 ; Salvini et Marcucci Passerini, 1998 ; Premoli Silva et al., 1999). Ce bioévènement s'avère donc universel, il a été repéré dans la plupart des séries à faciès océanique. Le fait qu'il soit synchrone, nous le considérons aussi comme marqueur de la limite C/T. En ce qui concerne les dépôts étudiés, il coïncide aussi avec le shift d'*Heterohelix* (Soua 2005 ; Soua et Zaghbib Turki, 2006). Il a été noté par plusieurs auteurs que l'intervalle du passage C-T est caractérisé par une diminution accélérée du nombre d'espèces de radiolaires (O'Dogherty, 1994 ; O'Dogherty et Guex, 2001). Cet événement est relayé par un renouvellement faunique déterminé par l'apparition de nouvelles lignées caractéristiques du Crétacé supérieur.

O'Dogherty et Guex (2001) ont souligné que l'événement d'extinction massive, se traduisant par la disparition de 60% de la faune de radiolaires (O'Dogherty, 1994), avait coïncidé avec les

phases simultanément anoxique et transgressive du Cénomaniens supérieur (EAO-2). Cette coïncidence a été vérifiée à l'échelle globale, et de nombreuses espèces ont disparu dans les premiers niveaux de black shales alternant avec les niveaux à radiolaires et riches en MO qualifiés de phtanites. Certains auteurs pensent que de tels dépôts résultaient d'une productivité planctonique accrue (De Wever et Baudin 1996), coïncidant avec le plus haut niveau marin (atteignant 255 m) qu'aurait connu la Terre durant toute son histoire (Haq et al., 1987 ; Hardenbol et al., 1998). Par conséquent les « black shales » correspondent à l'enregistrement de l'étape initiale de la transgression qui a succédé à la chute mineure du niveau marin se produisant vers la fin de la sous-zone à Biacuta (U.A. 18).

2. Bioévénements enregistrés dans la région de Bargou

L'analyse détaillée de la microfaune planctonique nous permet d'ajouter que ce début de l'évènement anoxique précède peu la disparition du genre *Rotalipora*. A propos des radiolaires, le renouvellement faunique s'est produit non pas au début de l'évènement anoxique mais plutôt vers sa fin. Ainsi, la disparition du genre *Rotalipora* et le renouvellement faunique des radiolaires sont deux bioévénements remarquables mais non contemporains. Le premier s'est effectué vers le début de l'EAO et le second a eu lieu vers sa fin, dans la partie moyenne de la zone à *W. archaeocretacea*. Quant à la disparition du genre *Rotalipora*, elle s'est effectuée probablement au début de la transgression principale du Cénomaniens supérieur.

3. Effets de la dissolution et de la diagenèse

Bien que l'abondance des radiolaires soit influencée par l'histoire diagénétique que subissent les sédiments, cette influence est considérée comme constante tout au long de l'intervalle étudié, compte tenu de l'homogénéité lithologique de toute la série étudiée (alternance entre des calcaires laminés en plaquettes et des marnes noirâtres à grisâtres riches en matière organique et des niveaux siliceux). Des observations similaires ont été décrites par certains auteurs travaillant sur des dépôts analogues en Italie et en Atlantiques (O'Dogherty, 1994 ; Salvini et Marcucci Passerini, 1998 ; Musavu-Moussavou et Danelian, 2006 ; Musavu-Moussavou et al., 2007)

admettent que l'évolution de l'abondance verticale et latérale des radiolaires pourrait, dans ce cas, renseigner sur des changements paléo-environnementaux.

4. Coïncidence des événements

Il est admis aussi que les radiolaires sont plus abondants dans les sédiments qui se sont accumulés sous des conditions eutrophiques (DeWever et al., 2001 ; Musavu-Moussavou et al., 2007).

L'analyse de comportements des radiolaires appuyée par une étude biostratigraphique de haute résolution

L'étude stratigraphique de haute résolution et l'analyse des valeurs de $^{13}\text{C}_{\text{org}}$ (Fig. 42) permet, une meilleure comparaison entre le comportement des peuplements du domaine sud téthysien et ceux d'ailleurs enregistré à l'échelle globale. Ainsi, la série de la coupe COK, par sa richesse en radiolaires, nous facilite la comparaison de l'intervalle du passage C-T de Tunisie avec le niveau Bonarelli et à Damerera rise. (Marcucci et al., 1991; O'Dogherty, 1994 1997; Salvini et Marcucci-Passerini, 1998 ; Musavu-Moussavou et Danelian, 2006 ; Musavu-Moussavou et al., 2007). Toutefois, cette dernière contient des niveaux là où les radiolaires sont quasi absents. D'autre part elle est riche également en foraminifères, alors elle peut être corrélée au niveau Thomel en France, au Bridge Creek à Pueblo en Amérique. Ainsi, vue sa richesse en faune mixte à foraminifères planctoniques et à radiolaires et vue son faciès à la fois carbonaté et siliceux, la coupe COK facilite d'avantage cette corrélation et son échantillonnage à haute résolution a aussi permis de détailler et de préciser les niveaux corrélables d'affiner le comportement des groupes de radiolaire tout en s'appuyant sur une analyse biostratigraphique de haute résolution.

La deuxième moitié de chacun des échantillons récoltés dans les coupes étudiées a servi pour l'analyse des éléments chimiques à savoir les Éléments traces et majeurs dont les différents indices ont été utilisés comme étant des indicateurs des variations du flux détritique, des conditions d'oxydo-réduction du fond, et de la productivité primaire.

PARTIE IV

CHIMIOSTRATIGRAPHIE, CYCLOSTRATIGRAPHIE, ET STRATIGRAPHIE SÉQUENTIELLE

Chapitre 1 : Chimiostratigraphie

Chapitre 2 : Coïncidence des événements

Chapitre 3 : Cyclostratigraphie et analyse de séries temporelles

Chapitre 4 : Stratigraphie séquentielle

Chapitre I Chimiostratigraphie

Éléments traces et majeurs

Pour les analyses spectrométriques, les échantillons de roche préparés pour l'analyse géochimique sont concassés et broyés à l'aide d'un broyeur ordinaire. La réduction en poudre des échantillons a nécessité l'usage d'un broyeur à billes de céramique. La poudre représentative de chaque échantillon est prête pour la dissolution à l'acide ou la fusion. Approximativement 5g de la roche totale en poudre sont requis pour une analyse complète de la roche, les éléments traces et majeurs.

a-Éléments majeurs

Pour les éléments majeurs, les spécimens sont en outre préparés par fusion de l'échantillon et du fondant, un mélange de métaborate de lithium et de tétraborate de lithium, puis par dissolution du mélange en fusion dans l'acide nitrique (HNO_3). Les spécimens sont analysés par un spectromètre d'émission atomique au plasma (ICP-AES). Cette méthode est appropriée pour des échantillons contenant plus de 5% de soufre, ou une quantité importante de barite, ou des teneurs de Cu ou de Pb de l'ordre du pourcentage, ou pour des échantillons en quantité insuffisante à la préparation des disques de verre utilisés pour le dosage des éléments majeurs par FRX.

b-Éléments traces

Pour les éléments en trace, la préparation des échantillons s'effectue par la dissolution totale de l'échantillon dans les acides nitrique, perchlorique et hydrofluorique suivie d'une fusion au métaborate de lithium de tout matériel résiduel. Les analyses réalisées par la méthode ICP-MS, les analyses se sont effectués en utilisant un spectromètre de masse ICP.

Pour utiliser les concentrations des éléments traces afin de reconstituer les conditions paléoenvironnementales, il faut estimer si les échantillons sont relativement enrichi ou appauvri. En général, le degré d'enrichissement ou de l'appauvrissement d'un élément trace dans un

échantillon est évalué par rapport à sa concentration dans une référence qui est appelée Average shale (Wedepohl, 1971, 1991; McLennan, 2001; Tribovillard et al., 2006).

Les sédiments et les roches sédimentaires peuvent avoir des proportions de phases minérales variables, souvent d'origine biogénique, qui dilue l'abondance d'un élément trace dans un échantillon. Les diluants biogéniques les plus communs sont le carbonate de calcium et l'opale. Ainsi, pour être en mesure de comparer des éléments traces dans des échantillons à proportions variables de carbonate et d'opale, il est recommandé de normaliser ces éléments traces par les concentrations d'aluminium (Calvert et Pedersen, 1993; Tribovillard et al., 2006). Pour la plupart des dépôts sédimentaires, l'aluminium peut être considéré comme un indicateur de la fraction d'aluminosilicates dans le sédiment, avec très peu de capacité de se déplacer au cours de la diagenèse (Brumsack, 1989; Calvert et Pedersen, 1993; Morford et Emerson, 1999; Piper et Perkins, 2004).

Pour rendre les résultats de la procédure de normalisation plus facile à interpréter, il est appelé à utiliser les facteurs d'enrichissement (EF):

$$EF_{\text{élément X}} = (X/Al_{\text{échantillon}}) / (X/Al_{\text{average shale}}).$$

Si EF_X est supérieur à 1, alors l'élément X est enrichi par rapport à l'average shale et si EF_X est inférieur à 1 il est alors appauvri.

Afin de compenser la dilution du carbone organique et des carbonates, les concentrations des éléments ont été normalisées à Al.

Les courbes de valeurs de certains marqueurs géochimiques sont présentés dans la Figure 61 et interprétés en termes de variation du flux détritique, productivité primaire de surface, et de conditions d'oxydo-réduction du fond durant la période du dépôt du Bahloul, s'étendant du Cénomaniens supérieur au Turonien inférieur. Pour éviter l'influence de la variabilité du contenu de carbone organique, carbonate et de la silice biogénique, les concentrations d'éléments ont été normalisées à l'aluminium (Al). Bien que la réduction de certaines quantités de Al de l'eau de mer par voie d'oxydation ne puisse pas être exclue, cet élément est généralement censé représenter une mesure fiable de la charge terrigènes dans les sédiments marins. Une autre raison pour l'utilisation d'Al est que cet élément n'est généralement pas diagénétiquement labiles. Le

facteur d'enrichissement (FE) pour chacun des éléments traces dans des échantillons a été calculé comme suit :

$$\frac{(\text{Élément/Al}) \text{ de l'échantillon}}{(\text{Element/Al}) \text{ shale}}$$

Ceci a été effectué en utilisant des valeurs de concentration pour l'Average Shale de Wedepohl (1978) pour le Zn, Mo, Sb, Cd, Pb, etc... et de Gromet et al. (1984) pour l'Al.

1. Indicateurs des variations du flux détritique

Afin d'évaluer les apports détritiques dans le bassin sédimentaire, Machhour et al. (1994) ont déterminé la relation géochimiques D^* , qui est exprimée par $Al/(Al + Fe + Mn)$, en tant que marqueur ou indicateur ou encore « proxy ». Dans la province septentrionale (la coupe GH) (Fig. 62), la valeur moyenne D^* est de 0,63 dans la partie inférieure de la Formation Bahloul et atteint 0,71 dans la partie supérieure de la même formation contre 0,55 dans les shales terrigènes typiques de Wedepohl (1978). Dans la province méridionale (coupe OH, dans la région de Gafsa) D^* a augmenté dans l'intervalle riche en MO (une valeur moyenne d'environ 1,94) indique un apport terrigène important durant la période de dépôt de la Formation Bahloul. Toutefois, le rapport Ti/Al montre une nette diminution pour les différentes coupes effectuées dans ce travail (Fig. 61 ; Fig. 62). Cette différence de comportement peut être expliqué par le fait que D^* , est généralement lié à l'apport fluvial, tandis que Ti/Al indique un apport éolien (Wehausen et Brumsack, 2000).

En fait une approche commune a été d'usage pour évaluer le contenu et la source de composants détritiques dans le bassin sédimentaire en interprétant l'enregistrement du rapport Ti/Al. Basé sur des études de sédiments récents (Emelyanov et Shimkus, 1986), le Titane (Ti) tend à être enrichi en fin silts détritiques et les fluctuations du profil de Ti/Al indiquent généralement les variations de la source de la force éolienne (Bertrand et al., 1996 ; Rachold et Brumsack, 2001). Dans les coupes étudiées, Ti/Al montrent des valeurs oscillant autour de 4,5 dans les calcaires sous-jacents à la Formation Bahloul, une nette diminution dans l'ensemble de l'intervalle de la Formation Bahloul à un minimum de 2,9 et des rapports plus élevés dans la partie supérieure de ladite

Corrélation chimiostatigraphique

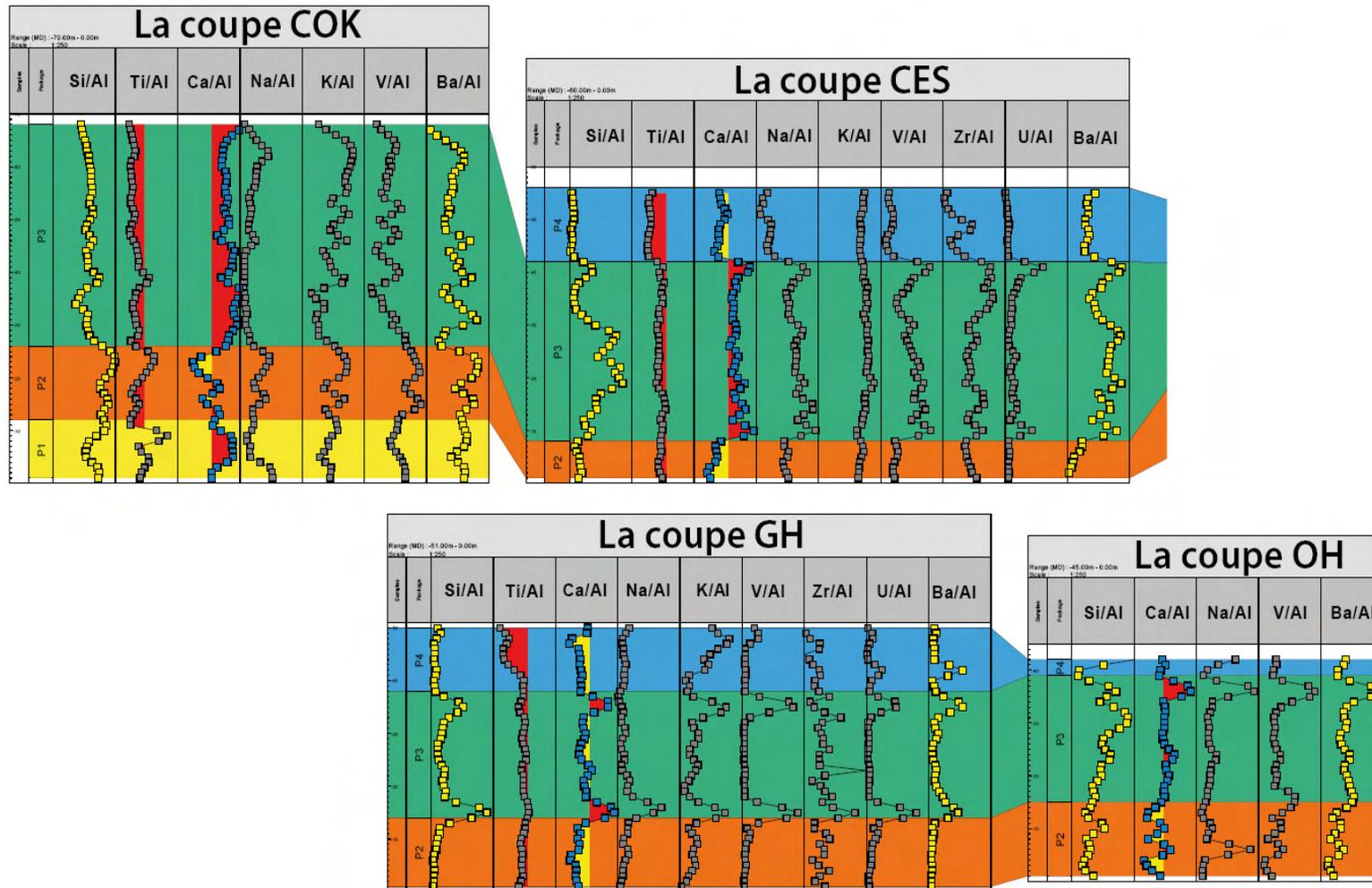


Figure 61 - Corrélation chimiostatigraphique entre les différentes coupes étudiées et les « Packages » générés dans cette étude pour la Formation Bahloul. Noter que ladite formation montre généralement trois unités, sauf dans la région de Bargou, l'unité basale est différente

formation à environ 5,2. Cette tendance pourrait indiquer la dilution du matériel transporté par le vent en raison du taux élevé de l'écoulement.

Curieusement, la tendance à la baisse du taux de Ti/Al au cours du dépôt la Formation Bahloul est interrompue par un intervalle de Ti/Al élevé qui correspond à des niveaux riches en MO et pauvre en Si (Fig. 61 ; Fig. 62). Les associations possibles entre Ti et M.O. ont été indiquées à être responsable de l'enlèvement du métal de la colonne d'eau de mer (Kryc et al., 2003). De même, la récupération des processus de dissolution de Ti par décantation des particules dans les moments de forte intensité de dépôts de la MO peut avoir favorisé l'accumulation du Ti dans les dépôts de la Formation Bahloul, occultant ainsi l'effet de la baisse de l'apport de Ti éoliens. Cela pourrait être la raison de l'augmentation du Ti/Al observé dans la partie centrale de la Formation Bahloul.

La Figure 61 également montre le profil du rapport Rb/Al. Parce que Rb est essentiellement fixé à l'illite, son contenu est lié à la fraction la plus fine (Rachold et Brumsack, 2001). Les valeurs de Rb/Al fluctuent largement à travers l'intervalle de dépôt de la Formation Bahloul à Guern Halfaya et la moyenne est plus élevée que celle de la partie sous-jacente et sus-jacente (respectivement les Formations Fahdène et Kef), en suggérant des cycles d'épisodes répétés de décharge fluviale renforcée par l'EOA-2.

2. Indicateurs des conditions d'oxydo-réduction du fond

Le rapport $V/(V + Ni)$ et les concentrations en Cr pourraient indiquer des conditions d'oxydo-réduction au cours du dépôt de la Formation Bahloul. La courbe des données de $V/(V + Ni)$, montre un intervalle de 0,36 et 0,80 dans la province septentrionale; 0,37-0,93 dans la province centrale; 0,33 et 0,70 dans la province meridionale (Fig. 62).

Toutefois, Hatch et Leventhal (1992) supposent que l'intervalle compris entre 0,54-0,80, indique des conditions anoxiques au niveau de l'interface eau/sédiment mais, des valeurs plus élevées ($> 0,80$) sont indicatrices des conditions euxiniques, tandis que les valeurs inférieures à 0,54, sont interprétées comme évocatrices des conditions oxiques au niveau du fond. Le facteur d'enrichissement de Cr/Al indique une source algale pour la MO, qui concentre l'élément Cr, avec un potentiel d'oxydo-réduction important et en tenant compte de la disponibilité de la réduction de Cr^{3+} pour réagir avec la MO (Hatch et Leventhal, 1992).

Elements	Lees principale espèces dans un milieu oxygène et état d'oxydation	Concentration moyenne (nmol/kg)	Temps de résidence (kyr)	Spéciation dans des conditions de réduction	Average shale de la croûte sup (µg/g) ^a	Average shale Australien post-Archaen (µg/g) ^b	Average shale (µg/g) ^c
Mn	MnO ₂ and Mn ²⁺ /Mn(IV) and Mn(II)	0.36	0.06	See text	600	1400	850
Ba	Ba ²⁺	109	10	See text	550	650	650
Cd	CdCl ⁺ /Cd(II)	0.62	50	CdS/Cd(II)	0.1	0.1	0.3
Co	Co ²⁺ /Co(II)	0.02	0.34	CoS/Co(II)	17	20	19
Cr	Dominantly CrO ₄ ²⁻ /Cr(VI) + Cr(OH) ₃ ⁺ and Cr(OH) ₃ ⁰ /Cr(III)	4.04	8	Cr(OH) ₃ ⁺ , Cr(OH) ₃ , (Cr,Fe)(OH) ₃ /Cr(III)	83	100	90
Cu	CuCl ⁺ /Cu(II)	2.36	5	CuS CuS ₂ /Cu(I)	25	75	45
Mo	MoO ₄ ²⁻ /Mo(VI)	105	800	Thiomolybdates	1.5	1	1.3
Ni	NiCl ⁺ , NiCO ₃ , Ni ²⁺ /Ni(II)	8.18	6	NiS/Ni(II)	44	60	68
U	UO ₂ (CO ₃) ₃ ⁴⁻ /U(VI)	13.4	400	UO ₂ , U ₃ O ₇ or U ₃ O ₈	2.8	0.91	3
V	HVO ₄ ³⁻ and H ₂ VO ₄ ⁻ /V(V)	39.3	50	VO ₂ ⁺ , VO(OH) ₂ ⁺ , VO(OH) ₂ ⁰ /V(IV) V ₂ O ₃ , V(OH) ₃ ⁺ /V(III)	107	140	130
Zn	Zn ²⁺ /ZnCl ⁺ /Zn(II)	5.35	50	ZnS, (Zn,Fe)S	71	80	95
Al					80,400	84,000	88,900

^a McLennan (2001).

^b Taylor and McLennan (1985).

^c Wedepohl (1971, 1991).

Tableau 2- les données géochimiques des éléments traces étudiés, comparaison avec l'Average shale

Redox	Oxygène	Suboxygène	Anoxygène	Euxinique
			Pas de H ₂ S libre dans la colonne d'eau	H ₂ S libre présent dans la colonne d'eau
Concentration en O ₂ au fond marin (ml O ₂ /l H ₂ O)	[O ₂] > 2	2 > [O ₂] > 0.2	[O ₂] < 0.2	[O ₂] = 0

Les valeurs des concentrations de O₂ au fond marins sont valides pour les océans actuels

Tableau 3- Classification des environnements des dépôts (Oxygène, suboxygène, anoxygène et euxinique) d'après Tyson et Pearson (1991)

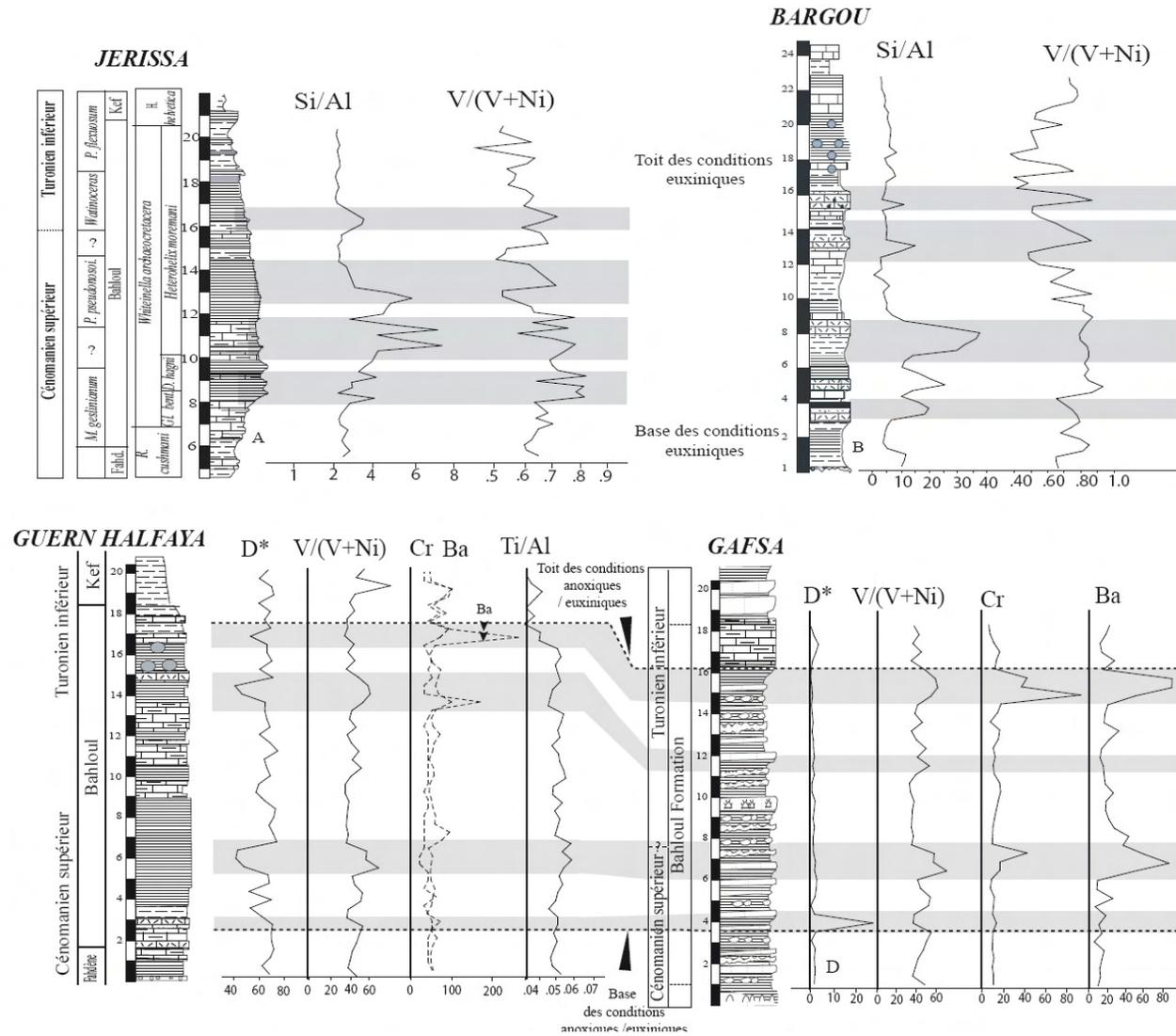


Figure 62 - Comportement des marqueurs de productivité (V/(V+Ni) ; Ba ; Cr et dans une moindre mesure Si/Al dans la région de Bargou) et les marqueurs de flux déritique (Ti/Al ; D*)

Les indications sur les conditions d'oxydo-réduction durant le dépôt de la Formation Bahloul Bahloul sont déduits de la proportionnalité de V avec le Ni, le Cr/Al et les facteurs d'enrichissement (FE) de Zn, Cd, Sb, Pb, Mo (Fig. 63A). Sous des conditions euxiniques (Tableau 1, Tableau 3), même si d'importantes quantités de vanadium et de nickel sont associés à des complexes métallo-organiques (Lewan et Maynard, 1982; Breit et Wanty, 1991), une présence importante de H₂S, générée par les bactéries, limite la disponibilité des cations du nickel en raison de la formation des complexes de NiS, alors que le vanadyle ou le vanadium trivalent est disponible (Lewan, 1984). À partir de la courbe V/(V + Ni) (Fig. 62 ; Fig. 64), il est évident que la plupart des valeurs tombent dans l'intervalle 0,54-0,80, proposé par Leventhal et Hatch (1992) en tant qu'indicateur de conditions d'anoxie, avec beaucoup de valeurs supérieures à 0,80 suggérant des conditions euxiniques, tandis que les séries sous-jacentes et sus-jacentes montrent des rapports inférieurs à 0,54 qui sont liées à des conditions oxiques du fond marin (Soua et al., 2008). Le profil de Cr/Al montre une valeur moyenne égal à 0,65, avec un maximum de ~ 4. La majorité des valeurs sont nettement plus élevés que le rapport de l'average shale (0,14; Gromet et al., 1984). Certains auteurs, cependant, suggèrent une origine entièrement détritique pour le Cr (par exemple Wignall, 1994; et les références qui y sont), donc, en combinant ces deux interprétations, l'augmentation des valeurs de Cr/Al dans l'intervalle de la Formation Bahloul suggèrent une forte relation entre le développement des eaux de fonds anoxiques et une importante décharge terrigène probablement due à l'écoulement des oueds.

L'enrichissement en Zn, Cd, et Sb caractérise la Formation Bahloul avec des valeurs moyennes, FE de 6,62 (max = 12,95), 12,02 (max = 29,60) et 10,63 (max = 28,20), respectivement. L'élément Pb est légèrement enrichi présentant une valeur moyenne de 1,45 (max = 3,33), tandis que pour Mo seulement trois échantillons ont une valeur FE supérieur à 1. Cette différence de comportement est lié aux différents mécanismes de détermination de l'enrichissement de ces éléments dans les sédiments riches en matière organique (i) précipitation syngénétique des minéraux sulfurés et (ii) l'interaction entre les métaux dissous dans l'eau de mer et de la matière organique, au cours de la sédimentation et la diagenèse précoce (Coveney , 1979; Holland, 1979; Coveney et Martin, 1983). Morse et Luther (1999) ont signalé que les cations Zn²⁺, Cd²⁺, Sb²⁺, et Pb²⁺, existant dans l'eau de mer oxique comme cations, possèdent un échange cinétique plus rapide de réaction avec le Fe²⁺, formant ainsi de leurs propres minéraux sulfurés. Différemment, Mo⁶⁺, présent dans l'eau de mer comme oxyanion MoO₄ doit être réduit à Mo⁴⁺ avant d'être

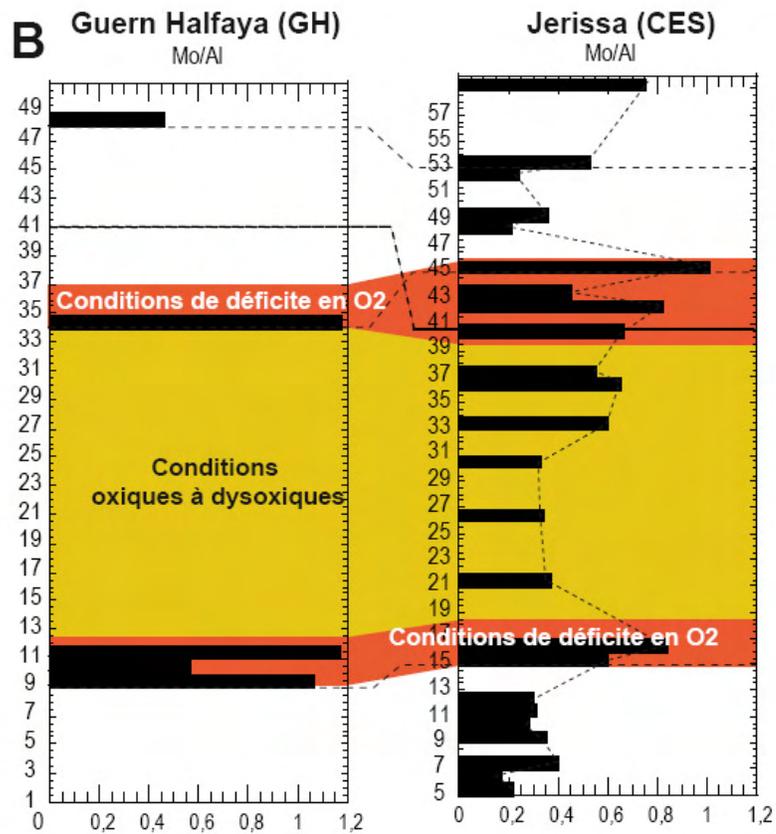
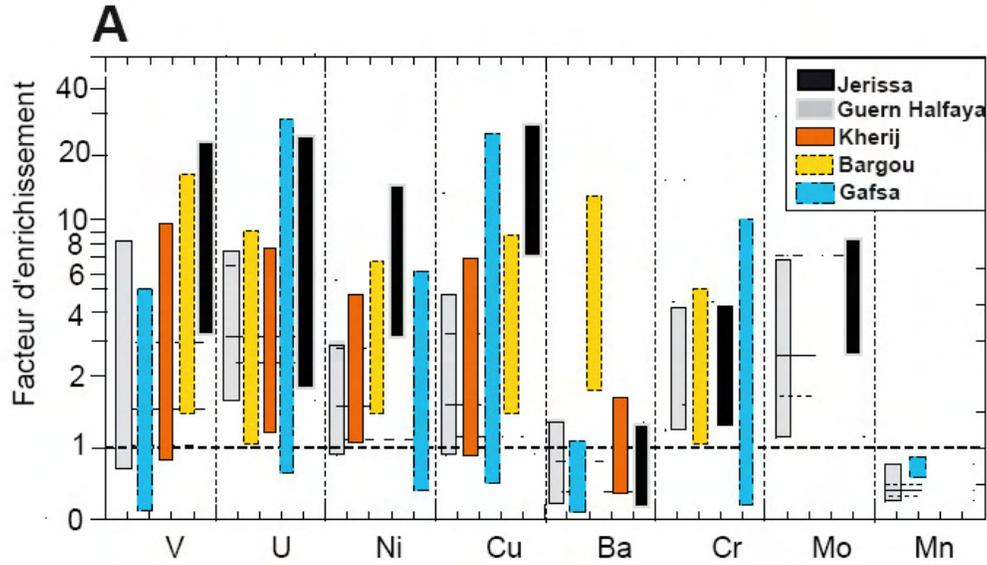


Figure 63 – A : Enrichissement des éléments traces dans cinq coupes de la Tunisie (CES, GH, KJ, COK et OH) ; B : Règne de quelques épisode de déficit en O₂, détectée à partir du comportement du Mo

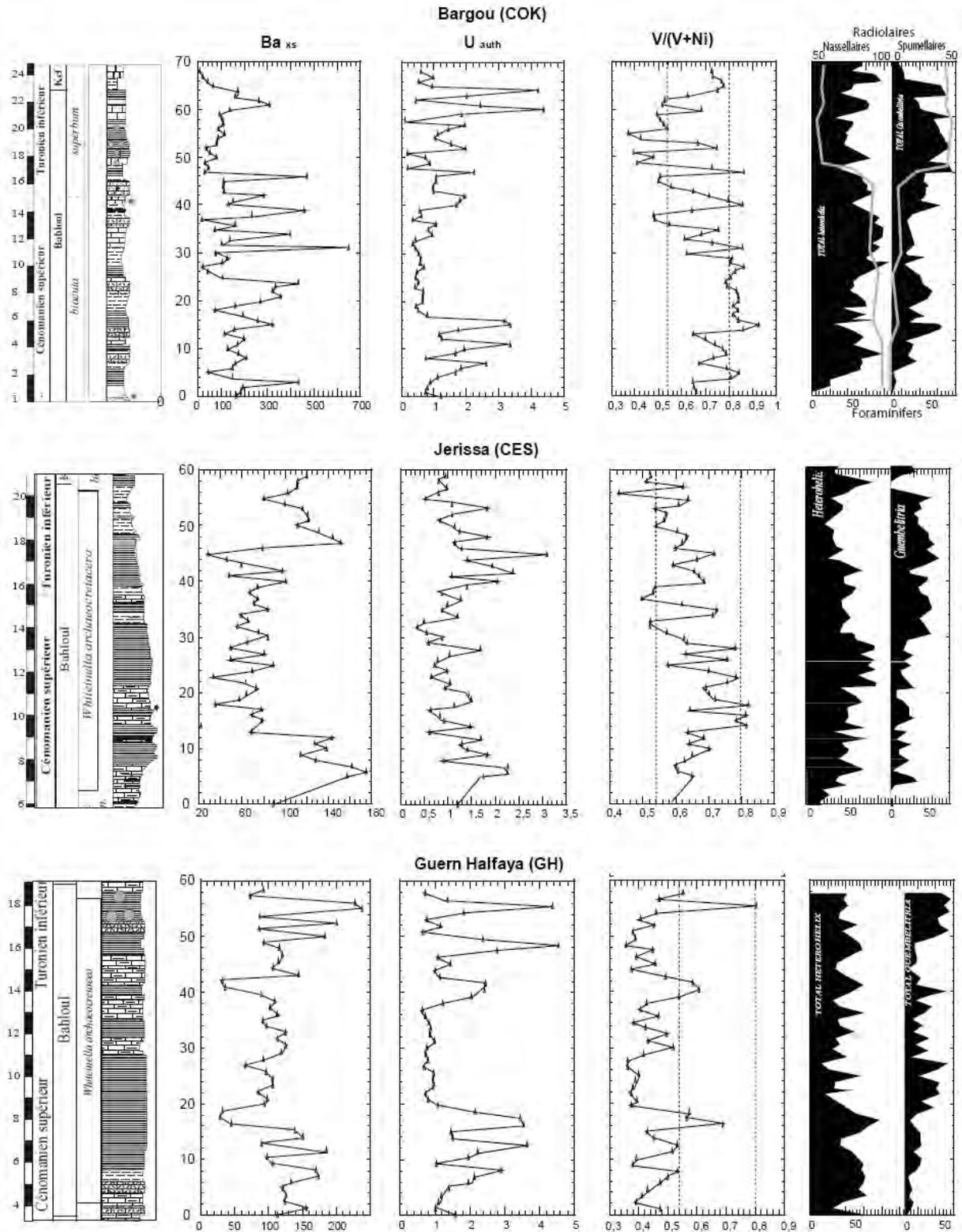


Figure 64 - Productivité primaire dans les coupes CES, COK et GH détectée à partir du comportement du Ba_{xs} , U_{auth} et du rapport $V/(V+Ni)$; superposé aux courbes d'abondance relative de *Heterohelix* et *Guembelitra*. Les hachures gris-claires représentent les niveaux hypoxiques ; les hachures gris-foncées représentent les niveaux eutrophiques

incorporer dans la pyrite. Ces considérations impliquent que les conditions euxiniques de fond sont fréquentes, au-delà de la formation de la pyrite, Zn, Cd, Sb et dans une moindre mesure, le plomb forme de sulfures propres comme le H₂S à haute activité.

Dans cette étape, Mo n'est pas piégé dans les sédiments, mais subit une réduction pour être incorporé dans la pyrite seulement au début de la diagenèse (Crusius et al., 1996; Algeo et Maynard, 2004; Perkins et Piper, 2004; Sundby et al., 2004 ; Tribovillard et al., 2006). En concordance avec l'actuel, l'élévation des facteurs d'enrichissement pour le Zn, Cd et Sb dans les échantillons étudiés de la Formation Bahloul (Guern Halfaya et Bargou) confirme la disponibilité de H₂S au fond au cours du dépôt de la Formation bahloul (Fig. 63 A et B), alors que le FE Mo rarement supérieur à 1 est indicateur de sa mauvaise intégration dans la pyrite s'effectuant probablement au cours d'un stade diagénétique précoce.

3. Indicateurs de la productivité primaire

Le Baryum (Ba) peut être le signe à la fluctuation de la surface de la productivité biologique à la surface des océans. La Formation Bahloul montre des rapports Ba/Al modérés à élevés avec une valeur moyenne de 30 dans les coupes de Guern Halfaya (GH), Jerissa (CES) et Bargou (COK) (Tableau 7 ; Tableau 8 ; Tableau 9), levées en Tunisie Centrale contre une moyenne de 196 mesuré dans la coupe de Gafsa (OH) située plus au sud. Les dépôts de la Formation Bahloul sont caractéristiques de la zone à minimum d'oxygène (ZMO) (Soua et Tribovillard, 2007), ce qui est cohérent avec les résultats d'oxydo-réduction des éléments sensibles, implicite de forte à moyenne saturation de barytine. Si/Al est également considéré comme un indicateur de la productivité primaire, qui dans la coupe COK suppose en particulier des valeurs élevées, jusqu'à 37 et une valeur moyenne de près de 9 contre 3,39 (dans l'average shale) (Gromet et al., 1984), et 3 dans les autres coupes. Cela est probablement dû à l'abondance de radiolaires spécialement dans les cherts, et les schistes noirs (coupe COK) (Soua et al., 2006).

En fait, comme étant des proxys (indicateurs) potentiels pour la productivité primaire, nous avons utilisé le rapport Si/Al et les valeurs de Ba_{exc} et U_{auth} ensemble (Fig. 62 ; Fig. 64). Dans ce travail, les carbonates biogéniques, généralement supposés être un indicateur de la productivité primaire, ne seront pas négligés en raison de fortes valeurs de CaCO₃% dans la Fm Bahloul mais

peuvent être négligées pour la coupe COK, vu le faible taux de $\text{CaCO}_3\%$ (Fig. 42). Au-delà de la diminution d'organismes calcaires liés à l'anoxie dans la zone euphotique, l'absence de carbonate dans des intervalles riches en C_{org} est très commune et semble être liée à une hausse temporaire de la CCD en raison d'une augmentation de l'acidité de l'eau comme une conséquence du renforcement de l'oxydation de la matière organique (Fig. 64).

Dans les coupes COK et AZ (levées dans la région de Bargou), le rapport Si/Al montre une tendance caractérisée par des fluctuations sans enrichissement apparent dans la Formation Bahloul. Les valeurs importantes de Si/Al dans ladite formation correspondent à des niveaux riches en radiolaires présentant sous le microscope des tests bien préservés sphériques à elliptiques généralement remplis par de quartz calcédonieux (Fig. 67). Selon Kuroda et al. (2005), qui ont investigué le niveau Bonarelli à Gorgo Cerbara (Ombrie, Italie) par traitement d'image, ils supposent que le quartz calcédonieux remplaçant les radiolaires indiquerait la silice biogénique. Par conséquent, Si/Al peut être considérée comme un « proxy » fiable pour la productivité de surface. En revanche, des valeurs importantes de Si/Al dans les niveaux sus-et sous-jacents représenteraient un artefact diagénétique dû à une silicification omniprésente indiquée par la présence d'un ciment microquartzeux et le remplissage des fossiles calcaires (lame mince Fig. 67) par de la silice. La source de la silice est attribuée aux radiolaires reconnaissables comme des moules dispersées dans les dépôts relatifs à l'intervalle EAO-2.

En plus des indications d'un renforcement de la productivité de surface ont été fournies par l'enregistrement de Ba_{exc} (Fig. 64) calculé comme défini par Dymond et al. (1992) sur la base de laquelle $\text{Ba}_{\text{exc}} = \text{Ba}_{\text{sample}} - [\text{Al}_{\text{sample}} \times (\text{Ba}_{\text{shale}}/\text{Al}_{\text{shale}})]$, où Ba_{shale} et Al_{shale} sont ceux rapportés par Gromet et al. (1984) (Voir Tableau 1). La formation de la barytine (barite) biosynthétique se produit comme un processus d'accompagnement de la décomposition de la MO à travers la colonne d'eau une fois qu'elle a quitté la surface biologiquement productive. Dans ce modèle, le sulfate des protéines de la décomposition des agrégats organiques, tels que les pellets fécales, le baryum dissous dans l'eau de mer peuvent se combiner et précipiter sous la forme, dans une première phase, des agrégats amorphes de sulfate de baryum dans un microenvironnement oxic. Le sulfate de baryum se dissout puis se recrystallise en baryte dans une deuxième phase (Fig. 65) (Dehairs et al., 1980; Stroobants et al., 1991; Gingele et Dahmke, 1994).

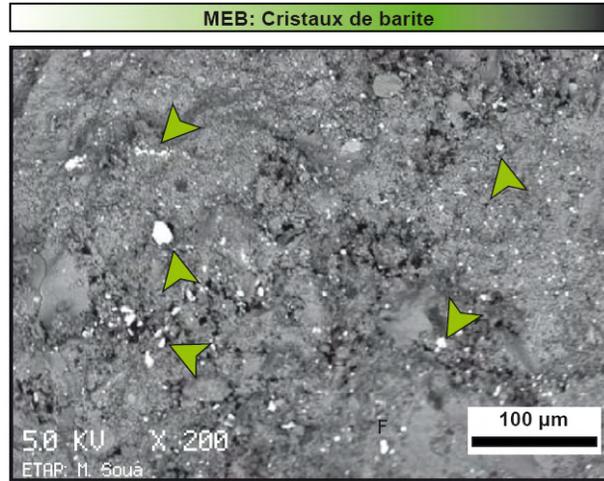


Figure 65 -Présence de cristaux de barytine (de couleur blanchâtre) de très petite taille (échelle 100 µm), sous le MEB (coupe GH, échantillon GH-32)

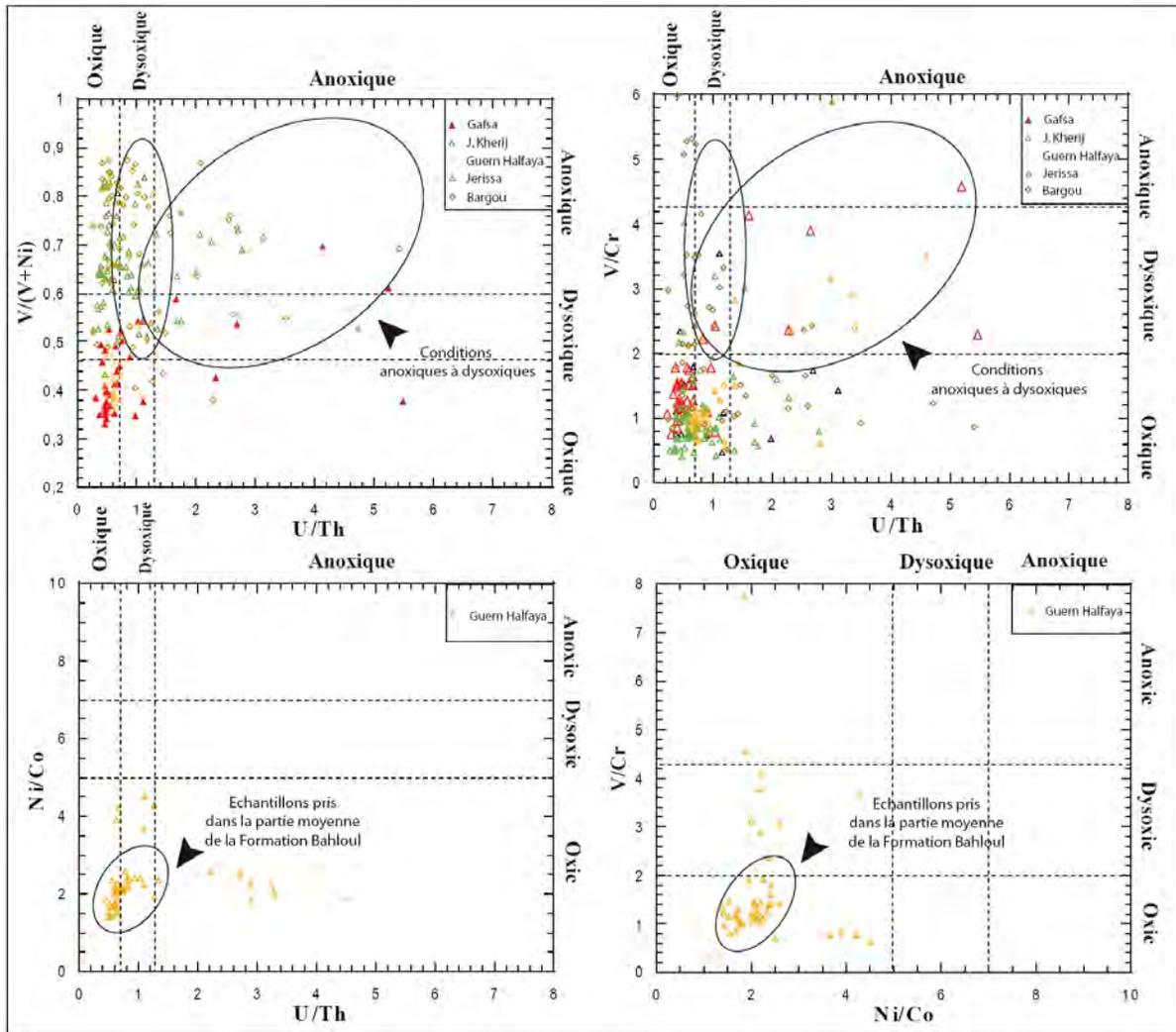


Figure 66 - Mise en évidence de parties anoxiques dans la formation Bahloul dans quatre coupes

Faciès siliceux : ciment microquartzeux, quartz calcédonieux

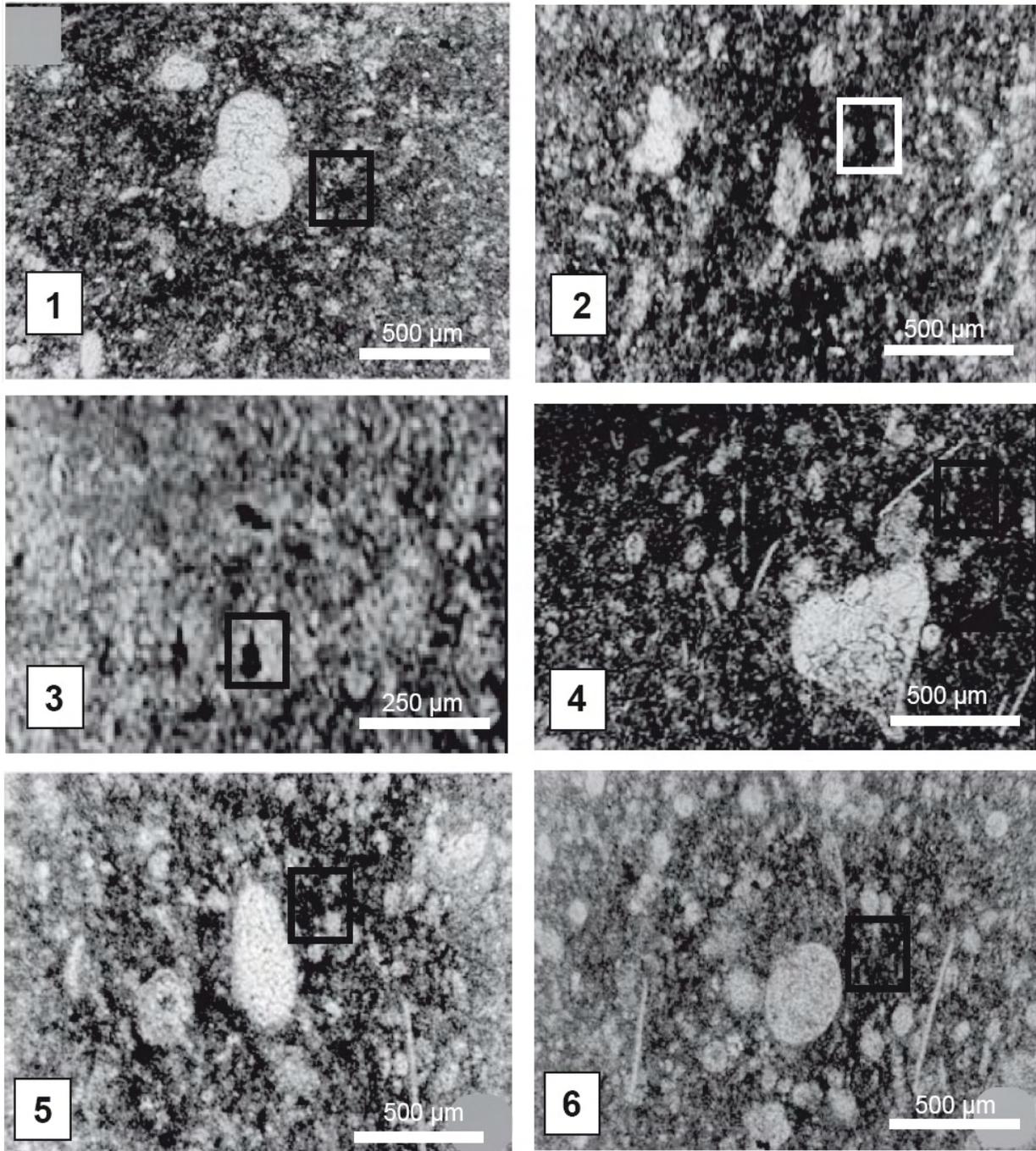


Figure 67 - Photos de lame-minces sous le microscope montrant des tests de radiolaires plus ou moins préservées sphériques à elliptiques remplacés ou remplis par de quartz calcédonieux (les cadres de 1,2,4,5) de couleur noirâtre

Le Ba_{exc} pour les coupes tunisiennes montre particulièrement des valeurs élevées dans les dépôts de la Formation Bahloul avec une valeur moyenne de 7397 ppm contre 477 et 1920 ppm dans les séries sous- et sus-jacentes, respectivement. Les observations au microscope à balayage ont montré la présence de cristaux de barytine de taille très petite (Fig. 65), qui soutient l'interprétation des valeurs importantes de Ba_{exc} dans la Formation Bahloul liées à l'accroissement de la productivité de surface.

La préservation de la barytine dans les sédiments riches en MO témoigne du taux modéré de la réduction du sulfate à l'interface eau-sédiment. Pour évaluer les conditions palaeoredox à l'interface eau/sédiment au cours de la diagenèse précoce, comme l'a fait McManus et al. (1998), nous avons conjugué nos données de Ba_{exc} avec des valeurs Uranium authigènes (calculé comme défini par Myers et Wignall, 1987, sur la base de laquelle $U_{auth} = U_{total} - (Th_{total}/5)$ en supposant que la fraction détritique contient la totalité de Th et possède un rapport de Th/U égal à 5, valeur voisine de celle de la croûte). L'uranium est retiré de l'eau de mer et l'eau de porosité et déposé dans les sédiments riches en MO (Anderson et al., 1989, Barnes et Cochran, 1990; Klinkhammer et Palmer, 1991), mais probablement la réduction de U ne se produit pas par simples réactions inorganiques en solution, car la réduction de U(VI) soluble à un U(IV) insoluble n'est pas rapporté dans la colonne d'eau riche en sulfure des bassins marins anoxiques, malgré des conditions thermodynamiquement favorables. Les facteurs limitants dans la réduction de U(VI) à U(IV) pourrait être liée à l'exigence de la surface des particules de catalyser la réaction inorganique et/ou la présence d'enzymes associées au fer et à des bactéries sulfato-réductrices qui sont capables de réduire l'U (Zheng et al., 2002; McManus et al., 2005).

La Formation Bahloul montre une valeur moyenne en U_{auth} de 2,26 ppm avec un maximum pouvant atteindre 5,27 ppm (Fig. 64). L'enrichissement de U_{auth} à l'égard de la valeur moyenne de schiste (0,2 ppm; Gromet et al., 1984) témoigne des conditions d'anoxie à l'interface eau/sédiment. Ces valeurs sont comparables à celles obtenues par Luning et al (2002) et Luning et Kolonic (2002) en travaillant sur les coupes KS et HM. Toutefois, ces valeurs sont beaucoup plus faibles que dans d'autres coupes (par exemple l'Italie) qui ne présentent pas d'enrichissement particulier de Ba_{exc} . Globalement, les résultats obtenus pour la coupe tunisienne

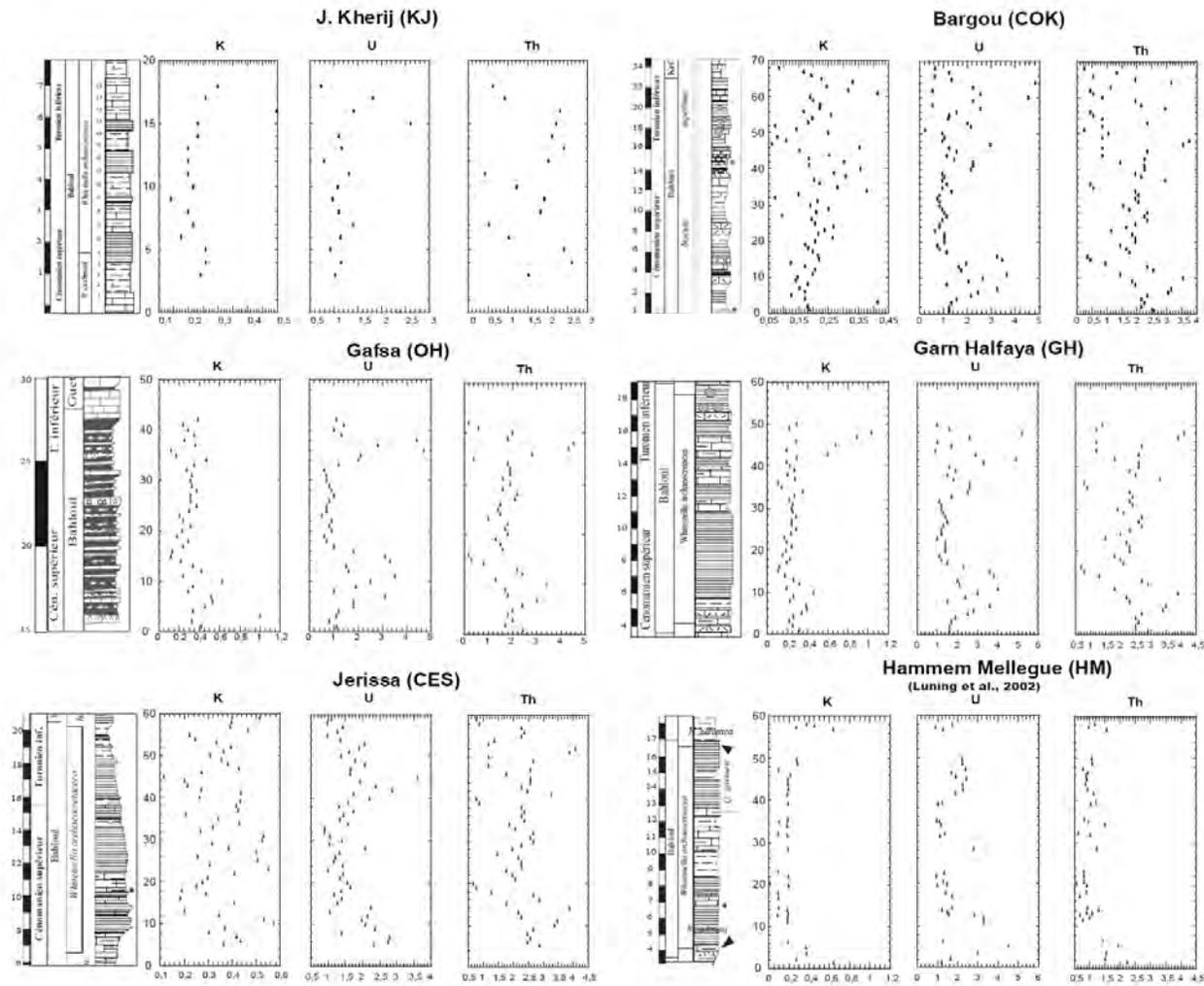


Figure 68 - Variation de K, U et Th dans les différentes coupes étudiées et comparaison avec le moyen-orient et le Tibet (Figure 69)

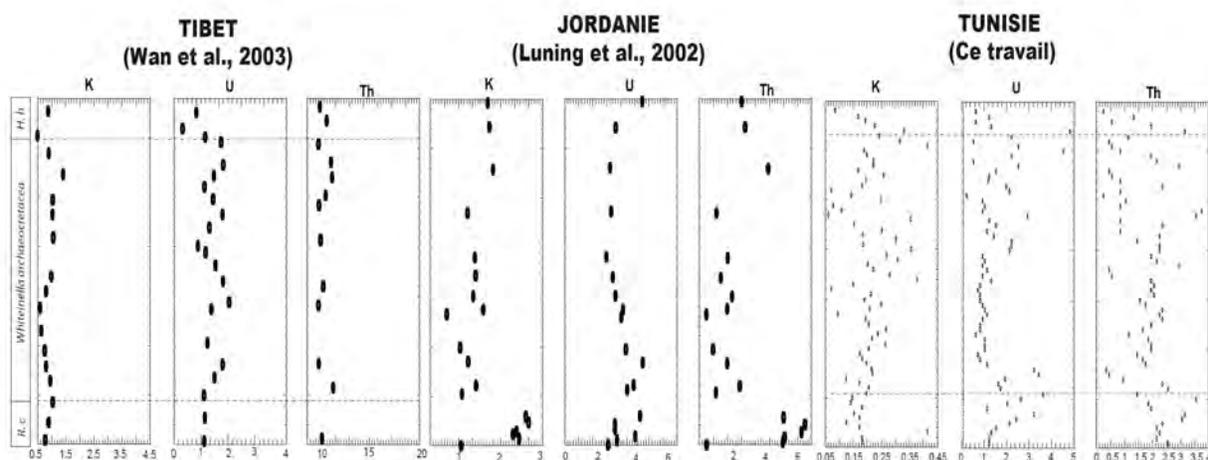


Figure 69 - Comparaison des variations de la concentration des éléments de K, U et Th entre le Tibet (Wan et al., 2003), la Jordanie (Luning et al., 2002) et la Tunisie (ce travail).

donne idée des réactions de la réduction de sulfate à l'interface eau-sédiments, ce qui a permis la préservation de la barytine dans l'ensemble de l'intervalle de la Formation Bahloul.

4. Discussion

L'augmentation de la productivité et les taux élevés de l'écoulement fluvial pourraient avoir induit l'épuisement de l'oxygène à l'interface eau/sédiment, l'amélioration de la préservation du C_{org} , comme indiquée par les valeurs élevées du rapport $V/(V + Ni)$ et des concentrations en Cr dans la Formation Bahloul.

Les changements dans la concentration des éléments indicatifs du flux détritique reflètent les variations du transport terrigène dans le bassin. Les basses valeurs du rapport Ti/Al concurrentes à des valeurs hautes de D^* sont considérées comme ayant été causées par une contribution importante d'un matériel fluvial, qui est généralement pauvre en Ti, dans un contexte d'apport éolien diminué, généralement enrichi en Ti, en raison d'un climat plus humide à la période du dépôt de la Formation Bahloul. Périodiquement, l'apport fluvial important, déclenché par un renforcement de l'humidité, a entraîné des eaux stagnantes et, par conséquent, il a réduit la ventilation du fond marin qui, à son tour, favorisé la préservation d'un taux plus important de matière organique.

Ce scénario est soutenu par le rapport de $V/(V + Ni)$ et les concentrations en Cr avec les valeurs importantes de D^* et faibles valeurs de Ti/Al tout au long de la Formation Bahloul. Inversement,

la réduction périodique de l'humidité a provoqué un renouvellement de la circulation avec renversement de la stratification des masses d'eau résultant en une diminution relative du contenu du ^{13}C dans les eaux de surface, ce qui explique la baisse épisodique des valeurs de ^{13}C à l'intérieur de l'intervalle dans la tendance d'élévation de la courbe de ^{13}C . En conséquence de l'efficacité du mode de circulation, le recyclage des éléments nutritifs provenant des eaux du fond aurait pu être plus marqué et qui coïncide avec le l'augmentation du taux de silice dans la région de Bargou (coupes COK et AZ), et moindre valeurs dans la coupe de Guern Halfaya (GH), de carbonate et de la matière organique, comme en témoigne la production relativement plus élevés de Si/Al et de CaCO_3 . En même temps, une augmentation de l'apport d'oxygène vers les eaux profondes induites par l'augmentation de MO à oxyder, ce qui peut être raisonnablement inféré par les faibles valeurs du rapport $V/(V + \text{Ni})$ et des concentrations en Cr.

La périodicité d'appauvrissement en oxygène des eaux de fond à la période du dépôt de la Formation Bahloul est témoignée aussi par l'occurrence, même si occasionnelle, des foraminifères benthiques dans la partie supérieure. Les foraminifères benthiques se manifestent généralement dans l'intervalle de faibles valeurs de $V/(V + \text{Ni})$ et de faibles valeurs de D^* . Cela prouve que les assemblages ne sont pas remaniés mais plutôt d'*insitu*.

Les Figures 62, 75-77, combinées, montrent que remarquablement, dans la Formation Bahloul, l'occurrence des foraminifères planctoniques correspond à des intervalles de faibles valeurs de D^* , qui représentent les périodes de moindre affluence fluvial et de stratification réduite de la colonne d'eau. Ces conditions correspondent aux temps de la productivité relativement plus élevé, salinité normale et bonne oxygénation.

Chapitre II – Coïncidences des variations des marqueurs chimiques et biotiques

1. L'enregistrement de l'événement anoxique du passage C-T en Tunisie

Selon des études antérieures, principalement basées sur des données géochimiques (Scopelliti et al., 2006; Brumsack, 2006; Soua et Tribovillard, 2007), et les données biostratigraphiques (Maamouri et al., 1994; Caron et al., 1999; Nederbraght et Fiorentino, 1999; Soua et al., 2006), la Formation Bahloul, riche en matière organique, coïncide avec l'OAE-2. Il s'étend sur la partie

supérieure de la zone à *Rotalipora cushmani*, du Cénomaniens supérieur, au sommet de la zone à *Whiteinella archeocretacea* et même à la partie inférieure de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*, du Turonien inférieur. L'apparition de conditions réductrices durant le dépôt de cette formation est antérieure à la limite C / T tels que définie par la première occurrence des représentants de *Watinoceras* et notamment *Watinoceras devonense* (Hancock et al., 1993). Cet événement est assez répandu à l'échelle globale. Il est connu aux Etats-Unis (ex. Pueblo), les zones européennes et Nord-afrique, au Tibet (Wan et al., 2003), dans la cordillère Bétique et les Apennins (O'Dogherty, 1994; Turgeon et Brumsack, 2006; Brumsack, 2006).

En Tunisie, en particulier à l'échelle des cinq coupes étudiées en terme de chimiostatigraphie, les traceurs chimiques sont à l'appui du développement de conditions anoxiques-dysoxiques lors du dépôt de la Formation Bahloul (Fig. 66). Ces données sont cohérentes avec celles de Thurrow et al. (1988), Scopelliti et al. (2006), Turgeon et Brumsack (2006), et Brumsack (2006). Ces auteurs, en décrivant cet événement dans plusieurs points dans le monde, en Atlantique (Thurrow et al., 1988), en Western Interior (Zelt, 1985), dans le domaine de la Tethys en Italie, à Gubbio (Brumsack, 2006), , dans le Nord-Ouest de l'Europe (Jarvis et al., 2001) et au Maroc, à savoir, Tarfaya, (Luning et Kolonic, 2002), ont conclu que c'est un événement océanique global. En Tunisie (Fig. 8), l'OAE-2 est également enregistré dans les milieux de type bassin et les grabens qui bordent la plupart du temps les structures diapiriques ou récifales (Bishop, 1988; Maamouri et al., 1994; Luning et al., 2004; Soua et Tribovillard, 2007; Soua et al., 2009). Cependant, cet événement anoxique n'a pas été étendu à l'ensemble du domaine marin. En effet, il n'est pas aussi clairement enregistré dans les environnements de plate-forme, notamment dans la région de Kasserine en Tunisie centrale et dans la plupart des localités de la région de Gafsa où affleure le passage C/T et dans la chaîne nord et sud des Chotts (partie supérieure de la formation Zebbag et la formation Kerker) (Figure 8, voir Soua et al. 2009, pour une synthèse). Il en est de même en Algérie dans le Tinerhert (Busson et al., 1999), au Maroc dans la région d'Essaouira (Icam, 1994) et dans certaines parties de l'Angleterre comme à Eastbourne (Keller et al., 2001) et en France au Pont d'Issole (Morel, 1998).

2. Causes possibles de l'événement anoxique du passage C-T

Là où ils sont développés, les dépôts riches en MO, les traceurs chimiques semblent varier de manière analogue dans les océans atlantique et téthysien, au moins au cours du passage C/T (Brumsack, 1980; Brumsack et Gieskes, 1983; Dean et al., 1984). A l'état actuelle de nos connaissances, il est souvent admis que le passage C / T correspond à l'enregistrement d'une phase d'eutrophisation qui compte parmi les principaux événements anoxiques qui avaient subi les océans, suite à un effet de serre survenu à une période de type climat chaud et humide (Hasegawa, 1997; Brumsack, 2006; Turgeon et Brumsack, 2006). Ainsi, les changements environnementaux ont conduit à l'accumulation généralisée des sédiments riches en matière organique, et à la prolifération biotique incontestable (Premoli Silva et al., 1999; Nederbaragt et Fiorentino, 1999; Accari et al., 2000; Soua, 2004; Soua et al., 2006).

Selon plusieurs auteurs (Jarvis et al., 1988; Robaszynski et al., 1990; Gale et al.; 1993; Luning et al., 2004; Soua et Tribouvillard, 2007) les dépôts de black shales au passage C-T souvent associés à l'intensification et l'expansion d'une zone à minimum d'oxygène (OMZ) le long des marges continentales de l'Atlantique et de la Téthys. Thurow et Kuhnt (1986) ont noté que les masses d'eau anoxiques se heurtant à la marge nord occidentale au niveau du Maroc sur une étendue ayant au moins 3000 m de profondeur. A l'actuel, la consommation d'oxygène dans les océans accrue est due à la décomposition lente de la MO et à la baisse de la diffusion d'oxygène dissous dans les eaux de surface pouvant conduire à de très faible teneur en oxygène des eaux intermédiaires. Cela signifie qu'il se produit une zone à minimum d'oxygène "OMZ" à travers le plateau et le talus supérieur des marges continentales. Toutefois conditions anoxiques ou même euxiniques sont généralement limitées à des bassins isolés. En outre Brass et al. (1982) et Hay (1988) ont proposé un mode de circulation de type halothermal durant l'intervalle C/T. Celui-ci prévoit la formation des eaux profondes et chaudes qui sont pauvres en oxygène dans les régions subtropicales, suite à une forte évaporation. Ceci contraste avec les caractéristiques de la circulation thermohaline développée à l'actuel où la circulation océanique profonde est entraînée

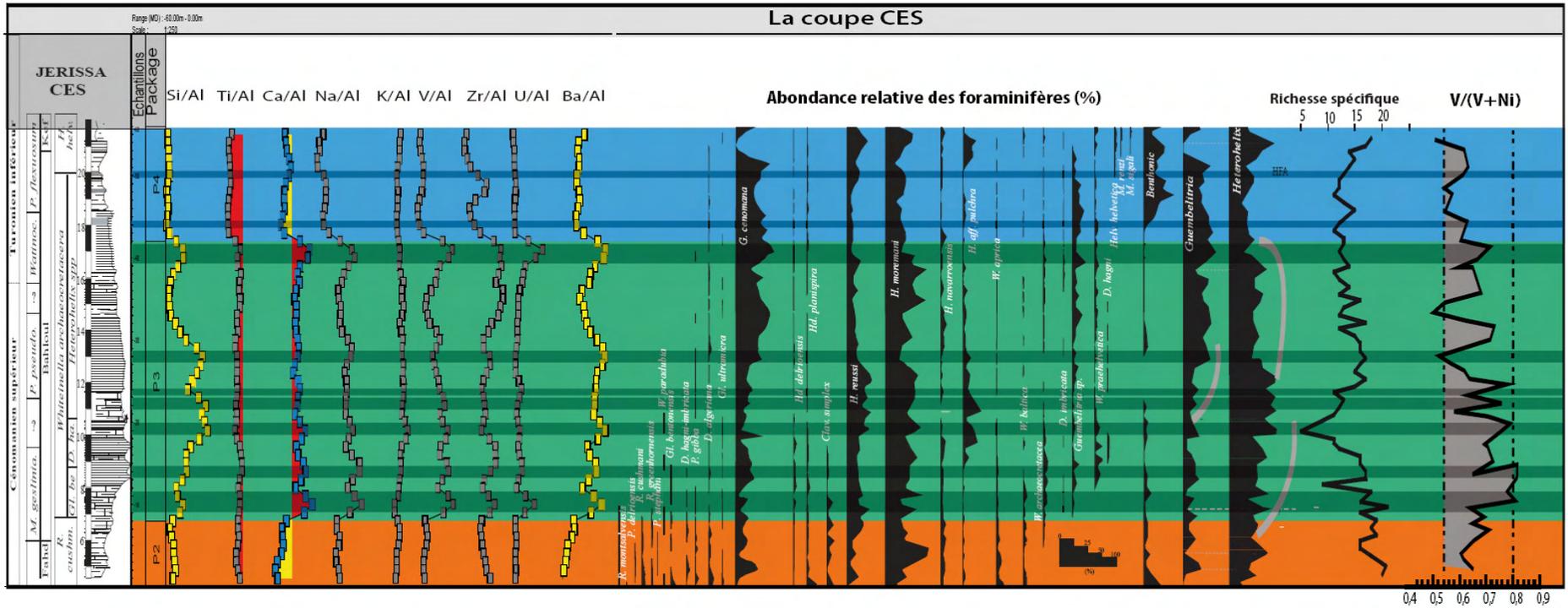


Figure 75 -Coïncidence des marqueurs chimiques (productivité) avec les marqueurs biotiques (notamment les habitants de surface, *Guembelitia* et *Heterohelix*) superposés avec la courbe de richesse spécifique des foraminifères planctoniques dans la coupe CES

par le naufrage des eaux froides bien oxygénées et denses par les courants de convection dans les régions polaires. Cela pourrait avoir abouti à un manque d'oxygène à l'échelle du bassin et même à une anoxie dans les parties profondes des bassins isolés tels que les océans Atlantique Nord et Sud à l'intervalle C/T (Zimmerman et al., 1987). Ces conditions paléocéanographiques extrêmes sont corrélées par la présence de marqueurs biologiques spécifiques (notamment l'*isorenietratene* et le *chlorobactane*) (Kuypers et al. 2002) qui suggèrent le développement d'une zone euxiniques temporaire dans le sud du proto-Atlantique Nord.

Kuypers et al. (2002) ont noté que la formation des eaux profondes durant la période de dépôt des black shale à l'intervalle C/T dans les basses latitudes Nord résulte probablement d'une combinaison de protection renforcée, due à l'anoxie accrue et une productivité accrue.

Dans notre modèle, nous proposons que lors du dépôt de la Formation Bahloul au passage C-T, deux épisodes principaux d'installation de conditions réductrices aient prévalu. Les indicateurs de la productivité et de l'oxydo-réduction ont marqué des augmentations suggérant développement de conditions anoxiques à euxiniques (déduit des données de $V / (V + Ni)$). Néanmoins, plusieurs événements biologiques ont eu lieu, à savoir, la disparition de certains genres principalement *Rotalipora*, apparition de nouvelles espèces, l'augmentation de l'abondance relative des petits hétérohélécidés (espèces cosmopolites habitant la surface). Ces bioévénements s'étaient développés dans des conditions à minimum d'oxygène. Quant aux représentants des *Guembelitria* (habitants de la surface eutrophe), ils peuvent indiquer que des conditions anoxiques avaient envahi la colonne d'eau, et ceci a provoqué l'extinction ou la pseudo-extinction d'espèces pélagiques dont les ammonites, les rotalipores carénées, et certaines espèces de radiolaires ...

3. Influence de la productivité primaire

Sur la base des indicateurs géochimiques utilisés dans ce travail (Fig. 75 ; 76 ; 77), il apparaît que les conditions lors de l'accumulation de la Formation Bahloul sont de type dysoxiques à anoxiques. Ceci est déduit de $V / (V + Ni)$ (Fig. 64), avec d'éventuelles périodes intermittentes de conditions euxiniques. En outre, la formation Bahloul se caractérise par des périodes de productivité

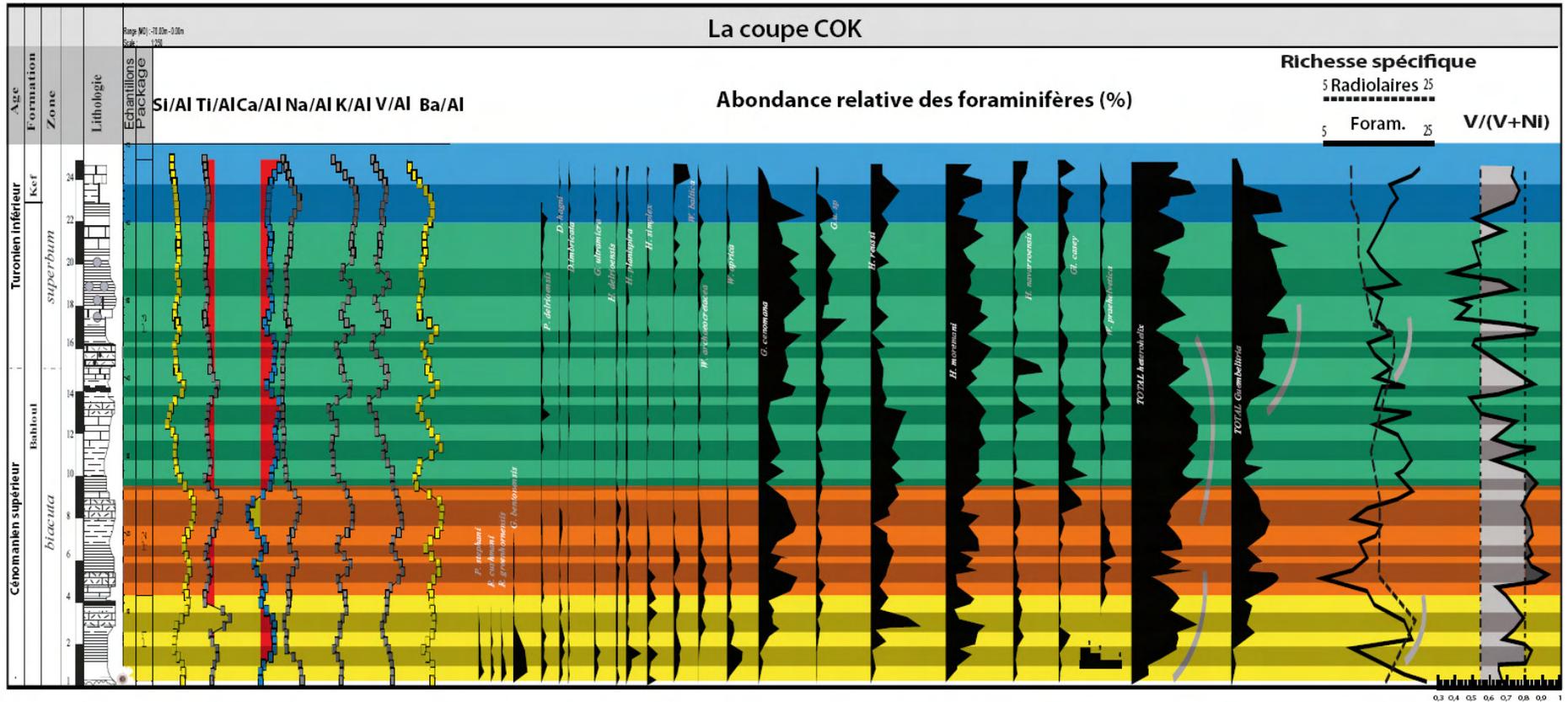


Figure 76 -Coïncidence des marqueurs chimiques (productivité) avec les marqueurs biotiques (notamment les habitants de surface, *Guembeltria* et *Heterohelix*) superposés avec les courbes de richesse spécifique des foraminifères planctoniques et des radiolaires dans la coupe COK

relativement augmenté. Il faut se référer à la bonne corrélation entre $V / (V + Ni)$ avec *Heterohelix* ainsi que les U_{auth} . En règle générale, la "productivité" suivant le modèle de Pedersen et Calvert, (1990) pourrait être appliquée là où les pics positifs des marqueurs redox-sensibles (U et V) et de la productivité (Ba, Cu et Ni) sont enregistrés. L'augmentation de la productivité des eaux de surface provoquant une anoxie des eaux du fond en conduit à un état où la demande d'oxygène dépasse l'offre de cet élément par la colonne d'eau. Selon certains auteurs (Kuypers et al., 2002; Algeo et Lyon, 2005; Scopelliti et al., 2006; Soua et al., 2008), l'augmentation de la productivité primaire peut avoir été induite par un apport fluvial renforcé. L'eutrophisation se produit dans les environnements les plus proximaux (voir la discussion dans Brumsack, 2006), comme l'Afrique du Nord (par exemple Luning et al., 2004). La concentration relativement élevée de matériaux terrigènes dans les eaux distales aurait été renforcée par la transgression marine. En outre, l'apparition de conditions anoxiques, enregistrée dans la partie inférieure de la Formation Bahloul, peut ne pas être causée par la productivité de surface. Ainsi, il pourrait être prévu que la productivité des eaux de surface n'est pas le seul facteur déclenchant le développement de conditions réductrices. Toutefois, il faut se référer au problème principal concernant cette formation, dans les structures péridiapiric et périrécifaux, comme à Guern Halfaya et Jebel Kherij.

Dans les coupes représentatives de pics des indicateurs de conditions appauvries en oxygène comme Mo/Al sont observées avant la limite C/T à quelques centimètres au dessous (Fig. 63A).

Pour les parties distales et les plus profondes du bassin, l'influence terrestre devient minime et la concentration en nutriments terrigènes devrait être faible. Ainsi, la source d'éléments nutritifs autochtone, étant réduite, une grande quantité de nutriment provient de la libération de la MO composée dans des conditions réductrices. Les conditions anoxiques développées au cours du Cénomanién supérieur (représenté par partie inférieure de la Formation Bahloul) seront déclenchées par l'augmentation de la productivité primaire soudaine, coïncidant avec la hausse du niveau des mers. Ces conditions anoxiques développées à la surface des océans, ont été probablement la cause principale de la mise en place des conditions réductrices à l'interface eau/sédiment et l'augmentation de la productivité primaire supposée pour le reste de la Formation Bahloul ayant conduit à l'installation de conditions anoxiques au fond marin. Les éléments Ti et K donnent des informations sur les éléments nutritifs libérés des terres émergées qui pourraient être combinés à l'OM (et Kolonic et Luning, 2002; Brumsack, 2006).

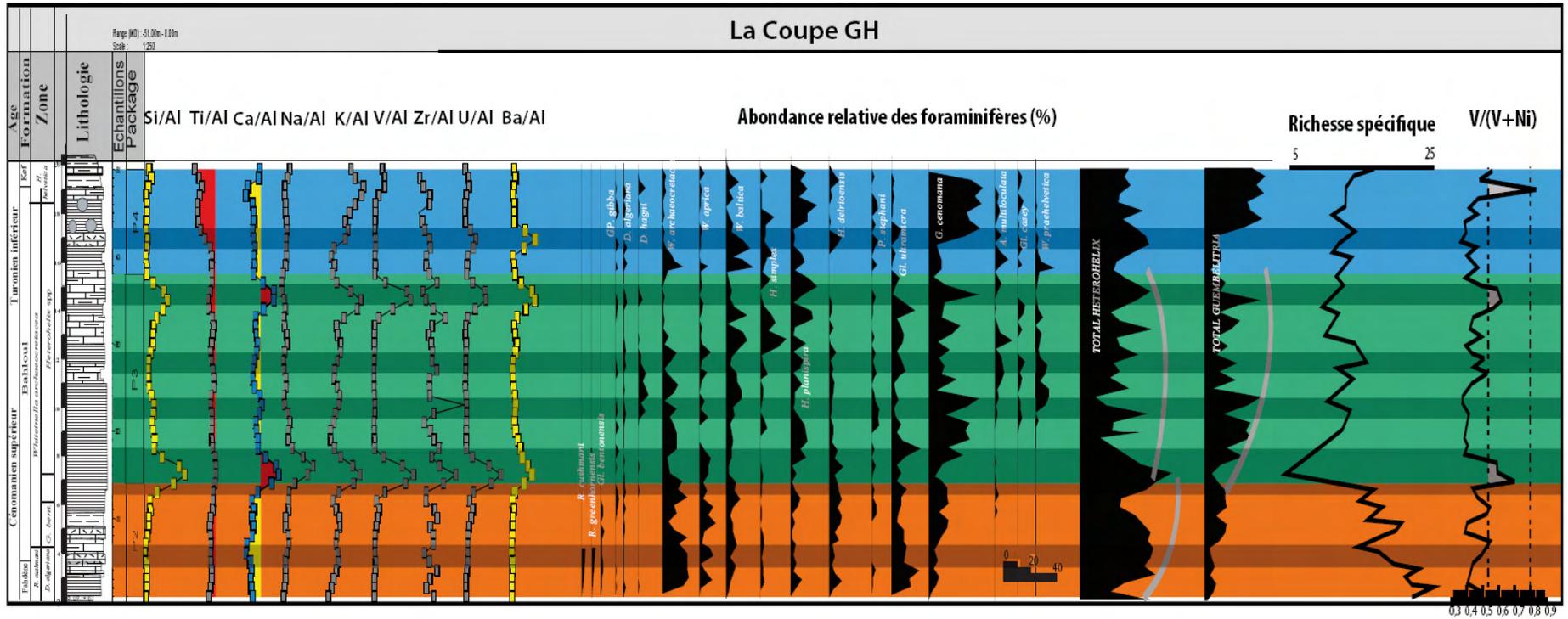


Figure 77 - Coïncidence des marqueurs chimiques (productivité) avec les marqueurs biotiques (notamment les habitants de surface, *Guembelitra* et *Heterohelix*) superposés avec la courbe de richesse spécifique des foraminifères planctoniques dans la coupe GH

4. Appauvrissement en Oxygène

L'appauvrissement en oxygène au niveau de l'interface eau/sédiment, enregistré dans certains niveaux de la Formation Bahloul, aurait pu être généré par une augmentation de la productivité et de l'apport fluvial, induisant une meilleure conservation du carbone organique, comme indiqué par les valeurs élevées du rapport $V / (V + Ni)$ et également d'une certaine façon valeurs élevées du rapport Cr/Al. L'appauvrissement en oxygène à l'interface eau/sédiments lors du dépôt de cette formation est témoigné aussi par les valeurs élevées de Mo/Al (Fig. 63). En outre et simultanément, la présence occasionnelle des foraminifères planctoniques supportant des conditions d'oxygène minimum (ZOM), dans les parties inférieures et supérieures de la Formation Bahloul, sont observés dans un intervalle de faible $V/(V + Ni)$. Dans le même ordre d'idée, certains auteurs (Algeo et Maynard, 2004; Tribovillard et al., 2006) mettent en valeur une gradation redox dans certains systèmes sédimentaires. Fondamentalement, à travers la Fm Bahloul, l'enrichissement en U et V, en l'absence de tout enrichissement en Mo, peut être provoqué par des conditions suboxiques/anoxique de dépôt sans libération de H_2S . D'autre part, les sédiments présentant des enrichissements concomitants en U, V et Mo reflètent des conditions euxiniques à l'interface eau/sédiment (Tribovillard et al., 2006). Ces conditions ont été simultanées à l'augmentation de l'abondance relative d'*Heterohelix* et de *Guembelitra*. Ainsi, on peut conclure que durant le dépôt de la Formation Bahloul, des conditions suboxiques à anoxiques auraient prévalu avec l'intermittence de conditions euxiniques.

5. Variation de la concentration du flux détritique

Les variations du matériel terrigène peuvent être déduites de l'évolution des concentrations des éléments indicateurs de flux détritiques. Scopelliti et al., (2006) ont noté que la baisse des rapports Ti/Al simultanée à des valeurs augmenté de D^* , reflète la contribution fluviale de Ti-appauvri, en même temps dans la poussière éolienne, et reflète aussi la diminution de la contribution de Ti-enrichi. Dans ces conditions, l'humidité accrue ayant entraîné une augmentation des apports fluviaux, induit donc le mode de circulation lente qui par conséquent réduit la ventilation de l'eau vers le fond marin, impliquant une meilleure conservation de la matière organique au sein de la Fm Bahloul (Soua et al., 2008).

En conséquence ce mode de circulation lente, le recyclage des nutriments provenant des eaux plus profondes pourrait coïncider avec l'augmentation de la production de matière

Eléments	Average Shale	Bargou		Gafsa		Guern Halfaya		Jerissa		Kherij	
		Moy	Max.	Moy	Max.	Moy	Max.	Moy	Max.	Moy	Max.
SiO ₂	58,9	22,02	106,32	13	29,53	13	22,98	10,36	19,93	20,32	31,67
TiO ₂	0,78	0,14	0,74	0,21	0,32	0,2	0,348	0,15	0,3	0,13	0,27
Al ₂ O ₃	16,7	2,2	4,48	4,46	14	4	8,6	3,2	6,32	2,29	4,81
Fe ₂ O ₃	6,9	–	–	2,7	15,5	1,6	2,72	1	3,21	–	–
MgO	2,6	–	–	1,6	14,41	0,35	0,55	0,46	0,7	–	–
CaO	2,2	44,77	124,35	32	43,75	43	48,99	46	52,7	36,23	41,65
MnO		–	–	0,17	0,5	0,02	0,03	<dl	<dl	0,013	0,018
K ₂ O	3,6	0,25	0,5	0,26	0,52	0,34	1,24	0,29	0,47	0,29	0,6
P ₂ O ₅	0,16	0,32	1,14	–	–	0,16	0,95	0,15	1,51	0,24	1,03
Ba	580	226,73	722,98	28,18	91,1	62	263	47,1	88,71	44,55	67,58
Cr	90	36	138,7	17,16	94,7	33	170	46,5	86,37	45,83	83,87
Cu	45	31,79	107,07	34,6	125,3	65	90	19	34,74	15,5	21,875
Mo	1	–	–	–	–	2	2	0,88	1,72	0,66	1,265
Ni	68	37,6	162,57	36,19	125,3	70	110	24,62	39,06	21,49	36,56
Sr	300	–	–	–	–	999	743	–	–	–	–
Th		1,73	3,74	1,81	4,5	2,27	4,1	2,2	4,07	1,63	2,62
U	3,7	1,56	4,84	1,6	4,7	2	5,2	1,65	3,606	1,22	2,612
V	130	104,86	403,542	36,88	179	67	366	46	82,71	51,3	80,21
COT	0,2	2,33	7,53	6,92	18,7	2,1	5,2	1,9	6,8	3,89	6

Tableau 7 - Valeurs moyennes (Moy) et maximales (Max) des éléments majeurs (sous forme d'oxydes) ; des éléments traces et du carbone organique total dans les cinq coupes étudiées (COK, GH, OH, CES et KJ)

organique et du rapport Si/Al (principalement dans la coupe COK de la région de Bargou) et du contenu en CaCO_3 (dans les autres coupes). En outre, la baisse du rapport $V/(V + \text{Ni})$ associés aux concentrations de Cr peut suggérer une augmentation de l'apport d'oxygène dans les eaux profondes. Les foraminifères planctoniques apparaissent généralement au cours des intervalles de valeurs faible de D^* , qui indiquent des périodes de faible apport fluvial ainsi que la baisse de la stratification de la colonne d'eau, coïncidant avec une période de forte productivité à la surface des océans. Ainsi, nos résultats indiquent que l'appauvrissement en oxygène au niveau de l'interface eau/sédiment a été périodique plutôt que continu pendant le dépôt de la Formation Bahloul.

6. Comportement des foraminifères planctoniques et des radiolaires

L'enrichissement des divers traceurs chimiques notamment de la teneur en matière organique, U_{auth} associé ou non à B_{axs} (Fig. 64) et la mise en place des conditions anoxiques sont très corrélables avec le comportement des foraminifères planctoniques (figures 75-77) vivant dans la partie photique de la colonne d'eau océanique (0 m à 200 m). Parmi eux, les plus sensibles à la détérioration des conditions d'oxygénation dans la colonne d'eau intermédiaire, déclenchée par l'augmentation de la productivité primaire et de l'appauvrissement en oxygène, ont été les rotaliporidés carénées. Ces morphotypes représentatifs sont censés être les habitants les plus profonds des eaux photiques (Hart, 1999). La disparition totale de ce groupe est observée dans la partie inférieure de la Formation Bahloul tant au J. Kherij, que dans les régions de Guern Halfaya, Bargou et Jerisa. Dans cette partie inférieure de la Formation Bahloul, les valeurs de U_{auth} sont encore très faibles. Les petit hétérohélicidés bisériés montrent une augmentation de leur abondance relative en même temps que la concentration de U_{auth} est accrue, et c'est dans la partie médiane de la Formation Bahloul. Les petits hétérohélicidés trisériés (*Guembelitra cenomana*) deviennent dominants, quand les traceurs chimiques de la productivité primaire ont atteint les valeurs les plus élevées. Ceci suggère l'aboutissement à un stade anoxique intense. D'ailleurs, dans la coupe COK de la région de Bargou, la faune planctonique contient aussi des radiolaires. L'impact des conditions anoxiques sur ce groupe est détecté en dépit de la rareté et la faible diversité de ce groupe de microfaune planctonique. Par conséquent, l'augmentation ultime de la productivité primaire associée à l'appauvrissement en oxygène a conduit à l'extinction ou pseudo-extinction de nombreuses espèces de nassellaires. En revanche les spimullaries

Eléments	Average Shale	Bargou		Gafsa		Guern Halfaya		Jerissa		Kherij	
		Moy	Max.	Moy	Max.	Moy	Max.	Moy	Max.	Moy	Max.
Si/Al	3,11	9,09	37,2	3,06	6,21	3,17	7,72	3,14	7,46	9,41	29,7
Ti/Al	0,053	0,07	0,51	0,08	0,45	0,055	0,06	nd	nd	0,06	0,15
Fe/Al	0,55	nd	nd	1,44	14,32	0,59	1,37	0,46	2,06	nd	nd
Mg/Al	0,18	nd	nd	1,16	23,13	0,113	0,37	0,19	0,53	nd	nd
Ca/Al	0,18	27,07	58,33	20,8	138,52	18,17	63,6	4,2	90,23	24	45,7
Mn/Al	96	nd	nd	0,31	2,39	0,0094	0,037	55,4	241,81	0,01	0,02
K/Al	0,34	0,18	0,26	0,23	1,24	0,133	0,23	0,15	0,59	0,2	0,28
P/Al	0,008	0,13	0,59			0,04	0,23	0,059	1,22	0,12	0,83
Ba/Al	66	193,1	509	31,35	573,8	34,3	147,89	33,26	78,16	41	91,3
Cr/Al	10,2	32,08	91,42	18	276,28	22,6	99,75	31,42	82,15	nd	nd
Cu/Al	5,1	27,87	70	39,82	789,24	38,19	130,3	13,36	33,4	14,7	40,5
Mo/Al	0,15	nd	nd	nd	nd	0,88	1,17	0,47	1,01	nd	nd
Ni/Al	7,7	32,59	70,68	40,7	789,25	40,48	130,31	16,99	55,03	20,2	48,7
Sr/Al	34	nd	nd	nd	nd	622,09	2689	nd	nd	nd	nd
Th/Al		1,75	9,28	1,85	18	1,08	1,49				
U/Al	0,42	1,59	7,7	1,8	29,6	1,22	6,54	1,19	6,65	1,12	2,43
V/Al	15	92,79	405	48,63	1127,8	41,16	184	35,7	166,23	51,7	161,2
COT	0,2	2,33	7,53	6,92	18,7	2,1	5,2	1,9	6,8	3,89	6

Tableau 8 - Valeurs moyennes (Moy) et maximales (Max) des éléments majeurs ; éléments traces normalisés à l'Aluminium (Al) et du carbone organique total dans les cinq coupes étudiées (COK, GH, OH, CES et KJ)

Marqueur	Bargou		Gafsa		Guern Halfaya		Jerissa		Kherij	
	Moy	Max.	Moy	Max.	Moy	Max.	Moy	Max.	Moy	Max.
U/Th	1,33	9,53	1,47	10,33	1,07	4,5	0,88	2,86	1,04	3,12
V/(V+Ni)	0,69	0,93	0,44	0,7	0,46	0,8	0,64	0,82	0,7	0,84
V/Cr	3,44	12,96	2	9,6	1,68	7,75	1,12	4,08	1,3	3,53
Ni/Co	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	2,2	4,5	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ba _{xs}	166,18	648,7	123,55	387,5	113,14	283	88,71	175,33	63,45	133,14
U _{auth}	1,22	4,37	1,94	4,14	1,6	4,54	1,2	3,09	0,9	2,17
D*	n.d.	n.d.	0,53	0,96	0,64	0,74	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.

Tableau 9 - Valeurs moyennes (Moy) et maximales (Max) des rapports U/Th, V/(V+Ni), V/Cr, Ni/Co et des marqueurs Ba_{xs}, U_{auth} et D* dans les cinq coupes étudiées (COK, GH, OH, CES et KJ)

deviennent dominants de même les représentant du genre *Guembelitra* parmi les foraminifères planctoniques qui sont considérés comme des opportunistes et en mesure de prospérer dans cet environnement dégradé. Cela signifie également que parmi les radiolaires, les nassellaires sont plus sensibles aux conditions anoxiques que les spimullaires (figures 40 ; 64). De tel comportement de nassellaires a été décrit dans la série du Cénomaniens-Turonien, indiquée par le niveau Bonarelli en Italie et son équivalent à Damerara rise, DSDP site 1258.

Chapitre III -Cyclostratigraphie et analyse de séries temporelles

1. Introduction

la compréhension des événements biotiques et sédimentaires qui ont marqué l'histoire de notre planète a suscité un grand intérêt pour la communauté des sciences de la Terre (par exemple Haq et al., 1987; Sepkoski, 1993; Kauffman, 1995; Sageman et al., 1998; O'Dogherty et Guex, 2001; Soua et Tribovillard, 2007 parmi d'autres auteurs). Le passage Cénomaniens-Turonien (C/T) est marqué par des événements importants, dont certains sont biotiques (extinction en masse, étape par étape ou même pseudo-extinction, la recolonisation progressive de nouveaux habitats, etc ...), d'autres sont sédimentaires (régression forcée suite à une intense transgression), ou géophysique (admettant que le champ magnétique de la terre a été stable et n'ayant pas changé de polarité durant l'intervalle Aptien – Campanien inférieure) comme l'ont évoqué certains auteurs (Haq et al., 1987 ; Robaszynski, et al., 1990; Hardenbol et al., 1998, De Wever et al., 2003; Zhao et al., 2004). Jusqu'à présent, l'échelle chronométrique à travers la limite C/T a été bien définie par : (1) l'âge radiométrique, basé sur, Ar^{40}/Ar^{39} et déterminé à partir des couches de bentonite dans la coupe de Pueblo (Obradovich, 1993; Kowallis et al., 1995), (2) la biostratigraphie basée sur les Ammonites (par exemple, Kennedy et Cobban, 1991; Amedro et al., 2005), et (3) l'interpolation linéaire (où le taux de sédimentation est supposée être constant) dans l'intervalle de l'anomalie magnétique C34.

Il a été constaté depuis Perinquinère (1903) que les dépôts du passage C-T sont formés de cycles et cela a été confirmé par Burollet (1956) disant que la Formation Bahloul est formée de rythmes ou cycles répétitifs de différentes échelles millimétriques à plurimétriques. Ainsi, selon certains auteurs et à l'échelle du banc, les alternances marno-calcaires de cette formation qui caractérisent le passage C-T en Tunisie centrale ont été initiées par forçage orbital (Vonhof et al., 1998; Nederbragt et Fiorentino, 1999; Caron et al., 1999; Soua et Tribovillard, 2007). Cela induit des changements climatiques alternant entre transfert de fractions détritiques, probablement en provenance d'un plateau continental adjacent, et sédimentation carbonatée. Il a déjà été montré que les variations lithologiques, induites par les changements orbitaux dans la bande de fréquence de Milankovitch (généralement de 20 à 400 Ka), sont appropriés pour l'établissement d'une

échelle de temps assez précise (Chambre et Gale, 1995; Sageman et al., 1998; Shackelton et al., 1999; Negri et al., 2003; Scopelliti et al., 2006). Meyers et al., (2001), en utilisant l'analyse temps-fréquence, ont développé une méthode quantitative pour la reconstitution à haute résolution du taux de sédimentation dans des séquences rythmiques qui préservent un forçage orbital. Ainsi, ils ont estimé des taux de sédimentation et des hiatus sur les carottes qu'ils ont étudiées. Toutefois, dans le bassin de Tarfaya, Kuhnt et al., (1997) a souligné que le signal d'obliquité est la cyclicité la plus prononcée dans ces carottes, en se basant sur les paramètres de densité, gamma ray et le sonic, et ont estimé que la durée de la biozone de foraminifère planctonique à *W. archaeocretacea* a été de 720 Ka. Au cours de la dernière décennie, de nombreux auteurs ont supposé que la Formation Bahloul montre des cycles de précession qui ont prévalu au cours du Crétacé dans les basses latitudes comme la Tunisie (Vonhof et al., 1998; Nederbragt et al., 1999; Caron et al. 1999; Soua et Tribovillard, 2007). Une étude similaire a été menée pour estimer la durée de ladite formation dans sa coupe type (Oued Bahloul) à environ 400 Ka en se basant uniquement sur l'observation des variations lithologiques (Caron et al., 1999), sans expliquer les raisons de cette variation.

Dans ce qui suit, l'analyse de séries temporelles (Time-series analysis) est exécutée pour la première fois sur la Formation Bahloul ainsi que sur son équivalent à faciès siliceux, à l'aide du logiciel PAST de Hammer et al. (2001), sur quatre coupes espacées (Figure 70) afin de (1) mettre en évidence les cycles de Milankovitch relatifs à la Fm Bahloul, (2) procéder à une étude cyclostratigraphique de haute résolution, et (3) estimer une vitesse de sédimentation moyenne ainsi qu'une durée moyenne pour la Formation Bahloul en Tunisie centrale.

2. Analyse des séries temporelles de la Formation Bahloul

Dans l'enregistrement stratigraphique, la rythmicité sédimentaire a été bien discutée et débattue (voir principalement Berger et al., 1989; House, 1995; Weedon, 2003). Ces enregistrements à travers l'histoire de la terre sont interprétés comme orbitalement contrôlée lorsque les couplets de rythmes sont combinés dans des groupes d'environ cinq couplets (House, 1995), puisque le rapport 5/1 est approximativement, en accord avec les cycles d'excentricité de valeur 106 ka et de précession de valeur 23 Ka (Berger, 1978, 1995, Negri et al., 2003; Scopelliti et al., 2006). Bien

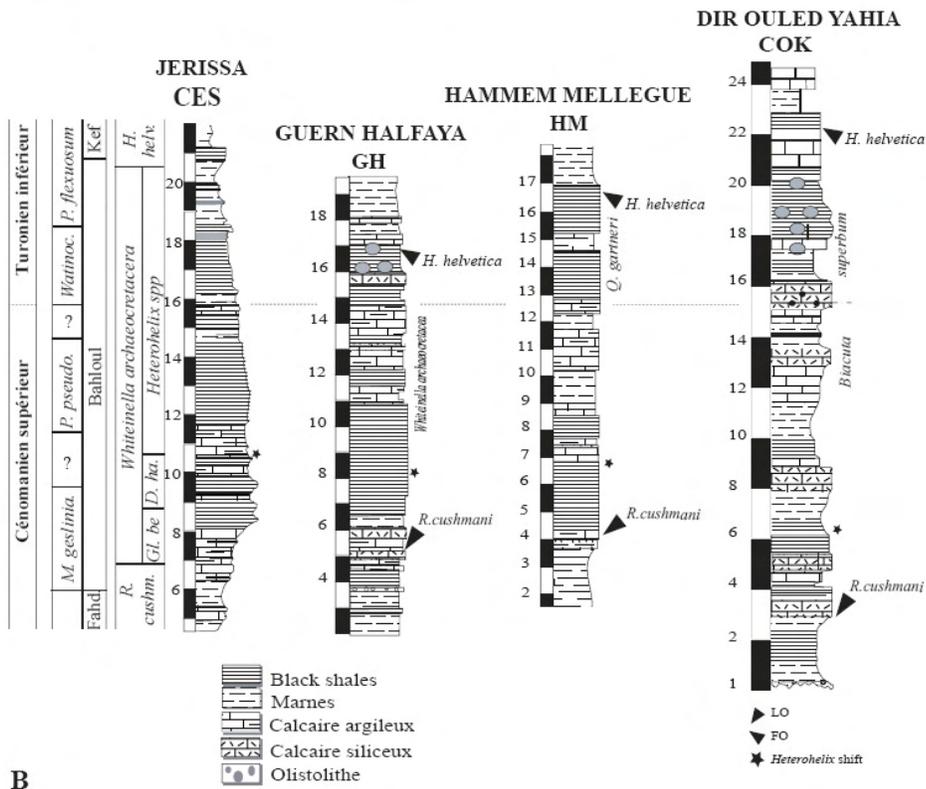
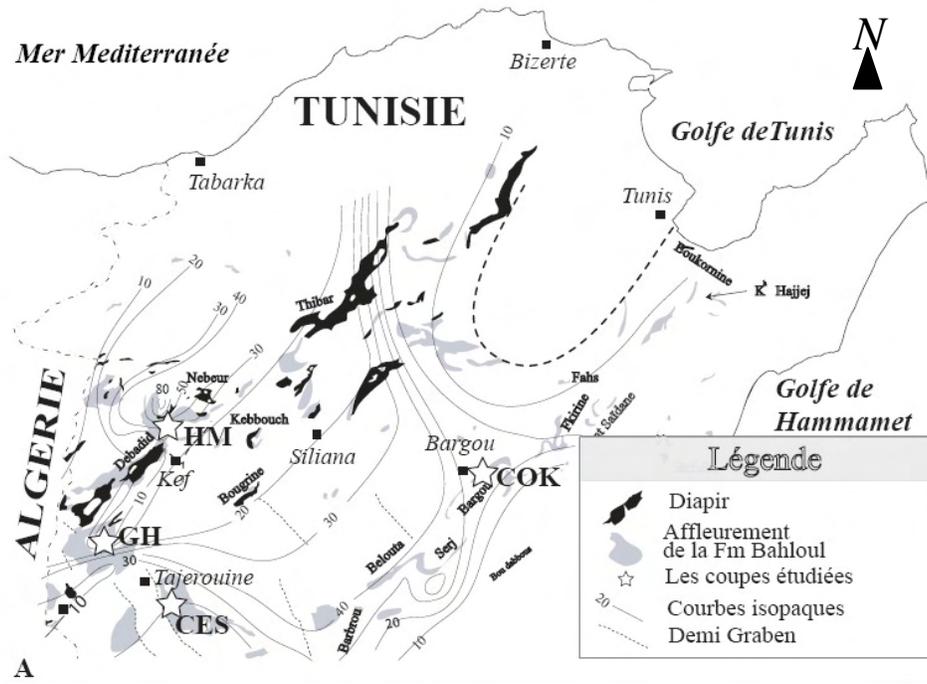


Figure 70- Emplacement des coupes choisies pour l'analyse de séries temporelles (CES, GH, HM et COK) ; Courbes isopaques de la Fm. Bahloul d'après Layeb et Belayouni (1999)

que la rythmicité sédimentaire est interprétée comme une conséquence du forçage orbital, il est admis que de nombreuses composantes biotiques et sédimentaires montrent des cycles de type

Milankovitch. La précession et l'obliquité sont tributaires de la nature du système Terre-Lune (House, 1995). Un calcul correct de ces périodes à travers des temps géologiques a été fourni par Berger et al. (1989). Des corrélations régionales sont établies à travers le monde entre ces séquences rythmiques et les mesures géochimiques et biotiques (ex. Ditchfield et Marshall, 1989; Weedon et Jenkyns 1990), confirmant la dépendance de la température. Ainsi, les corrélations faites entre $\text{CaCO}_3\%$, et les fréquences des nannofossils et des foraminifères (%), qui pourrait être contrôlées par la température ou par d'autres paramètres relatifs aux cycles de Milankovitch (House, 1995; Negri et al. 2003). La fréquence des rythmes à l'échelle métrique dans l'enregistrement stratigraphique, dans de nombreux faciès, a été soulignée par plusieurs auteurs (ex. House, 1986; 1995; Weedon, 2003) et peut être définie que par l'analyse de séries temporelles. Le spectre de puissance montre généralement des amplitudes carrées et des longueurs d'onde, qui représentent des périodes de composants régulières dans les séries de temps (Weedon, 2003). Par convention, l'axe horizontal du spectre de puissance représente la Fréquence (Fréquence = $1/\text{période}$) avec des valeurs élevées (c'est-à-dire les oscillations les plus courtes) qui sont sur la droite et dont l'axe vertical représente les spectres de puissance (Fig. 71). Le Zéro correspond habituellement à la fréquence des oscillations qui ont une durée supérieure à la longueur de l'ensemble des données (Weedon, 2003). Les courbes d'abondance relative aux *Heterohelix* spp. et *Guembelitra* spp. dans les quatre localités montrent clairement de forts signaux cycliques (Fig. 71), qui nous ont permis de procéder à une analyse spectrale, calculé à l'aide du logiciel PAST de Hammer et al. (2001), pour tester l'existence de la périodicité, durant l'OAE-2 en Tunisie centrale. Les résultats de l'analyse spectrale sont illustrés dans la Figure 3. Les pics les plus forts sont attribués à une période de 25 m (*Heterohelix* spp) dans la coupe HM (Fig. 70 ; Fig. 71A) et une période de 17,54 m pour (*Guembelitra* spp.) dans la coupe CES (Fig. 71D).

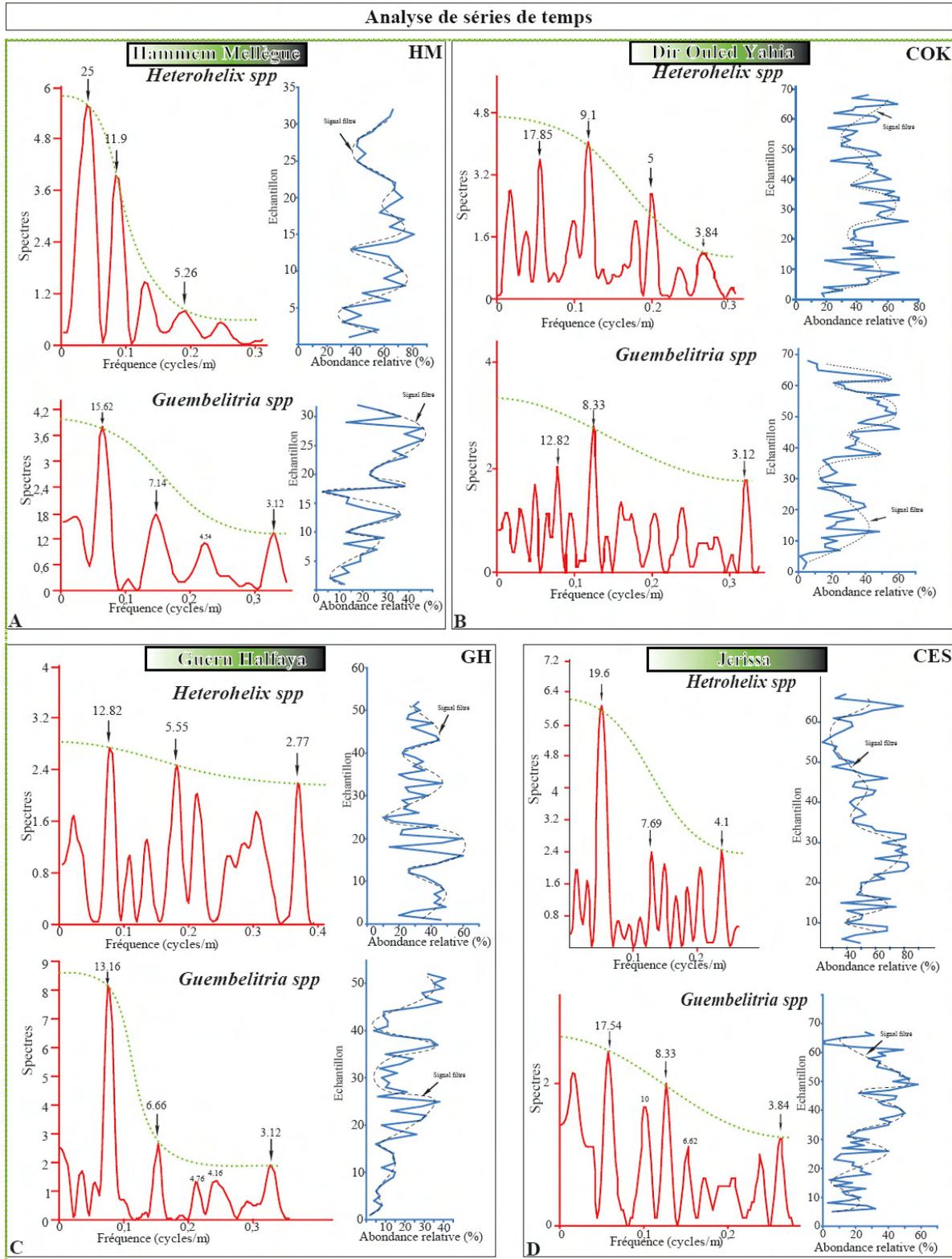


Figure 71 - Séries de temps effectuées sur les quatre coupes étudiées utilisant les deux morphogroupes de foraminifères planctoniques opportunistes (*Heterohelix* et *Guembelitra*)

2.1. Hammam Mellègue (HM)

Nederbragt et Fiorentino (1999) suggère que, dans la coupe de Hammam Mellègue, la Fm Bahloul montre des cycles de Milankovitch. Le taux moyen d'accumulation d'environ 10cm/Ka a été déjà déterminé pour le même intervalle et la même coupe par Vonhof et al., (1998) en suggérant que chaque paire de 2 m d'épaisseur de calcaire et de marne bioturbée représente un cycle de précession (21 Ka en moyenne) plutôt que d'obliquité (47 Ka en moyenne) comme dans les régions avoisinantes (voir Arthur et al., 1987; Kuhnt et al., 1997; Sageman et al., 1998). Ces résultats ont été observés principalement en se basant sur les variations lithologiques comme ce fut le cas pour la coupe type de la Formation Bahloul (Caron et al., 1999). L'analyse de séries temporelles effectuée sur *Heterohelix* spp. montre que les points les plus forts indiquent une période de 25 m (Fig. 71A). Autres pics statistiquement significatifs se trouvent à 11,9m et 5,26m. Ce dernier pic, bien que statistiquement important, se situe dans le champ de basse énergie du spectre. La courbe spectrale de *Guembelitra* spp. montre plutôt des pics significatifs à environ 15,62m et 7,14 m (Fig. 71A).

Les pics de 4,54m et 3,12m (Fig. 71A) enregistrés dans le champ de basse énergie du spectre sont très proches, et ils pourraient être considérés comme des éléments de même périodicité.

2.2. Dir Ouled Yahia (coupe COK) et Guern Halfaya (GH)

Les courbes d'abondance relative d'*Heterohelix* spp. ont été filtrées et montrent clairement des signaux schématiques cycliques (Fig. 71B et C), ce qui nous a permis d'effectuer une étude d'analyse spectrale.

Les résultats de l'analyse spectrale sont également indiqués dans la figure 71 (B et C). Toutefois, la Formation Bahloul dans ces deux localités présente les mêmes variations lithologiques que dans la coupe HM. Dans la coupe COK, l'analyse de séries temporelles (Time series analyses) effectuée sur *Heterohelix* spp. montre que les valeurs les plus élevées indiquent une période de 17,85 m (Fig. 71B). Autres valeurs significatives sont représentées par 9,1m et 5 m et 3,84 m. Le pic 5m, bien que statistiquement il est significatif, se situe dans le champ de basse énergie du

spectre. Les pics 5 m et 3,84 m sont très proches, et peuvent être aussi interprétés comme représentant la même composante.

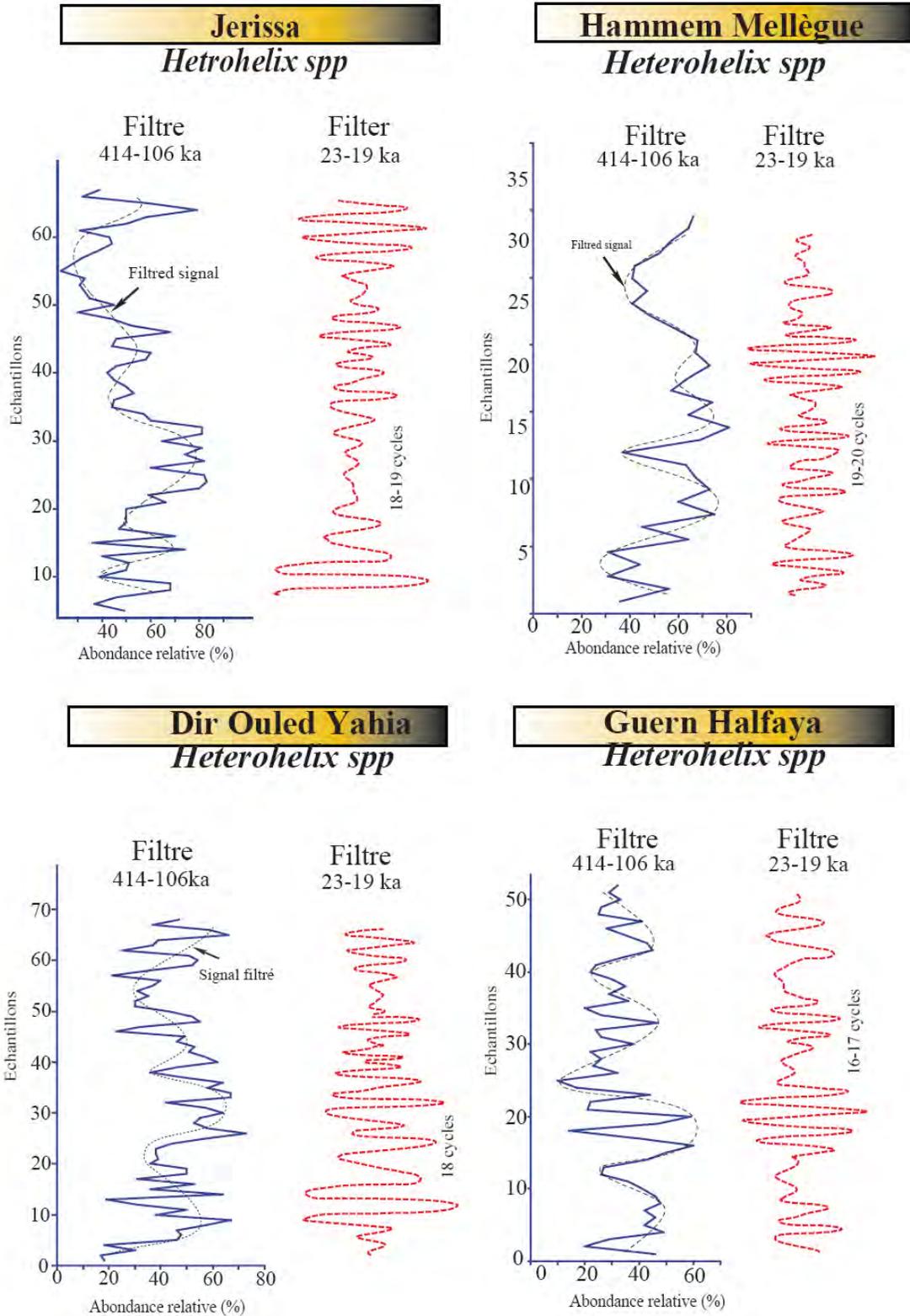
Concernant l'analyse des séries de *Guembelitra*, nous observons de fortes valeurs à 13,16 et 12,82m respectivement dans les coupes COK et GH (Fig. 71B; Fig. 71C).

2.3. Jerissa (coupe CES)

Le signal d'*Heterohelix* a montré trois pics significatifs. Ainsi, différentes longueurs d'onde ont été détectées (soit 19,6 m, 7,69 m, et 4,1 m; Fig. 71D). Elles ont été sélectionnées pour cette étude parce qu'elles représentent les valeurs les plus adéquates pour l'analyse de séries temporelles. Ces valeurs sont normalisées à la périodicité la plus courte (c'est-à-dire 4,1) et comparées ensuite au rapport relatif de la précession des périodicités de Milankovitch (voir Tableau 4). Le Tableau 10 montre la relation entre les rapports obtenus par la normalisation de l'excentricité (106-414 Ka) et l'obliquité (41-54 Ka) à la précession (19-23 Ka). Toutes les longueurs d'onde (liées respectivement aux *Heterohelix* et *Guembelitra* dans les quatre coupes) sont normalisées à la périodicité la plus courte relative (Tableau 11). Par exemple, nous pouvons attribuer 19,9m et 7,69 m (données d'*Heterohelix* de la coupe CES) à l'excentricité et à l'obliquité respectivement et 4,1 m à la précession. Nous avons utilisé la même méthode de calcul pour les trois autres coupes. Les résultats sont affichés dans les Tableaux 10 - 12.

3. Influence du forçage orbital pendant le dépôt de la Formation Bahloul

Les dépôts de la Formation Bahloul représentent des alternances de calcaire noir laminé, exprimant des périodes de sécheresse, et de marnes grises indurées représentant des conditions sub-humides (Halicki, 1983; Caron et al., 1999; Soua et Tribovillard, 2007). En se référant au modèle établi par Parc et Oglesby (1991), qui reproduit la distribution des cycles de Milankovitch du Crétacé, les dépôts de la Formation Bahloul peuvent indiquer un style de cyclicité climatique de type Milankovitch qui correspondrait à un cycle de précession de 21 Ka régnant sur les basses latitudes au cours du passage C-T. Ces dernières séquences représentent des niveaux indurés variables montrant des fluctuations de ^{13}C COT%, $\text{CaCO}_3\%$ (ex : Fig. 42).



Figures 72 - Comparaison entre les signaux filtrés (Excentricité et Précession) des *Heterohelix* dans les quatre coupes étudiées

Plusieurs études ont montré que le forçage orbital de type Milankovitch est l'un des mécanismes périodiques les plus importants à amener la cyclicité à l'échelle de Ka (ex : Berger 1978; Gale, 1989; Berger et al., 1992 ;Maison et Gale, 1995; Negri et al., 2003; Scopelitti et al., 2006). House (1995) a montré que leurs durées peuvent représenter les intervalles suivants: 23-19 ka (précession), 54-41 ka (Obliquité) et 414-106 Ka (excentricité) (voir Tablea 4). Negri et al., (2003) ont examiné la durée des cycles orbitaux dans le niveau Bonarelli en Italie, et ont montré que ces cycles peuvent être normalisés à la périodicité la plus courte (c'est-à-dire les cycles de précession, 23-19), et les rapports sont utilisés comme un outil d'interprétation à la périodicité des rapports obtenus par le spectre des fréquences (voir Berger et al., 1989, Fischer et al., 1991; Hinnov et Goldhammer, 1991, 1995, Negri et al., 2003; Scopelitti et al. 2006, pour plus d'explications). Pour les quatre coupes que nous étudions, l'analyse spectrale a été réalisée sur l'abondance relative des *Heterohelix* spp. et *Guembelitra* spp. du passage C-T. Les signaux de *Heterohelix* et *Guembelitra* ont été filtrés, et ont montré d'importantes fluctuations pour les habitats de la ZMO et eutrophique qui peuvent être le résultat de périodes d'excentricité de court-terme, (de 106 à 414 et Ka, 110ka en moyenne) et d'éventuelles périodes de précession (de 19 à 23 Ka et 21 Ka en moyenne ; voir Figure 72).

Cette analyse de séries temporelles nous a permis de développer une approche cyclostratigraphic afin d'estimer la durée des couches riches en matière organique de la Formation Bahloul dans les quatre coupes CES, HM GH et JS.

L'évaluation de la durée de l'OAE-2 a fait l'objet de plusieurs études et a été initialement estimée en se basant principalement sur des études biostratigraphiques (ammonites et foraminifères) comme l'a fait Hardenbol et al. (1998) et/ou sur des études de cyclicité orbitale. par exemple, 720 Ka à Pueblo (Meyers et al., 2004), environ 400 Ka à Tarfaya et Oued Bahloul (Kuhnt et al., 1997, Caron et al., 1999, respectivement), 320 Ka à l'Ouest canadien et dans la coupe de Bottaccione, Italie centrale (Prokoph et al., 2001; Scopelliti et al., 2006), 450 ka pour la coupe de Douvres (Gale, 1991), 500 à 600 Ka pour le niveau Thomel (Morel, 1998). Les rapports des longueurs d'ondes ont été appliqués à la cyclicité orbitale des couches durant le passage C-T (voir Tableau 5).

En outre, nous pouvons estimer un taux moyen de sédimentation pour la Fm Bahloul (OAE-2) en normalisant chaque longueur d'onde calculée à la valeur de la cyclicité orbitale correspondante

(ex : 19,6/110; 7,69/47, 4,1/21; pour les *Heterohelix* de la coupe CES). Ainsi, la valeur moyenne du taux de sédimentation pour la coupe est estimée à environ 17 cm/ky en moyenne (Tableau 1). La Figure 72 montre que, pour la coupe CES, la courbe de précession d'*Heterohelix* (filtre 23-19) peut englober 19 cycles. Cela signifie qu'une durée de 400 Ka est attribuée à l'événement anoxique s'étendant sur l'ensemble de la Formation Bahloul dans la coupe CES.

Quant à la courbe d'excentricité, elle englobe 4 à 4,5 cycles signifiant également une durée moyenne de la formation Bahloul (OAE2) de ~ 400 Ka. Ainsi, cette évaluation est comparable à d'autres durées proposées dans le monde entier pour l'OAE-2. Les résultats sont affichés sur la Figure 72, et Tableaux 10,11, 12. Par ailleurs, si nous nous référons aux données biostratigraphiques de Hardenbol et al. (1998), la Fm Bahloul, s'étendant de la partie supérieure de la zone à *Rotalipora cushmani* à $93,90 \pm 0,2$ Ma à la partie basale de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* datée $93,29 \pm 0,2$ Ma, serait déposé en 610 ± 400 Ka (c'est-à-dire, entre 210 et 1010 ka). Ces résultats radiométriques confirment la durée constatée par l'analyse de séries temporelles. Cependant, nous ne pouvons pas les utiliser car la marge d'incertitude (800 Ka) est trop grande.

5. Discussion

Le flux solaire qui pénètre le sommet de l'atmosphère subit des variations cycliques liées aux fluctuations des paramètres de l'orbite de la Terre : excentricité, obliquité et précession (Milankovitch, 1941 ; Berger, 1976, 1978a, 1978b). Les variations de ces paramètres (signal orbital) entraînent des variations à la fois climatiques (signal climatique) et donc sédimentaires (signal sédimentaire).

Il est important de noter que l'obliquité exerce une forte influence climatique aux latitudes élevées, alors que, dans la zone intertropicale, son influence est négligeable (Berger, 1978a), la Terre était probablement dépourvue d'importantes couvertures de neige ou de glace durant le Crétacé comme au passage C-T (Berger, 1989).

Dans cette étude, nous avons essayé de calculer les paléolatitudes de la région du Kef et de Bargou incluant les quatre coupes que nous étudions) pour le passage C-T, c'est-à-dire à environ - 93,5 Ma.

Coupe	Pérturbation orbitale	Durée au temps actuel (ka)	Rapports moyens relatifs à la Précession
COK	Ecentricité	106 - 414	12,8 - 4,6
	Obliquité	41 - 54	2,8 - 1,8
	Précession	19 - 23	1
GH	Ecentricité	106 - 414	12,8 - 4,6
	Obliquité	41 - 54	2,8 - 1,8
	Précession	19 - 23	1
HM	Ecentricité	106 - 414	12,8 - 4,6
	Obliquité	41 - 54	2,8 - 1,8
	Précession	19 - 23	1
CES	Ecentricité	106 - 414	12,8 - 4,6
	Obliquité	41 - 54	2,8 - 1,8
	Précession	19 - 23	1

Tableau 10 - Durée des cycles orbitaux de Milankovitch, normalisés à aux périodicités les plus courtes des perturbations orbitales (cycle de précession)

Coupe	Pérturbation orbitale	Longueurs d'ondes (<i>Heterohelix</i>)	Longueurs d'ondes (<i>Guembelitra</i>)	Longueurs d'ondes rapport (<i>Heterohelix</i>)	Longueurs d'ondes rapport (<i>Guebelitra</i>)
COK	Ecentricité	17,85	12,82	4,6	4,1
	Obliquité	9,1	8,33	2,4	2,6
	Précession	3,84	3,12	1	1
GH	Ecentricité	12,82	13,16	4,6	4,2
	Obliquité	5,55	6,66	2	2,1
	Précession	2,77	3,12	1	1
HM	Ecentricité	25	15,62	4,8	5
	Obliquité	11,9	7,14	2,26	2,28
	Précession	5,26	3,12	1	1
CES	Ecentricité	19,6	17,54	4,7	4,5
	Obliquité	7,69	8,33	1,9	2,1
	Précession	4,1	3,84	1	1

Tableau 11- Longueurs d'ondes évaluées à partir des spectres

Le calcul des paléolatitudes a donné des valeurs entre 15 à 17 ° N suivant Philip et al. (1993), 16-19 ° N en suivant Camoin et al. (1993). En revanche, ils sont de l'ordre de 37 ° à 37,5 ° N suivant le *Plate Tectonic Reconstruction Service de l'Ocean Drilling Stratigraphic Network* (Hay et al., 1999). Une dominance des cycles de précession sur le changement climatique et de la sédimentation peut être discernée au cours de cette période (Berger, 1978). En outre, en ignorant le signal d'obliquité, l'interprétation des données sera plus simplifiée (Vonhof et al., 1998; Nederbragt et Fiorentino, 1999; Caron et al., 1999; Negri et al., 2003; Scopelliti et al., 2004). L'excentricité est considérée très stable durant le Mésozoïc, elle n'a pas variée de manière significative durant les 100 derniers Ma (Berger et al., 1992; Laskar, 1989, 1999). En réalité, cette période de 100 Ka se compose de plusieurs quasi-périodes (95,8 à 110 Ka en moyenne au cours du passage C-T, Berger, 1976). La précession est actuellement de deux quasi-périodes, dont la durée est comprise entre 19 et 23 Ka. La durée moyenne calculée par Berger, (1976) est 21,74 Ka, mais elle est représentée par environ 21 Ka (Negri et al., 2003; Scopelliti et al., 2006). La figures 71 et la Figure 72 montrent l'interprétation cyclostratigraphique des quatre coupes que nous étudions, menant à la reconnaissance des cycles de précession et l'identification des cycles de 100 Ka (l'excentricité). Berger (1976) a montré que ces périodes pourraient être évaluées respectivement à 21,3 et 95,8 Ka (conventionnellement 110 Ka et 21 Ka) durant le Crétacé. Mais House (1995) a montré que l'excentricité pourrait inclure deux quasi-périodes situées entre 106 Ka et 414 Ka. La figure 72 montre par exemple que la coupe CES, contient 18 à 19 cycles de précession se corrélant bien avec les 4 à 4,5 cycles d'excentricité (signaux d'*Heterohelix* spp. filtré), ce qui donne un rapport d'environ 4,6 pour la précession contre l'excentricité. L'Utilisation du cycle de précession à une moyenne de 21 Ka, on peut estimer l'excentricité à 96,6 Ka. Cette valeur est très proche de 95,8 Ka calculée par Berger (1976) comme une valeur moyenne du cycle de 100 Ka, ce qui renforce notre hypothèse. La même méthode est utilisée pour évaluer les trois autres coupes. L'analyse spectrale appliquée à l'*Heterohelix/Guembelitra* spp. (Fig. 71) indique la présence de pics d'une périodicité à l'échelle métrique, par exemple, à 25 m dans la coupe HM (Fig. 71A), et les autres pics se situent à 11.9m et 5.26m en utilisant les données d'*Heterohelix* spp. En ce qui concerne *Guembelitra* spp, nous avons souligné la présence de la même périodicité à 17,54 m dans la coupe CES et d'autres pics à 8,33 m et 3,84 m.

La relation entre les taux obtenus par la normalisation de l'excentricité (106-414 Ka) et l'obliquité (41-54 Ka) à la précession (19-23 Ka) sont affichés dans le Tableau 10. Nous avons essayé également de normaliser ces longueurs d'ondes (respectivement de *Heterohelix* et *Guembelitra* dans les quatre coupes) telle que décrite par Negri et al., (2003) et Scopelliti et al., (2006) et relatives à la périodicité la plus courte. Par exemple, nous pouvons attribuer 19,9 et 7,69 m (*Heterohelix* dans la coupe CES, Fig. 71D) à une cyclicité de type excentricité et obliquité, respectivement, et 4,1 m à un cycle de précession (Fig. 71D). Les résultats sont présentés dans la Fig. 71 et Tableaux 10 et 11.

Coupe	Perturbation orbitale	Taux de sédimentation moyen (cm/ka)	Durée de EAO-2
COK	Ecentricité	14	~380 kyr
	Obliquité	18	
	Précession	16	
GH	Ecentricité	11	~350 kyr
	Obliquité	12	
	Précession	13	
HM	Ecentricité	18	~410 kyr
	Obliquité	20	
	Précession	20	
CES	Ecentricité	17	~400 kyr
	Obliquité	16	
	Précession	18	

Tableau 12- Taux de sédimentation (cm/ka) et durée de l'EAO-2 estimée dans chaque coupe. Notons que la Fm Bahloul a été déposée durant un intervalle dont la durée est comprise entre 350 et 410 ka avec un rythme de sédimentation compris entre 12 et 20 cm/ka

La forte corrélation entre les rapports des pics spectraux (à la fois de *Heterohelix* et *Guembelitra* dans les quatre coupes) et ceux des éléments de l'orbite est remarquable. A titre d'exemple, dans la coupe HM, nous notons respectivement des pics à 25 m ; 11,9 m ; 5,26 m et dans les intervalles 12,8 m-4,6 m ; 2,8 m-1,8 m (Fig.71A, Tab. 4). Une bonne corrélation se retrouve également entre le cycle de précession et la période 5,26 m (Tab. 4), le cycle d'obliquité 11,9m, et d'excentricité et la période 25 m. En faisant correspondre les cycles de 5,26 m avec la durée moyenne de la précession de 21 Ka, une moyenne de taux de sédimentation d'environ 23 cm/Ka est estimée en utilisant les données d'*Heterohelix* et *Guembelitra*. L'analyse spectrale révèle environ 15 cm/ka comme une valeur moyenne du taux de sédimentation pour la Formation

Bahloul en Tunisie Centrale. On peut estimer une moyenne d'environ 19 cm/ka pour la coupe HM, qui est en parfait accord avec le taux de sédimentation estimé par Hardenbol et al. (1998) et qui est proche de la valeur (10 cm/kyr) obtenue par Vanhof et al., (1998) pour leur coupe levée dans la même région. La même méthode a été utilisée pour calculer le taux de sédimentation des autres coupes (Tableau 11). Cette interprétation met clairement en évidence l'existence d'un cycle dans la Fm Bahloul, qui est plus complexe que celui reconnu par l'observation, et il est évocateur d'une perturbation orbitale (forçage), qui a pu causer les fluctuations dans les courbes d'abondance de *Heterohelix* et *Guembelitra*. En fait, les perturbations orbitales de type Milankovitch (excentricité, obliquité et de précession) ont été considérées parmi les plus importants mécanismes de forçage périodique, à cette échelle d'investigation (Berger, 1978; Gale, 1989; House, 1995; Maison et Gale, 1995 ; Negri et al., 2003; Scopelliti et al., 2006).

Chapitre IV - Stratigraphie séquentielle

A plus grande échelle, les dépôts de la Formation Bahloul composées de roches de différents faciès sont également organisés en séquences génétiquement liées.

1. Typologie des faciès des dépôts siliceux et riches en MO au passage C-T en Tunisie

En fait, la Formation Bahloul comme elle a été définie par son auteur (Burolet, 1956) est loin d'être lithologiquement homogène. Dans le détail, elle montre des variations verticales et latérales de faciès par sa composition lithologique ainsi que par son contenu paléontologique. Cette formation riche en MO est mieux documentée par son faciès carbonaté riche en foraminifères, ammonites, calcispères et filaments. Elle est moins connue par son faciès à intercalations siliceuses (coupes COK et AZ de la région de Bargou) étant donnée que la plupart des travaux antérieurs s'étaient intéressés exclusivement au faciès carbonaté et riche en MO (Robaszynski et al. 1990 ; Hardenbol et al., 1993 ; Maamouri et al., 1994 ; Ben Haj Ali et al., 1994 ; Saidi et al., 1997, parmi d'autres). Dans ce qui suit nous détaillons les différents faciès rencontrés.

1.1 Faciès A: calcaire massif riche en Calcisphères

Nous l'avons reconnu à la base de la Formation Bahloul de la plupart des coupes étudiées, et constituent des intercalations au sein des calcaires laminés. Ils sont de texture wackestone ou packstone riche en calcisphères (*Pithonella*, *Calcisphaerula*, *Bonitoncardiella*), associées à des débris soit de lamellibranches ou ostracodes soit d'échinodermes à enveloppe micritique. Quelques sections de coraux, gastéropodes, algues vertes, foraminifères benthiques, ostracodes, quelques oolithes et pellesoïdes, sont observés. Les faciès à calcisphères de la base de la Formation Bahloul reflètent un environnement marin sous l'influence de la plateforme.

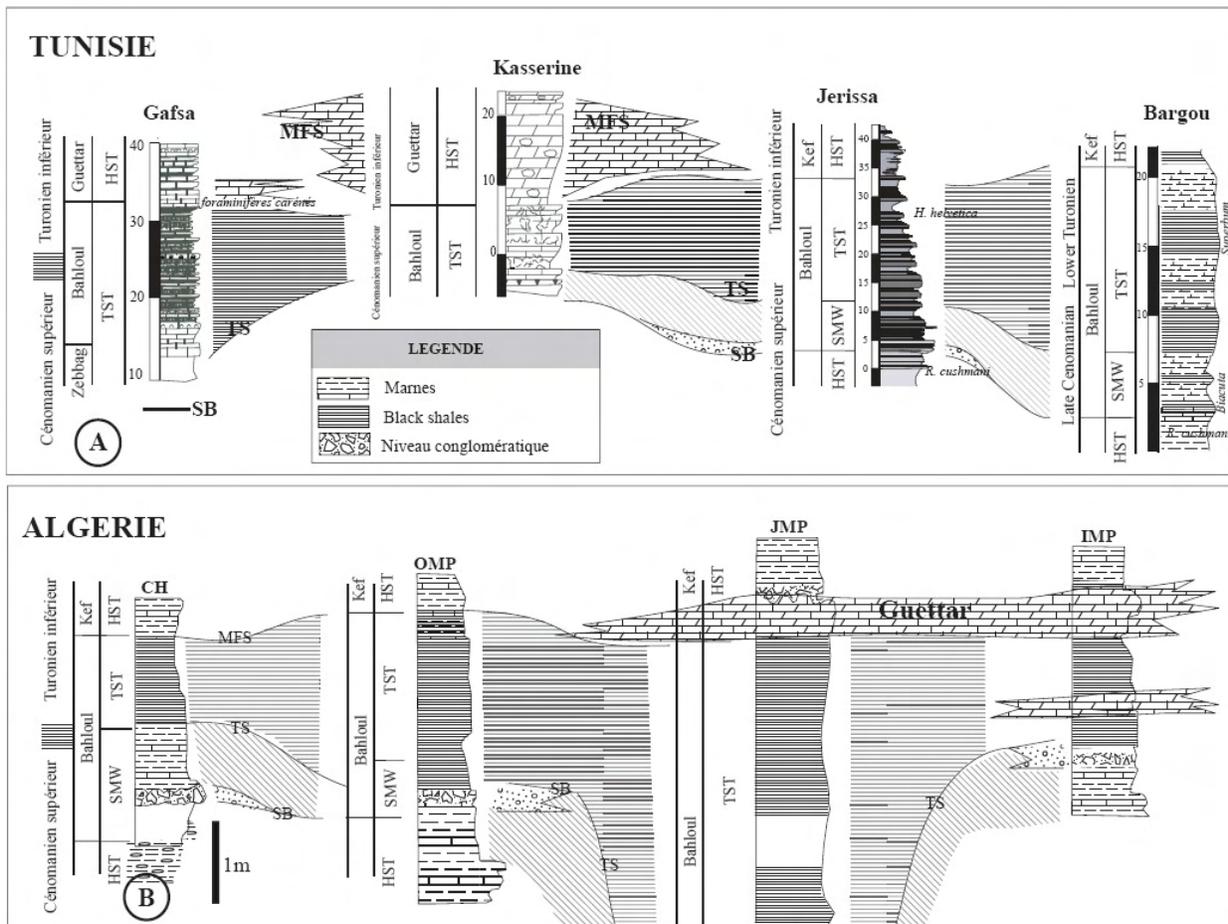


Figure 73 Corrélation séquentielle entre la Tunisie et l'Algérie (le bassin de Morsott, voir Figure pour la localisation). Les séquences algériennes sont interprétées d'après les coupes de Naili et al. (1995)

La plupart des organismes fossilisés exigent un substratum vaseux. Cependant, la hausse épisodique de l'énergie hydrodynamique conduit à un vannage plus ou moins prononcé de la boue carbonatée et l'évolution consécutive d'une texture wackestone vers une texture packstone.

Dans la région de Gafsa (Oued Berda et Oued Hessi) l'équivalent de ce faciès de l'unité basale formant la Formation Bahloul s'exprime par des calcaires riches en foraminifères benthiques (milioles et autres), en ostracodes, en débris de lamellibranches et d'échinodermes, en pellesoïdes etc... . On rencontre des coquilles entières de lamellibranches, des ostracodes à carapaces épaisses, des sections de coraux localement abondantes associés à de rares calcisphères et whiteinelles (*Whiteinella archaeocretacea*). L'abondance des algues vertes et de la macro- et microfaune benthiques dans un tel faciès de texture wack-packstone témoigne d'un milieu de dépôt marin infratidal peu profond et d'énergie plutôt modérée.

L'occurrence de coraux dans le secteur de Gafsa et d'épaisses coquilles de lamellibranches et d'ostracodes suggère l'installation de conditions optimales pour le développement de récifs sous des eaux claires, oxygénées et relativement chaudes.

1.2 Facies B: calcaire se débitant en plaquettes

Ce sont des calcaires de texture wackestone ou mudstone alternativement sombre et clair (1), le premier type est riche en minuscules pellesoïdes de couleur noire (2), le second type est de couleur claire et bioturbé à faune monospécifique. Dans ces calcaires la présence exclusive de foraminifères planctoniques à loges globuleuses dans une matrice micritique riche en MO prouve la persistance de l'influence de la ZMO. Cet équilibre est parfois interrompu par des décharges de matériel bioclastique (calcisphères, débris d'échinodermes), en provenance de la plate-forme qui sont associés à des ichnofossils dénote de l'installation intermittente d'épisodes oxygénés.

Dans ce faciès, développé dans la région de Gafsa, la faune pélagique est assez rare. Elle est composée de très rares ammonites augmentant de fréquence dans la partie sommitale de la Formation Bahloul. La macrofaune benthique est composée de lamellibranches et d'échinides. La microfaune est caractérisée par des foraminifères planctoniques assez fréquents: *Whiteinella*

archaeocretacea, *Heterohelix globulosa*, *H. moremani*, *Hedbergella planispira*, *H. amabilis*, *H. delrioensis* et *Dicarinella hagni*. En plus des Calcisphères, ces organismes planctoniques sont associés à des foraminifères benthiques et des ostracodes.

La richesse de ces alternances marno - calcaires pourvus de tels organismes pélagiques (foraminifères, calcisphères, ammonites) suggère une sédimentation dans un milieu relativement profond en communication directe avec le bassin. Vers le sommet de la Formation Bahloul, les marnes s'enrichissent en organismes benthiques aux dépens des pélagiques, ceci témoigne de l'évolution du milieu devenant alors moins profond.

1.3 Facies C: Black shales laminés

La Formation Bahloul est principalement formée par des black shales laminés alternant avec des niveaux marneux plus clairs. L'analyse de microfacies révèle que ces black shales sont constitués par l'alternance de (1) lamines ultrafines, claires de calcaire packstone dont l'épaisseur est inférieure au millimètre et de (2) lamines sombres de calcaire mudstone dont l'épaisseur est de l'ordre du millimètre.

Lamines claires

Les lamines claires de calcaire packstone contiennent de rares calcisphères et foraminifères planctoniques à loges globuleuses et bisérié ou trisérié et trochospiralé. Parmi les hétérohélicidés, (à test bisérié ou trisérié), les espèces *Heterohelix moremani*, *H. reussi* et *Guembelitria cenomana* sont dominantes. Les formes trochospiralées sont rares et composées essentiellement de whiteinelles et hedbergelles. Ces lamines peuvent aussi contenir que des calcisphères (ex : dans la partie inférieure et supérieure de la Fm Bahloul).

Lamines noirâtres

Ces lamines calcaires de texture wackestone montrent des concentrations de pellétoïdes et rares foraminifères planctoniques à loges globuleuses. Ces pellétoïdes ovales ne représentent aucune structure interne. Certains auteurs les attribuent à de petites pelotes focales riches en MO (Purser, 1980). Leur origine est encore discutée. D'autres auteurs les attribuent à des formes planctoniques gélatineuses analogues aux salps de nos jours. Actuellement, dans la mer

Méditerranée, il a été noté que les salps, et notamment *Salpa fusiformis*, peuvent être absents pendant plusieurs années dans la masse d'eau et parviennent à conoliser subitement l'écosystème. Ce qui peut influencer l'ensemble de la communauté pélagique. Dans tous les cas, l'abondance de pellets riche ou non en diatomées et le flux organique généré impliquent un apport considérable de matière organique à travers la partie inférieure de la masse d'eau (Morand et Dallot, 1985).

Dans la région de Gafsa, on note également la présence de foraminifères benthiques et d'ostracodes peu abondants, avec des débris phosphatés et des grains de glauconies assez fréquents, débris très fins de lamellibranches et d'échinides, minuscules pellets. Vers le sommet de la Formation Bahloul, il y a une diminution de la fréquence des calcisphères et des foraminifères. L'appauvrissement en foraminifères planctoniques est très notable à Oued Hessi (Jebel Chemsî) où les calcisphères sont principalement accompagnées d'une abondance de pellétoïdes. Enfin, à Oued Mellègue et Guern Halfaya, calcisphères sont souvent phosphatisées ou pyritisées. L'abondance des calcisphères et des foraminifères planctoniques dans ces faciès peut être rapporté à un milieu de dépôt très profond. Cependant, les textures packstones qui les caractérisent suggèrent une accumulation et une concentration de la microfaune planctonique probablement sous l'action de courants marins (upwellings) qui peuvent véhiculer le plancton, que ce soit en état de vie ou de mort, depuis le bassin jusqu'à des milieux relativement moins profonds de la plate-forme (mais assez profonds par rapport aux environnements des faciès sous-jacents), en dessous de la zone euphotique. Ces remontées apportent également les éléments nutritifs dissous qui s'étaient concentrés en profondeur, ce qui entraîne à la surface de la colonne d'eau la prolifération du plancton. La fréquence des grains de phosphates des pellets (probablement d'origine fécale) dans les coupes de Jerissa et Kalâat Snan, et le phénomène de phosphatisation de la microfaune planctonique semblent tous militer en faveur de cette hypothèse. Le niveau conglomératique basal (observé la coupe type à O. Bahloul et la coupe COK dans la région de Bargou ainsi que dans d'autres coupes) suggère un remaniement en rapport avec une période transgressive et où une intervention de la tectonique synsédimentaire importante (Turki, 1985). Au Jebel Kherij (Nord-Est de la Dorsale) ou à Kalâat Senan et même dans la région de Bargou, la fréquence de lithoclastes composés de faciès à calcisphères et débris d'échinodermes remaniés au sein des calcaires pélagiques, à partir des niveaux inférieurs de la Formation Bahloul, met l'accent sur l'action d'érosion et de démantèlement du substratum,

probablement sur des zones hautes, par des courants d'énergie importante vraisemblablement lors des périodes de tempêtes ou de marées épisodiques.

1.4 Facies D: Calcaire en plaquettes riche en Filaments

Ces calcaires laminés riches en filaments caractérisent la partie supérieure de la Fm Bahloul. Ils montrent une texture wackestone à packstone. Les filaments sont présents en tant que forme allongée et mince imbriqués et enchevêtrés, enveloppant des éléments sparitiques. Nous ne pensons pas que ces filaments sont des bivalves en stade de larves planctoniques comme indiqué par Robaszynski et al., (1994) mais plutôt des produits de démantèlement de coquille d'adulte de *Posidonomia* sp., parce que dans notre matériel ces filaments montrent plusieurs traits telles que l'empilement et l'enchevêtrements, ainsi que des longueurs et des formes hétérogènes. Ils peuvent être courts ou allongés et droits ou arqués. Ils sont abondants quand les foraminifères planctoniques sont diversifiés (Soua, 2005). Ces éléments sont souvent alignés aux plans de stratification.

1.5 Facies E: black shales laminés et calcaire siliceux riche en radiolaires

Dans la région de Bargou, les black shales riche en radiolaires ont été signalés à Oued El Khroub (Dir Ouled Yahia) (Soua, 2005; Soua et Zahbib-Turki, 2006b). Ils forment des bancs calcaires d'épaisseur décimétrique, cartonnés et riches en fraction siliceuse. Ils ont été appelés "Silexites" par Layeb et Belayouni (1989). Le même faciès est présent à Guern Halfaya, (Soua et al., 2007). Les black shales riches en radiolaires dans la région de Bargou (coupes COK et AZ) sont formés par des calcaires en fines couches claires ou sombres dites lamine à textures wackestone et mudstone. Dans les lamine claires les radiolaires sont les plus abondants ; cependant, dans les lamine noirâtres, ce sont les minuscules pellétoïdes foncés et riches en MO qui prédominent.

1.6 Facies F: marnes/calcaires noires à foraminifères planctoniques à loges globuleuses et à ammonites

Ils se présentent en niveaux centimétriques à métriques et stratodécroissants dans la région de Jerissa, Kalâat Senan et Tunis et devenant de plus en plus riches en fraction argileuse (le caractère calcaire s'estompe graduellement). En outre, ils deviennent plus bioclastiques vers le sommet de la série, où leur surface devient très bioturbée dans les régions de Bargou et Gafsa. Les ammonites, plus abondantes dans la région de Jerissa ; Kalâat Senan ; Bargou, Hamem Mellègue et surtout dans la région de Gafsa. Dans cette dernière région Meister et Abdallah (2005) ont signalé *Neoptychites rollandi* (Thomas & Péron), *Choffaticeras* sp. et *Pachydesmoceras linderi* (De Grossouvre), indiquant un âge turonien inférieur (à moyen p.p.).

Les calcaires sont caractérisés par des textures fines de type wackestone. Vers le sommet notamment au J. Kherij, la texture des bancs calcaires évoluent localement en wackestones. A côté des ammonites, le microfaciès révèle une abondance de foraminifères planctoniques (hedbergelles, heterohelicidés, whiteinelles) et de calcisphères. On y trouve sporadiquement des débris bioclastiques fins de lamellibranches et d'échinides, associés à des foraminifères benthiques et des ostracodes.

Vers le sommet encore, le caractère bioclastique devient de plus en plus riche en filaments ou en gros débris de lamellibranches (notamment à Gafsa) et d'échinides, de gastéropodes. A dir Ouled Yahia, le banc sommital renferme de fréquents lithoclastes ferrugineux à filament, repris soit des niveaux inférieurs soit des calcaires de la Formation Bahloul.

L'abondance du plancton (foraminifères, calcisphères) dans ce faciès fin témoigne d'un milieu de dépôt assez profond et calme, en communication directe avec le bassin. L'augmentation de la fraction bioclastique grossière, constituée de débris de macrofaune et flore marines benthiques au sommet du membre marque le retour vers un milieu de dépôt peu profond, bien éclairé et oxygéné, épisodiquement agité et dont l'énergie provoque localement l'érosion et le remaniement des dépôts sous-jacents.

1.7 Faciès G: calcaires marneux et argileux clairs

L'analyse de microfaciès révèle une texture mudstone englobant de rares foraminifères planctoniques globuleux et carénés. Ils sont associés à de très rares carapaces pyriteuses d'ostracodes et très rares tests de foraminifères benthiques (*Lenticulina* sp., *Bulimina* sp.).

1.8 Faciès H : Calcaires siliceux riches en radiolaires

Des niveaux siliceux au sein de la Fm Bahloul ont été signalés pour la première fois dans la région de Bargou au niveau de la vallée d'Oued Kharoub (Dir ouled Yahia) par Turki (1975). Il s'agit de calcaires siliceux s'avérant riches en radiolaires. Nous avons décrit pour la première fois ces radiolaires de la coupe COK que nous avons levée dans la même localité à Dir Ouled Yahia dans la région de Bargou (voir Soua, 2005 ; Soua et Zaghib-Turki, 2006b). Ces niveaux de calcaires siliceux sont d'épaisseur décimétrique et sont également laminés, à lamines claires et sombres et de texture wackestone/mudstone. Les lamines claires montrent une plus grande richesse en radiolaires. Ils ont été nommés silexites par Layeb et Belayouni (1998) et s'avèrent également riches en MO. Ce faciès qui rend atypique la Fm Bahloul s'étend à Aïn Zakkar (coupe AZ, région de Bargou) et à Garn Halfaya (coupe GH, région de Tadjeroune).

2. Organisation séquentielle et cortèges sédimentaires

2.1 Notion de séquence

D'une manière générale et en domaine de plateforme (Proust, 1994), une séquence (ou séquence élémentaire) peut être définie comme un paquet de sédiments d'échelle décimétrique à hectométrique limitée à la base et au sommet par le contact brusque entre des sédiments d'environnement peu profond et plus profond (Van Wagoner, 1988; Guillocheau 1990; Proust, 1994; Mc Carter, 1998). A l'intérieur de cette séquence, la taille du grain moyen et l'épaisseur moyenne des strates augmentent de la base vers le sommet alors que la profondeur de dépôts décroît et l'énergie du milieu augmente.

A l'intérieur de la séquence, le temps est réparti d'une manière hétérogène et les limites de séquences sont condensées (Proust, 1994).

2.2 Cortèges de dépôts

Les séquences de dépôts sont constituées de la superposition de 3 catégories de dépôts, limitées par des surfaces de nature différentes :

-Un cortège de bas niveau (LST ou PBN), témoigne de la translation du littoral vers le bassin en termes de progradation. Il est limité à la base par une surface d'émersion (unconformity de type 1 ou une surface progradation (de type 2, SB) et au toit par une surface de transgression (TS). Dans ce cortège, la ligne de rivage avance vers le bassin. Dans le cas de la Formation Bahloul ce cortège est définie comme étant un « Shelf margin wedge » (SMW) ou Prisme de bordure de Plateform (PBP) car ces dépôts sont caractéristiques de position déplacée vers la plateforme.

-Un cortège transgressif (TST ou IT) ; il est très étendu et peu épais, limité à la base par une surface de transgression (ST) et au sommet par une surface d'inondation maximale (MFS) jalonnée par des niveaux à faible taux de sédimentation donc de condensation (Proust, 1994).

-Un cortège de haut niveau (HST ou PHN), il est en position déplacée vers le continent par rapport au cortège de bas niveau. Il est limité à la base par une surface d'inondation maximale et au sommet par une surface d'émersion marquant la fin de la séquence et le début d'une nouvelle séquence. Cette surface d'émersion peut être de type 1 ou de type 2 et marque une avancée progressive puis rapide de la ligne de rivage vers le bassin (Proust, 1994).

2.3. Interprétation séquentielle des dépôts du passage C-T

2.3.1 Prisme de bordure de plateforme (SMW)

Dans la coupe COK les calcaires wackestone-packstone bioturbés (*Zoophycos* et *Thalassinoides*), argileux et riches en calcisphères assurant la transition entre la Fm Fahdène et la Fm Bahloul sont soulignés par un niveau microconglomératique. Leur base érosive et leur forme lenticulaire suggère un dépôt de type chenal. Leur richesse remarquable en calcisphères, par rapport aux

foraminifères planctoniques et benthiques, et les autres bioclastes, témoigne de l'action d'un tri mécanique en liaison avec la variation du rivage. Nous les attribuons à un cortège de prisme de bordure de plateforme (PBP ou Shelf margin wedge SMW, des auteurs anglais). Dans la coupe d'Oued Bahloul (localité type de la Fm Bahloul), Maamouri et al. (1994) ont décrit un niveau conglomératique analogue, mais supportant des éléments plus grossiers, qu'ils ont considéré représentatif du cortège de prisme de bordure de plateforme. Une telle interprétation a été adoptée par Zagrani et al. (2008).

Accarie et al. (1996) ont également décrit, dans la coupe de Kalâat Senan, un niveau conglomératique assurant la transition entre la Fm Fahdène et la Fm Bahloul qu'ils nommèrent « pré-Bahloul ». De tels dépôts ont été attribués aussi au cortège de prisme de bordure de plateforme (Robazynski et al., 1990)

Dans les autres coupes étudiées, aucune trace de tel cortège n'a été enregistrée. D'ailleurs, en domaine de plate-forme (Razgallah et al., 1994; Abdallah et al., 2000), notamment dans la région de Gafsa, au sein de La Formation Zebbag, substituant la Fm Bahloul, il existe une discontinuité indiquant que la plateforme, devenue alors émergée, a été soumise à une forte érosion suite à la baisse rapide du niveau marin. Cette érosion est représentée par une discontinuité sédimentaire qui recouvre les calcaires à *Neolobites vibrayeanus* et *Calycoceras* sp. (Abdallah et al., 2000).

2.3.2 Cortège transgressif

Dans la coupe AZ le niveau microconglomératique est immédiatement surmonté par des dépôts riches en éléments bioclastiques (ex : échinodermes) remaniés, puis riche en grains de phosphate et glauconite déterminant une surface de condensation. Cette surface représentant une surface de transgression (TS) marque la limite entre le SMW et le cortège transgressif (TST) (Fig. 74) et suggère une migration rapide de la ligne de rivage sur le continent.

La Formation Bahloul proprement dite est considérée comme appartenant à un cortège transgressif (TST). Sa partie basale est composée d'une succession de paraséquences rétrogradantes de calcaire et de marnes. En effet, suite à l'élévation eustatique, ce modèle de rétrogradation indique que, la création de l'espace d'accommodation a dépassé le flux

sédimentaire et que le bassin était sous-chargé. Les calcaires y sont laminés en plaquettes et riches en MO qualifiés alors de « black shales ». Parfois, des nodules de pyrite ou d'oxydes de fer s'y ajoutent (même dans lacoupe COK). Ces black shales sont riches en foraminifères planctoniques trochospiraux à loges globuleuses du genre *Whiteinella*, et en petits hétérohélicidés bisériés (*Heterohelix* spp.) et trisériés (*Guembelitra cenomana*), en radiolaires (nassallaires dominants) et ammonites indiquant un approfondissement de l'environnement de dépôt par rapport à celui indiqué par le cortège précédent et une haute productivité primaire, suggérée par la prolifération des nassallaires. Vers le sommet, et succédant aux calcaires à filaments, il existe un niveau calcaire caractérisé par l'abondance des grains de glauconite et de phosphate. Il est défini comme une surface d'inondation maximale (MFS). Ce niveau calcaire contraste avec les niveaux sus-jacents de marnes fissiles et bioturbées. Ces derniers contiennent de rares foraminifères benthiques agglutinés de petite taille (*Neobullimina*) et des foraminifères planctoniques faiblement carénés (du genre *Dicarinella*). Une telle association de foraminifère suggère que le flux des eaux du fond a pu induire une colonne d'eau plus oxygénée qu'au paravant c'est à-dire lors du dépôt des calcaires sombres et laminés. Dans de nombreux secteurs comme à Oued Bahloul (Maamouri et al., 1994 ; Zagrani et al., 2008), cette surface est marquée par l'abondance des ammonites turoniennes (par exemple *Fagesia* sp. et *Watinoceras* sp.). Cette surface se produit lorsque la création d'espace d'accommodation est rapide. Elle marque la reprise ou « turnaround » de la rétrogradation à la progradation. Sur la plate-forme, l'intervalle de transgression correspond à l'unité calcaire à faune pélagique (Razgallah et al., 1994). En effet, suite à l'élévation eustatique, le taux de création d'espace est beaucoup plus important que l'apport sédimentaire par conséquent, inondant graduellement la plate-forme Zebbag et le faciès de dépôt pélagiques.

2.3.3 Prisme de Haut niveau marin

Ce prisme correspond toujours à des faciès d'aggradation puis de progradation. Dans la région de Bargou comme dans l'ensemble du bassin, ce système est représenté par les alternances de marnes et calcaires de la partie basale de la Fm Kef. Dans la plate-forme, ce système est représenté par le membre Gattar qui a enregistré le remplissage de l'espace disponible qui définit le modèle de progradation (Abdallah et al., 2000).

3. Relation entre les valeurs de Sr/Ca et le changement du niveau marin

Le rapport Sr/Ca montre plusieurs cycles à court terme, correspondant habituellement aux séquences de dépôt. Généralement, les valeurs élevées de Sr/Ca caractérisent la partie supérieure des HST et des LST, où les pics coïncident généralement avec (ou très près) les limites de séquences (SB). Les valeurs de Sr/Ca baissent souvent dans la partie inférieure et moyenne de l'intervalle transgressif (TST) et atteignent les valeurs minimales dans la partie supérieure de celui-ci. Ainsi dans la coupe AZ, région de Bargou, les valeurs de Sr/Ca montrent une tendance relativement constante à travers la partie inférieure de la Formation Bahloul (Fig. 74B), tandis qu'au sommet, les valeurs de Sr/Ca baissent considérablement, coïncidant avec le développement du cortège HST du Turonien inférieur (Mabrouk et al., 2006).

Les relations observées entre le rapport Sr/Ca et l'organisation séquentielle sont compatibles avec le changement du niveau marin forçant à court terme l'enregistrement de Sr/Ca. La baisse du niveau marin au coïncidant avec la fin du prisme de haut niveau et d'un prisme de bas niveau emmène à l'exposition des plateformes carbonatées et la production du Sr dérivé de l'aragonite dans les océans. Contrairement, l'augmentation du niveau marin au cours de la transgression conduit au renouvellement du dépôt de l'aragonite et de la chute du rapport Sr/Ca dans l'eau de mer (Stoll et Schrag, 2001). Cela a été renversé par le développement de systèmes de plateformes carbonatées à faible taux d'accumulation d'aragonite au cours de la mise en place du cortège de haut niveau marin.

La figure 74 (B-C) montre que les relations stratigraphiques décrites dans la coupe de Culver (Murphy, 1998; Mabrouk et al., 2006) ont été identifiées ailleurs notamment en Italie à Gubbio (Stoll et Schrag, 2001). Le rapport de Sr/Ca, enregistré à Culver même, a été comparé avec celui de la coupe de Gubbio (Italie) et la coupe de Bargou (Tunisie). Les trois coupes sont biostratigraphiquement non corrélables, puisque les macrofossiles et les foraminifères sont rares, tant en Italie qu'en Tunisie (niveaux siliceux).

Cependant, en utilisant le rapport Sr/Ca, les pics identifiés au sein de l'intervalle du passage C-T à Culver (Angleterre) et à Gubbio (Italie) sont également identifiables à Bargou (Tunisie).

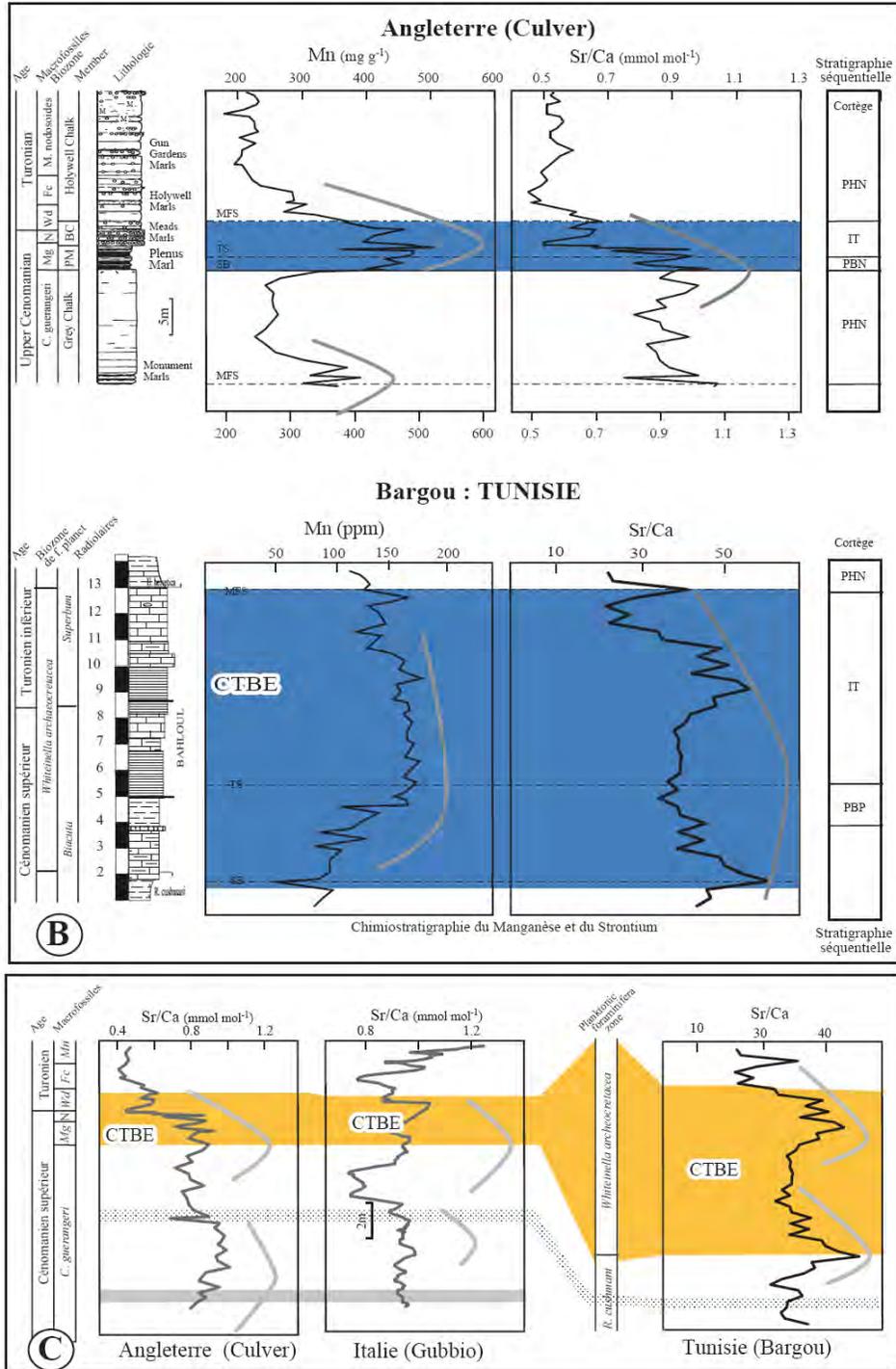


Fig. 74B-C Stratigraphie, courbes de manganèse et du rapport de Sr/Ca de Culver (Angleterre, Mabrouk, 2003) comparées et corrélées à la coupe de Bargou en Tunisie. Comparaison de la stratigraphie entre Gubbio (Italie, Stoll and Schrag, 2001) et Culver (Angleterre, Murphy, 1998 ; Mabrouk et al., 2006)

En outre, Mabrouk et al. (2006) ont mentionné que les chutes dans les valeurs de ^{13}C et de Sr/Ca peuvent être en liaison avec les effets notamment diagénétiques. Dans la coupe de Bargou ces chutes peuvent correspondre à des intervalles de silice comparables à ceux du niveau Bonarelli.

4. Relation entre le contenu en manganèse et le changement du niveau marin

La figure 74 (B-C) montrent que les fluctuations de Mn dans chaque séquence ne sont pas corrélables ni avec les contenus en silicate ni avec les contenus en carbonate. C'est peut-être en raison de l'apport de Mn qui est couplé au flux biogénique, qui doit avoir diminué durant le développement du SMW (Murphy, 1998; Stoll et Schrag, 2001; Mabrouk et al. 2006).

Les valeurs de Mn augmentent avec l'élévation du niveau marin, atteignant un maximum autour du MFS, avant de diminuer au niveau du HST, ce qui représente une période d'approvisionnement relativement constant de carbonate. L'augmentation des valeurs de Mn au sein de l'intervalle transgressif (la Formation Bahloul, Fig. 74A et Fig. 74B-C) pourrait être liée à l'augmentation de la productivité au cours de l'élévation du niveau marin concomitante à une augmentation de la matière organique associée au flux du Mn dans l'eau de mer. Par conséquent, des teneurs élevées en Mn peuvent être causées par la baisse des taux de sédimentation, conduisant à de teneurs élevées en Mn dans les sédiments (Renard, 1985).

Pour récapituler, l'étude des dépôts riches en MO, typiques ou atypiques de la Formation Bahloul, riche en MO et de faciès siliceux, démontre l'existence d'une remarquable relation entre le rapport Sr/Ca et le changement eustatique. Durant le passage C-T, les pics de Sr/Ca dans la coupe AZ coïncident avec la SB et le MFS sus-jacent, où les valeurs maximales s'enregistrent généralement aux alentours des limites de séquence. Les valeurs de Sr/Ca diminuent à travers l'intervalle transgressif et atteignent les valeurs minimales dans la partie supérieure de celui-ci. En outre, le manganèse montre, quant à lui les mêmes tendances, toutefois, les valeurs minimales s'enregistrant aux alentours des limites de séquence et à travers le SMW. Ces valeurs augmentent au niveau du TS et à travers le TST. Les valeurs maximales coïncident avec le MFS, et, normalement, diminuent à travers le HST.

D'autres éléments chimiques, comme Si, Ni, Cu peuvent être utilisés comme indicateurs de surfaces remarquables ou de cortèges bien déterminé (soit transgressif, soit de bas niveau ou encore de haut niveau).

PARTIE V

SYSTEMATIQUE DES FORAMINIFERES PLANCTONIQUES ET DES RADIOLAIRES DU PASSAGE C-T

Chapitre 1 : Systématique des foraminifères planctoniques

Chapitre 2 : Systématique des radiolaires

Chapitre I- Systématique des foraminifères planctoniques

L'étude systématique dans le cadre de ce travail a concerné, à la fois, les espèces de foraminifères planctoniques et de radiolaires reconnues dans les sédiments du passage Cénomaniens-Turonien.

Pour la détermination des espèces de foraminifères planctoniques que contiennent les résidus obtenus des échantillons des différentes coupes étudiées, nous avons fait large usage des documents décrivant dans le détail, discutant et illustrant les espèces du Cénomaniens-Turonien. Sans être exhaustif, nous citons le catalogue d'Ellis & Messina (version internet), les travaux de E.W.G.P.F en coopération avec F. Robaszynski et M. Caron, sur les Foraminifères planctoniques du Crétacé Supérieur (1979. 1 et 2), les traités de micropaléontologie de Loeblich et Tappan (1961), (1964) et (1988), Stelck et Wall (1954), Pessagno (1967), Eicher et Worstell (1970), Chitta (1979), Salaj (1980), Bellier (1983), Robaszynski et al. (1990), Premoli Silva et Sliter (1994), Rami (1998), Georgescu (2000), Keller et al. (2001) et d'autres.... Dans le présent chapitre nous décrivons 33 espèces réparties en 12 genres et 6 familles. La classification de ces Foraminifères adoptée est celle de LOEBLICH et TAPPAN (1988).

ORDRE : FORAMINIFERIDA EICHWALD, 1830

SOUS-ORDRE : GLOBIGERININA DELAGE & HEROUARD, 1896

SUPERFAMILLE : HETEROHELICACEA CUSHMAN, 1927

FAMILLE : HETEROHELICIDAE CUSHMAN, 1927

SOUS-FAMILLE : HETEROHELICINAE CUSHMAN, 1927

GENRE : *Heterohelix* EHRENBERG, 1843

Espèce – Type : *Textularia* (= *Heterohelix*) *americana* EHRENBERG, 1843

Diagnose du genre :

Le genre *Heterohelix* est caractérisé par un test bisérié, présentant (ou pas) un enroulement planispiral initial. Il est finement à grossièrement perforé et/ou orné par des côtes.

Espèce : *Heterohelix moremani* (CUSHMAN, 1938)

Pl.4, fig.5-6

Synonymie:

- 1938 – *Guembelina moremani* CUSHMAN, pl. 2, fig. 1-3, p. 10
- 1940 – *Guembelina washitensis* TAPPAN, pl.19, fig.1, p. 115
- 1984 – *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), Leckie, pl. 10, fig. 1-2, p. 593
- 1985 – *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), Caron, fig. 24, 6-7
- 1990 – *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), Nederbragt, pl.2, fig. 6a-7; pl.3, fig.1a-2b, p88, 93
- 1991 – *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), Matmati et al, pl.8, fig.2, p. 62
- 1995 – *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), Georgescu, fig. 3-5, 13, p. 403
- 1998 – *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), Rami, pl. 4, fig. 9, p. 144
- 2000 – *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), Georgescu, p. 162
- 2001 – *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), Keller et al., fig.8, 5, p. 404
- 2001 – *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), El Amri, pl. VI, fig. 10
- 2004 – *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), Keller et Pardo. Pl.6, fig.15-17
- 2005 – *Heterohelix moremani* (CUSHMAN), Soua. p. 101, Pl.3, fig.5-6

Caractères généraux:

C'est une espèce qui présente un arrangement bisérié (de 6 à 9 paires de loges). Les loges augmentent de taille progressivement donnant un aspect effilé au test. Les loges sont globuleuses et finement perforées. L'ouverture est en forme d'arc bordée par une lèvre.

Répartition stratigraphique :

H. moremani est connue de l'Albien supérieur jusqu'au Santonien (Caron, 1985). De même de Klasz et al. (1995) ont signalé l'abondance de cette espèce dans le Turonien du Sénégal. Elle est aussi abondante dans les sédiments du passage C-T en USA, en Atlantique et en Europe (Leckie, 1987 ; Kuhnt et Thurrow, 1992 ; Keller et al., 2001 ; Keller et Pardo, 2004).

Dans notre matériel :

H. moremani est l'espèce la plus fréquente de l'association. Son pic d'abondance (acmé) nous a permis d'établir une sous-zone. Sa fréquence maximale (55%) coïncide avec l'échantillon CES-42.

Espèce : *Heterohelix navarroensis* LOEBLICH, 1951

Pl.4, fig.4 et 8

Synonymie:

1844 – *Spiroplecta americana* EHRENBERG, p. 75

1951 – *Heterohelix navarroensis* LOEBLICH, pl. 12, fig. 3

1985 – *Heterohelix navarroensis* LOEBLICH, Caron, fig. 24, 8-9

1990 – *Heterohelix navarroensis* LOEBLICH, Nederbragt, pl.3, fig. 5a-b

1991 – *Heterohelix navarroensis* LOEBLICH, Matmati et al, pl.8, fig.1, p. 62

1998 – *Heterohelix navarroensis* LOEBLICH, Rami, pl. 5, fig. 1-2, p. 144

2001 – *Heterohelix navarroensis* LOEBLICH, El Amri, pl. VI, fig. 5

2005 – *Heterohelix navarroensis* LOEBLICH, Soua, p. 102 Pl.3, fig.3-4

Caractères généraux:

C'est une espèce bisériée. Cette espèce montre généralement un stade initial planispiral mais à croissance continue. Le test est de petite taille, avec un apex non pointu, il présente une surface finement perforée et finement costulée. L'ouverture est bordée par un bourrelet. Cette espèce se rapproche de *H. globulosa*, qui peut aussi être planispirale à sa phase initiale, toutefois elle en diffère par les dernières paires de loge qui sont nettement moins dilatées.

Répartition stratigraphique et géographique :

H. navarroensis est connue depuis le Cénomaniens supérieur jusqu'au Maastrichtien. Cette espèce est signalée aussi par De Klasz et al. (1995) au Turonien du Sénégal, en Amérique (Leckie, 1987).

Espèce : *Heterohelix pulchra* (BROTZEN, 1936)

Pl.4, fig.7 et 9

Synonymie :

1936 – *Guembelina pulchra* BROTZEN, p.121, pl.9, fig. 3a-b

1983 – *Heterohelix pulchra* (BROTZEN), Weiss, p.46-47, pl.2, fig.9-13

1990 – *Laeviheterohelix pulchra* (BROTZEN), Nederbragt, p.101,pl.5, fig. 7a-b, pl.6 fig.1

1995 – *Heterohelix pulchra* (BROTZEN), Keller et al., pl.3 fig.3

1998 – *Heterohelix pulchra* (BROTZEN), Rami, p.145, pl.5, fig.3-4

2001 – *Heterohelix pulchra* (BROTZEN), El Amri, p.66, pl.6, fig.9

2005 – *Heterohelix pulchra* (BROTZEN), Soua, p. 103, Pl.3, fig.7-8

Caractères généraux :

Le test est lisse à profil aplati. Cette espèce est caractérisée par des loges en croissant qui se recouvrent de telle sorte que la stuture médiane déprimée acquière une forme en dent de scie. L'ouverture chez cette espèce est assez large.

Dans notre matériel :

H. pulchra est fréquente aussi dans la coupe les différentes coupes étudiées, notamment CES, COK, GH et OH. Sa fréquence maximale (25%).

Espèce : *Heterohelix reussi* (CUSHMAN, 1938)

Pl.4, fig. 3

Synonymie:

1938 – *Guembelina reussi* CUSHMAN, pl.2, fig.6-9, p.11

1970 – *Heterohelix globulosa* (EHRENBERG), Eicher et Worstell,

1985 – *Heterohelix reussi* (CUSHMAN), Caron, fig. 24, 10-11

1990 – *Hetrohelix globulosa* (CUSHMAN), Nederbragt, pl. 2, fig. 1a-2b, p88

2001 – *Heterohelix reussi* (CUSHMAN), Keller et al, Fig.8, 1-3

2004 – *Heterohelix reussi* (CUSHMAN), Keller et Pardo, Pl. 6 fig. 11-14

2005 – *Heterohelix reussi* (CUSHMAN), Soua, p. 103, Pl.3, fig.1-2

Caractères généraux :

C'est une espèce qui présente un agencement bisérié avec des loges globuleuses qui augmentent de taille graduellement, à l'exception des dernières loges, qui croissent plus rapidement. Toutes

les loges présentent une ornementation en fines côtes et sont finement perforées. Cette espèce se distingue de *H. globulosa* par sa forme plus allongée.

Répartition stratigraphique :

H. reussi a été signalée dans les dépôts du Crétacé supérieur. C'est-à-dire du Cénomaniens supérieur au Maastrichtien. Elle a signalé en Afrique occidentale, dans le domaine Atlantique, en Amérique et en Europe (Caron, 1985 ; Leckie, 1987 ; De Klasz et al., 1995 ; Keller et al., 2001 ; Keller et Pardo, 2004).

Dans notre matériel :

H. reussi est présente dans les niveaux de base des séries étudiées jusqu'au dernier échantillon de chacune des coupes levées. Sa fréquence est relativement élevée par rapport aux autres Hétérohélicidés. Cette espèce atteint 35% de l'association dans la partie inférieure de la zone à *W. archaeocretacea*.

SUPERFAMILLE : HETEROHELICACEA CUSHMAN, 1927

FAMILLE : GUEMBELITRIIDAE MONTANARO GALLITELLI, 1957

SOUS-FAMILLE : GUEMBELITRIINAE MONTANARO GALLITELLI, 1957

GENRE : *Guembelitra* CUSHMAN, 1933

Espèce – Type : *Guembelitra cretacea* CUSHMAN

Synonymie du genre :

1933 – *Guembelitra* CUSHMAN, p. 37

- 1954 – *Guembelitra* CUSHMAN, Stelck et Wall, p.
- 1956 – *Guembelina* EGGER, Dalbiez, p. 35-37
- 1964 – *Guembelitra* CUSHMAN, Loeblich et Tappan, p. c652
- 1970 – *Neobulimina* CUSHMAN et WICKENDEN, Eicher et Worstell
- 1985 – *Guembelitra* CUSHMAN, Caron, p. 23
- 1988 – *Guembelitra* CUSHMAN, Loeblich et Tappan, p. 473
- 2005 – *Guembelitra* CUSHMAN, Soua, p. 104, Pl.2, fig.9

Diagnose du genre :

C'est une espèce de très petite taille que nous rencontrons dans les résidus fins (<100µm). Ce genre comporte des espèces à un test subconique trisérié et à des loges globuleuses. Ce test est finement perforé, chaque pore est entouré par un cône le plus souvent émoussé (par fois il y a deux pores par cône). De telle microstructure est nommée à « Pore-mounds » par Olsson *et al.*, (1999)

Espèce : *Guembelitra cenomana* (KELLER, 1935)

Pl.5, fig.1-3

Synonymie :

- 1935 – *Guembelina cenomana* KELLER, pl. 3, fig. 13-14, p. 547
- 1940 – *Guembelitra harrisi* TAPPAN, pl. 19, fig. 2, p. 115
- 1964 – *Guembelitra cenomana* (KELLER), Loeblich et Tappan, p. 652
- 1970 – *Guembelitra harrisi* TAPPAN, Eicher et Worstell, Pl.8, fig.1-2.
- 1985 – *Guembelitra cenomana* (KELLER), Caron, fig. 24.3-4, p. 55

1988 – *Guembelitra cenomana* (KELLER), Loeblich et Tappan, pl. 485, fig. 8-12

2001 – *Guembelitra cenomana* (KELLER), Keller et al., fig.8. 6-8, p. 404

2004 – *Guembelitra cenomana* (KELLER), Keller et Pardo fig.8. 6-8, p. 404

2005 – *Guembelitra cenomana* (KELLER), Soua, p. 105, Pl.2, fig.1-3

Caractères généraux :

Guembelitra cenomana, possède un test trisérié peu allongé, à surface perforée. Elle diffère de *G. cretacea* du Maastrichtien-Danien seulement par son ouverture subcirculaire relativement plus petite.

Répartition stratigraphique :

Guembelitra cenomana est connue comme un indicateur paléoécologique habitant les surfaces marines eutrophiques à la période du passage Cénomanién Turonien, son épanouissement (bloom) coïncide avec l'événement anoxique EAO-2. Elle a été signalée dans l'Albien supérieur (zone à *Rotalipora appenninica*) et s'étend à la partie supérieure de la zone à *Whiteinella archaeocretacea* c'est-à-dire près de la limite Cénomanién – Turonien. Elle a été signalée en Afrique occidentale, au Canada, en Amérique et en Europe (Stelck et Wall, 1954 ; Caron, 1985 ; Leckie, 1987 ; Gebhardt et al., 1994 ; Keller et al., 2001 ; Keller et Pardo, 2004).

Dans notre matériel :

C'est la première fois que cette espèce est reconnue en Tunisie. Ailleurs, la prolifération de cette espèce est mondialement reconnue comme un marqueur de période de crise ou stress écologique. Elle est présente depuis les premiers niveaux jusqu'au dernier échantillon de toutes les coupes étudiées.

Espèce : *Guembelitra* sp

Pl.5, fig.7 et 8

Synonymie :1954 – *Guembelitra cretacea* CUSHMAN Var. *albertensis* STELCK et WALL, Pl. 2, Fig. 19, p. 231955 – *Guembelitra cretacea* CUSHMAN Var. *spiritensis* STELCK et WALL, Pl. 2, Fig. 11, p. 441962 – *Neobulimina albertensis* (STELCK et WALL), Tappan, Pl. 48, Fig. 3-6, p. 1841970 – *Neobulimina albertensis* (STELCK et WALL), Eicher et Worstell, Pl. 4, Fig. 2-4, p. 2902001 – *Guembelitra albertensis* STELCK et WALL, Keller et al., fig.8. 9-10, p. 4042004 – *Guembelitra cretacea* CUSHMAN, Ettachfini et al., fig.7. 12, p.662005 – *Guembelitra albertensis* STELCK et WALL, Soua, p. 106, Pl.2, fig.4-6Caractères généraux :

Cette espèce se caractérise par un test trisérié allongé. La partie où s'effectue la trisériation chez cette espèce est remarquablement plus allongée que chez *Guembelitra cenomana*. L'ouverture en arc chez *Guembelitra* sp est nettement plus courte. Le test trisérié allongé est orné par des petits pores. Cette espèce se distingue aussi de *G. cenomana* par sa forme plus mince et peu allongée. La forme (*Guembelitra albertensis*) déjà noté (Soua, 2005) est de nouveau révisée. Il s'agirait plutôt de du genre *Neobulimina* comme suggéré déjà par Mark Leckie (Communication personnelle)

Dans notre matériel :

C'est la première fois que cette espèce est reconnue en Tunisie. Concernant toutes les coupes étudiées, *Guembelitra* sp coexiste avec les rotalipores, alors que dans la coupe COK, GH et HM elle est déjà présente dans les marnes de Cénomaniens attribuées à la Formation Fahdènes. Mais elle y est rare et ne prolifère que dans la formation Bahloul.

SUPERFAMILLE : PLANOMALINACEA BOLLI, LOEBLICH & TAPPAN, 1957

FAMILLE : GLOBIGERINELLOIDIDAE LONGORIA, 1974

SOUS-FAMILLE : GLOBIGERINELLOIDINAE LONGORIA, 1974

GENRE : *Globigerinelloides* CUSHMAN & TEN DAM, 1948

Espèce – Type : *Globigerinelloides algeriana* CUSHMAN & TEN DAM, 1948

Diagnose du genre :

Ce genre groupe les espèces à test planispiralé c-à-d doublement ombiliqué (biombiliqué) qui peut être soit involute soit évolutive à loges globuleuses dont la dernière peut se dévider surtout l'épaisseur du test. Les représentants du genre *Globigerinelloides* possèdent des sutures déprimées sur les deux faces pouvant être radiales, droites ou sigmoïdes. La périphérie du test est arrondie et dépourvue de carènes. Le test comporte des ouvertures successives considérées comme étant des ouvertures résiduelles sur les deux cotés, elles sont typiques pour les tests planispiralés. Généralement, *Globigerinelloides* diffère de *Biticinella* par l'absence des ouvertures supplémentaires et de *Planomalina* par l'absence de carène périphérique.

Espèce : *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW, 1934)

Pl.6, fig.7-9

Synonymie

1934 – *Anomalina bentonensis* MORROW, Pl. 30, Fig. 4, p. 201

1961 – *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW), Loeblich et Tappan, Pl. 2, Fig. 8-10, p. 267

1970 – *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW), Eicher et Worstell, pl. 8, Fig. 17-19, Pl. 9, Fig. 3, P. 297

1979 – *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW), Chitta, p.77

2001 – *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW), Keller et al., texte seulement.

2004 – *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW), Keller et Pardo, Pl.5, fig. 15-18

2005 – *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW), Soua, p. 107, Pl.1, fig.11-12

Caractères généraux :

G. bentonensis possède un test biombiliqué, planispiral evolutive à partiellement involutive. Le test contient de 6 à 8 loges (généralement 6). La taille des loges augmente graduellement. Les premières loges sont étroitement comprimées alors que les dernières sont moins comprimées et tendent à devenir évolutive. La périphérie est lobée, les sutures sont radiales qui peuvent être légèrement courbées. Le test est finement perforé. Cette espèce diffère de *G. ultramicra* par la dernière loge qui est relativement plus grande et plus ambrassante.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est signalée dans l'Albien et elle disparaît dans la partie inférieure de la zone à *Whiteinella archaeocretacea*. *G. bentonensis* forme une sous-zone dans cette dernière zone. Elle a été décrite en Amérique par Slitter (1999), en Italie par Premoli Silva et Slitter (1995) et en Angleterre (Keller et al., 2001).

Dans notre matériel :

C'est la première fois que cette espèce est reconnue en Tunisie. Concernant les deux coupes CES et COK, *G. bentonensis* coexiste avec les Rotalipores. Dans la partie supérieure à *R. cushmani* cette espèce est fréquente.

Espèce : *Globigerinelloides ultramicra* (SUBBOTINA, 1949)

Synonymie

1949 – *Globigerinella ultramicra* SUBBOTINA, pl. 2, fig. 17-18, p. 33

1964 – *Globigerinelloides ultramicra* (SUBBOTINA), Loeblich et Tappan, c656

1985 – *Globigerinelloides ultramicra* (SUBBOTINA), Caron, fig. 29.18-19, p. 66

1988 – *Globigerinelloides ultramicra* (SUBBOTINA), Loeblich et Tappan,

2001 – *Globigerinelloides ultramicra* (SUBBOTINA), Keller et al., fig.8.11-13, p. 404

2004 - *Globigerinelloides ultramicra* (SUBBOTINA), Keller et Pardo, Pl.5, 10-14

2005 - *Globigerinelloides ultramicra* (SUBBOTINA), Soua, p. 108, Pl.1, fig.13/Pl.5, fig.6

Caractères généraux :

Globigerinelloides ultramicra possède un test planispiralé biombiliqué à enroulement évolutive. Les loges sont globuleuses et peuvent souvent être en nombre de huit au dernier tour. Chez cette espèce les sutures sont typiquement déprimées sur les deux côtés, radiales et droites. La périphérie est à surface arrondie et dépourvue de carènes. A la dernière loge l'ouverture est marginéo-ombilicale sur les loges précédente on observe des relicats d'ouverture au niveau des deux ombilics. Généralement, *Globigerinelloides ultramicra* diffère des autres *Globigerinelloides* essentiellement par sa petite taille et son grand nombre de loges. Cette espèce diffère de *G. bentonensis* par son contour moins lobé et son enroulement moins involute.

Répartition stratigraphique :

Selon Caron (1985) *Globigerinelloides ultramicra* est connue de l'Albien supérieur au Maastrichtien inférieur, (la zone à *Rotalipora appenninica* à la zone à *Globotruncana havanensis*). Gallala (2010) l'a signalé dans les dépôts du Maastrichtien supérieur et du Danien basal

Dans notre matériel :

Cette espèce est présente dans l'intervalle du passage Cénomaniens-Turonien notre mais d'une manière sporadique.

SUPERFAMILLE: ROTALIPORACEA SIGAL, 1958

FAMILLE: HEDBERGELLIDAE LOEBLICH & TAPPAN, 1961

SOUS-FAMILLE: HEDBERGELLINAE LOEBLICH & TAPPAN, 1961

GENRE: *Clavihedbergella* BANNER & BLOW, 1959

Espèce-type : *Hastigerinella* (= *Clavihedbergella*) *subcretacea* TAPPAN, 1943

Diagnose du genre

Test trochospiralé à spire basse, biconvexe, à ombilic large, périphérie subcirculaire et lobée. Il est dépourvu de carènes. Les premières loges sont globuleuse à oïdes, alors que les dernières sont étirées à allongées. Les sutures sont fortement retrécies, radiales, droites ou arquées. Les loges sont à surface finement perforée, granuleuse et lisse. L'ouverture est extraombilical-ombilicale en forme d'arc. Elle est bordée par une lèvre.

Espèce: *Clavihedbergella simplex* (MORROW, 1934)

Pl.6, fig.4-6

Synonymie:

- 1934 – *Hastigerinella simplex* MORROW, pl. 30, fig. 6, p. 198
- 1954 – *Hastigerinella simplicissima* MAGNÉ & SIGAL, pl. 14, fig. 11a-b-c
- 1961 – *Hedbergella amabilis* LOEBLICH & TAPPAN, pl. 13, fig. 1a-b-c, p.273
- 1961 – *Clavihedbergella simplex* (MORROW), Loeblich et Tappan, pl.3, fig.11-14
- 1970 – *Clavihedbergella simplex* (MORROW), Eicher et Worstell, pl. 10, fig. 4, 6-7
- 1971 – *Hedbergella simplississima* (MAGNÉ & SIGAL), Magniez-Jannin, pl.19, fig.12-16, p361
- 1977 – *Clavihedbergella simplex* (MORROW), Master
- 1979 – *Hedbergella simplex* (MORROW), E.W.G.P .F.1,pl. 29,fig. 1-3, pl. 30, fig.1-2, p.147,149
- 1979 – *Clavihedbergella simplex* (MORROW), Chitta, p.98
- 1985 – *Hedbergella simplex* (MORROW), Caron, fig. 25, 15-16, p.58
- 1983 – *Clavihedbergella simplex* (MORROW), Gargouri-Razgallah, p.140
- 1987 – *Hedbergella amabilis* (MORROW), Ben Haj Ali, pl. 4, fig. 9-11, p. 97
- 1993 – *Hedbergella simplex* (MORROW), Balla et al, fig. 5, 4, p. 436
- 2000 – *Hedbergella amabilis* (MORROW), Georgescu, pl.1, fig. 3-4, p. 165
- 2001 – *Hedbergella simplex* (MORROW), Keller et al., fig.8, 14, p. 404
- 2005 – *Hedbergella simplex* (MORROW), Soua, p. 109, Pl.4, fig.4-6

Caractères généraux:

Test trochospiral à spire basse. Le dernier tour est formé généralement par quatre à six loges légèrement étirées radialement à surface granuleuse (ou épineuse). Elles sont à croissance rapide avec un contour très lobé à digité. Les sutures sont typiquement radiales et déprimées. La face ombilicale est faiblement convexe.

Répartition stratigraphique :

C. simplex est connue de l'Albien inférieur à la limite Turonien – Coniacien. (Caron, 1985). Elle a été décrite en Europe par Keller et al. (2001) et en Amérique par Keller et Pardo (2004).

SUPERFAMILLE: ROTALIPORACEA SIGAL, 1958

FAMILLE: HEDBERGELLIDAE LOEBLICH & TAPPAN, 1961

SOUS-FAMILLE: HEDBERGELLINAE LOEBLICH & TAPPAN, 1961

GENRE: *Hedbergella* BRÖNNIMANN & BROWN, 1958

Espèce – Type : *Anomalina* (= *Hedbergella*) *lorneiana* D'ORBIGNY var. *trochoidea* GANDOLFI, 1942

Diagnose du genre:

Ce genre est caractérisé par un test trochospiralé finement perforé et calcaire, biconvexe représenté par un contour lobé. Les loges sont globuleuses à ovales, lobés à profile arrondi ne contenant ni carène ni bandeau périphérique imperforé. L'ouverture primaire chez *Hedbergella* est extraombilicale-ombilicale, s'étendant jusqu'à la périphérie. Les sutures sont déprimées,

radiales, courbées ou droites. La surface des loges peut être lisse comme elle peut être couverte soit par des rugosités ou par des épines.

Espèce : *Hedbergella delrioensis* (CARSEY, 1926)

Pl.6, fig.1-3

Synonymie:

1926 – *Globigerina cretacea* D'ORBIGNY var. *delrioensis* CARSEY, p.43

1961 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), Loeblich et Tappan, pl.2, fig. 11-13, p. 275

1967 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), Pessagno, pl. 48, fig. 1-5, p. 282

1971 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), Magniez-Jannin, pl. 13, fig. 13-34, p.376

1979 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), E.W.G.P.F.1, pl. 22, fig.1-2, pl. 23,fig.1-3, p.125,127

1979 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), Chitta, p.90, pl.2, fig.1-2

1983 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), Gargouri-Razgallah, p. 140, pl.24, fig. 1-3

1985 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), Caron, fig. 25, 6-7, p.58

1993 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), Caus *et al.*, fig.7, 1a-c, p. 541

1994 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), Premoli Silva & Sliter, pl. 1, fig. 7

2000 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), Georgescu, pl. 1, fig. 5, p. 165

2001 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), Keller *et al.*, fig.8, 15-16, p. 404

2004 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), Keller et Pardo, Pl.5 5-9

2005 – *Hedbergella delrioensis* (CARSEY), Soua, p. 110, Pl.4, fig.1-3

Caractères généraux :

Cette espèce montre un agencement trochospiralé du test au contour lobé, contenant au dernier tour 5 à 7 loges. Les deux dernières loges sont décalées du côté ventral. Les loges sont à croissance rapide. La surface des premières loges montre un léger aspect rugueux tant que la dernière loge est lisse. Les sutures sont radiales et déprimées. L'ombilic est assez étroit.

Répartition stratigraphique :

H. delriensis est connue de l'Aptien moyen au Coniacien. (Caron, 1985). Dans notre matériel, cette espèce est présente depuis la partie supérieure de la zone à *Rotalipora cushmani*.

Espèce : *Hedbergella planispira* (TAPPAN, 1940)

Synonymie :

1940 – *Globigerina planispira* TAPPAN, pl. 19, fig. 12, p. 122

1961 – *Hedbergella planispira* (TAPPAN), Loeblich et Tappan, pl. 5, fig. 4-10, p. 276

1979 – *Hedbergella planispira* (TAPPAN), E.W.G.P .F.1, pl. 27, fig. 1-3, pl. 28, fig. 1-4, p. 140, 142

1979 – *Hedbergella planispira* (TAPPAN), Chitta, p. 92

1983 – *Hedbergella planispira* (TAPPAN), Gargouri-Razgallah, p. 139, pl. 2-4, fig. 8

1984 – *Hedbergella planispira* (TAPPAN), Leckie, pl. 9, fig. 6-7, p. 599

1985 – *Hedbergella planispira* (TAPPAN), Caron, fig. 25, 23-24, p. 58

1994 – *Hedbergella planispira* (TAPPAN), Premoli Silva & Sliter, pl. 1, fig. 1, 10

2000 – *Hedbergella planispira* (TAPPAN), Georgescu, pl. 1, fig. 8, p. 165

2001 – *Hedbergella planispira* (TAPPAN), Keller et al., fig. 8, 17-18, p. 404

2005 – *Hedbergella planispira* (TAPPAN), Soua, Pl.6, fig.3

Caractères généraux :

Cette espèce possède un test de petite de taille trochospiralé à trochospire basse et à contour lobé. Les loges peuvent être de six à huit au dernier tour, globuleuses et à surface lisse. Les loges sont à croissance lente. Les sutures sont radiales et déprimées. Chez cette espèce le profil est très faiblement dissymétrique

Répartition stratigraphique :

H. planispira a été signalée dans l'intervalle Aptien inférieur au Turonien. (Caron, 1985). Dans notre matériel, cette espèce est présente depuis la partie supérieure de la zone à *Rotalipora cushmani* et continue jusqu'au Turonien inférieur à moyen (Zone à *H. helvetica*).

SUPERFAMILLE: ROTALIPORACEA SIGAL, 1958

FAMILLE: HEDBERGELLIDAE LOEBLICH & TAPPAN, 1961

SOUS-FAMILLE: HEDBERGELLINAE LOEBLICH & TAPPAN, 1961

GENRE : *Whiteinella* PESSAGNO, 1967

Espèce – Type : *Whiteinella archaeocretacea*, PESSAGNO, 1967

Diagnose du genre :

Le test est caractérisé par une trochospire basse, biconvexe et à contour lobé. En profil il est parfois hémisphérique. Il test ne contient pas de véritable carènes parfois au niveau de la marge, il peut être marqué par une rangée de pustules comme chez *Whiteinella archaeocretacea*. L'ouverture primaire est principalement extraombilicale-ombilicale généralement restreinte.

L'ombilic est relativement large et partiellement recouvert par des portici qui se recouvrent sans se souder. Les sutures spirales et ombilicales sont déprimées et radiales.

Espèce: *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN, 1961)

Synonymie:

1961 – *Ticinella aprica* LOEBLICH & TAPPAN, pl. 4, fig. 14-16, p. 292

1979 – *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), E.W.G.P.F.1, pl.32, fig.1-2, p.157

1983 – *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), Bellier, pl.12, fig. 1-2, p.50-52

1990 – *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), Robaszynski et al., pl. 27, fig.4, 6, 7, p.328

1994 – *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), Premoli silva & Sliter, pl.10, fig. 3, 8

1998 – *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), Rami, pl. 10, fig. 6-8

2000 – *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), Georgescu, pl.1, fig. 11-13, p. 165

2001 – *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), Keller et al., fig. 9, 4

2005 – *Whiteinella aprica* (LOEBLICH & TAPPAN), Soua, Pl.5, fig.5

Caractères généraux :

Cette espèce montre un profil à trochospire basse très faiblement dissymétrique avec une face spirale plane à légèrement convexe. Les loges de *W. aprica* sont globuleuses à surface uniformément pustuleuse. Elles montrent une croissance lente à profil circulaire. L'ouverture primaire est extraombilicale-ombilicale, s'étendant vers la périphérie, chacune est bordée par un porticus. Les sutures sont radiales et déprimées, le contour est nettement lobé. L'ombilic est peu large et comporte des portici.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est commune du Cénomaniens supérieur au Turonien moyen (E.W.G.P.F., 1979).
 Dans notre matériel *W. aprica* est associée à *R. cushmani*.

Espèce : *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO, 1967

Pl.7, fig.4-6

Synonymie

1967 – *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO, pl.51, fig.2-4, p.298

1979 – *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO, E.W.G.P.F.1, pl.33-34, fig1-3 ; fig1-2 ; p.163, p.165

1985 – *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO, Caron, fig.37;4-5, p.79

1990 – *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO, Robaszynski et al., pl.29, fig.1-2, p.332

1998 – *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO, Rami, pl.10, fig9; pl.11, fig.1

2003 – *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO, Aguilera-Franco, pl.1, fig.11 p.208

2004 – *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO, Ettachfini et al., fig.7 ; 14a-c, p.66

2005 – *Whiteinella archaeocretacea* PESSAGNO, Soua, Pl.1, fig.21

Caractères généraux :

Chez *W. archaeocretacea*, le test présente une trochospire basse, il est formé généralement de cinq loges initialement globuleuses. Les loges suivantes sont allongées suivant le sens de l'enroulement. En profil, les loges apparaissent comprimées latéralement et montrent un bord périphérique faiblement perforé et parfois subanguleux. L'ouverture primaire, extraombilicale-ombilicale, est recouverte partiellement par des portici. Les sutures sont déprimées et radiales.

Répartition stratigraphique :

W. archaeocretacea est connue du Cénomaniens supérieur jusqu'au Santonien (Caron, 1985). Dans notre matériel, cette espèce est présente déjà dans la partie supérieure de la zone de *R. cushmani*. sous-zone à *D. algeriana* et dans tout l'intervalle étudié des coupes levées. Dans les coupes COK, GH et HM elle démarre également dans la sous-zone à *D. algeriana* du Cénomaniens supérieur.

Espèce : *Whiteinella baltica* DOUGLAS & RANKIN, 1969

Pl.8, fig.7-9

Synonymie

1969 – *Whiteinella baltica* DOUGLAS & RANKIN, fig.9, p.198

1979 – *Whiteinella baltica* DOUGLAS & RANKIN, E.W.G.P.F.1,pl.35,fig.1-5; pl.36,fig.1-2;p169, p.174

1985 – *Whiteinella baltica* DOUGLAS & RANKIN, Caron, fig.37; 1-3, p. 79

1990 – *Whiteinella baltica* DOUGLAS & RANKIN, Robaszynski et al., pl. 27 fig.1,8, p.328

1994 – *Whiteinella baltica* DOUGLAS & RANKIN, Premoli Silva & Sliter, pl.11, fig.11

2000 – *Whiteinella baltica* DOUGLAS & RANKIN, Georgescu, pl. 1, fig. 6-7, p. 165

2001 – *Whiteinella baltica* DOUGLAS & RANKIN, Keller et al., fig. 9, 1-3, p. 406

2005 – *Whiteinella baltica* DOUGLAS & RANKIN, soua, Pl.4, fig.10-11

Caractères généraux :

Le test de cette espèce est constitué au dernier tour le plus souvent par quatre loges très globuleuses. Elles sont toutes à surface rugueuse à contour distinctement lobé montrant une croissance nettement rapide. Les sutures sont radiales et typiquement déprimées. L'ouverture

principale est extraombilicale-ombilicale, bordée par un porticus recouvrant une partie de l'ombilic. En profil cette espèce montre une trochospire basse et symétrique.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est signalée dans le céno-manien supérieur jusqu'à la limite coniacien - Santonien. Dans la coupe CES, cette espèce est présente déjà dans la sous-zone à *D. algeriana* de la zone à *Rotalipora cushmani* du Céno-manien supérieur et dans les niveaux sus-jacents. Dans la coupe COK, elle est plutôt présente dans les premiers niveaux correspondant à la sous-zone à *R. greenhornensis*.

Espèce: *Whiteinella brittonensis* (LOEBLICH & TAPPAN, 1961)

Pl.7, fig.1-3

Synonymie :

1961 – *Hedbergella brittonensis* LOEBLICH et TAPPAN, pl. 4, fig. 1-8, p. 274

1979 – *Whiteinella brittonensis* (LOEBLICH et TAPPAN), E.W.G.P.F.1, pl. 37, fig.1-2, p.177, fig.1-2, p. 179

1979 – *Hedbergella brittonensis* LOEBLICH et TAPPAN, Chitta, p.89

1980 – *Hedbergella brittonensis* LOEBLICH et TAPPAN, Salaj, pl. 7, fig.4

1994 – *Whiteinella brittonensis* (LOEBLICH et TAPPAN), Premoli Silva & sliter, pl.10,11, fig.2,8

2000 – *Whiteinella brittonensis* (LOEBLICH et TAPPAN), Georgescu, p. 164.

2001 – *Whiteinella brittonensis* (LOEBLICH et TAPPAN), Keller et al., fig. 9, 5, p. 408

2005 – *Whiteinella brittonensis* (LOEBLICH et TAPPAN), Soua, Pl.8, fig.5

Caractères généraux :

Cette espèce montre un test composé au dernier tour le plus souvent par six loges globuleuses à croissance lente et à surface granuleuse. Le contour est lobé subcirculaire. Les sutures sont déprimées et radiales. L'ouverture principale est extraombilicale-ombilicale, n'atteignant pas la périphérie, chacune se termine par un porticus sur la face ombilicale. En profil, *W. brittonensis* se distingue des autres Whiteinelles par une trochospire moyennement élevée déterminant un profil dissymétrique.

Répartition stratigraphique :

W. brittonensis est signalé dans le Cénomaniens supérieur et dans le reste du Crétacé supérieur. Dans les coupes étudiées, cette espèce est présente déjà dans la sous-zone à *D. algeriana* de la zone à *Rotalipora cushmani* du Cénomaniens supérieur et dans les niveaux sus-jascents. Dans la coupe COK, elle est plutôt présente dans les premiers niveaux correspondant à la sous-zone à *R. greenhornensis*.

Espèce: *Whiteinella paradubia* (SIGAL, 1952)

Synonymie :

1952 – *Globigerina paradubia* SIGAL, fig. 28, p. 28

1979 – *Whiteinella paradubia* (SIGAL), E.W.G.P.F.1, pl. 39, fig.1-2, p.183

1994 – *Whiteinella paradubia* (SIGAL), Premoli Silva & Sliter, pl. 10, fig. 1,5

2000 – *Whiteinella paradubia* (SIGAL), Georgescu, pl. 1, fig. 9-10, p. 165

2001 – *Whiteinella paradubia* (SIGAL), Keller et al., fig.9, 6 ; p.406

2005 – *Whiteinella paradubia* (SIGAL), Soua, Pl.1, fig.8-9

Caractères généraux :

W. paradubia se distingue par une très haute trochospire déterminant un profil nettement dissymétrique. Le test de cette espèce est constitué le plus souvent par sept loges globuleuses au dernier à surface granuleuse. L'ouverture primaire est extraombilicale-ombilicale bordée par un porticus. Les loges dessinent un contour lobé subcirculaire séparées par des sutures sont radiales et déprimées. Le seul critère distinctif de cette espèce par rapport à *W. brittonensis* est la hauteur de la spire.

Répartition stratigraphique :

W. paradubia se répartie depuis le Cénomaniens supérieur et continue jusqu'au crétacé supérieur. Dans les coupes CES comme la coupe COK, cette espèce est présente déjà dans la sous-zone à *D. algeriana* appartenant à la zone à *Rotalipora cushmani* du Cénomaniens supérieur mais qui marque des présences sporadiques dans les niveaux sus-jascents.

Espèce: *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO, 1960)

Pl.7, fig.7-9

Synonymie

1960 – *Rugoglobigerina praehelvetica* TRUJILLO, pl.49, fig.6 p.340

1979 – *Praeglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO), E.W.G.P.F.2, pl. 49, fig.1-2, p.43

1983 – *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO), Bellier, pl. 12, fig. 10-12, p.54

1985 – *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO), Caron, fig.30; 9-10, p. 68

1990 – *Praeglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO), Robaszynski et al. pl. 42, fig.4

1993 – *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO), Balla et al., fig. 5 ; 5,11 p.436

1998 – *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO), Rami, pl.11, fig. 2-4

2001 – *Helvetoglobotruncana praehelvetica* (TRUJILLO), Keller et al., p. 407

2005 – *Whiteinella praehelvetica* (TRUJILLO), Soua, Pl.4, fig.6-8

Caractères généraux :

W. praehelvetica est caractérisée par des loges à section trapézoïdales, subaplaties à la face spirale. Le contour du test est lobé. Les sutures sont radiales et légèrement déprimées. L'ouverture principale est extraombilicale-ombilicale bordée par une lèvre bien développée pouvant atteindre la taille d'un porticus, l'ombilic est relativement étroit (1/4 environ du diamètre maximal). En profil, cette espèce est nettement dissymétrique, ne présentant pas de véritable carène mais plutôt une ligne de pustules. L'absence d'une véritable carène et la présence d'un portici pourraient placer l'espèce *praehelvetica* dans le genre *Whiteinella*.

Répartition stratigraphique :

L'espèce *W. praehelvetica* est signalée au sommet du Cénomaniens jusqu'au Turonien moyen c'est-à-dire depuis la partie terminale de la zone de *Rotalipora cushmani* jusqu'à la partie moyenne à supérieure de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*. Dans notre matériel, elle est présente dans la partie terminale de *Rotalipora cushmani*. Dans l'intervalle de la sous-zone à *D. algeriana* elle continue jusqu'au dernier échantillon étudié tout en étant associée à *H. helvetica*. Dans la coupe COK, elle apparaît dans l'échantillon COK-52 de la sous-zone à *Dicarinella hagni* de la zone à *W. archaeocretacea* marquant le passage Cénomaniens Turonien.

SUPERFAMILLE: ROTALIPORACEA SIGAL, 1958

FAMILLE: HEDBERGELLIDAE LOEBLICH & TAPPAN, 1961

SOUS-FAMILLE : ROTUNDININAE BELLIER & SALAJ, 1977

GENRE : *Praeglobotruncana* BERMUDEZ, 1952

Espèce – Type: *Globorotalia* (= *Praeglobotruncana*) *delrioensis*, PLUMMER, 1931

Diagnose du genre :

Le genre *Praeglobotruncana* est caractérisé par un test trochospiralé biconvexe à planoconvexe avec un contour peu lobé. L'ouverture principale est extraombilicale-ombilicale n'atteignant pas la périphérie avec un ombilic étroit (ne dépassant $\frac{1}{4}$ du diamètre maximal), bordée par les extensions lamelleuses plus ou moins recourbées des loges successives. Seules les formes évoluées comme *P. gibba* possèdent des portici. En profil, le test montre une accumulation de pustules qui tendent à s'aligner parallèlement au niveau de la périphérie même des premières loges du dernier tour, donnant l'impression d'une ou de deux carènes pas régulièrement espacées.

Espèce : *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER, 1931)

Pl.10, fig.3

Synonymie

1931 – *Globorotalia delrioensis* PLUMMER, p.199, pl.13, fig.2

1946 – *Globorotalia marginaculata* LOEBLICH & TAPPAN, p.257, pl.37, fig.19-21

1952 – *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), Bermudez, p.52 pl.7, fig.1

- 1961 – *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), Loeblich et Tappan, pl.6 fig.9-12
- 1970 – *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), Eicher et Worstell, pl.10, fig.9
- 1979 – *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), EWGPF, p.29, 32, pl.43, fig.1-2
- 1979 – *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), Chitta, P.99-100,pl.13, fig.1-6
- 1984 – *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), Leckie, p.600, pl.12, fig.1-8
- 1994 – *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), Premoli Silva et Sliter, pl.9, fig.5
- 2000 – *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), Georgescu, pl.2, fig. 1-2
- 2005 – *Praeglobotruncana delrioensis* (PLUMMER), Soua, Pl.5, fig.11-12

Caractères généraux :

Le test de cette espèce est trochospiralé à spire basse, biconvex à périphérie subcirculaire. Les loges des premiers tours montrent une carène qui s’efface dans les dernières loges. Les sutures sur la face spirale sont arquées alors qu’elles sont plus épaisses, radiales et déprimées sur la face ombilicale. L’ouverture est obilicale-extraombilicale en forme d’arc qui peut s’étendre vers la périphérie. Elle est bordée par une lèvre.

Répartition stratigraphique

Cette espèce a été confondue avec des espèces de *P. stephani* en stade juvenile. Nous avons reconnu cette espèce dans les coupes étudiées. Dans les coupes étudiées, cette espèce n’est présente généralement que dans la base de la série. Alors que dans la coupe COK, elle s’étend jusqu’à l’échantillon COK-36 correspondant à la sous-zone à *D. algeriana*.

Espèce : *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, 1960

Pl.8, fig.1-3/Pl.10, fig.1-2

Synonymie

1960 – *Praeglobotruncana stephani* var. *gibba* KLAUS, p. 301

1966 – *Praeglobotruncana stephani gibba* KLAUS, Caron, pl. 2, fig. 4, p. 73

1979 - *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, E.W.G.P.F.2, pl. 44,fig.1-2, p. 33; pl.45, fig. 1-2, p. 38

1979 - *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, Chitta, p.101, pl.13, fig.11-12

1980 – *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, Salaj, pl. 7, fig. 11-12

1985 – *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, fig. 30, 1-2

1987 – *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, Ben Haj Ali, pl. 8, fig. 7-8, 15-16, p. 105

1993 – *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, Balla et al., fig. 5, 3, p. 436

1993 – *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, Caus et al, fig. 7, 5a-c, p.541

1994 – *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, Premoli Silva & Sliter, pl. 9, fig. 6

2000 – *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, Georgescu, p.166

2001 – *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, Keller et al.,

2005 – *Praeglobotruncana gibba* KLAUS, Soua, Pl.5, fig.9-10

Caractères généraux :

Le test de cette espèce est formé au dernier tour le plus souvent huit loges à section triangulaire ou trapézoïde à surface légèrement bombée et granuleuse qui sont à croissance modérée et séparées par des sutures arquées et marquées par des pustules. L'ombilic est relativement étroit il

constitue $\frac{1}{4}$ du diamètre maximal. L'ouverture principale est extraombilicale-ombilicale bordée par une lèvre bien développée émettant un prolongement vers l'ombilic

Elle se distingue de *Praeglobotruncana stephani* par une face spirale plus haute, ce qui fait que le test présente un aspect conique, et par un contour moins lobé.

Répartition stratigraphique :

La répartition de *gibba* a été discutée par plusieurs auteurs, puisqu'elle est considérée comme l'espèce la plus évoluée parmi les *Praeglobotruncana*, la plupart de certains auteurs la considèrent qu'elle débute dans le Cénomaniens moyen et continue au Turonien supérieur et plus précisément elle apparaît dans la partie terminale de la Zone à *Rotalipora brotzeni* et disparaît dans la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Dans les coupes CES, GH, HM elle est présente depuis le premier échantillon correspondant à la sous-zone à *D. algeriana* et elle disparaît vers la fin des coupes. Dans la coupe COK, cette espèce coexiste avec *R. appenninica* dans la sous-zone à *R. montsalvensis* et disparaît dans l'échantillon COK-66.

Espèce : *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI, 1942)

Pl.10, fig.4-5

Synonymie

1942 – *Globotruncana stephani* GANDOLFI, p.130, pl.3, fig. 4, pl.4, fig.36-37, 41-44, pl.6,

fig.4, pl.9, fig.5,8, pl.14, fig.2

1957 – *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), Bolli, Loeblich et Tappan, p.39, pl.9, fig.2

1961 – *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), Loeblich et Tappan, pl.6, fig.1-8

1970 – *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), Eicher et Worstell, pl.10, fig.9; pl.11, fig.2-3

1979 – *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), EWGPF, p.47, 50, pl.48, fig. 1-3

1979 – *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), Chitta, p.101-102, pl.13, fig.7-10

1984 – *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), Leckie, p.600, pl.12 fig.1-12

1985 – *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), Caron, p.65, fig.30 (3-4)

1994 – *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), Premoli Silva et Sliter, pl.9, fig.1-3,8

2000 – *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), Georgescu, pl.2; fig.7-8

2005 – *Praeglobotruncana stephani* (GANDOLFI), Soua, Pl.1, fig.1-2

Caractères généraux :

Le test de cette espèce est trochospiralé, la face spirale est fortement convexe, le dernier tour comporte généralement cinq à 7 loges, la face ombilicale est aplatie et parfois peu convexe. Les premières loges sont subglobuleuses. L'ombilic est étroit. Sur la face spirale, les sutures sont déprimées et radiales sur la face ombilicale. En profile, cette espèce est marquée par une carène qui s'efface sur les deux ou trois dernières loges. L'ouverture est intermarginale en forme d'arc bordée par une lèvre spatulée.

Répartition stratigraphique

Elle est connue de l'Albien supérieur (Zone à *R. apenninica*) au Turonien inférieur (*H. helvetica*). Dans la coupe CES, cette espèce « disparaît » dans les premiers niveaux CES-9 (sous-zone à *G. bentonensis*). Dans la coupe COK, elle est bien présente depuis le premier échantillon correspondant à la sous-zone à *R. greenhornensis* (Zone à *R. cushmani* du Cénomanién supérieur) jusqu'à l'échantillon COK-68 de la sous-zone à (acmé) *H. moremani* (partie supérieure de la Zone à *Whiteinella archaeocretacea* du passage C-T).

SUPERFAMILLE: ROTALIPORACEA SIGAL, 1958

FAMILLE: HEDBERGELLIDAE LOEBLICH & TAPPAN, 1961

SOUS-FAMILLE : HELVETOGLOBOTRUNCANINAE LAMOLDA, 1976

GENRE : *Dicarinella* PORTHAULT, 1970

Espèce – Type : *Globotruncana* (= *Dicarinella*) *indica* JACOB & SASTRY, 1950 synonyme de *Praeglobotruncana* (= *Dicarinella*) *hagni* SCHEIBNEROVA, 1962.

Diagnose du genre :

Le test est trochospiralé biconvexe à contour lobé. En profil, les loges sont soulignées par deux carènes surtout sur les loges du dernier tour séparées par un mince bandeau périphérique imperforé. L'ouverture est extraombilicale-ombilicale. L'ombilic est relativement large, il atteint par fois 1/3 du diamètre et partiellement recouvert par les portici ménageant des ouvertures accessoires infralaminales. Les sutures sont radiales, déprimées et arquées sur le côté ombilical. Sur le côté spiral elles sont en relief.

Dicarinella se rapproche de *Praeglobotruncana* par la position de l'ouverture principale extraombilicale-ombilicale et les sutures radiales déprimées sur le coté ombilical. Toutefois, elle se distingue par la présence de portici et de deux carènes nettement séparées par un bandeau périphérique mince imperforé. Avec ces deux derniers caractères elle se rapproche plutôt à *Marginotruncana*.

Espèce : *Dicarinella algeriana* (CARON, 1966)

Pl.10, fig.6,9,12

- 1966 – *Praeglobotruncana algeriana* CARON, p.74
- 1979 – *Dicarinella algeriana* (CARON), EWGPF, p.57, 60, pl.50, fig. 1-2
- 1979 – *Praeglobotruncana algeriana* CARON, Chitta, p.98
- 1994 – *Dicarinella algeriana* (CARON), Premoli Silva et Sliter, pl.12, fig.5,7;9-10
- 2000 – *Dicarinella algeriana* (CARON), Georgescu, p.166
- 2001 – *Dicarinella algeriana* (CARON), Keller et al., p.408, fig.9
- 2004 – *Dicarinella algeriana* (CARON), Keller et Pardo, fig.8 ;11, p.99
- 2005 – *Dicarinella algeriana* (CARON), Soua, Pl.5, fig.2-4

Caractères généraux :

Test trochospirale, biconvexe, de contour est lobé, le dernier tour comporte cinq à sept loges pétales séparées par des sutures arquées en relief sur la face spirale et déprimées sur la face ombilicale. L'ombilic est large. La surface du test est perforée. Elle est pustuleuse sur la face ombilicale de nombreuses loges. En profil, sur la périphérie on observe deux carènes. La dernière loge peut porter une seule.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce est connue dans le Cénomaniens supérieur (Zone à *R. cushmani*). Son apparition détermine la dernière sous-zone de la zone à *R. cushmani*. Elle disparaît au Turonien inférieur à moyen. Dans la coupe CES cette espèce est présente depuis le premier échantillon jusqu'à l'échantillon CES-65 correspondant à la zone à *H. helvetica*. Dans la coupe COK, elle apparaît dans l'échantillon COK-8 et continue jusqu'à l'échantillon COK-99 correspondant à la zone à *H. helvetica*.

Espèce : *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA, 1962)

Pl.8, fig.4-6 / Pl.10, fig.10-11

Synonymie

1962 – *Praeglobotruncana hagni* SCHEIBNEROVA, fig. 6, p. 219

1966 – *Globotruncana roddai* MARIANOS & ZINGULA, pl. 39, fig. 5, p. 340

1979 – *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA), E.W.G.P.F.2, pl.56, fig.1-2,pl.57, fig. 1-2, p. 81, 83

1980 – *Praeglobotruncana hagni* SCHEIBNEROVA, Salaj,pl. 9, fig. 7

1985 – *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA), Caron, fig. 18, 1-3

1993 – *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA), Balla et al., fig. 5.

2001 – *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA), Keller et al., fig. 10. 12, p. 408

2005 – *Dicarinella hagni* (SCHEIBNEROVA), Soua, Pl.6, fig.6

Caractères généraux :

Dicarinella hagni se caractérise par un contour modérément lobé. Le test à profil trochospire basse plus ou moins dissymétrique biconvexe. Les loges sont pétaloïdes, aplatis à faiblement bombées à croissance de spire lente. L'ouverture est extraombilicale-ombilicale recouverte par des portici s'imbriquant au tour de l'ombilic qui est large et ne dépasse pas le 1/3 du diamètre. Les sutures sont arquées et en relief sur la face spirale. Elles sont radiales et déprimées sur la face ombilicale. Les loges globuleuses, du côté ombilical sont ornées par deux carènes assez rapprochées.

Répartition stratigraphique :

Dicarinella hagni est présente depuis la zone à *Whiteinella archaeocretacea*, la partie supérieure du Cénomaniens supérieur, et s'éteint au Turonien supérieur.

Espèce : *Dicarinella imbricata* (MORNOD, 1949)Synonymie

1949 – *Globo truncana imbricata* MORNOD, pl. 15, fig. 21-34, p. 589

1966 – *Praeglobo truncana imbricata* (MORNOD), Caron, pl. 6, fig. 4, p. 76

1976 – *Dicarinella imbricata* (MORNOD), Caron, pl.3,fig.1-6, pl.4,fig. 1-6, pl. 5, fig. 1-6, p. 332

1979 – *Dicarinella imbricata* (MORNOD), E.W.G.P.F.2, pl. 58, fig. 1-2, pl. 59, fig. 1-2, p. 87, 92

1980 – *Praeglobo truncana imbricata* (MORNOD), Salaj, pl. 9, fig. 2

1985 – *Dicarinella imbricata* (MORNOD), Caron, fig. 18, 4-5

1992 – *Dicarinella imbricata* (MORNOD), Wonders, pl. 5, fig. 1

1994 – *Dicarinella imbricata* (MORNOD), Premoli Silva & Sliter, pl. 12, fig.8

2000 – *Dicarinella imbricata* (MORNOD), Georgescu, pl. 2, fig. 3, p. 166

2001 – *Dicarinella imbricata* (MORNOD), Keller et al., fig. 10. 8, p. 408

Caractères généraux :

Le test est composé de loges pétaloïdes à surface plane ou bombée qui peuvent être granuleuses, séparées, sur le coté spiral par des sutures arquées soulignées par le prolongement septal de la carène spirale. L'ouverture principale est extraombilicale-ombilicale bordée par une lèvre mince visible sur les deux dernières loges sans la présence de portici décelables. L'ombilic est relativement étroit, il atteint 1/5 du diamètre maximal. En profil, l'espèce *imbricata* est caractérisée par une trochospire basse avec un test concavo-convexe. Les deux dernières loges sont globuleuses, pincées et non carénées, se déversant vers l'ombilic sur les loges précédentes.

Les deux carènes sont séparées par un bandeau périphérique imperforé. Cette espèce diffère de *D. algeriana* par les caractères de ses deux dernières loges se déversant vers l'ombilic et à carènes effacées et surtout par l'aspect imbriqué des loges successives. Elle diffère aussi de *D. hagni* par ses loges qui paraissent décalées les unes par rapport aux autres et par son ombilic plus profond. Elle diffère des autres *Dicarinella* toujours par l'aspect imbriqué.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce se répartie depuis la partie inférieure de la zone à *Whiteinella archaeocretacea* , le cénoomanien – Turonien, jusqu'au Coniacien moyen.

SUPERFAMILLE: ROTALIPORACEA SIGAL, 1958

FAMILLE: HEDBERGELLIDAE LOEBLICH & TAPPAN, 1961

SOUS-FAMILLE: HELVETOGLOBOTRUNCANINAE LAMOLDA, 1976

GENRE: *Helvetoglobotruncana* REISS, 1957

Espèce – Type : *Globotruncana* (= *Helvetoglobotruncana*) *helvetica* BOLLI, 1945

Diagnose du genre :

Ce genre possède un test plano-convexe trochospiralé. Le contour peut être lobé ou peu lobé. Le profil est souligné par une carène nette. L'ouverture principale est extraombilicale-omlicale avec un ombilic recouvert de portici relativement peu large (1/3 du diamètre). A la face spirale on distingue des sutures bien marquées en relief et arquées alors qu'au coté ombilical elles sont radiales et déprimées. Le test comporte généralement sept loges fortement renflées et rugueuses

Espèce : *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI, 1945)

Pl.7, fig.10-12

Synonymie :

- 1945 – *Globotruncana helvetica* BOLLI, pl. 9, fig. 1, p. 227
- 1952 – *Globotruncana helvetica* BOLLI, Sigal, fig. 32, p. 31
- 1955 – *Globotruncana helvetica* BOLLI, Schisfma
- 1957 – *Globotruncana helvetica* BOLLI, Bolli, pl. 13, fig. 1, p.56
- 1966 – *Globotruncana helvetica* BOLLI, Caron, pl. 3, fig. 2, p. 74
- 1979 – *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI), E.W.G.P.F.2, pl. 46, figs 1-2, p. 39
- 1979 – *Praeglobotruncana helvetica* (BOLLI), Chitta, fig. 4-6, pl. 14 p.128
- 1980 – *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), Salaj, pl. 8, fig. 3
- 1983 – *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), Bellier, pl. 13, fig. 1-3
- 1990 – *Praeglobotruncana (Helvetoglobotruncana) helvetica* (BOLLI), Robaszynski et al, pl. 42, fig. 5-8,
- 1992 – *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), Wonders, pl. 4, fig. 7
- 1994 – *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), Premoli Silva & Sliter, pl. 11, fig. 9-10
- 1998 – *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), Rami, pl.3, pl.11, fig. 2, fig.5-7
- 2000 – *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), Georgescu, pl. 2, fig. 9, p.166
- 2001 – *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), Keller et al, fig. 10. 14, p. 408
- 2005 – *Helvetoglobotruncana helvetica* (BOLLI), Soua, Pl.1, fig.15

Caractères généraux :

L'espèce est caractérisé par un test trochospiralé planoconvexe à face spirale aplatie et face ombilicale bombée. A la face spirale les loges sont pétales et aplaties séparées par des sutures en relief. La croissance de la spire est lente. La périphérie est soulignée par une carène périphérique, certains spécimens peuvent présenter une imbrication des loges sur la face spirale donnant au profil un aspect en escalier. L'ouverture principale extraombilicale-ombilicale est bordée par une lèvre se prolongeant sur l'ombilic en porticus. Chez cette espèce l'ombilic est assez large, il peut atteindre 1/3 du diamètre du test. La présence de la carène unique exclut *helvetica* du genre *Whiteinella*.

Répartition stratigraphique :

Cette espèce représente une zone d'extension totale : zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* du Turonien inférieur à moyen.

SUPERFAMILLE: ROTALIPORACEA SIGAL, 1958

FAMILLE: ROTALIPORIDAE SIGAL, 1958

SOUS-FAMILLE: ROTALIPORINAE SIGAL, 1958

GENRE: *Anaticinella* EICHER, 1972

Espèce-type : *Globorotalia?* (= *Anaticinella*) *multiloculata* Morrow, 1934

Synonymie du genre :

1950 – *Ticinella* REICHEL, p. 600

1961 – *Ticinella* REICHEL, Loeblich et Tappan, p. 290

1969 – *Ticinella* REICHEL, Eicher et Worstell, p. 312

1972 – *Anaticinella* EICHER, p. 256

2005 – *Anaticinella* EICHER, Soua

Espèce : *Anaticinella multiloculata* (Morrow, 1934)

Pl.9, fig.10-12

Synonymie :

1934 – *Globorotalia? multiloculata* MORROW, pl. 31, fig. 3-5, p. 200

1946 – *Globorotalia? multiloculata* MORROW, Cushman, pl. 62, fig. 10-11, p. 153

1952 – *Rugoglobogerina multiloculata* (MORROW), Bermudez, pl.22, fig.1

1956 – *Thalmaninella multiloculata* (MORROW), Bronnimann et Brown. Pl. 20, fig. 1-3, p. 534

1961 – *Ticinella multiloculata* (MORROW), Loeblich et Tappan, pl. 6, fig. 13, p. 292

1969 – *Ticinella multiloculata* (MORROW), Eicher et Worstell, pl. 13, Fig.2, 4, p. .312

1972 – *Anaticinella multiloculata* (MORROW), Eicher, pl.11, fig2,5, p.302

2001 – *Anaticinella multiloculata* (MORROW), Keller *et al.*, fig.10, 10-11, p.408

2003 – *Anaticinella multiloculata* (MORROW), Desmares *et al.*, 2003, Fig.2.2a-c p.592

2004 – *Anaticinella multiloculata* (MORROW), Keller et Pardo, pl.2, fig.1-5, p.98

2005 – *Anaticinella multiloculata* (MORROW), Soua, Pl.1, fig.10/Pl.5, fig.7-8

Caractères généraux :

Test relativement large, trochospiralé à face spirale convexe composée de deux à trois tours, à loges globuleuses. Sa face ombilicale composée de six à huit loges globuleuses présente un ombilic large. Cette espèce présente un contour lobé, les loges globuleuses augmentent graduellement de taille. Les sutures sont distinctes. Elles sont déprimées, radiales et légèrement obliques ou légèrement arquées. La surface du test est finement perforée et rugueuse. L'ornementation la plus développée, étant sur la face ombilicale près de l'ombilic. L'ouverture

principale est en forme d'arc extraombilical-obliquale, bordée par une lèvre étroite. Les ouvertures supplémentaires sont très larges et situées presque en bordure de l'ombilic.

Remarque : C'est la première fois que cette espèce soit décrite en Tunisie. Cette espèce a été rapportée par plusieurs auteurs à d'autres genres (*Globorotalia*, *Rugoglobigerina*, *Thalmaninella*, *Ticinella*), elle diffère des *Rotalipora* par sa périphérie non carénée et de *Ticinella* par ces ouvertures supplémentaires qui sont situées sur la marge ombilicale des loges et non pas sur les sutures.

Développement de formes intermédiaires entre *Rotalipora* et *Anaticinella*

La prolifération remarquable d'*A. multiloculata* observée dans les coupes CES (région de Jerissa) et COK (région de Bargou) semble être un événement synchrone à l'échelle régionale (Tunisie centro-septentrionale). A quelques kilomètres de distance (région de Mellègue), cette prolifération est à peine détectée. Elle est observée dans un intervalle très réduit (quelques centimètres d'épaisseur) de la partie inférieure de la Fm Bahloul. Ainsi, comme il a été noté par Desmares et al. (2003), durant quelques dizaines de milliers d'années, ces morphotypes vont prendre le pas sur les rotalipores carénées. Il est légitime de se demander par quels mécanismes les représentants de *Anaticinella* auraient acquis cette morphologie et particulière et plus particulièrement en ce qui concerne l'atrophie voire la perte de la carène, tout en préservant des caractères propres aux rotaliporidés (ouvertures secondaires sur la face ombilicale).

Les occurrences d'anaticinelles et de rotalipores coïncident avec les changements de faciès, témoins des changements des paléoenvironnements (Desmares et al., 2003; Grosheny et al., 2006). Pour les rotalipores, aucun caractère du test ne semble acquérir de changement suivant une stratégie évolutive claire et évidente et qui est en mesure de les espèces relier *Rotalipora* (ex : *R. cushmani* et *R. greenhornensis* à celles de *Anaticinella*, tout en sachant que les représentants de ce dernier genre n'ont figuré que durant l'intervalle Cénomaniens moyen – Turonien inférieur. Au point de vue quantitative, les anaticinelles sont préférentiellement fréquents dans intervalles de dépôt à caractère hypoxique. Ainsi l'abondance relative de *A. multiloculata*, est augmentée dans les passées à

caractère hypoxiques indiqué par les concentrations de molybdène (Mo) (région de Jerissa, couplé avec des données de Mo). Ainsi, en réponse à la diminution du taux d'oxygène dissous, les anaticinelles, par l'atrophie de la carène que possédaient leurs probables ancêtres qui les *Rotalipora*, ont pu acquérir la possibilité de persister dans les eaux de surface affectées par l'hypoxie voire l'eutrophie. L'absence de carène présenterait par la suite un avantage sélectif.

Dans notre matériel, parmi les formes atypiques de rotalipores, on observe des individus sans carène sur les premières loges du dernier tour de la trochospire alors que sur les dernières loges persistent une bande imperforée ou un alignement de pustules. Les anaticinelles ne possèdent, quant à elles, aucune trace de carène ; les loges sont bien globuleuses sur l'ensemble du dernier tour. Un bandeau périphérique imperforé peut cependant persister chez certains spécimens. La morphologie en fin de croissance entre les deux taxa (*Rotalipora* et *Anaticinella*) diffère par simple perte de la carène périphérique qui s'effectue de façon précoce, le développement de la carène ayant été tronqué.

Toutefois, les anaticinelles ont une taille normale, c'est à dire équivalente à celle des rotalipores, mais elles conservent des caractères juvéniles (Desmares et al., 2003). De telles transformations au cours de l'ontogenèse, caractérisées par un taux de croissance ralenti, s'accordent avec une hétérochronie de type néoténie sensu Gould (1977) (Caron et al., 2006). Ainsi, *Anaticinella multiloculata* dériverait de *R. greenhornensis* et *Anaticinella planoconvexa* de *R. cushmani* par perte de la carène.

Extension des anaticinelles :

L'événement à *A. multiloculata* a toujours été rapporté que dans le centre et l'est du Colorado, à Pueblo et à Las Animas (Eicher & Worstell, 1970 ; Eicher, 1972 ; Longoria, 1973 ; Leckie, 1985 ; Scott et al., 1998; Desmares et al., 2003).

Temporellement, même si cette évolution (néoténie) a permis un retour aux eaux de surface, cet avantage n'aurait pas suffi aux anaticinelles pour survivre aux modifications de plus en plus drastiques du milieu océanique puisque *Anaticinella* va disparaître de manière synchrone à son ancêtre *Rotalipora*.

Ainsi, à Pueblo, les dernières occurrences de *A. multiloculata* et de *R. greenhornensis* ont été interprétées dans le même niveau (Keller et Pardo, 2004). *A. planoconvexa* quant à elle, disparaît peu après la dernière occurrence de *R. cushmani* (Desmares et al., 2003)

Donc, il faut noter que le bassin du Western Interior était le seul domaine paléogéographique où les anaticinelles connaissent un développement si spectaculaire (jusqu'à 80% des formes >250 µm) et où elles sont classiquement décrites (Eicher & Worstell, 1970 ; Eicher, 1972 ; Longoria, 1973 ; Leckie, 1985 ; Scott et al., 1998). Si leur abondance semble une spécificité du bassin Nord Américain, des occurrences d'anaticinelles sont également signalées en Tunisie à Jerissa (Soua, 2005); à Oued Bahloul (Caron et al., 2006), dans le bassin vocontien (Grosheny et al., 2006) et à Eastbourne en Angleterre (Keller et al., 2001). Pour cette dernière coupe, il faut souligner que comme à Pueblo, les anaticinelles survivent jusqu'au Cénomanién sommital (i.e. sommet de la zone d'ammonites à *N. juddii*, vingt centimètres sous la première occurrence de l'espèce index *H. helvetica* selon Keller et al., 2001).

Ambiguïté biostratigraphique :

Si l'espèce biologique désigne un ensemble d'individus interféconds avec descendants féconds, en micropaléontologie l'espèce est nécessairement définie sur des critères morphologiques, créant ainsi des ensembles d'individus dont l'interfécondité est difficile à apprécier.

Le micropaléontologiste travaille donc sur des espèces morphologiques, ou morphotypes, dont le grand nombre oblige à une classification qui les regroupe en différentes catégories taxonomiques. Un des principaux « tiroirs » de cette classification à plusieurs étages est le genre, qui rassemble des espèces en se basant sur des critères morphologiques de plus haute hiérarchie comme l'emplacement de l'ouverture principale, la présence d'ouvertures secondaires ou encore l'expression d'une carène etc... Cependant, cette hiérarchie des caractères reste difficile à appliquer à toutes les périodes géologiques. Ainsi, si pour le Crétacé les formes à loges globuleuses et carénées sont systématiquement classées dans des genres différents.

Suivant les règles de nomenclature utilisée pour le Crétacé, les anaticinelles et les rotalipores appartiennent à deux genres distincts. Pourtant, il existe un continuum de morphotypes entre l'individu comportant une carène sur l'ensemble des loges du dernier tour et celui complètement globuleux.

Ainsi, toutes les formes possibles de transition ont été observées entre *R. cushmani* et *A. planoconvexa* d'une part et entre *R. greenhornensis* et *A. multiloculata* d'autre part (Eicher, 1972 ; Keller et Pardo, 2004 ; Veret, 2004, le présent travail).

Par suite, quelles justifications existe-il à placer ces morphotypes dans deux genres distincts si un ensemble de formes de transition les reliant est reconnu ? Au-delà de cette question se pose une ambiguïté biostratigraphique. Dans quel genre et espèce faut-il placer une forme qui n'est pas complètement carénée (notamment n'ayant que les trois dernières loges carénées) ? Pour le nomment nous avons choisi de classer (par cohérence avec nos prédécesseurs) dans le genre *Rotalipora* les formes présentant de façon stricte une carène sur toutes les loges du dernier tour (Voir les travaux de Leckie et al., 1998; Keller et al., 2001; Desmares et al., 2003; Grosheny et al., 2006; Caron et al., 2006). Tout autre morphotype, ayant toutes ou quelques loges globuleuses (intermédiaire) est attribué à *Anaticinella*. Ainsi, les dernières occurrences de *R. cushmani* atypiques (selon la localité mais toujours dans la partie basale de la Fm Bahloul), malgré une carène moins marquée et une taille plus petite, sont déterminées comme *Rotalipora* puisque la carène est bien présente sur l'ensemble des loges du dernier tour. Les formes atypiques de *R. cushmani* sont d'ailleurs fréquemment citées dans d'autres domaines paléogéographiques comme le bassin vocontien (Morel, 1998; Grosheny et al., 2006), les bassins marocains de Tarfaya et d'Agadir (Luderer et Kuhnt, 1997 ; Jati et al., 2003) ou encore le bassin de Basse Saxe (Grosheny, 2002). Cette distribution plus commune du morphotype atypique de *R. cushmani* peut s'expliquer par une dégradation de l'espèce à l'échelle mondiale liée au développement de l'OAE2. Néanmoins, ces formes atypiques n'atteignent jamais l'étape ultime de la perte de la carène.

Si l'atrophie et la perte de la carène correspondent bien à une réponse des rotalipores au stress environnemental il n'y aurait alors, à priori, aucune raison de placer les anaticinelles et les rotalipores dans des genres différents. Il est à noter que ces *Rotalipora* s.l. sont présentes jusqu'au Cénomanién sommital à Pueblo (Desmares et al., 2003; Keller et Pardo, 2004; Caron et al., 2006) et également à Eastbourne (Keller et al., 2001). Selon sa définition, la zone à *W. archaeocretacea*

s'étendant de la dernière occurrence du genre *Rotalipora* à la première occurrence de *H. helvetica* (Caron, 1985), la prise en compte de la totalité des *Rotalipora* s.l. pourrait conduire à une réduction nette de cette zone d'extension partielle à *W. archaeocretacea* dans différents domaines paléogéographiques comme à Eastbourne.

D'autres caractères morphologiques (comme le sens d'enroulement ou la microstructure du test définie par la nature et la densité des pores) pourraient rendre compte de variations environnementales. Concernant le sens d'enroulement, il est à noter que la plupart des espèces présentent à Colorado dans les dépôts du passage Cénomaniens-Turonien sont caractérisés par des tests à enroulement dextre (Desmares et al., 2003; Caron et al., 2006). Seuls, un genre et deux espèces font exception : les hedbergelles ainsi que *R. cushmani* et *A. planoconvexa*.

Il est intéressant de noter à ce niveau, que l'étude systématique du sens d'enroulement faite par Norris et Nishi (2001) atteste que les espèces les plus spécialisées ont développé un sens d'enroulement biaisé. Par suite, les seules espèces survivant aux extinctions en masse sont très majoritairement des espèces à sens d'enroulement équilibré. Ainsi, il n'est peut être pas surprenant que *R. cushmani* et *A. planoconvexa*, espèces à sens d'enroulement équilibré, survivent plusieurs dizaines de milliers d'années aux *Th. (R.) greenhornensis* et *A. multiloculata*, espèces au sens d'enroulement biaisé. Ainsi *Rotalipora* s.s. pourrait être moins sensible aux modifications drastiques de l'environnement qui marquent le passage Cénomaniens-Turonien.

SUPERFAMILLE: ROTALIPORACEA SIGAL, 1958

FAMILLE: ROTALIPORIDAE SIGAL, 1958

SOUS-FAMILLE: ROTALIPORINAE SIGAL, 1958

GENRE: *Rotalipora* BROTZEN, 1942

Espèce-type: *Rotalipora turonica* BROTZEN, 1942

Diagnose du genre:

Le test est trochospiralé, de convexité variable à loges anguleuses et rhomboédriques, parfois fortement bombées. Le contour est peu lobé à lobé. En profil on distingue une seule carène se prolongeant le long des sutures spirales, parfois aussi le long des sutures ombilicales. L'ouverture principale extraombilicale-ombilicale, atteint parfois la périphérie. Les ouvertures supplémentaires sont ombilicales et suturales, situées contre la paroi adombilicale des loges successives ou contre les sutures (distale). L'ombilic est étroit ou large, parfois bordé par des bourrelets périombilicaux. Les sutures spirales ombilicales sont radiales ou arquées, déprimées ou en relief.

Certains auteurs ont confondu le genre *Rotalipora* avec le genre *Globotruncana* en se basant sur l'existence d'une seule carène et des ouvertures supplémentaires ombilicales (Gandolfi, 1942 ; Reichel, 1949 ; et d'autres), d'autres distinguent le genre *Thalmaninella* lorsque les ouvertures supplémentaires sont ombilicales et considèrent que le genre *Rotalipora* est limité aux espèces à ouvertures supplémentaires suturales (Sigal, 1948 ; 1958 ; Bellier, 1983) ensuite séparés par Maslakova (1963) sur le plan phylétique et par Longoria (1973) sur le plan morphologique.

Nous allons suivre dans ce mémoire Sigal (1958) et E.W.G.P.F (1979) en incluant ce genre dans *Rotalipora*.

Espèce : *Rotalipora cushmani* (MORROW, 1934)

Pl.9, fig.1-6

Synonymie:

1934 – *Globorotalia cushmani* MORROW, pl. 31, fig. 2, 4, p. 199,

1942 – *Rotalipora turonica* BROTZEN, fig. 10-11, p. 32

1946 – *Globorotalia cushmani* MORROW, pl. 62, fig. 9a-c, p. 152

- 1948 – *Rotalipora cushmani* (MORROW), Sigal, pl.1, fig. 2, pl. 2, fig. 1, p. 96-100
- 1959 – *Rotalipora (Rotalipora) turonica* BROTZEN et TAPPAN, pl. 8, fig. 1-10, p.297
- 1967 – *Rotalipora cushmani* (MORROW), Pessagno, pl. 51, fig. 6-9
- 1979 – *Rotalipora cushmani* (MORROW), E.W.G.P.F, pl. 7,8, fig. 1,1-2, p71, 73.
- 1979 – *Rotalipora cushmani* (MORROW), Chitta, p.108-109, pl.11, fig1-6
- 1983 – *Rotalipora cushmani* (MORROW), Bellier, pl. 5, fig. 5, 8, 10, 14. p. 47-49
- 1985 – *Rotalipora cushmani* (MORROW), Caron, fig.31, 8-11 ; p. 70
- 1987 – *Rotalipora cushmani* (MORROW), Ben Haj Ali, pl.8, fig.17-21, p. 105
- 1993 – *Rotalipora cushmani* (MORROW), Caus et al, fig.8, 1a-c, p. 542
- 1998 – *Rotalipora cushmani* (MORROW), Rami, pl. 2, fig. 4, 9; pl. 9, fig. 5-7
- 2001 – *Rotalipora cushmani* (MORROW), Keller et al., fig. 10, 5-7, p. 408
- 2005 – *Rotalipora cushmani* (MORROW), Soua, Pl.1, fig.16-17/Pl.5, fig.1

Caractères généraux :

L'espèce *cushmani* est caractérisée par un contour lobé et par la présence le plus souvent de quatre à cinq loges au dernier tour à croissance rapide. Du côté ombilical, les loges sont à section triangulaire, renflées, pincées latéralement et sont marquées par des sutures déprimées, montrant des ouvertures supplémentaires suturales. Du côté spiral, elles sont à section semi-circulaires et séparées par des sutures en relief.

Plusieurs auteurs admettent que *Rotalipora cushmani* se rapproche de *Rotalipora montsalvensis*, dont elle s'en distingue par un gonflement plus important de ses loges, sa carène plus saillante, ses sutures en relief du côté spiral et un pincement caractéristique de la portion adomblicale des

loges. Selon certains auteurs (E.W.G.P.F, 1979 ; Bellier, 1983), *Rotalipora cushmani* dérive probablement de *R. montsalvensis*.

Répartition stratigraphique :

L'extension totale de l'espèce définit la zone à *R. cushmani*. Elle indique le Cénomanién supérieur en abondance. Dans le matériel étudié de la coupe CES, nous avons reconnu la partie supérieure de cette zone marquée par la sous-zone à *D. algeriana*. L'espèce index disparaît dans l'échantillon CES-7. Toutefois, dans la coupe COK, nous avons reconnu la partie sommitale de la sous-zone à *R. greenhornensis*. Dans cette coupe *R. cushmani* disparaît dans l'échantillon COK-38.

Espèce : *Rotalipora greenhornensis* (MORROW, 1934)

Pl.9, fig.7-9

Synonymie:

1934 – *Globorotalia greenhornensis* MORROW, pl. 31, fig.1, p. 199

1946 – *Planulina greenhornensis* CUSHMAN, pl. 65, figs. 3a-c, p. 159

1948 – *Rotalipora globotruncanoides* SIGAL, p.100

1956 – *Thalmaninella greenhornensis* (MORROW), Brönnimann et Brown, pl. 20, fig.7-9

1959 – *Rotalipora (Thalmaninella) greenhornensis* KLAUS, pl. 2, fig. 3a-c, p. 805

1964 – *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), Loeblich et Tappan, fig. 4a-c, p. c661.

1979 – *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), Chitta, pl. 12, fig. 1-6

1979 – (MORROW), Gargouri-Razgallah, p.142, pl.24, fig.7

- 1985 – *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), Caron, fig. 32, 1-2, p. 71
- 1987 – *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), E.W.G.P.F, fig 1-2; pl. 13, fig 1-2, p.85, 112
- 1983 – *Rotalipora greenhornensis* s (MORROW), Ben Haj Ali, pl. 7, fig. 1-3, 7-9, p. 103
- 1993 – *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), Caus et al., fig. 8, 3a-c, p.542
- 1993 – *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), Balla et al., fig. 5, 1-2, p. 436
- 1998 – *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), Rami, pl. 9, fig. 8-9; pl. 10, fig. 1
- 2001 – *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), Keller et al., fig. 10, 3-4, p. 408
- 2005 – *Rotalipora greenhornensis* (MORROW), Soua, Pl.1, fig.18-20

Caractères généraux :

Rotalipora greenhornensis présente un test formé par un grand nombre de loges pétaloïdes, la plupart du temps le dernier tour comporte sept loges, séparées par des sutures spirales et ombilicales arquées et en relief soulignées par un bourrelet. Les ouvertures supplémentaires sont intra-ombilicales et parfois suturales entre les deux dernières loges. En profil, l'espèce *greenhornensis*, se distingue par une convexité plus forte du côté ombilicale. La face spirale a tendance à s'aplatir. *Rotalipora greenhornensis* diffère de *R. brotzeni* par un profil plus nettement dissymétrique, un nombre de loges au dernier tour plus élevé (pouvant atteindre 10 loges chez les formes évoluées) et un ombilic plus large.

Répartition stratigraphique:

Rotalipora greenhornensis se trouve en association avec *Rotalipora cushmani* qui est de même extension stratigraphique, c'est-à-dire du Cénomaniens supérieur. Elle est très répandue dans le domaine téthysien. Certains pensent qu'elle aboutit au Turonien inférieur (Saint-Marc, 1974)

Espèce : *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD, 1949)

Pl.10, fig.7-8

1949 – *Globo truncana (Rotalipora) montsalvensis* MORNOD, p. 585, fig. 4,7

1978 – *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD), Wonders, p. 135, pl. 4, fig. 1-2.

1979 – *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD), EWGPF, p. 95, 98, pl. 15, fig. 1-2.

1994 – *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD), Premoli Silva et Sliter, pl. 6, fig. 8, pl.8, fig.5

1998 – *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD), Rami, pl. fig.

2001 – *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD), Keller et al., fig.10, 1-2, p.408

2004 – *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD), Keller et Pardo, pl.1, fig.9 et 11, p.97

2005 – *Rotalipora montsalvensis* (MORNOD), Soua, Pl.1, fig.3-4

Caractères généraux :

Cette espèce diffère de *R. cushmani* par des sutures plus renflées sur la face spirale.

Répartition stratigraphique:

R. montsalvensis est connue du Cénomaniens moyen. Toutefois elle disparaît peu avant *R. cushmani* et *R. greenhornensis*. Dans la coupe CES, cette espèce disparaît au-delà de l'échantillon CES-2 et dans la coupe COK, elle disparaît au-delà de l'échantillon COK-

SUPERFAMILLE: GLOBOTRUNCANACEA BROTZEN, 1942

FAMILLE: GLOBOTRUNCANIDAE BROTZEN, 1942

SOUS-FAMILLE : GLOBOTRUNCANINAE BROTZEN, 1942

GENRE : *Marginotruncana* HOFKER, 1956

Espèce – Type : *Rosalina* (= *Marginotruncana*) *marginata* REUSS, 1845

Diagnose du genre :

Les représentants de ce genre présentent un test trochospiralé qui peut être plano-convexe ou biconvexe en ayant un contour généralement subcirculaire ou lobé. L'ouverture principale est extraombilicale-ombilicale où l'ombilic est relativement assez large (1/3 du diamètre maximal du test). Les loges sont marquées par des ouvertures successives bordées par des portici de forme triangulaire formant des ouvertures accessoires infralamellaires. En profil, les loges sont soulignées par deux carènes généralement séparées par un bandeau périphérique imperforé. Les sutures sont le plus souvent sigmoïdes et en relief sur la face ombilicale. Sur la face spirale elles sont arquées et en relief. Ainsi *Marginotruncana* se rapproche de *Dicarinella* par ses deux carènes et la position de l'ouverture principale et de *Globotruncana* par sa double carène. Elle diffère de la première par la présence de plusieurs sutures ombilicales sigmoïdes et en relief et de la deuxième par son système ombilical qui est à portici et non à tegilla.

Espèce – Type : *Marginotruncana renzi* (GANDOLFI, 1942)

Pl.11, fig.4-6

Synonymie :

1942 – *Globotruncana renzi* GANDOLFI, pl. 3, fig. 1

1966 – *Globotruncana renzi* GANDOLFI, Caron, pl. 4, fig. 5a-c, p. 78

1979 – *Marginotruncana renzi* (GANDOLFI), EWGPF.2, pl. 69, fig. 1-2

1994 – *Marginotruncana renzi* (GANDOLFI), Premoli Silva & Sliter, pl. 13, fig. 1,7

2000 – *Marginotruncana renzi* (GANDOLFI), Georgescu, p. 172

2005 – *Marginotruncana renzi* (GANDOLFI), Soua

Caractères généraux :

L'espèce *renzi* est caractérisée par une trochospire basse à test biconvexe généralement symétrique en profil. La périphérie est soulignée par la présence de deux carènes étroitement accolées dont une seule persiste sur les deux dernières loges ou seulement sur la dernière. Sur la face ombilicale, les loges sont à section trapézoïdales, allongées dans le sens de l'enroulement et faiblement bombées séparées par des sutures en forme de U soulignées à leur tour par un bourrelet sigmoïde saillant se prolongeant jusqu'au bord de l'ombilic. Sur la face spirale, les sutures sont en revanche arquées, obliques entre les premières loges et soulignées par un bourrelet saillant. L'ouverture principale est extraombilicale-ombilicale où l'ombilic est recouvert par des portici.

Répartition stratigraphique :

L'espèce *renzi* apparaît avec *Helvetoglobotruncana helvetica* du Turonien inférieur à moyen. Elle disparaît au Santonien basal. Dans la coupe CES comme la coupe COK, elle apparaît en même temps que *H. helvetica*.

Chapiter II Systématique des radiolaires

Dans ce chapitre, notre note taxonomique est limitée à la description de quelques espèces nassallaires et spumullaires qui ont été trouvés en abondance dans la coupe COK que nous avons levée dans la région de bargou. Cette description suit les familles par ordre alphabétique

Ordre: Nassellaria Ehrenberg 1875

Famille Amphipyndacidae Riedel, 1967

Genre: *Stichomitra* Cayeux 1897

Espèce Type : *Stichomitra costata* Cayeux, 1897

Espèce : *Stichomitra communis* Squinabol, 1903

Synonymie

Stichomitra communis Squinabol, 1903, p. 141, pl. 8, fig. 40.

Stichomitra communis Squinabol, Erbacher, 1998, p. 370, Pl. 1, Fig. 12

Description: test multi-segmenté, conique; généralement de six à sept chambres. son cephalis est long, typiquement hemispherique ou légèrement conique. les chambres post-cephaliques sont caractérisées par des pores à couches hexagonales.

Remarques: cette espèce est connue de l'Aptien supérieur au Turonien.

Espèce: *Stichomitra stocki* (Campbell & Clark, 1944)**Synonymie.**

Stichocapsa (?) *stocki*, Campbell and Clark, 1944, p. 44, pl. 8, figs. 31–33.

Stichomitra stocki (Campbell and Clark), O'Dogherty, 1994, pp. 147–148, pl. 18, figs. 9–15.

Stichomitra stocki (Campbell and Clark), Erbacher, 1998, p. 370, Pl. 1, Fig. 14, Pl. 2, Fig. 1

Amhipyndax stocki (Campbell and Clark), Bak, 2000, p. 314, pl. I, fig. 14, Pl. II, fig. 3

Description: Test à paroi épaisse et multi-segmentée, extrémité distale de forme conique à cylindrique avec présence de petits pores en forme de polygones dans les couches compactes hexagonales régulières. Cette espèce présente en général six chambres avec un céphalon hémisphérique en forme de bouton. Les chambres post-céphaliques sont pseudo-trapézoïdales et la dernière chambre post-abdominale peut être rétrécie.

Remarques: *Stichomitra stocki* a été décrit du Cénomaniens moyen jusqu'au Campanien.

Comparisons: *S. Stocki* montre le plus souvent des pores suturaux plus petits. La forme de son test et le type de son céphalon suggèrent son dérivation de *S. communis*.

Ordre Nassellaria Ehrenberg, 1875

Famille: Archaeodictyomitridae Pessagno, 1976

Genre: *Dictyomitra* Zittel, 1876

Espèce Type : Type species: *Dictyomitra multicostata* Zittel, 1876

Espèce : *Dictyomitra montisserei* (Squinabol, 1903)

Synonymie

Stichophormis montisserei Squinabol, 1903, p. 137, pl. 8, fig. 38.

Dictyomitra montisserei (Squinabol), O'Dogherty, 1994, p. 77, pl. 3, figs. 1–29.

Archaeodictyomitra simplex Pessagno, Erbacher, 1998, p. 368, Pl. 1, Fig. 11

Description: Elle possède un test mince, modérément à légèrement allongé à lobé; qui commence à être conique à cylindrique vers la partie distale. Son céphalon est petit et pointu. Les côtes du test tout au long, montrent des faibles rétrécissements à développé. Les chambres post-abdominales augmentent plus rapidement en hauteur que la largeur, en s'ajoutant.

Ordre: Nassellaria Ehrenberg, 1875

Famille: Pseudodictyomitridae Pessagno, 1977

Genre: *Pseudodictyomitra* Pessagno, 1977

Espèce Type : *Pseudodictyomitra pentacolaensis* Pessagno, 1977

Espèce : *Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol, 1903)

Pl.12, fig.3

Synonymie*Dictyomitra pseudomacrocephala* Squinabol, 1903, p. 139, pl. 10, fig. 2.*Dictyomitra* (?) *pseudomacrocephala* Squinabol, Pessagno, 1976 -, p. 53, pl. 3, figs. 2, 3.*Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), Bak, 1999, p.25, pl. 3, fig. 12*Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), Bak, 2004, p. 255, fig.4.5*Pseudodictyomitra pseudomacrocephala* (Squinabol), Soua et al., 2006, p.211, pl.1, fig.3

Déscription: Elle est caractérisée par un test de forme allongée et conique, qui est cylindrique distalement. Son céphalon est lisse avec une corne faiblement développées. Les segments initiaux sont limités par une paroi très épaisse. La partie proximale ressemble à une forme d'une tête de flèche typique pour cette espèce. Cette première partie est lisse, mais devient à côtes légèrement dans la partie inférieure. Le test est multi-segmenté avec huit à onze chambres post-abdominales en général.

Remarques: *P. pseudomacrocephala* diffère de toutes les autres espèces de *Pseudodictyomitra* en ayant le contour de forme conique à à forme d'une tête de flèche comme sur la première partie de son test.

Ordre Nassellaria Ehrenberg, 1875

Famille: Eucyrtidiidae Ehrenberg 1847

Genre: Pseudoeucyrtis Pessagno, 1977

Espèce Type : *Eucyrtis* (?) *zhamoidai* Foreman 1973

Espèce: *Pseudoeucyrtis spinosa* (Squinabol, 1903)

Synonymie

Eusyringium spinosum Squinabol, 1903, p. 141, pl. 8, fig. 42.

Description: Test composé de quatre chambres. Céphalon conique, sans pores, arrondi à l'apex, portant une longue corne apicale robuste. Le thorax et l'abdomen pseudo trapézoïdales en vue. La chambre post-abdominale assez gonflée, sphériques à subsphériques, très épineuse, avec des pores irréguliers.

Remarques: Cette espèce a probablement évolué à partir de *P. hanni* de l'Albien inférieur? en augmentant progressivement le nombre de ses chambres distales post-abdominales (O'Dogherty, 1994); simultanément, les divisions distales segmentaires du test disparaissent progressivement, donnant lieu à l'apparition d'une chambre unique globuleuse post-abdominale.

Ordre Nassellaria Ehrenberg, 1875

Famille Rhopalosyringiidae Empson-Morin, 1981

Genre: *Rhopalosyringium* Campbell and Clark, 1944

Espèce Type : *Rhopalosyringium magnificum* Campbell and Clark, 1944

Espèce: *Rhopalosyringium hispidum* O'Dogherty, 1994

Synonymie

Rhopalosyringium hispidum, O'Dogherty, 1994, p. 167, pl. 23, figs. 7–11.

Rhopalosyringium hispidum, O'Dogherty, Erbacher, 1998, p. 370, Pl. 1, Fig. 6

Description: céphalon hémisphérique peu perforé portant trois cornes apicales. Ce céphalon tend à être fermé par un développement progressif de la paroi épaisse jusqu'au thorax. un seul pore sutural apparaît.

Remarques: *R. hispidum* a été décrit à partir des sédiments du Turonien inférieur de l'Italie centrale.

Comparisons: Cette espèce se distingue de *R. radiosum* par le fait qu'elle est dépourvue d'épines dans le thorax et ayant un céphalon plus conique que hémisphérique.

Ordre Nassellaria Ehrenberg, 1875

Famille: Syringocapsidae Foreman, 1973

Genre: *Squinabollum* Dumetrica, 1970

Espèces Type: *Clistophaena fossilis* Squinabol, 1903

Espèce: *Squinabollum fossile* (Squinabol, 1903)

Pl.12, fig.9

Synonymie

Clistophaena fossilis Squinabol, 1903 p. 130, pl. 10, fig. 11.

Squinabollum fossile (Squinabol), Bak, 2000, p. 317, pl. II fig. 10

Squinabollum fossile (Squinabol), Soua et al., 2006, p.211, pl.1, fig.7

Description: Il est constitué par un test céphalo-thoracique cylindrique. Son céphalon est conique, imperforé, portant une corne apicale robuste. La cavité céphalique divisée en deux chambres par une cloison transversale annulaire typique pour cette espèce. Elle est caractérisée par un thorax poreux et partiellement enfoncé dans la cavité abdominale. Son abdomen est très volumineux, sphériques ou subsphériques, avec pores en forme de polygones.

Remarques: *Squinabollum fossile* diffère de tous les autres « tricyrtides » fermé du Crétacé par possédant un céphalon à deux chambres typiques de ce genre.

Ordre: Spumullaria Ehrenberg 1875

Famille: Acaeniotylidae Yang 1993

Genre: *Acaeniotyle* Foreman, 1973

Espèces Type: *Xiphosphaera umbilicata*, Rüst, 1898

***Acaeniotyle aff. vitalis* O'Dogherty, 1994**

Synonymie

Acaeniotyle vitalis O'Dogherty, 1994, p. 287, pl. 51, figs. 1-4.

Acaeniotyle cf. vitalis O'Dogherty, Bak, 2000, p. 320, pl. IV, figs 13-14

Description:

Test possédant un grand test cortical et sphérique et quatre épines primaires ayant une symétrie tétraédrique. Épines primaires solides, composé d'une alternance de crêtes arrondies et larges rainures. Ces épines ont tendance à être très large à la base et sont généralement plus court que le diamètre de la coque corticale. Les épines primaires sont plus ou moins égales en longueur

Remarques: *A. vitalis* est caractérisé par un agencement tétraédrique. Les épines perdre la torsion, et deviennent sensiblement droites et effilées aiguë.

Ordre: Spumullaria Ehrenberg 1875

Famille: Cavaspongiidae Pessagno 1973

Genre: *Cavaspongia* Pessagno, 1973

Espèces Type: *Cavaspongia antelopensis* Pessagno, 1973

Espèce: *Cavaspongia californiensis* Pessagno, 1973

Pl.12, fig.2

Synonymie

Cavaspongia californiensis Pessagno, 1973, p. 77, pl. 19, figs. 2-4.

Cavaspongia californiensis Pessagno, Soua et al., 2006, p.211, pl.1, fig.2

Description:

Test ayant une très petite zone centrale avec trois rayons ellipsoïdaux. Elle est ornée de très petits pores en forme de polygones. *C. californiensis* est caractérisée par une réduction progressive de la zone centrale et la résorption des épines au bout des rayons. Elle montre que de faible variation du degré d'infléchissement des rayons et de la taille de la petite zone centrale.

Comparaisons:

Cette espèce se distingue de toutes ces congenères en possédant une zone centrale fortement réduite à partir duquel rayonnent trois épines spongieuse distalement étendues.

Species: *Cavaspongia euganea* (Squinabol, 1904)

Synonymie

Euchitonia euganea Squinabol, 1904, p. 204, pl. 6, fig. 1.

Cavaspongia euganea (Squinabol), O'Dogherty, 1994, p. 309, pl. 56, figs. 8–14.

Cavaspongia euganea (Squinabol), Erbacher, 1998, p.368, Pl. 2, Fig. 24

Description:

Test triangulaire à subtriangulaire, ayant une zone centrale modérément soulevée modérée. *C. euganea* a des épines cylindriques bien individualisées et une surface centrale modérément saillante.

Remarques:

L'aire de répartition connue de *C. euganea* est l'Albien supérieur au Cénomaniens supérieur (et peut-être le Turonien basal).

Ordre: Spumullaria Ehrenberg 1875

Famille: Hagiastriidae Riedel, emend Pessagno, 1971

Genre: *Crucella* Pessagno, 1971

Espèces Type: *Crucella messinae* Pessagno, 1971

Espèce: *Crucella messinae* Pessagno, 1971

Synonymie

Crucella messinae Pessagno, 1971, p. 56, pl. 6, figs. 1-3.

Crucella messinae Pessagno, Erbacher, 1998, p. 369, Pl. 2, Fig. 26

Crucella messinae Pessagno, Bak, 2000, p. 319, pl. III, fig. 9

Description: Test de grande taille à longues épines et de forme cônique à symétrie axiale. La zone centrale est modérément à fortement gonflée. Les épines sont d'épaisseur à peu près égales, et cône à un axe central. la zone centrale est plus large et plus gonflée.

Comparaisons: Cette espèce se distingue de *C. euganea* en ayant des pores plus petits et irréguliers.

Ordre: Spumullaria Ehrenberg 1875

Famille: Praeconocaryommidae Pessagno 1976

Genre: *Praeconocaryomma* Pessagno, 1976

Espèces Type: *Praeconocaryomma universa* Pessagno, 1976

Espèce: *Praeconocaryomma lipmanae* Pessagno, 1976

Synonymie

Praeconocaryomma lipmanae, Pessagno 1976, p. 41, p. 4, figs. 12, 13

Praeconocaryomma lipmanae Pessagno, Salvini and Marcucci Passerini, 1998, p. 797, fig. 8.c

Praeconocaryomma lipmanae Pessagno, Bak, 2000, p. 319, pl. III, fig. 11-14

Description: C'est une espèce à trois saillies (tricyrtid) cryptothoracique ayant un test avec de petits tubercules à céphalon peu perforé. Elle possède de larges pores suturaux complexes, un thorax et un abdomen aplatis. La surface abdominale est rugueuse avec une paroi nodulaire épaisse. Le test peut être sphérique ou aplatie et sans ouverture.

Ordre: Spumullaria Ehrenberg 1875

Famille: Pyramisongiidae Kozur & Mostler 1978

Genre: *Pyramispongia* Pessagno 1973

Espèces Type: *Pyramispongia magnifica* Pessagno, 1973

Espèce: *Pyramispongia glascockensis* Pessagno, 1973

Synonymie

Pyramispongia glascockensis Pessagno, 1973, p. 79, pl. 21, figs. 2-5

Pyramispongia glascockensis Pessagno, Salvini and Marcucci Passerini, 1998, p. 797, fig. 8.i

Description:

Le test comporte une partie corticale subpyramidale formée par quatre coupes disposées en symétrie tétraédrique et avec un maillage très spongieux composé de pores irréguliers en polygones. Les épines primaires sont généralement longues, effilées et parfois présentant une légère torsion.

PARTIE VI

SYNTHÈSE

Synthèse

1. productivité primaire : influences biotique et chimique

Sur la base des indicateurs chimiques (Ba, V, V/(V+Ni), U/Th-V/Cr, et autres....) et biotiques (*Heterohelix* et *Guembelitra*) utilisés dans ce travail, il apparaît que les conditions lors de l'accumulation de la Formation Bahloul sont de type dysoxiques à anoxiques (voir Figure 4, Figure 63B, Figure 64, Figure 66, Figure 75 et Figure 77). D'après ces figures, on peut déduire plusieurs niveaux à fortes valeurs de V / (V + Ni), avec d'éventuelles périodes intermittentes de conditions euxiniques et anoxiques (déficit en oxygène déduit des pics du Mo au moins dans les coupes CES et GH, Fig. 63B, Fig. 77). En outre, la formation Bahloul se caractérise par des périodes de productivité primaire relativement augmentée. Il faut se référer à la bonne corrélation entre V / (V + Ni) avec *Heterohelix*/*Guembelitra* ainsi que les courbes de Ba_{xs} et U_{auth}. Les *Heterohelix* étant habitants de zone à minimum oxygène et proliférant aux moments dysoxiques alors que les *Guembelitra* sont des indicateurs de zones eutrophiques. En règle générale, nous avons proposé l'application du modèle de la "productivity" suivant Pedersen et Calvert, (1990) dans la Partie IV, là où les pics positifs des marqueurs sensibles à l'oxydo-réduction (U et V) et de la productivité primaire (Ba, Cu et Ni) sont enregistrés. L'augmentation de cette productivité primaire des eaux de surface provoquant une anoxie des eaux du fond ont conduit à un état où la demande d'oxygène dépasse l'offre de cet élément par la colonne d'eau, attesté par les pics du Mo conjoints à l'absence de foraminifères benthiques. Cette augmentation de la productivité primaire peut avoir été induite par un apport fluvial renforcé (Kuypers et al., 2002; Algeo et Lyon, 2005; Scopelliti et al., 2006; Soua et al., 2008, Soua et al. 2010b). Dans les coupes de Bargou (COK et AZ), nous avons pu détecter une augmentation importante dans les valeurs de Si/Al (jusqu'à 37 par rapport 3,39 à l'average shale). Ces valeurs importantes coïncident avec une abondance relative des radiolaires (organismes planctonique à test siliceux) dans cette zone paléogéographique, où nous avons relié le Si à la productivité primaire des organismes siliceux.

Dans les coupes représentatives des pics des indicateurs de conditions appauvries en oxygène comme Mo/Al sont observés avant la limite C/T à quelques centimètres au-dessous (Fig. 63A, Fig. 77). Pour les parties distales et les plus profondes du bassin, l'influence terrestre devient minime et la concentration en nutriments terrigènes devrait être faible. Ainsi, la source d'éléments nutritifs autochtone, étant réduite, une grande quantité de nutriment provient de la libération de la

MO formée dans des conditions réductrices. Les conditions anoxiques développées au cours du Cénoomanien supérieur (représenté par la partie inférieure de la formation Bahloul) seront déclenchées par l'augmentation de la productivité primaire soudaine, coïncidant avec la hausse du niveau océanique global. Ces conditions anoxiques développées à la surface de l'océan global, ont été probablement la cause principale de la mise en place des conditions réductrices à l'interface eau/sédiment et l'augmentation de la productivité primaire supposée pour le reste de la Formation Bahloul. Ceci a conduit à l'installation de conditions sévères aboutissant à l'euxinisme dans fond marin. L'installation de pareilles conditions ont causé l'extinction du groupe caréné, notamment les rotalipores (habitant se la zone photique profonde), mais en contre partie la prolifération de formes opportunistes trisériés (*Guembelitra*) et bisériés (*Heterohelix*) ainsi que d'autres indicateurs biotiques non carénés tels que les whiteinelles (habitant de subsurface).

2. Appauvrissement en Oxygène

L'appauvrissement en oxygène au niveau de l'interface eau/sédiment, suggéré dans certains niveaux de la Formation Bahloul, aurait pu être généré par une augmentation de la productivité et de l'apport fluvial (D*), induisant une meilleure conservation du carbone organique, comme indiqué par les valeurs élevées du rapport $V / (V + Ni)$ et également d'une certaine façon valeurs élevées du rapport Cr/Al. L'appauvrissement en oxygène à l'interface eau/sédiments lors du dépôt de cette formation est témoigné aussi par les valeurs élevées de Mo/Al (Fig. 63). En outre et simultanément, la présence occasionnelle des foraminifères planctoniques supportant des conditions d'oxygène minimum (ZOM), dans les parties basales et sommitale de la Formation Bahloul, est observé dans un intervalle de faible $V / (V + Ni)$. Dans le même ordre d'idée, les fortes valeurs de Mo et $V / (V+Ni)$ coïncident avec l'absence de foraminifères benthiques et de formes carénées (*Dicarinella*) parmi les foraminifères planctoniques. Nous avons pu mettre en évidence une gradation redox à travers la Fm Bahloul, où l'enrichissement en U et V, en l'absence de tout enrichissement en Mo, peut être provoqué par des conditions suboxiques/anoxique de dépôt sans libération de H₂S. D'autre part, les sédiments présentant des enrichissements concomitants en U, V et Mo reflètent des conditions euxiniques à l'interface eau/sédiment en parfaite concordance avec l'absence des foraminifères benthiques appuyée par une alternance de prolifération relative des *Guembelitra* et *Heterohelix*, indicateurs de pareilles conditions.

Ainsi, on peut conclure que

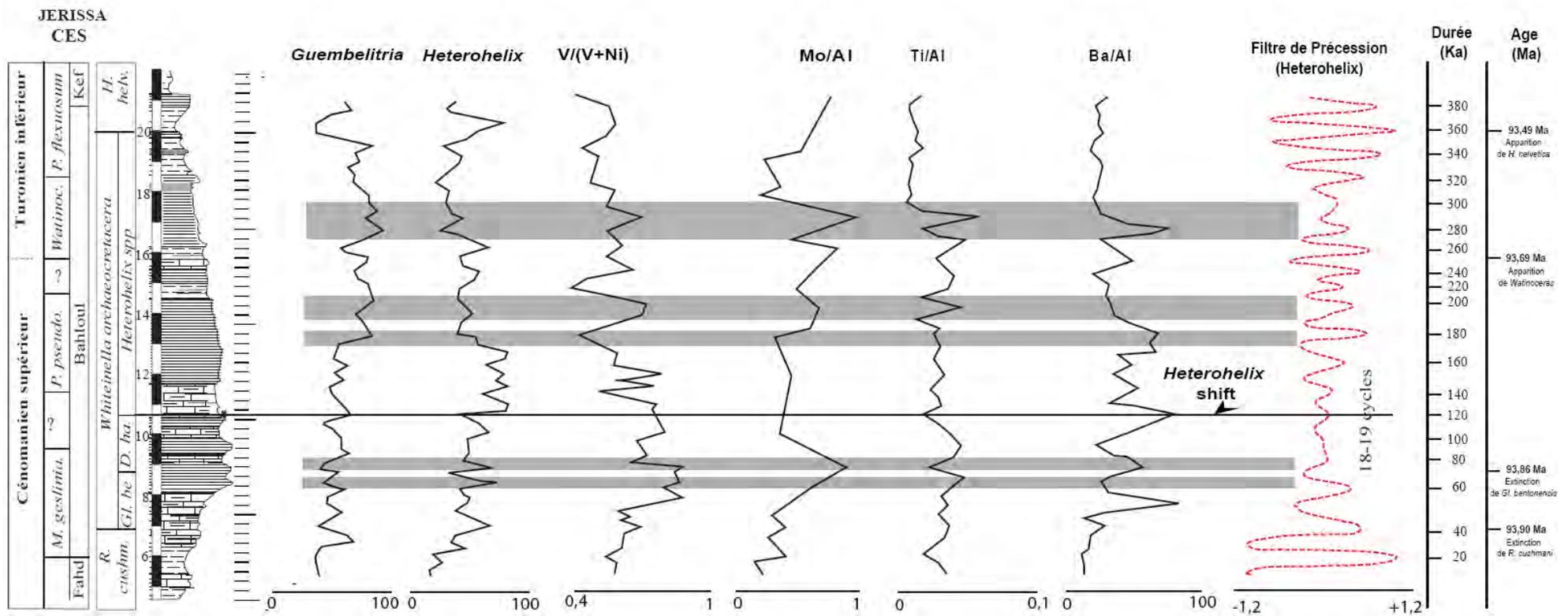


Figure 75 Coïncidence des événements biotiques et chimiques. Synthèse des données biostratigraphiques, chiostratigraphiques et cyclostratigraphiques. Comparaison faite dans la coupe CES.

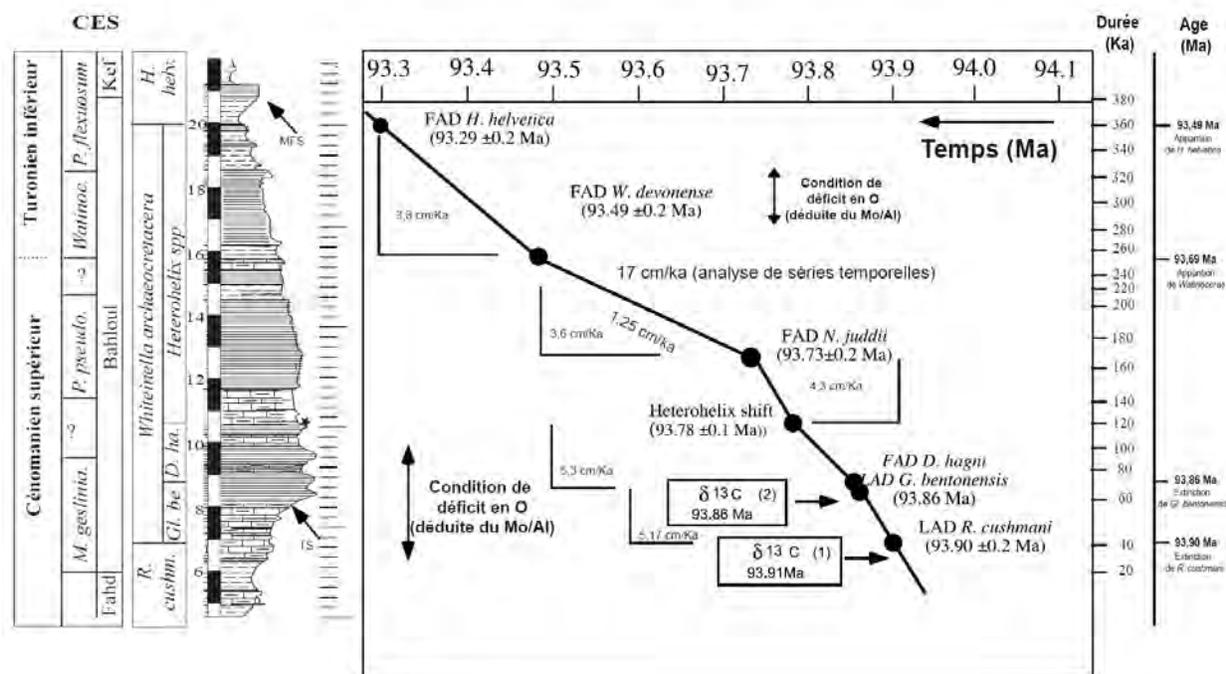


Figure 76 - Plot temps-profondeur, corrélations radiométriques et comparaison avec l'analyse des séries temporelles. Déduction du taux de sédimentation et interpolation des différents événements (*Heterohelix* shift, ^{13}C , adapté de Keller et Pardo, 2004)

durant le dépôt de la Formation Bahloul, des conditions suboxiques à anoxiques auraient prévalu avec l'intermittence de conditions euxiniques.

3. Influence intermittente du flux détritique

Nous avons démontré auparavant (Partie IV du présent travail) que les valeurs importantes de D^* reflètent la contribution fluviale simultanément à des valeurs minimales de Ti/Al (Ti-appauvri), alors que le cas contraire nous renseigne sur des périodes de contribution éolienne (Ti-enrichi). Dans ces conditions, l'humidité accrue ayant entraîné une augmentation des apports fluviaux surtout dans la région de Gafsa (attestée par des valeurs importante de D^* dans la partie inférieure de la formation Bahloul, coupe OH, Figure 78), induit donc le mode de circulation lente qui par conséquent réduit la ventilation de l'eau vers le fond marin, impliquant une meilleure conservation de la matière organique au sein de la formation Bahloul (Soua et al., 2008 ; Soua et Zaghib-Turki, 2011).

En outre, la baisse du rapport $\text{V}/(\text{V} + \text{Ni})$ associés aux concentrations de Cr peut suggérer une augmentation de l'apport d'oxygène dans les eaux profondes. La fréquence des foraminifères

planctoniques augmente généralement au cours des intervalles de valeurs faible de D^* , qui indiquent des périodes de faible apport fluvial ainsi que la baisse de la stratification de la colonne

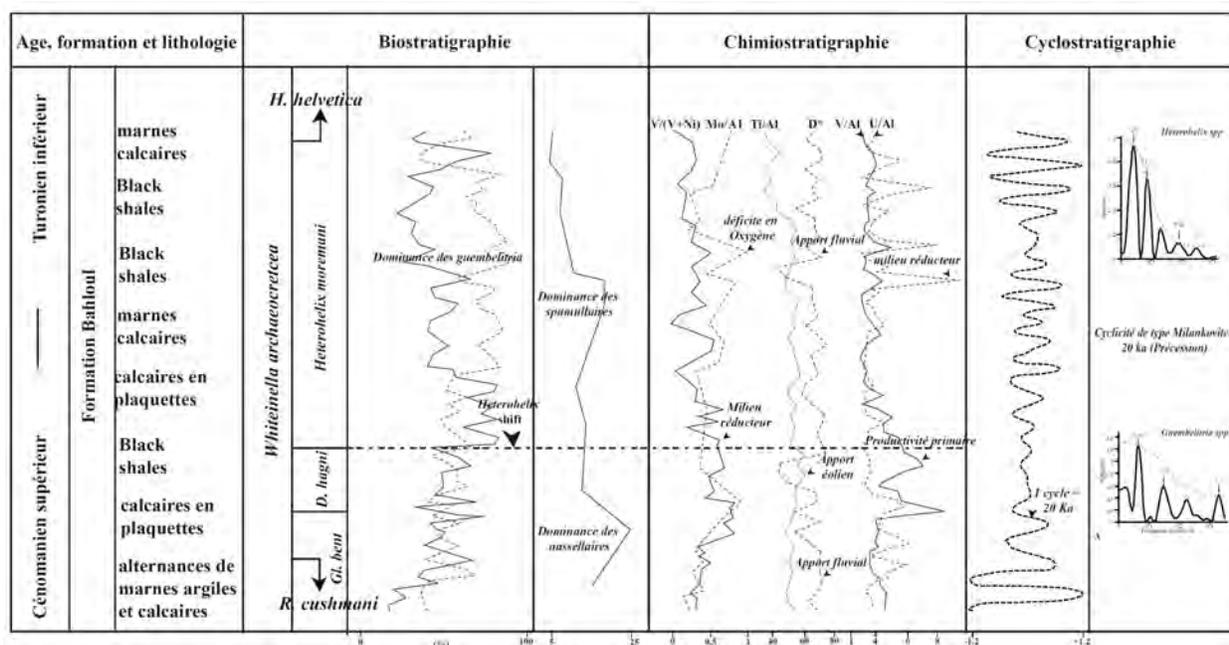


Figure 77 caractérisation lithologique, biostratigraphique (foraminifères planctoniques, radiolaires), chémostratigraphique (productivité primaire, apport terrigène et indicateur d'oxydo-réduction) et cyclostratigraphique (analyse de séries temporelles)

d'eau, coïncidant avec une période de forte productivité à la surface des océans. Ainsi, nos résultats indiquent que l'appauvrissement en oxygène au niveau de l'interface eau/sédiment a été périodique plutôt que continu pendant le dépôt de la formation Bahloul.

4. Chronologie des événements biotique et chimique, proposition d'un modèle de sédimentation pour la formation Bahloul

Plusieurs événements sont corrélables. Ainsi l'enrichissement des divers traceurs chimiques notamment de la teneur en matière organique, l'installation d'un niveau de pycnocline, U_{auth} associé ou non à B_{axs} (Fig. 64), la mise en place des conditions anoxiques (Mo), l'installation de périodes d'oxydo-réduction intermittentes (U, V), l'installation de périodes d'importante productivité primaire (V/(V+Ni), Ba, Cu et en quelque périodes Si) et l'indication de périodes d'apport fluvial et éolien (D^* et Ti) (voir modèle de sédimentation proposé, Figure 79) coïncident parfaitement avec le comportement des foraminifères planctoniques (figures 62, 75-77) vivant dans la partie photique de la colonne d'eau océanique (0 m à 200 m). Parmi eux, les

plus sensibles à la détérioration des conditions d'oxygénation dans la colonne d'eau intermédiaire, déclenchée par l'augmentation de la productivité primaire et de l'appauvrissement en oxygène, ont été les rotaliporidés carénés.

4.1. Phase 1

Ces morphotypes carénés sont censés être les habitants les plus profonds des eaux photiques (Hart, 1999). La disparition totale de ce groupe est observée dans la partie inférieure de la Formation Bahloul tant au J. Kherij, que dans les régions de Guern Halfaya, Bargou et Jerissa (Figure 78). Leur disparition coïncide avec les premiers pics de $V/(V+Ni)$ de U_{auth} et Ba_{xs} qui nous indique l'installation d'une importante productivité primaire concomitante à l'apparition d'une sédimentation laminée (des calcaires en plaquettes et des black shales). L'apparition de pareils sédiments marque une importante amplitude dans la bande de fréquence de Milankovitch attestant une cyclicité de type précession (1 cycle = 20ka). En outre, leur disparition généralement précède (peu avant) ou coïncide avec la surface transgressive (TS) de la partie inférieure de la Formation Bahloul. La partie inférieure de cette formation est caractérisée par un taux de sédimentation plus élevé que la partie supérieure sous un niveau de pycnocline (Fig. 79)

4.2. Phase 2

Les petits hétérohélicidés bisériés montrent une augmentation de leur abondance relative en même temps que la concentration de $V/(V+Ni)$, Ba , U_{auth} sont accrues, et coïncidant à peu près dans la partie médiane de la Formation Bahloul. Les petits hétérohélicidés trisériés (*Guembelitra cenomana*) deviennent dominants, quand les traceurs chimiques de la productivité primaire ont atteint les valeurs les plus élevées. Ceci suggère l'aboutissement à un stade anoxique intense (condition euxinique). D'ailleurs, dans la coupe COK de la région de Bargou, la faune planctonique contient aussi des radiolaires. Ce groupe montre une parfaite cohérence avec l'augmentation du rapport Si/Al . L'impact des conditions anoxiques sur ce groupe est détecté en dépit de la rareté et la faible diversité de ce groupe. Par conséquent, l'augmentation ultime de la productivité primaire associée à l'appauvrissement en oxygène a conduit à l'extinction ou pseudo-extinction de nombreuses espèces de nassellaires. En revanche les spumullaries deviennent dominants, de même les représentants du genre *Guembelitra* parmi les foraminifères planctoniques qui sont considérés comme des opportunistes et en mesure de prospérer dans cet

environnement à conditions redox dégradées. Cela signifie également que parmi les radiolaires, les nassellaires sont plus sensibles aux conditions anoxiques que les spimullaires (figs. 40 ; 64).

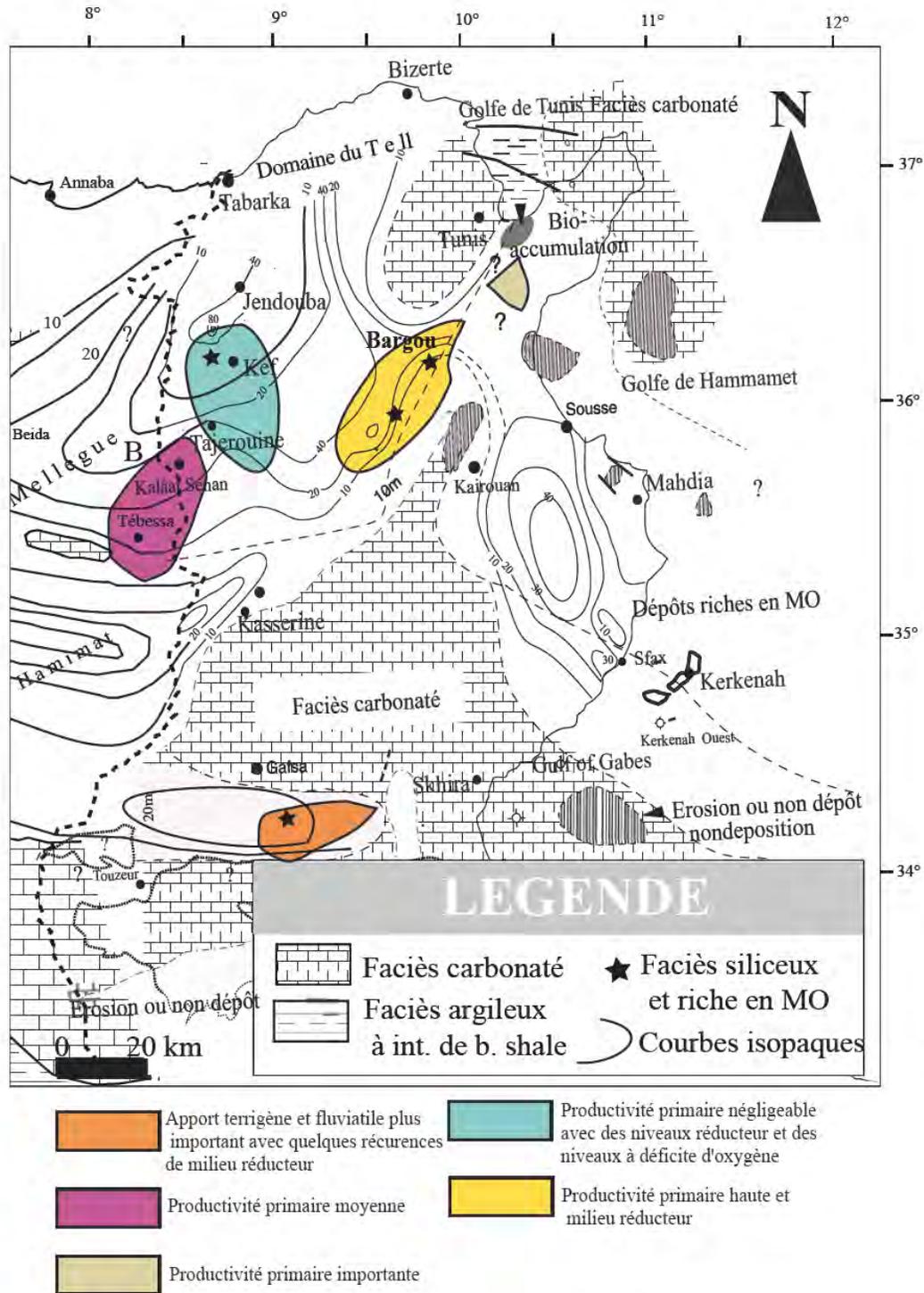


Figure 78. caractérisation paléogéographique des coupes étudiées

4.3. Phase 3

Les pics importants mais sporadiques de Mo/Al indiquent des périodes de déficit en oxygène attestée par l'absence totale des foraminifères benthiques, des extinctions de quelques foraminifères planctoniques carénés ou non (*Praeglobotruncana delrioensis* et *Globogerinelloides bentonensis*) et des extinctions (ou pseudo-extinctions) de radiolaires (surtout des nassellaires). Ces extinctions ou pseudo-extinctions sont concomitantes à l'intervalle de la sous-zone à *D. hagni* qui s'avère généralement réduit.

Cette phase coïncide généralement avec l'événement « *Heterohelix* shift » détecté dans toutes les coupes marquant le démarrage de la sous-zone à *Heterohelix moremani*.

4.4. Phase 4

Des valeurs importantes de Ba_{xs} et U_{auth} pourraient indiquer des conditions anoxiques à l'interface eau/sédiments au cours du dépôt de la Formation Bahloul et pourraient par la suite fournir des informations sur des réactions de sulfato-réduction faibles à modérées pouvant s'effectuer à l'interface eau/sédiments. Ces faits coïncident avec un renouvellement faunique marquant le groupe des radiolaires (spumullaires) et avec la dernière occurrence de *Praeglobotruncana stephani*, ainsi qu'avec des disparitions temporaires des foraminifères benthiques. Cette phase est associée à des valeurs relativement élevées de D^* simultanées à de faibles valeurs du rapport Ti/Al, observées plus haut dans la série. Ces faibles valeurs sont interprétées comme étant liées à un apport fluvial important suite à un climat humide caractérisant la période de l'évènement anoxique EAO-2. Conjointement, une baisse des valeurs des marqueurs de productivité et une augmentation des valeurs des marqueurs de flux terrigène sont concomitantes à l'augmentation des *Guembelitra* conjointe à la baisse des *Heterohelix*. Ceci précède le deuxième pic des marqueurs de productivité et d'oxydo-réduction.

4.5. Phase 5

Au Turonien inférieur, non basal avec l'apparition successive de formes carénées, *H. helvetica* et des formes représentatives de *Marginotruncana* (zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*), se produit une baisse des valeurs de tous les marqueurs chimiques indicateurs de conditions réductrices. Cette baisse s'effectue simultanément à une légère augmentation des abondances relatives de *Whiteinella* spp. et de *Hedbergella* spp.

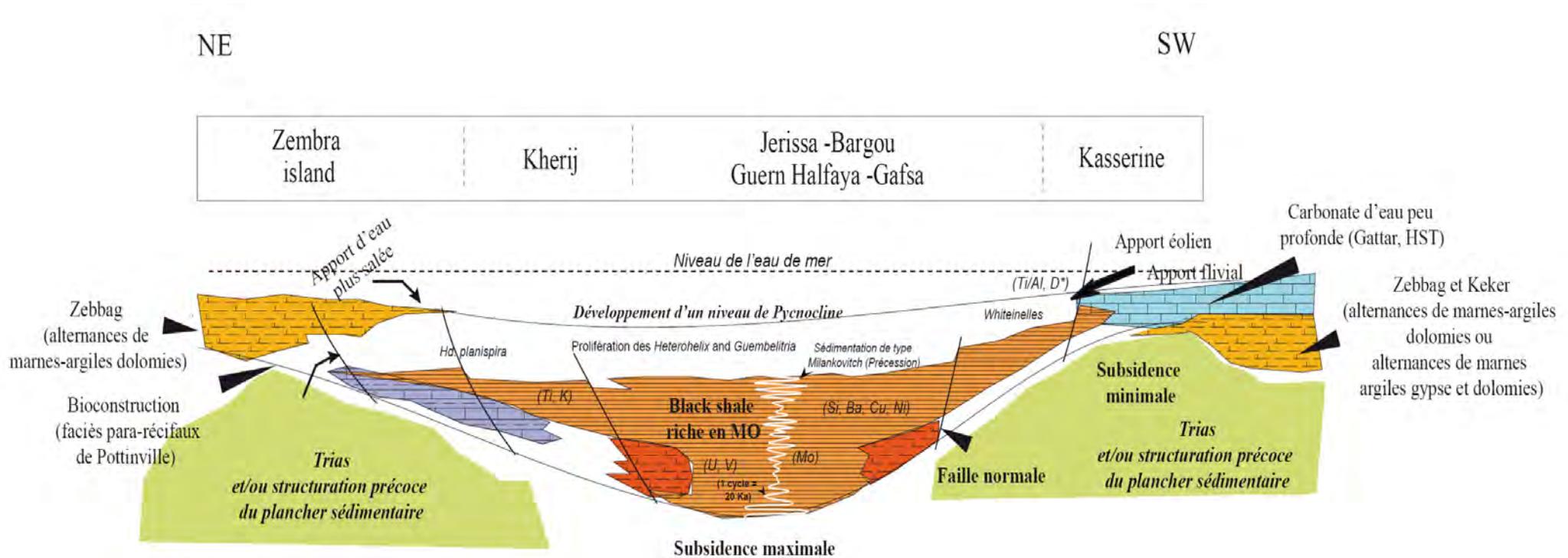


Figure 79 Modèle de sédimentation proposé pour la formation Bahloul

CONCLUSION GENERALE

Conclusion générale

Le présent travail intéresse le passage C-T caractérisé par un événement anoxique global. Notre étude stratigraphique de haute résolution, concernant huit coupes levées dans différents domaines paléogéographiques, a permis de dégager plusieurs effets d'impact d'ordre biotique (foraminifères planctoniques et radiolaires), d'ordre chemostratigraphique (éléments traces et majeurs) et d'ordre séquentiel et cyclostratigraphique (cycles de Milankovitch) enregistrés dans les dépôts de ce passage, attribués essentiellement à la Formation Bahloul.

Sur le plan lithologique, l'intervalle du passage C-T peut être représenté par cette dernière formation sous sa forme typique, composée par des marnes feuilletées et des calcaires en plaquettes riches en MO (black shales). Il peut également être représenté par ces black shales à intercalations siliceuses (Formation Bahloul « atypique », Zone de Bargou) ou encore par des dépôts carbonatés feuilletés dépourvus de MO (zone de Gafsa). De tels dépôts sont d'épaisseurs variables. Ces variations de faciès et d'épaisseurs sont contrôlées par la morphologie du plancher et la tectonique synsédimentaire.

Sur le plan biostratigraphique, l'échantillonnage de haute résolution, que nous avons effectué dans les différentes coupes étudiées, nous a permis de préciser les limites des trois biozones standards basées sur les foraminifères planctoniques. Nous avons également détaillé ces biozones en sous-zones en distinguant ainsi :

(1) la Zone à *Rotalipora cushmani* du Cénomaniens moyen à supérieur est subdivisée en deux sous-zones : (a) la Sous-zone à *Rotalipora montsalvensis* caractérisant le Cénomaniens moyen et (b) la Sous-zone à *Dicarinella algeriana* du Cénomaniens supérieur ;

(2) la Zone à *Whiteinella archaeocretacea* du passage C-T. Elle englobe de bas en haut :

- (a) La sous-zone à *Globigerinelloides bentonensis*
- (b) La sous-zone à *Dicarinella hagni*
- (c) La sous-zone d'acmé à *Heterohelix moremani* ;

(3) la Zone à *Helvetoglobotruncana helvetica* du Turonien inférieur à moyen

En outre, nous avons reconnu au sein de la Formation Bahloul « atypique » (coupe COK), pour la première fois en Tunisie, les deux zones de radiolaires :

(1) la Zone d'association unitaire UA 18 équivalente à la sous-zone à *Biacuta* de O'Dogherty (1994) du Cénomanién supérieur,

(2) la Zone d'association unitaire UA-21 équivalente à *Superbum* de O'Dogherty (1994) du Turonien inférieur.

La limite entre ces deux zones, coïncidant à peu près avec la limite C/T, est située dans la zone à *Heterohelix moremani*, au niveau d'un banc repère à ammonites qui, par ailleurs comporte, entre autre *Watinoceras* sp.

Sur le plan taxinomique, nous avons reconnu, dans le matériel étudié, 33 espèces de foraminifères planctoniques se répartissant en 12 genres et 6 familles. Parmi ces espèces, quatre sont signalées pour la première fois en Tunisie. Il s'agit de : *Guembelitra cenomana* (KELLER, 1935), *Guembelitra* sp., *Anaticinella multiloculata* (MORROW, 1934) et *Globigerinelloides bentonensis* (MORROW, 1934).

Nous avons reconnu également 25 espèces de radiolaires se répartissant en 18 nassellaires et 7 spumullaires et en 20 genres et 11 familles. Toutes ces espèces de radiolaires sont signalées pour la première fois en Tunisie.

L'étude paléoécologique que nous avons accomplie dans ce travail est basée sur la répartition et l'abondance relative des espèces, des morphotypes et des morphogroupes de foraminifères planctoniques et des radiolaires. Ainsi, concernant les foraminifères planctoniques, nous avons déduit quatre phases successives, exprimant des comportements différents de ces foraminifères planctoniques en relation avec le développement de l'événement anoxique du passage Cénomanién Turonien « EAO-2 » :

- (1) une phase initiale caractérisant la partie supérieure de la zone à *Rotalipora cushmani* durant laquelle les différentes espèces de l'association, qui sont très diversifiées, avaient adopté une stratégie écologique de type *k*. Particulièrement, les rotalipores avaient occupé le microhabitat le plus profond des eaux photiques ;
- (2) la phase suivante s'étend sur la partie terminale de la zone à *Rotalipora cushmani*. Là, les rotalipores devenaient de plus en plus rares jusqu'à disparaître. Quant à l'association, elle était alors dominée par des petits *Heterohelix*. Cela suggère l'installation et l'expansion de la ZOM ;
- (3) la phase d'après est survenue après l'extinction des rotalipores. Les éléments de l'association adoptaient une stratégie de type *r*. Cette dernière devenait alors dominée par les *Guembelitra*. Ces taxa, qualifiés d'opportunistes, atteignent une abondance relative de 30 %, indiquant des conditions dysoxiques, voire eutrophiques ;
- (4) une phase finale se déclanchant dès la base de la zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*. Cette dernière phase est caractérisée par le retour aux conditions initiales d'oxygénation et de productivité primaire fortement diminuée, conduisant au repeuplement du microhabitat le plus profond des eaux photiques, en substitution des rotalipores.

Concernant les radiolaires, qui ne sont détaillés que dans les coupes COK et AZ, en comparaison avec les assemblages décrits dans la marge nord téthysienne et dans l'Atlantique, leur diversité et leur abondance relative sont nettement plus faible. Ils présentent un mauvais état de conservation (Index de préservation = PI 4-PI 6). Ceci pourrait être en liaison aux effets diagénétiques. Toutefois, l'abondance et/ou la diversité de certains genres (*Stichomitra*, *Pseudodictyomitra* et *Rhopalosyringium*) appartenant à la zone d'association unitaire UA 18 (équivalente de la sous-zone à *Biacuta* selon O'Dogherty, 1994), dans l'intervalle étudié, est corrélable à certains niveaux du domaine téthysien et/ou atlantique.

En effet, il s'avère que de nombreuses espèces de la coupe COK sont signalées dans le niveau Bonarelli (Gubbio, Italie). Ceci nous a permis de corréler les associations de radiolaires au moins en partie dans les deux marges nord et sud téthysiennes.

En outre, des espèces de radiolaires signalées à Damerara rise (Atlantique), sont aussi reconnues, dans notre matériel, suggérant une possible communication entre les deux océans via la marge nord africaine.

Sur le plan chiostratigraphique, nous avons développé la notion de traceurs géochimiques qui sont utilisés en termes de flux détritique, de productivité primaire et de conditions d'oxydo-réduction au niveau de l'interface eau/sédiment.

Des Cross plots (graphiques de nuage de points) des rapports V/Cr, U/Th, V/(V + Ni) et Ni/Co sont utilisés pour évaluer les niveaux oxique, dysoxique et anoxique dans la Formation Bahloul. Par ailleurs, le rapport V/(V + Ni) a été employé pour confirmer ces différents niveaux. À propos de l'origine de la silice, nos résultats appuient la nature biologique de cet élément. Les plus fortes valeurs d'abondance et de richesse spécifique des radiolaires coïncident bien avec l'augmentation des indicateurs de la productivité primaire.

Plusieurs pics d'abondance relative de morphogroupes, qui sont corrélables avec les traceurs chimiques, ont été mis en évidence. En effet les pics relatifs aux *Heterohelix* spp., qui sont les habitants de surface lors de l'installation de la ZOM, coïncident avec les valeurs modérées des indicateurs de productivité primaire. Les pics de *Guembelitra* habitants de surface eutrophique parmi les foraminifères ainsi que des spumullaires parmi les radiolaires coïncident avec les plus forte valeurs d'indicateurs de productivité primaire ainsi qu'avec les indicateurs de milieu anoxique au niveau de l'interface eau/sédiment. Autrement dit, le début de l'excursion positive des *Heterohelix* spp. , en termes de valeurs augmentées de leur abondance ou « shift », coïncide avec les valeurs élevées de COT et des indicateurs chimiques de la productivité primaire et de l'appauvrissement en oxygène. Les conditions anoxiques ont entraîné une prolifération anormale des représentants de *Guembelitra* qui s'étaient comportés comme des opportunistes.

L'échantillonnage de haute résolution, que nous avons réalisé dans les différentes coupes, nous a permis d'appliquer la méthode d'analyse des séries temporelles (Time-series analysis). Ainsi, à petite échelle, les *Heterohelix* et les *Guembelitra*, par leurs abondances relatives et leurs comportements alternés dans les lamines et les plaquettes des black shales, ont servi pour calculer le taux de sédimentation durant le passage C-T et d'estimer la durée de l'EAO-2. En outre, le signal biotique, représenté par les fluctuations des abondances relatives de ces deux genres est probablement le résultat des cycles de Milankovitch à travers un modèle de productivité contrôlé par un climat chaud et humide. Nous retenons que ces fluctuations sont liées principalement aux cycles de Précession et d'Excentricité. Ainsi la durée de l'EAO-2, représenté par la Formation

Bahloul, s'étend de 350 à 400 ka et le taux de sédimentation de cette formation riche en MO est compris entre 12 et 20 cm/ka.

A plus grande échelle, nous confirmons que la Formation Bahloul est supportée par un cortège de prisme de bordure de plate-forme, lequel est représenté par des calcaires conglomératiques, riches en bioclastes de faune benthique et en lithoclastes. Elle correspond à un cortège transgressif riche en faune pélagique. Son sommet coïncide avec une surface condensée à ammonites, grains de glauconie et de phosphate, assimilable à une surface d'inondation maximale. Elle est surmontée par un cortège de haut niveau marin. Ces différents cortèges, développés au passage C-T, sont bien corrélables à ceux de la séquence de troisième ordre UZ25 de Haq et al . (1987).

Au terme de cette étude, nous retenons que la dernière occurrence de *Rotalipora cushmani* coïncide avec le démarrage de l'événement anoxique ayant lieu au Cénomanién supérieur et avec la première excursion isotopique du carbone C13. Juste après, l'abondance relative des radiolaires augmente et marque un pic dans le rapport S/N, ainsi que dans leur richesse spécifique avant une nette baisse dans la richesse spécifique des foraminifères planctoniques qui coïncide plutôt avec la deuxième excursion isotopique du carbone C13. Ensuite apparaissent les pics des marqueurs de la productivité primaire comme V/(V+Ni), Si/Al, Ba/Al, coïncidant avec la dernière occurrence de *Globigerinelloides bentonensis*. Ces pics précèdent l'augmentation brutale des *Heterohelix* spp. (shift) marquant le démarrage de la sous-zone à *Heterohelix moremani*. Des valeurs importantes de Ba_{xs} et U_{auth} pourraient indiquer des conditions anoxiques à l'interface eau/sédiments au cours du dépôt de la Formation Bahloul et pourraient par la suite fournir des informations sur des réactions de sulfato-réduction faibles à modérées s'effectuant à l'interface eau/sédiments. Ces faits coïncident avec un renouvellement faunique marquant le groupe des radiolaires et avec la dernière occurrence de *Praeglobotruncana stephani*, ainsi qu'avec la disparition temporaire des foraminifères benthiques. Les valeurs élevées de D^* simultanées à de faibles valeurs du rapport Ti/Al, observées plus haut dans la série, sont interprétées comme étant liées à un apport fluviatile important suite au climat humide caractérisant la période de l'évènement anoxique EAO-2. Conjointement, une baisse des valeurs des marqueurs de productivité ainsi qu'une augmentation des valeurs des marqueurs de flux terrigène, sont bien corrélables à l'augmentation des *Guembelitra* simultanée à la baisse des

Heterohelix. Ceci précède le deuxième pic des marqueurs de productivité et d'oxydo-réduction. Au Turonien inférieur, non basal (zone à *Helvetoglobotruncana helvetica*), se produit une baisse des valeurs de tous les marqueurs chimiques simultanée à une légère augmentation des abondances relatives de *Whiteinella* spp. et de *Hedbergella* spp. Ces différents évènements coïncident avec la première occurrence des Marginotruncanidés et l'apparition de *Helvetoglobotruncana helvetica*.

Références bibliographiques

- Abdallah H. and C. Meister, 1997. The Cenomanian–Turonian boundary in the Gafsa–Chott area (southern part of central Tunisia): biostratigraphy, palaeoenvironments. *Cretaceous Research* **18**, 197–236.
- Abdallah H., Sassi S., Meister C. and Souissi R. 2000. Stratigraphie séquentielle et paléogéographie à la limite Cénomanién–Turonien dans la région de Gafsa–Chotts (Tunisie centrale). *Cretaceous Research* **21**, 35–106
- Accarie H., Emmanuel L., Robaszynski F., Baudin F., Amédéo F., Caron M. and Deconinck J.-F. (1996) La géochimie isotopique du carbone (^{13}C) comme outil stratigraphique. Application à la limite Cénomanién/Turonien en Tunisie centrale. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences, Paris IIa* **322**, 579–586.
- Accarie H., Robaszynski F., Amédéo F., Caron M et Zagrarni M. F. (1999) Stratigraphie événementielle au passage Cénomanién – Turonien dans le secteur occidental de la plateforme de Tunisie centrale (Formation Bahloul, région Kalaat Senen), *Annales des mines et de la géologie N°40 - les septièmes journées de la géologie tunisienne - Tunis*, 63-80
- Algeo, T.J., Lyons, T.W., 2006. Mo-TOC covariation in modern anoxic marine environments: implication for analysis of paleoredox and hydrographic conditions. *Paleoceanography*, 21, PA1016, doi:10.1029/2004PA001112
- Algeo, T.J., Maynard, J.B., 2004. Trace-element behavior and redox facies in core shales of Upper Pennsylvanian Kansas-type cyclothems. *Chem. Geol.* 206, 289–318.
- Amédéo, F., Accarie, H., Robaszynski, F., 2005 Position de la limite Cénomanién–Turonien dans la Formation Bahloul de Tunisie centrale : apports intégrés des ammonites et des isotopes du carbone ($\delta^{13}\text{C}$). *Eclogae Geologicae Helvetiae*.
- Anderson, R.F., Fleisher, M.Q., LeHuray, A.P., 1989. Concentration, oxidation state and particulate flux of uranium in the Black Sea. *Geochim. Cosmochim. Acta* 53, 2215–2224.
- Ando A., Kawahata H., Kakegawa T., 2006, Sr /Ca ratios as indicators of varying modes of pelagic carbonate diagenesis in the ooze, chalk and limestone realms. *Sedimentary Geology*, **191**, 37–53
- Arthur M. A. and Premoli Silva I. 1982 Development of widespread organic carbon-rich strata in the Mediterranean Tethys. *In nature and origin of Cretaceous carbon-rich facies*, pp. 7-54.
- Arthur, M.A., Jenkyns H C. Brumsack H. J. and Schlanger S. O. 1990. Stratigraphy, geochemistry, and paleoceanography of organic carbon-rich cretaceous sequences. *Cretaceous research, Events and Rhythms*. pp.75-119.
- Arthur, M.A., Sageman, B.B., 1994. Marine black shales: a review of depositional mechanisms and significance of ancient deposits. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 22, 499–551.
- Arthur, M.A., Schlanger, S.O., Jenkyns, H.C., (1987) The Cenomanian–Turonian oceanic anoxia event: II. Paleoceanographic controls on organic matter production and preservation. In: Brooks, J., Fleet, A.J. (Eds.), *Marine and Petroleum Source Rocks*. Geol. Soc., London, Special Publ., vol. 26, pp. 401–420.
- Bak, M., 2004. Radiolarian biostratigraphy of the upper Cenomanian-Lower Turonian deposits in the subsilesian nappe (outer western Carpathians). *Geologica carpathica* 55, (3), 239-250.

- Barnes, C.E., Cochran, J.K., 1990. Uranium removal in oceanic sediments and the oceanic U balance. *Earth Planet. Sci. Lett.* 97, 94–101.
- Barr F. T. (1972) - Cretaceous biostratigraphy and planktonic Foraminifera of Lybia. *Micropaleontology*. Vol.18, n°1, pp.1-46
- Barrett P, 1998. A comparative organic geochemical and stable isotope study of the Cenomanian– Turonian organic-rich sediments from Tunisia, Germany and the UK. *PhD thesis, University of Newcastle*. 250 pp.
- Baumgartner, P.O., O’Dogherty, L., Gorigan, S., Urquhart, E., Pillvutt, A., De Wever P., 1995. Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys. Occurrences, Systematics, Biochronologie, *Mémoire de Géologie (Lausanne)* 23, ixxix, 1-1172.
- Bé A. W. H. (1982) - Biology of planktonic Foraminifera In: Broadhead T. W. Ed, *Foraminifera, notes for a short course*. University of Tennessee. *Studies in Geology* 6. 51-89, interne
- Bechtel, A., Pevaz M. and Püttmann W. 1998. Role of organic matter and sulphate-reducing bacteria for metal sulphide precipitation in the Bahloul Formation at the Bou Grine Zn/Pb deposit (Tunisia). *Chem. Geol.* 144 (1998), pp. 1–21
- Bédir, M., Boukadi, N., Tlig, S., Timzal, F.B., Zitouni, L., Alouani, R., Slimane, F., Bobier, C., Zargouni, F., 2001. Subsurface Mesozoic basins in the central Atlas of Tunisia: tectonics, sequence deposit distribution, and hydrocarbon potential. *AAPG Bull.* 85 (5), 885– 907.
- Bellier J.P. (1983) - Foraminifères planctoniques du crétacé de Tunisie septentrionale : Systématique, biozonation utilisation stratigraphique de l’Albien au Maastrichtien, Thèse Doct, Etat Paris,
- Bellier J.-P., Moullade M. and Huber B.T. (2000) - Mid-Cretaceous planktonic foraminifers from Blake Nose: revised biostratigraphic framework. In Kroon, D., Norris, R.D., and Klaus, A. (Eds.), *Proc. ODP, Sci. Results*, 171B.
- Bellier, J.P. 1983 Foraminifères planctoniques du crétacé de Tunisie septentrionale : Systématique, biozonation utilisation stratigraphique de l’Albien au Maastrichtien, *Thèse Doct, Etat Paris*,
- Ben Ayed N., and Viguier C., 1981. interprétation structurale de la Tunisie atlasique. *CRAS Paris, t 292 série II pp. 1445-1448*
- Ben Haj Ali N. (1987) - Étude biostratigraphique du crétacé (Aptien à Cénomanien) de la région de Téboursook (Tunisie septentrionale) sur la base des foraminifères planctoniques. *Notes de service géologique de Tunisie* n°54 pp. 75-105
- Ben Haj Ali N. Razgallah S. Ben Haj Ali M. et Kennedy J. W. (1994) - La Formation Bahloul dans sa localité type, précisions stratigraphiques basées sur les Ammonites et les Foraminifères planctoniques. *Notes du Serv. Géol.* N°60 pp35-68
- Bengston P. 1996 The Turonian stage and substage boundaries. *Bull. Inst. Royal. Sci. Nat. Belgique, Sci. Terre*, 66, 69-79.
- Berger, A., Loutre, M.F., Dehant, V., 1989 Pre-Quaternary Milankovitch frequencies. *Nature* 342 (6246), 133.
- Berger, A., Loutre, M.F., Laskar, J., 1992. Stability of the astronomical frequencies over the Earth’s history for paleoclimate studies. *Science* 255, 560–566.
- Berger, A.L., 1976. Obliquity and precession for the last 5 000 000 years. *Astronomy and Astrophysics* 51, 127–135.

- Berger, A.L., 1978. Long-term variations of caloric insolation resulting from the Earth's orbital elements. *Quaternary Research* 9, 139–167.
- Berger, A.L., 1989. The spectral characteristics of pre-Quaternary climatic records, an example of the relationship between the astronomical theory and geosciences. In: Berger, A., Schneider, S., Duplessy, J.C. (Eds.), *Climate and Geo-Sciences*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Holland, pp. 47–76.
- Berthe 1949. Stratigraphie du Crétacé moyen et supérieur de la Tunisie, *rapport inédit SEREPT (Archive ETAP)*
- Bishop W.F., Petroleum geology of East-Central Tunisia, *AAPG Bull.* 72 (9) (1988) 1033–1054.
- Bragina, L.G., 2004. Cenomanian-Turonian Radiolarians of Northern Turkey and Crimean Mountains. *Paleontological Journal* 8, S325– S456.
- Bralower, T.J., 1988. Calcareous Nannofossil biostratigraphy and assemblages of the C-T boundary interval : implications for the origin and timing of oceanic anoxia. *Paleoceanography*, Vol. 3, NO 3, pp 275-316
- Bralower, T.J., Thierstein, H.R., 1984. Low productivity and slow deep-water circulation in Mid-Cretaceous oceans. *Geology* 12, 614–618.
- Bralower, T.J., Arthur, M.A., Leckie, R.M., Sliter, W.V., Allard, D.J., Schlanger S.O., 1994. Timing and paleoceanography of Oceanic Dysoxia/Anoxia in the late Barremian early Aptian (Early Cretaceous). *Palaios*, 9, 335-369.
- Brass G.W., Southam J.R. and Peterson W.H., 1982. Warm saline bottom water in ancient ocean. *Nature* 296, pp. 620-623
- Brumsack H.-J., 2006 The trace metal content of recent organic carbon-rich sediments: Implications for Cretaceous black shale formation *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 232. 344–361
- Brumsack, H.J., 1986. The inorganic geochemistry of Cretaceous black shales (DSDP leg 41) in comparison to modern upwelling sediments from the Gulf of California. In: Summerhayes, C.P., Shackleton, N.J. (Eds.), *North Atlantic Palaeoceanography*. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, vol. 21, pp. 447–462.
- Brumsack, H.J., 1989. Geochemistry of recent TOC-rich sediments from the Gulf of California and the Black Sea. *Geol. Rundsch.* 78, 851–882.
- Brumsack, H.J., Gieskes, J.M., 1983. Interstitial water trace-element chemistry of laminated sediments of the Gulf of California (Mexico). *Mar. Chem.* 14, 89–106.
- Burollet P.F. 1956. Contribution a l'étude stratigraphique de la Tunisie centrale. *Ann. Mines Geol., Tunis, n° 18, 350p. IVpl.*
- Burollet P.F. Dumestre A., Keppel D. et Salvador A. 1952. Unités stratigraphiques en Tunisie centrale. *pp. 1 ; 19ème congrès géol. Alger.*
- Burollet, P.F., 1991 Structures and tectonics of Tunisia. *Tectonophysics* 195, 359– 369
- Busson, G., Dhondt, A., Amedro, F., Neraudeau, D., Cornee, A., 1999. La grande transgression du Cénomanién supérieur–Turonien inférieur sur la Hamada de Tinherth (Sahara algérien): datations biostratigraphiques, environnements de dépôt et comparaison d'un témoin épicrotonique avec les séries contemporaines à matière organique du Maghreb. *Cretac. Res.* 20, 29–46.
- Butt A. (1982) - Micropaleontological bathymetry of the cretaceous of western Morocco. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. Vol.37, pp235-275. Internet

- Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 1993. Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments: implications for the geological record. *Mar. Geol.* 113, 67– 88.
- Calvert, S.E., Pedersen, T.F., 1996. Sedimentary geochemistry of manganese: implications for the environment of formation of manganiferous black shales. *Econ. Geol.* 91, 36–47.
- Camoin, G., Bellion, Y., Dercourt, J., Guiraud, R., Lucas, J., Poisson, A., Ricou, L.E., Vrielynck, B., 1993. Late Maastrichtian (69.5-65 Ma). In: Dercourt, J., Ricou, L.E., Vrielynck, B. (Eds.), *Atlas Tethys palaeoenvironmental maps. Explanatory notes.* Gauthier-Villars, Paris, pp. 179–196.
- Camoin, G.F., 1991. Sedimentologic and paleotectonic evolution of carbonate platforms on a segmented continental margin: example of the African Tethyan margin during Turonian and Early Senonian times. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 87, 29– 52.
- Caron M. (1966)- Globotruncanidae du Crétacé supérieur du synclinal de la Gruyère (Préalpes médianes, Suisse). *Rev. Micropal.*, vol. 9, n° 2, pp. 68-93.
- Caron M. (1972)- Planktonic foraminifera from the upper Cretaceous of site 98, leg II. *Init. Rel. Deep sea Drilling project.*, Vol. 11, pp.551-559
- Caron M. 1985 Cretaceous planktic foraminifera. *Plankton stratigraphy. Edited by H. BOLLI, I.B.*
- Caron M. and Homewood P., (1983) - Evolution of early planktonic foraminifers. *Marine Micropaleontology* 7, 453–462.
- Caron M., Dall’Agnolo S., Accarie H., Barrera E., Kauffman E. G., Amédro F. and Robaszynski F. 2006 High-resolution stratigraphy of the Cenomanian–Turonian boundary interval at Pueblo (USA) and wadi Bahloul (Tunisia): stable isotope and bio-events correlation *Geobios, Volume 39, Issue 2, March-April 2006, Pages 171-200*
- Caron M., Robaszynski F., Amédro F., Baudin F., Deckonink J. F., Hochuli P., Salis Perch Nielsen K (von) et Tribovillard N. 1999 Estimation de la durée de l’événement anoxique global au passage Cénomanién Turonien. Approche cyclostratigraphique dans la Formation Bahloul en Tunisie centrale. *Bull. soc. Géol. Fr.*,
- Carsey D. O. (1926)- Foraminifera of the Cretaceous of Central Texas. *Texas univ. Bull.*, 2612, pp. 1-56.
- Chancellor G.R., Kennedy W.J. and Hancock J.M., 1994. Turonian ammonite faunas from Central Tunisia, *Special papers in Palaeontology* 50 pp. 1–118.
- Chikhaoui, M., Jallouli, C., Turki, M.M., Soussi, M., Brahem, A and Zaghbib-Turki, D., 2002. L’affleurement triasique du Debadib-Ben Gasseur (Nord- Ouest de la Tunisie): diapir enraciné à épanchements latéraux dans la mer albienne, replissé au cours des phases tertiaires. *C.R. Geoscience*, 334, 1129-1133
- Chikhaoui, M., Turki, M.M., Brahem, A., 2001. Preuves de la non-stratification du Trias dans le Turonien de la Koudiat Sidii (Nord-ouest de la Tunisie). *C.R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 332, 689-694.
- Chitta N. (1979) - Contribution à l’étude micropaléontologique du Crétacé (Aptien à Cénomanién) de la région de Teboursouk (Tunisie septentrionale). Thèse troisième cycle, université paris 6
- Cobban, W.A. & Scott, G.R. 1972 Stratigraphy and ammonite fauna of the Graneros Shale and Greenhorn Limestone near Pueblo, Colorado. *U.S. geol. Surv., Prof. Paper* 645, 108 p.
- Cushman J. A. (1938) - Cretaceous species of Guembelina and related genera. *Contr. Cushman Lab. Foram. Res.*;14 (1) pp. 2-28, 1pl.

- Cushman J. A. (1926) - Some Foraminifera from the Mendez Shale of Eastern Mexico. *Contr. Cushman Lab. Foram. Res.*, 2(1), pp. 16-26.
- Cushman J. A. (1927) - Some new genera of the Foraminifera. *Contr. Cushman Lab. Foram. Res.*, 4(1), 8p.
- Cushman J. A. (1933) - Some new Foraminiferal genera. *Contr. Cushm. Lab. Foram. Res.*, vol. 9, part 2, pp. 32-38, pl. 3-4
- Cushman, J. A. and Ten Dam A. (1948) - Globigerinelloides a new genus of Globigerinidae. *Contr. Cushm. Lab. Foram. Res.*, vol. 24, part. 2, p. 42-43, fig. 4-6 pl. 8.
- Dalbiez F. (1955) - The Genus Globotruncana in Tunisia. *Micropaleontology*, vol. n° 2, p. 161-171.
- Dalbiez F. 1956 Étude sommaire des microfaunes de la région du Kef. In : Notice explicative de la feuille n° 44, le Kef, *carte géologique de la Tunisie au 1/50.000*.
- Dali - Rossot M, D, 1987. Les calcisphaerulidae des terrains albiens à maastrichtien de Tunisie Centrale (J, Bireno et J, Bou El Ahneche) : Intérêts systématique, stratigraphique et paléogéographique, *Thèse, 3è cycle*,
- Danelian, T., Frydas, D., 1998. Late Quaternary polycystine radiolarians and silicoflagellates of diatomaceous sapropel from the Eastern Mediterranean, Sites 969 and 971. In: Robertson, A.H.F., Emeis, K.-C., Camerlenghi, A. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, pp. 137–147 (160).
- De Graciansky, P.C., Deroo, G., Herbin, J.P., Jacquin, T., Magni, F., Montadert, I., Müller, C., 1986. Ocean-wide stagnation episodes in the Late Cretaceous. *Geol. Rundsch.* 75, 17– 41.
- De Wever P., O'dogherty L., Caridroit M., Dumitrica P., Guex J., Nigrini C. and Caulet J.-P. 2003 Diversity of radiolarian families through time *Bull. Soc. Géol. Fr.*; v. 174; no. 5; p. 453-469.
- De Wever, P., Dumitrica, P., Caulet, J.P., Nigrini, C., Caridroit, M., 2001. Radiolarians in the sedimentary record. Gordon and Breach Science Publishers, p. 533.
- Dean, W.E., Gardner, J.V., Piper, D.Z., 1997. Inorganic geochemical indicators of glacial–interglacial changes in productivity and anoxia on the California continental margin. *Geochim. Cosmochim. Acta* 61, 4507–4518.
- Dehairs, F., Chesselet, R., Jedwab, J., 1980. Discrete suspended particles of barite and barium cycle in the open ocean. *Earth Planet. Sci. Lett.* 49, 528–550.
- Demaison, G.J., Moore, G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 64, 1179–1209.
- Desmares D., Grosheny D. and Beaudoin B. 2004 Hétérochronies du développement sensu Gould chez les foraminifères planctoniques cénomaniens : exemple de néoténie dans le bassin du Western Interior américain *Comptes Rendus Palevol, Volume 2, Issues 6-7, Pages 587-595*
- Desmares D., Grosheny D., Beaudoin B. et Gardin S. 2003 Enregistrement à haute résolution des modifications environnementales inscrites dans un cadre téphrochronologique (bassin de Western Interior, USA). Séance spécialisée de la Société géologique de France Paris, 10/11 juillet 2003 Paléocéanographie du Mésozoïque *Mesozoic paleoceanography Volume des résumés Abstract volume internet*
- Ditchfield, P. and Marshall, J. O. 1989. Isotopic variation in rhythmically bedded chalks: paleotemperature variation in the Upper Cretaceous. *Geology*, 17, 842-845.
- Dumitrica, P. 1975. Cenomanian Radiolaria at Podul Dimdovitei In: *Micropaleontological Guide to the Mesozoic and Tertiary of the Romanian Carpathians; 14th European Micropaleontological Colloquium Romania*. institute of Geology and Geophysics, Bucharest 87-89.

- Dymond, J., Collier, R., McManus, J., Honjo, S., Manganini, S., 1997. Can the aluminium and titanium contents of ocean sediments be used to determine the paleoproductivity of the oceans? *Paleoceanography*, 12, 586–593.
- Eicher D. L. 1972 Phylogeny of the late Cenomanian planktonic foraminifer *Anaticinella multiloculata* (Morrow). *Journal of Foraminiferal Research* 2 (1972), pp. 184–190.
- Eicher D. L. and Worstell P. (1970) Cenomanian and Turonian Foraminifera from the Great Plains, United States, *micropal. Vol. 16, N°3. pp. 269-324, pl. 1-13, july 1970,*
- El-Amri Z. (2001) - Les Foraminifères du Coniacien Supérieur-Maastrichtien inférieur de la région d'Elles (Tunisie Nord-Occidentale) : Biostratigraphie et Paléoécologie. DEA. Fac. Sc. de Tunis. pp. 38-70.
- Erbacher, J., 1994. Entwicklung und Palaeoozeanographie mittelk-retazischer Radiolarien der westlichen Tethys (Italien) und des Nordatlantiks, *Tuebingen Mikropalaeontologische Mitteilungen* 12, p.120.
- Erbacher, J., 1998. Mid-Cretaceous Radiolarians from the eastern equatorial atlantic and their paleoceanography, .363-33. In Mascle, J., Lohmann, G.P., Moulade, M., (Eds), *Proceeding of the ocean drilling program science results*, 159, College station, TX.
- Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1986. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Revue Institut Français du Pétrole*, 40, 5, 563– 579; 40, 6, 755– 784; and 41, 1, 73–89.
- Farrimond, P., Eglinton, G., Brassell, S.C., Jenkyns, H.C., 1990. The Cenomanian/Turonian anoxic event in Europe: an organic geochemical study. *Mar. Pet. Geol.* 7, 75– 89.
- Fischer, A.G., Herbert, T.D., Napoleone, G., Premoli Silva, I., Ripepe, M., 1991. Albian Pelagic Rhythms (Piobbico Core). *J. Sediment. Petrol.* 61, 1164– 1172.
- Fournié, D., 1978. Nomenclature lithostratigraphique des séries du Crétacé supérieur au Tertiaire de Tunisie. *Bulletin du Centre de Recherche Exploration-Production. Elf-Aquitaine*, Pau, 2, 97-148.
- Frizon de Lamotte D., Leturmy P., Missenard Y., Khomsi S., Ruiz G., Saddiqi O., et al., Mesozoic and Cenozoic vertical movements in the Atlas system (Algeria, Morocco, Tunisia): an overview, *Tectonophysics* 475 (2008) (1) 9–28.
- Frizon de Lamotte, D., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., Hafid M., El Azzouzi, M., Maury, R.C., Charrière, A., Taki, Z., Benammi, M., Michard, A., 2008. The Atlas system, in "Geology Morocco", Elsevier special publications, *Lecture Notes in Earth Sciences*, Ed. A. Michard et al. Springer Berlin, 116, 133-202. DOI:10.1007/978-3-540-77076-3.
- Gale A. S., Jenkyns H. C., Kennedy W. J. and Corfield R. M. 1993 Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian Turonian boundary. *Journal of the Geological Society, London*, Vol. 150, 1993, pp. 29-32
- Gale, A. S. 1989. A Milankovich scale for Cenomanian time. *Terra Abstracts*, 1,242.
- Gale, A. S. 1991. Inter-basinal correlation of cyclothems and chalk-marl couplets in the Cenomanian of western Europe: rates of eustatic change determined from precession cycles. *Terra Abstracts*, 3, 278.
- Gale, A.S., Hardenbol, J., Hathway, B., Kennedy, W.J., Young, J.R. and Phansalkar, V. (2002). Global correlation of Cenomanian (Upper Cretaceous) sequences: evidence for Milankovitch control on sea level. *Geology*, 30, 291-294.
- Galloway W. E. 1989. Genetic stratigraphic sequences in basin analysis; I, Architecture and genesis of flooding-surface bounded depositional units. *AAPG Bulletin*; 73: 125 - 142.

- Georgescu, M., 2000 Late Albian-Turonian planktonic foraminifera in the Romanian western black sea offshore, *Revista Española de Micropaleontología*, 32(2), 2000, pp, 157-173,
- Gingele, F., Dahmke, A., 1994. Discrete barite particles and barium as tracers of paleoproductivity in South Atlantic sediments. *Paleoceanography*, 9, 151–168.
- Grasso M., L., Torelli, G., Mazzoldi, Cretaceous– Palaeogene sedimentation patterns and structural evolution of the Tunisian shelf, offshore the Pelagian islands [central Mediterranean] *Tectonophysics* **315**, 235– 250.
- Gromet, L.P., Dymek, R.F., Haskin, L.A., Korotev, R.L., 1984. The “North American Shale Composite”: its compilation, major and trace elements characteristics. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 2469– 2482.
- Grosheny D., Beaudoin B., Morel L., Desmares D. 2006 High-resolution biostratigraphy and chemostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary event in the Vocontian Basin, southeast France. *Cretaceous Research xx (2006) 1e12*
- Guillocheau, F., 1991. Mise en évidence de grands cycles transgression-régression d’origine tectonique dans les sédiments mésozoïques du Bassin de Paris. *CRAS Paris*, 312, série II: 1587- 1593.
- Halicki, P. J., 1983 Le plancton, in *Planète Océan*, 10, édit. Grammont, Lausanne, pp. 2338-2352
- Hallam, A., Wignall, P.B., 1999. Mass extinctions and sea-level changes. *Earth-Science Reviews*, 48, 217–250
- Hammer Ø., Harper D. A.T., and Ryan P. D., 2001 PAST: Paleontological Statistics software package for education and data analysis. *Palaeontologia Electronica*, vol. 4, issue 1, art. 4: 9pp.,
- Hancock, J.M. 1989. Sea-level changes in the British region during the Late Cretaceous. *Proc. Geol. Assoc.*, 100, 565-594.
- Hancock, J.M. 1993. Transatlantic correlations in the Campanian-Maastrichtian stages by eustatic changes of sea-level. In: *High Resolution Stratigraphy* (eds. E.A. Hailwood and R.B. Kidd). *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, **70**, 241-256.
- Hancock, J.M., Kauffman, E.G., 1979. The great transgressions of the late Cretaceous. *J. Geol. Soc. London* 136, 175–186.
- Hanini A., Zagrarni M.F., Negra M. H., H andoura M. 2004. The Cenomanian-Turonian Bahloul Formation in Central North Tunisia, biosedimentary events, and Hydrocarbon signification. *Proceedings of Exploration and Production Conference EPC2004, ETAP*
- Haq B. U., Hardenbol J. and Vail P. R., (1987) Chronology of fluctuating sea levels, since the Triassic. *Science, Washington*, pp. 1156-1165.
- Hardenbol J., Caron, M., Amedro, F., Dupuis, C. and Robaszynski, F., 1993 The Cenomanian- Turonian boundary in central Tunisia in the context of a sequence-stratigraphic interpretation. *Cretaceous Research*, **14**, 449-454.
- Hart M.B, Dodsworth P and Duane A.M (1993) - The late Cenomanian Event in eastern England, pp495-509, *Cretaceous research*, Vol. 14,N°4/5 August/October 1993 - special issue : Cenomanian-Turonian Boundary Events
- Hart, M.B. and Bailey, H.W. (1979) - The distribution of planktonic foraminifera in the mid-Cretaceous of NW Europe. In: Wied-man, J. (Ed.), *Aspekte der Kreide Europas*. International Union of Geological Sciences Series A, vol. 6, pp. 527– 542 internet
- Hart, M.B., 1999. The evolution and biodiversity of Cretaceous planktonic Foraminifera. *GEOBIOS*, 32, 2, 247-255.
- Hasegawa, T., 1997. Cenomanian–Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 130, 251– 273.

- Hatch, J.R., Leventhal, J.S., 1992. Relationship between inferred redox potential of the depositional environment and geochemistry of the Upper Pennsylvanian (Missourian) Stark Shale Member of the Dennis Limestone, Wabaunsee County, KS, *Geol.* 117, 287–302.
- Hay, W., DeConto, R., Wold, C.N., Wilson, K.M., Voigt, S., Schulz, M., Wold-Rosby, A., Dullo, W.-C., Ronov, A.B., Balukhovskiy, A.N., Soeding, E., 1999. Alternative global cretaceous paleogeography. In: Barrera, E., Johnson, C. (Eds.), *The evolution of Cretaceous ocean/climate systems*. Geological Society of America Special Paper, 332, 1–47.
- Hay, W.W., 1988. Paleoceanography: a review for GSA centennial. *Geol. Soc. Am. Bulletin*, 100, 1934-1956.
- Herbin, J.P., Montadet, L., Müller, C., Gomez, R., Thurow, J., Wiedmann, J., 1986. Organic-rich sedimentation at the Cenomanian– Turonian boundary in oceanic and coastal basins in the North Atlantic and Tethys. In: Summerhayes, C.P., Shackleton, N.J. (Eds.), *North American Palaeoceanography*. *Geol. Soc., London, Special Publ.*, vol. 21, pp. 389– 422.
- Hinnov, L.A., Goldhammer, R.K., 1991. Spectral analysis of the Middle Triassic Latemar Limestone. *J. Sediment. Petrol.* 61, 1173– 1193.
- Hofker. (1956)- Die Globotruncanen von Nord-West-Deutschland and Holland. *Neues Jb. Geol. u. Pal. Abh.*, 103(3), pp. 312-340, 26-28. Internet.
- House M. R. 1986a. Towards more precise time-scales for geological events. In: NESBITT, R. W. & NICHOL, I. (eds) *Geology in the Real World - the Kingsley Dunham Volume*. The Institute of Mining and Metallurgy, London, 197-206.
- House M. R. 1995. Orbital forcing timescales: an introduction. *Geological Society, London, Special Publications*; 1995; v. 85; p. 1-18;
- House, M.R., 2002. Strength, timing, setting and cause of mid-Palaeozoic extinctions. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 181, 5–25.
- Huber B.T., Leckie R.M., Norris R.D., Bralower T.J. and Cobabe E. (1999) – Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic. *J. Foraminiferal Res.*, 29:392-417. ODP report abstract internet.
- Icame, N., 1994. *Sédimentologie, Stratigraphie séquentielle et diagenèse carbonatée des faciès du Crétacé moyen du bassin d'Essaouira (Haut Atlas, Maroc)*. Thèse, Université de Tunis II, Tunis.
- Ingall, E., Jahnke, R., 1997. Influence of water-column anoxia on the elemental fractionation of carbon and phosphorus during diagenesis. *Mar. Geol.*, 139, 219–229.
- Jarvis, I. 2003. Sample preparation in ICP-MS. In: *Handbook of Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry* (eds. K.E. Jarvis, A.L. Gray and R.S. Houk). *Viridian, Woking*, 172-224.
- Jarvis, I., Carson, G., Cooper, M., Hart, M., Leary, P., Tocher, B., Horne, D., and Rosenfeld, A., 1988. Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) OAE. *Cretaceous Research* 9, pp.3-103.
- Jarvis, I., Murphy, A. M., and Gale, A., 2001. Geochemistry of pelagic and hemipelagic carbonates : criteria for identifying systems tracts and sea-level change. *Journal of the geological society of London*, 158, 685-696
- Jenkyns, H.C., Gale, A.S., Corfield, R.M., 1994 Carbon- and oxygen- isotope stratigraphy of the English Chalk and Italian Scaglia and its paleoclimatic significance. *Geol. Mag.* 131, 1 – 34.
- Jones, B., Manning, D.A.C., 1994. Comparison of geochemical indices used for the interpretation of palaeoredox

- conditions in ancient mudstones. *Chem. Geol.* 111, 111–129.
- Kauffman E.,G., 1995 Global Change Leading to Biodiversity Crisis in a Greenhouse World: The Cenomanian-Turonian (Cretaceous) Mass Extinction - Effects of Past Global Change on Life, National Academy Press pp. 48-71
- Kauffman, E.G., 1977. Geological and biological overview: western interior Cretaceous basin. *Mountain Geol.* 14, 75–99.
- Keller G and Pardo A (2004) Age and paleoenvironment of the Cenomanian–Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado. *Marine Micropaleontology* 51 (2004) pp95– 128
- Keller G., Han Q., Adatte T. and Burns S. 2001 Palaeoenvironment of the Cenomanian-Turonian transition at Eastbourne, England *Cretaceous Research* (2001) 22, 391–422
- Keller, G., Stueben D., Zsolt B. and Adatte T., 2004 Cenomanian–Turonian sea level and salinity variations at Pueblo, Colorado. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*.
- Kenison Falkner, K., Klinkhammer, G.P., Bowers, T.S., Todd, J.F., Lewis, B.L., Landing, W.M., Edmond, J.M., 1993. The behavior of barium in anoxic marine waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 57, 537–554.
- Kennedy, W.J., Cobban, W.A., 1991. Stratigraphy and interregional correlation of the Cenomanian–Turonian transition in the Western Interior of the United States near Pueblo, Colorado, a potential boundary stratotype for the base of the Turonian stage. *Newsletter on Stratigraphy* 24, 1– 33.
- Khomsı S., M. Bédır and M.G. Ben Jemia, 2004. Mise en évidence d'un nouveau front de chevauchement dans l'Atlas tunisien oriental de Tunisie par sismique réflexion. Contexte structural régional et rôle du Trias salifère, *C.R. Geosci.* **336**, pp. 1401–1408.
- Kiessling, W., 1996. Facies characterization of mid-mesozoic deep-water sediments by quantitative analysis of siliceous microfaunas. *Facies Erlangen* 35, 237-274.
- Klinkhammer, G.P., Palmer, M.R., 1991. Uranium in the oceans: where it goes and why. *Geochim. Cosmochim. Acta* 55. 1799–1806.
- Kolonic, S., Sinninghe-Damste´, J., Böttcher, M.E., Kuypers, M.M.M., Kuhnt, W., Beckmann, B., Scheeder, G., Wagner, T., 2002. Geochemical characterization of Cenomanian/Turonian black shales from the Tarfaya Basin (SW Morocco). *J. Pet. Geol.*, 25, 325– 350.
- Kowallis, B.J., Christiansen, E.H., Deino, A.L., Kunk, M.J., Heaman, L.M., 1995. Age of the Cenomanian–Turonian boundary in the Western Interior of the United States. *Cretaceous Research* 16, 109–129.
- Kroon, D. and Nederbragt, A. J. 1990 Ecology and paleoecology of triserial planktic foraminifera. *Marine Micropaleontology* 16, 25–38.
- Kuhnt W., Herbin J.P., Thurow T. and Wiedman J. 1990. Distribution of Cenomanian-Turonian organic facies in the western Mediterranean and along the adjacent Atlantic margin. In *Depositional of organic facies*, Huc, A. Y. (ed.) AAPG studies in Geology, 30, p. 133-160.
- Kuhnt W., Nederbragt A. and Leine L 1997 Cyclicity of Cenomanian-Turonian organic carbonrich sediments in the Tarfaya Atlantic Coastal Basin (Morocco) *Cretaceous Research*, 18, 4, 587-601
- Kuhnt, W., Thurow, T., Wiedmann, J., Herbin, J.P., 1986. Oceanic anoxic conditions around C/T boundary at the response of the biota – *Mitt. Geol-Paläont. Int. SCOPE/UNEP* 60, 205-246.
- Kuypers, M.M.M., Pancost, R.D., Nijenhuis, I.A., Sinninghe Damste´, J.S., 2002. Enhanced productivity led to

- increased organic carbon burial in the euxinic North Atlantic basin during the Late Cenomanian oceanic anoxic event. *Paleoceanography*, 17 (3), 1-13.
- Lamolda M., Gorostidi A., Martinez R., Lopez G. and Peryt D. 1997 Fossil occurrences in the upper Cenomanian – lower Turonian at Ganuza, northern Spain: an approach to C/T boundary stratigraphy. *Cretaceous Research*. Vol18, 3, juin 1997, pp331-353.
- Laskar, J., 1989. A numerical experiment on the chaotic behaviour of the Solar System. *Nature* 338, 237–238.
- Laskar, J., 1999. The limits of Earth orbital calculations for geological time-scale use. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A* 357, 1735–1759.
- Layeb M, 1990. Étude géologique, géochimique et minéralogique, régionale, des faciès riches en matière organique de la formation Bahloul d'âge Cénomano-Turonien dans le domaine de la Tunisie Nord-Centrale, *Thèse, Doct, Tunis*.
- Layeb M, et Belayouni H, (1989) - La formation Bahloul au Centre et au Nord de la Tunisie un exemple de bonne Roche mère de pétrole à fort intérêt pétrolier, mémoires de l'ETAP, n°3, Actes des II ème journées de géologie Tunisienne appliquée à la recherche des hydrocarbures (Tunis, Nov, 1989), pp, 489-503
- Layeb M, et Belayouni H, (1991) - Géologie de la Formation Bahloul (Cénomaniens – Turonien) en Tunisie. Note de l'ass. Tun. étu. Int. Géol. pp.12-14.
- Layeb M, et Belayouni H, (1999) - Paléogéographie de la Formation Bahloul (passage Cénomaniens - Turonien), Annales des mines et de la géologie N°40 - les septièmes journées de la géologie tunisienne - Tunis (2-3 Décembre 1999) - pp, 21-44
- Leckie R. M, Yuritch R.F., West L.O.L., Finkelstein D., Schmidt M. 1998 Paleocyanography of the southwestern Interior Sea during the time of the Cenomanian – Turonian boundary (late Cretaceous). In: *Dean, W.E., Arthur, M.A. (Eds.), Concepts in Sedimentology and Paleontology, vol. 6. SEPM, USA, pp. 101– 126.*
- Leckie R. M. (1987) - Paleocology of mid Cretaceous Planktonic Foraminifera : A comparison of open ocean and epicontinental sea assemblages. *micropal.* Vol. 33, n°2, pp164-176. internet.
- Leckie R. M. 1984 Mid Cretaceous Planktonic Foraminiferal biostratigraphy of Central Morocco, Deep Sea Drilling Project leg 79, Sites 545 and 547. *initial Reports of the DSDP, 79, 579-620.*
- Leckie R.M., 1985 Foraminifera of the Cenomanian –Turonian boundary interval, Greenhorn Formation, Rock Canyon Anticline, Pueblo, Colorado, in: L.M. Pratt, E.G. Kauffman, F.B. Zelt (Eds.), *Fine-Grained Deposits and Biofacies of the Cretaceous Western Interior Seaway: Evidence of Cyclic Sedimentary Processes*, SEPM, Field Trip Guidebook, vol. 4, 1985, pp. 139– 149.
- Lehmann R. (1962) - Etude des Globotruncanides du Cretace superieur de la province de Tarfaya (Maroc occidentale). *Notes serv. Géol. Maroc*, t. 21, n° 156, pp. 133-159.
- Lehmann R. (1963)- Résultats d'une étude des Globotruncanides du Crétacé supérieur de la province de Tarfaya (Maroc occidentale). *Coll. Inter. Micropal., Dakar, Man. B. R. G. M., N° 32*, pp. 113-117.
- Lipinski, M., Warning, B., Brumsack, H.-J., 2003. Trace metal signatures of Jurassic/Cretaceous black shales from the Norwegian Shelf and the Barent Sea. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 190, 459–475.
- Lipps J. H. (1979) - Ecology and Paleocology of planktonic Foraminifera. In Lipps et al. (Eds). *Foraminiferal ecology and paleocology*. Society of Paleontologists and Mineralogists. Short course n° 6 (Houston), 62-104 internet
- Lisitzin, A.P., 1985. The Silica cycle during the last Ice Age. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 50, 241–270.

- Loeblich J. R. (1951) - Coiling in the Heterohelicidae contr. Cushman Found. Foram. Res. , 2(3), pp.106-110.
- Loeblich J. R. and Tappan H (1964) - Protista 2 (Sarcodina: "Thecamoebians and Foraminiferida") In Moore R. C. Treatise on invertebrate paleontology. Univ. Kansas Press, Part C : Vol.1/Vol.2 pp. C1-C900.
- Loeblich J. R. and Tappan H. (1961) - Cretaceous planktonic Foraminifera : Part I – Cenomanian. Micropaleontology, vol.7, n°3. pp.257-304, pl.1-8. Internet
- Loeblich J. R. and Tappan H. (1988) - Foraminiferal genera and their classification. New York : Van Nostrand Reinhold Company, 970 p. 847 pl.
- Lüning S., Kolonic, E., M., Belhaj, Z., Belhaj, L., Cota, G., Baric and T., Wagner, 2004. An integrated depositional model for the Cenomanian-Turonian organic-rich strata in North Africa. Earth Science reviews, 64, Issues 1-2, 51-117.
- Lüning, S., Kolonic, S., 2002. Uranium spectral gamma-ray response as a proxy for organic richness in black shales: Applicability and limitations. J. Petroleum Geology., 26, 153-174
- Lüning, S., Marzouk, A.M., Morsi, A.M. and Kuss, J. 1998. Sequence stratigraphy of the Upper Cretaceous of south-east Sinai, Egypt. Cretaceous Res., 19, 153-196.
- Lyons, T.W., Werne, J.P., Hollander, D.J., Murray, R.W., 2003. Contrasting sulfur geochemistry and Fe/Al and Mo/Al ratios across the last oxic-to-anoxic transition in the Cariaco Basin, Venezuela. Chem. Geol., 195, 131–157.
- Maâmouri A. L., Zaghbib-Turki D., Matmati M. F., Chikhaoui M. et Salaj J. 1994 La formation Bahloul en Tunisie centro-septentrionale : variation latérales nouvelle datation et nouvelle interprétation en terme de stratigraphie séquentielle. *Journal of African Earth Sciences Vol. 18, N°1 , pp. 37-50, 1994.*
- Mabrouk, A. 2003 Chemostratigraphy and correlation of a chalk petroleum reservoir: the Upper Cretaceous Abiod Formation, Tunisia. Ph.D. Thesis, Kingston University, Kingston upon Thames, 476 pp.
- Mabrouk, A., Jarvis, I., Belayouni, Murphy A., Moody R. T. J. and Sandman R. 2006. Regional to global correlations of Cenomanian to Eocene sediments: New insights to chemostratigraphic interpretations. Proceeding of the tenth Exploration and Production Conference, Memoir N°. 26- pp. 26-45
- Machhour, L., Philip, J., Oudin, J.L., 1994. Formation of laminate deposits in anaerobic – dysaerobic marine environments. Mar. U.S.A. Chem. Geol., 99, 65– 82.
- Martinez C. and Truillet R. 1987. Évolution structurale et paléogéographie de la Tunisie. *Ment. Soc. Geol. It., 38 (1987), 35-45, 4 ff.*
- Mbassani, P., 2004. Le Cénomano–Turonien de l’Atlantique Nord (Bassin du Sénégal): environnement de dépôt et évolution diagénétique. Implications pétrolières. PhD thesis, Univ. Orléans, France.
- McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Hammond, D.E., Holm, C., 2005. Authigenic uranium: relationship to oxygen penetration depth and organic carbon rain. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 69, 95– 108.
- McManus, J., Berelson, W.M., Klinkhammer, G.P., Johnson, K.S., Coale, K.H., Anderson, R.F., Kumar, N., Burdige, D.J., Hammond, D.E., Brumsack, H.-J., McCorkle, D.C., Rushdi, A., 1998. Geochemistry of barium in marine sediments: implications for its use as a paleoproxy. *Geochim. Cosmochim. Acta* 62, 3453–3473.

- Messaoudi F. and Hammouda F. 1994. Evènement structuraux et types de pièges dans l'offshore Nord-Est de la Tunisie. *Proceedings of the 4th tunisian petroleum exploration conference (tunis, may 1994)*. pp. 55-64
- Meyers S. R, Sageman B. B. 2004 Detection, quantification, and significance of hiatuses in pelagic and hemipelagic strata *Earth and Planetary Science Letters* 224 55– 72
- Meyers S. R., Sageman B. B., and Hinnov L. A. 2001 Integrated Quantitative Stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Bridge Creek Limestone Member Using Evolutive Harmonic Analysis and Stratigraphic Modeling *Jour. Sedim. Res.*; v. 71; no. 4; p. 628-644
- Meyers, S.R., Sageman, B.B., Lyons, T.W., 2005. Organic carbon burial rate and the molybdenum proxy: theoretical framework and application to Cenomanian–Turonian oceanic event 2. *Paleoceanography*, 20, PA2002, 1-19.
- Mitchell, S.F., Paul, C.R.C. and Gale, A.S. 1996. Carbon isotopes and sequence stratigraphy. In: *High Resolution Sequence Stratigraphy: Innovations and Applications* (eds. J.A. Howell and J.F. Aitken). *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 104, 11-24.
- Monnet, C., Bucher, H., 2007. Ammonite-based correlations in the Cenomanian-lower Turonian of north-west Europe, central Tunisia and the Western Interior (North America). *Cretaceous Research* 28, 1017-1032
- Montacer, M., 1995. Comparative organic geochemistry of two Tunisian oil source rocks (Bahloul and Bou Dabbous) as an approach of oil exploration in the northern part of Tunisia. *Proc. Seminar on Source Rocks and Hydrocarbon Habitat in Tunisia*, Tunis, 15–18 Nov. 1995. ETAP Mem., vol. 9, pp. 45– 48.
- Montacer, M., Disnar, J.R., Orgeval, J.J., 1986. Etude préliminaire de la matière organique de la formation Bahloul dans l'environnement sédimentaire du gisement Zn–Pb de Bou Grine (Tunisie). *BRGM Principal Sci. Tech. Results* 1987, 121.
- Morand, P. and Dallot, S. 1985. Variations annuelle et pluriannuelles de quelques espèces du macroplancton cotier de la Mer Ligure (1898–1914). *Rapp. Comm. Int. Mer Méd.* 29: 295–297.
- Morel, L., (1998) Stratigraphie à haute résolution du passage Cénomanien-Turonien. Thèse de l'Université Pierre et Marie Curie, Paris VI, 224 pp. (unpublished).
- Murphy, A.M. 1998. Sediment and Groundwater Geochemistry of the Chalk in Southern England. PhD Thesis, Kingston University, Kingston upon Thames, 288 p.
- Musavu-Moussavou, B., Danelian, T., 2006. The Radiolarian biotic response to Oceanic Anoxic Event 2 in the southern part of the Northern proto-Atlantic (Demerara Rise, ODP Leg 207). - *Revue de Micropaléontologie*, 49 (3), 141-163.
- Musavu-Moussavou, B., Danelian, T., Baudin, F., Coccioni R., Fröhlich, F., 2007. The Radiolarian biotic response during OAE-2. A high-resolution study across the Bonarelli level at Bottaccione (Gubbio, Italy). *Revue de Micropaléontologie*, 50 (3), 253-287.
- Myers, K.J., Wignall, P.B., 1987. Understanding Jurassic organic-rich mudrocks—new concepts using gamma ray spectrometry and palaeocology: examples from the Kimmeridge Clay of Dorset and the Jet Rock of Yorkshire. In: Legget, J.K., Zuffa, G.G. (Eds.), *Marine Clastic Environments: Concepts and Case Studies*. Graham and Trotman, London, pp. 175–192.
- Naili H., Belhaj Z., Robaszynski F., Caron M, et Depuy C, 1995 Présence de roche mère "Bahloul" au passage Cénomanien-Turonien dans la région de Tebessa (Algérie), *Proceeding of The 4th Tunisian Petroleum Exploration Conference* (Tunis, May 1994) pp, 167-168
- Nederbragt A. J and Fiorentino A. 1999 Stratigraphy and palaeoceanography of the Cenomanian -Turonian Boundary Event in Oued Mellegue, north-western Tunisia *Cretaceous Research*, Volume 20, 1, pp. 47-62

- Negra M.H., M'Rabet A., Troudi H., El Asmi K. and Saidi F. 1996 Lithofacies and paleogeographic evolution of the Upper Cretaceous reservoir rocks in central Tunisia. In: *Proc. 5th Tunisian Petrol. Explor. Conference, Tunis, 15–18 Oct. 1996 ETAP Mem. vol. 10 pp. 173–194.*
- Negri A, Cobianchi M., Luciani V., Fraboni R., Milani A, M. Claps 2003 Tethyan Cenomanian pelagic rhythmic sedimentation and Pleistocene Mediterranean sapropels: is the biotic signal comparable? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190 373-397
- Negri A, Cobianchi M., Luciani V., Fraboni R., Milani A, M. Claps 2003 Tethyan Cenomanian pelagic rhythmic sedimentation and Pleistocene Mediterranean sapropels: is the biotic signal comparable? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 190 373-397
- Neumann M. (1967) - Manuel de Micropaléontologie des Foraminifères (systématique - stratigraphie), Paris-Gauthier-villars, pp9-273
- O'Dogherty, L., 1994. Biochronology and paleoecology of Mid-Cretaceous radiolarians from Northern Apennines (Italy) and Betic Cordillera (Spain). *Mémoires de Géologie (Lauisianne)*, v. 21, 415,
- O'Dogherty, L., Guex, J., 2002. Rates and pattern of evolution among Cretaceous radiolarians: relation with global paleocyanographic events *Micropaleontology*, 48, suppl. n° 1, 1-22.
- Obradovich, J., 1993. A Cretaceous time scale. *Special Paper-Geological Association of Canada* 39, 379– 396.
- O'Dogherty L, Guex J., (2001) Rates and Pattern of Evolution among Cretaceous Radiolarians: Relations with Global Paleocyanographic Events. *Micropaleontology, Vol. 48, Supplement 1: Micropaleontology of Radiolarians: Proceedings of INTERRAD 9 (2001), pp. 1-22*
- Orgeval J.J. 1994 Peridiapiric metal concentration: example of the Bou Grine deposit (Tunisian Atlas). In: Fontboté/Boni, Editor, *Sediment-Hosted Zn–Pb OresSpec. Publ. 10, Soc. Geol. Applied to Mineral Deposits*, Springer, Berlin 354–389.
- Orgeval J.J. 1994 Peridiapiric metal concentration: example of the Bou Grine deposit (Tunisian Atlas). In: Fontboté/Boni, Editor, *Sediment-Hosted Zn–Pb OresSpec. Publ. 10, Soc. Geol. Applied to Mineral Deposits, Springer, Berlin pp. 354–389.*
- Ouahchi A., M'Rabet A., Lazreg J. Mesaoudi F. and Ouazaa S. 1998. Early structuring, paleoemersion and porosity development: a key for exploration of the aptian serdj carbonate reservoir in Tunisia. *Proceedings of the 6th Tunisian petroleum exploration and production conference (tunis May 5th – 9th (1998)). pp.267-284*
- Park J. and Oglesby R. J. 1991. Milankovitch rhythms in the Cretaceous : a GCM modelling study. *Global and planetary change (Glob. planet. change)*. 1991, vol. 4, no4, pp. 329-355 (2 p.)
- Paul C.R.C., Lamolda M.A., Mitchel S.F., Vaziri M.R., Gorostidi A. and Marshall J.D. 1999 The Cenomanian–turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 150, 83– 121.
- Paul C.R.C., Lamolda M.A., Mitchel S.F., Vaziri M.R., Gorostidi A. and Marshall J.D. (1999) The Cenomanian–turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 150, 83– 121.
- Pearce, T.J., D. Wray, D., K. Ratcliffe, D.K. Wright, and A. Moscariello, 2005, Chemostratigraphy of the Upper Carboniferous Schooner Formation, southern North Sea, in J.D. Collinson, D.J. Evans, D.W. Holliday, and N.S. Jones (eds.), *Carboniferous hydrocarbon geology: the southern North Sea and surrounding areas*, Yorkshire Geological Society, Occasional Publications, 7, 147-164.
- Pedersen, T.F., Calvert, S.E., 1990. Anoxia vs. productivity: what controls the formation of organic-carbon-rich

- sediments and sedimentary rocks? AAPG Bull., 74, 454–466.
- Perthuisot, V., 1981 Diapirism in northern Tunisia. *J. Struct. Geol.* 3, 231–235.
- Pervinquière L. 1903 Étude géologique de la Tunisie centrale. *Thèse de doc Rud paris. pp 1-360.*
- Pessagno E. A. (1967) - Upper Cretaceous Planktonic Foraminifera from the western Gulf Coastal Plain. *Pal. Amer.*, Vol. 5, N° 37, pp. 243-244.
- Pessagno, E.A., 1976. Radiolarian zonation and stratigraphy of the Late Cretaceous portion of the Great Valley Sequence, California Coast Range. *Micropaleontology*, Special Publication 2, p. 195.
- Philip, J., et al., 1993. Late Cenomanian (94–92 Ma). In: Dercourt, J., et al. (Eds.), *Atlas Tethys, Palaeoenvironmental Maps, Explanatory Notes*. Gauthier-Villars, Paris, pp. 153–178.
- Prakash Babu, C., Brumsack, H.-J., Schnetger, B., Böttcher, M.E., 2002. Barium as a productivity proxy in continental margin sediments: a study from the eastern Arabian Sea. *Mar. Geol.*, 184, 189–206.
- Pratt L. M., Force E. R., and Pomerol B., 1991 Coupled manganese and carbon isotopic events in marine carbonates at the Cenomanian – Turonian boundary. *Journ. Of Sedim. Petrol*, vol. 61, n°3 pp370-383
- Pratt, L.M., Threkeld, C.N., 1984 Stratigraphic significance of $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios in Mid-Cretaceous rocks of the Western Interior, U.S.A. In: Stott, D.F., Glass, D.J. (Eds.), *The Mesozoic North America. Canadian Soc. of Petroleum Geol., Memoir, vol. 9, pp. 305–312.*
- Premoli Silva I. and Sliter W. V. 1995 Cretaceous planktonic foraminiferal biostratigraphy and evolutionary trends in the Bottaccione section, Gubbio, Italy. *Paleontographia Italica*, 82, pp. 1- 89,
- Premoli Silva I. Erba E. Salvini G. Locatelli C. and Verga D. 1999. Biotic changes in cretaceous oceanic anoxic events of the Tethys. *Journal of Foraminiferal research. Vol.29 n°4, pp.352-370*
- Prokoph, A., Villeneuve, M., Agterberg, F.P., Rachold, V., 2001. Geochronology and calibration of global Milankovitch cyclicity at the Cenomanian–Turonian boundary. *Geology* 29, 523–526.
- Rachold, V., Brumsack, H.J., 2001. Inorganic geochemistry of Albian sediments from the Lower Saxony Basin NW Germany: paleoenvironmental constraints and orbital cycles. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 174, 121–143.
- Raup, D.M. and Sepkoski, J.J., 1984 Periodicity of extinction in the geologic past. *Proc. Nati. Acad. Sci. USA* 81, 801-805.
- Razgallah, S., Philip, J., Thomel, G., Zaghbib-Turki, D., Chaabani, F., Ben Haj Ali, N., et M'Rabet, A., 1994. La limite Cénomanién-Turonien en Tunisie centrale et méridionale : biostratigraphie et paléoenvironnements, *Cretaceous Research*, 507-533,
- Renard, M. 1985. Géochimie des Carbonates Pélagiques. Mis en Évidence des Fluctuations de la Composition des Eaux Océaniques depuis 140 Ma. *Essai de Chimiostratigraphie. Doc. BRGM*, 85, 650 p.
- Rimmer, S.M., Thompson, J.A., Goodnight, S.A., Robl, T.L., 2004. Multiple controls on the preservation of organic matter in Devonian–Mississippian marine black shales: geochemical and petrographic evidence. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 215, 125–154.
- Riquier, L., Tribouillard, N., Averbuch, O., Joachimski, M.M., Racki, G., Devleeschouwer, X., El Albani, A., Riboulleau, A., 2005. Productivity and bottom water redox conditions at the Frasnian–Famennian boundary on the both sides of the Eovariscan Belt constraints from trace element geochemistry. In: Over, D.J., Morrow, J.R., Wignall, P.B. (Eds.), *Understanding Late Devonian and Permian–Triassic Biotic and Climatic Events: Towards an Integrated Approach: Developments in Palaeontology and Stratigraphy*, vol.

- 20, pp. 199–224.
- Robaszynski F, and Caron M, 1995 Foraminifères planctoniques du Crétacé : Commentaire de la zonation Europe-Méditerranée, *Bull, Soc, géol, France, 1995, t, 166, n° 6, pp, 681-692, Biostratigraphie mésocénozoïque, Ouest Europe,*
- Robaszynski F., Amedro, F. and Caron, M., (1993) La limite Cénomanién-Turonien et la Formation Bahloul dans quelques localités de Tunisie Centrale. *Cretaceous Research, n°14, pp, 477-486.*
- Robaszynski F., Caron M., Dupuis C., Amedro F., Gonzalez-Donso J.M., Linares D., Hardenbol J., Gartner J., Calandra F. and Deloffre R., 1990 A tentative integrated stratigraphy in the Turonian of Central Tunisia : Formations, zones and sequential stratigraphy in the Kalaat Senan area. - *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf- Aquitaine, 14 / 1, 213-384.*
- Robaszynski, Francis, Zagrarni, Mohamed Faouzi, Caron, Michèle, Amédro, Francis 2020 The global bio-events at the Cenomanian-Turonian transition in the reduced Bahloul Formation of Bou Ghanem (central Tunisia) *Cretaceous Research 31(1): 1-15, 2010*
- Rottman M. (1978) - Species associations of planctonic Foraminifera and zooplankton in south China and Java seas. *Journal of planctonic Foraminifera Research. Vol.8, pp350-359. Internet*
- Sageman B. B., Meyers and Arthur M. A. 2006 Orbital time scale and new C-isotope record for Cenomanian-Turonian boundary stratotype. *Geology, v. 34; no. 2; p. 125–128;*
- Sageman, B., Rich, J., Savrda, C.E., Bralower, T., Arthur, M.A., Dean, W.E., 1998, Multiple Milankovitch cycles in the Bridge Creek Limestone (Cenomanian-Turonian), Western Interior basin, In: M.A. Arthur and W.E. Dean, eds., *Stratigraphy and paleoenvironments of the Cretaceous Western Interior seaway, USA, Society of Sedimentary Geology, Concepts in Sedimentology and Paleontology No. 6; p. 153-171.*
- Saidi F., Ben Ismail M.H. and M'Rabet A., 1997 Le Turonien de Tunisie centro-occidentale: faciès, paléogéographie et stratigraphie séquentielle d'une plate-forme carbonatée ennoyée. *Cretac. Res. 18 (1997), pp. 63–85*
- Saidi M., Inoubli H., 2001 Geochemistry and organic petrography of proven Tunisian source rocks, 20th International meeting of organic geochemistry, Nancy.
- Saint-Marc P. (1974) - Étude stratigraphique et micropaléontologique de l'Albien, Cénomanién et du Turonien du Liban. *Notes Mém. Moy Orient 13, 342p., 20pl. 58 fig, 4tab*
- Salaj, J., 1978. The geology of the Pelagian Block: the eastern Tunisian platform. In: Nairn, A.E.M., Kanes, W.H., Stehli, F.G. (Eds.), *The Ocean Basins and Margins, vol. 4B: The Western Mediterranean, pp. 361– 416.*
- Salvini, G., Marcucci Passerini M., 1998. The Radiolarian assemblages of « the Bonarelli horizon” in the Umbria Marche apennines and southern Alps (Italy). *Cretaceous Research 19, 777-804.*
- Schaaf, A., 1981. Late Cretaceous Radiolaria from Deep Sea Drilling Project Leg 621. In: Thiede, J., Vaillier, T.L., et al. (Eds.), *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project 62. US Government Printing Office, Washington, pp. 419–470.*
- Schlanger S. and Jenkyns H C., 1976. Cretaceous oceanic anoxic events: causes and consequences. *Geol. In Mijnb., 55, 179-194.*
- Schlanger, S. O., Arthur, M A., Jenkyns, H C. and Scholle, 1987. The Cenomanian – Turonian Oceanic Event, I. Stratigraphy and distributions of organic-rich beds and the marine ¹³C excursion. *Spec. pub. of Geol. Soc. Of London, 26, 371 – 399.*
- Schmitz, B., 1987. Barium, equatorial high productivity and the northward wandering of the Indian continent.

- Paleoceanography, 2, 63– 77.
- Scopelliti G., Bellanca A., Coccioni R., Luciani V., Neri R., Baudin F., Chiari M. Marcucci M. 2004 High-resolution geochemical and biotic records of the Tethyan ‘Bonarelli Level’ (OAE2, latest Cenomanian) from the Calabianca–Guidaloca composite section, northwestern Sicily, Italy *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 208 (2004) 293– 317
- Scopelliti G., Bellanca A., Neri R., Baudin F. and Coccioni R. 2006. Comparative high-resolution chemostratigraphy of the Bonarelli Level from the reference Bottaccione section (Umbria–Marche Apennines) and from an equivalent section in NW Sicily: Consistent and contrasting responses to the OAE2. *Chemical Geology, Volume 228, 4, 266-285*
- Sepkoski J., Jr 1993 Ten Years in the Library: New Data Confirm Paleontological Patterns. *Paleobiology, Vol. 19, No., pp. 43-51.*
- Sepkoski, J.J., 1996. Patterns of Phanerozoic extinction: a perspective from global data bases. In: Walliser, O.H. _Ed., Global Events and Event Stratigraphy. Springer-Verlag, Berlin, 35–52.
- Shackelton, N.J., McCave, I.N., Weedon, G.P. (Eds.), 1999. Astronomical (Milankovitch) calibration of the geological time-scale. *Philosophical Transaction of the Royal Society of London, A357, 1731– 2007.*
- Sigal J. (1977) - Essai se zonation du Crétacé méditerranéen à l’aide des Foraminifères planctoniques. *Rev. Géol. Médit. Marseille* , t, IV, n°2, 49-108, 1tab.
- Sigal J. 1987 Une échelle zonale du Crétacé méditerranée et quelques réflexions suscitées par son établissement, particulièrement à propos du Danien. *Revue Micropal.* Vol.30, n°1, pp.32-51.
- Soua and Zaghbib-Turki 2007 Biotic response during times of severe ecological stress, how paleoceanographic changes in latest Cenomanian-earliest Turonian Ocean induced step-by-step extinction and dwarfism. *Geol. Soc. Amer. - Northeastern Section - 42nd Annual Meeting (12–14 March 2007), Paper No. 29-4, Session No. 29.*
- Soua M, Zaghbib-Turki D, O'Dogherty L., 2006. Radiolarian biotic responses to the Latest Cenomanian global event across the southern Tethyan margin (Tunisia). *Proceeding of the tenth Exploration and Production Conference, Memoir N°. 26- pp. 195-216*
- Soua M., 2005 Biostratigraphie de haute résolution des foraminifères planctoniques du passage Cénomanién Turonien et impact de l'événement anoxique EAO-2 sur ce groupe dans la marge sud de la Téthys, exemple régions de Jerissa et Bargou. *Mémoir de Mastère, Univ., de Tunis El Manar, 1-169.*
- Soua M., 2010 Time series (orbital cycles) analysis of the latest Cenomanian – Early Turonian sequence on the southern Tethyan margin using foraminifera. *Geologica Carpathica, 61, 2/2010*
- Soua M., and Tribovillard N. 2007. Modèle de sédimentation au passage Cénomanién /Turonien pour la formation Bahloul en Tunisie. *Compte Rendu Geoscience* **339, 10**, 692-701
- Soua M., and Zaghbib-Turki D., 2006. Planktonic foraminifera biostratigraphy, at the Jerissa area, (CES section in north-western Tunisia) and the impact of the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event (OAE-2) on their assemblages. *Forams 2006, the micropaleontology of critical boundary, Natal September 2006*
- Soua M., Zaghbib-Turki D., Tribovillard N. 2008. Riverine influxes, warm and humid climatic conditions during the latest Cenomanian-early Turonian Bahloul deposition. *Proceeding of the tenth Exploration and Production Conference, Memoir 27, 194-200.*
- Soua, M., Echih, O. Herkat, M., Zaghbib-Turki, D., Smaoui, J., Fakhfakh-Ben Jemia, H., Belghaji, H., 2009.

- Structural context of the paleogeography of the Cenomanian -Turonian anoxic event in the eastern Atlas basins of the Maghreb. *C. R. Geoscience*, 341, 1029–1037
- Stelck C. R. and Wall J. H. (1954) - Kaskapau Foraminifera from Peace River area of Western Canada. Alberta Research Council Report, N°68, pp. 2-38, Pl. 1-2.
- Stoll, H.M. and Schrag, D.P. 2000. High-resolution stable isotope records from the Upper Cretaceous rocks of Italy and Spain: Glacial episodes in a greenhouse planet? *Geol. Soc. Am. Bull.*, 112, 308-319.
- Stoll, H.M. and Schrag, D.P. 2001. Sr/Ca variations in Cretaceous carbonates: relation to productivity and sea level changes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 168, 311-336.
- Stroobants, N., Dehairs, F., Goeyens, L., Vanderheijden, N., Van Grieken, R., 1991. Barite formation in the Southern Ocean water column. *Mar. Chem.* 35, 411–421.
- Subbotina N. N. (1949) - Microfauna of the Cretaceous of the southern slope of the Caucasus (Russian). Leningrad, Vses Neft. Nauchno-Issled. Geol. Razved Inst. Vnigri. (All-Union Petro. Scient. Res. Geol. Prosp. Inst). Microfauna of the oil field of the USSR, sbornik 2, Trudy, new series, vypusk 34, p. 33.
- Thurrow J. and Kuhnt W. 1986 Mid-Cretaceous of the Gibraltar Arch Area In : Summerhayes C. P. and Shackleton N. J. Eds North Atlantic Paleooceanography, Geological Society, Special Publication, 21 Oxford (Blackwell), pp423-445
- Thurrow, J. 1988. Cretaceous radiolarians of the North Atlantic Ocean: ODP Leg 103 (Sites 638, 640, and 641) and DSDP Legs 93 (Site 603) and 47B (Site 398). In Boillot, G., Winterer, E.L., et al., Proc. ODP, Scientific Results, 103: College Station, TX (Ocean Drilling Program), 379-418.
- Thurrow, J., Brumsack, H.J., Rullkotter, J., Littke, R., Meyers, P., 1992. The Cenomanian/Turonian boundary event in the Indian Ocean—a key to understand the global picture. In: Duncan, R.A., Rea, D.K., Kidd, R.B., Rad, U.V., Weissel, J.K. (Eds.), *Synthesis of Results from Scientific Drilling in the Indian Ocean*. Americ. Geophysical Union, Geophysical Monograph 70, 253– 273.
- Thurrow, J., Moullade, M., Brumsack, H.-J., Masure, E., Taugourdeau- Lantz, J., Dunham, K., 1988 The Cenomanian/Turonian boundary event (CTBE) at Hole 641A, ODP Leg 103 (compared with the CTBE interval at Site 398). In: Boillot, G., Winterer, E.L., et al. (Eds.), Proc. of the ODP. Scientific Results, vol. 103, pp. 587– 634.
- Tribovillard N., Algeo T. J., Lyons T., Armelle Riboulleau 2006 Trace metals as paleoredox and paleoproductivity proxies: An update *Chemical Geology* xx (2006) xxx–xxx
- Tribovillard, N., Ramdani, A., Trentesaux, A., 2005. Controls on organic accumulation in Late Jurassic shales of Northwestern Europe as inferred from trace-metal geochemistry. In: Harris, N. (Ed.), *Deposition of Hydrocarbon Source Rocks*. SEPM Spec. Public., vol. 82, pp. 145–164.
- Tsikos H, Jenkyns HC, Walsworth-Bell B, Petrizzo MR, Forster A, Kolonic S, Erba E, Premoli Silva I, Baas M, Wagner T, Sinninghe Damsté JS 2004 Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event: correlation and implications based on three keylocalities. *J Geol Soc Lond* 161:711–720
- Turgeon S., Brumsack H.-J., 2006 Anoxic vs dysoxic events reflected in sediment geochemistry during the Cenomanian–Turonian Boundary Event (Cretaceous) in the Umbria–Marche Basin of central Italy *Chemical Geology* 234. pp.321–339
- Turki, M.M., 1985. Polycinématique et contrôle sédimentaire associé sur la cicatrice Zaghouan-Nebhana. Thèse de Doct. d'État (es) Sci. Nat. (Géologie), Fac. Sci. Tunis. *Revue Sciences de la Terre Tunis*, INRST éditeur, 7, p. 252.

- Van der Weijden, C.H., 2002. Pitfalls of normalization of marine geochemical data using a common divisor. *Mar. Geol.* 184, 167–187.
- Van Hinte J. E. 1972 The Cretaceous time scale and planctonic foraminiferal zones proceedings.
- Van Wagoner, N. A., Mudie P. J., Cole F. E., AND Daborn G. 1989 Siliceous sponge communities, biological zonation and recent sea-level change on the Arctic margin: *Ice Islands results. Can. J. Earth Sci.* 26: 2341–2355.
- Voigt S., Gale A.S. and Voigt T. 2006 Sea-level change, carbon cycling and palaeoclimate during the Late Cenomanian of northwest Europe; an integrated palaeoenvironmental analysis, 27,6, pp.836-858
- Vonhof, H. B., Nederbragt, A. J., Kuypers, M., Van Hinte, J. E., Ganssen, G. M. and Smit, J. 1998. Synchronous strontium and carbon isotope excursions across the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event. In *The strontium isotope stratigraphic record of selected geologic events* (Vonhof, H. B.), published PhD thesis, pp. 93–109 (Free University, Amsterdam).
- Wan X., Wignall P.B.; Zhao W. 2003 The Cenomanian-Turonian extinction and oceanic anoxic event: evidence from southern Tibet. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 199. pp. 283-298
- Waples, D.W. 1985 Geochemistry in petroleum exploration. *Reidel Publ. Co, Dordrecht & IHRDC, Boston.* 232 pp.
- Wedepohl, K.H., 1971. Environmental influences on the chemical composition of shales and clays. In: Ahrens, L.H., Press, F., J., Runcorn, S.K., Urey, H.C. (Eds.), *Physics and Chemistry of the Earth*, vol. 8. Pergamon, Oxford, 305– 333.
- Wedepohl, K.H., 1978. Manganese: abundance in common sediments and sedimentary rocks. *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin, pp. 1 – 17 II/3.
- Wedepohl, K.H., 1991. The composition of the upper earth's crust and the natural cycles of selected metals. Metals in natural raw materials. *Natural Resources*. In: Merian, E. (Ed.), *Metals and Their Compounds in the Environment*. VCH, Weinheim, pp. 3 – 17.
- Weedon, G. P., 2003 *Time-Series Analysis and Cyclostratigraphy*. Cambridge University Press pp.274
- Weedon, G. P. and Jenkyns, H. C. 1990. Regular and irregular climatic cycles and the Belemnite Marls (Pliensbachian, Lower Jurassic, Wessex Basin). *Journal of the Geological Society, London*, 147, 915-918.
- Wehausen, R., Brumsack, H.-J., 2000. Chemical cycles in Pliocene-bearing and sapropel-barren eastern Mediterranean sediments. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 158, 325– 352.
- Wignall, P.B. 1991 Model for transgressive black shales? *Geology* **19**, 167–170.
- Yazykova, E.A., Peryt, D., Donova, T.D., Kasintzova, L.I., 2004. The Cenomanian/ Turonian boundary in Sakhalin, Far East Russia: ammonites, inoceramids, foraminifera, and radiolarians. *News Zealand Journal of Geology and Geophysics* 47, 291–320.
- Zaghib-Turki, D., 1987. Les Échinides du Crétacé de Tunisie. *Paléontologie Générale: Systématique, Paléobiologie, Paléobiogéographie*. Thèse de Doctorat d'État es-Sciences Naturelles, Université de Tunis, p. 613.
- Zaghib-Turki, D., 2003. Cretaceous coral-rudist formations in Tunisia, *Paleogeography and paleoecology*. In *North African Cretaceous Carbonate Platform Systems* Gili E., Negra M.H. and Skelton P.W. (Edit.), *Nato Science Series, Earth and Environmental Sciences* 28, 85-110.

- Zaghib-Turki, D., Karoui-Yaakoub, N., Rocchia, R., Robin, E. and Belayouni, H., 2000. Enregistrement des événements remarquables de la limite Crétacé-Tertiaire dans la coupe d'Ellès (Tunisie). C.R. Acad. Sci. Paris. Sciences de la Terre et des Planètes, 331, 141-149.
- Zaghib-Turki, D., Karoui-Yaakoub, N., Said-Benzarti, R., Rocchia, R. and Robin, E., 2001. Révision de la limite Crétacé-Tertiaire de la coupe d'Ellès (Tunisie) : proposition d'un nouveau parastratotype Geobios, 34, 1 : pp. 25-37.
- Zagrarni M.F., Negra M.H. and Hanini A. 2008. Cenomanian–Turonian facies and sequence stratigraphy, Bahloul Formation, Tunisia. *Sedimentary Geology* 204 (2008) 18–35
- Zelt, F. B., 1985. Natural gamma-ray spectrometry, lithofacies, and depositional environments of selected Upper Cretaceous marine mudrocks, western United States including Tropic Shale and Tununk Member of Mancos Shale. PhD thesis, Princeton University.
- Zhao X., Riisager P., Riisager J., Draeger U., Coe R. S. and Zheng Z., 2004 New palaeointensity results from Cretaceous basalt of Inner Mongolia, China. *Phys. Ear. Plan. Int.* Vol.141, Issue 2, 16 pp 131-140
- Zheng, Y., Anderson, R.F., Van Geen, A., Fleisher, M.Q., 2002. Remobilization of authigenic uranium in marine sediments by bioturbation. *Geochim. Cosmochim. Acta* 66, 1759– 1772.
- Zimmermann H.B., Boersma A. And McCoy W.F. 1987 Carbonaceous sediments and paleoenvironment of Cretaceous South Atlantic Ocean. In Fleet, J.B.A. (Ed.), *Marine Petroleum Source Rocks*. Geological Society Special Publication London