



HAL
open science

Micropaléontologie et géochimie organique du bassin côtier congolais au Crétacé supérieur : paléoécologie des foraminifères, espèces et associations indicatrices des paléoenvironnements des roches mères pétrolières

Jean-Nazaire Mbani

► **To cite this version:**

Jean-Nazaire Mbani. Micropaléontologie et géochimie organique du bassin côtier congolais au Crétacé supérieur : paléoécologie des foraminifères, espèces et associations indicatrices des paléoenvironnements des roches mères pétrolières. Sciences de la Terre. Université Pierre et Marie Curie - Paris VI, 2008. Français. NNT : 2008PA066191 . tel-00812448

HAL Id: tel-00812448

<https://theses.hal.science/tel-00812448v1>

Submitted on 12 Apr 2013

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.



THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS 6

Spécialité
Micropaléontologie et Géochimie organique

Présentée par

M. Jean Nazaire MBANI

Pour obtenir le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PARIS 6

Sujet de la thèse :

**MICROPALÉONTOLOGIE ET GEOCHIMIE ORGANIQUE DU
BASSIN CÔTIER CONGOLAIS AU CRÉTACE SUPÉRIEUR :
Paléoécologie des foraminifères, espèces et associations indicatrices des
paléoenvironnements des roches mères pétrolières**

soutenue le

devant le jury composé de :

M. Fabrizio CECCA	Professeur, Université P. et M. Curie	Président
M. François BAUDIN	Professeur, Université P. et M. Curie	Directeur de thèse
M. Jean-Pierre BELLIER	Maître de Conférences, Univ. P. et M. Curie	Directeur de thèse
M. Michel MOULLADE	Directeur de Recherche, Univ. de Provence	Rapporteur
M. Didier QUESNE	Maître de Conférences, Univ. de Bourgogne	Rapporteur
M. Jean-Louis VOLAT	Ingénieur, Compagnie TOTAL	Examineur

ACADEMIE DE PARIS
UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE
Mémoires des Sciences de la Terre

THESE DE DOCTORAT DE L'UNIVERSITE PARIS 6

Spécialité :
Micropaléontologie et Géochimie organique

présentée pour l'obtention du grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE PIERRE ET MARIE CURIE

Jean Nazaire MBANI

**MICROPALÉONTOLOGIE ET GEOCHIMIE ORGANIQUE DU
BASSIN COTIER CONGOLAIS AU CRETACE SUPERIEUR :
Paléoécologie des foraminifères, espèces et associations indicatrices des
paléoenvironnements des roches mères pétrolières**

UFR des Sciences de la Terre
4, place Jussieu-75252 Paris cedex 05

AVANT - PROPOS

L'accomplissement de cette œuvre a été le fruit d'une grande patience pour acquérir le matériel d'étude. Elle n'aurait pu voir le jour sans la participation de la filiale congolaise de la société Total qui m'a fourni les échantillons et les jeux diagraphiques. Les méandres inéluctables ne sont désormais que de lointains souvenirs.

Au terme de ce travail, je tiens à exprimer mes vifs remerciements à tous ceux grâce auxquels j'ai pu le réaliser :

Monsieur Jean-Pierre BELLIER, Maître de Conférences au Laboratoire de Micropaléontologie de l'Université Pierre et Marie Curie, m'a fait confiance en acceptant de prendre en charge ce travail. Sa méthodologie, ses conseils, sa sociabilité ainsi que son soutien en toutes circonstances m'ont été d'une grande aubaine. Je lui témoigne toute ma gratitude.

Monsieur François BAUDIN, Professeur au Département de Géologie sédimentaire de l'Université Pierre et Marie Curie, a également suivi ce travail, et est intervenu au moment clé de son évolution, à savoir lors de la redéfinition du sujet exigée par Total. Sa rigueur scientifique à ne plus démontrer, ses critiques, ses idées constructives et ses remarques pertinentes ont contribué à l'amélioration du mémoire. Je lui adresse ici, l'expression de ma profonde gratitude.

Monsieur Pierre ALLIX, ancien chef de la Division Exploration de Total E. & P. Congo, a donné son accord pour l'accès au matériel d'étude. Je lui témoigne toute ma reconnaissance.

Monsieur Léonard MASSAMBA, chef du Laboratoire Exploration Total E. & P. Congo, sis à Poincaré (Pointe-Noire), a préparé l'acheminement du matériel d'étude, m'a accueilli et conseillé lors de mon petit séjour au Congo. Je lui suis très reconnaissant pour ce soutien.

Monsieur Patrick CALATAYUD, chef de la Division Exploration de Total E. & P. Congo, sis à Poincaré (Pointe-Noire), m'a également accueilli chaleureusement et m'a fait part de ses suggestions lors de notre rencontre au Congo.

Monsieur Antoine MASSALA, Ingénieur Total (Pau), m'a fourni le filon nécessaire, la voie qui m'a conduit vers le matériel d'étude. Qu'il reçoive ici, ainsi que sa femme avec laquelle la communication a été enthousiaste, mes très sincères remerciements fraternels.

Monsieur Jean-Louis VOLAT, Ingénieur Total, au Département de Géologie structurale et Sédimentologie, Groupe Biostratigraphie (Pau), m'a fait profiter de son expérience dans la détermination des foraminifères benthiques de mer profonde lors de mon séjour de travail dans sa société. Il a aussi accepté d'analyser ce travail et de participer au jury.

Monsieur Gérard DUPONT, Ingénieur Total, du même Département, a manifesté une disponibilité exemplaire lors de mon séjour à Pau. Je lui adresse mes remerciements pour ses suggestions dans la détermination de certains foraminifères benthiques agglutinés.

Monsieur Guy TRONCHETTI, Maître de Conférences au Centre de Sédimentologie-Paléontologie de l'Université de Provence, a bien accepté de corriger mes déterminations des foraminifères benthiques. Ses remarques pertinentes m'ont permis d'améliorer ma connaissance de ces microfaunes. Qu'il trouve ici toute ma gratitude.

Monsieur Bernard BEAUDOIN, Professeur à l'Ecole des Mines de Paris, m'a conseillé d'intégrer l'approche séquentielle dans ce travail. Il m'a aussi aidé dans l'analyse diagraphique et l'interprétation séquentielle. Je lui adresse mes remerciements pour son aide précieuse.

Monsieur Jean-Paul COLIN (3 impasse des Biroulayes, 33610 Cestas, France) a accepté de m'apporter une aide en déterminant les ostracodes récoltés. Je lui témoigne toute ma reconnaissance.

Madame Marie-Thérèse VENEC-PEYRE, Directrice de Recherche au Muséum d'Histoire Naturelle de Paris, a mis à ma disposition une importante documentation bibliographique sur les foraminifères benthiques. Son pragmatisme m'a permis d'utiliser le logiciel CANOCO 4.5. Qu'elle soit ici chaleureusement remerciée.

Je remercie Monsieur le Professeur Fabrizio CECCA (Université Pierre et Marie Curie), Monsieur Didier QUESNE (Maître de Conférences, Université de Bourgogne) et Monsieur Michel MOULLADE (Directeur de Recherche, Université de Provence) d'avoir accepté de faire partie du jury, respectivement comme Président et Rapporteurs.

Mes pensées positives et ma reconnaissance vont à toutes les personnes que j'ai côtoyées au Département de Géologie sédimentaire, à la Collection des minéraux de l'Université Pierre et Marie Curie, dont :

Benjamin MUSAVU-MOUSSAVOU, Joseph OWONO, Driss DAYJA, Claude ABRIAL, Alexandre LETHIERS, Omar ADDADOU, Jean-Claude BOUILLIARD, Nicolas THIBAUT, Taniel DANELIAN, Edwige MASURE, Sylvie CRASQUIN,

Anna-Chiara BARTOLINI, Isabelle ROUGET, Pierre-Yves COLLIN, Marie-Therese CARROUGET, Gerard BRUSSEAU, Marie-Alice LANÇON, Florence SAVIGNAC, Martine FORDANT, Monique TROY, Sylvia GARDIN, Johann SCHNIDER, Fabrice MINOLETTI, Brigitte DAVID, Emilia HURET, Melanie TURPIN, Anne-France MAURER, Raphaël BLANKE, Michaël HERMOZO, Catherine BELTRAN, Bruno GALBRUN.

A mon épouse AUDREY : les mots ne suffiront pas pour te traduire toute ma reconnaissance et mon affection, pour ton soutien, ton sacrifice, ta patience durant ce dur labeur.

Résumé

Une approche intégrant les données diagraphiques, lithologiques, micropaléontologiques, géochimiques organiques globales et statistiques a été menée sur les échantillons provenant de 6 forages pétroliers implantés en domaines de plate-forme, intermédiaire et de talus du Bassin côtier congolais. Elle a permis de redéfinir la stratigraphie du transect étudié, d'appréhender la distribution spatio-temporelle de la matière organique au cours du Crétacé supérieur, d'apporter les informations sur les préférences paléoécologiques de taxons de foraminifères benthiques et de décrypter des espèces indicatrices des paléoenvironnements eutrophiques et dysoxiques.

Les microfaunes étudiées sont classées en quatre sous-ordres : Textulariina, Lagenina, Globigerinina et Rotaliina.

L'analyse de la distribution verticale des principaux foraminifères planctoniques et benthiques a révélé les niveaux du Turonien supérieur, du Coniacien, du Santonien, du Campanien, du Maastrichtien, du Paléocène et de l'Eocène.

L'application des concepts de la stratigraphie séquentielle à partir des diagraphies, a permis de préciser dans certains puits, les passages Turonien-Coniacien, Santonien-Campanien, Campanien-Maastrichtien et de résoudre les problèmes de datations rencontrés dans les zones bathyales pauvres ou dépourvues de foraminifères planctoniques.

Les résultats du découpage séquentiel de la Formation des Marnes de Madingo inférieures, d'âge Coniacien-Maastrichtien, peuvent être ajustés, avec aisance à la charte actuellement en vigueur à l'échelle de l'Europe du Nord Ouest (Hardenbol *et al.*, 1998).

La caractérisation de la matière organique par pyrolyse Rock-Eval dans les 6 sondages a indiqué son origine marine, ses bonnes à excellentes qualités pétrolières, et son immaturité. Du Turonien supérieur au Maastrichtien, les valeurs les plus élevées du carbone organique total et des composés hydrocarbonés ont été localisées sur la plate-forme et le talus supérieur, dans les faciès marneux. Corrélativement les faibles diversités et les très fortes dominances fauniques y sont distinguées. Ces données suggèrent l'existence des phénomènes "d'upwelling" avec des conditions dysoxiques-anoxiques sur le fond marin.

Pour analyser la distribution spatiale des espèces à partir des données d'abondances relatives des foraminifères benthiques identifiés, la méthode statistique d'analyse détendancée de correspondances (ADC) a été utilisée. La méthode d'analyse canonique de correspondances (ACC) a permis d'évaluer les relations entre la distribution des espèces et les variables environnementales quantitatives et nominales considérées. L'analyse montre que, dans la dynamique des peuplements benthiques, le long d'un gradient bathymétrique, du Coniacien au Maastrichtien inférieur, le paramètre limitant, serait la teneur en oxygène dissous. L'ACC identifie: d'une part *Gabonita elongata*, *Gabonita parva*, *G. multituberculata*, *Gavelinella* gr. *dakotensis*, *Gavelinella* sp. G, *Gabonita* sp. aff. *distorta irregularis*, *G. distorta*, *G. spinosa* comme espèces d'environnement "peu profond", eutrophique et de dysoxie sévère, d'autre part *Praebulimina prolixa longa*, et *Neobulimina subregularis*, comme espèces d'environnement "intermédiaire", eutrophique à mésotrophique et de dysoxie modérée. Et enfin *Gyroidinoides* gr. *nitidus*, *Gyroidinoides subangulatus*, *Conorotalites michelinianus*, *Buliminella quadrilobata*, *Buliminella gabonica altispira*, comme espèces d'environnement "profond", mésotrophique à oligotrophique, et oxique.

Les *Gabonita elongata*, *G. multituberculata*, *G. spinosa*, *G. distorta*, *G. lata* et *Gavelinella* gr. *dakotensis*, en raison de leur préférence des milieux à MO riche en IH, ainsi à potentiel pétrolier (S2) très élevé, apparaissent comme des taxons indicateurs des environnements potentiels de roches mères d'excellente qualité pétrolière.

Sommaire

	Pages
Introduction générale	1
PREMIERE PARTIE: Généralités, Méthodes d'étude	5
Chapitre I: Cadre de l'étude, Données préliminaires	7
I. Situation géographique	7
II. Contexte géologique	7
II.1 Cadre structural	7
II.2 Données stratigraphiques	13
II.3 Biostratigraphie basée sur les Foraminifères	15
II.4 Esquisse paléogéographique	16
II.5 Données Paléoclimatiques au Cénomaniens-Sénonien	21
Chapitre II: Matériel étudié et méthodes d'étude	29
I. Provenance des échantillons	29
II. Analyses lithologiques	30
III. Analyses micropaléontologiques	31
III.1 Techniques de lavage, analyse et tri de sédiments	31
III.2 Déterminations des foraminifères planctoniques et benthiques	32
III.3 Comptage des foraminifères planctoniques et benthiques	32
III.4 Caractéristiques fauniques	32
III.5 Analyses statistiques	33
III.5.1 Rappels sur la relation unimodale et son implication en écologie	34
III.5.2 Rappels sur l'Analyse des Correspondances (AC)	36
III.5.3 L'Analyse Détendancée des Correspondances (ADC)	37
III.5.4 L'Analyse Canonique des Correspondances (ACC)	39
IV. Analyses géochimiques	42
DEUXIEME PARTIE: Etude des sondages	43
Chapitre I : Lithologie	45
I. Etude lithologique du puits n°1	45
II. Etude lithologique du puits n°2	49
III. Etude lithologique du puits n°3	51
IV. Etude lithologique du puits n°4	54
V. Etude lithologique du puits n°5	57
VI. Etude lithologique du puits n°6	59
VII. Corrélations lithologiques et répartition des corps sédimentaires	62
VIII. Conclusion	75
Chapitre II : Stratigraphie	79
I. Analyse stratigraphique du puits n°1	79

I.1. Intervalle 175 - 185 mètres (Paléocène moyen basal)	79
I.1.1. Inventaire de la microfaune planctonique et benthique	79
I.1.2. Interprétation stratigraphique	80
I.2. Intervalle 190 - 285 mètres (Maastrichtien - Campanien)	81
I.2.1. Inventaire de la microfaune planctonique et benthique	81
I.2.2. Interprétation stratigraphique	82
I.3. Intervalle 285-320 mètres (Campanien s.s.)	83
I.3.1 Inventaire de la microfaune planctonique et benthique	83
I.3.2 Interprétation stratigraphique	84
I.4. Intervalle 320 à 345 mètres (Santonien)	84
I.4.1 Inventaire de la microfaune planctonique	84
I.4.2 Interprétation stratigraphique	84
I.5. Intervalle 345-410 mètres (Coniacien)	84
I.5.1 Inventaire de la microfaune planctonique	84
I.5.2 Interprétation stratigraphique	85
I.6. Intervalle 410-420 mètres (?)	85
I.7 Essai de biozonation	85
II. Analyse stratigraphique du puits n°2	91
II.1. La cote 420 mètres (Paléocène supérieur)	91
II.1.2. Inventaire de la microfaune	91
II.1.3 Interprétation stratigraphique	91
II.2. L'intervalle 430-450 mètres (Maastrichtien)	92
II 2.1 Inventaire de la microfaune	92
II.2.2. Interprétation stratigraphique	92
II.3. La limite Crétacé-Tertiaire	92
II.4. Intervalle 450-470 mètres (Maastrichtien inférieur-Campanien supérieur)	93
II 4.1 Inventaire de la microfaune.	93
II.4.2 Interprétation stratigraphique	93
II.5. Intervalle 470-580 mètres (Campanien <i>sensu stricto</i>)	93
II.5.1 Inventaire de la microfaune	93
II.5.2 Interprétation stratigraphique	94
II.6. Intervalle 580-620 mètres (Santonien)	94
II.6.1 Inventaire de la microfaune planctonique	94
II.6.2 Interprétation stratigraphique	94
II.7. Intervalle 620-655 mètres (Coniacien)	94
II 7.1 Inventaire de la microfaune planctonique	94
II.7.2 Interprétation stratigraphique	94
II.8. Intervalle 655-690 mètres (?)	95
II.9. Essai de biozonation	95

III. Analyse stratigraphique du puits n° 3	101
III.1. L'échantillon coté 560 mètres (Paléocène moyen)	101
III.2. L'intervalle 570-600 mètres (Maastrichtien)	101
III.2.1 Inventaire de la microfaune	101
III.2.2 Interprétation stratigraphique	102
III.3. La limite Crétacé-Tertiaire	102
III.4. Intervalle 600-620 mètres (Maastrichtien inférieur-Campanien supérieur)	103
III.4.1 Inventaire de la microfaune	103
III.4.2 Interprétation stratigraphique	103
III.5. Intervalle 620-740 mètres (Campanien <i>sensu stricto</i>)	104
III.5.1 Inventaire de la microfaune	104
III.5.2 Interprétation stratigraphique	104
III.6. Intervalle 740-800 mètres (Santonien)	104
III.6.1 Inventaire de la microfaune planctonique	104
III.6.2 Interprétation stratigraphique	104
III.7. Intervalle 800-850 mètres (Coniacien)	105
III.7.1 Inventaire de la microfaune planctonique	105
III.7.2 Interprétation stratigraphique	105
III.8. Intervalle 850-889 mètres (Turonien supérieur)	105
III.8.1 Inventaire de la microfaune	105
III.8.2 Interprétation stratigraphique	105
III.9. Essai de zonation dans le puits n°3	106
IV. Analyse stratigraphique du puits n°4	111
IV.1. L'échantillon coté 720 mètres (Paléocène moyen)	111
IV.2. L'intervalle 730 -750 mètres (Maastrichtien)	111
IV.2.1 Inventaire de la microfaune	111
IV.2.2 Interprétation stratigraphique	112
IV.3. La limite Crétacé-Tertiaire	112
IV.4. L'intervalle 750 – 760 mètres (Maastrichtien inférieur-Campanien supérieur)	112
IV.5. Intervalle 760-880 mètres (Campanien <i>sensu stricto</i>)	113
IV.5.1 Inventaire des foraminifères planctoniques	113
IV.5.2 Interprétation stratigraphique	113
IV.6. Intervalle 880-920 mètres (Santonien)	113
IV.7. Intervalle 920-970 mètres (Coniacien)	114
IV.8. Intervalle 970-1010 mètres (Turonien supérieur)	114
IV.9. Intervalle 1010-1030 mètres (?)	114
IV.10 Essai de zonation	114

V. Analyse stratigraphique du puits n 5	119
V.1. Intervalle 1820-1890 mètres (Eocène supérieur – Paléocène ?)	119
V.1.1 Inventaire des foraminifères planctoniques	119
V.1.2 Interprétation stratigraphique	119
V.2. La limite Crétacé-Tertiaire	120
V.3. Intervalle 1900-1910mètres (Maastrichtien <i>sensu stricto</i>)	120
V.3.1 Inventaire des foraminifères	120
V.3.2 Interprétation stratigraphique	120
V.4. Intervalle 1910-1930mètres (Maastrichtien-Campanien)	120
V.4.1 Inventaire des foraminifères	120
V.4.2 Interprétation stratigraphique	121
V.5. Intervalle 1930-1950mètres (Santonien)	121
V.6. Intervalle 1950-1970 mètres (Coniacien)	121
V.7. Essai de biozonation	122
VI. Analyse stratigraphique du puits n° 6	125
VI.1. Intervalle 2000 – 2025 mètres (Maastrichtien)	125
VI.1.1 Inventaire de la microfaune	125
VI.1.2 Interprétation stratigraphique	125
VI.2. Intervalle 2025 – 2080 mètres (Maastrichtien inférieur-Santonien)	126
VI.2.1 Inventaire des foraminifères planctoniques et benthiques	126
VI.2.2 Interprétation stratigraphique	126
VI.3. Intervalle 2080 – 2135 mètres (Coniacien)	126
VI.4. Essai de biozonation	127
VII. Corrélations et synthèse stratigraphique	131
VIII. Comparaison avec les travaux antérieurs en Atlantique Sud (bassins ouest africains, sud américains et sites DSDP et ODP)	134
IX. Conclusion	134
Chapitre III : Paléobathymétrie	139
I. Reconstitution paléobathymétrique du Bassin côtier congolais du Turonien supérieur au Maastrichtien	143
I.1. Analyse et interprétation	147
I.2. Evolution paléobathymétrique du Bassin côtier congolais du Turonien supérieur au Maastrichtien	152
I.3. Conclusion	153
Chapitre IV : Stratigraphie séquentielle et corrélations chronostratigraphiques	157
I. Rappel sur les concepts de la stratigraphie séquentielle	157
I.1 Notion d'espace disponible ou potentiel d'accommodation	157
I.2 Notion de séquence de dépôt	157

I.3. Les Cortèges de dépôts	158
I.4. Les surfaces chronostratigraphiques	160
I.4.1 Les limites de séquences (LS)	160
I.4.2 La Surface d'Inondation Maximale (SIM)	160
II. Hiérarchisation des séquences de dépôts	161
II.1. Cycle de premier ordre	161
II.2. Cycle de deuxième ordre	161
II.3. Cycle de troisième ordre	161
II.4. Cycles de quatrième, cinquième et sixième ordre	162
III. Identification des cortèges sédimentaires et des surfaces chronostratigraphiques à partir des diagraphies	162
IV. Les séquences de dépôt et les surfaces chronostratigraphiques identifiées dans l'intervalle Turonien supérieur-Sénonien du Bassin côtier congolais	170
IV.1. Le découpage séquentiel dans le puits n°1	171
IV.1.1. La séquence de dépôt de l'intervalle ~402-420mètres, non daté	171
IV.1.2. Les séquences de dépôt du Coniacien	172
IV.1.3. Les séquences de dépôt du Santonien	175
IV.1.4. Les séquences de dépôt du Campanien	176
IV.1.5. Les séquences de dépôt du Maastrichtien	178
IV.2. Le découpage séquentiel dans les 5 autres puits	179
IV.3. Corrélations diagraphiques des séquences de dépôt et des surfaces chronostratigraphiques entre puits : vers une résolution des problèmes de limites stratigraphiques rencontrés	199
IV.3.1. La limite Turonien-Coniacien dans les puits situés sur la plate-forme	199
IV.3.1.1. Situation de la limite Turonien-Coniacien dans le puits n°1	199
IV.3.1.2. Situation de la limite Turonien-Coniacien dans le puits n°2	200
IV.3.2. Datations dans les zones bathyales pauvres ou dépourvues des foraminifères planctoniques	205
IV.3.2.1. Datations dans le puits n°6	205
IV.3.2.2. Datations dans le puits n°5	211
IV.4. Synthèse sur les séquences de dépôt identifiées dans les 6 sondages et comparaison avec les travaux antérieurs	211
IV.4.1. Les séquences du Turonien	212
IV.4.2. Les séquences du Coniacien	212
IV.4.3. Les séquences du Santonien	215
IV.4.4. Les séquences du Campanien	215
IV.4.5. Les séquences du Maastrichtien	215
IV.4.6. Comparaison avec les travaux antérieurs	216
IV.5. Conclusion	220

Chapitre V: Géochimie de la Matière Organique	221
I. Caractérisation géochimique de la matière organique dans l'intervalle Turonien supérieur-Maastrichtien du Bassin côtier congolais	222
I.1. Analyses géochimiques dans le puits n°1	222
I.1.1. Unité lithologique D (175 m-410 m, Coniacien-Maastrichtien)	222
I.1.2. Unité lithologique C (410m-420m, Turonien supérieur)	223
I.1.3. Degré de maturation	223
I.1.4. Potentiel pétrolier	224
I.2. Analyses géochimiques dans le puits n°2	225
I.2.1. Unité lithologique D (420-600 m, Santonien supérieur-Maastrichtien)	225
I.2.2. Unités lithologiques A et C (600-690 m, Turonien supérieur-Santonien inférieur)	225
I.2.3 Degré de maturation	225
I.2.4 Potentiel pétrolier	225
I.3. Analyses géochimiques dans le puits n°3	226
I.3.1. Degré de maturation	226
I.3.2. Potentiel pétrolier	227
I.4. Analyses géochimiques dans le puits n°4	228
I.4.1. Unité lithologique D (720-950 m, Coniacien supérieur -Maastrichtien)	228
I.4.2. Unités lithologiques A, B et C (950-1030 m, Turonien supérieur –Coniacien inférieur)	228
I.4.3. Degré de maturation	228
I.4.4. Potentiel pétrolier	228
I.5. Analyses géochimiques dans le puits n°5	229
I.5.1. Unité lithologique E (1820-1887 m, Paléocène ?-Eocène supérieur)	229
I.5.2. Unité lithologique D (1887-1970 m, Coniacien- Maastrichtien)	229
I.5.3. Degré de maturation	230
I.5.4. Potentiel pétrolier	230
I.6. Analyses géochimiques dans le puits n°6	231
I.6.1. Unité lithologique E (2000-2081 m, Santonien-Maastrichtien)	231
I.6.2. Les unités D, C et B (2081-2135 m, Turonien supérieur –Coniacien supérieur)	231
I.6.3. Degré de maturation	232
I.6.4. Potentiel pétrolier	232
II. Synthèse géochimique : distributions temporelle et spatiale des paramètres COT et IH de la matière organique dans le Bassin congolais	233
III. Interprétations paléoenvironnementales	237
III.1. La productivité primaire des eaux marines de surface du Turonien supérieur au Maastrichtien dans le Bassin côtier congolais	237

III.2. Les conditions d'oxygénation et la préservation de la MO dans l'environnement de dépôt dans le Bassin côtier congolais, du Turonien supérieur au Maastrichtien	240
IV. Conclusion	242
Troisième partie : Foraminifères et niveaux sous oxygénés	243
Chapitre I: Analyse statistique des préférences paléocéologiques des Foraminifères benthiques et - distribution des taxons dans le Bassin côtier congolais au Sénonien	245
I. Préservation de la microfaune benthique dans la zone étudiée	246
II. La distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans la séquence de dépôt Co1 (Coniacien inférieur)	247
II.1. Analyse Détendancée des Correspondances (ADC)	247
II.2. Analyse Canonique des Correspondances (ACC)	248
II.2.1. Résultats	249
II.2.1.1. Les corrélations entre variables environnementales	250
II.2.1.2. Les corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques	250
II.3. Interprétation	254
III. Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans la séquence de dépôt Co2 (Coniacien supérieur-Santonien basal)	258
III.1. Analyse Détendancée des Correspondances (ADC)	258
III.2. Analyse Canonique des Correspondances (ACC)	260
III.2.1. Résultats	260
III.2.1.1. Corrélations entre variables environnementales	261
III.2.1.2. Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques	262
III.3. Interprétation	263
IV. Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans les séquences de dépôt Sa1-Sa2 (Santonien)	266
IV.1. Analyse Détendancée des Correspondances (ADC)	266
IV.2. Analyse Canonique des Correspondances (ACC)	268
IV.2.1. Résultats	268
IV.2.2. Corrélations entre variables environnementales	268
IV.2.3. Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques	269
IV.3. Interprétation	270
V. Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans la séquence de dépôt Ca1 (Campanien basal)	272

V.1. Analyse Détendancée de Correspondance (ADC)	272
V.2. Analyse Canonique de Correspondances (ACC)	274
V.2.1. Résultats	274
V.2.1.1. Corrélations entre variables environnementales	274
V.2.1.2. Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques	275
V.3. Interprétation	276
VI. Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans les séquences de dépôt Ca2-Ca9 (Campanien)	279
VI.1. Analyse Canonique de Correspondances (ACC)	279
VI.1.1. Relations entre les "scores" des espèces et les axes canoniques	280
VI.1.2. Corrélations entre les variables environnementales	281
VI.1.3. Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques	282
VI.2. Interprétation	286
VII. Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans les séquences de dépôt Ma1-Ma2 (Maastrichtien inférieur)	287
VII.1. Analyse Détendancée de Correspondances (ADC)	288
VII.2. Analyse Canonique de Correspondances (ACC)	289
VII.2.1. Résultats	289
VII.2.1.1. Corrélations entre variables environnementales	290
VII.2.1.2. Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques	291
VII.3. Interprétation	294
VIII. Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans les séquences de dépôt Ma3-Ma4 (Maastrichtien supérieur)	296
VIII.1. Analyse Canonique de Correspondances (ACC)	296
VIII.1.1. Corrélations entre variables environnementales	298
VIII.1.2. Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques	298
VIII.2. Interprétation	300
IX. Synthèse sur les préférences paléoécologiques des foraminifères benthiques identifiés dans le Bassin côtier congolais au Sénonien	301
IX.1. La microfaune benthique et la cellule "d'upwelling" avec minimum d'oxygène au fond marin	301
IX.2. La microfaune benthique et la cellule "d'upwelling" sans minimum d'oxygène au fond marin du Maastrichtien supérieur	309
X. Conclusion	309

Chapitre II : Evolution des paléomilieux déficités en oxygène dans le bassin côtier congolais du Turonien supérieur au Maastrichtien	313
I. Evolution de la déficience en oxygène dans le puits n°1	314
II. Evolution de la déficience en oxygène dans le puits n°2	319
III. Evolution de la déficience en oxygène dans le puits n°3	323
IV. Synthèse: lien des événements dysoxiques identifiés dans le Bassin côtier congolais avec les événements océaniques plus généraux et les phénomènes paléoclimatiques globaux.	329
V. Comparaison des conditions d'oxygénation des eaux de fond dans les bassins de l'Atlantique Sud, au Conianien-Santonien	338
VI. Conclusion	344
Conclusions générales	346
Références bibliographiques	353
Planches photographiques des foraminifères planctoniques et benthiques	383
Annexe 1 : Remarques systématiques	409
Annexe 2 : Données géochimiques (Rock-Eval) et micropaléontologiques	435

Introduction générale

La paléogéographie de l'Atlantique au Crétacé supérieur est marquée par, l'ouverture définitive de l'Atlantique Sud entre l'Amérique du Sud et l'Afrique. Le climat d'une manière globale, durant cet intervalle de temps, est chaud (Frakes, 1979 ; Huber *et al.*, 1995). Toutefois, dans les régions de basse latitude, Norris *et al.* (2002) et Wilson *et al.* (2002) identifient (dans le domaine marin) des fluctuations climatiques à l'échelle saisonnière ou d'un changement orbital durant les périodes chaudes créacées. Et sur le continent africain, les données géologiques (Chumakov *et al.*, 1995 (*in* Skleton *et al.*, 2003) ; Maley, 1996) suggèrent la présence de ceintures climatiques différentes du Sud vers le Nord.

Ces conditions paléocéanographiques et paléoclimatiques ont conduit à l'installation dans le domaine océanique de conditions favorables au dépôt de sédiments riches en matière organique, le long des côtes ouest africaines du Turonien au Maastrichtien, du Sud vers le Nord: en Namibie (Bray *et al.*, 1998), en Angola (Burwood, 1998), au Congo-Brazzaville (Massala, 1993), au Gabon (Katz *et al.*, 1996), au Cameroun, (Batupe *et al.*, 1995), au Nigeria, en Côte d'Ivoire et au Sénégal (Holbourn *et al.*, 1999).

Cette sédimentation organique peut avoir modifié les conditions paléoécologiques dans l'environnement benthique de l'Atlantique Sud-Est.

De nos jours, la composition des assemblages des foraminifères benthiques actuels est connue pour être fortement dépendante de la productivité des eaux de surface et l'oxygénation des masses d'eaux de fond (Rathburn et Corliss, 1994; Bernhard, 1989).

Dans les assemblages fossiles, les foraminifères benthiques peuvent ainsi servir de "proxies" pour les flux du phytodétritus et l'oxygénation des eaux de fond (Loubere, 1994). Mais cela exige avant tout que les préférences paléoécologiques des espèces de foraminifères benthiques soient bien comprises. Or, contrairement aux nombreuses espèces récentes, les préférences écologiques des taxa du Crétacé supérieur ne sont guère ou sont à peine établies.

L'objectif de cette thèse est :

- de s'appuyer sur la détermination à la fois de l'origine, de la qualité et de la quantité de la matière organique, pour caractériser l'environnement de dépôt des formations turoniennes supérieures-maastrichtiennes de la plate-forme jusque dans le talus du Bassin côtier congolais;

- d'analyser statistiquement les relations entre les facteurs environnementaux et les populations de foraminifères benthiques turoniens supérieurs-maastrichtiens sur la marge atlantique congolaise.

Le but est de décrypter les préférences paléoécologiques des foraminifères benthiques rencontrés dans le Bassin côtier congolais et de déceler les espèces ou les associations d'espèces préférant les conditions riches en nutriments et faibles en oxygène.

Une étude comparative avec les assemblages d'espèces identifiées dans le Bassin de Côte d'Ivoire - Ghana et le Bassin de Sergipe (Brésil) permettra de replacer la thématique à l'échelle de la marge atlantique ouest africaine, ensuite à celle de l'Atlantique Sud en général.

Ce mémoire comporte 3 parties principales :

- **La première partie** « généralités et méthodes d'étude », est subdivisée en deux chapitres :

Le chapitre I est consacré à la situation géographique et au contexte géologique de la zone d'étude ;

Le chapitre II porte sur le matériel étudié et les différentes méthodes utilisées.

- **La deuxième partie** « étude des sondages » comprend 5 parties :

Le chapitre I rassemble les descriptions lithologiques;

Le chapitre II explicite les datations à l'aide des foraminifères, et essaie une zonation visant à obtenir les coupures plus fines;

Le chapitre III traite de la reconstitution des paléop profondeurs sur la plate-forme et le talus du bassin côtier congolais à l'aide des foraminifères;

Le chapitre IV est consacré à une approche séquentielle : l'application des concepts de la stratigraphie séquentielle à partir des diagraphies a pour but de résoudre les difficultés de datation rencontrées dans les zones bathyales pauvres ou dépourvues de foraminifères planctoniques et de préciser certaines limites chronostratigraphiques;

Le chapitre V se rapporte à la caractérisation géochimique de la matière organique sur la plate-forme et le talus congolais.

- **La troisième partie**, «foraminifères et niveaux sous oxygénés», est subdivisée en deux chapitres :

Le chapitre I est consacré à l'analyse statistique des préférences paléoécologiques des foraminifères benthiques et à leur distribution;

Le chapitre II porte sur l'évolution des paléomilieux déficitaires en oxygène : les conditions d'oxygénation des eaux de fond dans le Bassin côtier congolais et dans le Bassin de Côte d'Ivoire-Ghana sont discutées sur la base d'arguments micropaléontologiques, puis comparées aux données du Bassin de Sergipe au Brésil.

Première partie : GENERALITES, METHODES D'ETUDES

Chapitre I : CADRE DE L'ETUDE, DONNEES PRELIMINAIRES

I Situation géographique

Situé entre les méridiens 11° et 13° Est et les parallèles 4° et 5° Sud, le Bassin côtier congolais correspond à l'extension au large des côtes congolaises du bassin du Bas-Congo, lequel est situé entre l'éperon de Mayoumba au Nord et l'arche d'Ambrizete au Sud, s'étendant du Gabon jusqu'en Angola (fig. 1).

II Contexte géologique

II -1 Cadre structural

Le Bassin côtier congolais est typique d'une marge océanique passive (Reyre, 1984). Il est encadré par les accidents transversaux de N'komi (Gabon) au Nord et de la République Démocratique du Congo (RDC) au Sud (à la hauteur de l'embouchure du fleuve Congo) (fig.1). Sa formation est liée à l'ouverture de l'Atlantique Sud entre l'Afrique et l'Amérique du Sud. L'évolution de ce bassin est passée par les stades suivants :

- ❖ Le stade pré-rift à l'extrême fin du Jurassique
- ❖ Le stade syn-rift au Néocomien-Barrémien
- ❖ Le stade post-rift de l'Aptien à l'Actuel.

Les traits structuraux après la disjonction mécanique totale de l'Afrique et de l'Amérique du Sud et donc l'ouverture définitive de l'Atlantique Sud se résument comme suit :

- **A l'Albien**, l'effet combiné d'accroissement de pente, lié à la subsidence thermique et du rejeu des contraintes régionales, déstabilisant des évaporites aisées à mobiliser conduit aux phénomènes halocinétiques (intumescences, diapirs) intenses (Reyre, 1984; Vernet *et al.*, 1996) donnant un paysage complexe de blocs en « toit d'usine » de carapaces plus ou moins symétriques, voire de blocs détachés (figs. 2 et 4).

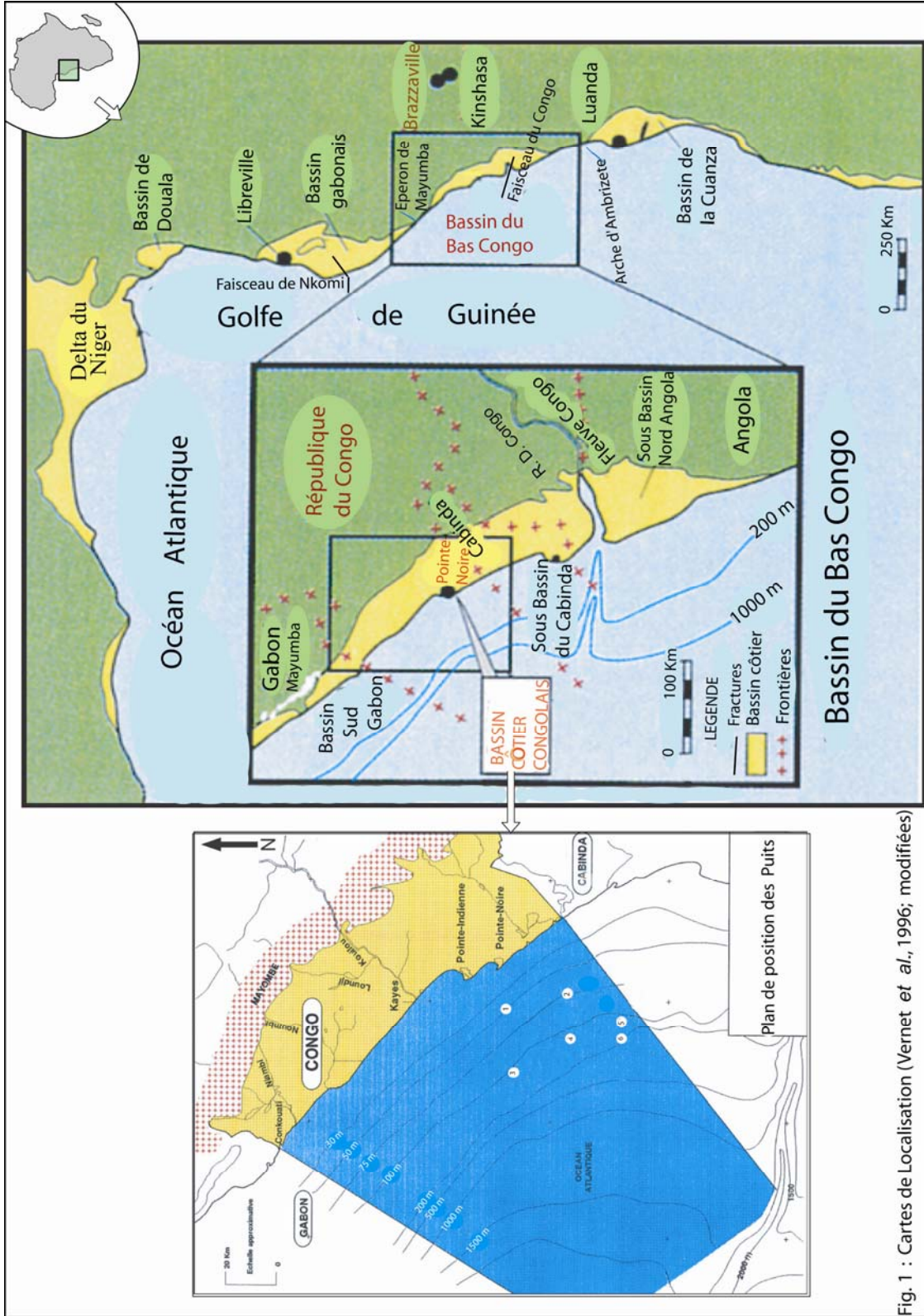


Fig. 1 : Cartes de Localisation (Vernet et al., 1996; modifiées)

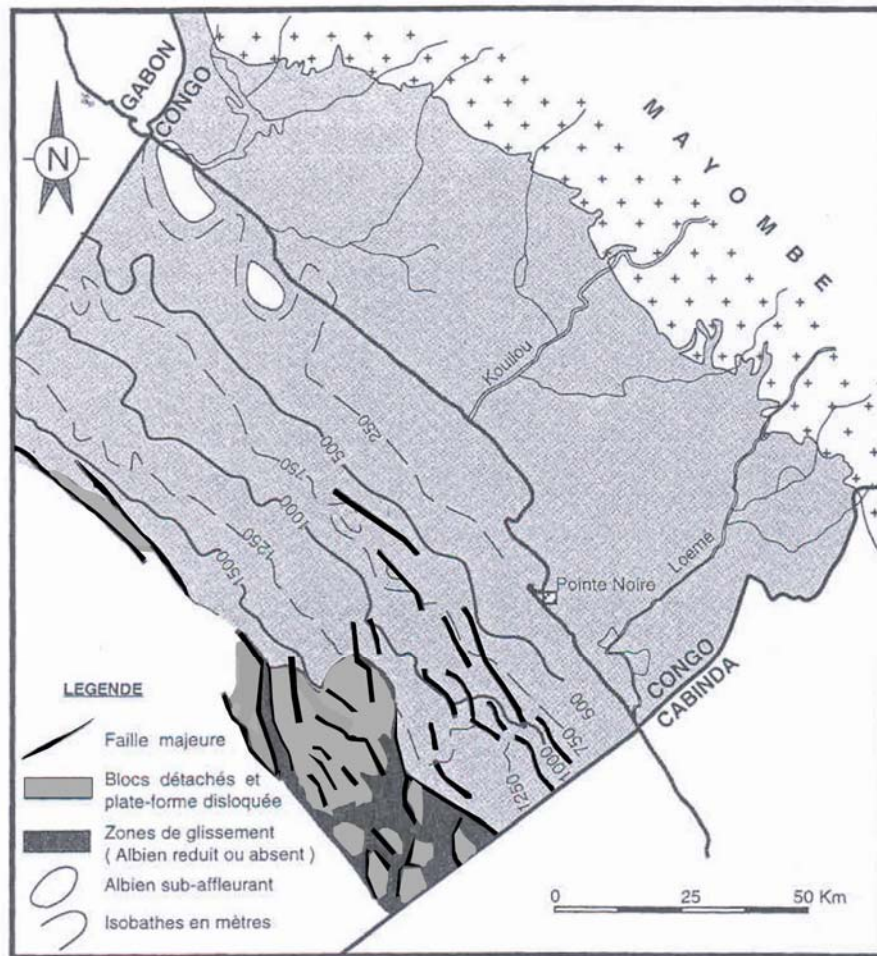


Fig.2: Structuration au toit des carbonates de Sendji (Albien) (d'après Vernet *et al.*, 1996, modifiée)

- **A la fin du Cénomanién** sous l'action d'une halocinèse tardive de faible ampleur (Vernet *et al.*, 1996) les dépôts des séries cénomaniennes se déforment (fig. 3).

- **Le Turonien** est une période de relative quiescence tectonique bien que vers la fin les prémices d'un bouleversement de la marge fassent leur apparition (Teisserenc et Villemin, 1990).

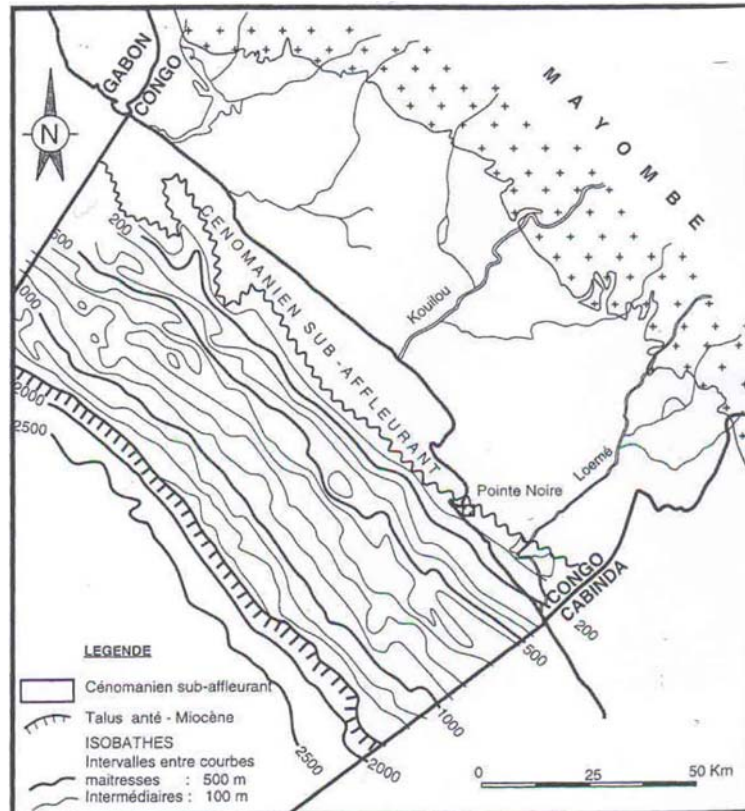


Fig. 3: Structuration au toit du Cénomanién dans le Bassin côtier congolais (d'après Vernet *et al.*, 1996)

Le Sénonien

Après la phase de quiescence turonienne, le crétacé terminal est régionalement une période de reprise tectonique liée à l'épirogenèse mayombienne (Reyre, 1984).

Son existence au Congo au delà des affleurements côtiers n'est prouvée que près du Mayombe, le long d'une étroite bande (à grès phosphatés), à la faveur probablement d'un effondrement précoce (Vernet *et al.*, 1996).

Cette phase est localement marquée dans le Bassin côtier congolais, par des évidences d'environnements plus restreints au Coniacien (dépôts radioactifs) (Vernet *et al.*, 1996).

Par ailleurs, sur l'ensemble du Segment Nord-Congo, Reyre (1984) souligne l'existence des phénomènes halocinétiques locaux.

A noter aussi que les phénomènes de subsidence très ralentie se manifestent au niveau de la flexure atlantique au cours du Crétacé terminal au niveau du Bassin côtier congolais (Vernet *et al.*, 1996).

Au Gabon s.s (Segment Ogooué) une discordance majeure prend place au Coniacien-Santonien, et d'après les auteurs Teisserenc et Villemin (1990), elle témoigne de cette activation épirogénique mayombienne.

On somme, l'intervalle Turonien supérieur- Maastrichtien du Bassin côtier congolais qui fait l'objet de cette thèse est d'un point de vue tectonique typique d'une marge océanique passive. L'illustration sismique de l'évolution structurale de ce bassin allant de l'Aptien au Mio-Pliocène (fig. 4) atteste l'absence d'une tectonique cassante (qui pouvait être liée par exemple au rejeu des failles antérieures) et l'absence des phénomènes halocinétiques au Turonien-Maastrichtien. Dans la mesure où selon Vernet *et al.* (1996) la subsidence est très ralentie dans le Bassin côtier congolais, il apparaît donc que les seuls mouvements verticaux importants ayant affecté le bassin durant l'intervalle Turonien supérieur-Maastrichtien seraient ceux inhérents à l'épirogenèse de la bordure Mayombienne. Cependant, les preuves d'un tel mouvement épirogénique dans la zone congolaise semblent insuffisantes puis qu'elles se résument en l'existence d'une bande étroite gréseuse phosphatée presque parallèle au Mayombe et par des environnements considérés par Vernet *et al.* (1996) plus restreints dans le bassin au Coniacien, en raison de la présence des dépôts radioactifs.

Enfin la chronologie de la manifestation épirogénique mayombienne n'est pas assez précise ou très claire au niveau régional. En effet dans l'ensemble du Segment Nord-Congo, Reyre (1984) suggère un rejeu de la bordure mayombienne dès la base du Coniacien sur la foi d'un changement de la nature de l'apport clastique. Tandis que dans le Segment Ogooué (Gabon), Teisserenc et Villemin (1990) suggèrent une activation épirogénique mayombienne au Coniacien-Santonien, en s'appuyant sur l'existence d'une discordance majeure dans cet intervalle de temps. Mais cette discordance n'est pas, curieusement, enregistrée dans la zone congolaise. Ce qui sous entend l'absence de cette phase épirogénique Coniacien-Santonien dans ce bassin.

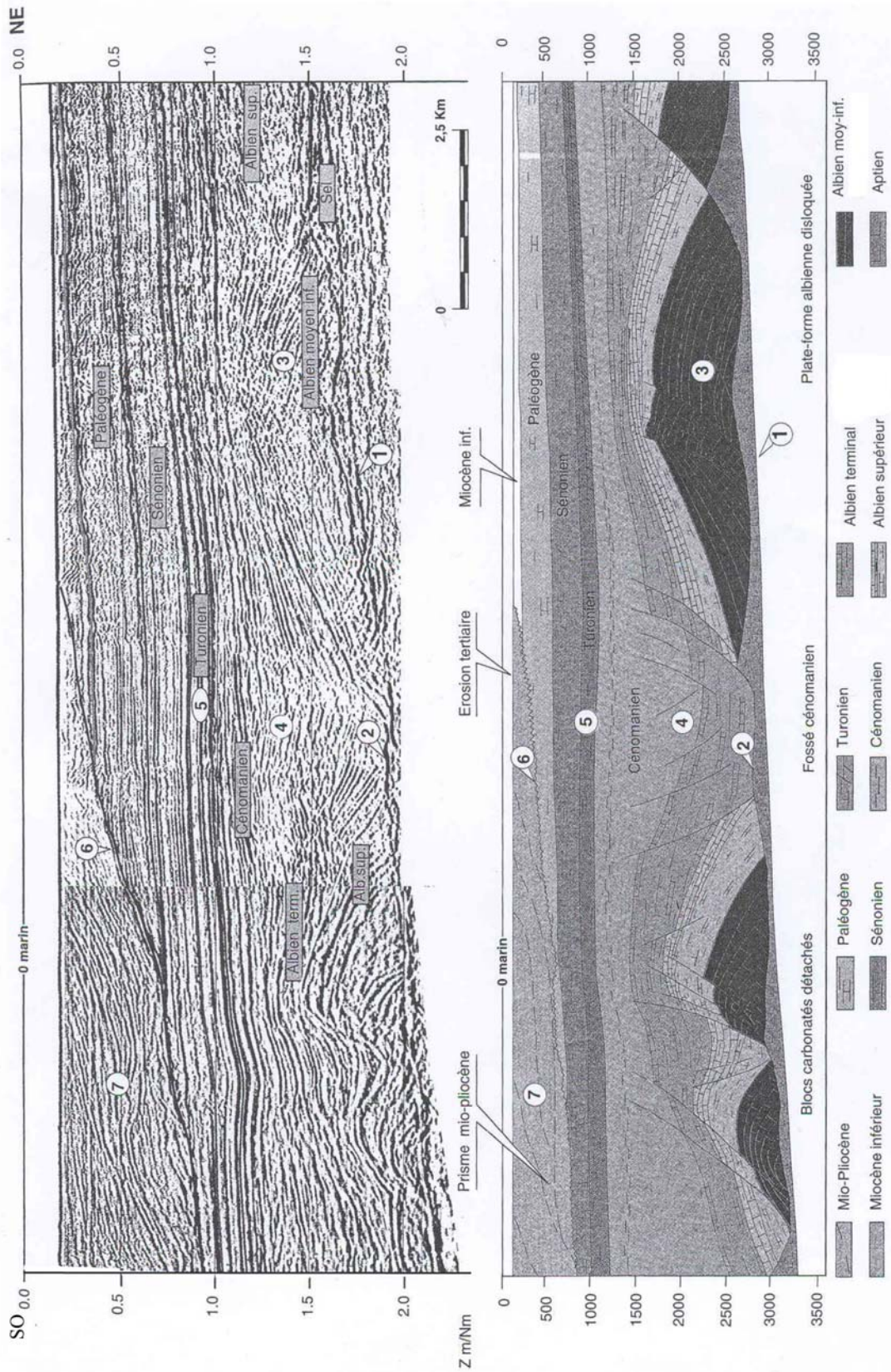


Fig.4: Illustration sismique de l'évolution structurale du bassin côtier congolais de l'Albien supérieur au Mio-Pliocène (Vernet *et al.*, 1996)

(1) Pénéplation anti-chéla. (2) Surface de décollement sur le sel. (3) Carapaces et blocs détachés.
 (4) Sillon cénozoïque. (5) Scellement turonien. (6) Erosion anti-miocène. (7) Prisme mio-pliocène

II -2 Données stratigraphiques

La stratigraphie (fig. 6) établie par Total sur la base de l'étude des spores et pollens (Jardiné *et al.*, 1974, inédit) et sur celle des ostracodes (Grosdidier, 1974, inédit) prend en compte les connaissances acquises au Gabon et au Brésil.

Elle comprend de bas en haut:

- **L'Anté-salifère** (Néocomien à Barrémien)

C'est une série constituée de six formations fluvio-lacustres (fig. 6)

- **Le salifère** (Aptien)

Il est représenté par la Formation de Loémé qui est évaporitique, d'âge aptien supérieur. Elle est concordante avec la Formation des sables de Chéla (fig. 6).

- **Le Post-salifère** (Albien- Tertiaire)

Les géologues de la société Total distinguent de bas en haut les formations ci-dessous:

-la Formation des carbonates de Sendji, principalement calcaire ou calcaréo-gréseuse, d'âge aptien supérieur à albien.

-la Formation des grès dolomitiques (grès de Tchala) qui représente le Cénomaniens. Elle se substitue à l'Ouest en un ensemble silto-argileuse (Formation de Likouala)

-la Formation des dolomies de Loango; attribuée au Turonien, elle est surtout marneuse et calcaire, et passant latéralement, à l'Ouest, à la partie supérieure de la Formation de Likouala.

-la **Formation des Marnes de Madingo** d'âge sénonien à éocène; de composition variée; elle est divisée en deux membres:

~ un membre inférieur pouvant atteindre 300 à 400 mètres est d'âge sénonien à sommet érodé, souvent phosphaté. A l'intérieur des terres, il est constitué de grès et poudingues phosphatés (Giresse, 1980). Et sur le littoral, il est caractérisé par des grès et calcaire gréseux coniaciens, de calcaires et dolomies à lamellibranches santoniens, des grès coquilliers santoniens et campaniens (Giresse, 1982). Tandis que dans l'offshore, grâce aux données de sondages (fig. 5); les Marnes de Madingo inférieures se révèlent être formées des argiles et des marnes de plate-forme très essentiellement (Vernet *et al.*, 1996) à l'exception de la zone d'Emeraude, qui se distingue par des sables fins et des silts. Ces dépôts silto-sableux en domaine offshore tels disposés en bancs parallèles à la côte et au

Mayombe (fig. 5) sont *interprétés par Vernet et al. (1996) comme révélateurs de l'influence des courants marins remontant vers le nord des éléments clastiques provenant du débouché du paléo-fleuve Congo.*

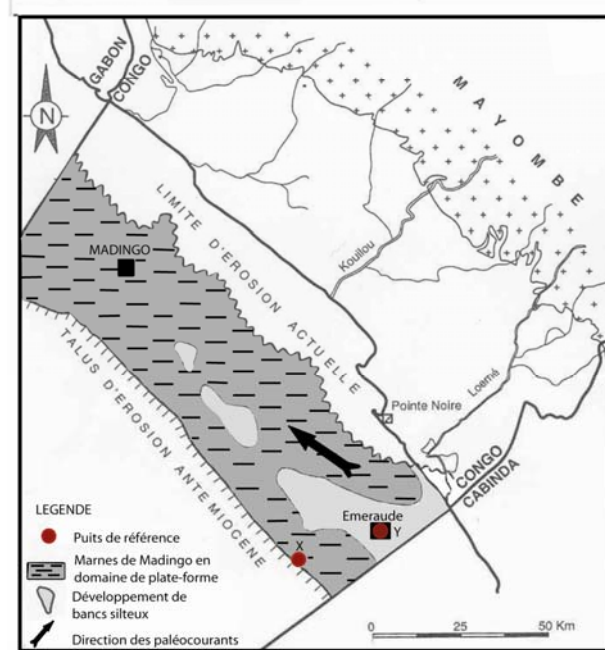


Fig. 5: Distribution des corps sédimentaires au Campanien dans le Bassin côtier congolais d'après les données de sondages (Vernet *et al.*, 1996, modifié)

~ un membre supérieur, s'étendant du Maastrichtien terminal à l'Eocène, présentant aussi à son sommet une surface d'érosion; est constitué d'argiles carbonatées et de calcaires

-la Formation silto-argileuse de Paloukou d'âge compris entre l'Oligocène et le Pliocène est subdivisée en deux membres:

~ un membre inférieur, auquel on attribue un âge oligocène à aquitanien;

~ un membre supérieur, miocène à pliocène.

-la Formation des sables de Diosso ou série des cirques, de 30 à 180 mètres de puissance, est attribuée au Quaternaire.

II-3 Biostratigraphie basée sur les Foraminifères

Les travaux biostratigraphiques des terrains créacés et paléogènes publiés à ce jour sur le bassin côtier congolais en se fondant sur les foraminifères sont ceux de M'boro (1981), N'gatsé (1989) et Massala (1993). Les unités lithostratigraphiques utilisées sont celles définies par les géologues de la S.N.E.A. grâce essentiellement aux connaissances acquises au Gabon. Et, les échelles stratigraphiques de référence sont celle conçue au Gabon par de Klasz et Micholet (1972), Grosdidier (1979) et Chevalier et Fischer (1982), basée sur l'étude des foraminifères planctoniques et benthiques, des ostracodes et de palynomorphes, puis celles de Blow (1969) et de Postuma (1971) essentiellement basées sur les foraminifères planctoniques.

De ces travaux on peut retenir que:

- l'Aptien supérieur (Gargasien) n'a pu être individualisé avec des foraminifères planctoniques comme en Angola (Caron, 1978);
- la limite inférieure de l'Albien n'est pas identifiée par les foraminifères, seule sa limite supérieure, marquée par la disparition de *Trocholina silvai*;
- le Cénomaniens est surtout caractérisé par *Thomasinella punica*;
- le Turonien est subdivisé en deux zones: la zone à *Praeglobotruncana helvetica* à la base et la zone à *Praeglobotruncana delrioensis* au sommet (N'gatsé, 1989).
- le Coniacien est représenté essentiellement par les foraminifères planctoniques au Congo; sa base par *Dicarinella primitiva* et son sommet par *Dicarinella concavata*; il est parfois identifié de façon certaine sur la base du marqueur *Marginotruncana renzi*;
- le Santonien est mis en évidence sur la base des marqueurs *Dicarinella concavata* et *Dicarinella asymetrica* dont les dernières apparitions se situent respectivement dans la partie supérieure et au toit du Santonien;
- le Campanien est marqué à sa base par *Globotruncanita elevata*, et dans la partie supérieure par *G. stuartiformis* et la «zone» d'acmé de *Gabonita*, sans plus de précision.
- le Maastrichtien est subdivisé en deux parties : la partie inférieure caractérisée à sa base par *Contusotruncana fornicata* associée aux espèces *Pseudotextularia elegans*, *G. stuartiformis* et *Heterohelix striata*; la partie supérieure sans *C. fornicata* mais avec *G. gagnebini* et *Contusotruncana plicata* associées à *Rugoglobigerina macrocephala*, *R. rugosa*, *Gansserina gansseri*, *Globotruncanita stuartiformis* et des foraminifères benthiques dont *Bolivina afra* et *Orthokarstenia clavata*;

- la limite Crétacé-Tertiaire est marquée par la disparition des *Rugoglobigerina*, *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Orthokarstenia*, *Praebulimina* et *Gabonita* au profit des formes du Paléogène dont *Morozovella* et *Acarinina*. Dans l'assemblage benthique, quelques taxons bien connus dans le Maastrichtien (*Eponides*, *Afrolivina*, *Planularia*,...) montent jusqu'au Paléocène.

- le Paléocène inférieur n'est identifié qu'à partir de la biozone P1d grâce au marqueur *Globoconusa daubjergensis*. La biozone P2 de Berggren (1970) est identifiée par *Morozovella uncinata*;

- le Paléocène supérieur est reconnu à sa base par *Morozovella angulata*, marqueur de la biozone P3. La biozone P4 n'a pas été identifiée; les biozones P5 et P6a de Berggren (1970) sont représentées par *Morozovella velascoensis* et *Morozovella aequa*; le sommet du Paléocène supérieur est placé à la disparition du genre *Pseudohastigerina*;

- l'Eocène inférieur est reconnu à la base par *Pseudohastigerina wilcoxensis* et *Morozovella gracilis*; les zones P7-P8 sont caractérisées par *Morozovella formosa*-*Morozovella aragoneni*; au sommet, la cohabitation *Morozovella bullbrooki* - *Morozovella coalingsensis* indique les zones P9 – P10;

- la limite Eocène inférieur-Eocène moyen, non précisée, passe au sein de la zone à *Morozovella bullbrooki*-*Morozovella coalingsensis*.

- l'Eocène moyen est représenté par la zone d'extension totale de *Truncorotaloides rohri*;

- l'Eocène supérieur a pu être daté grâce aux espèces suivantes : *Globigerinatheka semiinvoluta*, *Hantkenina* cf. *brevispira*, *Globigerina ampliapertura*, *Morozovella increbescens*, *Morozovella cerroazulensis* *cocoaensis* correspondant aux biozones P15-P16-P17 de Blow (1969).

- l'Eocène terminal et l'Oligocène inférieur n'ont pas été identifiés par les foraminifères.

II.-4 Esquisse paléogéographique

Le cadre paléogéographique retracé est une synthèse des travaux de M'boro *et al* (1981), N'gatsé (1989), Massala (1993), et Vernet *et al.* (1996) (sur le Bassin côtier congolais); de Tissot *et al.* (1980), et de Galisson (1987) (sur l'Atlantique Sud en général). Il concerne la phase océanique essentiellement.

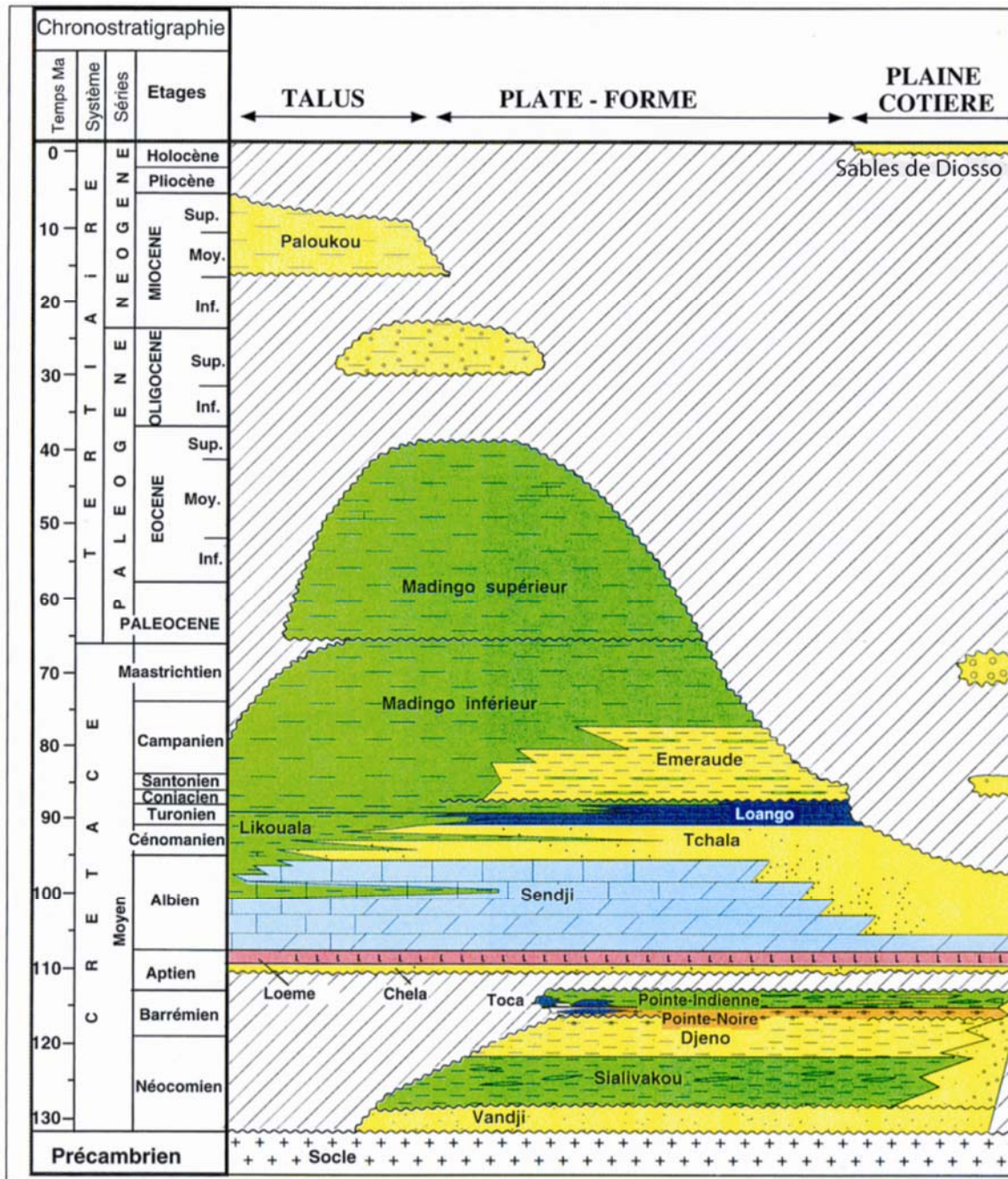


Fig. 6: charte stratigraphique simplifiée du Bassin côtier congolais (in Vernet et al., 1996).

-A l'Aptien supérieur-Albien, le Bassin côtier congolais comme les autres bassins du Golfe de Guinée présente un stade d'évolution de type mer rouge. Une première plate-forme s'édifie grâce aux organismes producteurs de calcaire qui trouvent alors d'excellentes conditions écologiques car le flux détritique n'y parvient pas. Le milieu est confiné, réducteur et permet la conservation de la matière organique dans les zones profondes (N'gatsé, 1989). La pente continentale se forme. Ce stade est aussi marqué par sa forte subsidence

-A l'Albien inférieur et moyen, une frange dolomitique borde le domaine supralittoral. Il n'y a pas de barrière littorale bien individualisée; d'où une morphologie plane du domaine littoral. Les profondeurs d'eau pendant les maxima de la transgression n'ont pas dépassé 15 à 20 mètres (Vernet *et al.*, 1996).

-L'Albien supérieur débute par une transgression d'extension régionale, l'ouverture définitive de l'Océan Atlantique Sud. Durant cette période se forme une marge bien individualisée, se réalise la dislocation progressive de la plate-forme et le glissement des blocs vers l'Ouest. Il en résulte une topographie très accidentée à certains endroits. Les fossés synsédimentaires se comblent au fur et à mesure de leur développement. L'ennoiement est relativement brutal et marqué par une augmentation générale de la teneur en matière organique. La fin de l'Albien est marquée par un retour des conditions de sédimentation carbonatée. Cette période est aussi caractérisée par une forte activité de la tectonique salifère (Vernet *et al.*, 1996).

-Au Cénomaniens les reliefs bordiers s'affaissent et le flux détritique change de sens. Le bassin reçoit alors les turbidites terrigènes qui constituent l'essentiel des apports. Un prisme d'accrétion se forme (Vernet *et al.*, 1996). La mer encore étroite ne permet pas la circulation océanique générale. La matière organique déposée est donc conservée (Tissot *et al.*, 1980) (fig. 7). Ce stade est représenté par les Formations Tchala (à faciès continentaux à l'est) et Likouala (à faciès pré-littoraux et littoraux à l'ouest). Après une phase transgressive majeure recouvrant tous les reliefs précédemment créés, les dépôts du Cénomaniens supérieur viennent sceller la tectonique gravitaire (Vernet *et al.*, 1996).

-Au Turonien, la plate-forme est tectoniquement stable. Les apports clastiques diminuent et favorisent éventuellement l'installation d'une plate-forme carbonatée (Formation Loango), en bordure d'une mer ouverte où s'accumulent des sédiments argilo-silteux (Formation Likouala) sur une marge relativement peu subsidente. Dans son ensemble, l'environnement passe d'une plate-forme littorale à l'Est à une plate-forme externe à l'Ouest (Vernet *et al.*, 1996). Le timide ennoiement de la ride de Walvis ne permet toujours pas les circulations océaniques profondes générales dans l'Atlantique Sud; la matière organique déposée est donc préservée (Tissot *et al.*, 1980) (fig. 7.).

-Au Sénonien-Tertiaire, le bassin présente un stade "Océan ouvert" ou "stade Atlantique" (fig. 7.). L'étude morphotectonique de l'Atlantique a montré que le Sénonien

marquait un relais vers une configuration actuelle de l'Océan et que l'Atlantique Sud faisait désormais partie intégrante de l'Atlantique.

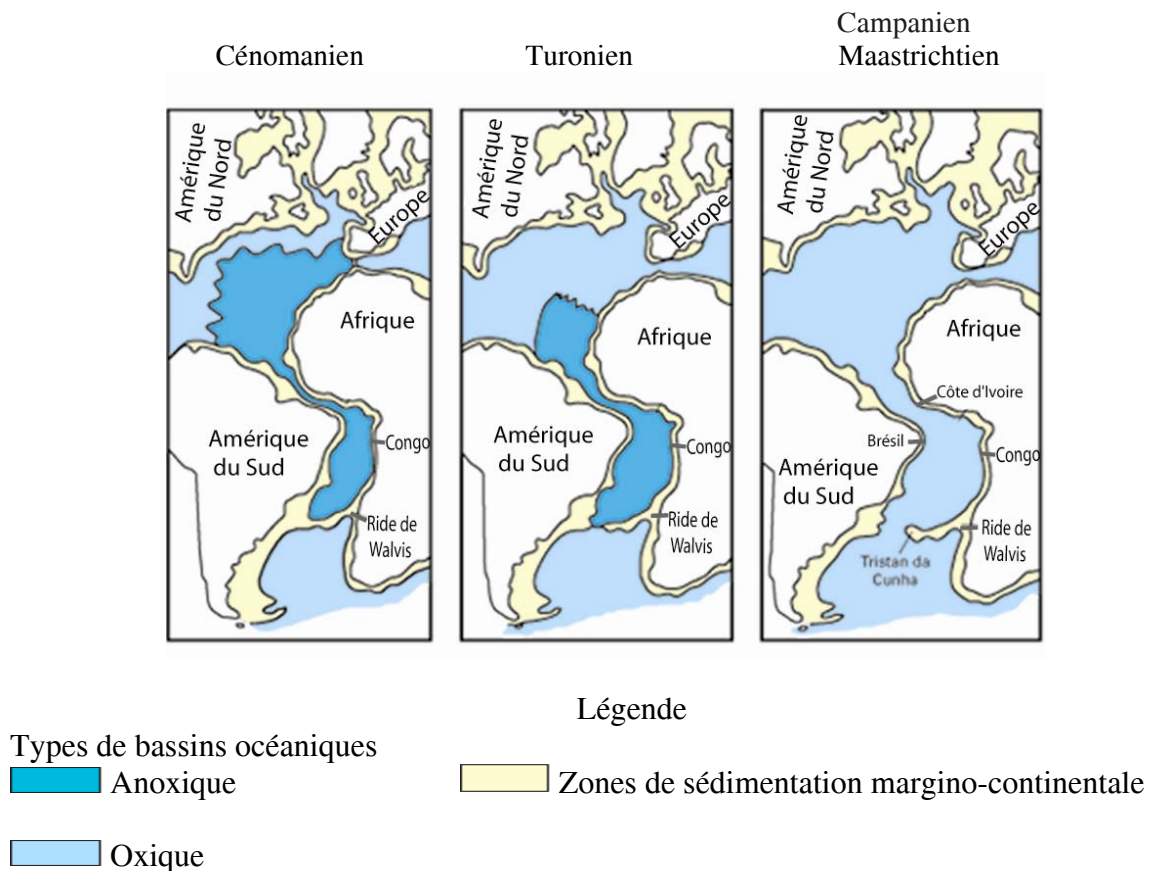


Figure 7 : Cartes paléogéographiques de la rupture crétacée entre l'Afrique et l'Amérique du Sud, montrant la situation approximative du Bassin du côtier congolais et de la ride de Walvis, (Tissot *et al.*, 1980, modifiées).

Le Sénonien traduirait ainsi une oxygénation progressive de l'Atlantique. Selon Tissot *et al.*, (1980), il existerait à partir de la fin du Turonien un Océan Atlantique entièrement oxique (fig. 7) entre l'Afrique et l'Amérique du Sud. Cependant d'après de Graciansky *et al.*, (1986), l'anéorobiose a duré de manière épisodique depuis le Cénomanién terminal jusqu'au Santonien dans la partie orientale de l'Océan Atlantique Sud (Bassins du Cap Vert et de l'Angola).

L'initiation des circulations profondes d'eaux relativement froides et de salinité normale se situerait au Coniacien. Ces circulations plus lentes que celles d'aujourd'hui, se caractérisant par des eaux profondes moins agressives, se seraient établies au cours du Crétacé terminal (Galisson, 1987). Les conditions de sédimentation se trouveraient ainsi modifiées. De la matière organique est détruite par oxydation. Les masses d'eaux profondes

anoxiques sont progressivement résorbées. Les particules sédimentaires fines sont dispersées sur les grandes distances par les courants profonds. Ce stade correspondrait à la mise en place des Formations Madingo (Sénonien-Eocène) et Paloukou (Oligocène-Miocène).

Sur la base des études pétrographiques et micropaléontologiques, les hypothèses plaident en faveur d'une installation et/ou d'une persistance des conditions anoxiques-hypoxiques durant le Sénonien dans le Bassin côtier congolais (M'boro, 1981; N'gatsé, 1989 et Massala, 1993).

Le Coniacien débute par une tendance régressive, l'environnement est de type plate-forme interne voire moyenne (Massala, 1993; Vernet *et al.*, 1996). Une tendance transgressive est enregistrée du Coniacien moyen jusqu'au Santonien (Massala, 1993). C'est au Santonien que le Bassin côtier congolais connaît le maximum de la transgression, la mer ayant atteint le massif du Mayombe. Un environnement de plate-forme externe voire talus est envisagé à cette période (Vernet *et al.*, 1996). Les phénomènes de subsidence bien que très ralentie persistent au niveau de la flexure atlantique; les dépôts distaux (Formation Madingo) atteignent des épaisseurs de 300-400 m tandis que les faciès proximaux de plate-forme interne sont d'environ 200 m (Vernet *et al.*, 1996).

Au Campanien, M'boro (1980) grâce à une approche morphoscopique et micropaléontologique, évoque des masses d'eaux superficielles d'excellente oxygénation liées à une élévation maximale du niveau marin alors qu'en profondeur existent les conditions anoxiques.

Au Maastrichtien inférieur les conditions sont restreintes (M'boro *et al.*, 1981; Massala, 1993).

Au Maastrichtien moyen et supérieur, le milieu de dépôt correspond à une plate-forme moyenne voire externe en accord avec une tendance transgressive à cette période. L'oxygénation du benthos est normale (M'boro *et al.*, 1981).

Le Maastrichtien terminal est une période régressive (Vernet *et al.*, 1996).

Le Paléocène évolue vers une plate-forme moyenne (M'boro *et al.*, 1981).

L'Eocène inférieur à moyen traduit une accélération de l'approfondissement, l'environnement passe à une plate-forme externe voire de talus (M'boro *et al.*, 1981).

La période Eocène terminal à Oligocène inférieur correspond soit à une baisse assez importante de la tranche d'eau ou soit à l'installation d'une paléocourantologie nouvelle de type courants de contours très puissants responsables d'une lacune de sédimentation générale accompagnée d'une phase d'érosion importante (Massala, 1993).

II.-5 Données Paléoclimatiques au Cénomanién-Sénonien

Les études paléoclimatiques réalisées *sensu stricto* dans le Bassin côtier congolais et à son avant pays au Sénonien semblent insuffisantes voire inexistantes pour permettre de tracer l'histoire de l'évolution paléoclimatique de ce bassin du Coniacien jusqu'au Maastrichtien.

La compréhension des conditions paléoclimatiques durant cette période dans ce bassin exige la prise en compte des données issues d'autres régions à travers le monde. Ainsi sont présentés de manière succincte les résultats paléoclimatiques globaux puis une discussion sur le paléoclimat dans la zone congolaise. Ces résultats globaux, issus des études sur plusieurs sites, sont d'ordre isotopique, géologique, palynologique et des simulations paléoclimatiques.

A- Les résultats des analyses isotopiques et géologiques

A-1 Au Cénomanién

Le Cénomanién représente un des intervalles les plus chauds, de ce fait son analyse permet de mieux comprendre l'évolution climatique au Sénonien

A.1.1 Dans le domaine marin

Les valeurs des isotopes d'oxygène sur les tests des foraminifères planctoniques provenant des sections à la limite Cénomanién/Turonien (Huber *et al.*, 1995, Huber *et al.*, 1999) indiquent que les régions polaires étaient trop chaudes pour supporter une calotte glacière.

Les paléotempératures marines estimées à partir des données des isotopes d'oxygène sur les tests des foraminifères benthiques et planctoniques dans la région Antarctique (Huber

et al., 1995) avoisinent les 10°C. Le profile du gradient thermique latitudinal est presque plat (Huber *et al.*, 1999).

A.1.2 Dans le domaine terrestre

Malgré cette tendance thermique monotone latitudinalement (évoquée grâce aux données isotopiques), les données géologiques sur le continent (Chumakov *et al.* 1995 (*in* Skleton *et al.*, 2003); Maley, 1996) révèlent l'existence de différentes ceintures climatiques sur l'ensemble du globe (fig. 8)

Dans l'hémisphère Nord, Chumakov *et al.* (1995) (*in* Skleton *et al.*, 2003) décrivent la région Antarctique comme une partie de ce qu'ils appellent une zone (ceinture) humide tempérée de haute latitude (NHT) (fig. 8). Cette zone est caractérisée par d'abondants charbons, des végétaux et insectes modérément thermophiles.

Au sud de la NHT se trouve la ceinture chaude humide de moyenne latitude Nord (NMW). Celle-ci se distingue de la NHT par la présence des insectes et des végétaux thermophiles, et d'abondante bauxite (qui se forme par altération chimique sous climat chaud et humide). Dans la partie sud de NMW se situe la ceinture aride plus chaude Nord (NHA). L'aridité est attestée par la présence du gypse, de l'anhydrite et autres dépôts évaporitiques ainsi que par l'existence des plates-formes carbonatées. La NHA passe vers le sud en une région équatoriale (EH) qui est caractérisée par un taux plus important de charbons, de bauxites, de latérites (qui encore se forment sous conditions plus humides et chaudes).

Dans l'hémisphère Sud, le modèle de zonation climatique (ceintures climatiques) se répète. De la zone équatoriale (de l'époque) vers l'Arctique se distinguent une zone aride plus chaude australe (SHA), une ceinture chaude humide de moyenne latitude Sud (SMW) et une zone (ceinture) humide tempérée de haute latitude Sud (SHT) (fig. 8).

Le Bassin côtier congolais se situerait donc, d'après ces données, dans la zone aride chaude australe (SHA) (fig. 8). Cependant d'après Boltenhgen et Salard-Cheboldaeff (1980) l'ensemble floristique cénomanien du Gabon (proche du Congo) serait en relation avec une perturbation climatique marquée par **un adoucissement possible du climat qui aurait été moins aride, mais toujours chaud**. Cette flore se distingue par une réduction des Cryptogames vasculaires et par un remplacement graduel des Gymnospermes par les Angiospermes.

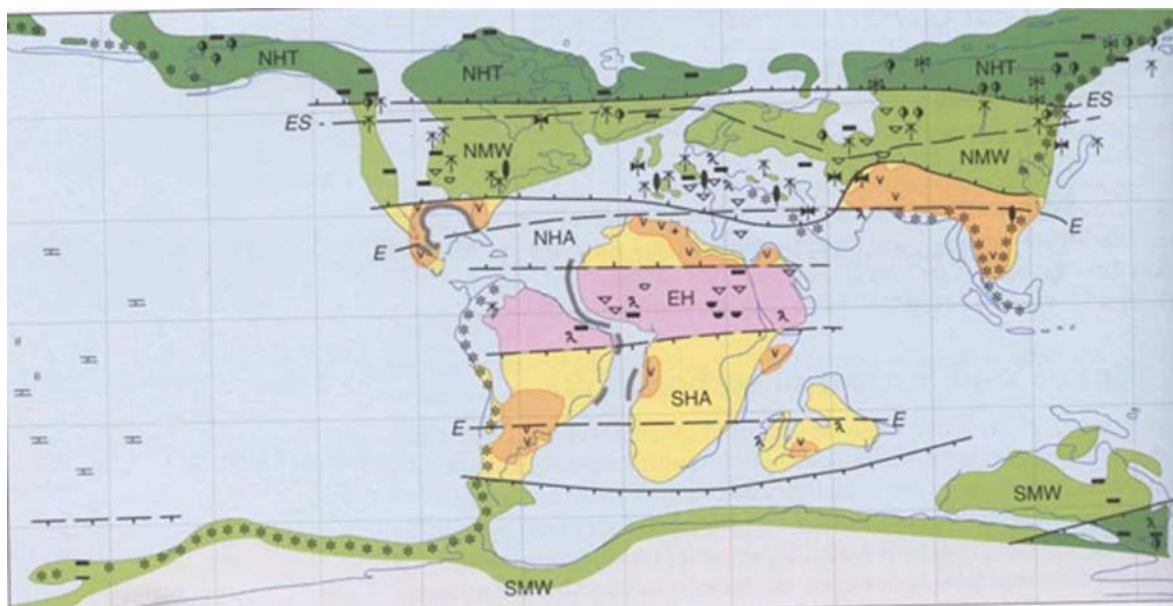


Fig. 8: Carte globale du climat au Cénomanién établie à partir des données géologiques (d'après Chumakov *et al.*, 1995; in Skleton *et al.*, 2003)

Indications sommaires

- Ceintures tempérées de haute latitude
- Ceintures humides chaude de moyenne latitude
- Ceinture évaporitique
- Zone aride
- Zone humide

- NHT: Ceinture humide tempérée de haute latitude Nord
- NMW: Ceinture humide chaude de moyenne latitude Nord
- NHA: Ceinture aride plus chaude septentrionale
- EH: Ceinture humide équatoriale
- SHA: Ceinture aride plus chaude australe
- SMW: Ceinture humide chaude de moyenne latitude australe
- SHT: Ceinture humide tempérée de haute latitude Sud
- Limites des zones Equatoriale (E) et Euro-sinienne (ES)
- Limites des ceintures climatiques
- ... Limites hypothétiques des ceintures climatiques
- ~ Contour des domaines terrestres actuels
- ~ Ligne de rivage de l'étage considéré

A.2. Au Santonien- Maastrichtien:

A.2.1 Dans le domaine marin

Les données géochimiques montrent que, du Santonien supérieur jusqu'au Maastrichtien, les températures de surface de la mer aux hautes latitudes reflètent **une tendance au refroidissement** (Huber *et al.*, 1995).

Les études des isotopes d'oxygène sur des tests des assemblages monospécifiques de foraminifères planctoniques et benthiques ont révélé que, au Campanien terminal – Maastrichtien, les eaux de surface et intermédiaires de l'Antarctique étaient froides ($\sim 2^\circ$ à 3° C) (Barrera *et al.*, 1987, Barrera et Huber, 1990). Cette tendance au refroidissement a été déjà évoquée par Douglas et Savin (1975) à partir des données isotopiques obtenues sur des sédiments carbonatés pélagiques dans le Pacifique tropical.

La fin du Maastrichtien est marquée par un bref mais significatif évènement de réchauffement dans les hautes latitudes comme le révèlent les analyses des isotopes d'oxygène provenant du puits DSDP 690C (Huber et Watkins, 1992).

A.2.2 Dans le domaine terrestre

Les données géologiques (Chumakov *et al.* 1995, *in* Skleton *et al.*, 2003) indiquent la persistance au Santonien et au Maastrichtien, dans la région Antarctique, des végétaux thermophiles, et des insectes et végétaux modérément thermophiles respectivement (figs. 9, 10).

Les températures de surface marine plus froides étaient alors accompagnées d'un gradient thermique Océan-Terre plus grand (Kruijs et Barron, 1990; Barron *et al.*, 1995; Bush et Philander, 1997).

Par ailleurs ces données géologiques suggèrent aussi la persistance de la zonation climatique observée depuis le Cénomaniens, au Santonien-Maastrichtien (fig. 9). Toutefois, les mouvements latitudinaux de la position de ces zones climatiques sont distingués au cours du temps. (fig. 9).

A la lecture de ces cartes paléoclimatiques établies par Chumakov *et al.*, (1995) (*in* Skleton *et al.*, 2003), le Bassin côtier congolais et son arrière pays seraient localisés dans une zone aride du Santonien au Maastrichtien.

Cependant, les travaux anciens de Boltenhgen et Salard-Cheboldaëff (1980) sur les palynoflores crétacées du Gabon et du Cameroun (proches du Congo) indiquent plutôt **un climat moins sec et chaud au Sénonien**. Le climat toujours chaud serait modéré par des influences océaniques devenues permanentes dans la région littorale.

D'après ces auteurs la flore sénonienne se caractérise par l'épanouissement des Angiospermes comprenant les Monocotylédones assez fréquentes. Les grains de pollen déjà diversifiés montrent l'existence d'une végétation riche.

L'explosion des Angiospermes et le développement des Myrtacées au Sénonien, puis le retrait des familles connues au Turonien, indiqueraient **l'existence de fluctuations climatiques** (Boltenhgen et Salard-Cheboldaëff, 1980).

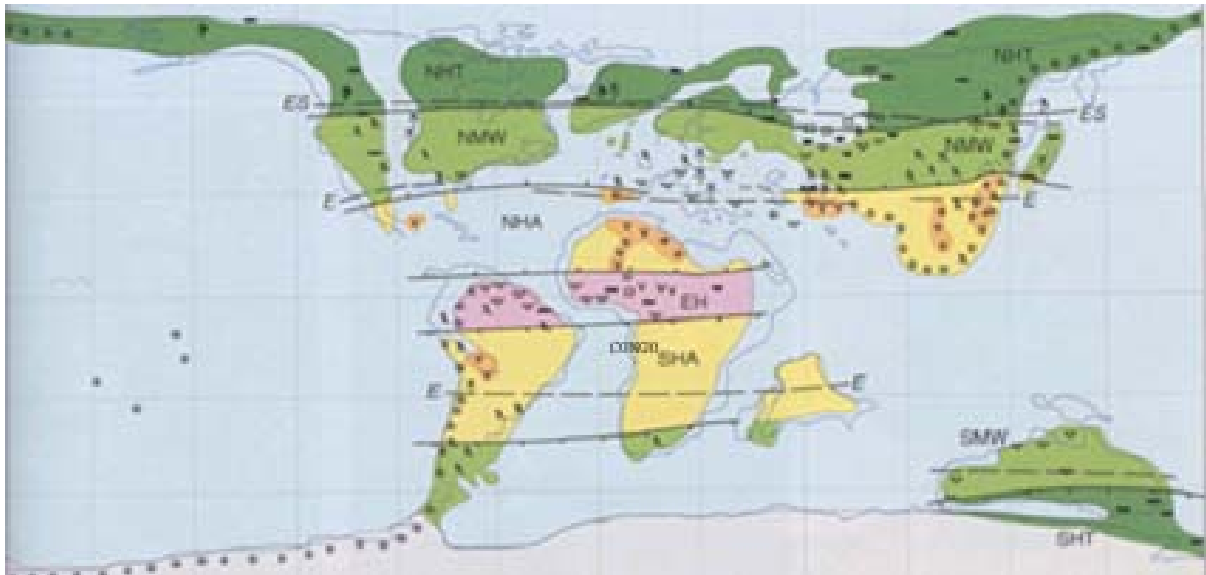


Fig. 9 : Carte globale du climat au Santonien établie à partir des données géologiques (d'après Chumakov *et al.*, 1995 in Skelton *et al.* 2003, modifiée).

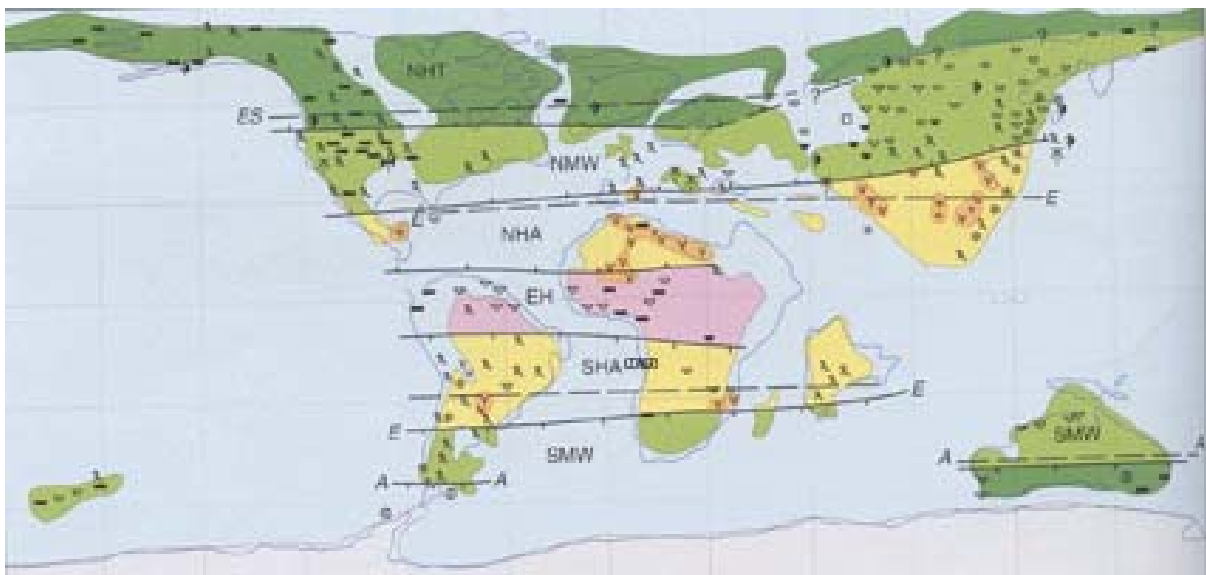


Fig. 10 : Carte globale du climat au Maastrichtien établie à partir des données géologiques (d'après Chumakov *et al.*, 1995 in Skelton *et al.* 2003, modifiée).

Dans le Bassin côtier congolais voisin de celui du Gabon, les analyses minéralogiques (Massala, 1993) révèlent l'existence d'un certain nombre de minéraux argileux dont la kaolinite dans les sédiments du Coniacien au Maastrichtien. D'après Massala (1993), les espèces minérales évoquent, dans l'ensemble, **l'existence des conditions climatiques à dominante chaude et humide dans l'arrière pays durant le Sénonien.**

L'existence d'une végétation riche dans la zone Gabon-Cameroun (Boltenhgen et Salard-Cheboldaeff, 1980) et la présence de la kaolinite dans la zone Congo (Massala, 1993), éloignent l'idée de l'aridité dans la sous région à l'époque sénonienne comme on peut l'observer dans les cartes paléoclimatiques de Chumakov *et al.* (1995) (*in* Skleton *et al.*, 2003). Aussi, il n'y a pas d'évidence paléobotanique de l'existence d'une forêt tropicale au Sénonien dans cette partie de l'Afrique. L'existence de forêts denses et humides se serait manifestée seulement à partir de l'Eocène supérieur pour se développer pendant l'Oligocène et surtout le Miocène (Boltenhgen et Salard-Cheboldaeff (1980). Et il n'y a pas non plus de la bauxite sénonienne dans la zone congolaise. Ces indications excluent également la zone congolaise de la ceinture climatique équatoriale sénonienne.

De ces données minéralogiques et des palynoflores, il semble que **le Bassin côtier congolais et son arrière pays aient été situés dans une zone climatique intermédiaire durant le Sénonien**. Ils seraient entre la ceinture de l'Afrique tropicale (zone équatoriale) et celle de l'Afrique subtropicale (précisément la zone aride) à l'époque sénonienne comme le suggère d'ailleurs le modèle de simulations climatiques de DeConto *et al.* (1999) (fig. 11). Dans ce modèle, les ceintures climatiques distinctes entre l'Afrique tropicale et l'Afrique subtropicale étaient séparées en effet par des **zones de prairie et/ou arbustives, qui recevaient des faibles à intermédiaires taux de précipitations** (DeConto *et al.*, 1999).

La situation paléoclimatique du Bassin côtier congolais au Sénonien se résume comme suite : les eaux marines seraient froides à partir du Santonien supérieur jusqu'au Maastrichtien contrastant avec un arrière pays chaud. Ce dernier serait sous conditions climatiques intermédiaires entre le climat aride (au Sud) et le climat tropical (au Nord), et recevrait des faibles à intermédiaires taux de précipitations.

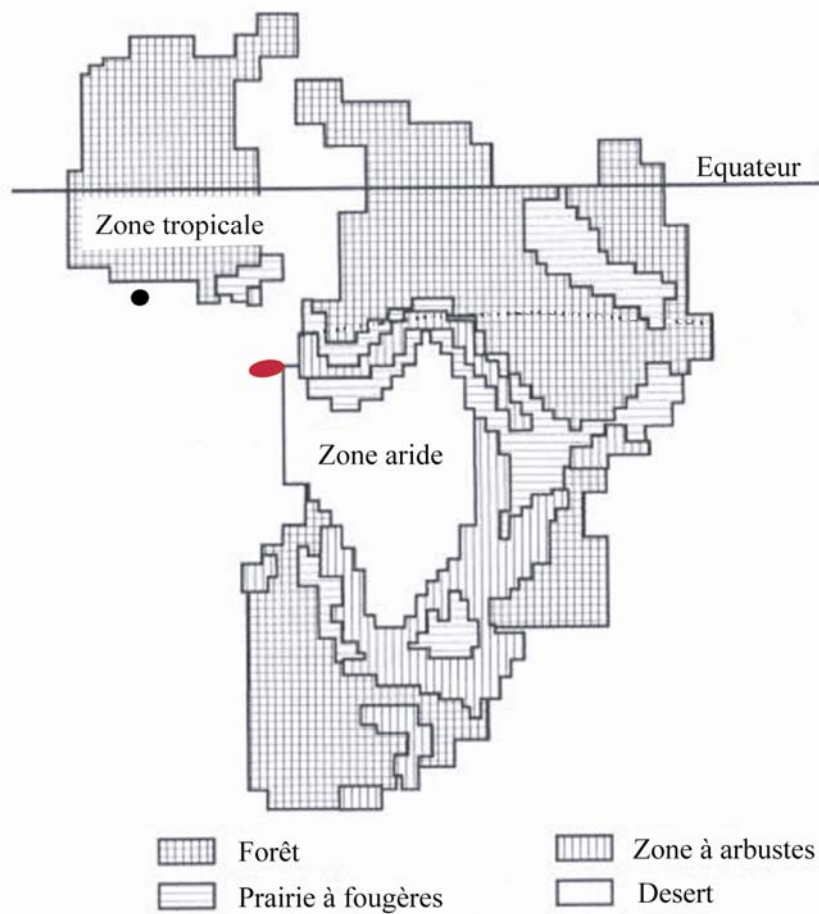


Fig. 11: Modélisation du climat africain au Campanien à l'aide du logiciel GENESIS-EVE (DeConto *et al.*, 1999)

Note: L'ellipse en rouge représente la position relative du Bassin Côtier congolais

Le cercle noir représente la position relative du site ODP 959 (Bassin de Côte d'Ivoire-Ghana)

Chapitre II : MATERIEL ETUDIE ET METHODES D'ETUDE.

I- Provenance des échantillons

Le matériel étudié (211 échantillons et 7 diagraphies différées) provient de 6 sondages pétroliers (cf. fig. 12) effectués par la filiale congolaise de la compagnie Total.

Le contexte paléogéographique a permis de sélectionner des sites représentatifs de secteurs à bathymétrie progressivement croissante sur la marge atlantique congolaise.

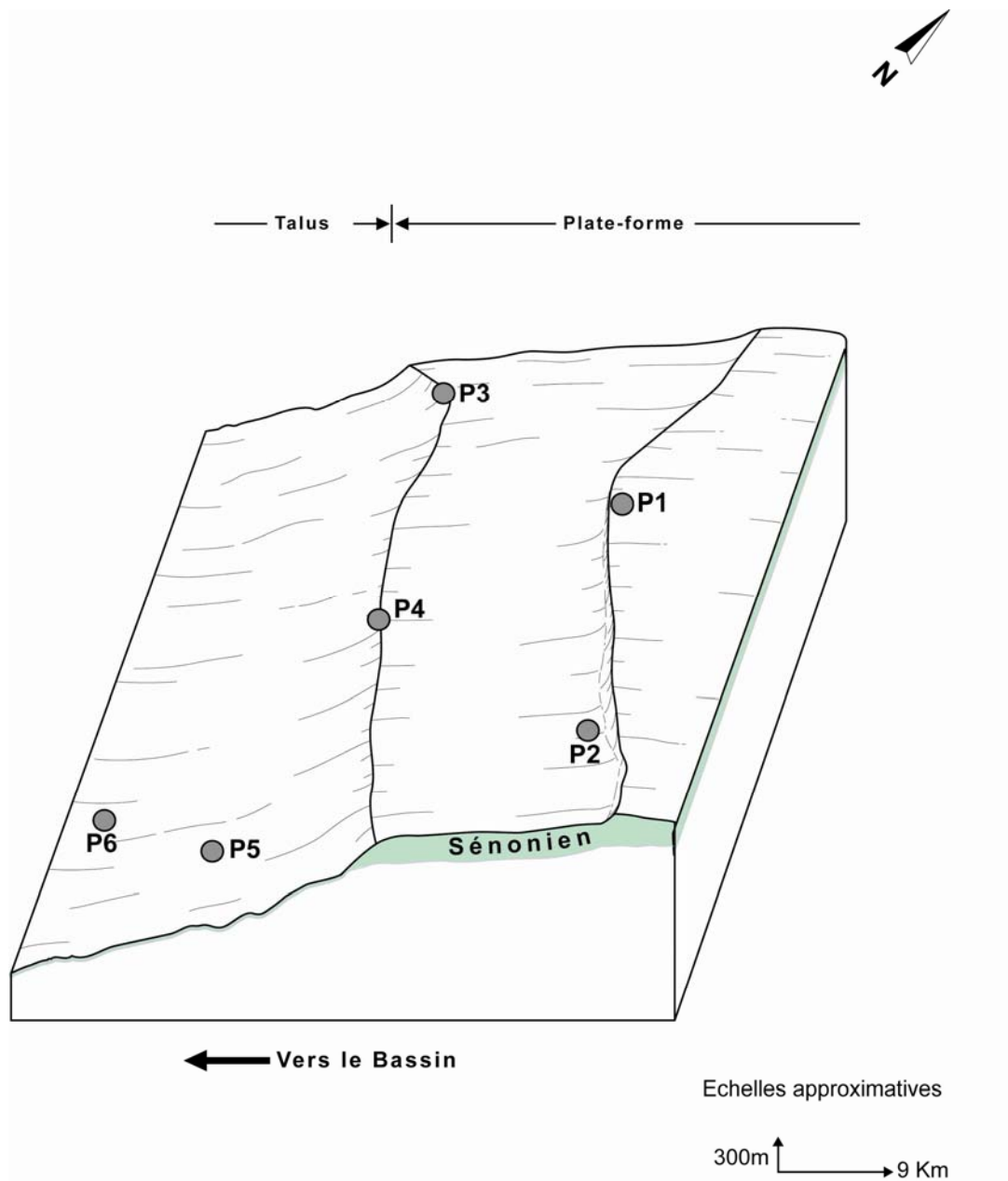


Fig. 12 : Situation des puits dans le contexte paléogéographique de la zone d'étude durant le Sénonien, déduit des données sismiques interprétées.

Domaine de plate-forme	Domaine intermédiaire (Plate-forme externe-talus)	Domaine de talus
Puits n°1 et Puits n°2	Puits n°3 et Puits n°4	Puits n°5 et Puits n°6

Tableau n°1 récapitulant la position des puits étudiés
(La numérotation utilisée est de l'auteur, confidentialité oblige)

II- Analyses lithologiques

Le matériel provenant des sondages étudiés est constitué de déblais prélevés de manière discontinue, ce qui rend impossible une observation des successions lithologiques comme le permettrait un carottage continu ou une étude à l'affleurement. De ce fait, les diagraphies différées sont utiles pour évaluer la lithologie des zones sans échantillon.

Comme illustré dans la figure ci-dessous (fig. 13), les diagraphies sont l'enregistrement en continu d'un certain nombre de paramètres physiques : polarisation spontanée, radioactivité naturelle, vitesse du son, résistivité, densité... Ces paramètres traduisent en partie la constitution lithologique et pétrophysique des terrains traversés. Une roche est en effet constituée d'un assemblage de minéraux, mais aussi de pores plus ou moins remplis de fluides de natures variées. L'ensemble confère à la roche ses propriétés pétrophysiques qui sont généralement mesurées par les outils diagraphiques (Serra, 1985).

Dans ce travail les diagraphies utilisées sont notées :

- GR : courbe de radioactivité naturelle (de rayons gamma provenant de: K, U et Th) ;
- SP : courbe de polarisation spontanée ;
- NPHI : courbe de neutron;
- RHOB : courbe de densité;
- ILD : courbe de résistivité par induction profonde ;
- SFLU : courbe de résistivité par induction focalisée sphériquement;
- DT : courbe de sonique.

Faute de données diagraphiques numériques, les méthodes de calculs mathématiques avec usage d'abaques, ou d'un logiciel d'analyse lithologique, ne peuvent être utilisées pour évaluer la lithologie des parties non échantillonnées.

La méthode d'analyse des successions lithologiques adoptée dans ce travail est plutôt classique. En effet, il est procédé d'abord à un découpage du signal diagraphique en

différents segments ou électrofaciès (intervalle de profondeur présentant les caractéristiques diagraphiques à peu près semblables), lesquels sont supposés représenter les différentes successions lithologiques traversées par la sonde. Dans l'illustration ci-dessous (fig. 13) cela correspond aux segments 1 à 5.

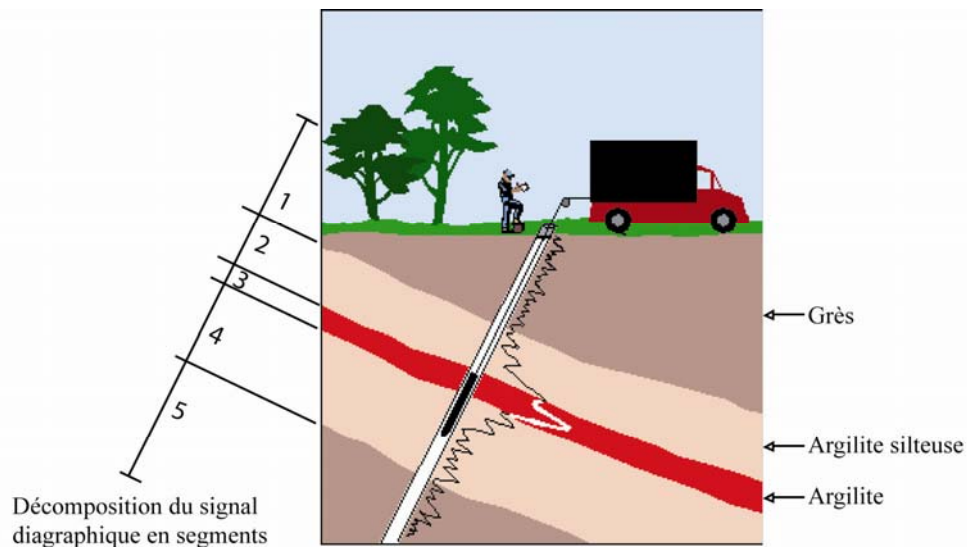


Fig.13 Illustration d'un enregistrement diagraphique (radioactivité gamma) dans un sondage réalisé à proximité d'un affleurement. Noter la variation relative du paramètre enregistré avec la nature des sédiments traversés. (Extrait du site http://gsc.nrcan.gc.ca/borehole/index_f.php_1 modifié et adapté)

La nature lithologique de chaque segment est déterminée ensuite en s'appuyant sur l'analyse détaillée d'au moins un échantillon de déblais disponible dans l'intervalle le définissant.

L'analyse des déblais est faite sous la loupe binoculaire. Elle est complétée au microscope photonique par celle de quelques lames minces pétrographiques. Quelquefois les déblais contiennent des éléments de nature lithologique distincte de celle de la masse totale caractéristique de l'échantillon. Ceux-ci, pouvant correspondre aux retombées de forage, renseignent autant sur la lithologie de certains niveaux sus-jacents dépourvus d'échantillons. Ces niveaux se distinguent aussi par leurs réponses diagraphiques particulières dans un segment donné, quand celui-ci n'est pas lithologiquement homogène.

III- Analyses micropaléontologiques

III.1- Techniques de lavage, analyse et tri de sédiments

Les échantillons sont pesés (prise de 100g pour chacun) puis trempés pendant 24 heures dans l'eau. Ils sont ensuite lavés à travers une colonne de trois tamis emboîtés de mailles 80 μ m, 63 μ m et 40 μ m. Après chaque lavage, les tamis sont rincés à l'eau puis trempés dans le bleu de méthylène. Les résidus obtenus sont séchés à l'étuve puis triés à la loupe binoculaire. Les microfossiles triés sont repartis dans 5 cellules. Dans les deux premières sont placées les formes planctoniques provenant de tamis de mailles 80 μ m et 63 μ m respectivement, les trois autres sont réservées aux formes benthiques récoltés sur les tamis de mailles distinctes de 80 μ m, 63 μ m et 40 μ m.

III.2- Déterminations des foraminifères planctoniques et benthiques

Les déterminations faites à l'aide de documents scientifiques (atlas : Ellis et Messina (1940), Robaszynski *et al.*, (1983) ; thèses : M'Boro (1980), Massala (1993) ; publications : de Klasz *et al.* (1960, 1962, 1963), Pessagno, (1967), Tronchetti (1981), Bolli *et al.* (1985), Caron (1978, 1985), Bellier (1987), Ly et Kuhnt (1994), Petters (1982), Dupont (1996), Volat et Bignoumba (1998), Holbourn et Kuhnt (1998)), ont été réalisées par observations à la binoculaire, puis précisées à l'aide du microscope électronique à balayage. La classification utilisée est celle de Loeblich et Tappan (1988).

III.3- Comptage des foraminifères planctoniques et benthiques

La totalité des individus de chaque fraction a été dénombrée au niveau générique et/ou spécifique. En moyenne, 250 spécimens planctoniques et 250 spécimens benthiques ont été décomptés par échantillon. Le nombre absolu des spécimens de chaque espèce benthique par échantillon a été converti en pourcentage pour les études statistiques.

III.4- Caractéristiques fauniques

Les paramètres biotiques utilisés dans l'analyse paléoécologique ont été calculés à l'aide du logiciel PAST (Paleontology Statistic) (Hammer *et al.*, 2001). Ce sont : la richesse spécifique RS , l'indice $H(S)$ de Shannon-Weaver (Murray, 1991), l'indice alpha (α) de Fisher (Williams, 1964), l'équitabilité E (Murray, 1991), et l'indice de dominance D (den Dulk, 2000).

La fonction information $H(S)$ de Shannon et Weaver est utilisée pour évaluer la diversité des foraminifères benthiques. Cette mesure d'hétérogénéité, fréquemment utilisée comme un indice de biodiversité, prend en compte le nombre d'espèces et l'équitabilité de leur distribution dans l'échantillon. Cela est défini par l'équation suivante :

$$H(S) = -\sum_{i=1}^S p_i \ln p_i$$

Où S est le nombre d'espèces et p_i la proportion de la i ème espèce (son pourcentage). L'indice de Shannon-Weaver est nul lorsqu'il y a une seule espèce et sa valeur maximum est égale à $\log_2 S$ lorsque toutes les espèces ont la même abondance.

L'indice alpha (α) de Fisher est défini par la formule suivante :

$$S = \alpha \log(1 - n/\alpha)$$

Où S est le nombre d'espèces n le nombre d'individus et α l'indice alpha. Plus, il est élevé, plus la richesse spécifique est importante ; il augmente avec la richesse spécifique et avec le rapport nombre d'espèces/nombre d'individus. Sa valeur est calculée par approximations successives pour n et S donnés.

L'équitabilité (ou équirépartition) E permet de comparer la diversité de deux peuplements qui renferment des nombres d'espèces différents. Elle est égale au rapport entre la diversité réelle H et la diversité théorique maximum $\log_2 S$:

$$E = H / \log_2 S$$

L'équitabilité tend vers zéro lorsqu'une espèce domine largement le peuplement et elle est égale à un lorsque toutes les espèces ont la même abondance.

La dominance D est le pourcentage du taxon dominant dans l'échantillon.

La richesse spécifique RS est le nombre d'espèces dans l'échantillon.

III.5- Analyses statistiques

A l'aide d'autres méthodes d'analyses, deux séries de données sont reconstituées :

- une série des données sur les abondances relatives des espèces de foraminifères benthiques;
- une série des données sur les variables environnementales rapportées aux mêmes échantillons.

La distribution spatiale des espèces de foraminifères benthiques est analysée statistiquement à partir de ces bases de données. Les relations entre leur distribution et les variables environnementales sont évaluées, afin de connaître les caractéristiques/préférences des espèces.

A cette fin, deux méthodes statistiques disponibles dans le logiciel CANOCO 4.5 (Ter Braak et Šmilauer, 2002) sont mises en oeuvre. Ce sont respectivement la méthode d'**analyse détendancée de correspondances** (pour l'analyse de la distribution spatiale des espèces de foraminifères benthiques) et la méthode d'**analyse canonique de correspondances** (pour évaluer les relations entre la distribution des espèces et les variables environnementales).

Pour réduire la surreprésentation des taxa extrêmement abondants, les comptages des foraminifères benthiques exprimés en pourcentage sont convertis en échelle logarithmique (log de base 2). Aussi seules les espèces ayant un pourcentage $\geq 2\%$ dans au moins un échantillon sont utilisées dans les analyses statistiques.

Afin d'obtenir une information utile dans les études paléoécologiques, les taxa agglutinés, qui sont mal préservés et indéterminés, ne sont pas pris en considération.

Les méthodes statistiques standards comme la régression linéaire, l'analyse en composantes principales, l'analyse de corrélation canonique, l'analyse factorielle sont souvent inappropriées pour analyser les données concernant les espèces, parce qu'elles sont fondées sur l'hypothèse des relations linéaires entre les organismes et les variables environnementales (Ter Braak, 1985a, 1996). Une des méthodes que les écologistes utilisent en remplacement est l'**analyse des correspondances**. Celle-ci est une **méthode d'ordination** fondée sur l'hypothèse d'une **réponse unimodale** des organismes face aux variables environnementales.

III 5. 1 Rappels sur la relation unimodale et son implication en écologie

Le modèle mathématique d'une relation unimodale est le modèle de réponse de Gauss (Fig. 14) dont la formule est:

$$E(y_{ik}) = c_k \exp\left(-\frac{(x_i - u_k)^2}{2t_k^2}\right) \quad (1)$$

Où $E(y_{ik})$ indique la valeur espérée de y_{ik} (l'abondance de l'espèce k dans l'échantillon i) avec $i = 1, \dots, n$ et $k = 1, \dots, m$.

x_i la valeur de la variable environnementale x dans l'échantillon i ,

c_k le maximum de la courbe de l'espèce k (*abondance maximum de l'espèce k*),

u_k l'optimum de l'espèce k , c'est -à- dire la valeur de x pour laquelle l'espèce atteint son abondance maximum.

t_k la tolérance de l'espèce k ou son amplitude écologique.

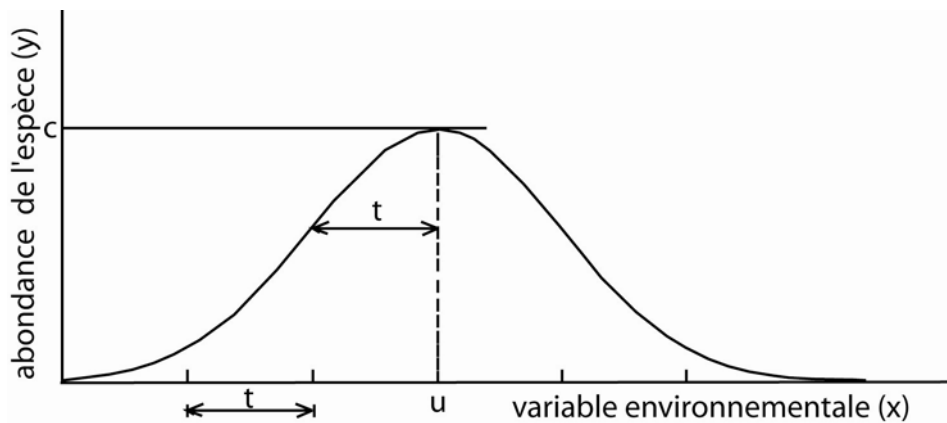


Fig. 14 : La courbe de réponse Gaussienne d'une espèce (ayant une abondance (y)) à l'égard d'une variable environnementale (x). (u = optimum ou mode ; t = tolérance ; c = maximum).

Certains auteurs tel que Whittaker (1967) observent que les espèces montrent fréquemment des courbes de réponse en forme de cloche vis-à-vis des variables environnementales. La présence ou l'abondance d'une espèce le long d'un gradient environnemental suit souvent la loi de tolérance de Shelford (1919) (*in* Odum, 1971). Cette loi stipule que chaque espèce prolifère à une valeur particulière pour une variable environnementale (optimum) et qu'il existe un seuil des valeurs auxquelles l'espèce ne peut survivre, les valeurs trop faibles ou trop élevées par rapport à l'optimum (fig. 14). La présence d'une espèce est ainsi confinée dans un intervalle donné : sa niche. Sous l'effet des variables environnementales, les espèces tendent à séparer leurs niches. Si la séparation est forte, le remplacement successif des espèces apparaît le long du gradient environnemental. La composition des communautés biologiques change alors le long des gradients

environnementaux d'après les fonctions unimodales. Bien sûr, certaines espèces peuvent préférer les conditions environnementales extrêmes. Quelquefois leurs optima peuvent se situer au delà des limites des valeurs des paramètres environnementaux échantillonnés dans une étude particulière. Dans ces cas leur fonction réponse observée n'est pas unimodale, mais monotone croissante ou décroissante. Chaque espèce est présente alors dans un habitat multidimensionnel caractéristique d'intervalle limité, et dans cet intervalle, chaque espèce tend à être plus abondante autour d'un optimum environnemental spécifique (Green, 1971).

III.5.2.- Rappels sur l'analyse des correspondances

Mathématiquement, on peut obtenir une première indication sur la zone où une espèce atteint son abondance maximum le long d'un gradient environnemental. Partant des données de terrain (données sur une variable environnementale, par exemple, et sur l'abondance des espèces), on peut calculer la valeur moyenne de la variable environnementale des échantillons où l'espèce est présente. Cette moyenne est une estimation de l'optimum de l'espèce. La moyenne est appelée «score de l'espèce» (Ter Braak, 1996). Avec ces données on peut estimer pour chaque espèce son optimum, ou sa valeur indicatrice, et utiliser ces moyennes pour réarranger/ordonner les espèces le long du gradient environnemental : c'est l'ordination des espèces. Inversement, si les valeurs indicatrices des espèces sont connues, la variable environnementale dans chaque échantillon peut être estimée en calculant la moyenne des valeurs indicatrices des espèces qu'il contient. Cette moyenne est le «score de l'échantillon», et les échantillons peuvent être, à leur tour, arrangés selon leurs valeurs moyennes le long du gradient environnemental. C'est l'ordination des échantillons.

Mais si nous ne connaissons pas d'avance le paramètre environnemental qui détermine la présence/abondance des espèces, l'idée de Hill (1973) est de découvrir le « gradient environnemental sous-jacent » en appliquant l'algorithme de la moyenne réciproque d'une manière itérative. Il exécute cette approche mathématique en débutant avec les valeurs initiales arbitraires comme « scores des échantillons » ou les valeurs indicatrices arbitraires comme « scores des espèces ». Il peut être montré mathématiquement que cette itération procède éventuellement d'une collection de valeurs d'échantillons et d'espèces qui ne dépendent pas des valeurs initiales. Le gradient environnemental sous-jacent (la variable théorique) obtenu par l'application de l'algorithme de l'Analyse des Correspondances (AC) est mathématiquement un axe. Il est appelé le premier axe d'ordination de l'AC ou le

premier axe d'analyse de correspondances. Ses valeurs sont « les scores des échantillons ». La variable théorique montre (dans les simulations) une dispersion plus large des « scores ('optimum') d'espèces » et montre aussi que les courbes d'espèces, qui sont unimodales, sont plus limitées. L'algorithme de l'AC (Hill, 1973) choisit alors à partir des seules données d'abondance/présence d'organismes les meilleures valeurs d'échantillons, c'est-à-dire celles qui maximisent la dispersion des « scores d'espèces ». Un second axe et les autres axes de l'AC peuvent être construits de la même manière. Ces axes maximisent aussi la dispersion des « scores des espèces, » à condition qu'ils ne soient pas corrélés avec les axes précédents de l'AC.

L'Analyse des Correspondances (Hill, 1973) est ainsi une technique d'ordination qui construit, à partir des seules données d'abondance des espèces, la variable théorique (axe d'ordination) le long de laquelle les espèces sont distribuées d'après les fonctions unimodales. Cette variable théorique augmente la séparation des niches écologiques des espèces, le long de ce gradient. Une telle technique permet donc d'analyser la distribution spatiale des espèces, de distinguer différents assemblages/ associations d'espèces. Chaque assemblage correspondant en effet, à un groupe d'espèces ayant les mêmes tolérances écologiques.

En mathématique les axes d'ordination sont appelés les vecteurs propres. Chaque vecteur propre a sa valeur propre correspondante souvent notée par λ (lambda). La valeur propre est ici égale à la dispersion (maximisée) des scores des espèces sur l'axe d'ordination. Elle mesure alors l'importance de l'axe d'ordination. Le premier axe a une valeur propre plus grande (λ_1), le second axe la seconde valeur propre plus grande (λ_2), et ainsi de suite. Les valeurs propres de l'AC vont de 0 à 1. Les valeurs au-dessus de 0,5 indiquent souvent une bonne séparation des « scores des espèces ».

III.5.3 L'Analyse Détendancée des Correspondances (ADC)

Hill et Gauch (1980) ont introduit l'Analyse Détendancée des Correspondances comme une forme améliorée de l'analyse des correspondances pour corriger ses deux failles majeures :

- les extrémités des axes sont souvent comprimées ;
- le second axe montre fréquemment une relation systématique souvent quadratique avec le premier axe, c'est-à-dire les « scores des échantillons » sur le second axe montrent une relation quadratique avec ceux du premier axe. La principale faille est l'effet d'arc, un

artefact mathématique qui entraîne une distribution tronquée des « scores des espèces » sur les axes d'ordination. Il engendre donc des fausses associations d'espèces sur l'axe d'ordination, par conséquent il occasionne une fausse interprétation écologique. Celui-ci est éliminé en détendant l'axe (Hill et Gauch, 1980). La détendance est faite pour s'assurer qu'à un point donné le long du premier axe, la valeur moyenne des « scores des échantillons » sur les axes postérieurs est autour de zéro. A cette fin, le premier axe est divisé en un nombre de segments, et dans chaque segment les « scores des échantillons » sur le deuxième axe sont ajustés en soustrayant leur moyenne. Ceci est appelé la détendance par segment. Dans le logiciel DECORANA (Hill, 1979), les segments continus sont utilisés dans ce but.

L'autre faille de l'AC est que les « scores des échantillons » à l'extrémité du premier axe sont souvent très proches comparés à ceux du milieu de l'axe. C'est pourquoi les courbes d'espèces tendent à être plus limitées près des extrémités de l'axe qu'au milieu de celui-ci.

Hill et Gauch (1980) remédient à cette faille par un rééchelonnement non linéaire de l'axe de telle sorte que la largeur de la courbe soit pratiquement égale. Cependant, Minchin (1987) découvre, lors d'une étude par simulation, que l'ADC, telle qu'elle est disponible dans le logiciel DECORANA, peut en outre tronquer quelque peu la variation des scores associés avec un des gradients sous-jacents. Il impute cela à une instabilité de l'une ou des deux méthodes palliatives : la détendance par segment et le rééchelonnement.

Selon Ter Braak (1996), deux modifications augmenteraient la robustesse de l'ADC au regard des problèmes identifiés par Minchin (1987) : premièrement le rééchelonnement non linéaire aggrave ces problèmes, car l'effet de barrière n'est pas trop sérieux. Deuxièmement, l'effet d'arc a besoin d'être enlevé, mais cela peut être fait par une méthode de détendance plus stable : la détendance polynomiale. L'arc est causé par le plissement du premier axe, tel que le second axe de l'AC est ainsi une fonction quadratique du premier axe, le troisième axe de l'AC est une fonction cubique du premier axe et ainsi de suite (Hill, 1974). L'arc est alors éliminé plus simplement en exigeant que le second axe ne corrèle pas non seulement avec le premier axe (X_i), mais aussi avec son carré (X_i^2), et, pour empêcher encore plus le plissement, avec son cube (X_i^3). Contrairement à la détendance par segment, la méthode de détendance par polynôme élimine seulement les défauts spécifiques de l'AC (Ter Braak, 1996). La détendance par les polynômes peut être incorporée dans l'algorithme de la moyenne pondérée binaire (Ter Braak, 1996). Le logiciel CANOCO 4.5 (Ter Braak *et al.*, 2002) permet la détendance par les polynômes d'ordre supérieur à 4.

L'Analyse Détendancée des Correspondances est ainsi un type d'ordination particulièrement convenable, une forme améliorée de l'analyse de correspondances. Cette méthode s'applique

même, lorsque la base de données contient les valeurs nulles, et pour les modèles de réponse unimodale dans lesquels l'abondance d'une espèce suit une distribution normale (Jongman *et al.*, 1995). L'algorithme de l'ADC génère des axes qui maximisent la dispersion des « scores d'espèces ». Ces axes sont contraints de ne pas être corrélés les uns avec les autres (Jongman *et al.*, 1995). L'ADC extrait des données d'espèces les axes d'ordination en utilisant l'algorithme de la moyenne pondérée binaire (Jongman *et al.*, 1995).

Avec l'ADC, les espèces et les échantillons sont arrangés pour détecter une simple structure dans les données (ordination). Cette technique est utilisée pour réduire les données multi-espèces en un petit nombre d'axes. L'approche est alors d'interpréter les axes d'ordination (estimations des variables latentes) en termes de variables environnementales (inconnues).

Les axes d'ordination sont interprétés à partir des connaissances externes au sujet des espèces et de l'environnement. Cette interprétation se fait d'une manière informelle, si les données environnementales explicites ne sont pas connues, ou d'une manière formelle, si les données environnementales ont été collectées (par corrélations entre les "scores" définissant les axes et les variables environnementales). Les espèces sont ainsi reliées à l'environnement d'une manière indirecte, d'où le terme « d'analyse de gradient indirect » (Whittaker, 1967). Cet auteur distingue cette analyse avec l'analyse de gradient direct, laquelle est similaire à ce que les statisticiens appellent la régression, c'est-à-dire que l'abondance d'une espèce est décrite en relation avec les variables environnementales.

III.5.4 L'Analyse Canonique des Correspondances

Pour détecter les relations espèces-environnement, les méthodes indirectes ont un désavantage important : l'ordination des données d'espèces n'est pas désignée pour détecter l'effet de plusieurs variables environnementales sur une communauté d'espèces.

L'impact de certaines variables environnementales sur la communauté d'espèces peut être si grand que cela pourrait empêcher de détecter l'impact d'autres variables environnementales intéressantes. Ainsi l'effet d'une variable qui est particulièrement intéressante peut être mal représenté dans l'ordination ou même peut être complètement oublié (Ter Braak, 1996). Les variables environnementales sont souvent fortement corrélées, et il peut être impossible de séparer leurs effets individuels.

Ce problème peut être contourné par la régression multivariée non linéaire: **la méthode d'Analyse Canonique des Correspondances.**

Selon Ter Braak (1996) la construction des modèles non linéaires par la régression demande du temps et des moyens informatiques, surtout quand les effets de plusieurs variables environnementales sur une communauté des espèces sont impliqués. Il propose qu'une simplification considérable soit possible si les espèces réagissent à une même combinaison linéaire des variables environnementales selon l'équation suivante :

$$x_i = b_0 + \sum_{j=1}^q b_j z_{ij} \quad (2)$$

où z_{ij} est la valeur de la j ième variable environnementale dans l'échantillon i et b_j est le poids (coefficient) de cette variable; x_i est la valeur de la variable environnementale composite dans l'échantillon i .

En insérant l'équation (2) dans l'équation (1), cet auteur obtient le modèle Gaussien d'ordination canonique, qui est, bien sûr, juste un modèle de régression non linéaire particulier.

$$E(y_{ik}) = c_k \exp \left\{ - \frac{\left(b_0 + \sum_j b_j z_{ij} - u_k \right)^2}{2t_k^2} \right\} \quad (3)$$

Ce modèle se réduit en une analyse canonique des correspondances, qui est une forme contrainte de l'analyse des correspondances. L'adjectif « canonique » étant choisi par Ter Braak (1996) en raison de la relation de la technique avec l'analyse canonique des corrélations, qui est une méthode linéaire standard de la relation entre les espèces et les variables environnementales, aussi parce que c'est une forme canonique (unidimensionnelle) d'un modèle de régression non linéaire.

Dans l'ordination contrainte, les « scores des échantillons » ne sont pas des paramètres libres comme dans l'ordination standard, mais ils sont contraints d'être une combinaison linéaire des variables environnementales. Ici, les paramètres des espèces (c_k, u_k, t_k) et les coefficients de la combinaison linéaire (b_0, b_j, \dots, b_q), sont estimés à partir des données d'espèces et de variables environnementales.

Ter Braak (1996) incorpore cette restriction dans l'algorithme de la moyenne binaire de l'Analyse des Correspondances, et obtient un algorithme pour l'Analyse Canonique des Correspondances. L'algorithme de l'ACC proposé par Ter Braak (1996) construit ces combinaisons linéaires des variables environnementales, le long desquelles les distributions

des espèces sont séparées de façon maximum. Les valeurs propres produites par l'ACC mesurent cette séparation.

Comme son nom le suggère, l'ACC est aussi une technique d'analyse des correspondances, dans laquelle les axes d'ordination sont contraints d'être des combinaisons linéaires des variables environnementales. En d'autres termes, l'ACC choisit les meilleurs poids (C_j) des variables environnementales. Cela donne le premier axe de l'ACC. Le second et les axes supplémentaires de l'ACC sélectionnent aussi les combinaisons linéaires des variables environnementales qui maximisent la dispersion des « scores d'espèces ». Mais ils sont contraints de ne pas se corrélérer avec les axes précédents. Les valeurs propres de l'ACC sont habituellement plus petites que celles de l'AC ou l'ADC, en raison des restrictions imposées sur les « scores des échantillons » dans l'ACC. Les paramètres de la régression finale après plusieurs itérations sont les meilleurs poids, aussi appelés coefficients canoniques. La corrélation multiple de cette régression est appelée la corrélation environnement-espèces. La corrélation environnement - espèces est une mesure de la relation entre espèces et environnement. Mais elle n'est pas une panacée ; car les axes ayant des petites valeurs propres (donc avec une faible séparation des « scores d'espèces ») peuvent avoir des corrélations environnement-espèces faussement élevées (Ter Braak, 1996). L'importance de la relation est mieux exprimée par la valeur propre parce qu'elle traduit mieux l'amplitude de la dispersion des scores des espèces le long de l'axe.

Les coefficients canoniques qui définissent les axes et les corrélations des variables environnementales avec les axes sont présentés sous forme d'un tableau lors de l'exécution de cette technique,

Le diagramme généré par l'ACC montre (1) non seulement un modèle de variation de la communauté biologique (comme dans l'ordination standard) mais aussi (2) les caractéristiques des distributions des espèces le long des variables environnementales connues.

Les espèces et les échantillons sont représentés par des points dans le diagramme de l'ACC. Les échantillons ayant une abondance élevée d'une espèce tendent à être près du point représentant cette espèce. Les variables environnementales sont représentées par des flèches et sont interprétées en conjonction avec les points indiquant les espèces comme suit : chaque flèche détermine un axe dans le diagramme et les points symbolisant les espèces peuvent être projetés sur cet axe. L'ordre montré par des points projetés correspond

approximativement au classement des moyennes pondérées (''optimum'') des espèces le long de la variable environnementale concernée.

La longueur de chaque flèche indique l'influence de chaque variable sur les axes d'ordination (qui sont des combinaisons linéaires des variables environnementales). Et les angles entre les flèches et les axes sont inversement proportionnels à la corrélation axe-variable.

La signification statistique des variables est testée par le test de Monte Carlo (Ter Braak *et al.* 2002). Lors de la section programmée la valeur P (c'est-à-dire la probabilité) doit être <0,01 pour 199 permutations répétitives des échantillons et <0,05 pour 190 permutations. Une valeur >0,01 pour 199 permutations indique que la variable a un effet non significatif sur les communautés biologiques et donc doit être écartée dans l'analyse (Ter Braak *et al.* 2002).

IV.- Analyses géochimiques

Les analyses de la matière organique ont été faites par pyrolyse, sur appareil Rock-Eval (Espitalié *et al.*, 1985-86). Cette technique consiste à chauffer en programmation de température (25°C/min) un échantillon (70 à 100mg) de roche brute broyée. Les effluents de pyrolyse (hydrocarbures libres et potentiels) sont récupérés et quantifiés. Les notations standards sont utilisées : S1 (quantité d'hydrocarbures libres) et S2 (quantité d'hydrocarbures potentiels) en mg d'hydrocarbures (HC) par gramme de roche ; Tmax en °C et la teneur en carbone organique total (COT) en % massique. L'indice d'hydrogène (IH=S2/COTx100) est exprimé en mg HC par g de COT.

Deuxième partie : ETUDE DES SONDAGES

Chapitre I : LITHOLOGIE

La nature des dépôts du Sénonien de la marge congolaise a été appréhendée à partir de l'étude du matériel provenant des 6 sondages pétroliers présentés dans la partie I (fig. 1), complétée par les données diagraphiques. Les sondages étant réalisés suivant des objectifs parfois différents, le nombre et le type des diagraphies varient d'un puits à l'autre.

I. Etude lithologique du puits n°1

49 échantillons des déblais prélevés tous les 5 mètres constituent le matériel utilisé pour l'étude lithologique de ce puits. En documents complémentaires, les diagraphies Gamma Ray (GR), Polarisation Spontanée (SP), Sonic (DT), Résistivités de surface (SFLU) et profonde (ILD), Porosité neutron (NPHI) et Densité (RHOB) ont été consultées. Enfin quinze lames minces ont été réalisées et examinées.

I.1 Analyse lithologique (Fig. 15)

L'analyse des déblais appuyée par les informations diagraphiques a permis de reconnaître deux unités lithologiques. Le « log » est décrit du haut vers le bas.

I.1.1 Unité U1 (175-410 mètres)

Elle est singularisée par des valeurs du rayonnement gamma les plus élevées (dépassant les 150 API), dans sa partie supérieure. Cette unité peut être subdivisée en deux-sous unités ci-après:

- ❖ **La sous-unité U1a (175-290 m)** qui se distingue par une alternance calcaires-marnes et montre la succession suivante (dans le sens forage) :
 - un niveau calcaire argileux gris-beige (2m), fossilifère, contenant des dents de poissons, des radioles d'échinides et des foraminifères ;
 - un niveau marneux gris-brunâtre (3,3 m) ;
 - un niveau calcaire microcristallin beige (1,6 m) ;
 - un niveau marneux grisâtre à brunâtre (5 m) à radioles d'échnides, dents de poissons, gastéropodes, ostracodes et foraminifères ;

- un niveau calcaire argileux (1,6 m) ;
- un niveau marneux grisâtre à brunâtre (8,3 m), fossilifère renfermant de nombreux grains de phosphates beiges et des éléments siliceux noirâtres;
- un niveau calcaire argileux gris-brun (1,6 m), fossilifère (foraminifères) ;
- un niveau marneux grisâtre à brunâtre (1,6 m), fossilifère (foraminifères) contenant des grains de phosphate en forme de petites boules et des grains phosphatés de forme énigmatique; des éléments siliceux noirâtres; et des cristaux de gypse présents sous forme tabulaire aplatie, de « fer de lance », de prisme.
- un niveau calcaire argileux brunâtre (1,5 m), peu fossilifère à éléments siliceux noirâtres, à grains phosphatés beiges et à cristaux de gypse ;
- un niveau marneux grisâtre à brunâtre (6,6 m), fossilifère renfermant des éléments phosphatés, siliceux noirâtres, des cristaux de gypse et de très fins éléments brillants (pyrite) ;
- un niveau calcaire argileux gris-beige (1,5 m), riche en foraminifères.
- un niveau marneux gris-brunâtre (23,3 m), fossilifère renfermant des éléments phosphatés, siliceux noirâtres et des cristaux de gypse;
- un niveau calcaire argileux gris-beige (1,6 m) ;
- un intervalle marneux gris-brunâtre (50 m), fossilifère contenant quelques niveaux marneux silteux ;
- un niveau calcaire gris-beige (1,6 m) ;

❖ **La sous-unité U1b (290-410 m)** d'environ 120 m est moins radioactive que la précédente, plus monotone car composée de marnes gris-brunâtres, fossilifères, riches en cristaux cubiques de pyrite, et tabulaires aplatis de gypse; sa base, bien que marneuse, est légèrement silteuse.

I.1.2 Unité U2 (410-420 mètres)

C'est une unité, à dominante détritique mais fortement radioactive, comprend (dans le sens forage) :

- un niveau de siltite argilo-carbonatée gris (~5 m), renfermant de nombreuses traces de bitume, de la pyrite, du gypse, de la muscovite, des cristaux prismatiques hexagonaux de quartz souvent supérieurs à 80µm et pouvant atteindre 1mm de diamètre, plusieurs ostracodes, dents de poissons et des radiolaires ;

- un niveau calcaire silteux gris (~5 m), très peu fossilifère, contenant quelques radioles d'échinides, des débris des gastéropodes, des ostracodes, des radiolaires, des dents de poissons, des fréquentes traces de bitume, de la muscovite, du gypse, de nombreux cristaux de quartz en forme de prisme hexagonal bipyramidé de la pyrite multiforme (cubique et framboïdale).

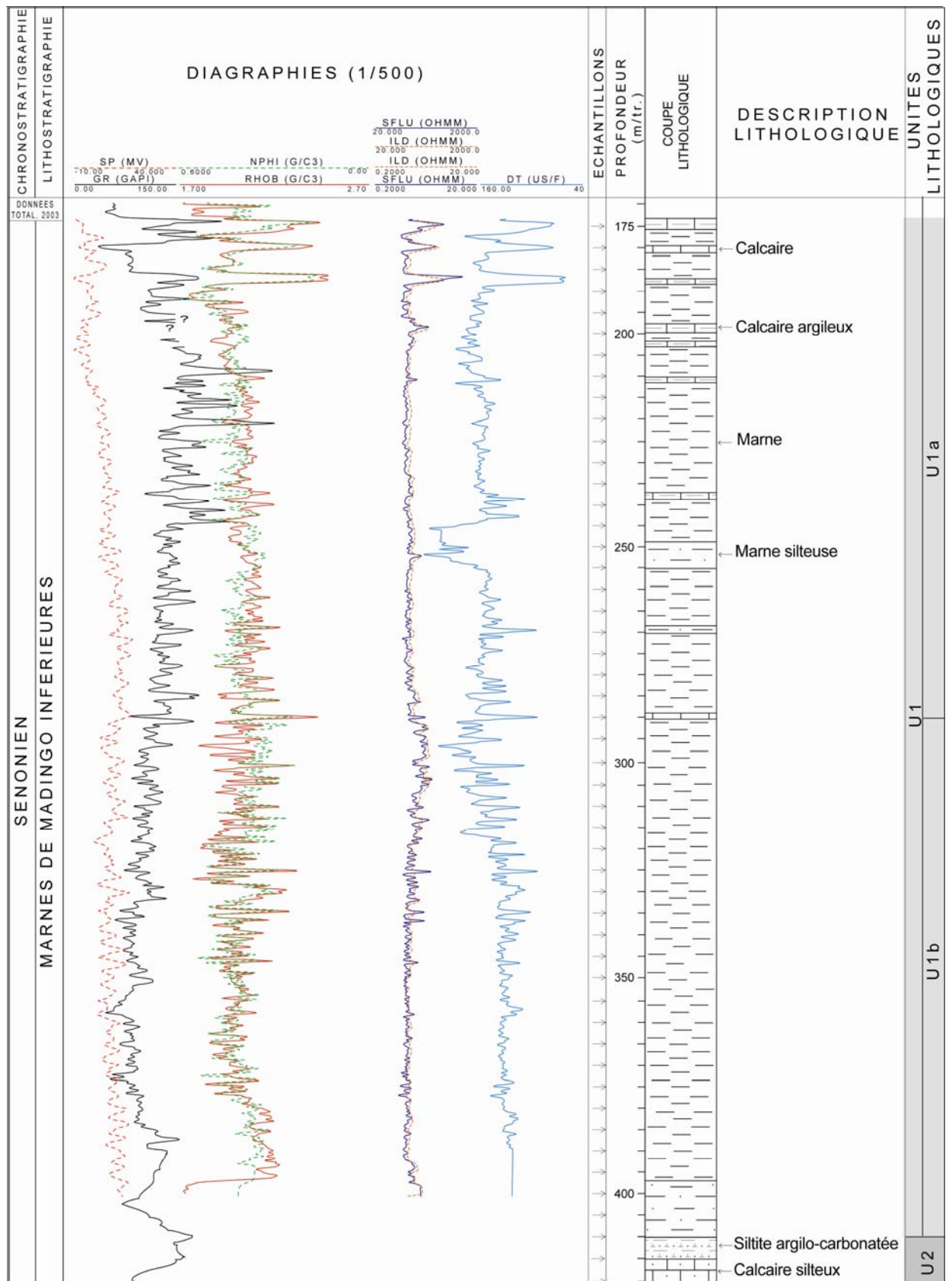


Fig.15: Expressions diagraphiques et lithologique du puits n°1

II. Etude lithologique du puits n°2

Nous avons utilisé 36 échantillons de déblais de forage pris tous les 5 à 10 mètres. Les documents associés sont les diagraphies: Gamma Ray (GR), Polarisation Spontanée (SP) et Sonic (DT).

II.1 Analyse lithologique (Fig. 16)

L'analyse lithologique classique couplée à l'outil diagraphique permet de distinguer deux unités lithologiques qui sont du haut vers le bas :

II.1.1 Unité U1 (420-600 mètres):

Elle est marneuse, gris-foncé à brun-noirâtre, quelquefois laminée, très fossilifère (foraminifères, radiolaires et dents de poisson) et phosphatée, à tendance silteuse vers la base. De la silice amorphe, de la pyrite granulaire et cubique ainsi que du gypse y sont communs à fréquents. On y observe (dans le sens forage) des intercalations :

- d'argilite grise à petits gastéropodes, foraminifères, oxyde de fer, traces de bitume et pyrite granulaire ;
- de siltites quartzeuses argilo-carbonatées contenant des dents de poissons et du gypse.
- de calcaire silteux beige ;

Les niveaux les plus phosphatés de l'unité sont ceux dans lesquels les valeurs de gamma ray atteignent les 450 API.

II.1.2 Unité U2 (600-690 mètres)

C'est une siltite quartzeuse gris-beige ou brunâtre à noirâtre, très faiblement argilo-carbonatée et fossilifère (foraminifères) dans sa partie supérieure, presque azoïque à sa base. Des intercalations d'argilites brunâtres légèrement silteuses y sont distinguées. Elle contient de fréquents cristaux automorphes de quartz et de gypse.

III. Etude lithologique du puits n°3

Cinquante échantillons de déblais à pas de prélèvement variable (2 à 30 mètres), trois lames minces et l'outil diagraphique Gamma Ray constituent le matériel et les documents utilisés pour l'étude de ce puits.

III.1. Analyse lithologique (Fig. 17)

De l'analyse simultanée des déblais et de l'expression de l'outil gamma ray, il résulte une seule unité lithologique (unité marneuse U1). Elle peut être subdivisée en trois sous-unités (dans le sens forage), en se fondant sur les valeurs du rayonnement gamma:

❖ **La sous-unité U1a (560-590 mètres)**, dont les valeurs de rayons gamma sont très élevées et peuvent dépasser les 300 API, est constituée de :

- siltite faiblement argilo-carbonatée brunâtre (2 m) à ostracodes et foraminifères ;
- marne (8 m) ;
- siltite argilo-carbonatée brunâtre (2,5 m) renfermant des ostracodes, des dents de poissons et des foraminifères (certains étant épigénisés en phosphate) ;
- marne grise à gris foncé-brunâtre (7,5 m) à ostracodes, dents de poissons et foraminifères
- calcaire argileux beige (2,5 m) ;
- marne silteuse grise à gris-foncé (8 m), caractérisée par d'importants phénomènes d'épigénisation des foraminifères benthiques par la silice et/ou les phosphates. Des éléments phosphatés de forme énigmatique, des rares radiolaires ainsi que de la silice amorphe noirâtre y sont fréquemment présents.

❖ **La sous-unité U1b (590-745 mètres)** ayant une valeur moyenne du rayonnement gamma voisine de 175 API, est moins radioactive que la précédente. Elle est vraisemblablement marneuse, laminée, gris-foncé voire brunâtre et fossilifère (radiolaires, dents de poissons, foraminifères). Elle renferme de la silice amorphe noirâtre, du gypse et de la pyrite. Cette sous-unité contient des intercalations de siltites argilo-carbonatées et de calcaires argilo-silteux.

❖ **La sous-unité U1c (745-889 mètres)**, dans laquelle la valeur moyenne des rayons gamma est supérieure à 75 API (plus radioactive que U1b), est plus ou moins homogène

(marne brun-noirâtre laminée ou marne silteuse grise). Elle contient toutefois, quelques intercalations de siltites argilo-carbonatées. Les cristaux de gypse, les foraminifères, les ostracodes, les dents de poissons et les radiolaires y sont fréquents.

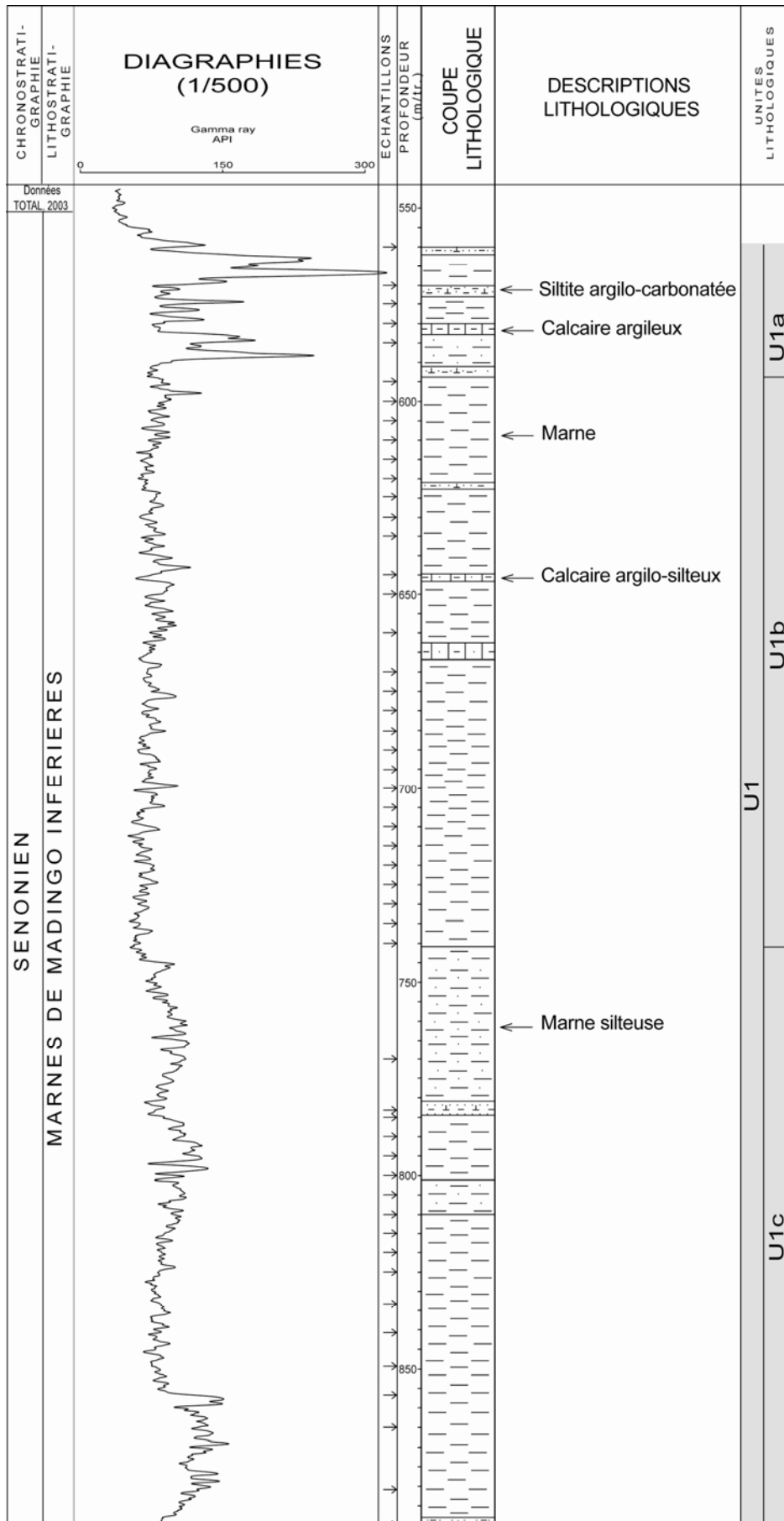


Fig. 17: Expressions diagraphique et lithologique du puits n°3

IV. Etude lithologique du puits n°4

Pour l'étude lithologique de ce sondage, de 28 échantillons prélevés tous les 10 mètres ont été utilisés. Les diagraphies Gamma Ray (GR), Polarisation Spontanée (SP) et Sonic (DT) sont les documents complémentaires consultés.

IV.1 Analyse lithologique (Fig. 18)

La description des déblais et les informations diagraphiques révèlent quatre unités lithologiques (dans le sens forage):

IV.1.1 Unité U1 (720-950 mètres) :

Elle est carbonatée, et peut être subdivisée en deux sous-unités ci-après :

- **La sous-unité U1a (720-808 m)** qui est à dominante calcaire argileux gris foncé-brun, contient des intercalations de calcaire silteux beige ; de marnes gris foncé à brun (laminées), de siltites quartzeuse argilo-carbonatées gris-beige. Les dents de poissons, les radiolaires, les foraminifères, des grains de phosphate beiges et de la silice amorphe (silex) sont communs dans cette sous-unité. Il y est observé aussi plusieurs cristaux de gypse tabulaires aplatis.

- **La sous-unité U1b (808-950 m)** est dominée par des marnes laminées brun-foncé, fossilifères. Elle présente des intercalations de calcaires argileux gris-foncé-brun.

IV.1.2 Unité 2 (950-969 mètres)

Elle est détritique et constituée de siltites argilo-carbonatées gris beige, fossilifères (foraminifères, ostracodes), et intercalées d'argilites silteuses.

IV.1.3 Unité 3 (969-1010 mètres)

Cette unité est carbonatée, et comprend (dans le sens forage) :

- un niveau marneux silteux, gris foncé-brunâtre (21 m), fossilifère (foraminifères) ;
- un niveau calcaire argilo-silteux gris foncé (20 m), peu fossilifère (foraminifères, ostracodes).

IV. 1.4 Unité 4 (1010-1030 mètres)

Elle est caractérisée par un faciès silto-sableux quartzitique, tendant vers un faciès gréseux, azoïque, micacé et riche en cristaux rhomboédriques de dolomie. De nombreuses imprégnations de bitume caractérisent cette unité.

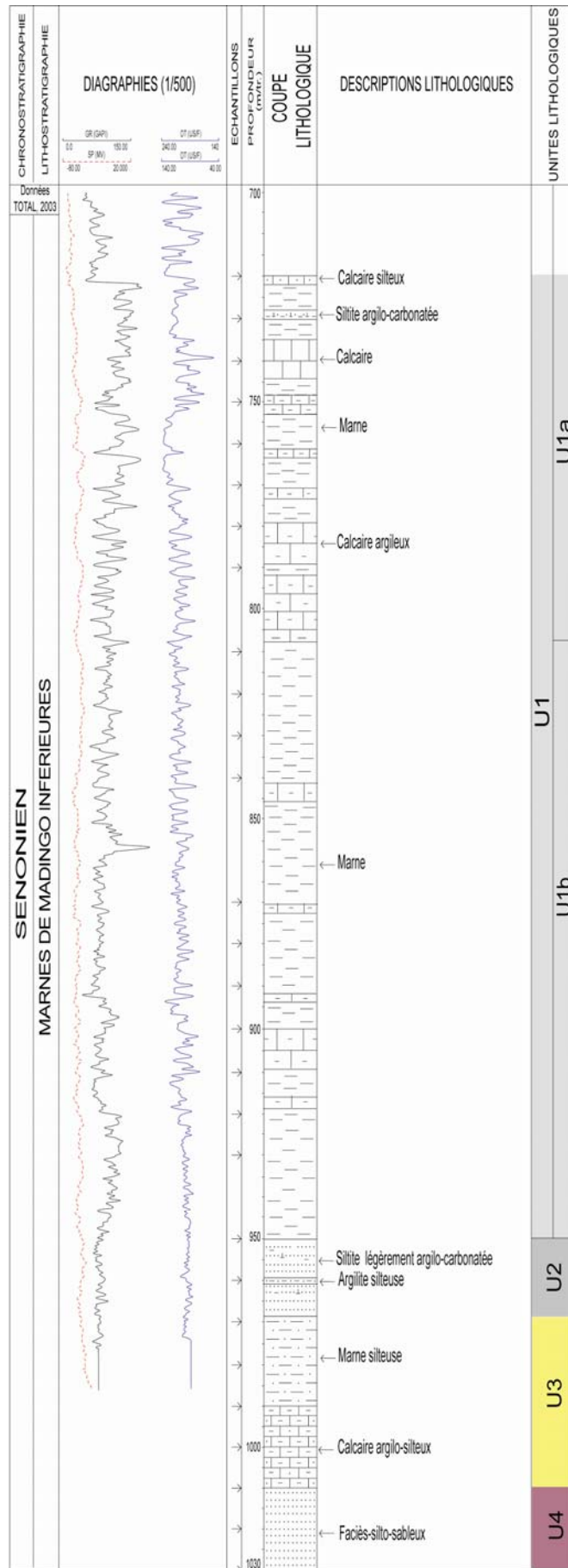


Fig. 18: Logs diagrapiques et lithologique du puits n° 4

V. Etude lithologique du puits n°5

Le matériel d'étude comprend 16 échantillons de déblais récoltés tous les 10 mètres. Un jeu diagraphique composé du Gamma Ray (GR), de la Polarisation Spontanée (SP) et du Sonic (DT) constituent les documents consultés.

V.1. Analyse lithologique (Fig. 19)

L'analyse couplant les descriptions lithologiques et les informations diagraphiques met en évidence deux unités lithologiques qui sont présentées dans le sens forage ci-après :

V.1.1 Unité U1 (1820-1887 mètres)

Il s'agit d'une argilite brun-foncé avec une intercalation de siltite argileuse à grès quartzeux très fin brun-foncé. Cette unité renferme de nombreux oxydes de fer ocre à rougeâtres, de la muscovite, de rares éléments glauconieux, des traces de bitume ainsi que quelques ostracodes, gastéropodes, radiolaires (parfois pyritisés) et des foraminifères (essentiellement benthiques agglutinés).

V.1.2 Unité U2 (1887-1970 mètres):

Cette unité est marneuse brun-foncé à intercalations calcaire argileux brun-foncé, calcaire beige et calcaire silto-argileux brun-foncé. Suivant les valeurs du Gamma Ray, cette unité peut être subdivisée en deux sous-unités:

La sous-unité U2a (1887-1920 mètres) a des valeurs moyennes du Gamma Ray supérieures à 100 API. Celles-ci coïncident avec la présence, dans les déblais, des grains de phosphate, de plusieurs foraminifères benthiques phosphatisés, parfois pyritisés. Des rares cristaux prismatiques hexagonaux de quartz de taille $>80\mu\text{m}$, et la pyrite sont présents dans cette sous-unité.

La sous-unité U2b (1920-1970 mètres), qui a des valeurs moyennes du Gamma Ray inférieures à 75 API, contient des foraminifères, de rares dents de poissons, de grains pyriteux, des cristaux de gypse (de forme tabulaire aplatie) et des grands cristaux prismatiques hexagonaux de quartz pouvant atteindre 1 mm de diamètre.

VI. Etude lithologique du puits n°6

L'étude a été faite sur 28 échantillons de déblais prélevés tous les 5 mètres. Les diagraphies Gamma Ray (GR), Sonic (DT) et Polarisation Spontanée (SP) constituent des outils complémentaires utilisés.

VI.1 Analyse lithologique (Fig. 20)

L'analyse des 28 échantillons de déblais de sondage et des réponses diagraphiques permet de reconnaître quatre unités lithologiques qui sont décrites (dans le sens forage) comme suit :

VI.1.1 Unité 1 (2000-2081 mètres)

Elle est argileuse brun-noirâtre avec des intercalations de siltite quartzeuse à grès quartzeux très fin argilo-carbonaté, de calcaire argileux et de marne silteuse. Suivant les valeurs du rayonnement gamma, cette unité peut être subdivisée en deux sous-unités ci-dessous

- **La sous unité U1a (2000-2040 m)**, dont la valeur moyenne du rayonnement gamma excède les 100 API, se distingue par le phénomène d'épigénisation de nombreux foraminifères par les phosphates. Ce phénomène se situe surtout dans les intervalles à forts pics de gamma ray (≥ 150 API). Cette sous-unité est argileuse. Elle est intercalée de siltite quartzeuse argilo-carbonatée gris-beige et de calcaire argileux beige. Les dents de poissons, la pyrite granulaire, les grains glauconieux, les traces de bitume y sont communs. Les cristaux tabulaires aplatis du gypse y sont aussi rencontrés.

- **La sous-unité U1b (2040-2081 m)**, de valeur moyenne du rayonnement gamma ne dépassant pas les 75 API est aussi argileuse et peu fossilifère. Elle contient des intercalations de marne silteuse brun-noirâtre, de siltites quartzuses à grès quartzeux très fins argilo-carbonatés ou carbonatés, gris-brunâtres voire noirâtres. Elle renferme en outre du gypse et de la pyrite granulaire.

VI.1.2 Unité 2 (2081-2105 mètres)

Elle est dominée par des marnes fortement silteuses brun-noirâtres. Celles-ci sont intercalées de siltites à grès quartzeux très fins carbonatés, gris-brunâtres, voire noirâtres. De la pyrite granulaire ou finement litée ainsi que des dents de poissons, des foraminifères et des rares radiolaires (complètement pyritisés) y sont observés.

VI.1.3 Unité 3 (2105 -2120 mètres)

C'est une siltite, voire un grès quartzeux très fin, argilo-carbonatée. Elle est intercalée d'argilites brunes-noirâtres. D'abondants cristaux de gypse ainsi que des traces de bitume y sont distingués.

VI.1.4 Unité 4 (2120-2135 mètres)

Elle est caractérisée par des marnes silteuses, fossilifères (foraminifères), qui sont intercalées avec un niveau argileux brun-noirâtre.

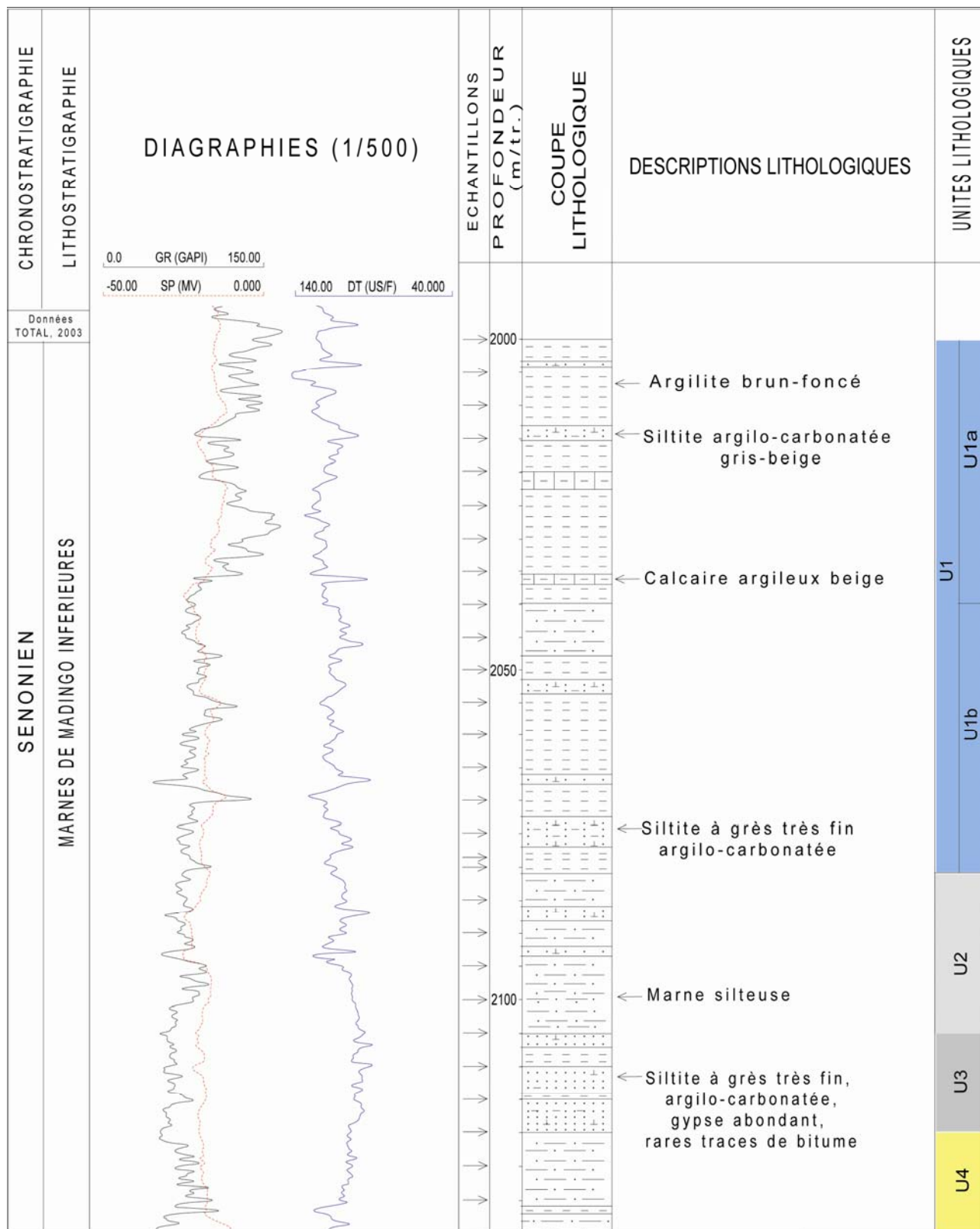


Fig.20: Expressions diagraphiques et lithologique du puits n° 6

VII Corrélations lithologiques et répartition des corps sédimentaires dans la zone d'étude

Les corrélations lithologiques (fig. 21) montrent que le remplissage du Bassin côtier congolais dans l'intervalle d'étude présente une série stratigraphique caractérisée par une alternance des : siltites, ou argilites et sédiments argilo-silteux, et des marnes et calcaires. On y reconnaît, du bas vers le haut, 5 unités sédimentaires ci-après:

VII.1 Unité détritique A à la base de la série (fig. 21) :

Elle est représentée, en domaine de plate-forme peu profonde, par des siltites quartzieuses très faiblement argilo-carbonatées, riches en cristaux de gypse et presque azoïques (partie inférieure de l'unité U2 du puits n°2) et, en domaine de plate-forme externe (unité U4 du puits n°4), par des sédiments silto-sableux quartziques, azoïques, riches en cristaux rhomboédriques de dolomie. Cette unité se caractérise par la fréquence des traces de bitume.

De ces données, le modèle de dolomitisation le plus compatible peut être le modèle de reflux de saumures proposé par Simms (1984) pour justifier la dolomitisation sur les plates-formes carbonatées en générale. Il définit le reflux comme un courant vers le bas en direction de la mer ouverte d'eaux denses au travers des sédiments. Pour cet auteur, il ne s'agit pas seulement le fait d'eaux hypersalines, il peut aussi se produire avec des eaux à salinité légèrement supérieure à la moyenne (37- 42‰) typique selon lui des eaux marines recouvrant les plates-formes actuelles.

D'où la présence des rhomboèdres de dolomie (dans des sédiments silto-sableux quartziques du puits n°4, localisé en domaine intermédiaire) caractériserait des environnements de plus bas niveau marin durant le dépôt de l'unité détritique A. Le caractère azoïque de ces sédiments détritiques tant à conforter l'hypothèse des environnements de très faibles tranches d'eaux, et très instables, souvent soumis aux effets de la houle.

VII.2 L'unité carbonatée B (fig. 21) :

Cette unité d'épaisseur maximale ~ 41 mètres, rencontrée uniquement dans le puits n°4 (domaine de plate-forme externe) et le puits n°6 (domaine de talus profond) est caractérisée par :

- un premier dépôt (absent dans le puits n°6) correspondant au calcaire argilo-silteux gris foncé, peu fossilifère (foraminifères, ostracodes) ;
- un second dépôt marneux silteux, gris foncé-brunâtre, fossilifère (foraminifères).

La présence d'organismes uniquement marins comme les foraminifères indique des environnements de dépôt marins francs pour cette unité carbonatée.

VII.3 Unité détritique C (fig. 21)

C'est une unité dominée par des siltites quartzzeuses argilo-carbonatées grises, gris-beige ou brunâtres à noirâtres. Elle est présente dans l'ensemble des puits étudiés, sauf dans le puits n°5 (fig. 21). Elle est intercalée d'argilites brun-noirâtres. Cette unité se caractérise par une fréquence de cristaux de gypse ainsi que des traces de bitume. Elle est très peu fossilifère en domaine peu profond et fossilifère (foraminifères, ostracodes, dents de poissons, radiolaires et débris de gastéropodes) en domaine profond. D'abondants cristaux automorphes de quartz et de pyrite multiforme (cubique et framboïdale) ne sont rencontrés que dans le domaine de plate-forme peu profonde (puits n°1 et puits n°2).

La présence des organismes uniquement marins comme les foraminifères et les radiolaires indique des environnements de dépôt marins francs pour cette unité détritique.

Dans la mesure où la précipitation des sulfates de calcium (gypse) a lieu lorsque la concentration en sels de l'eau de mer atteint 35‰ (Livingston (1963) *in* Tucker, 1991), la présence d'importants cristaux de gypse observés dans les sédiments détritiques autoriserait à suggérer des environnements de dépôt sursaturés en sels.

Mais tous les gypses trouvés dans les roches ne proviennent pas nécessairement d'un processus évaporitique classique (évaporite d'eau libre liée au climat chaud et sec avec d'intenses évaporations des eaux de surface suivie d'une précipitation directe des sels). Un autre processus est dit capillaire, c'est-à-dire par précipitation des sels d'une saumure interstitielle dans les pores des sédiments. D'autres gypses (secondaires) se forment lors de l'oxydation de sulfure de fer (la pyrite), en milieu riche en calcium.

Les données paléoclimatiques indiquent que le Bassin côtier congolais ne se situait pas dans la ceinture climatique aride durant le Sénonien. Ces informations écartent ainsi l'idée du gypse provenant du processus évaporitique classique.

Considérons que l'environnement de dépôt serait oxydant, et que les cristaux de gypse seraient primaires et résulteraient de la précipitation des sels d'une saumure interstitielle dans les pores des sédiments détritiques durant la diagénèse précoce. Puis par suite d'enfouissement ces sédiments se seraient situés dans la zone anoxique. Sous l'effet des bactéries anaérobies, les sulfates parmi lesquels les cristaux de gypse précédemment formés seraient réduits en sulfures pour former, en présence du fer, les cristaux de pyrite (souvent observés associés aux cristaux de gypse dans ces sédiments). Dans ce cas on s'attendrait à avoir une très faible présence voire des rares cristaux de gypse. Or les faits observés sont plutôt contraires. La présence d'abondants cristaux de gypse dans ces sédiments met en doute leur origine primaire. Elle inciterait plutôt à considérer un autre processus : l'oxydation de la pyrite et des autres sulfures. Ce processus produit des solutions sulfuriques qui réagissent sur le calcium des roches et donnent naissance à ce sulfate de calcium hydraté. (Perroud et Meisser, 1987). Cette hypothèse semble être en accord avec l'observation des cristaux de pyrite dans ces sédiments détritiques. Le gypse présent serait donc secondaire et non primaire. Il ne peut donc caractériser le milieu de dépôt. Par ailleurs, la fréquence du quartz authigène en domaine peu profond peut refléter la contribution de la silice biogénique au système de dépôt. En effet, la sous-saturation de l'eau de mer par rapport à la silice, d'environ 1 ppm (Tucker, 1991); ne permet pas une précipitation directe de celle-ci. La concentration de cette silice est favorisée par l'activité des organismes planctoniques à test siliceux parmi lesquels les radiolaires. La silice fixée par ces organismes est très peu stable en raison de la sous-saturation l'eau de mer (déjà évoquée) qui entraîne une dissolution intense des tests en libérant de l'acide silicique dans les eaux. Ainsi, la silice biogène ne se dépose de façon significative que pendant les maximums de productivité (Qiu *et al.*, 1993). Quatre processus majeurs contrôlent l'évolution d'une boue biogène de son stade initial à son actuel état de roche: apport de matériel biogène, dissolution de ce matériel durant la sédimentation, dilution du sédiment par d'autres composants (biogènes ou non) et transformations diagénétiques du produit initial.

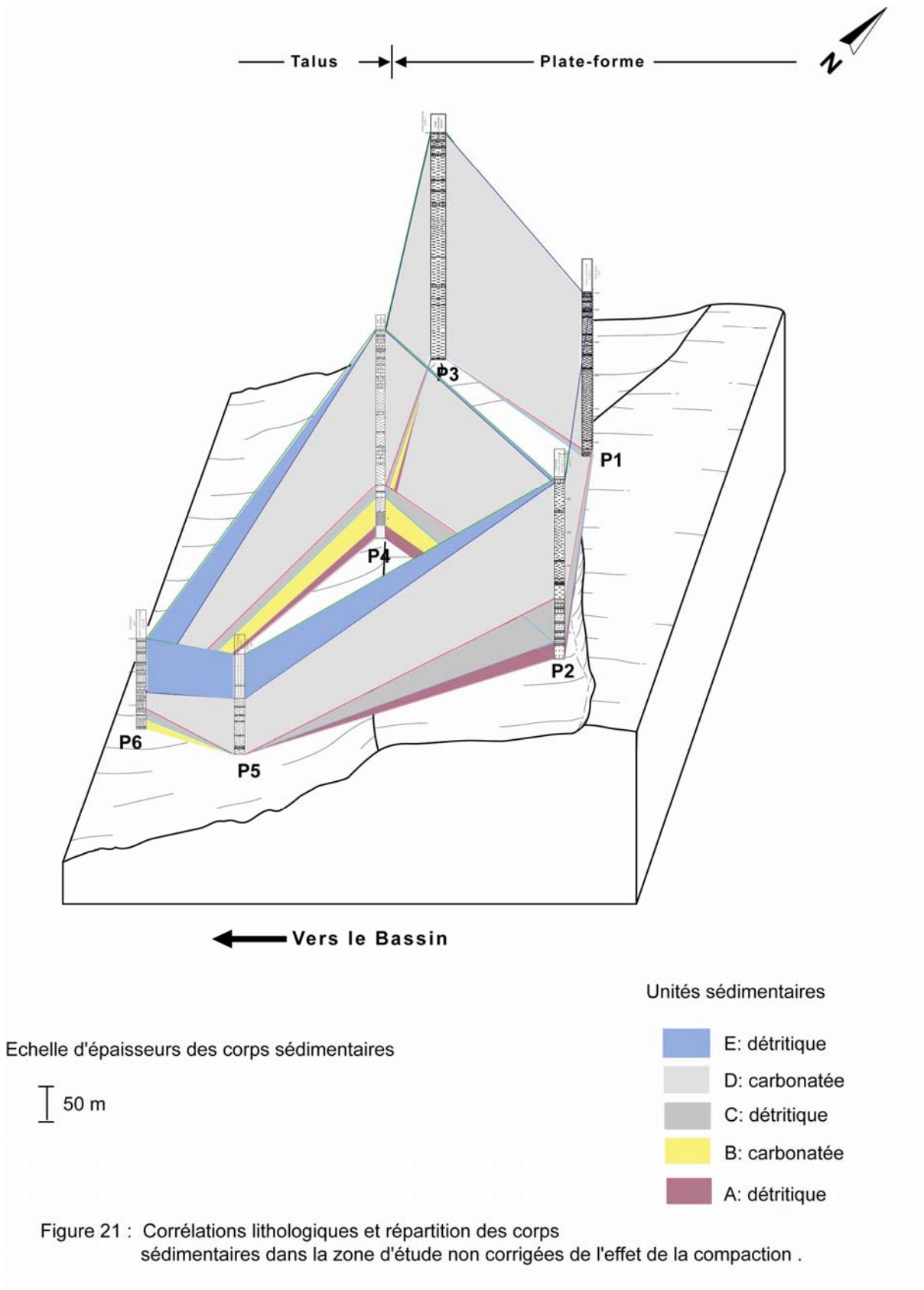
La silice du test des organismes comme les radiolaires est amorphe (non cristalline). Elle est appelée opale-A (opale amorphe). Cette opale-A est instable et tend à se transformer en opale-CT (qui correspond à un mélange d'opale de cristobalite et de tridymite). La transformation de l'opale-A en opale-CT résulte d'un mécanisme de dissolution-précipitation (Mizutani, 1966). Chaque transformation de phase se fait donc par un état intermédiaire liquide. La silice biogène enfouie constituerait la source d'éventuelles néoformations post sédimentaires.

A plus haute température (enfouissement ou flux thermique plus important) ou avec le temps, l'opale-CT se transforme en calcédoine et/ou quartz microcristallin, qui représente une phase siliceuse stable. La solubilité des phases sédimentaires siliceuses les plus communes varie avec la température et à un moindre degré avec la pression. La température affecte fortement le taux de diagenèse des boues siliceuses (Murata et Larson, 1975). Ainsi les jaspes (résultant de la transformation d'opale-A en opale-CT) ont-ils tendance à prévaloir en général dans les sédiments les plus profonds et les porcelanites (stade opale A) dans les sédiments moins profonds. Cependant des facteurs géochimiques, comme la composition chimique des fluides interstitiels et/ou la minéralogie et la composition chimique du sédiment hôte déterminent souvent une inversion des relations théoriques entre la profondeur d'enfouissement et les polymorphes diagénétiques de la silice (Kastner *et al.*, 1977). Ainsi il n'est pas surprenant que Garrison (1992) révèle la prédominance de la phase silice sous forme de cristaux de quartz néoformés dans la zone Est peu profonde, et son absence dans la zone Ouest plus profonde, des sédiments à diatomées de la Formation de Monterey (Californie, USA), Pacifique Nord.

Outre la pression et la température, le temps favorise la transformation des phases siliceuses. Les sédiments siliceux cénozoïques sont généralement à l'état de porcelanites alors que les jaspes (ou silex, ou chailles, ou phtanites ou lydiennes,...) sont plus fréquents dans les terrains mésozoïques et paléozoïques. La transformation des phases opale-A en opale-CT est estimée s'effectuer en 20 Ma (à 25-50°C) dans les zones à taux de sédimentation faible à moyen, et 5 à 10 Ma dans les zones à taux de sédimentation élevé (Kastner, 1981). La transformation d'opale-CT en quartz nécessite 40 à 50 Ma dans les zones à taux de sédimentation et flux thermique moyens (Kastner, 1981).

Toutefois Garrison (1992) révèle dans les sédiments plus jeunes, précisément miocènes (la Formation de Monterey (Californie, USA)), l'existence de la silice sous la phase quartz néoformé.

Dans le bassin côtier congolais (zone d'étude), l'existence de nombreux grands cristaux automorphes de quartz est associée (dans le puits n°1) à la présence des radiolaires. Cette observation tend à conforter l'idée d'une contribution de la silice biogénique au système de dépôt et suggère ainsi un environnement marin à forte productivité biologique primaire des eaux de surface, en domaine de plate-forme peu profonde, durant le dépôt de l'unité détritique C.



VII.2 Unité carbonatée (D) (fig. 21) :

Celle-ci englobe l'unité U1 des puits n°1, n°2 (sauf son sommet), n°3 (sauf sa base et son sommet) et n°4 (sauf son sommet), et l'unité U2 des puits n°5 et n°6. Cette unité est un ensemble marneux, qui présente latéralement une influence calcaire en domaine intermédiaire (puits n°4). Dans le domaine profond (de talus), ces marnes passent d'une influence calcaire à l'Est (puits n°5) vers une influence détritique (turbiditique?) à l'Ouest, que représentent les marnes silteuses (puits n°6). Leur contenu fossilifère comprend des foraminifères, des radiolaires et des ostracodes. Ces sédiments carbonatés sont intercalés d'argilites brun-noirâtres et/ou de siltites quartzieuses à grès quartzeux très fins, argilo-carbonatés ou carbonatés, gris-brunâtres voire noirâtres.

Le caractère distinctif de ces dépôts carbonatés est la présence des phosphates dans la partie supérieure de l'unité (sauf dans le puits n°6) où plusieurs dents de poissons sont aussi observées. Aussi, les phénomènes diagénétiques dans cette partie des dépôts se distinguent par l'épigénisation des foraminifères benthiques par les phosphates et/ou la silice. Dans l'ensemble de ces dépôts carbonatés sont aussi identifiés : les grands cristaux automorphes de quartz (sauf dans le puits n°6), des éléments siliceux amorphes noirâtres, des cristaux automorphes de gypse et la pyrite (qui se présente sous forme: granulaire, cubique, framboïdale, de lits fins ou de très fins éléments brillants).

Ces données semblent révéler les teneurs élevées en phosphore, silice, fer et calcium dissous dans les environnements de dépôt de ces carbonates.

En fait, les teneurs moyennes en phosphore (P) dissout dans l'eau de mer ne dépassent pas 0,07 ppm (Tucker, 1991). Elles ne favorisent pas une précipitation directe du phosphore de la colonne d'eau marine vers le fond marin. Si bien que la fixation et la concentration se font par voie biologique. Les vertébrés marins fixent le phosphore dans leurs tissus pour former leur squelette. A leur mort, ils sédimentent au fond de bassins. La décomposition de la matière organique crée des conditions favorables pour la dissolution du phosphore. Le phosphore qui est ensuite libéré va s'imprégner dans le sédiment, et à la suite de la métasomatose (l'épigénie des tests calcaires, durant la diagenèse, par du phosphate à partir du phosphore concentré dans les milieux interstitiels) intervient la phosphatisation des tests de foraminifères (ainsi observée), c'est-à-dire que la calcite est remplacée par l'apatite.

D'une manière générale les teneurs élevées en phosphore dissous dans le sédiment marin exigent une productivité planctonique très intense favorisée par l'upwelling et/ou les apports fluviaux en sels nutritifs. Elle est suivie d'une forte mortalité. Enfin l'accumulation doit être élevée sur le fond. L'observation des nombreuses dents de poissons dans ces sédiments carbonatés, combinées au phénomène diagénétique ci-dessus évoqué, s'intègre dans le schéma classique d'une contribution des vertébrés à la formation des phosphates marins, à la faveur d'un apport élevé en éléments nutritifs (en particulier le phosphore).

Les grands cristaux automorphes de quartz et les éléments siliceux amorphes noirâtres observés dans ces dépôts carbonatés associés aux radiolaires étayeraient l'hypothèse d'une contribution de la silice biogénique au système de dépôt (comme dans l'unité précédente). Celle-ci témoignerait aussi une productivité biologique primaire importante au moment du dépôt des sédiments carbonatés par suite d'un apport important des nutriments (en particulier le Si).

VII.3 Unité détritique E au sommet de la série (fig. 21).

Elle est représentée, en général, par des argilites brun-foncé ou brun-noirâtre (unité U1 des puits n°5 et n°6), car la siltite quartzreuse argilo-carbonatée (au sommet du puits n°4) et le calcaire silteux (au sommet du puits n°3) sont très peu épais.

Les intercalations dans cette unité sédimentaire sont des siltites quartzreuses à grès quartzeux très fins, argilo-carbonatés, gris-beige ou brun foncé; des marnes silteuses et des calcaires argileux beiges. Le phénomène d'épigénisation de nombreux foraminifères par les phosphates ne se rencontre que dans un seul puits, qui est aussi le plus profond (puits n°6). Ces dépôts détritiques renferment de nombreux oxydes de fer ocre à rougeâtres, de la pyrite granulaire, des grains glauconieux, de la muscovite, des traces de bitume et du gypse. Les dents de poissons, quelques ostracodes, gastéropodes, radiolaires (parfois pyritisés) et des foraminifères sont les constituants fauniques de cette partie de la série.

La présence des grains glauconieux, des foraminifères et des radiolaires qui n'existent que dans le milieu marin indique des environnements de dépôt marins pour cette unité détritique.

L'existence du phénomène d'épigénisation de nombreux foraminifères par les phosphates, qui est associé à la présence des dents de poissons et des rares radiolaires, semble révéler une productivité primaire élevée au moment du dépôt (uniquement dans la

section la plus profonde) de l'unité détritique E. Mais une telle position bathymétrique du phénomène d'épigénisation, inverse de celle de l'unité carbonatée D, paraît problématique. Faut-il y voir l'indice d'un diachronisme au sein de l'unité détritique E ? Les dépôts phosphatés préexistants (dans l'unité D) puis remaniés, et leur resédimentation compteraient-ils pour la présence des phosphates dans cette partie de l'unité E ?

VII.4 La géométrie des corps sédimentaires (figs. 21, 22, 23, 24)

Elle peut être élucidée à partir des profils stratigraphiques longitudinaux d'orientations Nord-Nord-Ouest/Sud-Sud-Est (P1-P2 et P3-P4) et Nord/Sud (P4-P6); et des profils transversaux d'orientations Est/Ouest (P1-P3, P2-P4 et P5-P6) et Nord-Nord-Est/Sud-Sud-Ouest (P2-P5). Il convient de noter que ces géométries sont établies sur des séries lithifiées et qu'il n'y a pas eu de décompaction.

VII.4.1 Les profils transversaux d'orientation Est/Ouest

Ils montrent que :

- les dépôts détritiques à la base de la série (unité A) semblent absents en domaine de talus profond. Ces dépôts seraient plutôt cantonnés dans la zone plate-forme-talus supérieur (fig. 21). Cette géométrie tend à conforter l'hypothèse d'un niveau marin bas au moment du dépôt de l'unité détritique A.

- les dépôts carbonatés (unité B) semblent présents uniquement en domaines de plate-forme externe (puits n°4) et de talus (puits n°6) (fig. 21). Ils montrent une diminution d'épaisseur de l'Est (40 m) vers l'Ouest (15 m).

- l'unité détritique C diminue d'épaisseur d'Est en Ouest. L'épaisseur maximale atteinte est ~66 mètres, dans la partie Sud-Est, en domaine de plate-forme peu profonde (puits n°2). Elle semble absente dans l'un des puits situés en domaine de talus (le puits n°5).

- les dépôts carbonatés (unité D), dans la zone de plate-forme, augmentent d'épaisseurs de l'Est vers l'Ouest (fig. 23). L'épaisseur maximale atteinte est d'environ 325 mètres, dans la partie Nord-Ouest (puits n°3). Dans la zone de talus par contre, ces sédiments diminuent d'épaisseur de l'Est vers l'Ouest. On peut ainsi remarquer que, l'unité

D présente un partitionnement volumétrique du Nord-Est vers le Sud-Ouest. Elle est d'abord peu épaisse sur la plate forme peu profonde (entre 180 et 235 m), puis épaisse sur la plate forme profonde (entre 230-325 m), et enfin très peu épaisse sur le talus (entre 41 et 83 m). Ce dispositif évoquerait une polarité Nord-Est/Sud-Ouest des apports sédimentaires (fig. 23), durant une tendance transgressive, avec un dépôt-centre situé sur la plate-forme externe. Un des profils (entre les puits n°5 et puits n°6) met en évidence un passage latéral de faciès au sein de cette unité D. En effet, des marnes à intercalations calcaires (puits n°5) on passe aux marnes fortement silteuses à intercalations silteuses ou argileuses (puits n°6). La position de talus de ce puits et l'abondance de silts quartzeux suggèrent une cause turbiditique à l'origine de ce passage latéral. En effet les turbidites caractérisant les milieux profonds se forment à la suite d'une succession de courants qui prennent naissance sur les pentes aquatiques, après ruptures d'équilibre des masses de sédiments qui se sont accumulés au sommet du talus et voire sur toute la pente (Stow, 1992). Les silts quartzeux observés proviendraient sans doute de l'unité détritique C précédemment déposée.

- les dépôts détritiques au sommet de la série (unité E) sont à l'Est (en domaine de plate-forme) nettement moins importantes voire absentes (figs. 21, 24). Tandis qu'à l'Ouest (en domaine de talus) ils sont plus exprimés et atteignent une épaisseur maximale d'environ 81 mètres (puits n° 6). Une telle géométrie (fig. 24) suggère une tendance régressive, un recul du rivage lors de la formation de ces dépôts. Cette régression justifierait l'absence (la lacune) de cette unité dans certains puits situés sur la plate-forme.

VII.4.2 Les profils longitudinaux d'orientation Nord-Nord-Ouest/Sud-Sud-Est

Ces profils montrent :

- une diminution de l'épaisseur des dépôts détritiques (unité C) du Sud-Sud-Est vers le Nord-Nord-Ouest (fig. 22). Une telle disposition indiquerait que, ces sédiments détritiques proviendraient directement du continent proche situé à l'Est. Ils transiteraient préférentiellement par des axes globalement Sud-Nord (parallèles au Mayombe), entre les plates-formes interne et externe. De tels axes de transit démontreraient l'imbrication étroite entre la tectonique et la sédimentation. Mais l'absence d'une tectonique cassante (Fig. 4) avec rejeux des failles à la fin du Turonien ne permet guère d'étayer cette relation tectonique-sédimentation. L'hypothèse la plus probable serait celle de l'existence de courants marins, parallèles à la côte, remontant vers le Nord des éléments clastiques

provenant du Sud, comme l'avaient déjà suggérée Vernet *et al.* (1996). Toutefois l'hypothèse ci-dessus évoquée ne pourrait justifier la présence de cette unité détritique en domaines de plate-forme externe et de talus profond si elle n'est pas associée à d'autres phénomènes, par exemple une diminution du niveau marin relatif suivie des courants de turbidités (dans le domaine de talus).

- une diminution de l'épaisseur des dépôts carbonatés (unité D) du Nord-Nord-Ouest vers le Sud-Sud-Est (fig. 23). Puisque le sens des apports dans cette unité est suggéré d'orientation Nord-Est/Sud-Ouest, une telle diminution d'épaisseur peut être inhérente à l'effet du détritisme (plus important au Sud-Sud-Est qu'au Nord-Nord-Ouest), qui perturberait la sédimentation carbonatée.

- une augmentation de l'épaisseur des dépôts détritiques au sommet de la série (unité E) (fig. 24) du Nord-Nord-Ouest vers le Sud-Sud-Est. Elle conforte l'hypothèse d'une régression avec le déplacement du dépôt-centre vers le talus durant le dépôt de l'unité détritique E.

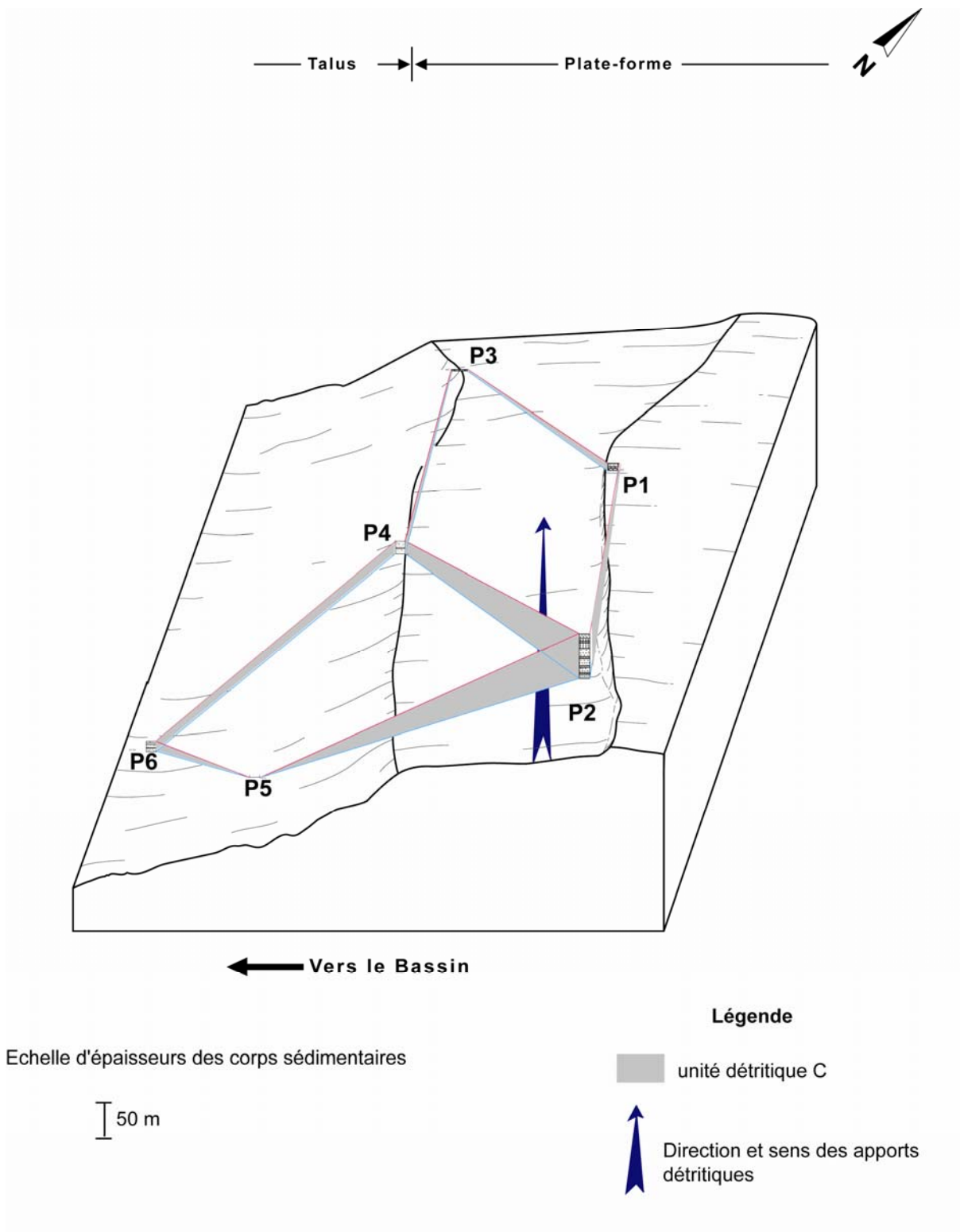
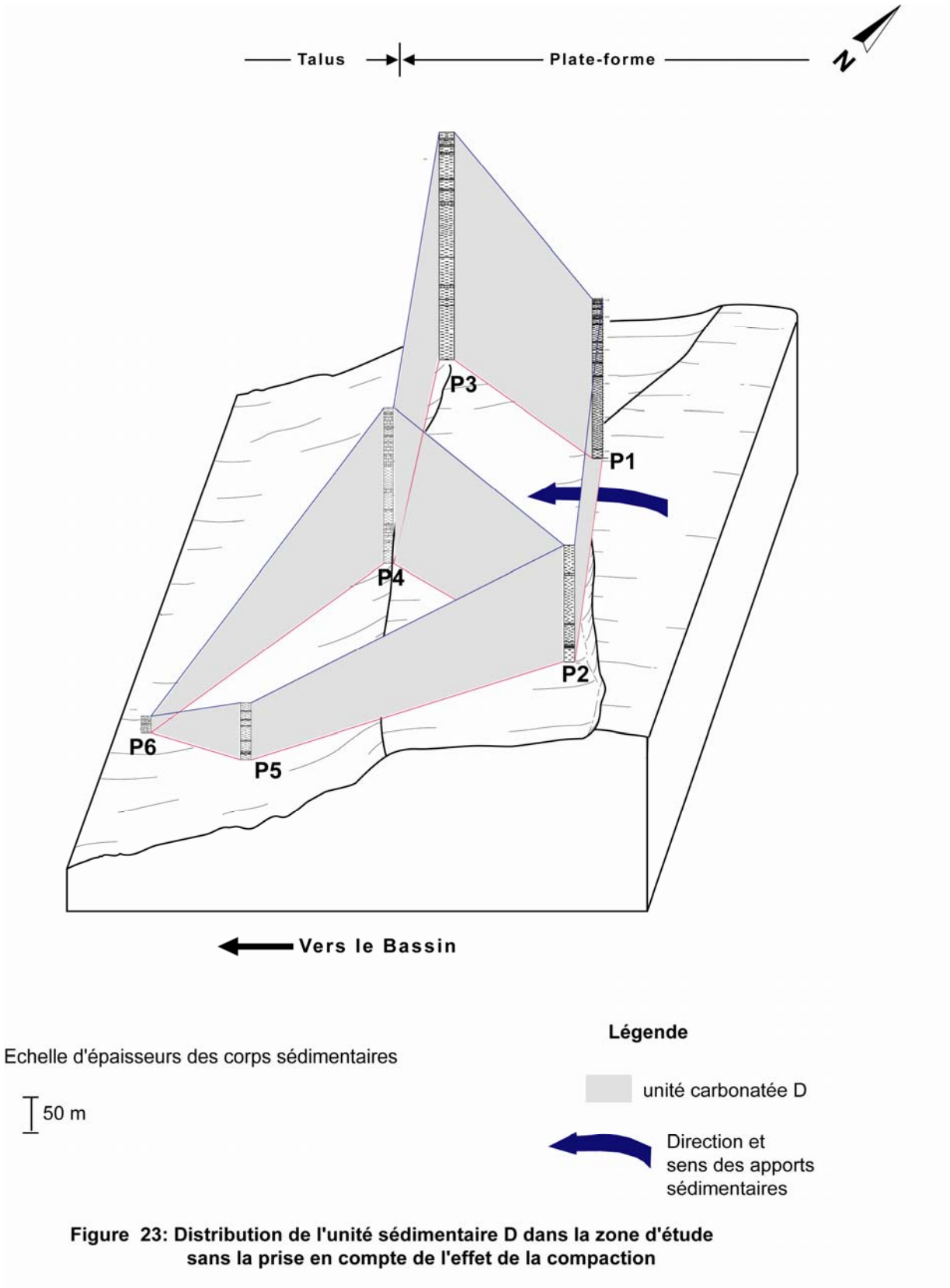
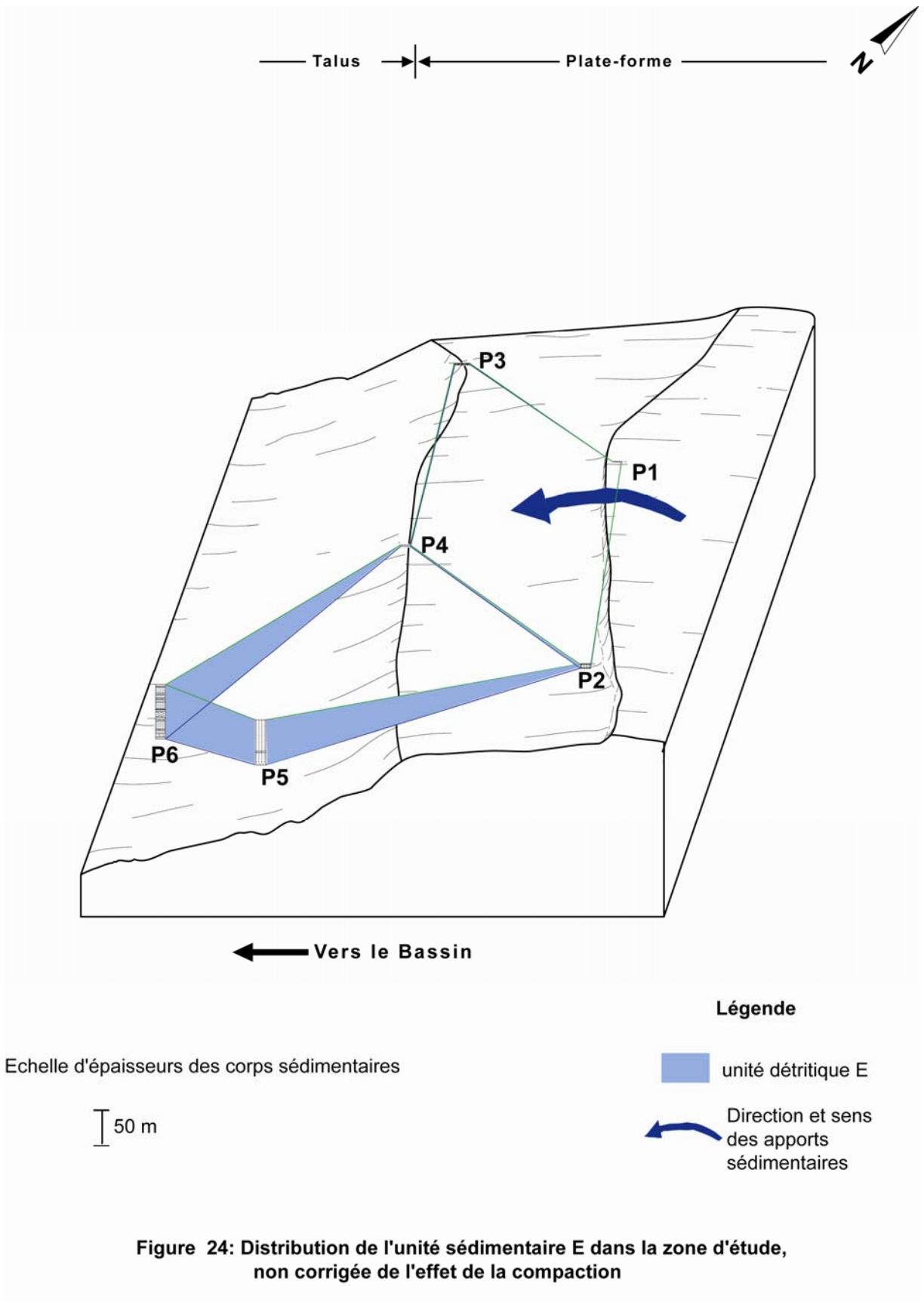


Figure 22: Distribution de l'unité sédimentaire C dans la zone d'étude, non corrigée de l'effet de la compaction





VIII. Conclusion

L'analyse lithologique des 6 sondages du Bassin côtier congolais, révèle une série stratigraphique qui peut être décomposée en deux séquences sédimentaires ci-après :

- La séquence inférieure

Elle comprend

❖ à la base, l'**unité détritique A** d'environ 20 mètres d'épaisseur, laquelle est constituée de siltites quartzuses; très faiblement. argilo-carbonatées, riches en cristaux de gypse et presque azoïque ou par des sédiments silto-sableux quartzitiques azoïques riches en cristaux rhomboédriques de dolomie. Ces sédiments sont supposés s'être déposés dans des environnements de plus bas niveau marin.

❖ au sommet, l'**unité carbonatée B**, d'épaisseur maximale ~ 40 mètres, formée des marnes silteuses et calcaires argilo-silteux à foraminifères et ostracodes déposés dans des environnements marins francs.

Cette séquence est dite positive en raison du passage des sédiments détritiques aux sédiments carbonatés. Elle caractérise une diminution progressive des conditions hydrodynamiques du milieu, un passage d'un milieu agité à un milieu relativement calme, autrement dit un approfondissement du bassin, qui serait lié à une transgression.

- La séquence supérieure

Cette séquence est structurée de la manière suivante :

❖ à la base, l'**unité détritique C** d'épaisseur maximale ~ 66 mètres, qui est dominée par des siltites quartzuses (fossilifères), lesquelles seraient apportées par des courants marins de direction Sud /Nord parallèle à la côte, durant une tendance du niveau marin qui serait régressive. Ces dépôts détritiques seraient mis en place dans des environnements marins francs. En domaine de plate-forme peu profonde uniquement, il existerait une forte productivité biologique primaire des eaux de surface, due à un apport important des nutriments (liés aux présumés courants parallèles à la côte ?).

SO ← Vers le Bassin → NE

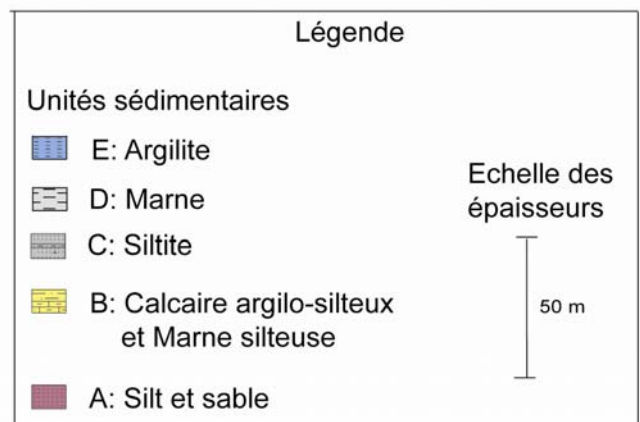
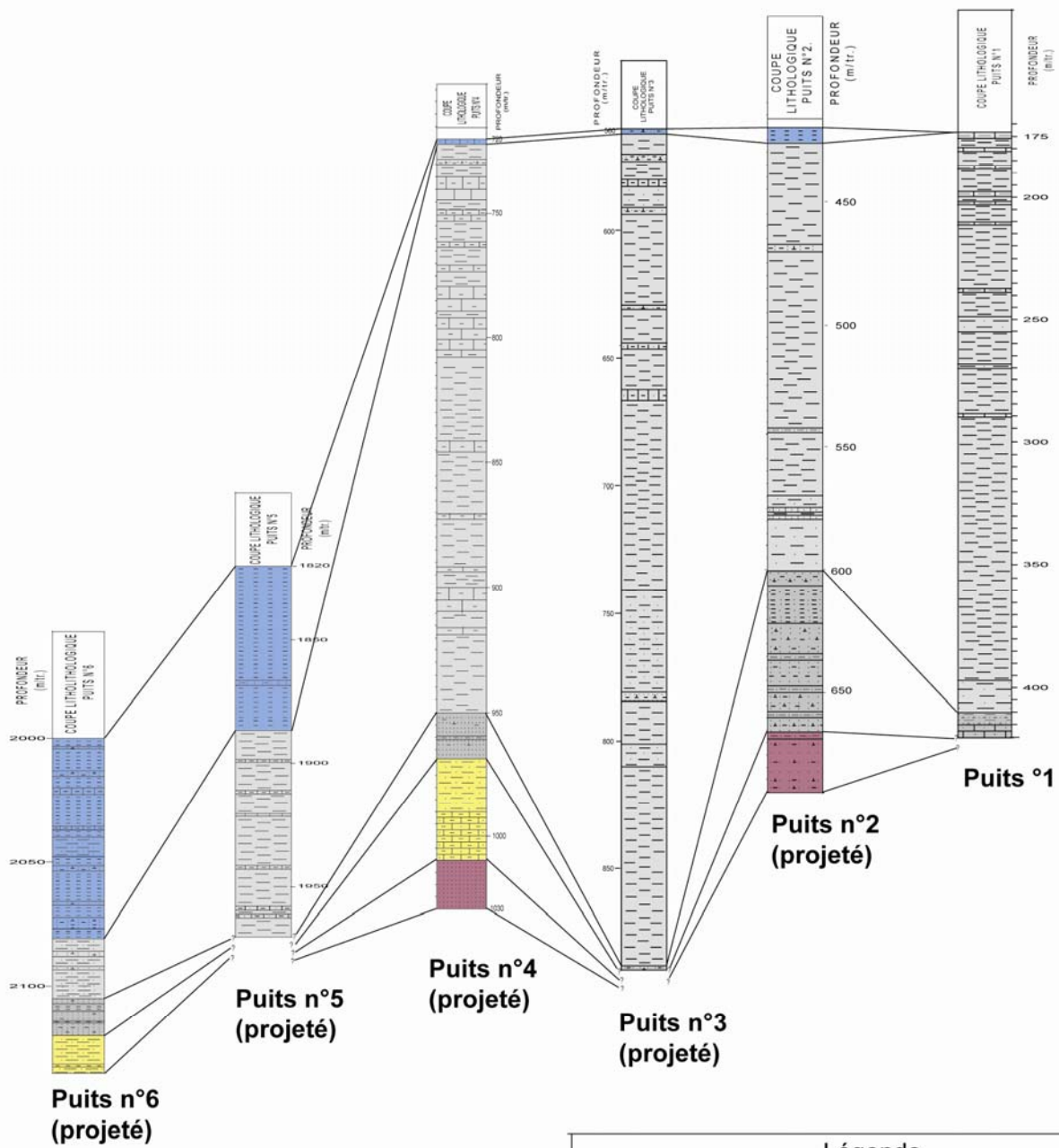


Figure 25 : Corrélations lithologiques suivant un transect Nord Est-Sud Ouest,

❖ au milieu, l'**unité carbonatée D**, d'épaisseur maximale ~325 mètres, à dominante marneuse, très fossilifère (foraminifères, radiolaires, ostracodes, dents de poissons) contenant de la pyrite, des grands cristaux automorphes de quartz, des cristaux de gypse et des éléments siliceux amorphes noirâtres. Cette unité est phosphatée dans sa partie supérieure. Elle serait déposée durant une tendance transgressive alors que les eaux de surface connaissaient une productivité biologique primaire importante liée à d'importants apports des nutriments (upwelling et/ou apports continentaux ?).

❖ au sommet, l'**unité détritique E**, d'épaisseur maximale ~80 mètres, qui est à dominante argileuse. Elle est fossilifère (foraminifères, ostracodes, dents de poissons), et se serait mise en place durant une tendance supposée régressive du niveau marin. La présence des phosphates dans cette unité, uniquement en domaine de talus, soulève des questions relatives à la synchronie de cette unité détritique ou à l'autochtonie de ces phosphates.

Les profils stratigraphiques montrent que la succession complète (la séquence inférieure suivie de la séquence supérieure) ne se rencontre que dans un seul puits (puits n°4, situé en domaine intermédiaire plate-forme externe - talus). Dans les autres puits (fig. 25), la série est caractérisée par l'absence d'un certain nombre d'unités sédimentaires (puits n°1, n°2, n°3, n°6), voire l'absence de la séquence inférieure (puits n°5).

Au regard des caractéristiques attribuées à la Formation des marnes de Madingo inférieures (d'âge sénonien) dans la littérature (Massala, 1993; Vernet *et al.*, 1996), il semble que la série complète décrite dans ce travail, ne contienne pas uniquement les sédiments correspondant à cette Formation.

Comme les corrélations lithologiques sont souvent diachrones, les données complémentaires d'ordre biostratigraphique et paléobathymétrique sont nécessaires pour mieux placer dans le temps ces corps sédimentaires, et comprendre leur distribution ainsi que leurs environnements de dépôt.

Chapitre II : STRATIGRAPHIE

Les outils micropaléontologiques utilisés pour l'étude biostratigraphique des six sondages sont les foraminifères. Il s'agit de micro-organismes marins unicellulaires pourvus d'un test de composition variée (particules agglutinées ou cristaux de calcite) et de forme variable suivant les espèces (voir illustrations photographiques). Dans cette analyse, compte tenu de la nature du matériel utilisé (déblais de forage), il n'est pris en compte que les premières apparitions dans le sens forage (correspondant à la disparition réelle). Cette démarche à l'avantage de résoudre les difficultés inhérentes au problème des retombées. On retiendra aussi que, quelques fois, pour des raisons taphonomiques, écologiques ou en raison de lacunes, les disparitions de certaines espèces peuvent être "précoces" par rapport aux distributions standards.

Les chartes de répartition relative des espèces utilisées (pour identifier les unités chronostratigraphiques) sont celles de Robaszynski *et al.* (1983), de Caron (1985), de Robaszynski et Caron (1995), de Tourmakine et Luterbacher (1985), de Bolli et Saunders (1985) pour les foraminifères planctoniques. Les travaux de Klasz *et al.* (1963), Tronchetti (1981), Sarr et Ly (1998), concernant l'Atlantique Sud-Est sont utilisés pour les foraminifères benthiques d'intérêt stratigraphique.

A l'échelle du Bassin côtier congolais, l'observation de certains bioévénements planctoniques et benthiques pourrait conduire aux subdivisions des unités chronostratigraphiques internationales en unités plus fines (chronozones). Il est ainsi proposé, après calage à l'échelle internationale, un essai de zonation pour chaque puits étudié.

I. Analyse stratigraphique du puits n°1 (cf. fig. 26)

I.1. Intervalle 175 à 185 mètres (Paléocène moyen basal)

I.1.1 Inventaire de la microfaune planctonique et benthique

Dans cet intervalle les échantillons ont livré une riche association composée de :

- foraminifères planctoniques

Acarinina pseudotopilensis

Morozovella trinidadensis

Acarinina bullbrooki
Acarinina gr. soldadoensis
Acarinina aspensis
Acarinina wilcoxensis
Acarinina primitiva
Planorotalites pseudomenardii
Pseudohastigerina micra
Globigerina eocaena
Globigerina senni
Globigerina triloculinoides

Morozovella cf. angulata
Morozovella conicotruncata
Morozovella pseudobulloides
Morozovella velascoensis
Morozovella quetra
Morozovella subbotinae
Morozovella occlusa
Morozovella acuta
Globigerina inequispira

- foraminifères benthiques

Eponides gr. pseudoelevatus
Gavelinella? cf. lallengensis
Bolivina explicata africana
Neobulimina subregularis

Lenticulina spissocostata
Lenticulina rotulata
Anomalinoides aff. midwayensis

- **Ostracodes** : *Afranticythereis bopaensis* (détermination de Jean Paul Colin, communication personnelle).

I.1.2 Interprétation stratigraphique

L'assemblage planctonique inventorié ci-dessus est essentiellement composé d'espèces appartenant à des genres tertiaires. La microfaune benthique y est dominée par *E. gr. pseudoelevatus* qui est une forme du Paléocène (cf. de Klasz, 1965) mais citée aussi dans le Maastrichtien terminal du Bassin congolais par Mboro (1981). Ces indications permettent d'attribuer cet intervalle au Tertiaire. Néanmoins quelques précisions peuvent y être apportées. En effet, l'échantillon coté 175 m contient des espèces planctoniques qui s'éteignent (selon la charte de Tourmakine et Luterbacher, 1985) : à l'Eocène supérieur (*Globigerina senni*, *G. inequispira*), à l'Eocène moyen (*Acarinina primitiva*, *A. aspensis*, *A. bullbrooki*), à l'Eocène inférieur (*Morozovella subbotinae*, *M. quetra*, *M. acuta*, *M. velascoensis*, *M. occlusa*, *Acarinina pseudotopilensis*, *A. wilcoxensis*), au Paléocène supérieur (*Globigerina triloculinoides*, *Planorotalites pseudomenardii*, *Morozovella cf. angulata*, *M. conicotruncata*) et au Paléocène moyen (*Morozovella pseudobulloides*, *M. trinidadensis*). Une telle association mixte suggère des phénomènes de contaminations, de pollutions (souvent liées aux retombées de forage) ou des remaniements sédimentaires.

Si l'on estime que le marqueur *Morozovella trinidadensis* est en place, sa présence à la cote 175 m indiquerait l'entrée dans la partie moyenne de la biozone P2 de Blow (1969) (correspondant à la partie inférieure du Paléocène moyen). Par conséquent les espèces dont

les distributions sont cantonnées dans l'Eocène et associées à ce marqueur seraient des retombées des niveaux sus-jacents (non échantillonnés). Cette hypothèse semble être en accord avec la présence, à la cote 180 m (dépourvue des planctoniques), de l'ostracode *A. bopaensis* qui est une espèce typique du Paléocène (J.P. Colin, communication personnelle). Par ailleurs, la présence de *Lenticulina spissocostata* à la cote 175 m (espèce benthique citée dans les formations du Crétacé du Gulf Coast par Cushman (1946)) et celle de *Neobulimina subregularis* à la cote 180 m (typique du Sénonien d'après Tronchetti, 1981), semblent souligner un remaniement de termes crétacés supérieurs dans le Paléocène moyen basal et l'existence possible d'une lacune des termes du Paléocène inférieur.

En effet, nos données soulignent :

- l'absence aux cotes 180 m et 185 m des espèces qui disparaissent dans la biozone P1 de Blow (1969) précisément *Globoconusa daubjersensis*, *Globigerina fringa* et *G. eugubina* (cf. Tourmakine et Luterbacher, 1985) ;

- la présence dès la cote 190 m d'une première forme planctonique crétacée, notamment *Hedbergella monmouthensis* (qui disparaît à la fin du Maastrichtien d'après la charte de Caron, 1985), associée à d'autres formes benthiques du Crétacé supérieur : *Praebulimina prolixa longa* et *Praebulimina exigua robusta* (cf. de Klasz, 1965).

Il ressort de ces informations :

- l'existence d'une lacune (d'érosion?) du Paléocène inférieur ;
- le passage de la limite Paléocène moyen basal/ Maastrichtien entre les cotes 185 m et 190 m. Faute d'échantillons entre ces cotes, nous proposons de situer cette limite au sommet du niveau calcaire (cote ~186 m) dont la caractéristique au niveau diagraphique est la forte chute de la radioactivité gamma (cf. fig. 23).

I.2. Intervalle 190-285 mètres (Maastrichtien - Campanien)

I.2.1 Inventaire de la microfaune

-L'assemblage planctonique :

Les espèces inventoriées dans cet intervalle sont d'importantes formes globuleuses et carénées à savoir:

Rugoglobigerina macrocephala
Rugoglobigerina rugosa
Rugoglobigerina hexacamerata
Rugoglobigerina cf. pennyi
Rugoglobigerina rotundata
Heterohelix striata

Rugoglobigerina pilula
Trinitella scotti
Globotruncanella petaloidea
Pseudotextularia elegans
Plummerita hantkeninoides
Heterohelix globulosa

Globotruncana aegyptiaca
Globotruncana bulloides
Archaeoglobigerina cretacea
Contusotruncana fornicata
Globotruncanita stuartiformis
Hedbergella monmouthensis

Globotruncana dalbiezi
Globotruncana rosetta
Archaeoglobigerina blowi
Contusotruncana manauensis
Globotruncanita elevata

Et, plusieurs espèces appartenant aux genres *Hedbergella* et *Globigerinelloides*, ainsi que quelques retombées tertiaires.

-L'assemblage benthique est marqué par :

Eponides africana (ré tombée)
Praebulimina exigua robusta
Afrolivina afra
Orthokarstenia levis
Siphogeneroides cretacea
Gabonita centrocostata
Gabonita distorta
Gabonita lata
Gabonita gigantea
Gabonita aff. distorta irregularis

Loxostomoides clavatum
Praebulimina fang
Praebulimina prolixa longa
Siphogeneroides bramlettei
Siphogeneroides dentata
Gabonita cf. globosa
Gabonita multituberculata
Gabonita elongata
Gabonita spinosa
Gabonita basispinata

Certaines espèces de l'intervalle 175m-185m y sont également reconnues.

I.2.2 Interprétation stratigraphique

En référence aux chartes de Robaszynski *et al.* (1983) et de Caron (1985), les premières apparitions en sens forage des *Rugoglobigerina*, de *Trinitella scotti*, *Globotruncanella petaloidea*, et de *Globotruncana aegyptiaca* indiquent l'existence du Maastrichtien. La présence du marqueur *Globotruncanita elevata* à la cote 285 m indiquerait que l'intervalle 190 m-285 m s'étend du Maastrichtien au Campanien. En fait, dans la charte de répartition de Caron (1985), et de Robaszynski et Caron (1995) l'espèce citée monte jusque dans la partie inférieure de la zone à *Globotruncanita calcarata* (Campanien).

Quelques précisions peuvent être apportées toutefois sur cet intervalle.

Dans l'assemblage benthique, entre les cotes 200 m et 205 m, les espèces appartenant aux genres *Afrolivina*, *Siphogeneroides*, *Praebulimina*, qui dominaient les associations perdent leur influence au profit des *Gabonita*. Plus précisément à 205 m les *Gabonita* deviennent numériquement majoritaires. Massala (1993) en se fondant sur la distribution des nannofossiles calcaires (à défaut des foraminifères planctoniques marqueurs dans cet intervalle), notamment sur celle de *Tetralithus trifidus*, *T. gothicus* et de *Eiffellithus eximius*, situe la limite Maastrichtien-Campanien au sein de la zone dominée par les *Gabonita*. La

partie supérieure de cette zone correspondrait au niveau à *Tetralithus trifidus* mis en évidence par cet auteur. Ce niveau à nannofossiles calcaires équivaut, dans la zonation des foraminifères planctoniques, à l'intervalle allant de la partie inférieure de la zone à *Globotruncanella havanensis* à la partie supérieure de la zone à *Globotruncanita calcarata*. Or d'après les chartes de Robaszynski et Caron (1995), la zone à *G. havanensis* (qui caractérisait le Maastrichtien basal) est désormais située dans le Campanien. La limite Campanien-Maastrichtien est positionnée dans la zone à *Gansserina gansseri*. Par conséquent, la partie supérieure de la zone dominée par les *Gabonita* correspondrait entièrement au Campanien. En dernière analyse, il apparaît alors que la limite Maastrichtien-Campanien passe dans l'intervalle dominé par les autres genres que les *Gabonita*.

Par ailleurs, dans la zone à *Gansserina gansseri* disparaissent les espèces: *Contusotruncana fornicata* (cf. Robaszynski *et al.* (1983) et Caron (1985), *Globotruncana bulloides* (cf. Caron (1985) et *Archaeoglobigerina cretacea* (cf. Caron (1985)). Leurs premières apparitions (en sens forage) dans ce puits, vraisemblablement après le niveau où les *Gabonita* deviennent les éléments fauniques dominants par rapport aux autres genres benthiques, semblent indiquer que leurs extinctions sont "précoces". Ces extinctions précoces rendent alors impossible toute tentative, avec les foraminifères planctoniques, de situer le passage Maastrichtien-Campanien dans ce puits. Néanmoins celui-ci est situé au dessus de la cote 205 mètres d'après les indications fournies par les foraminifères benthiques. Nous proposons de le situer à la cote ~202 mètres caractérisée au niveau diagraphique par une baisse du gamma ray (GR),

I.3 Intervalle 285-320 mètres (Campanien s.s.)

I.3.1 Inventaire de la microfaune

A 320 m, *Marginotruncana sinuosa* apparaît (sens forage). Dans cet intervalle, ce taxon est associé à certaines formes, déjà citées ci-dessus, dont une partie serait des retombées. Ce sont :

<i>Rugoglobigerina macrocephala</i> (retombée ?)	<i>Rugoglobigerina rugosa</i>
<i>Contusotruncana fornicata</i>	<i>Archaeoglobigerina cretacea</i>
<i>Acarinina pseudotopilensis</i> (retombée)	<i>Acarinina bullbrooki</i> (retombée)
<i>Acarinina gr. soldadoensis</i> (retombée)	

Dans la faune benthique, *Gabonita parva* s'ajoute au stock précédemment nommé.

I.3.2 Interprétation stratigraphique

Dans la charte de répartition de Caron (1985), *M. sinuosa* disparaît vers le milieu de la zone à *Dicarinella asymetrica* (Santonien). Tandis que dans celle de Robaszynski *et al.* (1983), cette espèce s'étend jusqu'à la base de la zone à *Globotruncanita elevata* (Campanien inférieur). Si l'on considère que l'extinction de *M. sinuosa* se situe à la fin du Santonien, l'intervalle délimité par les premières apparitions (sens forage) de *G. elevata* et de *M. sinuosa* peut être attribué au Campanien *sensu stricto*.

I.4. Intervalle 320 à 345 mètres (Santonien)

I.4.1 Inventaire de la microfaune planctonique

Les espèces récoltées dans les échantillons de cet intervalle sont :

<i>Contusotruncana fornicata</i> ,	<i>Rugoglobigerina macrocephala</i> (retombée?)
<i>Plummerita hantkeninoides</i> (retombée ?)	<i>Marginotruncana sinuosa</i>
<i>Marginotruncana marginata</i> ,	<i>Dicarinella primitiva</i>
<i>Dicarinella concavata</i>	<i>Dicarinella cf. imbricata</i> .

I.4.2 Interprétation stratigraphique

L'âge santonien est assigné à cet intervalle grâce à la présence du marqueur de zone *Dicarinella concavata* dont l'extinction, en référence à la charte de Robaszynski et Caron (1995), est localisée au sommet de cet étage. Dans ce puits, la disparition de ce taxon est ainsi "précoce".

La limite supérieure du Santonien est ici marquée par l'apparition (sens forage) de *M. sinuosa* à 320 mètres. Sa limite inférieure est caractérisée par l'apparition (sens forage) de *Dicarinella cf. imbricata* à 345 mètres. La disparition de ce marqueur dans la charte de répartition de Robaszynski *et al.* (1983) se situe à la limite Coniacien – Santonien, alors que dans celle de Caron (1985), elle est localisée avant cette limite.

I.5 Intervalle 345-410 mètres (Coniacien)

I.5.1 Inventaire de la microfaune planctonique

La microfaune planctonique récoltée contient :

<i>Marginotruncana pseudolinneiana</i>	<i>Marginotruncana renzi</i>
<i>Marginotruncana undulata</i>	<i>Marginotruncana sinuosa</i>
<i>Marginotruncana marginata</i>	<i>Marginotruncana cf. paraconcavata</i>
<i>Dicarinella primitiva</i>	<i>Dicarinella cf. imbricata</i>
<i>Dicarinella canaliculata</i>	<i>Contusotruncana fornicata</i> (retombée?)
<i>Dicarinella concavata</i>	<i>Dicarinella asymetrica</i> (retombée?)

Clavihedbergella simplex
Whiteinella inornata

Whiteinella archaeocretacea

Ainsi que plusieurs *Hedbergella*, *Heterohelix*, *Archaeoglobigerina*, et *Globigerinelloides*.

- **Les Ostracodes** : *Reticulocosta vitiliginosa* (détermination de J. P. Colin, communication personnelle).

I.5.2 Interprétation stratigraphique

La présence du marqueur *Dicarinella* cf. *imbricata* à 345 mètres, et les apparitions en sens forage de *Clavihedbergella simplex* et de *Whiteinella archaeocretacea* à 375 mètres qui disparaissent dans le Coniacien d'après la charte de Caron (1985) permettent d'attribuer cet intervalle au Coniacien.

I.6 Intervalle 410-420 mètres (?)

L'absence de la microfaune planctonique n'autorise aucune interprétation stratigraphique. Ainsi, la limite basale du Coniacien reste incertaine.

I.7 Essai de biozonation

Les critères de zonation retenus sont: les disparitions (apparitions en sens forage) et les abondances relatives des taxa planctoniques et/ou benthiques considérés être particulièrement significatifs. De plus, la disparition des espèces crétacées (considérées remaniées dans le Paléocène) est supposée être à la limite Crétacé-Tertiaire.

Ainsi, ont été mis en évidence du haut vers le bas (fig. 26):

Au Maastrichtien-Campanien terminal

- La biozone à *Afrolivina afra*

Toit : disparition de *Neobulimina subregularis* et de *Lenticulina spissocostata*

Mur : situé à la cote où les *Gabonita* deviennent les taxa dominants dans la faune benthique.

Particularités: Elle est ainsi nommée en raison de la prédominance de *A. afra*. Cette espèce y est associée à d'autres formes appartenant à des genres *Siphogeneroides*, *Praebulimina*, *Lenticulina*. Dans cette zone disparaissent précocement : *Hedbergella monmouthensis*, *Heterohelix globulosa*, *Rugoglobigerina macrocephala*, *Rugoglobigerina rugosa*, *Rugoglobigerina hexacamerata*, *Rugoglobigerina* cf. *pennyi*, *Trinitella scotti*,

Globotruncanella petaloidea, *Globotruncana dalbiezi*, *Globotruncana rosetta* et *Globotruncana aegyptiaca*.

Au Campanien *sensu stricto*

- La biozone à *Gabonita*

Toit : base de la zone à *Afrobolivina afra*.

Mur : disparition de *Globotruncanita elevata* et de *Gabonita parva*.

Particularités : L'attribution du nom de la zone à cette faune benthique est due à l'absence de bioévénements significatifs dans la faune planctoniques. Les *Gabonita* dominant la faune benthique. *Contusotruncana fornicata*, *Archaeoglobigerina cretacea*, *Globotruncana bulloides* et *Globotruncanita stuartiformis* y disparaissent précocement.

- La biozone à *Contusotruncana fornicata*

Toit : disparition de *Globotruncanita elevata* et de *Gabonita parva*

Mur : disparition de *Marginotruncana sinuosa*.

Particularité : Elle est caractérisée par la prédominance de *Contusotruncana fornicata* dans la faune planctonique. Ce taxon y présente aussi le plus grand nombre de ses représentants.

Au Santonien

- La zone à *Marginotruncana sinuosa*

Toit : disparition de *Marginotruncana sinuosa*.

Mur : disparition de *Dicarinella cf. imbricata*.

Particularités : l'attribution du nom de la zone résulte de la prédominance de *M. sinuosa* dans cet intervalle. Les disparitions précoces de *Marginotruncana marginata*, de *Dicarinella concavata*, et réelle de *D. primitiva* sont situées dans cette zone.

Au Coniacien

- La biozone à *Dicarinella cf. imbricata*

Toit : disparition de *Dicarinella cf. imbricata*.

Mur : disparition de *Clavhedbergella simplex* et de *Whiteinella archaeocretacea*

Particularités : Cet intervalle est singularisé par la présence constante des spécimens de *Dicarinelle concavata* et par la disparition précoce de *Marginotruncana pseudolinneiana*.

- **La biozone à *Clavhedbergella simplex***

Toit : disparition de *Clavhedbergella simplex* et de *Whiteinella archaeocretacea*.

Mur : imprécis

Page réservée pour la figure n°26 (FORMAT A3)

II. Analyse stratigraphique du puits n°2 (cf. fig. 27)

II.1 La cote 420 mètres (Paléocène supérieur)

II.1.2. Inventaire de la microfaune

L'échantillon a essentiellement livré une faune planctonique comprenant :

Globigerina triloculinoides
Acarinina primitiva

Morozovella angulata
Acarinina soldadoensis angulosa.

La faune benthique est composée de:

Gavelinella sp.
Praebulimina polixa longa
Praebulimina fang
Orthokarstenia levis
Eponides gr. *pseudoelevatus*
Loxostomoides clavatum

Gavelinella aff. *lorneiana*
Praebulimina exigua robusta
Neobulimina subregularis
Eponides africana
Siphogeneroides dentata

II.1.3 Interprétation stratigraphique

Les formes planctoniques identifiées sont typiques du Tertiaire. *Globigerina triloculinoides* et *Morozovella angulata* disparaissent dans la biozone P4 de Blow (correspondant au Paléocène supérieur). Tandis que *Acarinina soldadoensis angulosa* et *A. primitiva* s'éteignent respectivement au sommet de la biozone P9 (Eocène inférieur sommital) et à la base de la biozone P14 (Eocène moyen). En supposant *G. triloculinoides* et *M. angulata* en place, l'âge attribué à cet échantillon serait paléocène supérieur. Dans cette optique *A. soldadoensis angulosa* serait une retombée provenant des niveaux au dessus de la cote 420 m.

Mais la microfaune benthique comprend aussi bien les éléments tertiaires *sensu stricto* (*Eponides africana*) que la faune authentique du Crétacé supérieur numériquement représentative (*Siphogeneroides dentata* ; *Orthokarstenia levis*, *Neobulimina subregularis* et les *Praebulimina*). Dans les bassins ouest-africains, les disparitions de *S. dentata* et de *N. subregularis* se situent avant la limite Crétacé–Tertiaire (cf. Tronchetti, 1981). La contradiction observée pourrait être le fait d'une lacune (d'érosion?) de termes paléocènes inférieurs et moyens, et d'un remaniement de termes crétacés supérieurs dans le Paléocène supérieur. Cette hypothèse est confortée par l'absence, dans cet échantillon, des espèces qui disparaissent dans le Paléocène moyen (*Morozovella praecursoria*, *M. uncinata*, *M. trinidadensis*, *M. inconstans*, *M. pseudobulloides*) et dans le Paléocène inférieur (*Globoconusa daubjersensis*, *Globigerina fringa* et *G. eugubina*).

II 2 L'intervalle 430-450 mètres (Maastrichtien)

II 2.1 Inventaire de la microfaune

La faune planctonique récoltée dans cet intervalle comprend :

<i>Heterohelix globulosa</i>	<i>Trinitella scotti</i>
<i>Heterohelix striata</i>	<i>Globotruncanita stuarti</i>
<i>Globotruncanella petaloidea</i>	<i>Rugoglobigerina macrocephala</i>
<i>Globotruncana rosetta</i>	<i>Archaeoglobigerina blowi</i>
<i>Globotruncana aegyptiaca</i>	<i>Rugoglobigerina cf. penny.</i>
<i>Rugoglobigerina cf. hexacamerata</i>	<i>Rugoglobigerina rugosa</i>
<i>Rugoglobigerina</i>	<i>Globotruncana dalbiezi</i>
<i>Globotruncanita pettersi</i>	<i>Contusotruncana patelliformis</i>
<i>Contusotruncana plicata</i>	<i>Globotruncana bulloides</i>

La faune benthique est caractérisée par :

<i>Afrobolivina afra</i>	<i>Pyramidina</i> sp.
<i>Siphogeneroides clavata</i>	<i>Gavelinella</i> sp.
<i>Gabonita cf. mammosa?</i>	<i>Gabonita spinosa</i>
<i>Praeuvigerina gabonica</i>	

Et certaines espèces déjà évoquées ci-dessus.

II.2.2. Interprétation stratigraphique

Toutes les formes planctoniques et benthiques récoltées sont indicatrices du Crétacé supérieur.

Lorsqu'on se réfère aux chartes de Robaszynski *et al.* (1983), de Caron (1985), et de Robaszynski et Caron (1995), les premières apparitions en sens forage de toutes les espèces planctoniques à la cote 430 mètres (cf. fig. 23) évoquent l'entrée dans le Maastrichtien. Dans la charte de Caron (1985), *G. bulloides* disparaît dans la partie supérieure de la zone à *Gansserina gansseri* (correspondant au Maastrichtien inférieur d'après Robaszynski et Caron (1995)). Ainsi la présence de ce taxon à la cote 450 mètres permet d'attribuer l'intervalle 430-450 mètres au Maastrichtien *sensu stricto*.

II.3 La limite Crétacé-Tertiaire (entre les cotes 420 et 430 mètres)

Elle est localisée entre les cotes 420 m (Paléocène supérieur) et 430 m (Maastrichtien). Aucune précision ne peut être apportée sur la base d'arguments micropaléontologiques faute d'échantillons dans cet intervalle. Elle peut être située au

sommet de l'unité lithologique D (cf. fig. 27) dont la caractéristique au niveau diagraphique est la forte chute de la radioactivité gamma, précédemment très élevée.

II. 4 Intervalle 450-470 mètres (Maastrichtien inférieur-Campanien supérieur)

II 4.1 Inventaire de la microfaune.

Aux espèces crétacées inventoriées ci-dessus s'ajoutent:

- dans la faune planctonique :

Archaeoglobigerina cretacea

- dans la faune benthique :

Gabonita globosa

Gabonita elongata

Gabonita lata

Gabonita centrocostata

Gabonita gigantea

Gabonita distorta irregularis

Gabonita multituberculata

Praebulimina bantu

Gabonita aff. distorta irregularis

Altistoma aff. compressa

II.4.2 Interprétation stratigraphique

L'observation de la distribution relative de *A. cretacea* dans la charte de Robaszynski *et al.* (1983), indique que cette espèce s'éteint dans la partie inférieure de la zone à *Gansserina gansseri*. Cette position correspondrait dans la charte de Robaszynski et Caron (1995) à l'intervalle allant de la partie sommitale du Campanien à la partie basale du Maastrichtien. Par conséquent l'intervalle délimité par l'apparition (en sens forage) à 430 mètres de *G. bulloides* et à 450 mètres de *A. cretacea* peut être attribué au Maastrichtien inférieur-Campanien supérieur. On peut ainsi noter l'incertitude sur la limite Maastrichtien-Campanien. Elle est proposée à la cote 455 mètres, laquelle est caractérisée par sa plus faible valeur du gamma ray (<150API) dans l'intervalle 430-450 mètres.

II.5. Intervalle 470-580 mètres (Campanien *sensu stricto*)

II.5.1 Inventaire de la microfaune

Les espèces supplémentaires enregistrées mises à part celles déjà énumérées ci-dessus sont :

Dans la faune planctonique :

Globotruncanita stuartiformis, *Contusotruncana fornicata* et *Dicarinella concavata*.

Dans la faune benthique :

Bolivina sp., *Gabonita* sp., *Buliminella* sp3., *Gabonita* cf. *parva*, *Gabonita basispinata*.

II.5.2 Interprétation stratigraphique

L'apparition (sens forage) à 580 mètres du marqueur *Dicarinella concavata* (qui disparaît à la fin du Santonien d'après la charte de Robaszynski et Caron (1995) marque la limite Campanien-Santonien. L'intervalle considéré correspond donc au Campanien *sensu stricto*.

II.6. Intervalle 580-620 mètres (Santonien)

II.6.1 Inventaire de la microfaune planctonique

Les échantillons de cet intervalle ont livré (en plus de certaines espèces sus-jacentes dont une partie sont des retombées) :

<i>Marginotruncana undulata</i>	<i>Marginotruncana sinuosa</i>
<i>Marginotruncana marginata</i>	<i>Hedbergella delrioensis</i>
<i>Dicarinella imbricata</i>	<i>Dicarinella asymetrica</i>

II.6.2 Interprétation stratigraphique

Cette association planctonique caractérise le Santonien. Le marqueur *Dicarinella imbricata* qui fait sa première apparition (sens forage) à 620 mètres en fixe la limite inférieure. En effet, cette espèce disparaît à la limite Santonien-Coniacien dans la charte de Robaszynski *et al.* (1983).

II.7. Intervalle 620-655 mètres (Coniacien)

II 7.1 Inventaire de la microfaune planctonique

Le stock micropaléontologique récolté est composé de :

<i>Marginotruncana renzi</i>	<i>Whiteinella inornata</i>
<i>Marginotruncana coronata</i>	<i>Dicarinella primitiva</i>
<i>Hedbergella planispira</i>	

Plusieurs espèces des niveaux sus-jacents y sont aussi observées.

II.7.2 Interprétation stratigraphique

L'association de *M. renzi*, *D. primitiva* et *Hedbergella planispira* conforte l'attribution d'un âge coniacien à cet intervalle. En outre, dans la charte de Caron (1985), *H.*

planispira disparaît vers la base du Coniacien. Sa première apparition (sens forage) à 655 mètres suggère que la partie inférieure du Coniacien se trouve à cette cote.

II.8 Intervalle 655-690 mètres (?)

Entre 655 et 670 mètres, la microfaune planctonique contient surtout des rares formes carénées. Ce sont : *Marginotruncana pseudolinneiana*, *M. renzi*, *M. marginata*, *M. sinuosa*, *M. undulada*, *M. schneegansi*, *Dicarinelle primitiva* et *D. concavata*

La faune benthique est représentée par des rares *Gabonita elongata*, *Gabonita* cf. *parva*.

Au-delà de la cote 670, les échantillons sont presque azoïques.

En l'absence d'un bioévénement significatif dans cet intervalle (car toutes les formes citées s'éteignent au-delà du Coniacien), et en raison de sa rareté en microfaune, l'attribution stratigraphique de cet intervalle est complexe. Comme la première apparition (sens forage) à 655 mètres de *Hedbegella planispira* suggère la partie inférieure du Coniacien, le Turonien supérieur pourrait être pressenti au-delà de cette cote. Il est ainsi probable qu'une partie de l'intervalle 655 - 670 mètres puisse appartenir au Turonien.

II.9 Essai de biozonation

Les critères de zonation retenus sont les mêmes que ceux du premier sondage étudié. Les zones identifiées dans le sens forage sont (fig. 27):

Au Maastrichtien-Campanien supérieur

- La biozone à *Afrolivina afra*

Toît: disparition de *Neobulimina subregularis*, *Siphogeneroides dentata*, *Praebulimina proluxa longa*, *P. exigua robusta*, *P. fang* et *Orthokarstenia levis*.

Mur: disparition de *Archaeoglobigerina cretacea* et de *Gabonita* sp. aff. *distorta irregularis*.

Particularités : Plusieurs espèces planctoniques appartenant à des genres *Heterohelix*, *Trinitella*, *Globotruncanita*, *Globotruncanella*, *Rugoglobigerina*, *Archaeoglobigerina*, *Globotruncana* et *Contusotruncana* disparaissent précocement dans cette zone. La faune benthique est dominée par *Afrolivina afra*, *Siphogeneroides dentata*, *Praebulimina proluxa longa* et *P. exigua robusta* auxquelles est associé un nombre non négligeable des spécimens de *N. subregularis*.

Au Campanien

- La biozone à *Gabonita*

Toit : disparition de *Archaeoglobigerina cretacea* et de *Gabonita* sp. aff. *distorta irregularis*.

Mur : disparition de *Gabonita parva*

Particularités : Cette zone est caractérisée, dans la faune benthique, par la prédominance des espèces appartenant au genre *Gabonita*. Aussi *Globotruncanita stuartiformis* et *Contusotruncana fornicata* y disparaissent précocement.

- La zone à *Contusotruncana fornicata*

Toit : disparition de *Gabonita parva*

Mur : disparition de *Dicarinella concavata*

Particularités: La zone correspond à l'intervalle dominé par *Contusotruncana fornicata* dans la faune planctonique. Elle ressemble à celle du puits n°1 où, l'extinction de *Gabonita parva* coïncide avec celle du marqueur *Globotruncanita elevata*.

Au Santonien

- La biozone à *Dicarinella concavata*

Toit : disparition de *Dicarinella concavata*

Mur : disparition de *Dicarinella* cf. *imbricata*.

Particularités: Elle est ainsi nommée essentiellement en raison de la fréquence des spécimens de ce taxon, dans cet intervalle. *Marginotrunca sinuosa*, *M. undulata*, *M. marginata* et *Dicarinella asymetrica* y disparaissent précocement. Tandis que *Hedbergella delrioensis* s'y éteint réellement (en comparaison avec sa distribution dans la Téthys (cf. Caron, 1985).

Au Coniacien

- La biozone à *Dicarinella* cf. *imbricata*

Toit : disparition de *Dicarinella* cf. *imbricata*

Mur : disparition de *Hedbergella planispira*

Particularités : Elle est ainsi nommée du fait de la présence de ce taxon dans cet intervalle. Dans cette zone disparaissent précocement : *Marginotruncana renzi*, *M. coronata*, *Dicarinella primitiva* et *Whiteinella inornata*.

- La biozone à *Hedbergella planispira*

Toit : disparition de *Hedbergella planispira*

Mur : imprécis

Page réservée pour la figure n°27 (FORMAT A3)

III. Analyse stratigraphique du puits n° 3 (cf. fig. 28)

III.1. L'échantillon coté 560 mètres (Paléocène moyen)

Il est essentiellement composé des formes planctoniques appartenant à des espèces tertiaires, notamment :

<i>Globigerina triloculinoides</i>	<i>Planorotalites compressa</i>
<i>Acarinina primitiva</i>	<i>Planorotalites chapmani</i>
<i>Acarinina soldadoensis soldadoensis</i>	<i>Planorotalites pseudoscitula</i>
<i>Acarinina soldadoensis angulosa</i>	<i>Pseudohastigerina micra</i>
<i>Acarinina aspensis</i>	<i>Pseudohastigerina wilcoxensis</i>
<i>Acarinina pseuditopilensis</i>	<i>Morozovella angulata</i>
<i>Morozovella conicotruncata</i>	<i>Morozovella pseudobulloides.</i>

Tandis que les formes benthiques récoltées (dominées par *Eponides gr. pseudoelevatus*) comportent des éléments crétacés supérieurs *sensu stricto*, à savoir :

<i>Praebulimina prolixa longa</i>	<i>Praebulimina exigua robusta</i>
<i>Praebulimina fang</i>	<i>Neobulimina subregularis</i>
<i>Afrobolivina afra</i>	<i>Lenticulina spissocostata</i>

Quelques ostracodes sont des espèces tertiaires, notamment *Dahomeya alata* et *Afranthythereis bopaensis*; et crétacées (*Buntonia cf. cretacea*) (J.- P.; Colin, communication personnelle).

Cet échantillon présente la même particularité que celle observée dans les puits précédemment analysés. Suivant le même raisonnement, l'entrée dans la biozone P3 de Blow (Paléocène moyen) est caractérisée par l'apparition (en sens forage) de *Morozovella pseudobulloides*. Son association avec *Morozovella conicotruncata*, *M. angulata*, *Globigerina triloculinoides*, *Planorotalites compressa* et *P. chapmani* n'est pas incompatible avec la répartition de ces espèces dans la charte de Tourmakine et Luterbacher (1985). Par contre les autres espèces plus jeunes seraient des retombées de niveaux éocènes. Tandis que la présence des espèces benthiques crétacées traduirait un remaniement sédimentaire crétacé supérieur dans le Paléocène moyen. Aussi, une lacune du Paléocène inférieur peut être suggérée, en raison de l'absence des espèces dont les extinctions se situent dans cet intervalle de temps.

III.2. L'intervalle 570-600 mètres (Maastrichtien)

III.2.1 Inventaire de la microfaune

Il est caractérisé par la première apparition (sens forage) des formes planctoniques du Crétacé supérieur dont :

<i>Trinitella scotti</i>	<i>Heterohelix globulosa</i>
<i>Rugoglobigerina macrocephala</i>	<i>H. striata.</i>
<i>R. cf. hexacamerata</i>	<i>Archaeoglobigerina blowi</i>
<i>R. rugosa</i>	<i>Globotruncanella petaloidea</i>
<i>R. pennyi</i>	<i>Globotruncanita pettersi</i>
<i>R. rotundata</i>	<i>Globotruncana rosetta</i>
<i>Gansserina gansseri</i>	<i>Pseudotextularia elegans</i>
<i>Plummerita hantkeninoides</i>	<i>Globotruncanita stuartiformis</i>
<i>Globotruncana aegyptiaca</i>	<i>Globotruncana bulloides</i>
<i>Contusotruncana plicata</i>	

La microfaune benthique récoltée est composée de:

<i>Bolivina explicata africana</i> (retombée)	<i>Anomalina</i> aff. <i>midwayensis</i>
<i>Eponides africana</i> (retombée)	<i>Lenticulina rotulata</i>
<i>Nodosaria</i> sp	<i>Fursenkoina</i> sp.
<i>Gavelinella</i> sp. G	<i>Gavelinella</i> sp. 2
<i>Gavelinella</i> sp. 1	<i>Gavelinella</i> sp.
<i>Praeuvigerina gabonica</i>	<i>Siphogeneroides clavata</i>
<i>Siphogeneroides dentata</i>	<i>Siphogeneroides cretacea</i>
<i>Orthokarstenia levis</i>	<i>Siphogeneroides bramlettei</i>
<i>Buliminella</i> sp. 1	<i>Buliminella brevispira</i>
<i>Buliminella quadrilobata</i>	<i>Gabonita globosa</i>
<i>Praebulimina bantu lata</i>	<i>Gabonita basispinata</i>
<i>Gabonita multituberculata</i>	<i>Gabonita distorta</i>
<i>Gabonita spinosa</i>	<i>Gabonita</i> ? sp. 6

III.2.2 Interprétation stratigraphique

La première apparition (en sens forage), à la cote 570 mètres, du marqueur de zone *Gansserina gansseri* traduit de façon certaine l'entrée dans le Maastrichtien (Robaszynski et Caron, 1995). La présence de *G. bulloides* (supposée en place) à 600 mètres indique qu'on se situerait, à cette cote, dans la partie supérieure de la zone à *Gansserina gansseri* (Robaszynski et Caron, 1995), d'où l'attribution de l'intervalle 570-600 mètres au Maastrichtien *sensu stricto*.

III.3 La limite Crétacé-Tertiaire (entre 560-570 mètres)

Etant donné que l'échantillon situé à la cote 560 m est attribué au Paléocène moyen et celui de la cote 570 m au Maastrichtien, la limite Crétacé-Tertiaire est située entre ces deux cotes. En raison de l'absence d'échantillons dans cet intervalle, d'un point de vue micropaléontologique, aucune précision ne peut être apportée sur cette limite. Celle-ci est placée au sommet de l'unité lithologique D, à la cote où la radioactivité gamma (qui

dépassait les 300 API) chute à moins de 75 API, marquant de façon certaine l'absence des sédiments phosphatés.

III.4 Intervalle 600-620 mètres (Maastrichtien inférieur-Campanien supérieur)

III.4.1 Inventaire de la microfaune.

La microfaune reconnue dans les échantillons de cet intervalle comprend plusieurs formes déjà inventoriées dans les niveaux sus-jacents (certaines étant des retombées), auxquelles s'ajoutent :

- Les foraminifères planctoniques :

Archaeoglobigerina cretacea
Contusotruncana fornicata

Contusotruncana cf. patteliformis

- Les foraminifères benthiques :

Gabonita elongata

Buliminella gabonica altispira

Gabonita lata

Gabonita aff. distorta irregularis

III.4.2 Interprétation stratigraphique

Dans la charte de Robaszynski *et al.* (1983), l'extinction de *A. cretacea* se situe dans la partie inférieure de la zone à *Gansserina gansseri*. Selon la charte de Robaszynski et Caron (1995), l'extinction de *A. cretacea* se situerait entre la partie sommitale du Campanien et la partie basale du Maastrichtien. Par conséquent, l'intervalle délimité par l'apparition (en sens forage) de *G. bulloides* à 600 mètres et de *A. cretacea* à 620 mètres peut être attribué au Maastrichtien inférieur-Campanien supérieur sans plus de précision. La limite Maastrichtien-Campanien se révèle ainsi difficile à déterminer avec les foraminifères. Toutefois, elle est localisée dans l'intervalle ci-dessus indiqué. Cet intervalle se caractérise par un changement (en sens forage) dans la microfaune benthique. Au niveau quantitatif, on y note une réduction progressive des espèces appartenant aux genres *Siphogeneroides*, *Orthokarstenia*, *Afrobolivina*, *Neobulimina*, et une augmentation corrélative des *Gabonita*. A 615 m, les *Gabonita* deviennent les éléments fauniques dominants. Dans le cas du puits n°1, il a été souligné que la partie supérieure de la zone dominée par les *Gabonita* appartenait entièrement au Campanien. La limite Maastrichtien-Campanien serait donc située entre les cotes 600 et 613 mètres.

Elle est proposée à la cote ~612 mètres qui est caractérisée par sa plus faible valeur du gamma ray (<60 API).

III.5 Intervalle 620-740 mètres (Campanien *sensu stricto*)

III.5.1 Inventaire de la microfaune.

Aux espèces crétacées inventoriées ci-dessus s'ajoutent:

- dans la faune planctonique

Marginotruncana undulata

Marginotruncana sinuosa

Dicarinella concavata.

Marginotruncana marginata

Globotruncanita elevata

- dans la faune benthique

Gabonita parva

Gabonita centrocostata

III.5.2 Interprétation stratigraphique

Le marqueur de zone *Globotruncanita elevata* disparaît vers la base de la zone à *G. calcarata* dans la charte de Caron (1985). Sa présence à la cote 685 m évoque alors l'existence du Campanien.

L'apparition (sens forage) de *Dicarinella concavata* à 740 mètres marque la limite Campanien-Santonien. L'intervalle considéré appartient donc au Campanien *sensu stricto*.

III.6 Intervalle 740-800 mètres (Santonien)

III.6.1 Inventaire de la microfaune planctonique.

La microfaune inventoriée comprend :

Marginotruncana pseudolinneiana

Marginotruncana paraconcavata

Marginotruncana renzi

Marginotruncana coronata

Dicarinella primitiva

Ainsi que certaines espèces susmentionnées (cf. fig. 28).

Enfin les ostracodes sont d'âge Crétacé supérieur et appartiennent à une seule espèce, *Reticulocosta vitiliginosa*.

III.6.2 Interprétation stratigraphique

L'apparition en sens forage de *M. renzi* indique la proximité de la limite Santonien-Coniacien (cf. Caron, 1985). En conséquence, l'intervalle délimité par les premières

apparitions (sens forage) de *D. concavata* (à 740 mètres) d' une part et de *M. renzi* (à 800 mètres) de l' autre est assigné au Santonien.

III.7 Intervalle 800-850 mètres (Coniacien)

III.7.1 Inventaire de la microfaune planctonique

En associant certaines espèces précitées, les échantillons ont de plus livré :

Dicarinella asymetrica (retombée ?) *Dicarinella hagni*
Marginotruncana schneegansi *Dicarinella imbricata*

III.7.2 Interprétation stratigraphique

L'attribution de cet intervalle au Coniacien s'appuie sur l'association *M. renzi* et *D. imbricata*.

L'apparition (sens forage) du marqueur *D. hagni* à 850 mètres en fixe la limite inférieure. Cette espèce est indicatrice de la limite Coniacien–Turonien d'après la charte de répartition de Caron (1985).

III.8 Intervalle 850-889 mètres (Turonien supérieur)

III.8.1 Inventaire de la microfaune

La microfaune planctonique est caractérisée par: *Dicarinella hagni*, *Dicarinella canaliculata*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Whiteinella inornata* et *Hedbergella planispira*. Certaines espèces antérieurement citées sont aussi observées.

La microfaune benthique est marquée par la présence de *Gabonita obesa*, *G. cf. levis*, *G. parva*, *Othokasternia levis*, *Praeuvigerina gabonica*, *Praebulimina exigua robusta* et *P. proluxa longa*.

III.8.2 Interprétation stratigraphique

La présence constante de *Dicarinella hagni* qui s'éteint à la fin du Turonien (Robaszinski *et al.*, 1983, et Caron, 1985), de *Gabonita obesa* qui est citée dans les formations turoniennes (de Klasz *et al.* 1961), associées à *Dicarinella canaliculata*, *Whiteinella archaeocretacea*, *Whiteinella inornata*, et *Hedbergella planispira* confortent l'assignation de cet intervalle au Turonien supérieur.

III.9 Essai de zonation dans le puits n°3

Les zones d'intervalle ou d'acmé identifiées en se fondant sur les premières apparitions dans le sens forage et les abondances relatives des taxa déterminés sont (fig. 28):

Au Maastrichtien-Campanien supérieur

- La biozone à *Afrolivina afra*

Toit: disparition de *Afrolivina afra*, *Praebulimina prolixa longa*, *P. exigua robusta*, *P. fang* et *Neobulimina subregularis*.

Mur: disparition de *Archaeoglobigerina cretacea* et de *Gabonita* sp. aff. *distorta irregularis*.

Particularités: cette zone est dominée, dans la faune benthique, par les espèces appartenant aux genres *Afrolivina*, *Siphogeneroides*, *Praebulimina*, *Neobulimina*, *Orthokarstenia*. *Afrolivina afra* ayant la distribution et la fréquence les plus significatives. Dans la faune planctonique *Gansserina gansseri*, *Trititella scotti*, et plusieurs espèces des genres *Rugoglobigerina*, *Heterohelix*, *Archaeoglobigerina*, *Globotruncana*, *Globotruncanita*, *Pseudotextularia*, *Plummerita* et *Contusotruncana* y disparaissent précocement.

Au Campanien

- La biozone à *Gabonita*

Toit: disparition de *Archaeoglobigerina cretacea* et de *Gabonita* sp. aff. *distorta irregularis*.

Mur : disparition de *Globotruncanita elevata*

Particularités : Elle est caractérisée par la prédominance des *Gabonita* dans la faune benthique.

- La biozone à *Contusotruncana fornicata*

Toit : disparition de *Globotruncanita elevata*

Mur : disparition de *Dicarinella concavata* et de *Marginotruncana sinuosa*.

Particularités : *Contusotruncana fornicata* est l'espèce dominante la faune planctonique. Les espèces *Marginotruncana undulata* et *M. marginata* disparaissent à la base de cette zone.

Au Santonien

- la biozone à *Marginotruncana sinuosa/Dicarinella concavata*

Toit: disparition de *Dicarinella concavata* et *Marginotruncana sinuosa*

Mur: disparition de *Marginotruncan renzi*

Particularités: Cet intervalle est caractérisé par la distribution de *Marginotruncana sinuosa* et *Dicarinella concavata*. *Marginotruncana Pseudolinneiana* et *M. coronata* y disparaissent précocement.

Au Coniacien

- la biozone à *Marginotruncana renzi*

Toit : disparition de *Marginotruncana renzi*

Mur : disparition de *Dicarinella hagni*, de *Gabonita obesa* et de *Gabonita levis*.

Particularités: Elle se singularise par la fréquence des spécimens de *Marginotruncana renzi*. *Dicarinella asymetrica*, *D. imbricata* et *Marginotruncana schneegansi* disparaissent précocement dans la partie inférieure de cette zone.

Au Turonien supérieur

- la biozone à *Dicarinella hagni*

Toit : disparition de *Dicarinella hagni*.

Mur : imprécis.

Particularités: Cet intervalle est caractérisé par la présence de *D. hagni*. *Dicarinella canaliculata*, *Whiteinella inornata*, *W. archaeocratacea* et *Hedbergella planispira* disparaissent précocement dans cette zone.

Page réservée pour la figure n°28 (FORMAT A3)

IV. Analyse stratigraphique du puits n°4 (cf. fig. 29)

IV.1 L'échantillon coté 720 mètres (Paléocène moyen)

Cet échantillon a la particularité de livrer une seule forme planctonique crétacée supérieure (*Rugoglobigerina macrocephala*) qui est associée à une riche microfaune planctonique typique du Tertiaire (Paléocène), dominée par *Morozovella pseudobulloides*, *M. angulata*, *M. conicotruncata*, *Globigerina triloculinoïdes*. Dans la microfaune benthique, des rares formes crétacées supérieures : *Afrolivina afra*, *Siphogeneroides bramlettei*, *Neobulimina subregularis*, *Orthokarstenia levis* et *Lenticulina spissocostata* sont identifiées dans un assemblage dominé à 95% par *Eponides gr. pseudoelevatus* qui est une espèce du Paléocène-Maastrichtien.

Les plus anciennes des formes paléocènes identifiées sont *Morozovella pseudobulloides* et *Globigerina triloculinoïdes* qui apparaissent (dans la charte de Tourmakine et Luterbacher (1985) dans la partie moyenne de la biozone P1a (Paléocène inférieur) et disparaissent respectivement au sommet de la biozone P3 (Paléocène moyen) et dans la biozone P4 (Paléocène supérieur).

Si *M. pseudobulloides* est en place, et étant donnée la prédominance des espèces tertiaires, l'âge attribué à cet échantillon serait paléocène moyen. Par conséquent la seule espèce planctonique crétacée (*R. macrocephala*) qui s'éteint au Maastrichtien supérieur dans la charte de Caron (1985) et les rares formes benthiques crétacées pourraient être interprétées comme l'indice d'un remaniement des termes crétacés supérieurs dans le Paléocène moyen. L'absence de *Daubergensis globoconusa*, de *Globigerina eugubina* et de *G. fringa* (qui s'éteignent au Paléocène inférieur) implique l'existence d'une lacune des termes inférieurs du Paléocène.

IV.2 L'intervalle 730 -750 mètres (Maastrichtien)

IV.2.1 Inventaire de la microfaune

Les foraminifères planctoniques récoltés sont :

<i>Hedbergella monmouthensis</i>	<i>Gansserina gansseri</i>
<i>Hedbergella globulosa</i>	<i>Globotruncana bulloides</i>
<i>Globotruncana rosetta</i>	<i>Rugoglobigerina hexacamerata</i>
<i>Archaeoglobigerina blowi</i>	

La microfaune benthique est composée de :

<i>Siphogeneroides bramlettei</i> ,	<i>Orthokarstenia levis</i>
-------------------------------------	-----------------------------

Eponides gr. *pseudoelevatus*
Gabonita multituberculata,
Gabonita basispinata,
Praebulimina proluxa longa,
Praebulimina bantu lata,
Buliminella quadrilobata,
Buliminella brevispira,
Afrobolivina afra *Gabonita distorta*,
Preuvigerina gabonica.

Gabonita elongata,
Gabonita spinosa,
Praebulimina exigua robusta,
Praebulimina fang,
Neobulimina subregularis,
Buliminella gabonica altispira,
Lenticulina spissocostata,
Gabonita lata,

IV.2.2 Interprétation stratigraphique

A 730 mètres *Gansserina gansseri* fait sa première apparition en sens forage. En référence à la charte Robaszynski et Caron (1995) ce bioévénement indique l'existence du Maastrichtien. A 750 mètres apparaît (en sens forage) *G. bulloides*. Dans la charte de Caron (1985), la disparition de cette espèce est située dans la partie supérieure de la zone à *G. Gansseri* (correspondant au Maastrichtien inférieur d'après Robaszynski et Caron (1995)). En conséquence l'intervalle 730-7500 mètres est attribué au Maastrichtien *sensu stricto*.

IV.3 La limite Crétacé-Tertiaire (entre 720 et 730 mètres)

Cette limite est localisée dans l'intervalle délimité au sommet par la cote 720 m attribué au Paléocène moyen, et à la base par la cote 730 m datée du Maastrichtien supérieur. En l'absence d'échantillons disponibles dans cet intervalle, aucun argument micropaléontologique ne permet d'apporter des précisions sur la limite Crétacé-Tertiaire. Nous proposons de la situer au sommet de l'unité lithologique D, précisément au point où la radioactivité gamma passe de > 150 API à <25 API, traduisant la fin de la présence des éléments phosphatés dans le sédiment.

IV.4 L'intervalle 750 – 760 mètres (Maastrichtien inférieur-Campanien supérieur)

Cet intervalle est caractérisé par l'apparition (en sens forage) à 760 mètres de

<i>Globotruncana aegyptiaca</i>	<i>Archaeoglobigerina cretacea</i>
<i>Globotruncanella petaloidea</i>	<i>Marginotruncana marginata</i>
<i>Globotruncanita stuarti</i>	<i>Globotruncanita stuartiformis</i>
<i>Rugoglobigerina rotundata</i>	<i>Heterohelix striata</i>
<i>Contusotruncana fornicata</i>	

Dans la charte de Robaszynski *et al.* (1983) l'extinction de *A. cretacea* se situe dans la partie inférieure de la zone à *Gansserina gansseri*. Dans celle de Robaszynski et Caron

(1995) cette partie inférieure de la zone à *Gansserina gansseri* est localisée dans l'intervalle allant de la partie sommitale du Campanien à la partie basale du Maastrichtien. L'intervalle délimité par l'apparition (en sens forage) à 750 mètres de *G. bulloides* et à 760 mètres de *A. cretacea* peut donc être attribué au Maastrichtien inférieur-Campanien supérieur sans plus de précision. La situation de la limite Maastrichtien-Campanien se révèle ainsi délicate à déterminer avec les foraminifères. Toutefois dans cet intervalle, l'observation de la courbe du gamma ray permet d'individualiser une cote (~752 mètres) qui se caractérise par une chute importante de la radioactivité (< à 75 API). A cette cote est placée la limite Maastrichtien-Campanien. En outre dans la microfaune benthique, le changement quantitatif est observé entre les cotes 760 et 770 mètres. Il est caractérisé par la réduction de *Afrobolivina afra* et par l'augmentation corrélative des *Gabonita*, lesquelles dominent à partir de 770 mètres. La partie supérieure de la zone dominée par les *Gabonita* appartiendrait au Campanien.

IV.5 Intervalle 760-880 mètres (Campanien *sensu stricto*)

IV.5.1 Inventaire des foraminifères planctoniques

En associant certaines formes susmentionnées, le stock micropaléontologique récolté contient :

Dans la faune planctonique:

<i>Contusotruncana</i> cf. <i>manaurensis</i>	<i>Rugoglobigerina rugosa</i>
<i>Contusotruncana</i> cf. <i>patelliformis</i>	<i>Dicarinella concavata</i>
<i>Marginotruncana sinuosa</i>	<i>Globotruncanita</i> cf. <i>pettersi</i>

Dans la faune benthiques: *Buliminella colonensis*

IV.5.2 Interprétation stratigraphique

L'évidence de l'existence du Campanien (du moins sa partie inférieure) est attestée par la présence de *Marginotruncana marginata* (cf. Caron, 1985). Sa base est marquée à la cote 880 mètres par la première apparition (sens forage) de *Dicarinella concavata*. Donc l'intervalle 760-880 m correspond au Campanien *sensu stricto*.

IV.6 Intervalle 880-920 mètres (Santonien)

Cet intervalle est attribué au Santonien grâce à la présence du marqueur de zone *Dicarinella asymetrica*, qui est associé à *D. concavata*, *Marginotruncana undulata*, *M. coronata*, *M. sinuosa*, *Contusotruncana fornicata*. A 920 mètres, la première apparition (sens forage) de *Marginotruncana renzi* indique la proximité de la limite inférieure du Santonien (Caron, 1985). A cette cote, *M. renzi* est associée aux espèces *M. pseudolinneiana*, *Whiteinella semsalensis*, *W. inornata* qui n'apportent pas, malheureusement, plus de précision sur la limite Santonien-Coniacien.

IV.7 Intervalle 920-970 mètres (Coniacien)

A la microfaune récoltée ci-dessus (y compris les retombées) s'ajoutent: *Marginotruncana paraconcavata*, *Dicarinella primitiva* et *D. hagni*, et deux espèces d'ostracodes (*Recticulocosta vitiliginosa*, *Trachyleberididae* sp.). La première apparition (sens forage) de *D. hagni* marque la limite Coniacien-Turonien (Robaszynski *et al.*, 1983 et Caron, 1985) à la cote 970 mètres. L'intervalle 920-970 mètres est donc attribué au Coniacien.

IV.8 Intervalle 970-1010 mètres (Turonien supérieur)

Aucun nouveau marqueur n'a été inventorié dans cette section du puits. *Dicarinella hagni* qui disparaît au sommet du Turonien (Robaszynski *et al.*, 1983 et Caron, 1985) y est présente. Elle est associée aux différentes espèces appartenant aux genres *Dicarinella*, *Whiteinella* et *Marginotruncana* déjà évoquées ci-dessus. L'assignation au Turonien supérieur est en accord avec une telle association.

IV.9 Intervalle 1010-1030 mètres (?)

Aucune microfaune planctonique n'y a été récoltée.

IV.10 Essai de zonation

Les biozones identifiées basées sur les premières apparitions dans le sens forage et les abondances relatives des taxa déterminés sont (fig. 29):

Au Maastrichtien-Campanien supérieur

- La biozone à *Afrolivina afra*

Toit : disparition de *Afrobolivina afra*, *Rugoglobigerina macrocephala*, *Siphogeneroides bramlettei*, *Orthokarstenia levis*, *Neobulimina subregularis* et de *Lenticulina spissocostata*.

Mur : disparition de *Archaeoglobigerina cretacea*

Particularités : L'espèce *A. afra* est la plus représentative de cette zone. Elle y est associée avec plusieurs *Siphogeneroides*, *Orthokarstenia*, *Neobulimina*, *Praebulimina* et *Lenticulina*. *Gansserina gansseri* présente sporadiquement dans la partie supérieure de cette zone y disparaît précocement ainsi que certains Buliminidés. Tandis que dans la partie inférieure disparaissent précocement plusieurs espèces appartenant aux genres *Heterohelix*, *Globotruncana*, *Rugoglobigerina*, *Archaeoglobigerina*, *Globotruncanella* et *Contusotruncana*.

- La biozone à *Gabonita*

Toit: disparition de *Archaeoglobigerina cretacea*

Mur : la cote 810 mètres à partir de laquelle *Contusotruncana fornicata* devient l'espèce majoritaire dans la faune planctonique

Particularité: Elle est caractérisée dans la faune benthique par une prédominance des *Gabonita*.

- La biozone à *Contusotruncana fornicata*

Toit : base de la zone à *Gabonita*

Mur : disparition de *Marginotruncana sinuosa*

Particularité. Cette zone se distingue par le maximum des spécimens de *Contusotruncana fornicata* qui dominant la faune planctonique.

Au Santonien

- La biozone à *Marginotruncana sinuosa*

Toit: disparition de *Marginotruncana sinuosa*

Mur: disparition de *Marginotruncana renzi*

Particularités: L'espèce *M. sinuosa* a la distribution la plus significative dans cet intervalle et prédomine dans la faune planctonique. Les espèces *Dicarinella concavata*, *D. asymetrica*, *M. undulata* disparaissent précocement dans cette zone.

Au Coniacien

- La biozone à *Marginotruncana renzi*

Toit : disparition de *Marginotruncana renzi*

Mur : disparition de *Dicarinella hagni*

Particularités : Cette zone est ainsi définie sur la base de la fréquence de cette espèce. *Dicarinella primitiva* y disparaît précocement.

Au Turonien

- La biozone à *Dicarinella hagni*

Toit : disparition de *Dicarinella hagni*

Mur : imprécis

Particularité : elle est caractérisée par la présence de *D. hagni*.

Page réservée pour la figure n°29 (FORMAT A3)

V. Analyse stratigraphique du puits n° 5 (cf. fig. 30)

L'analyse de la distribution des foraminifères de ce sondage à des fins biostratigraphiques paraît complexe pour plusieurs raisons. La première étant l'insuffisance de l'échantillonnage (prélèvement tous les 10 mètres), la seconde la rareté, sinon l'absence, de formes planctoniques dans une bonne partie de la série qui a un caractère condensé.

V.1 Intervalle 1820-1890 mètres (Eocène supérieur – Paléocène ?)

V.1.1 Inventaire des foraminifères planctoniques

Dans les 80 premiers mètres traversés, quelques rares formes planctoniques tertiaires ont été récoltées aux cotes 1820 et 1830 mètres. Ce sont: *Globigerina* sp., *Globigerina eocaena*, *G. velascoensis*, *Planorotalites* sp., *Cassigerinella chipolensis*, *Turborotaloides rohri*, *Acarinina soldadoensis angulosa*.

De 1830 à 1890 mètres les échantillons n'ont livré aucune forme planctonique. A 1900 mètres *Hedbergella monmouthensis* fait sa première apparition (sens forage). Cette espèce y est associée aux formes benthiques typiques du Crétacé dont *Neobulimina subregularis*, *Buliminella quadrilobata*, *Praebulimina prolixa longa* et *P. fang*.

V.1.2 Interprétation stratigraphique.

L'espèce *Globigerina eocaena* s'éteint à l'Eocène supérieur (Tourmakine et Luterbacher, 1985). Sa présence à 1820 m indique un âge éocène supérieur. Par conséquent *Cassigerinella chipolensis* qui se trouve dans l'intervalle Oligocène-Miocène (Bolli et Saunders, 1985) est considérée à 1820 m comme une retombée.

L'apparition (sens forage) de *G. velascoensis* et de *A. soldadoensis angulosa* à 1830 m suggère l'entrée dans l'Eocène inférieur (Tourmakine et Luterbacher, 1985). Donc l'intervalle 1820-1830 m correspondrait à l'Eocène moyen-Eocène supérieur.

L'absence de microfaune planctonique au-delà de la cote 1830 m et jusqu'à 1890 m ne permet guère une attribution stratigraphique précise. Si la partie supérieure de cet intervalle est d'âge éocène inférieur (révélé par la présence de *G. velascoensis* et de *A. soldadoensis angulosa* à 1830 m), l'existence du Paléocène dans sa partie inférieure, est hypothétique.

V.2 La limite Crétacé-Tertiaire

Elle est située au dessus de la cote 1900 m qui a livré la première forme crétacée (*H. monmouthensis*). Le puits n°5 présente la même particularité lithologique que les puits précédemment analysés, c'est à dire : présence de phosphates dans la partie supérieure de l'unité carbonatée D, exprimée au niveau diagraphique par de très fortes valeurs de la radioactivité gamma. En adoptant la même hypothèse de travail, la limite Crétacé-Tertiaire est positionnée au point d'inflexion des rayonnements gamma (~1885 m) où la radioactivité gamma passe sous les 75 API après avoir été supérieure à 150 API.

V.3 Intervalle 1900-1910mètres (Maastrichtien *sensu stricto*)

V.3.1 Inventaire des foraminifères

La récolte de la microfaune dans les échantillons couvrant cet intervalle a permis de reconnaître :

- les foraminifères planctoniques :

Rugoglobigerina macrocephala
Hedbergella monmouthensis

Globotruncana bulloides

-Les foraminifères benthiques :

Praebulimina fang
Buliminella quadrilobata
Haplophragmoides gr. excavatus

Praebulimina proluxa longa
Neobulimina subregularis

V.3.2 Interprétation stratigraphique

A 1910 mètres, l'apparition (sens forage) de *G. bulloides* (supposée en place) indique la partie supérieure de la zone à *Gansserina gansseri* (Caron, 1985). Cette section de la zone à *G. gansseri* correspond à la partie inférieure du Maastrichtien d'après Robaszynski et Caron (1995). Dans cette optique, la section cotée 1900-1910 mètres correspondrait au Maastrichtien *sensu stricto*.

V 4 Intervalle 1910-1930mètres (Maastrichtien-Campanien)

V.4.1 Inventaire des foraminifères

Aux espèces précédemment citées s'ajoutent :

- les foraminifères planctoniques :

Contusotruncana sp.
Contusotruncana fornicata

Globotruncana aegyptiaca

Marginotrunca undulata
Marginotruncana pseudolinneiana
Archaeoglobigerina blowi

Marginotruncana sinuosa
Marginotruncana coronata

-Les foraminifères benthiques

Praebulimina exigua robusta
Buliminella gabonica altispira
Praeuvingerina gabonica
Quadriformina camerata
Gyroidinoides beisseli
Lenticulina cf. *macrodisca*
Bandyella great vallayensis
Gaudryina pyramidata
Dorothia bulleta
Gaudryina sp. A sensu Volat et al., 1996
Budashaevella cf. *B. GAB AN14* sensu Volat et al., 1996

Preabulimina bantu
Buliminella colonensis
Conorotalites michelinianus
Gyroidinoides gr. *nitidus*
Gyroidinoides subangulatus
Lenticulina modesta
Marssonella oxycona
Tritaxia midwayensis
Gaudryina sp. D sensu Volat et al., 1996

V.4.2 Interprétation stratigraphique

Dans les chartes de Robaszynski *et al.* (1983) et de Caron (1985), la disparition de l'espèce *M. pseudolinneiana* indique la limite Campanien-Santonien. Ainsi sa présence à la cote 1930 mètres permet d'attribuer l'intervalle allant de la cote 1910m à la cote 1930m au Maastrichtien-Campanien sans plus de précision. La distribution des quelques foraminifères benthiques identifiés n'apportent pas d'indications sur la situation de la limite Maastrichtien –Campanien.

V.5. Intervalle 1930-1950mètres (Santonien)

Quelques rares faunes planctoniques identifiées s'associent à celles déjà évoquées ci-dessus : *Rugoglobigerina rugosa*, *primitiva* *Dicarinella concavata*, *Dicarinella*, *Marginotruncana renzi*. Dans la faune benthique s'ajoutent : *Haplophragmoides glabratus*, *Glomospira* sp., *Recurvoides* sp.

La présence à 1950 m de *Marginotruncana renzi* indique la proximité de la limite inférieure du Santonien (Caron, 1985). En conséquence, l'intervalle considéré est daté du Santonien.

V.6. Intervalle 1950-1970 mètres (Coniacien)

Il est caractérisé par l'apparition (sens forage) de *Dicarinella imbricata* (à la cote 1960 m) qui complète le stock planctonique évoqué ci-dessus.

La proximité de la limite supérieure du Coniacien a été signalée à la cote 1950 m grâce à l'apparition (sens forage) de *Marginotruncana renzi*. La présence de *Dicarinella imbricata* apporte ainsi une preuve supplémentaire à l'existence de cet étage.

A 1970 m, l'absence d'un bioévénement n'autorise guère de positionner la partie basale du Coniacien.

V.7. Essai de biozonation

Quatre biozones (fig. 30) peuvent être identifiées dans cette série condensée, en se fondant sur les premières apparitions dans le sens forage et/ou les abondances relatives des taxa déterminés. Ce sont (sens forage):

- **La biozone des foraminifères benthiques agglutinés tubulaires** de types *Hyperammina-Bathysiphon*, attribuée au Maastrichtien.

Toit : la limite hypothétique du passage Crétacé-Tertiaire (voir fig. 30)

Mur : disparition de *Globotruncana bulloides*.

Particularités : Cet intervalle est caractérisé par le maximum des spécimens de type *Hyperammina-Bathysiphon*.

- **La biozone à *Haplophragmoides gr. excavatus*** d'âge maastrichtien-campanien.

Toit : disparition de *Globotruncana bulloides*.

Mur : disparition de *Marginotruncana sinuosa*, *M. coronata*, *M. pseudolinneiana* et *M. undulata*.

Particularités : Cet intervalle est caractérisé par le maximum des spécimens de *Haplophragmoides gr. excavatus*.

- **La biozone à *Marginotruncana sinuosa*, *M. pseudolinneiana* et *M. coronata***. Elle est d'âge santonien.

Toit : disparition de *Marginotruncana sinuosa*, *M. coronata* et de *M. pseudolinneiana*

Mur : disparition de *Marginotruncana renzi*.

- **La biozone à *Marginotruncana renzi*** d'âge coniacien. Elle est définie par la présence de ce marqueur.

Toit: disparition de *Marginotruncana renzi* et *Dicarinella primitiva*

Mur : imprécis.

Particularités : *Dicarinella imbricata* et *Gabonita cf. parva* y disparaissent précocement.

Page réservée pour la figure n°30 (FORMAT A3)

VI. Analyse stratigraphique du puits n° 6 (fig. 31)

La microfaune planctonique est rare voire absente, mal préservée. Beaucoup de foraminifères planctoniques sont fragmentés. Dans la microfaune benthique, certains individus appartenant aux genres *Siphogeneroides* (*S. dentata* et *S. clavata*), *Praebulimina*, *Buliminella* sont brisés et portent de nombreuses marques de dissolution inhérente à l'épigénisation par la pyrite. D'autres sont parfois complètement pyritisés. De telles conditions taphonomiques dans les 80 premiers mètres traversés de la série étudiée ne facilitent pas des déductions chronostratigraphiques précises.

VI.1 Intervalle 2000 – 2025 mètres (Maastrichtien)

VI.1.1 Inventaire de la microfaune

Les rares formes planctoniques récoltées de 2000 à 2025 mètres sont tertiaires et crétacées. Il s'agit de: *Morozovella conicotruncata*, *Acarinina bulbrooki*, *A. mckannai*, *M. aragonensis*, *Globigerina* sp., *Hedbergella* sp., *Archaeogobigerina blowi* et *Contusotruncana fornicata*. Par contre, la microfaune benthique est abondante et très diversifiée. Les principales espèces sont :

<i>Siphogeneroides clavata</i>	<i>Siphogeneroides dentata</i>
<i>Afrolivina afra</i>	<i>Orthokarstenia levis</i>
<i>Pyramidina</i> sp.	<i>Buliminella quadrilobata</i>
<i>Praebulimina fang</i>	<i>Praebulimina exigua robusta</i>
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	<i>Praebulimina crassa</i>
<i>Buliminella colonensis</i>	<i>Buliminella brevispira</i>
<i>Praebulimina bantu</i>	<i>Praevigerina gabonica</i>
<i>Gabonita spinosa</i>	<i>Loxostomoides clavatum</i>
<i>Gyroidinoides beisseli</i>	<i>Gyroidinoides subangulatus</i>
<i>Quadriformina</i> cf. <i>camerata</i>	<i>Gabonita</i> cf. <i>globosa</i>
<i>Gaudryina pyramidata</i>	<i>Eouvigerina</i> cf. <i>plummerae</i> ?
<i>Lenticulina rotulata</i>	

VI.1.2 Interprétation stratigraphique

L'abondante microfaune benthique est presque entièrement typique du Crétacé supérieur. Seules deux espèces: *Loxostomoides clavatum* et *Gyroidinoides subangulatus* qui montent jusque dans le Paléocène, respectivement d'après M'Boro (1981) et Sarr & Ly (1997). L'apparition (sens forage) de *S. clavata* à 2000 m évoque le Maastrichtien. Cette attribution est confortée par la présence de *Pyramidina* sp. (à la cote 2005 m) et de *Gabonita globosa* (à 2010 m). En effet, ces espèces d'extension très limitée n'ont été observées que

dans le Maastrichtien respectivement de Côte d'Ivoire (Tronchetti, 1981) et du Gabon (de Klasz et Van Hinte, 1974).

L'entrée dans la partie inférieure du Maastrichtien est signalée à 2025 mètres par l'apparition (sens forage) de *Contusotruncana fornicata*. En effet dans les chartes de Robaszynski *et al.* (1983), et de Caron (1985), la disparition de cette espèce est située dans la partie supérieure de la zone à *G. gansseri* (correspondant au Maastrichtien inférieur d'après Robaszynski et Caron (1995).

Les rares formes planctoniques tertiaires identifiées qui disparaissent les unes dans l'Eocène moyen et les autres dans le Paléocène supérieur (Tourmakine et Luterbacher, 1985), sont considérées ici comme des retombées.

VI.2 Intervalle 2025 – 2080 mètres (Maastrichtien inférieur-Santonien)

VI.2.1 Inventaire des foraminifères planctoniques et benthiques

Le marqueur *Dicarinella imbricata* est récolté à la cote 2080m. Au stock benthique énuméré ci-dessus s'ajoutent:

<i>Orthokarstenia parva</i>	<i>Gabonita elongata</i>
<i>Gabonita lata</i>	<i>Gabonita multituberculata</i>
<i>Gyroidinoides ex gr. nitidus</i>	<i>Conorotalites michelinianus</i>
<i>Bandyella great vallayensis</i>	<i>Marssonella oxycona</i>
<i>Gaudryina sp. A</i>	<i>Haplophragmoides ex gr. excavatus.</i>
<i>Gabonita sp aff. G. distorta irregularis</i>	<i>Buliminella gabonica altispira</i>
<i>Lenticulina modesta</i>	<i>Dorothia bulleta</i>

VI.2.2 Interprétation stratigraphique

L'âge interprété de cet intervalle est maastrichtien inférieur-santonien, grâce à l'apparition (sens forage) des marqueurs *C. fornicata* et *D. imbricata*, respectivement à 2025 et 2080 mètres. En effet la dernière espèce citée s'éteint à la limite Santonien-Coniacien (Robaszynski *et al.*, 1983).

VI.3 Intervalle 2080 – 2135 mètres (Coniacien)

La microfaune planctonique, plus ou moins présente (en contraste avec les niveaux précédents) est composée de :

<i>Marginotruncana renzi</i>	<i>Dicarinella concavata</i>
------------------------------	------------------------------

M. pseudolinneiana

M. sinuosa

M. undulata

Globo truncana bulloides (retombée ?)

D. canaliculata

D. primitiva

D. imbricata

Hedbergella planispira

La présence de *D. imbricata* à 2080 mètres indique l'entrée dans le Coniacien (Robaszinski *et al.*, 1983). L'assemblage faunique est caractéristique du Coniacien dont la limite inférieure est hypothétique. Néanmoins, l'apparition (sens forage) de *H. planispira* (supposée en place), à 2135m, annonce la proximité de la limite Coniacien-Turonien (Caron, 1985).

Il convient de souligner que la présence dans cet intervalle :

- des espèces *Dicarinella concavata*, *D. canaliculata*, *M. pseudolinneiana* dont les extinctions se situent au Santonien (Caron, 1985) confirment l'existence du Santonien dans l'intervalle 2020 – 2080 mètres (Maastrichtien-Santonien). Dans ce puit leur extinction paraît donc "précoce".

- de *Globo truncana bulloides*, considérée comme une retombée, pourrait indiquer la présence du Campanien dans l'intervalle Maastrichtien-Santonien. Mais cette espèce peut aussi provenir des niveaux maastrichtiens puis qu'elle s'éteint dans la partie inférieure de cet étage. La présence du Campanien est donc hypothétique (avec les foraminifères) entre 2020 – 2080 mètres.

VI.4 Essai de biozonation

Quatre biozones (fig. 31) peuvent être identifiées dans cette série condensée, en tenant compte des premières apparitions dans le sens forage et/ou des abondances relatives des taxa déterminés le long du sondage. Ce sont (sens forage) :

- **La biozone à *Siphogenerinoides clavata* et *S. dentata*** d'âge maastrichtien *sensu stricto*.

Toit: disparition de *S. clavata*, *S. dentata*, *Gyroidinoides beisseli* et *Buliminella quadrilobata*;

Mur: disparition de *Contusotruncana fornicata*.

Particularités: En l'absence de la faune planctonique crétacée, la présence, l'abondance et la distribution de ces deux espèces caractérisent la zone.

- **La biozone des foraminifères benthiques agglutinés planispiralés** de type *Haplophragmoides*. L'âge de cette zone n'est pas précis. Il est situé dans l'intervalle Maastrichtien inférieur - Santonien.

Toit : disparition de *Contusotruncana fornicata*

Mur : disparition de *Dicarinella imbricata*

Particularités : Cette zone est singularisée par le maximum des individus appartenant au genre *Haplophragmoides*.

- **La biozone à *Dicarinella imbricata***, attribuée au Coniacien. Elle est définie par l'existence de ce marqueur

Toit : disparition de *Dicarinella imbricata*

Mur : disparition de *Hedbergella planispira*.

Particularités : Plusieurs *Dicarinella* et *Marginotruncana* y disparaissent précocement.

Page réservée pour la figure n°31 (FORMAT A3)

VII. Corrélations et synthèse stratigraphique

Le contrôle chronologique des puits étudiés à l'aide des foraminifères planctoniques et benthiques permet de reconnaître les niveaux du Turonien supérieur, du Coniacien, du Santonien, du Campanien, du Maastrichtien, du Paléocène et de l'Eocène.

Le Turonien supérieur est mis en évidence avec certitude, uniquement en domaine intermédiaire (puits n° 3 et n° 4, cf. fig. 32), grâce au marqueur *Dicarinella hagni*. La base de cet étage n'a pu être datée. Les espèces associées à ce marqueur sont : *Dicarinella primitiva*, *D. canaliculata*, *Marginotruncana renzi*, *M. paraconcovata*, *Whiteinella inornata*, *W. semsalensis* et *Hedbergella planispira*.

Le Coniacien est identifié sur la base de *Dicarinella imbricata* ou de *Marginotruncana renzi* qui en fixent le toit. *Dicarinella primitiva*, *Dicarinella concavata* et *Marginotruncana renzi* sont des marqueurs les plus représentés dans cet intervalle. La base de cet étage identifiée en domaine intermédiaire (puits n° 3 et n° 4, cf. fig. 32), n'a pu être précisée en domaines de plate-forme (puits n° 1 et n° 2) et de talus (puits n° 5 et n° 6, cf. fig. 32).

Le Santonien est mis en évidence dans l'ensemble des puits, et aisément reconnu par les marqueurs *Marginotruncana sinuosa*, *Dicarinella asymetrica* et/ou *D. concavata* auxquels est souvent associée *Marginotruncana undulata*.

Le Campanien est identifié grâce à *Globotruncanita elevata* ou parfois à *Marginotruncana marginata*. La présence de cet étage en domaine de talus (puits n° 5 et n° 6) est hypothétique, car aucun marqueur n'a été récolté dans cette zone. La limite basale du Campanien est indiquée par l'apparition (en sens forage) de *Dicarinella concavata*, de *Marginotruncana sinuosa* ou de *M. pseudolinneiana*.

La limite Campanien- Maastrichtien n'a pu être précisée avec les foraminifères. Néanmoins elle est localisée entre les disparitions de *Globotruncana bulloides* et/ou *Contusotrunca fornicata* et celle de *Archaeoglobigerina cretacea*.

Le Maastrichtien est mis en évidence dans la plupart des sondages par les premières apparitions en sens forage :

- des foraminifères planctoniques *Rugoglobigerina macrocephala* et *Archaeoglobigerina blowi* et
- des foraminifères benthiques *Neobulimina subregularis*, *Afrobulimina afra*, *Siphogeneroides clavata*, *S. dentata* et *Lenticulina spissocostata*.

Localement, de précieux témoins, dont *Gansserina gansseri*, *Globotruncana bulloides*, *G. aegyptiaca*, *G. rosetta*, *Globotruncanita stuartiformis*, *G. stuarti*, *Trinitella scotti*, *Archaeoglobigerina cretacea* ainsi que de nombreuses espèces appartenant aux genres *Rugoglobigerina* et *Heterohelix*, permettent l'identification facile de cet étage.

La limite Crétacé-Tertiaire est localisée dans l'intervalle délimité au sommet par la cote attribuée au Paléocène et à la base par celle datée du Maastrichtien. En l'absence d'échantillons disponibles dans cet intervalle, aucun argument micropaléontologique ne permet d'apporter des précisions sur cette limite. Elle est proposée au sommet des unités lithologiques D (dans les puits n° 1, n° 2, n° 3, n° 4 et n° 5) et E (dans le puits n° 6). Ce sommet est caractérisé dans l'ensemble des puits, par une réduction importante de la radioactivité gamma (cf. 32). Cette réduction pourrait traduire la fin de la présence des éléments phosphatés dans les sédiments.

Le Paléocène moyen est identifié en domaine de plate-forme (puits n° 1) et intermédiaire (puits n° 3 et n° 4) grâce à l'apparition, en sens forage, de *Morozovella trinidadensis* ou de *Morozovella pseudobulloides* (parfois associé avec *Morozovella conicotruncata*, *M. angulata*, *Globigerina triloculinoïdes*, *Planorotalites compressa* et *P. chapmani*).

Le Paléocène supérieur est caractérisé par la première apparition (en sens forage) du couple *Globigerina triloculinoïdes* et *Morozovella angulata*. Il est représenté dans le puits n° 2 situé en domaine de plate-forme.

L'**Eocène** n'est mis en évidence que dans le puits n° 5 situé en domaine de talus. Il est caractérisé par la présence de *Globigerina eocaena*, *G. velascoensis* et de *Acarinina soldadoensis angulosa* lesquels permettent de distinguer les parties supérieure et inférieure de cet étage.

SO

Vers le Bassin

NE

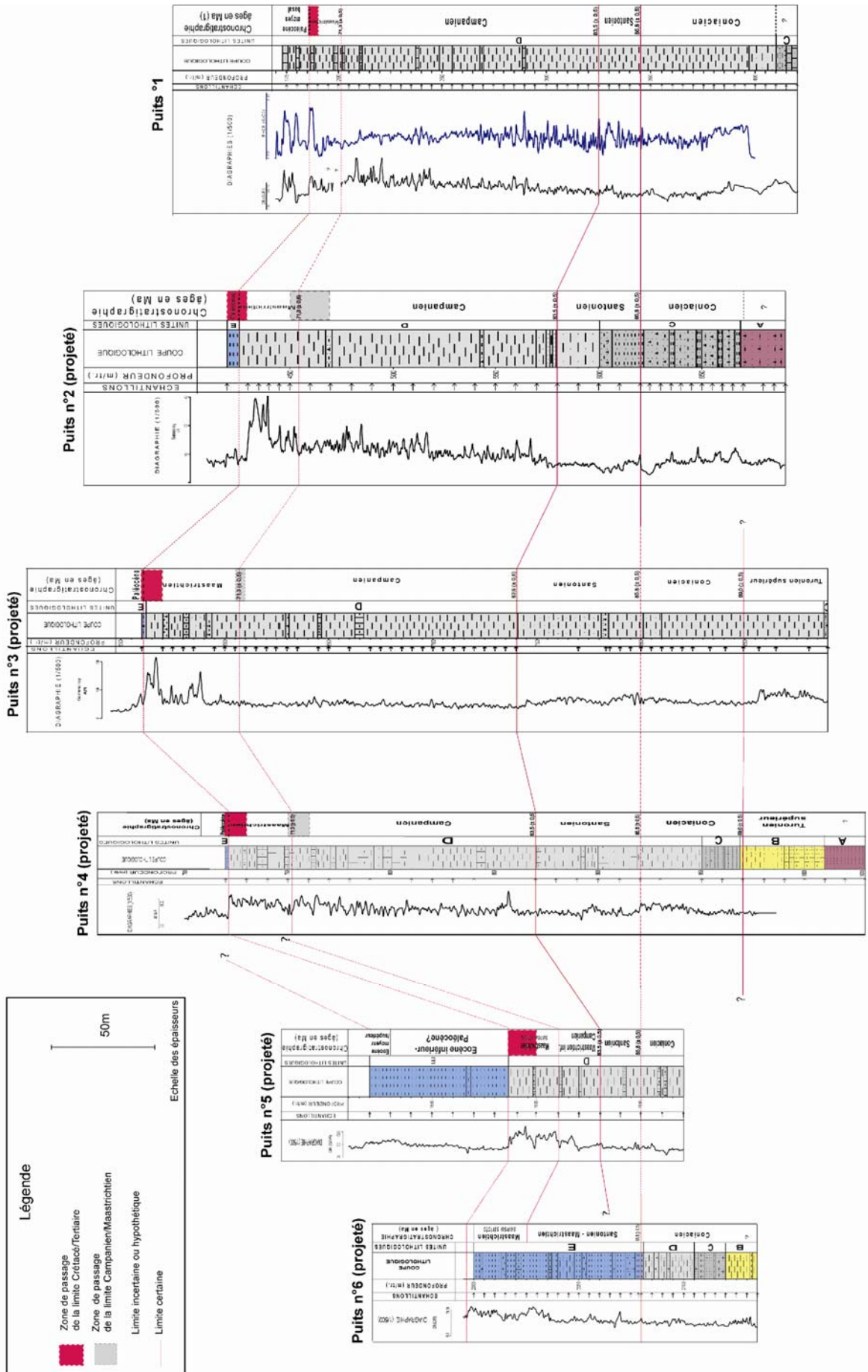


Figure 32 : Corrélations chronostratigraphiques suivant un transect Nord Est-Sud Ouest

VIII Comparaison avec les travaux antérieurs en Atlantique Sud (bassins ouest africains, sud américains et sites DSDP et ODP)

Les foraminifères planctoniques et benthiques étudiés à des fins biostratigraphiques dans l'intervalle Turonien supérieur-Eocène du Bassin côtier congolais sont riches et variés et souvent bien préservés (sauf dans une bonne partie du domaine de talus).

Les associations planctoniques distinguées sont similaires avec celles identifiées par M'Boro (1981) dans le Campanien-Eocène, par Ngatsé (1989) dans l'intervalle Sénonien et par Massala (1993) dans l'intervalle Coniacien-Eocène, du Bassin congolais. Toutefois, des marqueurs planctoniques supplémentaires ont été identifiés, dont *Dicarinella imbricata* et *Dicarinella hagni*. Ceux-ci ont permis respectivement de confirmer le passage Coniacien-Santonien et de résoudre le problème de la limite Turonien-Coniacien.

De fortes similitudes sont constatées avec les associations identifiées par Seiglie et Baker (1982) dans les Bassins du Cabinda et de la République Démocratique du Congo, par Dupont (1996) dans le Bassin gabonais (uniquement les planctoniques).

En revanche, les niveaux sénoniens du Bassin congolais sont dépourvus d'un certain nombre de marqueurs planctoniques (*Globotruncana ventricosa*, *Globotruncanella havanensis*, *Globotruncanita calcarata*, *Abathomphalus mayaroensis*), comparés au Bassin de Sergipe (Brésil, Koutsoukos, 1990), à la Téthys (Bellier, 1983 ; Caron, 1985) et au Leg DSDP 10 (traversant les sédiments du Maastrichtien au Campanien, au large des côtes sénégalaises (Blow, 1970)).

Dans les autres bassins de l'Atlantique Sud comme le Bassin de Côte d'Ivoire (Leg ODP 159 ; Bellier, 1998), les foraminifères planctoniques de l'intervalle Turonien-Santonien sont mal préservés rendant difficiles les études comparatives.

IX Conclusion

L'analyse biostratigraphique révèle :

- que les sédiments étudiés les plus anciens, dans les sondages, ont été mis en place durant le Turonien supérieur, et les plus jeunes durant l'Eocène supérieur;
- que la limite inférieure du Coniacien dans les puits situés en domaines de plate-forme et de talus n'a pu être définie à l'aide des foraminifères ;

- que dans les puits situés en domaine de talus, l'existence du Campanien est hypothétique, par conséquent les limites Santonien-Campanien et Campanien-Maastrichtien restent énigmatiques en raison d'une mauvaise préservation des formes planctoniques ;
- l'existence d'une discontinuité entre le Maastrichtien et le Paléocène. Celle-ci se caractérise par une lacune des termes paléocènes inférieurs ou moyens selon les puits. Une lacune du sommet du Maastrichtien est pressentie (sur la plate-forme), si on se réfère à la présence des éléments fauniques crétacés supérieurs remaniés dans les termes paléocènes. Cette présence faunique traduirait ainsi une érosion du sommet du Maastrichtien (souvent évoquée dans la littérature);
- que les unités sédimentaires précédemment définies dans le chapitre I apparaissent en réalité diachrones (cf. fig. 32) :

Le Turonien supérieur débute par une sédimentation détritique (unité lithologique A pour le puits n° 4 et unité C pour le puits n° 3) suivie d'une sédimentation carbonatée (unité B pour le puits n° 4 et unité D pour le puits n° 3).

Le Coniacien est caractérisé, à sa base, par le dépôt de l'unité détritique C dans les puits situés au Sud Sud Est (puits n° 2, n° 4 et n° 6). Celle-ci n'a pas été enregistrée dans les puits situés au Nord-Nord-Ouest (puits n° 3 et n° 1 ?). La partie supérieure du Coniacien se distingue par une sédimentation carbonatée (unité D) dans l'ensemble des puits sauf au puits n° 2 lequel continue d'enregistrer des dépôts détritiques (unité C).

Au Santonien la sédimentation est à dominante marneuse en domaine de plate-forme et intermédiaire. Cependant dans la partie inférieure de cet étage, au Sud-Sud-Est (puits n° 2), perdure le dépôt de l'unité détritique C. Tandis que en domaine de talus les dépôts montrent un passage latéral des marnes (unité D) dans le puits n° 5 aux dépôts détritiques E (turbidites ?) dans le puits n° 6.

Du Campanien au Maastrichtien la sédimentation reste monotone (dépôt de l'unité carbonatée D) de la plate-forme au talus. Toutefois un passage latéral au faciès détritique E (turbidites ?) est observé dans le puits n° 6 situé plus au fond. Les sédiments phosphatés sont maastrichtiens et s'étalent ainsi de la plate-forme jusqu'au talus. La présence des éléments phosphatés ne semble donc pas dépendre du lithofaciès.

Le Paléocène est marneux et argileux, et l'Eocène est argileux.

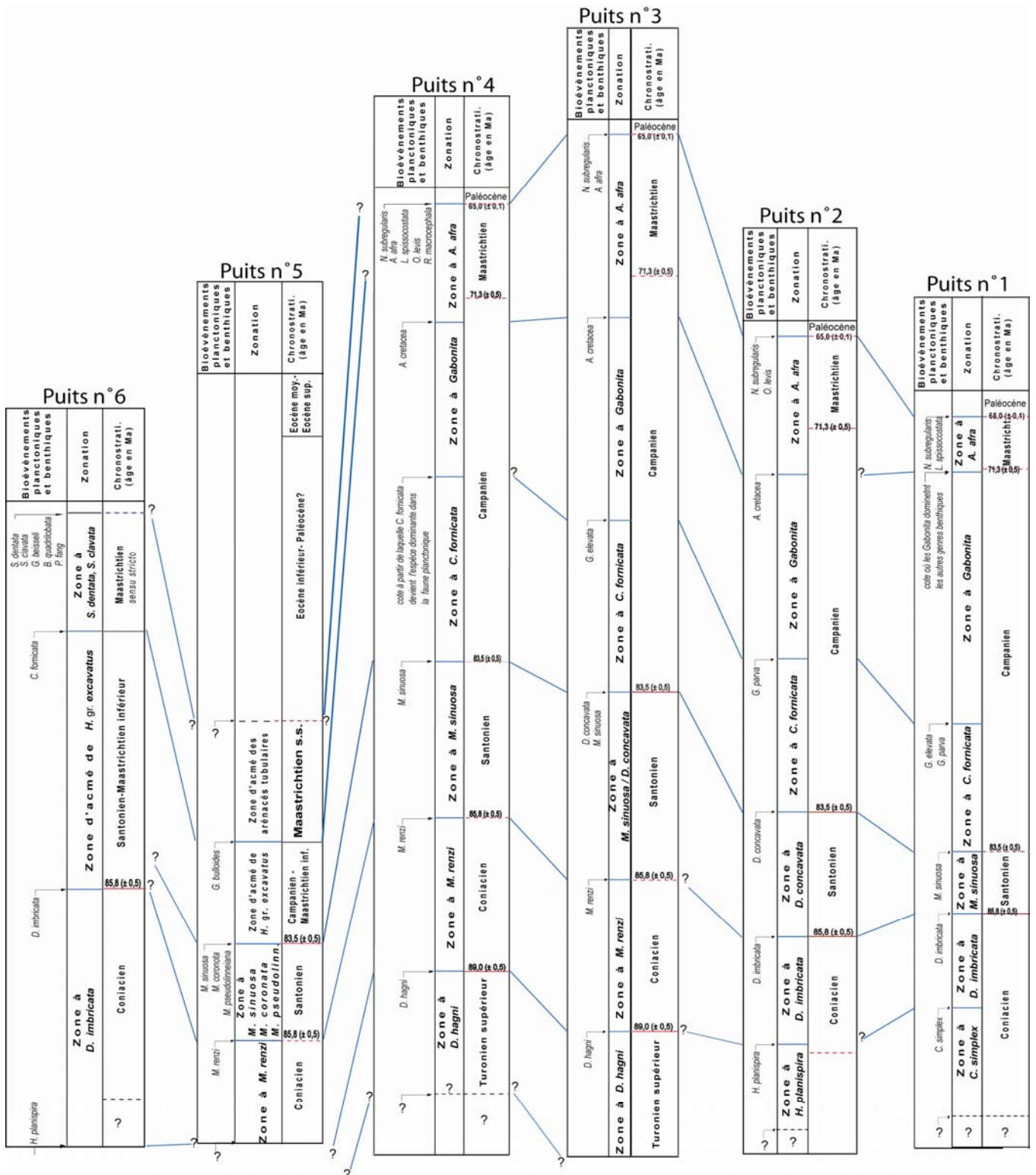


Fig. 33 : Principaux bioévénements des foraminifères planctoniques et benthiques, et corrélations entre les biozones proposées.

Indication: le symbole \dashv signifie la disparition de l'espèce.

Par ailleurs, l'approche adoptée pour les datations (apparition en sens forage, correspondant à la disparition réelle des espèces) compte tenu de la nature des échantillons étudiés (les déblais de forage) ne permet guère de retrouver les biozones standards de Robaszynski et Caron (1995). Celles-ci étant établies à partir aussi bien des apparitions que des extinctions des espèces. Aussi, les subdivisions biostratigraphiques fines (biozones) qui ont été tentées pour chaque sondage à partir des critères tels les disparitions et les abondances relatives des taxa corrént peu d'un puits à l'autre (cf. fig. 33). Plusieurs raisons peuvent être évoquées, entre autres : (1) la différence, quelquefois, des bioévénements entre puits, (2) la distribution parfois irrégulière des taxa pris comme repères de zones (*Hedbergella planispira*, *Marginotruncana renzi*, *M. sinuosa*, *Dicarinella concavata*, *D. imbricata* disparaissant parfois précocement dans certains puits), (3) le diachronisme de certaines limites de zones, allant d'un puits à l'autre, lié à la différence des bioévénements. A titre d'exemple, dans les puits n°1 et n°2, il a été défini une zone à *Dicarinella imbricata* dont le toit est souligné par l'extinction de ce taxon, dans les deux puits. Par contre, l'événement marquant le mur de cette zone dans le puits n°1 (disparition de *Clavihedbergella simplex*) diffère de celui du puits n°2 (disparition de *Hedbergella planispira*). Ainsi définie dans les deux puits, la zone à *D. imbricata* n'a pas la même durée.

En somme, pour des raisons taphonomiques, sans doute paléoécologiques, l'établissement des coupures chronostratigraphiques plus fines à l'aide des foraminifères planctoniques et benthiques applicables à l'échelle/ensemble du Bassin congolais semble énigmatique. Aussi les passages Turonien-Coniacien, Santonien-Campanien et Campanien-Maastrichtien n'ont pu être établis dans certains puits. Ce dilemme implique le recours à un outil chronologique complémentaire : la stratigraphie séquentielle à partir des diagraphies (voir chapitre IV).

Chapitre III : PALEOBATHYMETRIE

Si les séquences stratigraphiques se développent durant les cycles de variations du niveau marin relatif, l'estimation de l'amplitude de ces variations est la donnée la plus insaisissable de toutes à obtenir en analysant la séquence stratigraphique.

Ainsi, l'analyse de l'évolution paléobathymétrique du Turonien supérieur au Maastrichtien, le long du transect choisi dans ce mémoire (plate-forme-talus actuels du Bassin côtier congolais), est faite à l'aide des foraminifères.

Les approches fondées sur ces organismes pour l'estimation des paléop profondeurs se sont développées autour (1) du principe d'actualisme, par la comparaison homéomorphique des foraminifères fossiles et vivants, et (2) par la détermination des caractéristiques non spécifiques tels que le rapport planctoniques/ benthiques et les courbes de diversité.

La présence des espèces carénées exclusivement dans les eaux plus profondes, et la dominance des formes globuleuses vers les plates-formes peu profondes ont été démontrées durant les périodes transgressives (Eicher, 1967 ; Eicher et Worstell, 1970).

La comparaison du modèle des morphotypes du Crétacé de Hart et Bailey (1979) avec le modèle de distribution bathymétrique connue dans l'actuel (Bé, 1977) indique la même tendance avec l'augmentation de la profondeur (cf. fig. 34) : (1) formes globuleuses → (2) formes aplaties → (3) formes biconvexes carénées → (4) formes planoconvexes carénées. Toutefois, il convient de noter que les formes rectilignes bisériées ou trisériées (comme les *Heterohelix* ou les *Pseudotextularia* et les *Guembelitra*) n'ont pas de représentants actuels ; Hart et Bailey (1979) les considèrent comme des formes d'eaux peu profondes.

Hart (1980) propose un modèle de distribution bathymétrique des foraminifères planctoniques d'âge crétacé supérieur, dans lequel 3 grands assemblages fauniques sont distingués (cf. fig. 35) :

- les assemblages d'eaux peu profondes (de 0 à 50m) ;
- les assemblages d'eaux intermédiaires (de 50 à 100m) ;
- les assemblages d'eaux profondes (supérieur à 100m) ;

Aussi, la stratification bathymétrique a-t-elle été confortée par des études isotopiques (isotopes de l'oxygène) sur les tests des foraminifères. En effet les espèces sans carène du genre *Hedbergella* montrent des valeurs beaucoup plus faibles de $\delta^{18}\text{O}$ que celles des foraminifères benthiques. Elles sont ainsi considérées comme habitant les eaux de surface (Huber *et al.* 1995 ; Fassel et Bralower, 1999).

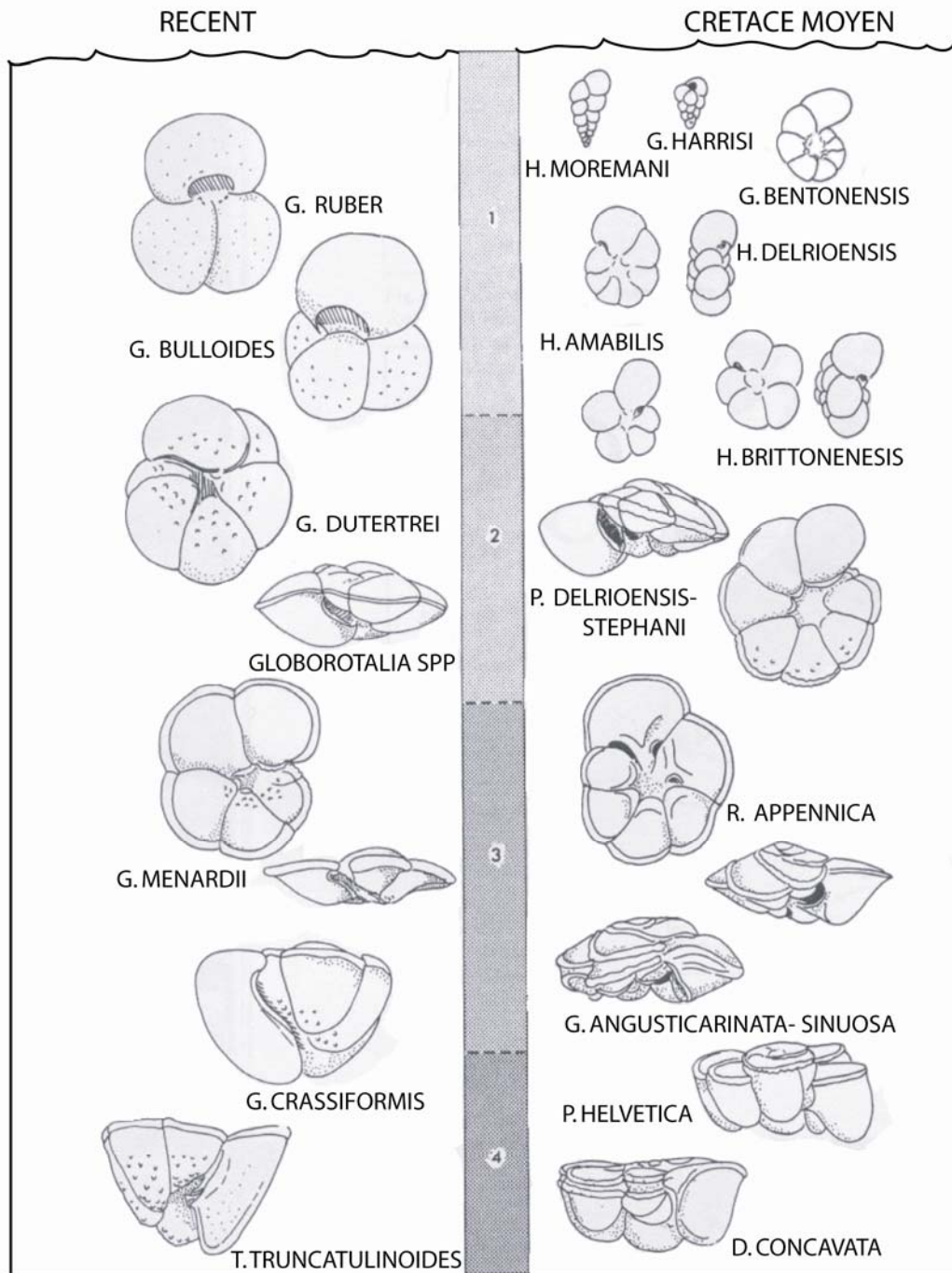


Fig. 34: Modèle de distribution des foraminifères planctoniques dans la colonne d'eau (d'après Hart et Bailey, 1979)

Les genres carénés (*Rotalipora*, *Dicarinella*) montrent souvent les valeurs proches de celles des foraminifères benthiques, les situant dans des habitats d'eau profonde (Huber *et al.*,

1995, 1999 ; Norris et Wilson, 1998). Tandis que les valeurs des espèces du genre *Whiteinella* indiquent les habitats intermédiaires (Huber *et al.*, 1995, 1999).

En revanche, les données de $\delta^{18}\text{O}$ mesurées sur des *Heterohelix* indiquent qu'ils colonisent aussi bien les eaux de surface que des habitats très profonds (D'Hondt et Arthur, 1995 ; Huber *et al.*, 1995, 1999 ; MacLeod *et al.*, 2000). Ces données infirment alors la restriction des *Heterohelix* dans des eaux peu profondes comme l'avaient proposée Hart et Bailey (1979) et Hart (1980).

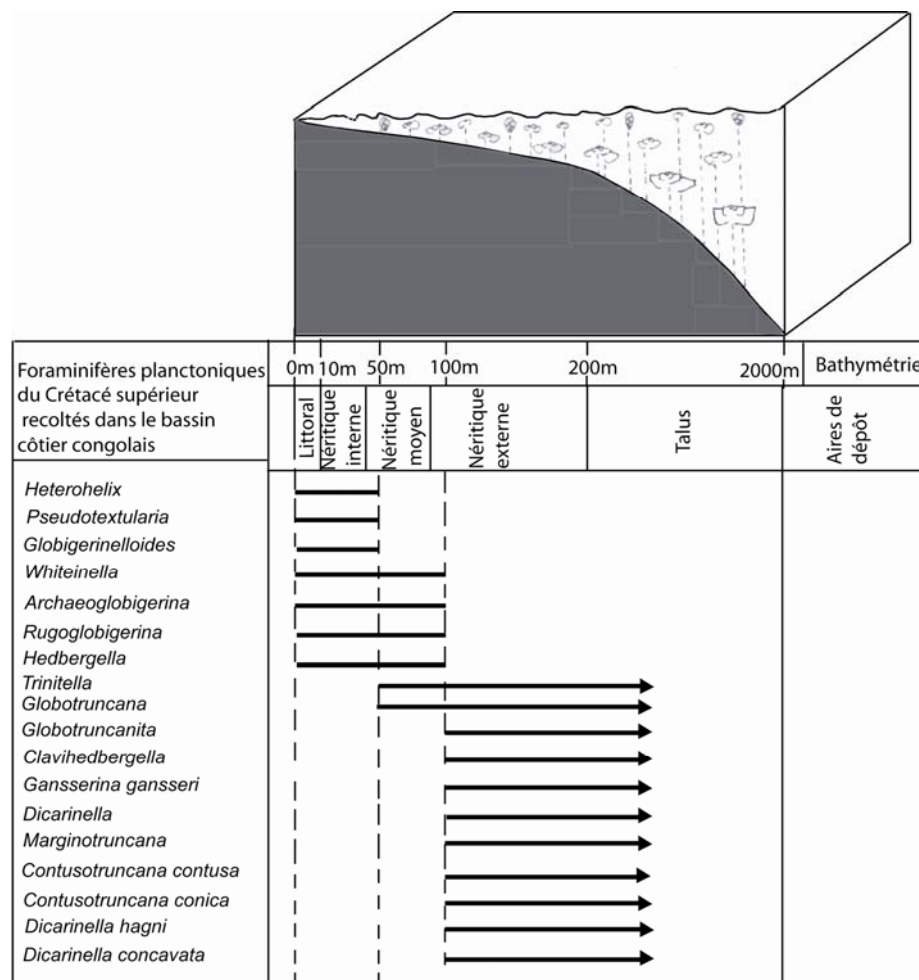


Fig. 35 : Distribution bathymétrique des foraminifères planctoniques du Crétacé supérieur d'après Hart (1980), adaptée .

On retiendra aussi que les occurrences successives des organismes planctoniques le long des gradients de profondeurs sont influencées par un certain nombre de facteurs écologiques. Ces facteurs peuvent inclure l'intensification et l'approfondissement des zones de minimum d'oxygène (Leckie, 1987; Koutsoukos et Hart, 1990 ; Leckie *et al.*, 1998 ; West *et al.*, 1998 ; Hart, 1999), les fluctuations d'apports nutritifs (Premoli Silva et Sliter, 1999) ou de la

salinité (Leckie, 1987 ; West *et al.*, 1998). Ainsi, les *Hedbergella* et *Whiteinella* sont considérées être les taxons de mer ouverte, qui prédominent quand les profondeurs d'eau sont respectivement faibles et intermédiaires ou bien lorsque les conditions sont défavorables à de plus grandes profondeurs (cas des zones de minimum d'oxygène) (Leckie, 1987; Koutsoukos et Hart, 1990 ; Leckie *et al.*, 1998 ; West *et al.*, 1998 ; Premoli Silva et Sliter, 1999). Les *Heterohelix* sont interprétés comme des taxons opportunistes indiquant des conditions de productivité élevée (eutrophiques) ou instables (fluctuations de la salinité et/ou de l'oxygène; (Premoli Silva et Sliter, 1999). Les taxa carénés sont considérés être les formes d'équilibre, de mer ouverte, qui abondent quand les profondeurs d'eau sont grandes et les conditions favorables (Premoli Silva et Sliter, 1999).

En outre, la caractéristique non spécifique (l'indice de pélagisme ou d'océanité (P/P+B)) augmente normalement avec la profondeur ; la densité des spécimens de foraminifères planctoniques étant très élevée dans des environnements marins ouverts (Gibson, 1989). Cependant, ce rapport peut être biaisé si l'un des paramètres contrôlant la distribution des foraminifères est soit trop faible soit trop élevé par rapport à la normale. Certaines études révèlent l'existence des cas où, les valeurs du pourcentage des foraminifères planctoniques sont différentes dans des zones de même profondeur, dues soit à une forte salinité soit à une faible salinité, en comparaison avec la salinité océanique normale (Gibson, 1989). De plus, aux phénomènes d'« upwelling » est liée l'extension ou la fréquence d'un certain nombre de foraminifères benthiques pouvant entraîner une nette diminution de l'indice d'océanité (Mathieu, 1988). Par ailleurs, une sévère diminution de la teneur d'oxygène dissous de l'eau de fond peut conduire à une augmentation de l'indice de pélagisme par diminution du nombre des benthiques (Gebhart *et al.*, 2004).

En définitive, les indications bibliographiques ci-dessus révèlent que, l'usage de ces approches (utiles dans l'estimation des paléop profondeurs) exige une prise en compte des particularités de chaque bassin. Dans les zones oligotrophiques par exemple, le pourcentage élevé des foraminifères planctoniques avec de fréquents spécimens carénés est la caractéristique des eaux profondes. Tandis que les faibles pourcentages de foraminifères avec de fréquentes espèces non carénées (ou sans formes carénées) indiquent les profondeurs d'eau faibles. Cependant l'apport abondant de nutriment (dans les zones eutrophiques) peut perturber cette relation, comme le soulignent Mathieu (1988) et Gebhardt *et al.* (2004). D'où un indice de pélagisme pris pour modèle, avec des intervalles de pourcentages attribués à

des valeurs de profondeurs précises ne peut être applicable à tous les bassins. Le problème est plus complexe quand les études sont faites sur des sections isolées ou sur un seul sondage. Dans de telles études, il est difficile d'établir un cadre de référence avec lequel comparer la distribution latérale des taxa ou des assemblages des foraminifères planctoniques dans un intervalle chronostratigraphique donné.

I. Reconstitution paléobathymétrique du Bassin côtier congolais du Turonien supérieur au Maastrichtien

Dans cette étude, sont analysées les données sur la distribution quantitative et morphotypique des foraminifères planctoniques, de la plate-forme vers le talus actuels, dans les 6 sondages (cf. fig. 36). La distance entre sondages (situés entre les isobathes actuels de 50 m et 200 m), du NE vers le SW, est supposée être indicatrice de l'augmentation de la paléop profondeur.

L'indice de pélagisme est présenté avec des pourcentages séparés des morphotypes planctoniques. Cette technique (celle de Hart et Bailey, 1979) permet de discriminer l'importance de chaque morphotype dans l'indice total et donc améliore les reconstitutions paléobathymétriques. Les données complémentaires, relatives au rapport des foraminifères benthiques agglutinés sur la somme totale des foraminifères benthiques, sont mises à contribution. Pour éliminer l'influence des formes juvéniles des foraminifères planctoniques carénés lesquelles représentent un stade épipélagique (Caron *et al.* 1983), tous les calculs sont effectués sur les refus de la fraction $>80 \mu\text{m}$. De plus, seuls les échantillons d'au moins 100 individus sont intégrés dans le calcul de l'indice de pélagisme.

Par ailleurs la particularité du Bassin côtier congolais est sa richesse en phosphate, dents de poissons et radiolaires, qui ont été interprétés (cf. chapitre I) comme indicateurs d'une zone eutrophique. Cette eutrophisation est confirmée par l'analyse géochimique organique (cf. chapitre V suivant) qui révèle une richesse en matière organique marine des sédiments fossilifères étudiés.

La terminologie utilisée pour les intervalles paléobathymétriques correspond aux aires de dépôts : littoral, néritique, bathyal et abyssal.

Page réservée pour la figure n°36 (FORMAT A3)

I.1 Analyse et interprétation

Les distributions quantitatives verticales et latérales des morphotypes des foraminifères planctoniques et de l'indice de pélagisme des six sondages montrent (cf. fig. 36) :

a)- une variation latérale (du NE vers le SW) quelquefois anormale de l'indice de pélagisme total, lorsqu'on part du puits de bathymétrie actuelle 50m (puits n°1) vers le puits le plus profond sur la plate-forme (puits n°4) situé à ~125m de profondeur d'eau actuelle. Quelques éléments comparatifs sont présentés ci-après.

Au Maastrichtien, le puits n°1 (isobathe 50m) enregistre au maximum ~70% de foraminifères planctoniques contre 20% dans le puits n°3 (isobathe 100m), tandis que le puits n°2 (isobathe 75m) atteint ~40%, contre moins de 1% de foraminifères planctoniques dans le puits n°4 (isobathe 125m).

Au Campanien, dans la zone à *Gabonita*, le puits n°1 atteint un pourcentage maximal des foraminifères planctoniques d'environ 50% contre ~25% dans le puits n°3, alors que le puits n°2 n'enregistre qu'au maximum ~20%, contre ~65% dans le puits n°4. Dans la zone à *Contusotruncana fornicata*, le puits n°1 atteint ~40% des foraminifères planctoniques contre ~40% dans le puits n°3, tandis que le puits n°2 avoisine les 35% contre ~65% dans le puits n°4.

Au Santonien, le pourcentage maximal des foraminifères planctoniques dans le puits n°1 est d'environ 70%, contre ~40 % dans le puits n°3. Dans le puits n°2 il est >80%, contre >90% dans le puits n°4.

Au Coniacien, dans le puits n°1, le maximum de foraminifères planctoniques n'est que ~65%, contre ~80% dans le puits n°3. Et dans le puits n°2, il est ~60%, contre ~90% dans le puits n°4.

Au Turonien supérieur, le puits n°3 atteint ~70% de foraminifères planctoniques, contre ~85% dans le puits n°4.

b)- une augmentation latérale progressive de la quantité des morphotypes carénés sur la plate-forme, en partant du puits peu profond (puits n°1, au NE) vers le puits plus profond (puits n°4, au SW). Une anomalie est toutefois distinguée, au Santonien, dans le puits n°3 où les morphotypes carénés avoisinent les 40%, contre >50% dans le puits n°2.

c)- une plus forte proportion des *Heterohelix* du Coniacien au Maastrichtien, dans les puits situés sur des faibles isobathes, en particulier le puits n°1, comparée aux puits n°3 et n°4 qui sont plus au large des côtes congolaises.

Les données ci-dessus permettent de remarquer que du Turonien supérieur au Coniacien l'évolution de l'indice de pélagisme semble normale, car il augmente avec la profondeur. Mais à partir du Santonien apparaît dans certaines zones (surtout dans la partie nord du bassin où sont localisés les puits n°1 et n°3) une distribution quasi anormale du pourcentage total des foraminifères planctoniques sur la plate-forme, en partant du puits peu profond (isobathe 50m) au puits profond (isobathe 125m).

Une augmentation au puits n°3 (en domaine profond) du nombre des foraminifères benthiques (sous l'effet d'un apport plus important de nutriment) y aurait-elle entraîné une diminution de l'indice de pélagisme ? Ou alors une sévère diminution de la teneur d'oxygène dissous de l'eau de fond dans certains puits en domaine peu profond serait-elle la cause d'une diminution du nombre des foraminifères benthiques et y entraînant, par conséquent, une augmentation anormale de l'indice de pélagisme ?

Les zones de productivité privilégiées (à apports nutritifs plus importants) semblent plutôt se traduire par une nette augmentation du nombre de formes globuleuses opportunistes comme les *Heterohelix* (Premoli Silva et Sliter, 1999). Or l'analyse des données révèle une prédominance des *Heterohelix*, du Coniacien au Maastrichtien, dans les puits situés sur des faibles isobathes. Cette indication suggère que les apports nutritifs les plus importants semblent se situer, au contraire, en domaine peu profond. Cela exclut alors l'idée d'une augmentation du nombre des foraminifères benthiques supposés être à l'origine d'une diminution de l'indice de pélagisme, en domaine profond (précisément vers le puits n°3). Par conséquent la surproduction des *Heterohelix*, en domaine peu profond, pourrait justifier l'augmentation anormale de l'indice de pélagisme observée dans cette zone.

Dans la mesure où le stock des foraminifères planctoniques carénés (qui sont des formes d'équilibre et de mer plus profonde d'après Premoli Silva et Sliter, 1999), augmente de façon régulière et normale du NE au SW, alors les conditions dans le domaine planctonique profond semblent plutôt favorables. Il ne semble pas y avoir une variation particulière du nombre des foraminifères benthiques qui aurait influencé l'indice de pélagisme. Toutefois dans le cas du puits n°3 (isobathe 100m), la réduction anormale de la quantité des foraminifères planctoniques carénés au Santonien, comparée au puits n°2 (isobathe 75m),

qui lui est relativement moins profond, suscite quelques interrogations. Est-elle due à la présence d'un dôme de sel au droit de ce puits, entraînant une élévation du fond et donc une diminution de la paléoprosfondeur ? Ou bien cela est-il simplement le fait du gauchissement du relief sous-marin ?

L'illustration sismique de l'évolution structurale de ce bassin allant de l'Aptien au Mio-Pliocène (fig. 8) atteste l'absence des phénomènes halocinétiques au Santonien. Aussi, le puits n°3 a l'épaisseur la plus importante des sédiments santoniens. Ces indications tendent à infirmer l'hypothèse d'une zone élevée autour du puits n°3 durant le Santonien. Selon certains auteurs comme Catuneanu (2002), le taux de sédimentation est l'un des paramètres qui contrôlent les changements de profondeur d'eau. La diminution ou l'augmentation de la profondeur d'eau peut apparaître durant le stade de l'élévation du niveau de base (niveau d'eau marine au dessus duquel il y a érosion et en dessous duquel il y a sédimentation) comme une fonction de la balance entre les taux de création et de consommation (par sédimentation) de l'accommodation. Par conséquent si l'on considère les épaisseurs des sédiments, il est probable que l'anomalie évoquée ci-dessus soit liée à un taux de sédimentation particulièrement plus importante aux voisinages du puits n°3 que dans les autres puits.

En conséquence, dans le cas du bassin étudié, un indice de pélagisme même très élevé, mais sans formes carénées, est indicateur d'eaux peu profondes et très riches en nutriments. Dans ce cas l'exploitation de l'indice de pélagisme total se révèle alors complexe et inappropriée. D'où la présente reconstitution paléobathymétrique s'appuie d'une part sur la distribution bathymétrique des foraminifères planctoniques crétacés proposée par Hart (1980) (cf. fig. 35), en tenant aussi compte des précisions provenant des études isotopiques, et d'autre part sur des données quantitatives des morphogroupes des foraminifères planctoniques.

Ainsi six niveaux bathymétriques peuvent être identifiés dans le sondage n°1 pris comme le point de référence, à savoir :

- **Le niveau 1**: qui ne contient aucun foraminifère planctonique, correspondrait au domaine **littoral *sensu stricto***.
- **Le niveau 2** ne contient que les foraminifères planctoniques globuleux appartenant aux genres *Globigerinelloides*, *Hedbergella*, *Archaeoglobigerina*, *Rugoglobigerina*. D'après

Hart (1980) les espèces appartenant au premier genre cité vivent entre 0 et 50m d'eau, et celles des autres genres entre 0 et 100m. D'où le niveau 2 peut être attribué au **néritique interne à néritique moyen supérieur**.

- **Le niveau 3**, ayant un pourcentage compris entre 0,8 et 2% de foraminifères planctoniques carénés appartenant au genre *Globotruncana*, peut être conféré au **néritique moyen sensu stricto** ; car la profondeur minimum d'eau où vivent les espèces appartenant à ce genre est de 50m (Hart , 1980).

- **Le niveau 4**, avec un intervalle allant de 0,3 à 4% de formes carénées, est dominé par *Contusotruncana fornicata* à laquelle sont associés quelques *Globotruncanita* et *Globotruncana*. Etant donné que *C. fornicata* et les *Globotruncanita* finissent leur cycle de vie dans les eaux marines de profondeur minimum 100 m (Hart, 1980), alors ce niveau peut être attribué au **néritique externe supérieur**.

- **Le niveau 5**, renferme 5 à 9% de formes carénées dominées par *Contusotruncana fornicata* ou par les espèces appartenant au genre *Marginotruncana*, associées à quelques *Dicarinella* et *Globotruncana*. Comme les *Contusotruncana*, les *Marginotruncana* et *Dicarinella*, au stade adulte, ne colonisent que les eaux de profondeur minimum de 100 m (Hart, 1980). De plus, en référence aux travaux de Hart et Bailey (1979) (fig. 34), la présence des quelques formes planoconvexes que sont les *Dicarinella* suggère une augmentation de la profondeur. Par conséquent le niveau 5 correspondrait au **néritique externe moyen**.

- **Le niveau 6** contient 12 à 40% de formes carénées appartenant aux genres *Marginotruncana*, *Dicarinella* et *Contusotruncana* (dans certains échantillons). L'augmentation de la quantité des *Dicarinella* est supposée traduire une augmentation de la profondeur. Dans cette hypothèse, le niveau 6 peut être attribué au **néritique externe inférieur**.

A partir de ce découpage bathymétrique, une étude comparative de l'évolution latérale quantitative et morphotypique de la microfaune planctonique dans chaque étage a permis d'identifier d'autres niveaux bathymétriques. Ce sont :

- **Le niveau 7** mis en évidence premièrement dans le puits n°2 (cf. fig. 36) (isobathe 75 m, cf. fig. 1), caractérisé par un pourcentage de la microfaune planctonique carénée compris entre >40% et 70% composée en majorité des *Marginotruncana* et *Dicarinella* (quelques *Contusotruncana* y sont associés), peut être attribué au **néritique externe inférieur - bathyal supérieur**.

- **Le niveau 8** observé avant tout dans le puits n°4 (cf. fig. 36) (isobathe >125 m, cf. fig. 1) contient plus de 70% de formes planctoniques carénées appartenant aux genres *Marginotruncana*, *Contusotruncana* et *Dicarinella*, et correspond à la présence des premiers foraminifères benthiques agglutinés (*Gaudryina*, *Marssonella*, *Karrierella*). Ce niveau correspondrait au **bathyal supérieur - bathyal moyen**.

Remarque : Dans le sondage n°3 (fig. 36), le niveau 4 contient *Gansserina gansseri* (~0,2%) et 7 à 9% de *Globotruncana*.

Une forte dissolution sélective des spécimens des foraminifères planctoniques est observée (présence des tests recristallisés, fragmentés, fréquence très faible voire absence des formes planctoniques de petites tailles à paroi fine) dans les puits n°5 et n°6 qui sont les plus distaux. A celle-ci s'ajoute la diminution soudaine du stock planctonique voire son absence dans plusieurs échantillons. Ces observations n'autorisent guère l'exploitation des données relatives aux foraminifères planctoniques. Néanmoins, le recours au rapport benthiques agglutinés/total des benthiques d'une part, la référence aux déductions paléobathymétriques faites par certains auteurs pour certains genres ou certaines espèces benthiques identifiés dans cette section d'autre part, ont permis de mettre en évidence **le niveau 9**. En effet ce niveau identifié dans les puits n°5 et n°6 (cf. fig. 36) contient :

- environ 40% de foraminifères benthiques agglutinés qui ressemblent aux assemblages typiques de talus supérieur –talus moyen d'après Sliter et Baker (1972). Ce sont : *Dorothia*, *Gaudryina*, *Marssonella*, *Tritaxia*, *Glomospira*, *Ammodiscus*, *Haplophragmoides*, *Conotrochammina*, *Budashaevella*, *Subreophax*, *Hormosina*, *Recurvoides*, *Trochammina*, *Nothia*, *Trochamminoides*, *Hyperammina-Bathysiphon*.

- la microfaune benthique calcaire pandémique de talus *sensu* Koutsoukos (1990) notamment : *Gyroidinoides beisseli*, *Gyroidinoides* gr. *nitidus* et *Conorotalites michelinianus*.

Le niveau 9 peut être attribué au **bathyal moyen - bathyal inférieur**.

I.2 Evolution paléobathymétrique du Bassin côtier congolais du Turonien supérieur au Maastrichtien

L'observation des différents niveaux bathymétriques évoqués ci-dessus dans chaque puits (cf. fig. 36) permet de dégager les grandes tendances de l'évolution paléobathymétrique dans le Bassin côtier congolais.

Le Turonien supérieur bien identifié en domaine situé en position plus distale, est azoïque et silto-sableux dans sa partie inférieure (cas du puits n°4), et fossilifère dans sa partie supérieure, laquelle est à dominante carbonatée. Les paléopondeurs (cf. fig. 36) évoluent du domaine littoral (niveau 1), à la base, vers le domaine bathyal supérieur (niveau 7), à la fin du Turonien. La partie supérieure du Turonien supérieur est donc marquée, dans ce bassin, par une forte augmentation de la tranche d'eau marine car les profondeurs d'eau inférieures à 10m à la base dépassent les 200m au sommet.

Le Coniacien débute par une baisse de la profondeur d'eau marine. L'unité détritique C est déposée dans le domaine néritique externe inférieur (niveau 6) dans la zone du puits n°4. Tandis que la partie supérieure du Coniacien –caractérisée par une sédimentation carbonatée (unité D) dans l'ensemble des puits sauf au puits n°2 qui continue d'enregistrer des dépôts détritiques (unité C) – se distingue par une nette augmentation de la paléopondeur. Dans le puits n°4 par exemple, le niveau 7 (bathyal supérieur) est enregistré. Dans la zone du puits le plus proximal (puits n°1) la paléopondeur atteint le niveau 6 (néritique externe inférieur).

Au Santonien l'envoyage du bassin amorcé durant le Coniacien se poursuit et atteint son paroxysme avant de baisser par la suite vers la fin de cette période. Le niveau 8 (bathyal moyen) est atteint dans la zone du puits n°4, tandis que au puits n°2 le niveau 7 (bathyal supérieur) est enregistré. La sédimentation à dominante marneuse durant cette période a donc lieu sous les plus grandes profondeurs d'eau. Il en est de même, dans la partie inférieure de cet étage, du dépôt de l'unité détritique C au Sud-Sud-Est (puits n°2).

En l'absence d'échantillons : au sommet du Santonien dans le puits n°3 et à la base du Campanien dans le puits n°4, seuls les puits n°1 et n°2 servent de points de contrôle de l'évolution bathymétrique au passage Santonien-Campanien. Ainsi le puits n°1 se distingue

par l'inexistence d'une variation perceptible de la profondeur au passage Santonien-Campanien. La profondeur baissée au niveau 5 (néritique externe moyen) dans la partie supérieure du Santonien reste la même à la base du Campanien. Cependant dans le puits n°2, cette chute prend fin dans la partie supérieure du Santonien, et, dès la base du Campanien, une élévation de la profondeur est observée (passage du niveau 5 au Santonien supérieur au niveau 6 à la base du Campanien). Mais cette élévation est de faible amplitude comparée à la profondeur enregistrée dans la partie inférieure du Santonien.

On pourrait donc supposer que la base du Campanien est caractérisée par une augmentation de la profondeur d'eau marine.

Au Campanien deux moments de variations bathymétriques peuvent être distingués (enregistrement dans les puits n°2, n°3 et n°4) :

Dans la zone à *Contusotruncana fornicata* (partie inférieure du Campanien)

Si la profondeur est élevée dans la partie inférieure de cette zone, telle que enregistrée dans les puits n°2 et n°3, celle-ci, par contre, amorce une baisse importante jusqu'à son sommet. Par exemple dans le puits n°2 (fig. 36) la profondeur varie du niveau 6 (néritique externe inférieur) au niveau 2 (néritique interne), soit une baisse d'environ 150 mètres d'eau.

Dans la zone à *Gabonita* (partie supérieure du Campanien) Après une chute très importante de la bathymétrie à la fin de la zone à *Contusotruncana fornicata*, une timide remontée (car de faible amplitude comparée à celle de la base du Campanien) est enregistrée dans la zone *Gabonita*, avant de baisser par la suite jusqu'à la base du Maastrichtien. Dans le puits n°3 par exemple, la profondeur passe du niveau 3 (néritique moyen) au niveau 4 (néritique externe supérieur) et enfin au niveau 3 (néritique moyen) (à la base du Maastrichtien).

Le Maastrichtien débute par une baisse de la profondeur d'eau. Une légère augmentation survient dans la partie supérieure de cet étage avant de baisser à la fin de celui-ci. En prenant le cas de l'enregistrement dans le puits n°1, la profondeur d'eau marine passe du niveau 2 (néritique interne) au niveau 3 (néritique moyen) pour finir au niveau 1 (littoral).

I.3 Conclusion

La réponse des foraminifères planctoniques aux variations de la profondeur d'eau, dans le Bassin côtier congolais, permet de mettre en évidence globalement un mégacycle (qui

peut être subdivisé en 5 cycles de durée variable) d'élévation et de diminution de la paléopropfondeur d'eau marine (cf. fig. 37). Le maximum de profondeur atteint se situe au Coniacien terminal-Santonien inférieur, et le minimum dans la partie inférieure du Coniacien et à la fin du Maastrichtien. Entre ces deux minima se distingue, durant le Campanien, un événement aussi important de baisse de la profondeur, précisément à la fin de la zone à *Contusotruncana fornicata*.

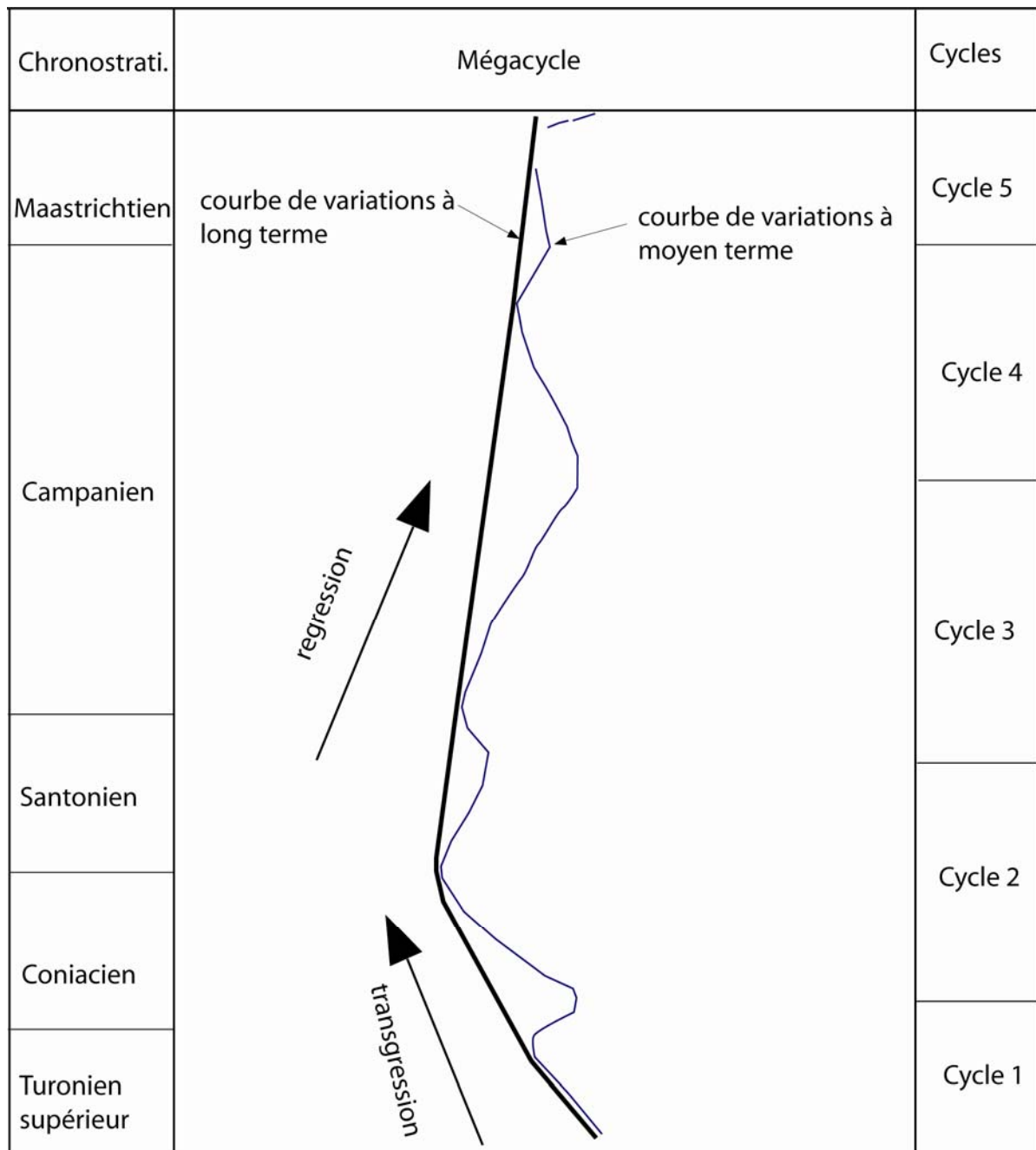


Fig. 37 : Courbes de variations de la paléopropfondeur dans le Bassin côtier congolais du Turonien supérieur au Maastrichtien

La période allant du Turonien supérieur à la partie inférieure du Campanien (zone à *Contusotruncana fornicata*), se distingue par les profondeurs d'eau plus élevées comparées à celles de l'intervalle Campanien supérieur (zone à *Gabonita*) au Maastrichtien.

Les variations paléobathymétriques observées sont-elles une réponse :

- aux processus allocycliques (climatique ou eustatique), ou autocycliques (taux de sédimentation) ?
- à la tectonique régionale ou locale ?

Les tendances cycliques de variations paléobathymétriques déduites de l'analyse des foraminifères planctoniques, si bien préservés sur la plate-forme, sont difficiles à assigner à un seul des mécanismes ci-dessus évoqués.

Toutefois les corrélations, à partir du Santonien, entre la courbe du mégacycle de variations paléobathymétriques mise en évidence (cf. fig. 37) et la courbe d'évolution des paléotempératures de Frakes (1979) d'une part, et celle du cycle eustatique de premier ordre de Vail *et al.* (1991) d'autre part, étayent l'hypothèse que les influences externes (eustasie et modulations climatiques/océanographiques), contribuent significativement à la réponse observée des foraminifères planctoniques.

- Aussi, les influences tectoniques locales ou régionales ne semblent pas écartées. En effet, l'activation épirogénique mayombienne du Coniacien (Vernet *et al.*, 1996) coïncide avec la diminution de la paléopropfondeur du Coniacien inférieur. La phase santonienne de compression de la Bénoué (Reyre, 1984) traduisant un mouvement d'ensemble vers le Nord du bloc « Bantou » de l'Afrique, et correspondant en fait, à l'événement de convergence et de collision sur la marge septentrionale de l'Afrique Arabie, avec l'obduction des ophiolites d'Oman et du Kermanshah-Neyriz (Sengör et Natalian, 1996 ; Burke *et al.*, in Arthur *et al.* 2003), coïncide, dans la courbe du cycle de variations paléobathymétriques à moyen terme du Bassin congolais, avec la chute de la paléobathymétrie au sommet du Santonien. De même l'évènement tectonique compressif fini-Crétacé (65 Ma) sur la plaque Africaine (Guiraud et Bosworth, 1999) coïncide avec la réduction paléobathymétrique au sommet du Maastrichtien.

Chapitre IV: STRATIGRAPHIE SEQUENTIELLE ET CORRELATIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES

La stratigraphie séquentielle est une branche de la stratigraphie qui subdivise les formations géologiques en une succession des séquences de dépôt, dont les limites sont utilisées pour les corrélations à l'échelle régionale, voir globale. Chaque séquence, déposée durant un cycle complet de changements du niveau marin, est composée des strates génétiquement reliées (Vail *et al.*, 1977; Hardenbol *et al.*, 1981 ; Haq *et al.*, 1987 ; Van Wagoner *et al.*, 1988).

Dans certains puits situés sur la plate-forme (puits n°1 et n°2), les assemblages des foraminifères planctoniques et benthiques inventoriés ne permettent pas de situer le passage Turonien-Coniacien. Aussi, les difficultés de datations sont rencontrées dans les zones bathyales (puits n°5 et n°6) pauvres ou dépourvues des foraminifères planctoniques.

Ainsi dans le cadre de ce travail, l'application des concepts de la stratigraphie séquentielle **à partir des diagraphies** a pour but : d'apporter une réponse aux problèmes évoqués ci-dessus. Cette démarche vise à décrypter dans les parties bien datées sur la plate-forme (puit n°3 et n°4), les surfaces chronostratigraphiques respectivement : les Limites de Séquences (LS) et les Surfaces d'Inondation Maximale (SIM) qui délimitent les cortèges de dépôt. La corrélation des surfaces chronostratigraphiques des puits bien datés avec celles des puits qui le sont en partie, pourrait apporter une résolution chronostratigraphique.

I- Rappel sur les concepts de la stratigraphie séquentielle

I.1 Notion d'espace disponible ou potentiel d'accommodation

La géométrie des corps sédimentaires, et leur localisation dans un bassin marin, sont une réponse à la diminution ou à l'augmentation de l'espace disponible, entre le fond du bassin et le niveau de la mer, pour le dépôt des sédiments. Les variations de l'espace disponible résultent des effets de deux facteurs principaux : les variations eustatiques et la tectonique (Vail *et al.*, 1991).

I.2 Notion de séquence de dépôt

Une séquence de dépôt (fig. 38) est définie comme une succession des cortèges de dépôt. Ces cortèges sont constitués par des strates génétiquement reliées, et limités par des

surfaces de discontinuité stratigraphique qui passent latéralement à des surfaces de concordance. Une séquence de dépôt est mise en place durant un cycle complet de variations du niveau marin relatif (cf. fig. 38b). Elle constitue l'unité de base en stratigraphie séquentielle (Mitchum et *al.*, 1977 ; Vail et *al.*, 1977, 1987, 1991 ; Van Wagoner et *al.*, 1987, 1990).

Deux types de séquences sont définis :

- **La séquence de type 1** : elle est associée à un cycle de type 1 qui commence par une chute du niveau marin relatif plus bas que la bordure de la plate-forme.

- **La séquence de type 2** : elle se forme durant un cycle de type 2 qui débute par une baisse moins importante du niveau marin relatif, lequel se maintient sur la plate-forme.

I.3- Les Cortèges de dépôts

Suivant la position du niveau de la mer par rapport à la morphologie plate-forme/talus, quatre types de cortèges de dépôt sont définis (fig. 38) :

- **Le Cortège de Bas Niveau marin (CBN)** : Il est édifié lors d'une chute du niveau marin en bordure de plate-forme (type 1). Il est constitué d'un cône sous marin de bassin (CSB), d'un cône sous-marin de talus (cst) et d'un prisme de bas niveau marin (PBN).

- **Le Cortège Transgressif (CT)** : Il se forme lors de l'élévation du niveau marin. Ce cortège se distingue aisément par son allure rétrogradante (cf. 38a).

- **Le Cortège de Haut Niveau marin (CHN)** : Il est édifié lorsque la remontée du niveau marin continue puis culmine avant de baisser par la suite (cf. fig. 38b). Ce cortège est caractérisé par son allure générale progradante (cf. fig. 38a).

- **Le Cortège de Bordure de Plate- forme (CBP)** : Quand le niveau marin ne chute pas au-delà de la bordure de plate-forme (cycle de type 2), il se forme le cortège de bordure de plate-forme, en remplacement du cortège de bas niveau.

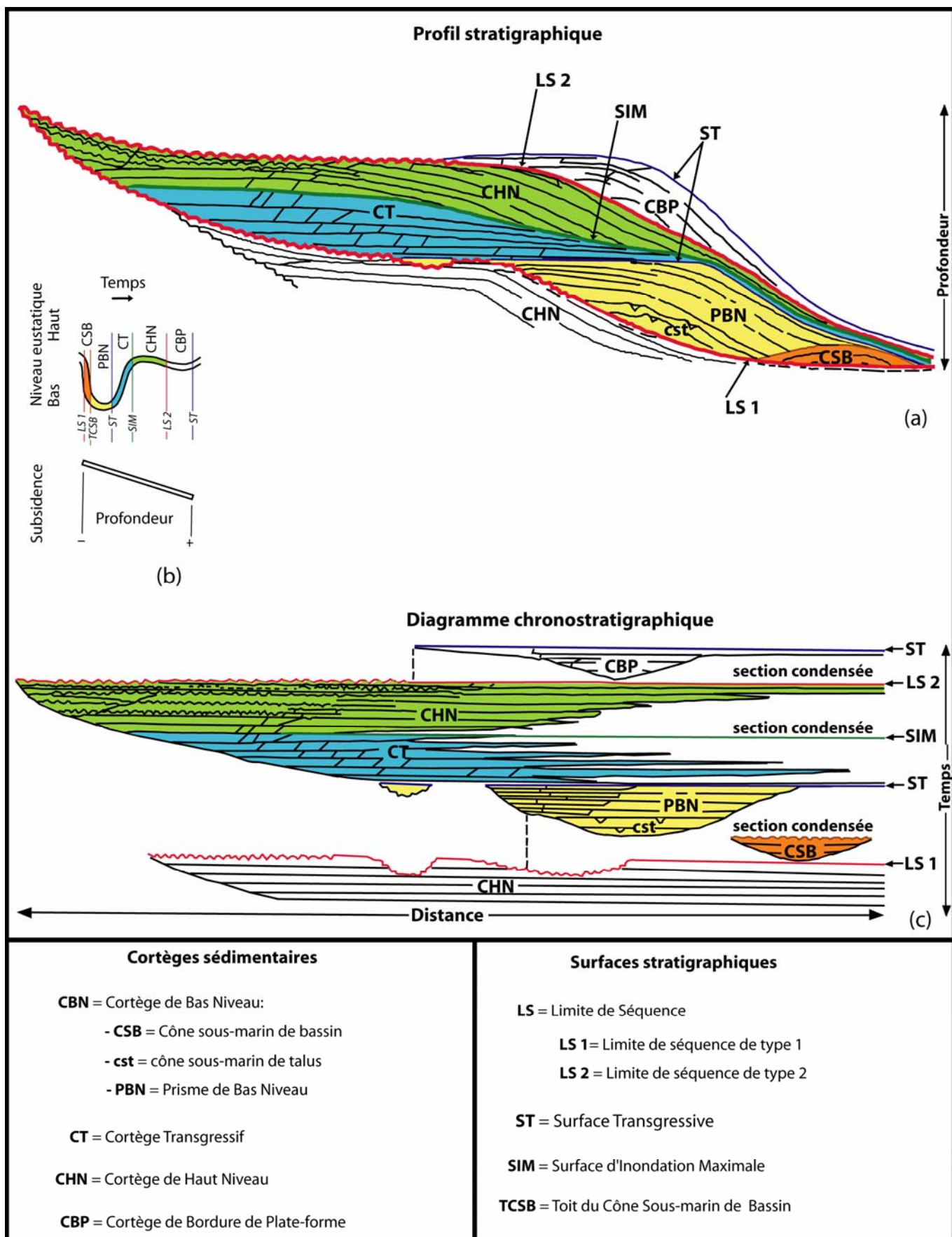


Fig. 38 : Modèle schématique d'une séquence de dépôt avec ses cortèges sédimentaires d'après Vail *et al.*, 1987, 1991, modifié)

I.4-Les surfaces stratigraphiques

Une séquence de dépôt est composée des cortèges sédimentaires, lesquels sont limités par des surfaces de discontinuité stratigraphique (ou leur équivalent latéral concordant). Trois types de discontinuités sont distinguées : la limite de séquences (LS), la surface de transgression (ST) et les surfaces basales de progradation qui comprennent d'une part la surface d'inondation maximale (SIM) et d'autre part celle associée à un cône sous-marin (fig. 38).

I.4.1 Les limites de séquence (LS)

Une limite de séquence est une surface de discontinuité stratigraphique en domaine proximal, liée à une chute du niveau marin, pouvant passer à une surface de concordance en domaine distal. La limite de séquence est latéralement continue (fig. 38a,b), une surface très répandue couvrant au moins un bassin entier. Elle semble apparaître synchrone dans beaucoup de bassins à travers le monde. Elle est prise habituellement comme une ligne temps (Vail *et al*, 1977 ; Vail et Todd, 1981 ; Vail *et al*, 1984 ; Haq *et al*, 1988 ; Hunt et Tucker, 1992 ; Embry, 1995). Deux types possibles de discordances sont distinguées selon que le niveau marin relatif chute plus bas que la bordure de la plate-forme ou, au contraire, se maintient sur celle-ci. Dans le premier cas, la discordance est dite de type 1 (LS 1). Tandis que dans le deuxième cas, elle est dite de type 2 (LS 2).

I.4.2 La surface d'inondation maximale (SIM)

Deux types de surfaces d'inondation maximale se distinguent : la SIM stratigraphique et la SIM bathymétrique.

- La SIM stratigraphique :

La surface d'inondation maximale (SIM) définie sur la base sédimentologique, à partir des modèles d'empilement des strates, est située au dessus de la strate de rétrogradation (correspondant à une surface basale de progradation) (Fig. 38a). Selon Catuneanu (1998), la formation de cette surface enregistre une très faible diachronie qui est liée aux taux de transport sédimentaire. Mais cette diachronie est si faible qu'elle ne peut être déterminée par les techniques de datations courantes (biostratigraphie, radiométrie) ; maintenant ainsi sa valeur de ligne temps (Catuneanu, 2002).

- La SIM bathymétrique :

La surface indiquant la profondeur d'eau maximale est définie à partir de l'analyse des pics d'abondances fauniques. Naish et Kamp (1997) soulignent que la SIM bathymétrique, identifiée sur la base des assemblages fossiles apparaît souvent au sein des cortèges de haut niveau marin.

On notera donc que ces deux SIM ne définissent pas les mêmes surfaces. Celles-ci ne se forment pas au même moment (Catuneanu, 2002).

II. Hierarchisation des sequences de depots

L'application des concepts de la stratigraphie séquentielle permet de classer et d'ordonner les séquences en six cycles (Vail *et al.*, 1991 ; Hardenbol *et al.*, 1998).

II.1. Cycle de premier ordre

Le cycle de premier ordre ou «Cycle Pangéen» a une durée moyenne de 250 Ma. Il est lié aux mouvements tectoniques des plaques lithosphériques. Et il engendre la mégaséquence de dépôt. Du Protérozoïque à l'Actuel, deux cycles sont identifiés (Vail *et al.*, 1991) (Fig. 39). Le cycle auquel appartient notre intervalle d'étude correspond au deuxième cycle. Celui-ci va du Trias à l'Actuel. La montée eustatique y atteint le maximum au Turonien, suivie d'une baisse jusqu'à l'Actuel.

II.2. Cycle de deuxième ordre

Le cycle de deuxième ordre, d'une durée de 3 à 50 Ma (Hardenbol *et al.*, 1998), est un cycle de faciès transgressif/régressif qui résulte des changements à long terme de la subsidence et de l'eustatisme. Il aboutit à la formation d'une superséquence.

II.3. Cycle de troisième ordre

Le cycle de troisième ordre a une durée de 0,5 Ma à 3 Ma. Il est lié aux changements à moyen terme du climat, de l'eustatisme et de la tectonique. C'est ce cycle qui engendre la séquence de dépôt *sensu* Vail *et al.* (1987, 1991) (Fig. 38).

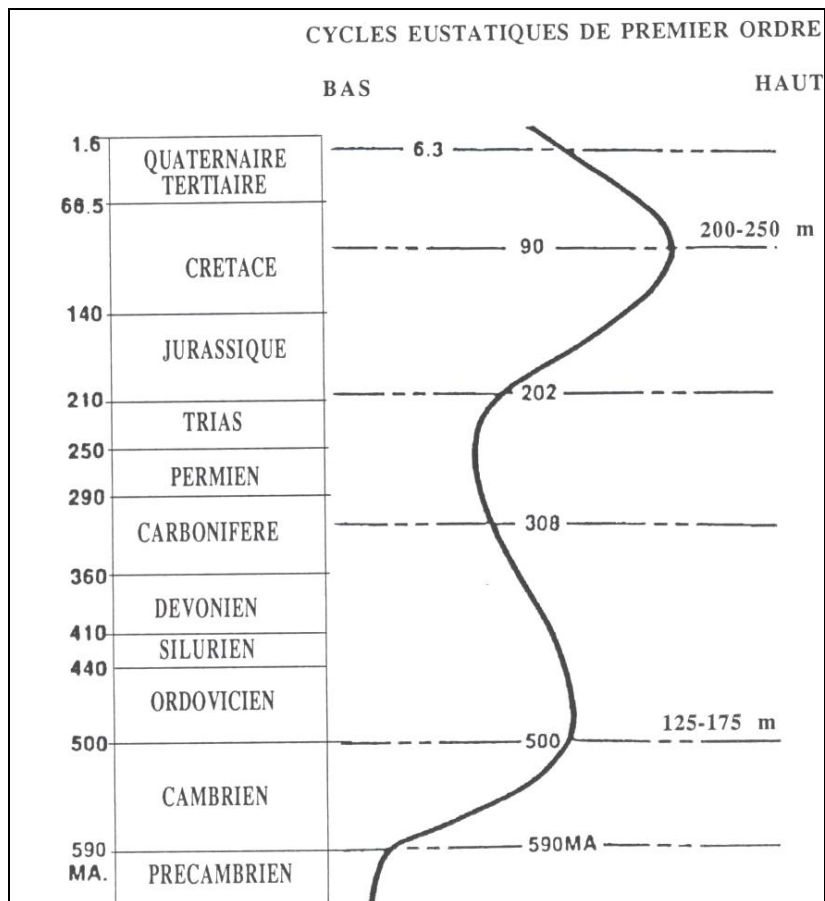


Figure 39 : cycles eustatique de 1^{er} ordre (d'après Vail *et al.*, 1991)

II.4. Cycles de quatrième, cinquième et sixième ordre

Les cycles de 4^e ordre (0,08 à 0,5 Ma), de 5^e ordre (0,03 à 0,08 Ma) et de 6^e ordre (0,01 à 0,03 Ma) sont en relation avec les perturbations climatiques de type Milankovitch (Cramez et Duval, 1998). Ces perturbations provoquent des variations eustatiques en raison soit de la variation du volume océanique par dilatation de l'eau de mer soit des fluctuations du volume des calottes glaciaires, sous l'effet de l'insolation. Ces cycles engendrent des paraséquences.

III. Identification des cortèges sédimentaires et des surfaces chronostratigraphiques à partir des diagraphies

La reconnaissance des réponses diagraphiques est fondée sur les caractéristiques (physiques et chimiques) essentielles des sédiments. D'après les observations des auteurs (Vail *et al.*, 1987, 1990, 1991), chaque cortège sédimentaire ainsi que ses limites se distinguent par une signature diagraphique caractéristique. Les figures 40, 41, 42, 43 et 44

illustrent : la géométrie sur un bloc diagramme desdits cortèges de dépôt et leurs expressions diagraphiques.

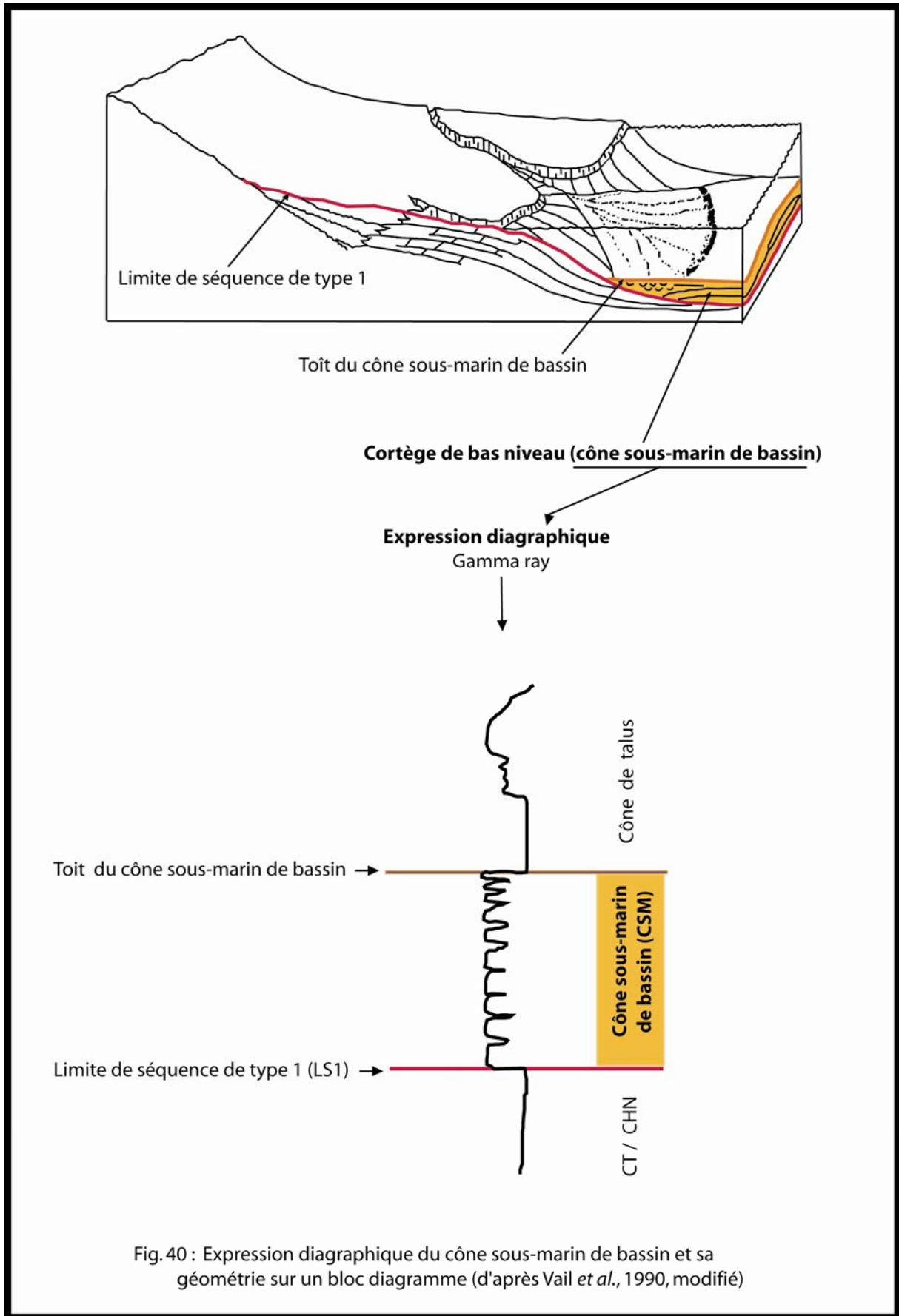
Les limites de séquences, définies sur la base des modèles d'empilement des strates, sont localisées au sommet des successions marines progradantes (fig. 38a). Leurs expressions diagraphiques se caractérisent par des plus faibles valeurs du gamma ray à la fin d'une tendance progradante (cf. figs. 40, 41, 42, 43 et 44).

Les surfaces d'inondation maximale, définies à partir des modèles d'empilement des strates, sont situées au dessus de la strate de rétrogradation (fig. 38a). Au niveau diagraphique, elles correspondent aux très fortes lectures du gamma ray, au sommet d'une tendance rétrogradante (cf. fig. 40, 41, 42, 43 et 44).

L'observation du modèle de Vail et *al.* (1987, 1991) (fig. 38) montre que :

- en milieu marin profond, les termes de la séquence correspondent beaucoup plus à des bas niveaux marins, car les cortèges transgressifs (CT) et de haut niveau (CHN) y sont généralement condensés.
- sur la plate-forme, les termes de la séquence correspondent essentiellement à des CT et CHN.
- c'est sur la bordure de la plate-forme que la succession complète est mieux exprimée.

La compilation des réponses diagraphiques caractéristiques de chaque cortège de dépôt mentionnées ci-dessus permet de proposer l'expression diagraphique théorique, en bordure de plate-forme, d'une séquence de dépôt de type 1, telle illustrée dans la figure 45.



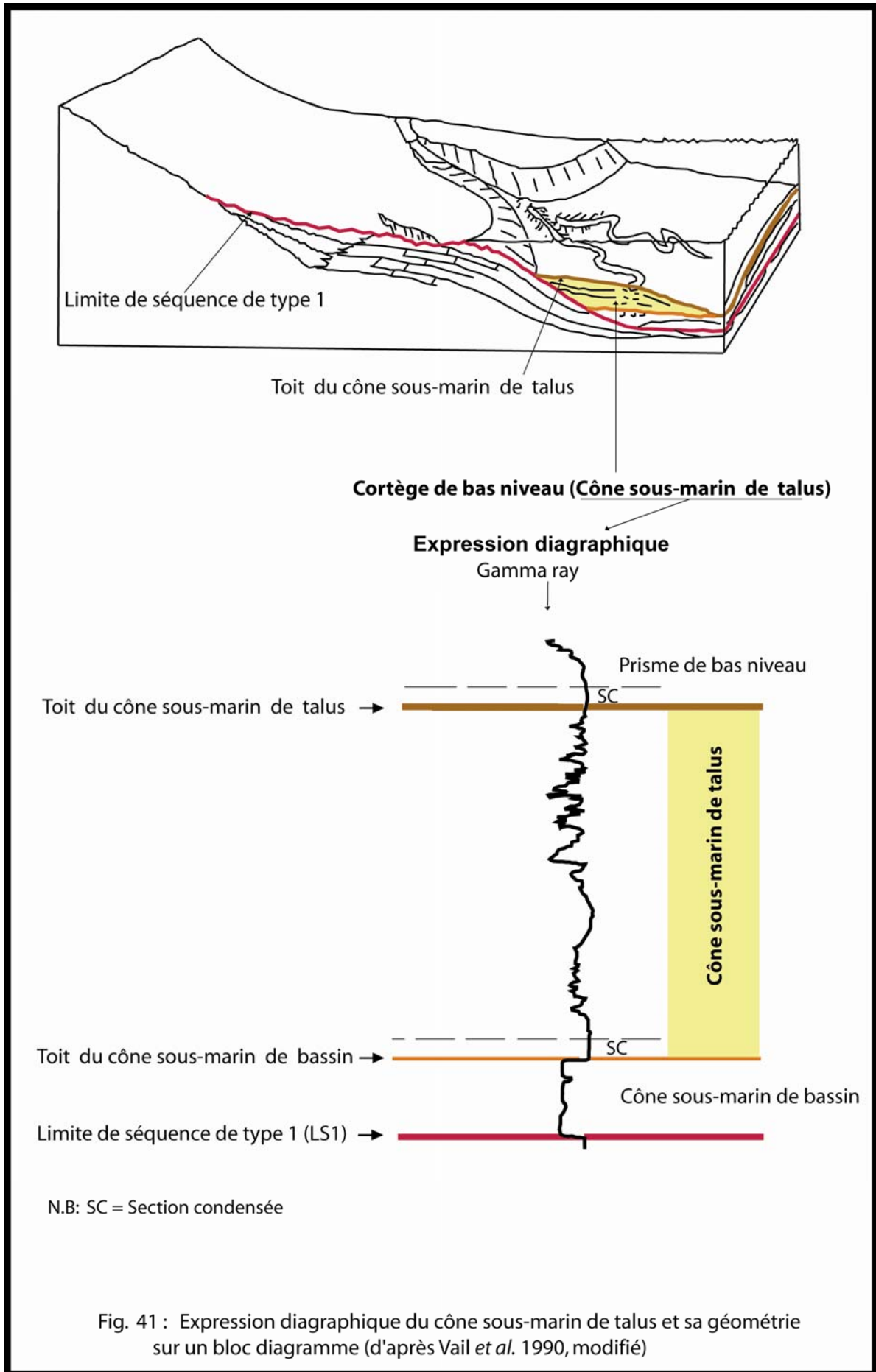
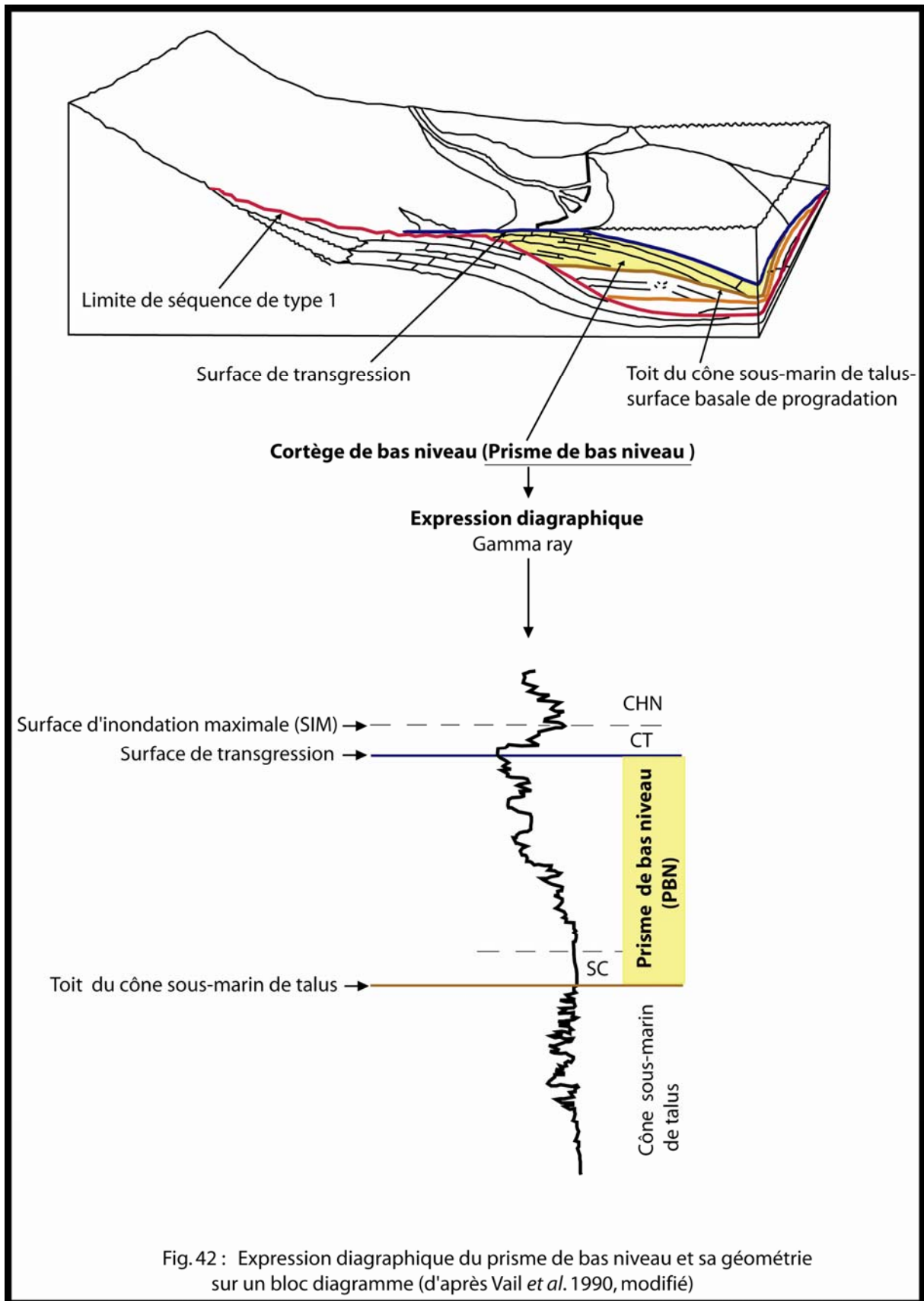
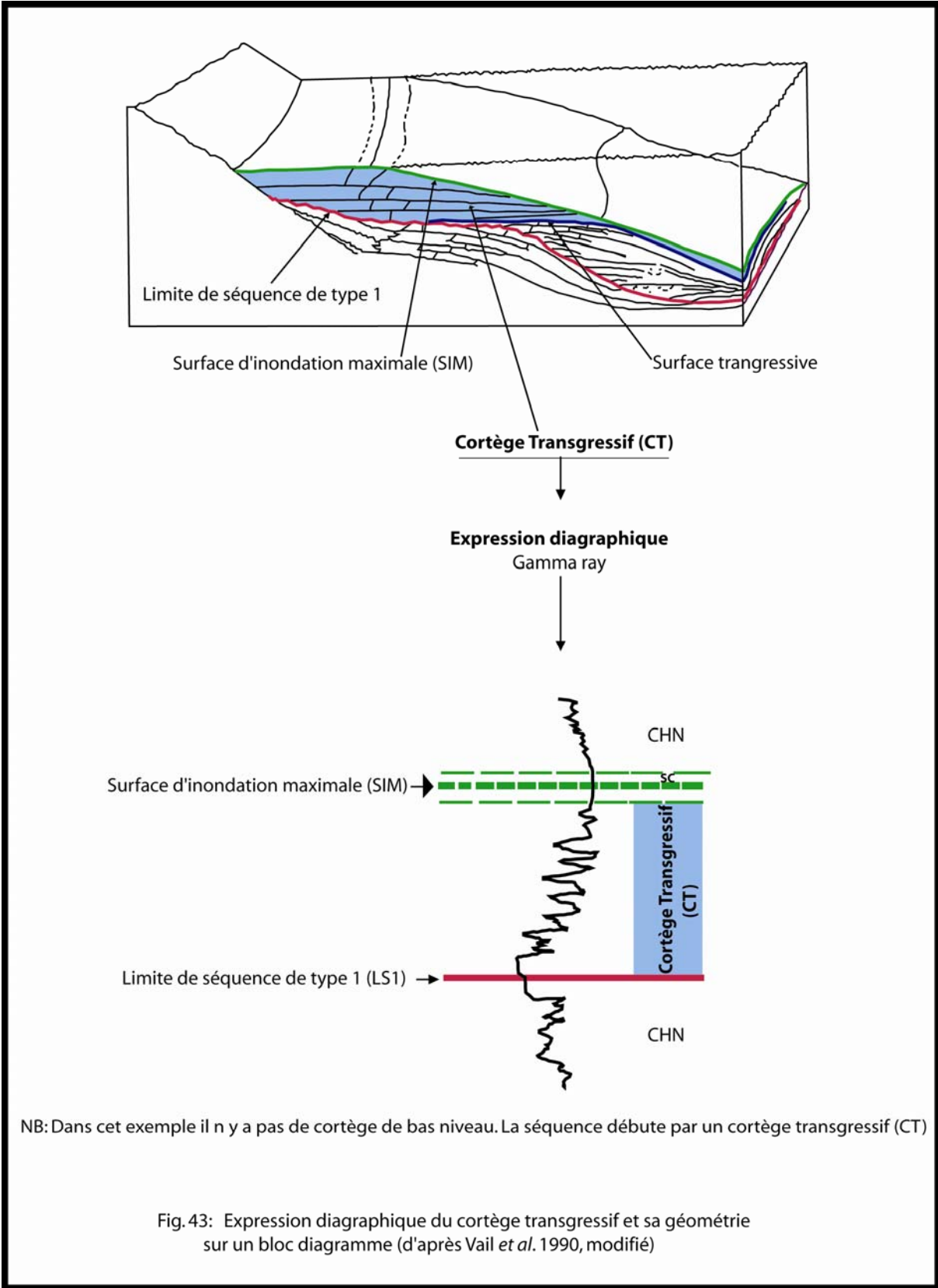
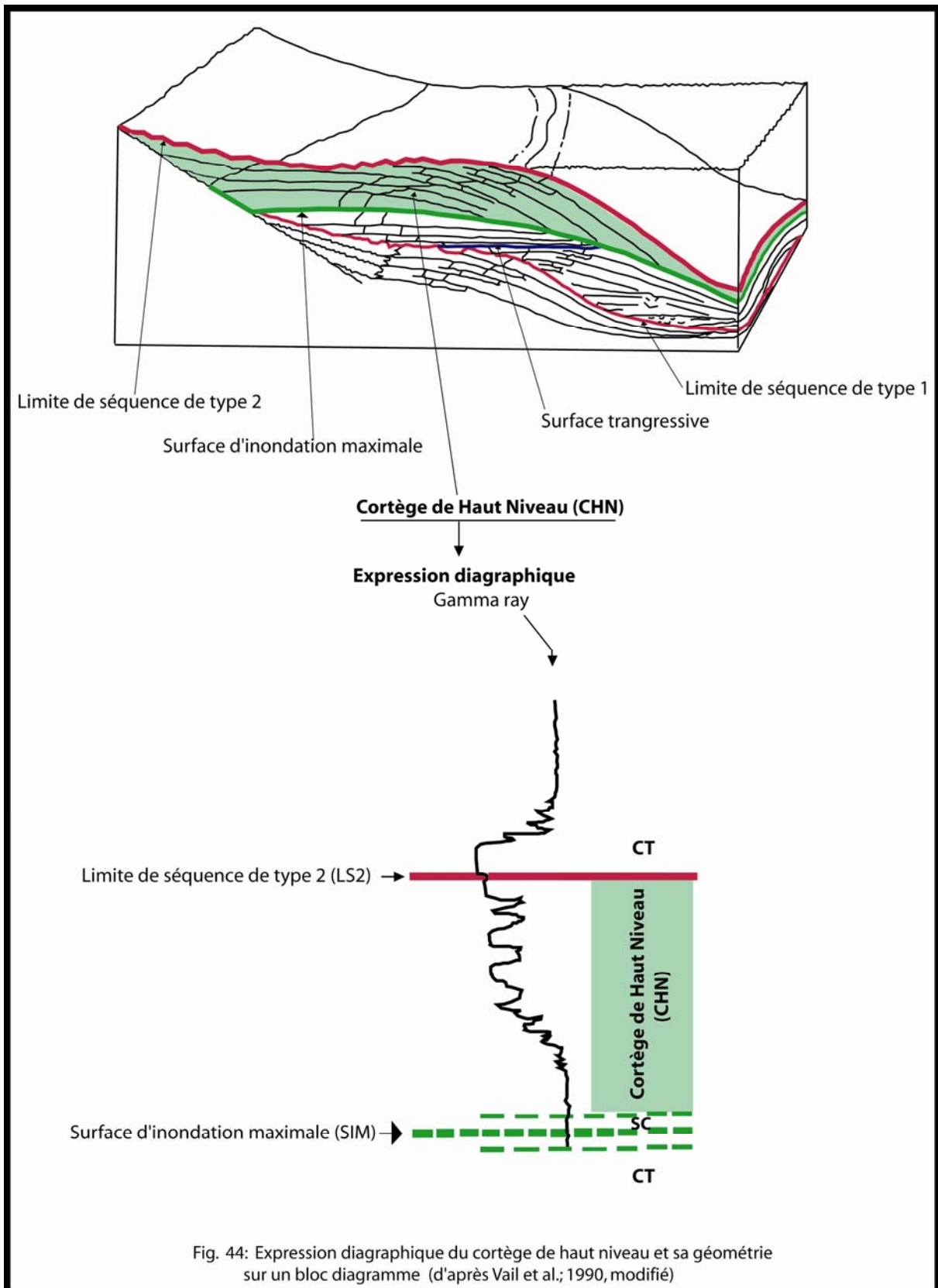


Fig. 41 : Expression diagraphique du cône sous-marin de talus et sa géométrie sur un bloc diagramme (d'après Vail *et al.* 1990, modifié)







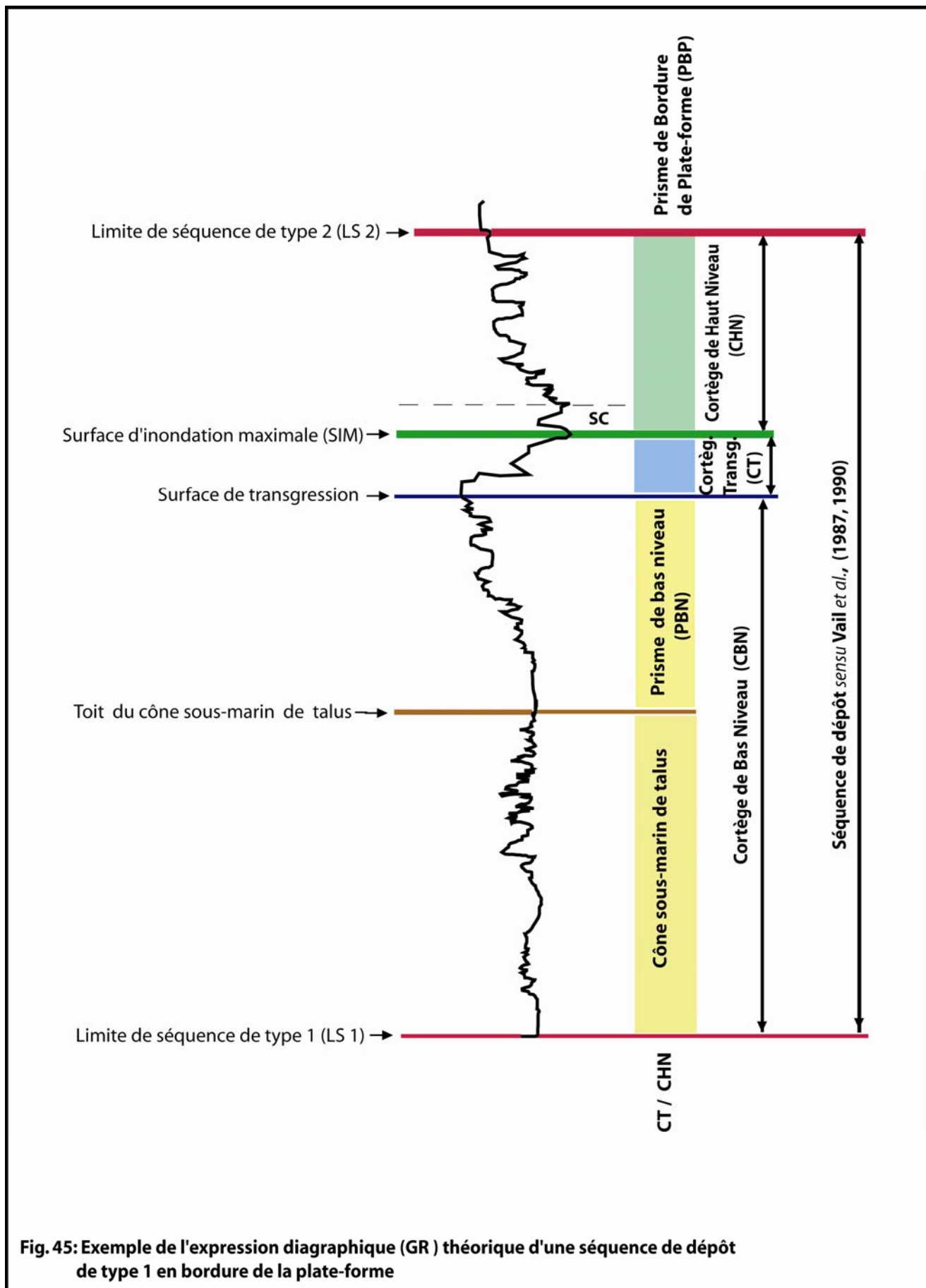


Fig. 45: Exemple de l'expression diagrammatique (GR) théorique d'une séquence de dépôt de type 1 en bordure de la plate-forme

IV Les séquences de dépôt et les surfaces chronostratigraphiques identifiées dans l'intervalle Turonien - Maastrichtien du Bassin côtier congolais

Une première étude appliquant les concepts de la stratigraphie séquentielle, à partir des diagraphies, dans le Bassin côtier congolais, a été faite par Massala (1993). Il ressort de ses travaux que l'intervalle Turonien – Maastrichtien est subdivisé en 17 séquences de dépôt dont 4 au Turonien, et 13 au Coniacien – Maastrichtien, réparties comme suit :

- 2 séquences dans le Coniacien ;
- 2 séquences dans le Santonien ;
- 5 séquences probables dans le Campanien ;
- 4 séquences dans le Maastrichtien.

Ces résultats se révélèrent cohérents avec la révision des séquences de dépôts effectuée à l'échelle de l'Europe Occidentale par Thierry et *al.* (1992) pour l'intervalle considéré. Cependant, le découpage séquentiel ultérieur réalisé par Hardenbol et *al.* (1998), au Nord-Ouest européen, apporte une modification supplémentaire au découpage précédent. Il apparaît alors que l'intervalle Coniacien - Maastrichtien comporte sensiblement 20 séquences de dépôt. Les différences majeures avec les anciens travaux se situant, en fait :

- au Campanien, lequel comporterait environ 10 séquences ;
- au Coniacien qui ne compterait désormais qu'une seule séquence.

On se rappellera que l'eustatisme, la tectonique et le climat sont les principaux paramètres qui contrôlent l'enregistrement sédimentaire des bassins marins. Dans le Bassin côtier congolais, l'intervalle Turonien - Maastrichtien est, d'un point de vue tectonique, typique d'une marge océanique passive, sans une tectonique cassante, ni phénomènes halocinétiques. Il y est mentionné, toutefois, une phase de reprise tectonique, au Coniacien, liée à l'épirogenèse mayombienne (Vernet *et al.*, 1996). Les phénomènes de subsidence très ralentie se manifestent au niveau de la flexure atlantique au cours de l'intervalle de temps étudié (Vernet *et al.*, 1996).

De plus, la situation paléoclimatique de ce bassin, du Coniacien au Maastrichtien, se résume comme suit : les eaux marines seraient froides à partir du Santonien supérieur jusqu'au Maastrichtien contrastant avec un arrière pays chaud (cf chapitre I, première partie). Ce dernier serait sous conditions climatiques intermédiaires entre le climat aride (au Sud) et le climat tropical (au Nord), et recevrait des faibles à intermédiaires taux de précipitations ;

dont la conséquence serait : un faible à intermédiaire taux d'apport sédimentaire provenant du continent.

A la lumière des indications évoquées ci-dessus, il semble que, dans le Bassin côtier congolais, les variations du niveau marin relatif (durant lesquelles les séquences de dépôt du Santonien au Maastrichtien ont été mises en place) aient été plus influencées par les variations eustatiques.

Dans l'analyse séquentielle ci-après, n'ont été exploitées que les variations du rayonnement gamma, car seul l'outil Gamma ray est commun aux six sondages étudiés. En raison d'une diminution de l'amplitude des valeurs du rayonnement gamma dans les puits distaux, l'échelle horizontale de la diagraphie GR y a été agrandie. Cette technique facilite la visibilité des signatures caractéristiques des différents cortèges de dépôt.

IV.1 Le découpage séquentiel dans le puits n°1 (fig. 46)

L'analyse des profils diagraphiques (GR et RHOB) du puits n°1 permet d'identifier des successions cycliques des tendances rétrogradantes (augmentation progressive des valeurs du rayonnement gamma) et progradantes (diminution progressive des valeurs du rayonnement gamma) séparées par un pic important de la radioactivité gamma. Celle-ci autorise de proposer un certain nombre de séquences ci-dessous :

IV.1.1 La séquence de dépôt de l'intervalle ~402-420mètres, non daté

Limite inférieure : LS Tu? (cote : 420 mètres)

Surface d'inondation maximale : *SIM Tu ?* (cote : 410 mètres)

Limite supérieure : LS Co1 ? (cote : ~402 mètres)

La limite Turonien-Coniacien n'a pu être établie dans ce puits à l'aide des foraminifères. C'est pourquoi, les noms attribués aux limites, correspondant en réalité aux âges turonien et coniacien, sont des hypothèses.

Si à la base de la cote 420 mètres, les faibles valeurs du rayonnement gamma se développent à la suite d'une faible baisse du niveau marin, conduisant au dépôt d'un cortège de haut niveau (CHN), la faible valeur du gamma ray visible à cette cote peut être considérée comme une limite de séquence de type 2 nommée LS Tu (?).

Les niveaux calcaires silteux et les siltites argilo-carbonatées enregistrés au dessus de la LS Tu (?) coïncident globalement avec une augmentation des valeurs du gamma ray. Cette tendance traduit une rétrogradation, formant ainsi un cortège transgressif (CT). Celui-ci est limité au sommet par une surface d'inondation maximale (*SIM Tu ?*) assez caractéristique, et

marquée par un important pic du gamma ray, à 410 mètres. La tendance progradante (baisse des valeurs du gamma ray) qui faite suite, constitue un cortège de haut niveau marin (CHN). La plus faible valeur du gamma ray à ~402 mètres en constitue la limite supérieure, et correspond aussi, à la limite de séquence LS Co1 (?).

D'après la reconstitution paléobathymétrique à l'aide des foraminifères (cf. chapitre III), l'intervalle coté 405- 420 mètres passe, de bas en haut, d'un paléoenvironnement littoral vers un paléoenvironnement néritique moyen. Dans un tel environnement, le modèle de Vail et *al.* (1987, 1991 ; fig. 38) prévoit que, les termes de la séquence correspondent essentiellement à des CT et CHN. La séquence Tu (?), identifiée grâce à l'outil diagraphique Gamma ray, et formée d'un cortège transgressif et d'un cortège de haut marin est, en tout cas, compatible avec les indications ci-dessus.

IV.1.2 Les séquences de dépôt du Coniacien

Dans cet intervalle, essentiellement marneux, l'interprétation des courbes de la radioactivité gamma permet de reconnaître 3 séquences de dépôt :

- La séquence de dépôt Co1 (cotes : ~374~402 mètres)

- Limite inférieure : LS Co1 ?
- Surface d'inondation maximale : *SIM Co1* (à la cote~387 mètres)
- Limite supérieure : LS Co2

- La séquence de dépôt Co2 (cotes : ~358 ~374 mètres)

- Limite inférieure : LS Co2
- Surface d'inondation maximale : *SIM Co2* (cote~367 mètres)
- Limite supérieure : LS Co3

-La séquence de dépôt Co3 (cotes : ~337~358mètres)

- Limite inférieure : LS Co3
- Surface d'inondation maximale : *SIM Co3* (cote~350 mètres)
- Limite supérieur : LS Sa1

Page réservée pour la figure n°46 (FORMAT A3)

Les limites de chaque séquence correspondent au niveau à nette rupture de la courbe du gamma ray, bien visible dans le sondage.

Dans la figure 43, toutes ces séquences débutent par une tendance rétrogradante, signature typique d'un cortège transgressif (CT). Une surface d'inondation maximale (SIM) caractérisée par un important pic du gamma ray (à l'exception de celle de la séquence Co2 qui est moins distincte), et une tendance progradante, traduisant un cortège de haut niveau (CHN) terminent ces séquences.

En l'absence des données sismiques, la validation de ce type de séquences peut être recherchée au niveau paléobathymétrique. Il est toutefois important de noter que, les variations bathymétriques ne doivent pas être confondues avec les variations eustatiques. La bathymétrie étant le résultat de la balance entre les changements eustatiques, tectoniques et le taux de sédimentation.

D'après les données micropaléontologiques (cf. Chapitre III), les séquences Co1 et Co2 ont été déposées dans un milieu néritique externe moyen, tandis que la séquence Co3, dans un environnement néritique externe inférieur. En tenant compte de l'évolution de la paléoprosfondeur (qui montre une tendance transgressive), et au sens de Vail et *al.* (1987, 1991) (fig. 38) les séquences de dépôt dans de tels environnements, ne sont constituées essentiellement que des cortèges transgressifs (CT) et de haut niveau (CHN). Ainsi, les séquences mises en évidence en diagraphies s'intègrent correctement dans le modèle proposé.

Remarques : La limite supérieure de la séquence Co1 se situe à environ 2 mètres au dessus de l'événement d'extinction de *Clavhedbergella simplex*. La SIM Co3 est proche de l'événement de disparition "précoce" de *Marginotruncana pseudolinneiana*.

De plus, la limite supérieure de la séquence Co3 est située à ~9 mètres au dessus de l'évènement d'extinction de *Dicarinella cf. imbricata*, autrement dit, au Santonien. La mise en place du cortège de haut niveau (CHN) de la troisième séquence du Coniacien s'étale donc jusqu'au Santonien.

IV.1.3 Les séquences de dépôt du Santonien

L'allure de la courbe du gamma ray dans l'intervalle essentiellement marneux daté du Santonien permet de déceler les signatures diagraphiques caractéristiques :

- des cortèges transgressifs (augmentation progressive des valeurs du gamma ray des niveaux inférieurs vers les niveaux supérieurs) ;
- de la surface d'inondation maximale (présence d'un pic radioactif important dans les niveaux supérieurs) ;
- des cortèges de haut niveau (diminution des valeurs du gamma ray après l'important pic, en allant vers les niveaux supérieurs) ;
- des limites de séquences, au sommet des successions progradantes.

Ainsi, deux séquences de dépôt formées chacune de deux cortèges (CT et CHN) séparés par une surface d'inondation maximale ont pu être reconnues :

- La séquence Sa1 (cotes : 325--358 mètres)

- o Limite inférieure : LS Sa1
- o Surface d'inondation maximale : *SIM Sa1* (cote~332 mètres)
- o Limite supérieure : LS Sa2
- o

- La séquence Sa2 (cotes : ~319-325 mètres)

- o Limite inférieure : LS Sa2
- o Surface d'inondation maximale : *SIM Sa2* (cote~320 mètres)
- o Limite supérieure : LS Ca1
- o

L'analyse des assemblages des foraminifères (cf. chapitre III) indique un milieu néritique externe moyen dans lequel ces séquences ont été déposées. Ce type de milieu est concordant avec la nature des séquences identifiées en diagraphies.

Remarques : la limite supérieure de la séquence Sa2 est localisée légèrement au dessus de l'évènement d'extinction de *Marginotruncana sinuosa* (indiquant la fin du Santonien). Elle apparaît donc datée du Campanien basal. La surface d'inondation maximale (*SIM Sa2*) qui la précède, coïncide, par contre, avec cet évènement. Elle semble souligner la limite Santonien-Campanien dans ce puits.

IV.1.4 Les séquences de dépôt du Campanien

L'analyse des expressions diagraphiques dans l'intervalle marneux, à intercalations calcaires, d'âge campanien, permet de distinguer 9 séquences de dépôt. Elles débutent chacune par un cortège transgressif (tendance rétrogradante), et se termine par un cortège de haut niveau (tendance progradante). Ce sont de bas en haut:

- La séquence de dépôt Ca1 (cotes: ~304~319 mètres)

- o Limite inférieure : LS Ca1

- Surface d'inondation maximale : *SIM Ca1* (cote 310 mètres)
- Limite supérieure : LS Ca2
-
- **La séquence de dépôt Ca2 (cotes: 290~304 mètres)**
 - Limite inférieure : LS Ca2
 - Surface d'inondation maximale : *SIM Ca2* (cote~291 mètres)
 - Limite supérieure : LS Ca3
- **La séquence de dépôt Ca3 (cotes: ~284-290 mètres)**
 - Limite inférieure : LS Ca3
 - Surface d'inondation maximale : *SIM Ca3* (cote 285 mètres)
 - Limite supérieure : LS Ca4
 -
- **La séquence de dépôt Ca4 (cotes: ~267~284 mètres)**
 - Limite inférieure : LS Ca4
 - Surface d'inondation maximale : *SIM Ca4* (cote ~270 mètres)
 - Limite supérieure : LS Ca5
 -
- **La séquence de dépôt Ca5 (cotes: ~247~267 mètres)**
 - Limite inférieure : LS Ca5
 - Surface d'inondation maximale : *SIM Ca5* (cote~263 mètres)
 - Limite supérieure : LS Ca6
 -
- **La séquence de dépôt Ca6 (cotes: ~237~247 mètres)**
 - Limite inférieure : LS Ca6
 - Surface d'inondation maximale : *SIM Ca6* (cote~245 mètres)
 - Limite supérieure : LS Ca7
 -
- **La séquence de dépôt Ca7 (cotes: 225~237 mètres)**
 - Limite inférieure : LS Ca7
 - Surface d'inondation maximale : *SIM Ca7* (cote~235 mètres)
 - Limite supérieure : LS Ca8
 -
- **La séquence de dépôt Ca8 (cotes: ~213-225 mètres)**
 - Limite inférieure : LS Ca8
 - Surface d'inondation maximale : *SIM Ca8* (cote~221 mètres)
 - Limite supérieure : LS Ca9
 -
- **La séquence de dépôt Ca9 (cotes: ~202~213 mètres)**
 - Limite inférieure : LS Ca9
 - Surface d'inondation maximale : *SIM Ca9* (cote~209 mètres)
 - Limite supérieure : LS Ma1

Remarques : Au passage tendance rétrogradante-tendance progradante s'intercalent les surfaces d'inondation maximale (*SIM*) aisément identifiables par leur important pic radioactif caractéristique. Par ailleurs, quelques coïncidences sont observées entre les disparitions de certaines espèces de foraminifères et la formation de ces surfaces d'inondation maximale. En

effet, la *SIM Ca3* (localisée dans la séquence Ca3) coïncide avec la disparition de *Globotruncanita elevata* et de *Gabonita parva*. Tandis que la disparition ‘‘précoce’’ de *Globotruncana bulloides* coïncide avec la *SIM Ca4*.

En outre, les données fauniques (cf. chapitre III) indiquent que les séquences de dépôt Ca1 à Ca4 situées dans les parties inférieures (zone à *Contusotruncana fornicata*) et moyenne (partie inférieure de la zone à *Gabonita*) du Campanien, ont été mises en place dans des environnements : néritiques externes supérieurs-néritiques externes moyens, plus profonds que ceux des séquences situées dans la partie supérieure (zone à *Gabonita*) de cet intervalle de temps. Dans l’ensemble, la nature des séquences mises en évidence est cohérente avec de tels paléoenvironnements.

IV.1.5 Les séquences de dépôt du Maastrichtien

Dans la partie inférieure du Maastrichtien, le caractère discontinu des enregistrements des rayonnements gamma exprimés en API, impose le recours à la courbe de densité gamma (RHOB). La radioactivité gamma y est exprimée en gramme par centimètre cube. L’analyse des profils diagraphiques (GR et RHOB) aboutit à l’identification de 4 séquences de dépôt, hypothétiques (car moins distinctes), dans l’ensemble marneux à intercalations calcaires. Ces séquences comprennent chacune deux cortèges de dépôt dont un cortège transgressif (augmentation progressive des courbes GR et RHOB) à la base, suivi d’un cortège de haut niveau (diminution progressive des mêmes courbes) au sommet. Les surfaces d’inondation maximale (*SIM*) séparant lesdits cortèges sont reconnues par leur important pic radioactif. Tandis que les limites de ces séquences se situent aux points de rupture des courbes GR et RHOB, correspondant aux faibles valeurs de la radioactivité gamma dans chaque cycle.

Du bas vers le haut les séquences identifiées sont :

- La séquence de dépôt Ma1 (cotes: ~197--~202 mètres)

- Limite inférieure : LS Ma1
- Surface d’inondation maximale : *SIM Ma1* (cote~198 mètres)
- Limite supérieure : LS Ma2
-

- La séquence de dépôt Ma2 (cotes: ~194--~197 mètres)

- Limite inférieure : LS Ma2
- Surface d’inondation maximale : *SIM Ma2* (cote195 mètres)
- Limite supérieure : LS Ma3
-

- La séquence de dépôt Ma3 (cotes: ~190-194 mètres)

- Limite inférieure : LS Ma3
- Surface d'inondation maximale : *SIM Ma3* (cote~193 mètres)
- Limite supérieure : LS Ma4
-

- La séquence de dépôt Ma4 (cotes: ~180~190 mètres)

- Limite inférieure : LS Ma4
- Surface d'inondation maximale : *SIM Ma4* (cote~187 mètres)
- Limite supérieure : LS Pa

Les données paléobathymétriques permettent de conforter la validité du type des séquences identifiées. Dans l'intervalle Maastrichtien, différents types de paléomilieux dans lesquels les séquences de dépôt ont été formées sont reconnus. La première séquence de dépôt (Ma1) a été mise en place dans un environnement passant du néritique interne au néritique moyen. Tandis que les séquences Ma2 et Ma3 ont été enregistrées dans le domaine néritique moyen. Lors du dépôt de la séquence Ma4, l'environnement de dépôt passe du néritique moyen au domaine littoral.

L'observation du modèle de Vail et *al.* (1987, 1991) (fig. 38) montre que sur la plateforme, les termes de la séquence correspondent essentiellement à des CT et CHN. Il se dégage ainsi une concordance entre les types de séquences identifiées (uniquement à termes transgressif (CT) et de haut niveau (CHN)) et les environnements reconnus à l'aide de la microfaune.

Remarque : la limite supérieure de la séquence Ma4 (LS Pa) est située dans le Paléocène moyen basal.

IV.2 Le découpage séquentiel dans les 5 autres puits

La même démarche que pour le puits n°1 a été appliquée aux 5 autres puits. Les figures n°47 -n°51 en résument les séquences identifiées.

La définition des séquences à partir des diagraphies, précisément de leurs cortèges de dépôt, dans le puits n°2, s'accorde avec un fait observé dans le chapitre I (Analyse lithologique).

En effet, il a été souligné l'existence probable de courants, parallèles à la côte, remontant vers le Nord des éléments clastiques provenant du Sud, comme l'avaient déjà suggérée Vernet *et al* (1996), lesquels évoquent l'influence du débouché du paléofleuve Congo sur l'apport détritique. Les siltites quartzeuses, assez représentées dans la partie inférieure de ce puits, seraient apportées, par des courants de direction Sud /Nord parallèle à la côte.

Dans l'intervalle non daté (fig. 47), les données paléobathymétriques indiquent une succession de paléoprofondeurs suivante: maximum 10 mètres à la base, puis environ 100mètres au sommet. De telles amplitudes de variation de la tranche d'eau, favorisent la mise en place de cortèges transgressifs (CT) suivis des cortèges de haut niveau (CHN) dont les signatures sont très bien imprimées dans les configurations diagraphiques du rayonnement gamma (fig. 47). Ces indications confortent l'hypothèse de l'existence des courants porteurs des silts, plutôt que leur apport par suite des phénomènes érosifs sur la plate-forme (qui n'est pas exondée, durant cette période).

La tendance aggradante du gamma ray (entre ~651 et 655m), surmontant la limite de séquence LS Co1 (?), et exprimée au niveau lithologique par le dépôt des siltites, est comparable à la réponse d'un cortège de bas niveau (un cône de talus ou une vallée incisée remplie de siltites, par exemple). Mais les données paléobathymétriques indiquent des faibles amplitudes de réduction de la paléoprofondeur d'eau marine. En effet, du domaine néritique externe supérieur (>100m) à la cote 660m, l'environnement de dépôt passe au néritique interne (entre 10 et 40 m) à la cote 655m, puis revient au néritique externe supérieur (>100m) à 650m. A ce titre, il se formerait plutôt le cortège de bordure de plate-forme, en remplacement du cortège de bas niveau. Dans cette hypothèse, la surface transgressive (ST) est placée à la cote 651m. Et la limite de séquence LS Co1 (?) est de type 2.

Les siltites situées entre les cotes ~638 et ~644m s'expriment au niveau diagraphique par une tendance aggradante du gamma ray, comparable à la réponse d'une vallée incisée remplie de siltites ou d'un cône de talus. Or ces structures ne se forment qu'en contexte d'un bas niveau marin. Tandis que l'évolution paléobathymétrique dans cet intervalle montre plutôt une tendance transgressive. S'agit-il d'un chenal local ? Les corrélations diagraphiques avec l'ensemble des puits apporteront sans doute des éléments de réponse sur l'extension de ces structures.

Comme dans le puits n°1, la limite supérieure de la troisième séquence du Coniacien (Co3) se situe dans la partie inférieure du Santonien. Tandis que la surface d'inondation maximale *SIM Co3* coïncide avec la disparition du marqueur planctonique *Dicarinella imbricata*. Ceci implique que, la *SIM Co3* caractériserait, dans ce puits, la limite Coniacien-Santonien. Par conséquent, le cortège de haut niveau appartenant à cette séquence a été déposé durant le Santonien inférieur.

Page réservée pour la figure n°47 (FORMAT A3)

Les données paléobathymétriques (figs. 36, 47) indiquent que durant la période Coniacien supérieur-Santonien inférieur, l'environnement bathyal supérieur, dans le Bassin côtier congolais, se localisait dans la zone du puits n°2. Mais cette période n'a pas été suivie immédiatement (au Santonien moyen) par des chutes importantes de paléoprofondeurs pour que les séquences sédimentaires rencontrées contiennent aussi les cortèges de bas niveau.

Remarques : La limite supérieure de la séquence Ma4 est située à la limite Maastrichtien-Paléocène supérieur.

Page réservée pour la figure n°48 (FORMAT A3)

L'allure de la courbe du gamma ray dans l'intervalle 825-857 mètres (fig. 48), semble difficile à interpréter. En effet, une tendance progradante est observée entre 857 et 845 mètres. Elle rappelle la signature diagraphique d'un cortège de haut niveau. Ce cortège est attribué à la séquence de dépôt Tu3. La limite supérieure de cette séquence (LS Co1, d'âge coniacien) placée à 845 mètres, correspond à une nette rupture de la courbe du gamma ray. Cette limite de séquence est immédiatement suivie d'une tendance aggradante des valeurs du gamma ray, exprimée au niveau lithologique par des marnes. Le sommet de cette tendance aggradante est marqué à 827 mètres, par une chute distincte du gamma ray. Une tendance rétrogradante entre 827 et 825 mètres souligne la réponse d'un cortège transgressif, lequel est limité au sommet par la surface d'inondation maximale à 825 mètres.

Ainsi, à quel type de cortège attribuer la tendance aggradante, marneuse?

Les données paléobathymétriques indiquent une certaine baisse, mais faible, de la paléoprosfondeur, lors de la mise en place des marnes à réponse diagraphique aggradante. En effet, l'environnement passe du domaine bathyal supérieur (au Turonien sommital) au domaine néritique externe inférieur (à la base du Coniacien).

Cette signature diagraphique (tendance aggradante) ne peut donc être attribuée à celle d'une vallée incisée ou d'un cône sous marin, qui exige un contexte de bas niveau. Si elle est supposée exprimer un cortège de bordure de plate-forme, la surface transgressive (ST) peut être placée à la cote 827 mètres.

Remarques : la limite supérieure de la séquence Co2 est située dans le Santonien. La surface d'inondation maximale (*SIM Co2*) assez caractéristique de cette séquence est très proche de l'évènement d'extinction du marqueur planctonique *Marginotruncana renzi*. D'où la partie supérieure de cette séquence, précisément le cortège de haut niveau a été mis en place durant le Santonien.

Les disparitions de foraminifères planctoniques *Dicarinella concavata* et *Marginotruncana sinuosa*, soulignant la fin du Santonien, sont très proches de la limite supérieure de la séquence Sa2.

La surface d'inondation maximale *SIM Ca5*, localisée dans la cinquième séquence du Campanien, coïncide avec la disparition du marqueur planctonique *Globotruncanita elevata*.

Les disparitions "précoces" de *Globotruncanita stuarti* et *Pseudotextularia elegans* coïncident avec la limite inférieure de la séquence Ma3.

La limite supérieure de la séquence Ma4 est située dans le Paléocène moyen.

Page réservée pour la figure n°49 (FORMAT A3)

Il convient de préciser que, l'enregistrement diagraphique gamma ray n'étant pas complet dans la section datée du Turonien (fig. 49), seules les séquences allant du Coniacien au Maastrichtien sont identifiées.

La limite supérieure de la séquence Co1 n'est pas bien individualisée, elle est hypothétique. Le choix du pic caractérisant la *SIM Co2* est difficile. Elle est placée, par hypothèse, à la cote 920 mètres. A cette cote, elle coïncide avec la disparition du marqueur planctonique *Marginotruncana renzi* qui indique ici, la limite Coniacien-Santonien.

Les variations paléobathymétriques (figs. 36, 49) dans l'intervalle Turonien – Coniacien indiquent une faible diminution de la paléoprofondeur d'eau. En effet, du domaine bathyal supérieur durant le Turonien supérieur (avec la formation des marnes silteuses), l'environnement devient néritique externe inférieur au cours du dépôt de la séquence silteuse Co1, pour revenir au domaine bathyal supérieur pendant le dépôt de la séquence marneuse Co2. Etant donné que l'environnement de dépôt de la séquence Co1 n'est ni littoral ni néritique interne, la présence des siltites ne traduirait donc pas un contexte de bas niveau marin. Elle peut être attribuée à un cortège de bordure de plate-forme. Dans cette hypothèse, la surface transgressive (ST) est placée à la cote ~954 mètres.

La limite supérieure de la séquence Sa2 se situe, à moins d'un mètre, avant la disparition de *Marginotruncana sinuosa* (soulignant la fin du Santonien).

Les disparitions de *Globotruncana bulloides*, *G. rosetta*, *Heterohelix globulosa* coïncident avec la limite inférieure de la séquence Ma3.

La limite supérieure de la séquence Ma4 correspond au passage Maastrichtien-Paléocène moyen.

Page réservée pour la figure n°50 (FORMAT A3)

Les variations du rayonnement gamma dans l'intervalle condensé (1885-1965 mètres), marneuse à intercalations calcaires, daté du Coniacien-Maastrichtien (fig. 50) ne montrent aucune réponse diagraphique caractéristique d'un cortège de bas niveau marin. Pourtant, d'après les reconstitutions paléobathymétriques (cf. chapitre III), le puits n°5 se situerait entièrement dans le domaine bathyal. La subsidence étant très ralentie au niveau de la flexure atlantique (Vernet *et al.*, 1996), l'oscillation de la position de ce puits, entre le domaine bathyal moyen et le domaine bathyal inférieur, pendant le temps considéré, atteste des faibles diminutions de la paléoprofondeur. Cette observation conforte ainsi, l'absence des cortèges de bas niveau comme l'indiquent les réponses diagraphiques. Au total 7 séquences de dépôt sont identifiées. En raison de l'insuffisance du contrôle biostratigraphique dans ce puits, ces séquences sont numérotées.

Remarques : la limite supérieure (LS 2) de la séquence 2 se situe à environ un mètre, au dessus de la zone d'extinction du marqueur planctonique *Marginotruncana renzi*. Cette indication suggère que le dépôt du cortège de haut niveau, de cette séquence, se termine à la base du Santonien.

La surface d'inondation maximale *SIM 4* coïncide avec la disparition des marqueurs planctoniques *Marginotruncana sinuosa* et *M. pseudolinneiana*. Elle correspondrait ainsi, dans ce puits, à la fin du Santonien. Et, la limite supérieure de la séquence 4 (LS 4), se situe dans l'intervalle Campanien-Maastrichtien, à la cote où disparaît "précocement" *Contusotruncana fornicata*. D'où, le cortège de haut niveau de la séquence 4 appartient entièrement à l'intervalle Campanien-Maastrichtien.

Page réservée pour la figure n°51 (FORMAT A3)

Une tendance aggradante caractérisant l'unité lithologique silteuse C, n'est bien distincte que sur la courbe du potentiel spontané (cf. fig. 51). Dans l'ensemble 10 séquences de dépôt sont distinguées.

Les données paléobathymétriques indiquent que le puits n°6, le plus distal des six puits étudiés, demeure en domaine bathyal, du Coniacien jusqu'au Maastrichtien. Mais les faibles amplitudes de réduction de la paléoprofondeur d'eau marine telles que signalées dans les puits précédents (moins profonds) n'ont guère permis l'enregistrement des cortèges de bas niveau. Ce que attestent d'ailleurs les réponses diagraphiques. Si par analogie avec les faits observés dans les puits précédents, l'unité silteuse C peut être attribuée à un cortège de bordure de plate-forme, la sédimentation silteuse dans les autres parties de la coupe, par contre, peut être liée au phénomène de courants de turbidité (au sens de Stow, 1992), qui caractérisent les environnements de talus.

Remarques: la *SIM 4* coïncide avec l'extinction du marqueur planctonique *Dicarinella imbricata* qui indique la fin du Coniacien. D'où, la formation du cortège de haut niveau de la séquence 4 débute à la fin du Coniacien.

IV.3. Corrélations diagraphiques des séquences de dépôt et des surfaces chronostratigraphiques entre puits : vers une résolution des problèmes de limites stratigraphiques rencontrés

IV.3.1 La limite Turonien-Coniacien dans les puits situés sur la plate-forme

Dans les puits n°1 et n°2, il a été mentionné l'absence de marqueurs planctoniques autorisant de situer la limite basale du Coniacien et par delà, la limite Turonien-Coniacien.

Le puits n°3, caractérisé par une limite Turonien-Coniacien bien datée grâce au marqueur *Dicarinella hagni*, et par une diagraphie gamma ray assez exprimée, est pris comme puits de référence.

IV.3.1.1 Situation de la limite Turonien-Coniacien dans le puits n°1

L'analyse de la figure 52 révèle une similitude des profils diagraphiques entre les puits n°1 et n°3. La corrélation des séquences de dépôt identifiées dans les deux puits apporte des éléments de réponse sur la limite Turonien –Coniacien dans le puits n°1. En effet, il apparaît que la séquence de dépôt Tu3 identifiée dans le puits n°3 se corrèle de façon convaincante avec celle nommée Tu (?) enregistrée dans le puits n°1. Dans la séquence Tu3, les surfaces chronostratigraphiques individualisées: *SIM Tu3* et LS Co1 sont datées respectivement du

Turonien et du Coniacien. Leurs corrélations avec les surfaces nommées *SIM Tu* (?) et LS Co1 (?) dans le puits n°1, permettent de situer la limite Turonien-Coniacien entre les cotes ~402 m et 410 m. Par déduction, l'intervalle 410-420m correspond entièrement au Turonien dans le puits n°1.

IV.3.1.2. Situation de la limite Turonien-Coniacien dans le puits n°2

L'examen attentif de la figure 53 révèle, de façon générale, l'existence d'une même réponse de l'enregistrement du rayonnement gamma dans les puits n°2 et n°3.

Les séquences de dépôt et les surfaces chronostratigraphiques mises en évidence dans les deux puits, se corrélaient aisément. Dans le puits n°3, la limite Turonien-Coniacien passe entre la surface d'inondation maximale *SIM Tu3* d'âge turonien et la première limite de séquence du Coniacien (LS Co1). Ces surfaces corrélaient dans le puits n°2, respectivement avec la *SIM Tu3* (?) (cote : 660m) et la LS Co1 (cote : 655 m). D'où, dans le puits n°2, la limite Turonien-Coniacien passe entre les cotes 655 et 660m. Par conséquent, l'intervalle 660-690m est attribué au Turonien *sensu stricto*.

Page réservée pour la figure n°52 (FORMAT A3)

Page réservée pour la figure n°53 (FORMAT A3)

IV.3.2 Datations dans les zones bathyales pauvres ou dépourvues des foraminifères planctoniques

IV.3.2.1 Datations dans le puits n°6

a/ Situation de la base du Coniacien

Les corrélations (fig. 54) montrent que :

- Les séquences de dépôt numérotées 1 à 3 dans le puits n°6 correspondent respectivement aux séquences Tu3, Co1 et Co2 du puits n°3.

- La surface d'inondation maximale *SIM 1* (cote : ~2131m) et la limite de séquence LS1 (cote : ~2120m) du puits n°6 correspondent respectivement à la *SIM Tu3* (datée du Turonien supérieur) et la LS Co1 (datée du Coniacien) du puits n°3. D'où la limite Turonien-Coniacien dans le puits n°6, passe dans l'intervalle [~2120~2131].

b/ Les limites du Santonien

Les corrélations des séquences dépôt Sa1, Sa2 et Ca1 du puits n°3 avec celles numérotées respectivement 4, 5 et 6 du puits n°6 paraissent cohérentes. De même, la correspondance semble bien établie entre les surfaces chronostratigraphiques des deux puits telle que : *SIM Co2*= *SIM 3* ; LS Sa1= LS 3 ; *SIM Sa1*= *SIM 4* ; LS Sa2= LS 4 ; *SIM Sa3*= *SIM 5* ; LS Sa3= LS 5 ; *SIM Ca1*= *SIM 6* ; LS Ca1= LS 6

Dans le puits n°6, la limite inférieure du Santonien est située à la cote 2080 mètres. Elle est soulignée par la disparition du marqueur planctonique *Dicarinella imbricata* (qui coïncide avec la surface d'inondation maximale *SIM 3*). Cependant, faute des marqueurs planctoniques dans la partie supérieure; pour déterminer la limite supérieure de cet étage, l'apport des surfaces chronostratigraphiques identifiées dans l'analyse séquentielle est sollicité. Ainsi, dans le puits n°3, la limite supérieure du Santonien, caractérisée par la disparition de *Dicarinella concavata* et celle de *Marginotruncana sinuosa*, est située entre la limite de séquence LS Sa3 (d'âge santonien) et la première surface d'inondation maximale du Campanien (*SIM Ca1*). Par corrélation, le toit du Santonien dans le puits n°6, se localiserait donc entre la limite de séquence LS 6 et la surface d'inondation maximale *SIM 7*, précisément entre les côtes ~2048 et ~2054 mètres.

c/ L'existence du Campanien

Avec les foraminifères, la présence du Campanien, dans le puits n°6, a été jugée hypothétique, en raison de l'absence des indicateurs planctoniques de cet intervalle. Toutefois, les corrélations chronostratigraphiques entre les puits n°3 et n°6 tendent à montrer, une possible présence du Campanien. Mais cet étage serait très réduit, se résumant en une seule séquence, numérotée 6, équivalente probable de la séquence Ca1 du puits n°3.

d/ La limite inférieure du Maastrichtien

Les corrélations séquentielles dans la partie supérieure des puits n°3 et n°6 (fig. 54) permettent de proposer la limite inférieure du Maastrichtien à la côte 2045 mètres. Celle-ci n'est pas incompatible avec les datations sommaires précédemment proposées.

Page réservée pour la figure n°54 (FORMAT A3)

Page réservée pour la figure n°55 (FORMAT A3)

IV.3.2.2 Datations dans le puits n°5 (cf. fig. 55)

La complexité des datations avec des foraminifères, dans ce puits, a été soulignée précédemment (cf. Chapitre II).

A la lumière des corrélations faites entre les puits n°3 et n°6, la précision des limites dans le puits n°5 est fondée sur les acquis dans le puits n°6.

Des corrélations diagraphiques (cf. fig. 55), il en ressort que les séquences de dépôts du puits n°5, numérotées 1 à 7 correspondent respectivement à celles du puits n°6 désormais nommées (après corrélations avec le puits n°3) : Co1, Co2, Sa1 Sa2, Ma1, Ma2 et Ma3. Cela suppose que dans le puits n°5 :

- le Maastrichtien équivaut à l'intervalle [1895-1920 mètres] ;
- le Santonien est situé entre [1920-1955 mètres] ;
- et enfin le Coniacien entre [1955-1970 mètres.

On remarquera ainsi l'absence du Campanien dans le puits n°5, car aucune séquence de dépôt attribuée à cet étage n'y a été inventoriée. Cette observation semble cohérente avec l'absence dans la microfaune des marqueurs de cet étage quoique la dissolution sélective des foraminifères planctoniques puisse au justifier cette absence.

Par ailleurs, quelques anomalies sont observées :

- En effet, dans le puits n°6, la surface d'inondation maximale *SIM Co2* coïncide avec la disparition de *D. imbricata*. Cependant son équivalente latérale (*SIM 2*), dans le puits n°5, est située au dessus de la zone d'extinction de cette espèce.

- dans le puits n°5, la surface d'inondation maximale *SIM 4* coïncide avec la disparition des marqueurs planctoniques *Marginotruncana sinuosa* et *M. pseudolinneiana*, indiquant la limite supérieure du Santonien. Tandis que dans le puits n°6, cette limite est située bien au dessus de cette surface chronostratigraphique.

La justification de telles anomalies viendrait-elle d'une disparition précoce de ces espèces; pour des raisons taphonomiques ?

IV 4. Synthèse sur les séquences de dépôt identifiées dans les 6 sondages (fig. 56) et comparaison avec les travaux antérieurs

Les corrélations des séquences et surfaces chronostratigraphiques identifiées dans les 6 sondages étudiés (fig. 56) révèlent que l'empilement sédimentaire formant les Marnes de Madingo inférieures est composé, du Coniacien au Maastrichtien, de 19 séquences de dépôt de troisième ordre, de type 2. Le Turonien qui n'est pas bien représenté dans l'ensemble des

puits, et dont la limite inférieure n'a pas été précisée, renferme dans la partie étudiée 3 séquences de dépôt de type 2.

IV.4.1 Les séquences du Turonien:

Trois séquences nommées Tu1, Tu2 et Tu3, dans l'intervalle Turonien, sont bien distinctes dans les puits n°2 et n°3.

IV.4.2 Les séquences du Coniacien:

Les corrélations diagraphiques (fig. 56) montrent que, la deuxième séquence du Coniacien identifiée dans les puits proximaux (n°1 et n°2) est d'extension très limitée. Par conséquent, sa limite basale et sa surface d'inondation maximale n'ont pas une valeur chronostratigraphique. La limite de séquence nommée LS Co3 dans les deux puits est en fait, l'équivalente de la LS Co2 des puits distaux. Aussi, il apparaît clairement, que les siltites situées entre les cotes ~638 et ~644m, dans le puits n°2, répondant au niveau diagraphique par une tendance aggradante du gamma ray, ne sont limitées que dans ce puits. Elles suggèrent ainsi une structure locale telle une dépression locale.

Finalement deux séquences de dépôt, à valeur chronostratigraphique peuvent être retenues dans le Coniacien du Bassin côtier congolais. Toutefois, on soulignera que la distinction au Coniacien, de deux séquences de dépôt, dans les puits situés en domaine intermédiaire (puits n°3 et n°4) n'est pas assez évidente.

La première séquence (Co1) débute avec une chute de la paléoprofondeur d'eau marine de plus de 60 mètres (de >100 mètres à <40 mètres, cas du puits n°2), engendrant un cortège de bordure de plate-forme. Celui-ci est caractérisé par le dépôt d'Est en Ouest, des siltites argilo-carbonatées, y compris dans les puits profonds; sauf dans le puits n°3, situé au Nord-Est, où une sédimentation marneuse est enregistrée. L'absence de ce cortège dans le puits n°1, le plus proximal des puits étudiés, traduit l'importance relative de cet épisode régressif. Par ailleurs, une coïncidence particulière est constatée entre la mise en place d'un cortège de bordure de plate-forme et la phase épirogénique mayombienne des auteurs Vernet et *al.* (1996). La réduction de l'espace disponible dans la partie inférieure du Coniacien semble alors être amplifiée par cette phase tectonique.

La deuxième séquence (Co2) qui s'amorce au Coniacien supérieur, s'achève dans la partie inférieure du Santonien.

Une certaine anomalie est observée entre les données diagraphiques et les données biostratigraphiques, au sujet de l'âge de la surface d'inondation maximale de la dernière

PAGE RESERVEE POUR LA FIGURE N°56 :
CORRELATIONS DIAGRAPHIQUES DES 6 SONDAGES
(FORMAT A3)

séquence du Coniacien. En effet, si cette surface traduit la limite Coniacien–Santonien dans les puits n°2, n°3, n°4, et, n°6 ; elle est par contre d'âge Coniacien *sensu stricto* dans les puits n°1 et n°5.

IV.4.3 Les séquences du Santonien:

Deux séquences de dépôt (Sa1 et Sa2) se corrélant d'une manière cohérente dans l'ensemble des puits sont individualisées. Elles ne comprennent que deux types de cortèges : transgressif et de haut niveau. Toutefois, dans le puits n°2, les cortèges de dépôt sont difficiles à définir en raison d'une faible expression de la courbe du gamma ray.

De plus, une anomalie semble apparaître quant à l'âge de la limite supérieure de la deuxième séquence du Santonien nommée LS Sa3. En fait, dans certains puits (puits n°3 et n°4), cette limite se situe très légèrement avant les extinctions des espèces repères *Marginotruncana sinuosa* et *Dicarinella concavata*, soulignant le passage Santonien-Campanien. Mais dans d'autres (puits n°1 et n°2), elle se situe très légèrement au dessus de ces bioévénements.

Les disparitions de ces espèces carénées seraient-elles précoces dans les puits proximaux?

Si un échantillon était prélevé juste au dessus de cette limite (LS Sa3), dans les puits n°1 et n°2, livrerait-il les derniers représentants de ces espèces?

IV.4.4 Les séquences du Campanien

Il a été possible de distinguer 9 séquences de dépôt, nommées Ca1 à Ca9, identifiées dans les 4 puits situés en domaines interne et intermédiaire. Elles montrent une bonne corrélation (cf. fig. 56) dans l'ensemble des puits cités. Toutes ces séquences ne sont composées que d'un cortège transgressif et d'un cortège de haut niveau.

IV.4.5 Les séquences du Maastrichtien

La corrélation des séquences de dépôt (qualifiées d'hypothétiques) identifiées dans les puits n°1 avec les autres puits où les réponses diagraphiques sont assez distinctes dans l'intervalle Maastrichtien conforte l'existence de 4 séquences nommées Ma1 à Ma4, dans cet intervalle. La limite supérieure de la quatrième séquence se situe soit à la limite Maastrichtien-Paléocène moyen, Maastrichtien-Paléocène supérieur soit dans le Paléocène moyen, selon les puits.

IV.4.6 Comparaison avec les travaux antérieurs:

-Dans le Bassin côtier congolais (Massala, 1993)

La révision des séquences entreprise dans ce travail, confirme les résultats déjà obtenus par Massala, (1993) pour les intervalles suivants : Coniacien (2 séquences), Santonien (2 séquences) et Maastrichtien (4 séquences). Cependant, déplorant ‘‘l’allure hachée’’ des courbes du gamma ray dans les niveaux du Campanien, laquelle rend difficile un découpage séquentiel, l’auteur n’y a pu distinguer que 5 séquences. Il les qualifie de probables, tout en précisant qu’il s’agit d’un découpage possible, et que d’autres éventualités peuvent être envisagées.

Ainsi, la technique d’agrandissement de l’échelle horizontale de la diagraphie gamma ray nous permet d’individualiser 4 séquences supplémentaires dans le Campanien.

-A l’échelle de l’Europe du Nord Ouest (Hardenbol et *al.*, 1998)

Les résultats du découpage séquentiel de la Formation des Marnes de Madingo inférieures, d’âge Coniacien-Maastrichtien, comparés à la charte actuellement en vigueur à l’échelle de l’Europe du Nord Ouest (Hardenbol et *al.*, 1998), indiquent des coïncidences très singulières. La figure 57 montre que les séquences de dépôt mises en évidence dans les marnes de Madingo inférieures peuvent être ajustées à cette charte, avec aisance. En effet, les séquences de dépôt distinguées, toutes de type 2, se répartissent comme suit :

- 2 séquences dans le Coniacien ;
- 2 séquences dans le Santonien ;
- 9 séquences dans le Campanien ;
- 4 séquences dans le Maastrichtien.

Néanmoins, quelques nuances peuvent être soulignées. L’analyse comparative révèle l’existence de deux lacunes séquentielles dans le Bassin côtier congolais : une au Campanien, et l’autre au Maastrichtien.

La lacune de la cinquième séquence de dépôt du Maastrichtien, visible en diagraphie, est aussi prévisible au niveau biostratigraphique. En effet, le Bassin congolais se distingue par l’absence, du foraminifère planctonique *Abathomphalus mayaroensis*, espèce dont la distribution n’est limitée que dans la partie supérieure du Maastrichtien (Caron, 1985 ; Robaszinski et Caron, 1995).

Page réservée pour la figure n°57 (FORMAT A3)

La cause de cette lacune maastrichtienne pourrait être d'origine tectonique. Il est vrai, qu'après l'événement tectonique du Santonien (84 Ma) causé par l'obduction des ophiolites d'Oman et de Kermanshah-Neyriz sous la marge Nord-Est de l'Afrique-Arabie (Sengör et Natalian, 1996), certains auteurs comme Burke (1996) soutiennent que : la plaque Afro-Arabique a été calme jusqu'à 31 Ma. Mais d'autres, notamment Guiraud et Bosworth (1999) y distinguent, au contraire, un événement tectonique compressif fini-Crétacé (65 Ma) aussi bien qu'un événement fini-Paléocène (53 Ma) et un événement Bartonien-Priabonien (40 Ma), quoi que la cause de ces événements ne soit pas clarifiée.

D'après les données micropaléontologiques (cf. chapitres II et III), l'épisode tectonique fini Crétacé *sensu* Guiraud et Bosworth (1999) coïncide dans le Bassin côtier congolais, avec :

- une nette chute de la paléoprofondeur, qui passe (exemple du puits n°1), du néritique moyen (entre ~40 et ~80m) au littoral (entre 0 et 10m) ;
- le phénomène de remaniement des termes crétacés supérieurs dans les sédiments d'âge paléocène moyen ou paléocène supérieur. Celui-ci se caractérise par la présence, dans les sédiments paléocènes, des foraminifères et ostracodes crétacés, en autres : *Rugoglobigerina macrocephala*, *Neobulimina subregularis*, *Siphogeneroides dentata*, *Orthokarstenia levis*, et *Buntonia cf. cretacea*.
- l'existence d'une lacune (d'érosion?) des termes inférieurs du Paléocène, mise en évidence par l'absence des foraminifères : *Daubergensis globoconusa*, de *Globigerina eugubina* et de *G fringa*.

Il apparaît alors que, outre la chute du niveau eustatique dans la partie supérieure du Maastrichtien (Hardenbol et *al.*, 1998), affectant aussi bien les bassins nord-ouest européens que le bassin congolais, la réduction du potentiel d'accommodation aurait été intensifiée dans le Bassin congolais par l'épisode tectonique fini-Crétacé *sensu* Guiraud et Bosworth (1999). Le phénomène de remaniement des termes crétacés dans les sédiments paléocènes, pourrait témoigner d'une érosion du sommet du Maastrichtien. Celle-ci justifierait, enfin, la lacune de la dernière séquence de dépôt du Maastrichtien, comme l'indiquent les données diagraphiques.

En tenant compte de la stabilité tectonique de la plaque africaine au Campanien, en général, et du Bassin côtier congolais en particulier, les causes de la lacune du Campanien vont être difficiles à expliciter. Elles ne sauraient être d'ordre eustatique, puisque cette

séquence a été enregistrée en Europe du Nord-Ouest. Une cause locale autre que tectonique serait-elle envisageable ?

On pourrait par exemple évoquer des conditions paléoclimatiques particulières, dans l'arrière pays. Etant donné que celles-ci influencent le taux d'apports sédimentaires provenant du continent et remplissant le bassin. A ces conditions paléoclimatiques s'associerait aussi une sédimentation pélagique particulière, vers la fin du Campanien.

Le scénario envisageable peut être le suivant :

Cette séquence n'a pu être différenciée en diagraphie en raison peut être de deux effets conjugués :

- une très faible sédimentation pélagique. En effet, une baisse du stock des foraminifères planctonique est observée vers la fin du Campanien (cf. fig. 36). Celle-ci pourrait être interprétée comme un signal, traduisant une chute de la productivité pélagique, dont la conséquence serait une faible sédimentation pélagique.

- Et une insuffisance d'apports continentaux, inhérente peut être à une phase aride du climat intermédiaire (entre la zone aride au Sud et la zone tropicale au Nord), dans l'arrière pays du Bassin congolais, vers la fin du Campanien. La lacune du Campanien ou sa très forte réduction dans les puits situés en domaine de talus pourrait corroborer cette insuffisance d'apports sédimentaires.

Mais l'influence du paléoclimat ne peut être appréciée ici, à juste titre, car les données paléoclimatiques disponibles sont d'ordre général, donc moins précises.

IV.5 Conclusion

L'application des concepts de la stratigraphie séquentielle à partir des diagraphies dans le Bassin côtier congolais permet d'identifier, dans l'intervalle Coniacien–Maastrichtien, 19 séquences de dépôt de type 2, ajustables à la charte de Hardenbol et *al.*, (1998) établie en Europe du Nord Ouest.

Le Turonien, limité à sa partie supérieure dans la zone étudiée, comprend 3 séquences.

Les corrélations diagraphiques des séquences et surfaces chronostratigraphiques mises en évidence dans le puits n°3, bien daté, avec celles des puits n°1, n°2, et n°6 qui le sont en partie, ont permis de situer la limite Turonien-Coniacien dans les puits cités. Il a été aussi possible de localiser, par corrélations diagraphiques, les limites Coniacien –Santonien, Santonien-Campanien et Campanien-Maastrichtien dans les puits n°6 et n°5.

Chapitre V : GEOCHIMIE DE LA MATIERE ORGANIQUE

La détermination de l'origine de la matière organique (MO), de sa quantité et de sa qualité dans les roches sédimentaires, peut servir d'indicateur des conditions paléoenvironnementales, particulièrement en termes de productivité primaire des eaux de surface et d'oxygénation dans l'environnement sédimentaire.

L'analyse de la structure chimique de la MO sédimentaire est basée sur les rapports atomiques O/C et H/C. L'étude de la composition chimique élémentaire de la MO est faite sur la forme stable et insoluble de la MO sédimentaire qu'on appelle **kérogène**. Il est le produit d'un ensemble de transformations et réarrangements moléculaires qui s'effectuent sur la MO soumise à la diagenèse où elle a perdu certaines fonctions d'abord les plus labiles et a acquis une structure moléculaire très largement insoluble dans les solvants organiques usuels : alcool, chloroforme et benzène.

Selon l'origine du kérogène étudié, les résultats de l'analyse vont le placer dans le diagramme expérimental de Van Krevelen sur une des lignées (Van Krevelen, 1961).

La lignée de type I est caractérisée par un H/C de l'ordre de 1,5 et O/C faible $\sim 0,1$. C'est une MO déposée dans un environnement confiné avec une bonne condition de préservation; qualifiée en général MO lacustre. Les bactéries avec d'épaisses membranes lipidiques entraînent une abondance des liaisons C-H et une très faible proportion des structures cycliques et hétéro-atomiques.

Le type II, caractérisé par un H/C $\sim 1,3$ maximum un O/C entre 0,1 et 0,2 est attribué aux milieux de dépôts marins avec des conditions de préservation bonnes, et est constitué en majorité des microorganismes planctoniques dont les chaînes carbonées linéaires sont longues et les structures sont plus nombreuses que dans le type I.

Le type III de H/C < 1 et O/C $> 0,3$, correspond à une MO d'origine continentale dans laquelle on retrouve des constituants d'origine végétale : cellulose, lignine peu modifiés. Les structures cycliques sont très nombreuses et portent de nombreuses fonctions oxygénées. Dans cette lignée de type III est incluse la lignée des charbons.

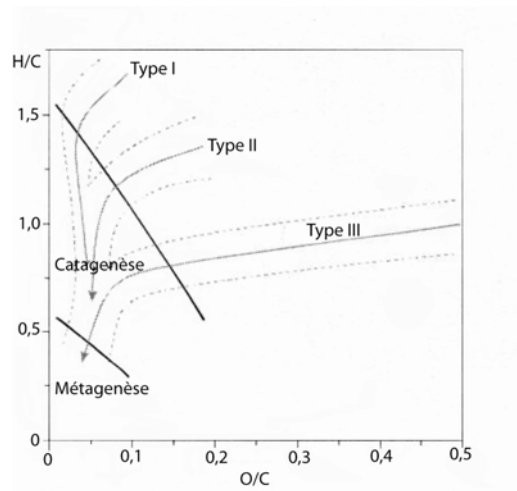


Fig. 58: Diagramme de Van Krevelen (1961).

Il convient de noter que dans l'analyse de la MO par la méthode Rock-Eval (cf. chapitre I, première partie), les indices d'hydrogène (IH) et d'oxygène (IO) sont considérés comme représentatifs de rapports atomiques H/C et O/C ; ce qui permet de caractériser la MO en terme de source ou d'état de préservation (Espitalié *et al.*, 1977, 1985-1986).

I Caractérisation géochimique de la matière organique dans l'intervalle Turonien supérieur-Maastrichtien du Bassin côtier congolais.

Les données Rock-Eval (cf. annexe II) des puits sont interprétées pour caractériser le contenu organique. Dans ce travail, les diagrammes S2/COT (Langford F. F. et Blanc Valleron, 1990) et IH/Tmax (Espitalié *et al.*, 1985-1986) sont utilisés. Les équations et les coefficients de corrélation des droites de régression (S2/COT) correspondant aux unités lithologiques décrites sont représentés.

I.1 Analyses géochimiques dans le puits n°1

I.1.1 Unité lithologique D (175 m-410 m, Coniacien-Maastrichtien)

La teneur en carbone organique contenu dans les sédiments marneux à intercalations calcaires varie entre 0,4 et 8% en poids du sédiment. La valeur (0,49) de l'intersection entre la droite de régression et l'axe des abscisses (fig. 59), correspond à une adsorption par la matrice minérale d'environ 3 mg HC/g roche (lors de l'analyse Rock-Eval). L'équation de la droite de régression indique qu'environ 62% de composés hydrocarbonés sont pyrolysables.

D'après Langford et Blanc-Valleron (1990), cette teneur est révélatrice d'une MO d'origine marine (phytoplanctonique).

Par ailleurs, la localisation dans les lignées II-III et III sur le diagramme IH/Tmax (fig. 60) des échantillons maastrichtiens et campaniens supérieurs, cotés respectivement 195 m et 210 m, suggère une oxydation de la MO dans certains niveaux de cette unité.

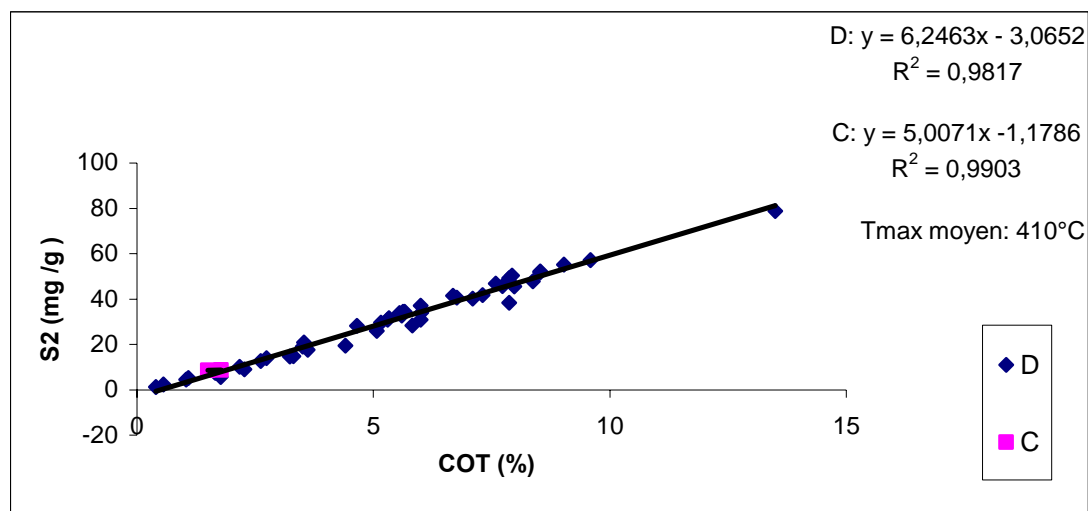


Figure. 59: Diagramme S2/COT d'après Langford et Blanc-Valleron (1990)

I.1.2 Unité lithologique C (410m-420m, Turonien supérieur)

La teneur en COT dans les sédiments détritiques est $\sim 1,8\%$ en poids du sédiment. L'effet moyen de la matrice minérale est de $1,2 \text{ mg HC/g}$ roche (fig. 59). L'équation de la droite de régression indique un IH moyen corrigé de l'effet de matrice d'environ 500 mg HC/g COT . Cette valeur correspond à celle d'une MO de type II (Espitalié *et al.*, 1985; Langford et Blanc-Valleron, 1990). La très forte corrélation linéaire ($r^2=0,99$) confirme une population uniforme.

I.1.3 Degré de maturation

Le degré de maturation de la matière organique est estimé grâce au paramètre Tmax fourni par pyrolyse Rock-Eval (Espitalié *et al.*, 1985; 1986). Les conditions d'usage de ce paramètre dans ce travail sont les suivantes : une teneur en carbone organique total supérieure à $0,5\%$ et une valeur du pic S2 plus grande que $0,1 \text{ mg HC/g}$ de roche.

Ainsi fait, les valeurs de Tmax interprétables sont comprises entre 401 et 409°C avec une moyenne de 405°C montrant que la matière organique d'âge turonien supérieur-maastrichtien du puits n°1 est encore très immature d'un point de vue pétrolier (fig. 60).

Cette immaturité offre les possibilités d'étude de la MO dans son contexte paléoenvironnemental.

I.1.4 Potentiel pétrolier

Au regard de l'immaturité thermique de la matière organique, le paramètre S2 représente le potentiel pétrolier total.

Sur le graphique S2/COT (fig. 60), la majorité des échantillons des unités lithologiques se situent entre 5,09 et 49,25 mg HC/g de roche soit 5,09 et 49,25 kg d'hydrocarbures/tonne de roche. Cet intervalle de valeurs est indicateur d'une bonne à une très bonne roche mère potentielle à huile (Peters, 1986).

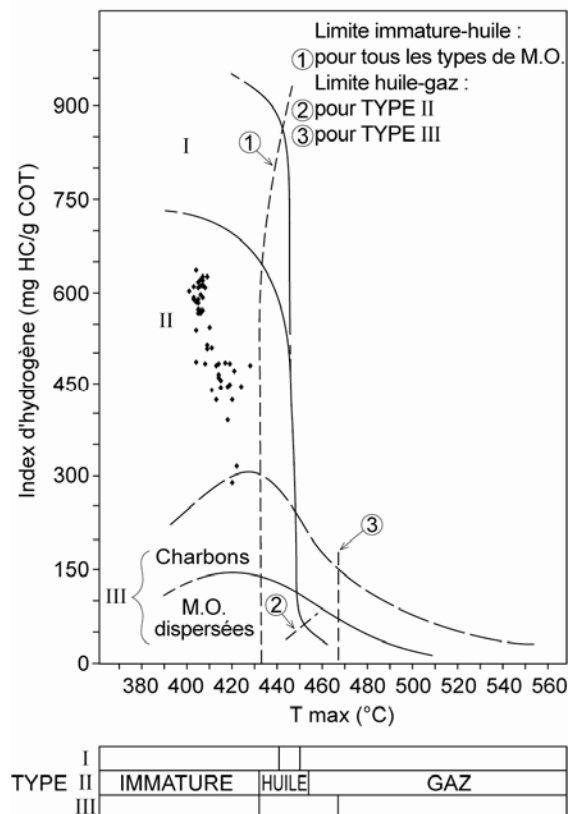


Fig. 60: Diagramme général IH/Tmax d'après Espitalié *et al.* (1985-86)

I.2 Analyses géochimiques dans le puits n°2

I.2.1. Unité lithologique D (420-600 m; Santonien supérieur-Maastrichtien)

Les teneurs en COT des marnes s'échelonnent de 1 à 25 %. L'effet de la matrice minérale est élevé, soit 6,19 mg de composés hydrocarbonés retenus par gramme de roche (fig. 61). La pente 7,11 (correspondant à un IH moyen de 711 mg HC/g COT) de la droite de régression atteste la présence d'une MO de type II, proche de la limite des types II-I (Langford et Blanc-Valleron, 1990).

I.2.2 Unités lithologiques A et C (600-690 m; Turonien supérieur-Santonien inférieur)

Dans les siltites argilo-carbonatées et les argilites silteuses caractérisant les unités A et C, les valeurs du COT sont comprises entre 1 et 7%. De plus, les composés hydrocarbonés pyrolysables du matériel organique total sont de 66,3% (fig. 61). D'après Langford et Blanc-Valleron, 1990), ce pourcentage indique que la matière organique est du type II. Le coefficient de corrélation linéaire très élevé ($r^2=0,98$) illustre une population uniforme.

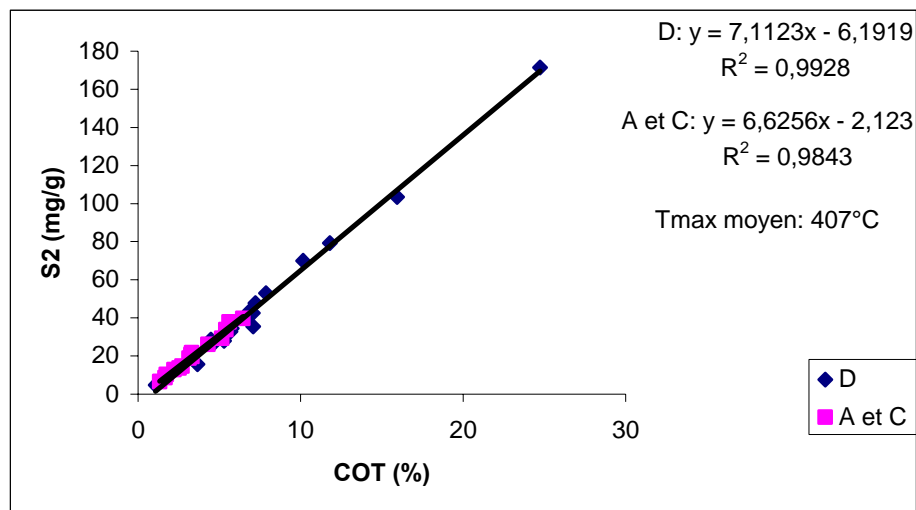


Figure 61: Diagramme S2/TOC d'après Langford et Blanc-Valleron (1990)

I.2.3 Degré de maturation

Les valeurs de Tmax interprétables sont de 402°C à 416°C, avec une moyenne de 409°C. La matière organique est ainsi immature au regard de la génération d'huile (fig. 62).

I.2.4 Potentiel pétrolier

La figure 61 montre que la majorité des échantillons du puits sont entre les valeurs de S2 comprises entre 6,5 et 47,8 mg HC/g de roche. Un tel potentiel est typique d'une bonne à une très bonne roche mère à huile.

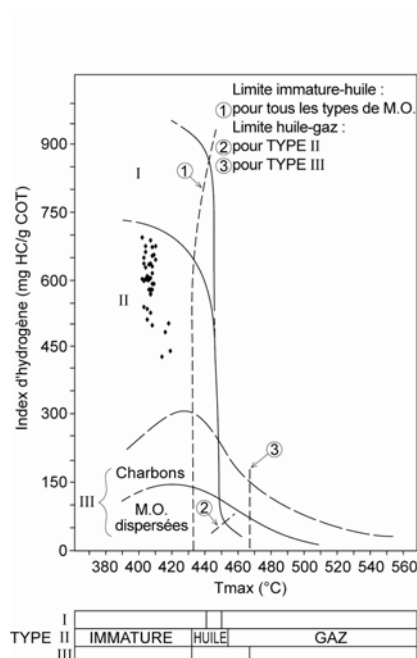


Fig. 62: Diagramme général IH/Tmax d'après Espitalié *et al.* (1985-86)

I.3 Analyses géochimiques dans le puits n°3

Ce puits se caractérise par une sédimentation presque monotone, formant l'unité lithologique D, marneuse, d'âge turonien supérieur-maastrichtien.

Globalement les teneurs en COT y sont comprises entre 0,25 et 13%. Les échantillons silteux cotés 770 m et 783 m, pauvres en carbone organique total respectivement 0,39 % et 0,25 % sont écartés de l'analyse.

L'effet de matrice minérale dans cette unité marneuse est d'environ 2,5 mg de composés hydrocarbonés retenus par gramme de roche (fig. 63). La valeur moyenne de l'indice d'hydrogène corrigée de l'effet de matrice minérale avoisine les 584 mg HC/g de COT (fig. 63). Celle-ci évoque une MO de type II (Langford et Blanc-Valleron 1990).

I.3.1 Degré de maturation

Le Tmax moyen est de 411°C. Il indique une MO immature au regard de la génération d'huile (fig. 64).

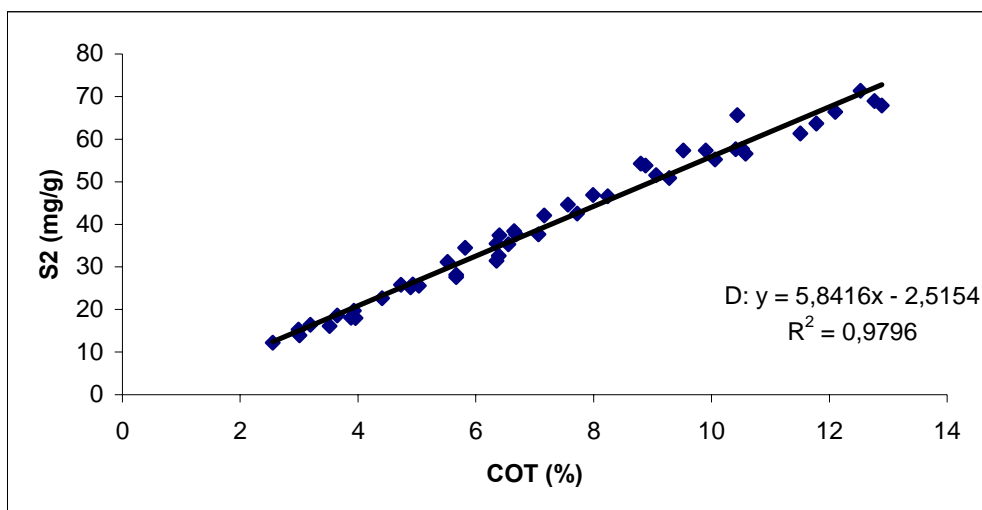


Figure 63: Diagramme S2/TOC d'après Langford et Blanc-Valleron (1990)

I.3.2 Potentiel pétrolier

Les qualités d'une très bonne roche mère potentielle à huile sont avérées par la distribution des valeurs de S2 (entre 12,2 et 71,4 mg HC/g de roche) des échantillons du puits (figs. 63 et 64).

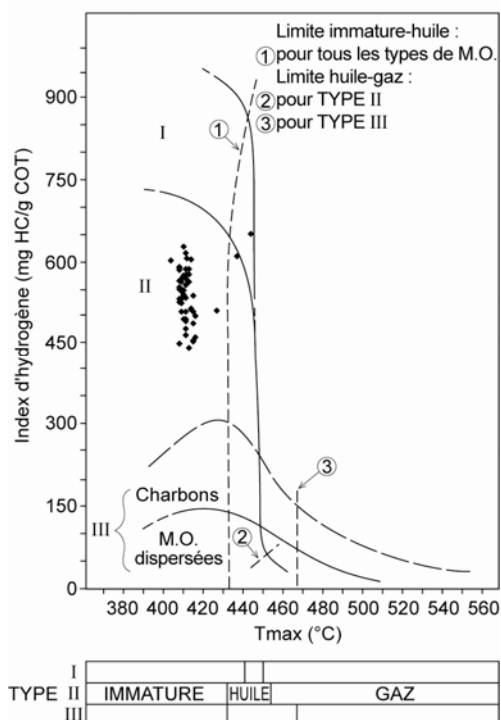


Fig. 64: Diagramme général IH/Tmax d'après Espitalié *et al.* (1985-86)

I.4 Analyses géochimiques dans le puits n°4

I.4.1 Unité lithologique D (720-950 m; Coniacien supérieur -Maastrichtien)

Les teneurs en COT s'étalent de 1 à 13 % (fig. 65). L'échantillon coté 740 m ayant un COT de 0,39 % est écarté de l'analyse. La valeur moyenne de l'indice d'hydrogène déduite de l'équation de la droite de régression est de 702 mg de HC /g COT. Cette valeur révèle la présence d'une MO type II, très proche de la limite type I et type II (Langford et Blanc-Valleron, 1990).

I.4.2 Unités lithologiques A, B et C (950-1030 m; Turonien supérieur –Coniacien inférieur)

Le matériel organique riche (3 à 9% du COT) contient 68,9% des composés hydrocarbonés pyrolysables (fig. 65). La MO est ainsi d'origine marine *sensu* Langford & Blanc-Valleron (1990). L'échantillon coté 990 m dont la teneur en COT est de 0,31% n'a pas été pris en compte dans l'analyse.

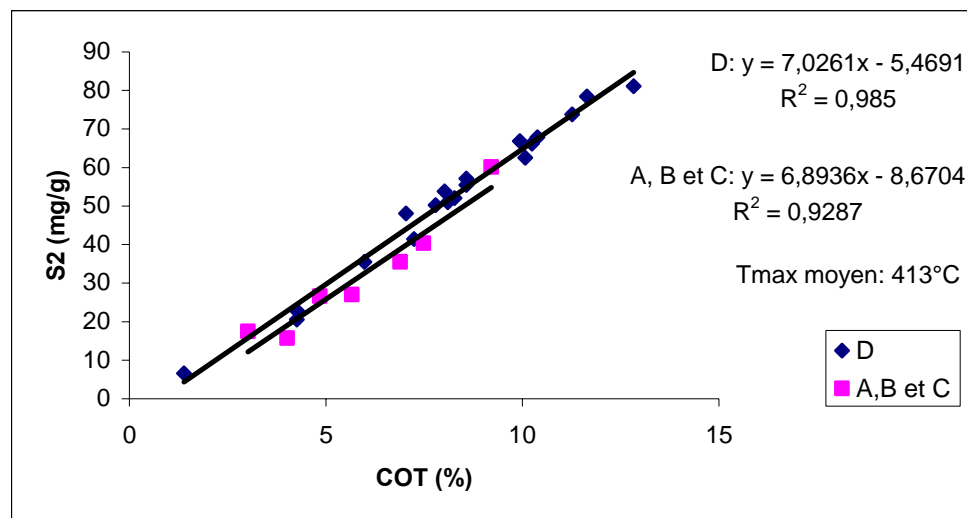


Figure 65: Diagramme S2/TOC d'après Langford & Blanc-Valleron (1990)

I.4.3 Degré de maturation

La moyenne de Tmax est de 413°C, d'où l'immaturation thermique certaine de la MO d'un point de vue pétrolier (fig. 66).

I.4.4 Potentiel pétrolier

Le potentiel pétrolier moyen est d'environ 47 mg de HC / g de roche (fig. 65). Il attribue à la roche mère potentielle (fig. 66) d'excellentes qualités pétrologènes (Peters, 1986).

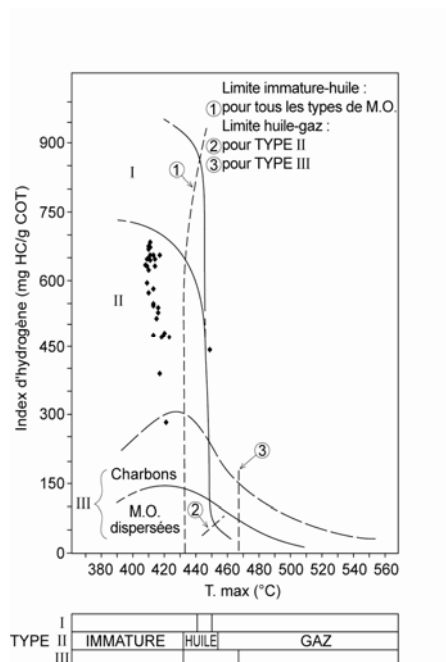


Fig. 66: Diagramme général IH/Tmax d'après Espitalié *et al.* (1985-86)

I.5 Analyses géochimiques dans le puits n° 5

I.5.1. Unité lithologique E (1820-1887 m; Paléocène ?-Eocène supérieur)

Les échantillons d'argilites riches en COT (2 à 4%) livrent environ 44,4% de composés hydrocarbonés du contenu organique total (fig. 67). La MO est assignée au type II (Langford et Blanc-Valleron, 1990). Cependant, sur un diagramme IH/Tmax (fig. 68), la majorité des échantillons se répartissent dans la lignée de type III. Il semble alors que, l'effet de matrice minérale d'environ 4,47 mg de HC retenus par gramme de roche (fig. 67) couplé d'une certaine oxydation de la MO aient simulé une MO d'origine terrestre.

I.5.2 Unité lithologique D (1887-1970 m ; Coniacien- Maastrichtien)

Les teneurs en carbone organique total des échantillons marneux et calcaires argileux oscillent entre 1,5 et 7%. L'indice d'hydrogène moyen déduit de l'équation de la droite de

régression (fig. 67) est de 468 mg HC/g de COT. Il révèle une MO d'origine marine, d'après Langford et Blanc-Valleron (1990).

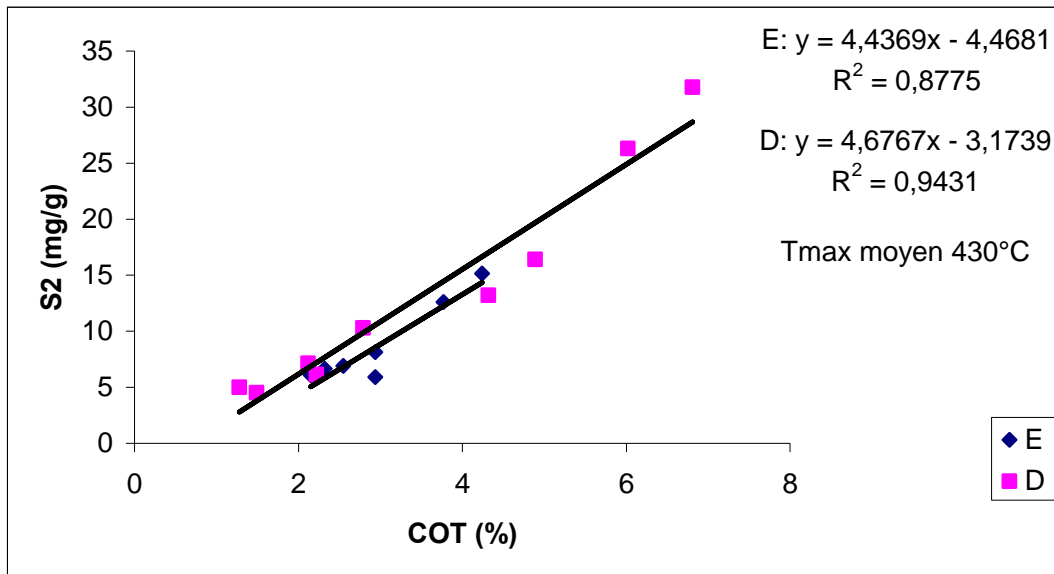


Figure 67: Diagramme S2/TOC d'après Langford et Blanc-Valleron (1990)

I.5.3 Degré de maturation

Il est difficile d'évoquer le niveau d'évolution de la MO du puits pour des raisons d'interférences du Tmax. Celles-ci sont inhérentes à l'effet de matrice minérale et certainement à l'oxydation de la MO, observées surtout dans l'unité E. Toutefois, il n'est pas exclu que l'on se rapproche de la fin de la diagenèse, du moins, dans l'unité D (Tmax moyen = 430°C ; fig. 68).

I.5.4. Potentiel pétrolier

Sur le graphique S2/COT (fig. 67), le grand nombre d'échantillons du puits se situent entre les valeurs de S2 : 5 et 16,4mg HC/g de roche. Les qualités sources sont bonnes à très bonnes, pour la roche mère à huile.

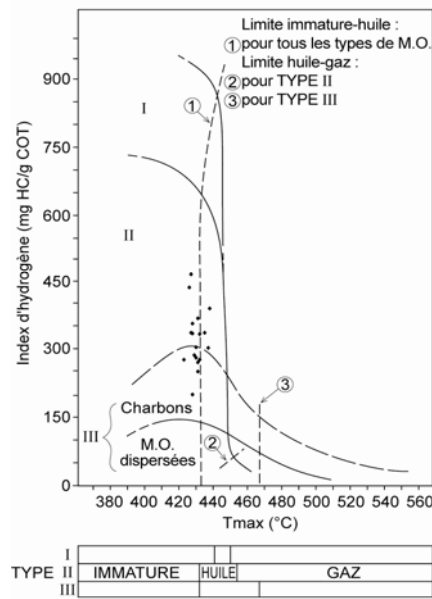


Fig. 68: Diagramme général IH/Tmax d'après Espitalié *et al.* (1985-86)

I.6 Analyses géochimiques dans le puits n°6

I.6.1. Unité lithologique E (2000-2081 m, Santonien-Maastrichtien)

Les valeurs en COT des argilites et siltites varient entre 0,7 et 6,7 %. Sur un diagramme IH/Tmax (fig. 70) le contenu organique de ces échantillons se localise dans la lignée III et vers la limite II-III. En revanche, sur le diagramme S2/COT (fig. 69), l'unité lithologique présente deux populations linéaires distinctes dont les courbes de tendance ont des pentes respectives : 4,14 et 4,98, correspondant aux IH moyen de 414 et 498 mg HC/g COT. De telles valeurs révèlent une MO type II (Langford et Blanc-Valleron, 1990). La contradiction observée semble être due à l'oxydation de la MO, et moins à l'effet de matrice minérale qui ne dépasse pas 1,76 mg de HC retenus par gramme de roche, soit 0,176 mg de HC adsorbé par 100 mg de roche analysés.

I.6.2 Les unités D, C et B (2081--2135m, Turonien supérieur -Coniacien supérieur)

La teneur en carbone organique s'échelonne de 3,7 à 5%. Le contenu organique des échantillons de cet intervalle, se localise dans la lignée II, sur le diagramme IH/Tmax (fig. 70). La MO est ainsi d'origine marine (Espitalié *et al.*, 1985-86).

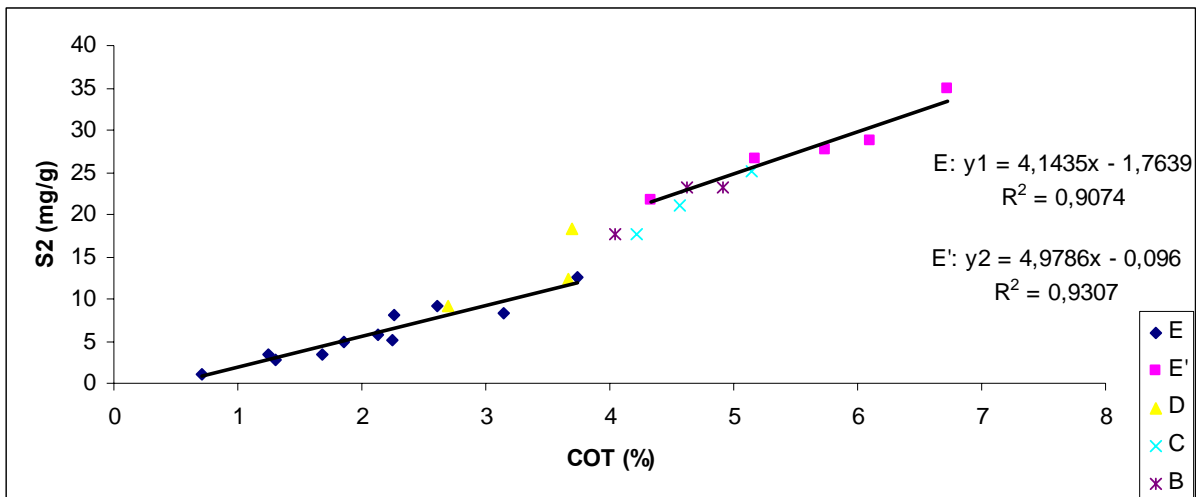


Figure 69: Diagramme S2/TOC d'après Langford et Blanc-Valleron (1990)

I.6.3 Degré de maturation

En tenant compte des interférences sur le Tmax (oxydation probable de la MO et effet de matrice minérale) (Peters, 1986), le Tmax moyen avoisine les 430°C. Il indique que la roche mère se rapprocherait de la limite immature-huile (fig. 70).

I.6.4 Potentiel pétrolier

Sur le graphique S2/COT (fig. 70), le grand nombre d'échantillons de ce puits se situent entre les valeurs de S2: 5 et 25mg HC/g de roche. Les qualités sources sont bonnes, et celles d'une roche mère à huile.

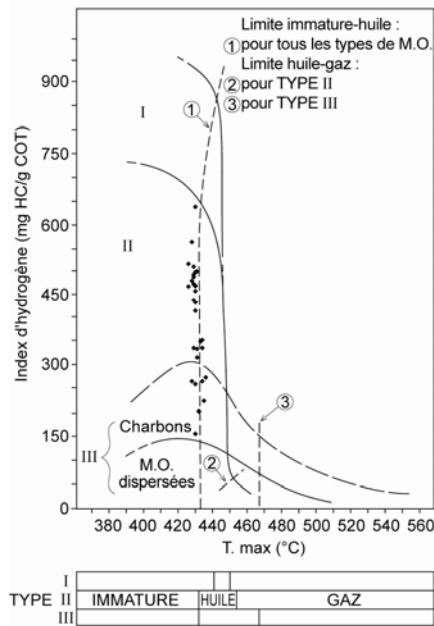


Fig. 70: Diagramme général IH/Tmax d'après Espitalié *et al.* (1985-86)

II Synthèse géochimique : distributions temporelle et spatiale des paramètres COT et IH de la matière organique dans le Bassin congolais

La caractérisation de la matière organique dans les 6 sondages révèle son origine marine, son immaturité thermique et ses bonnes qualités pétrolières.

II.1 Le Turonien supérieur.

Les teneurs en COT (des siltites à grès, des calcaires argilo-silteux et des marnes) s'échelonnent de 0,3 à 9,2%, pour des valeurs des IH comprises entre 392 et 674 mg HC/g COT. Les valeurs les plus élevées du COT (au dessus de 6%) et de l'IH (au dessus de 550 mg HC / g COT) sont localisées en domaines de plate-forme et intermédiaire dans les faciès marneux.

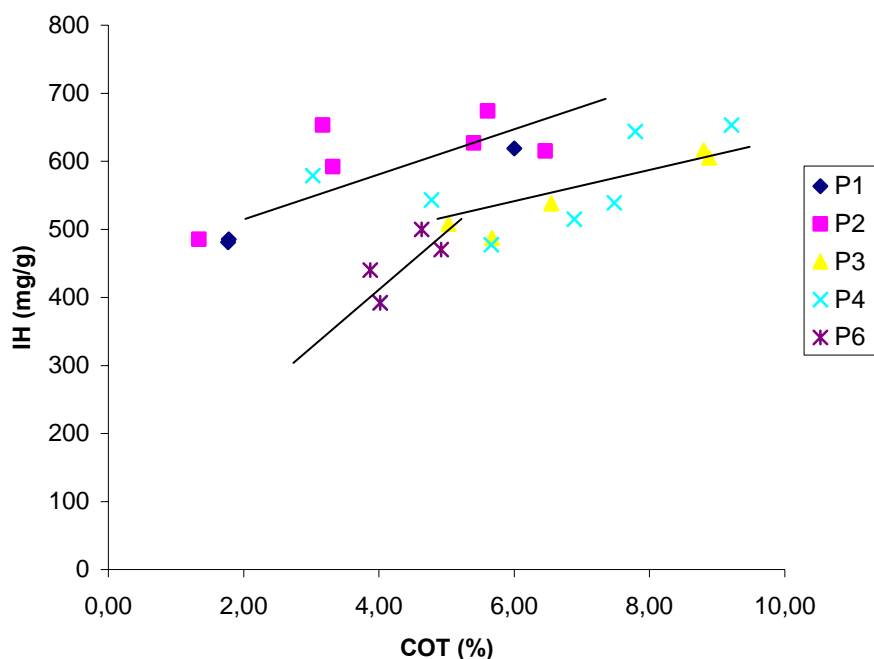


Figure 71: Diagramme IH/COT du Turonien supérieur

II.2 Le Coniacien

Dans les sédiments coniaciens, les teneurs en COT sont de 0,25 à 12,8, pour des IH compris entre 277 et 654 mg HC/g COT. Comme au Turonien, les valeurs les plus élevées du COT (au dessus de 6%) sont localisées en domaines de plate-forme et intermédiaire, dans les faciès marneux et argileux. Toutefois, durant le Coniacien, l'enrichissement carboné dans la partie nord du domaine de plate-forme a été plus important que dans la partie sud. Aussi, les valeurs de l'IH dans les deux domaines susmentionnés sont bien au dessus de celles observées en domaine de talus. Les différences dans la composition chimique de la MO deviennent plus visibles dans un diagramme IH/COT (cf. fig. 72). Ainsi deux familles peuvent y être distinguées :

- La famille la moins aliphatique a des IH qui ne dépassent pas 500 mg HC/g COT et des teneurs en COT comprises entre 0,6 et 5,7%. Les échantillons du domaine de talus appartiennent dans l'ensemble à celle-ci.
- La famille la plus aliphatique avec les IH au dessus de 500 mg HC/g COT et les valeurs du COT qui atteignent 12,8%, correspond aux échantillons des domaines de plate-forme et intermédiaire. On peut y distinguer deux sous familles, en se fondant sur la teneur en COT (cf. fig. 72)

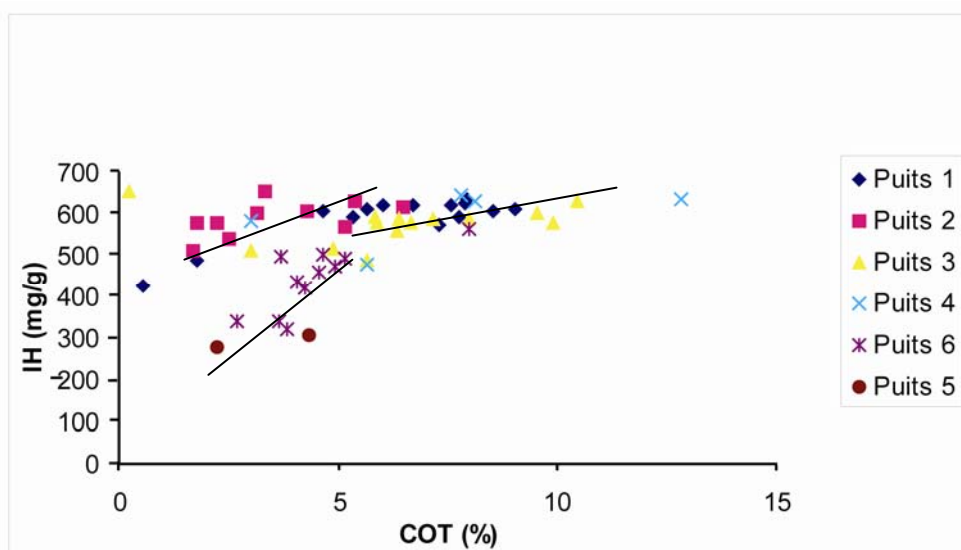


Figure 72: Diagramme IH/COT du Coniacien en domaines de plate-forme, intermédiaire et de talus

II.3 Le Santonien

Comme observées durant le Coniacien, les valeurs les plus élevées du COT (au dessus de 5%) au Santonien sont localisées en domaines de plate-forme et intermédiaire (P1-P4), dans les faciès marneux. Les valeurs du carbone organique total dans la partie nord du domaine de plate-forme reste plus importantes que dans la partie sud.

Les différences dans la composition chimique de la MO au Santonien sont illustrées dans un diagramme IH/COT (cf. fig. 73).

Aussi, deux familles géochimiques y sont observées. La famille pauvre en composés hydrocarbonés (IH inférieur à 500 mg/g COT) est située en domaine de talus (P5 et P6). Tandis que la plus riche est localisée en domaines de plate-forme et intermédiaire (P1 à P4).

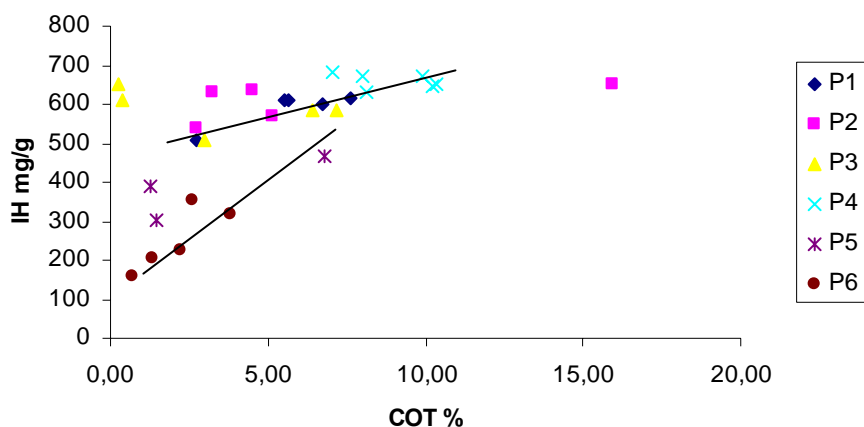


Figure 73: Diagramme IH/COT du Santonien
Remarque: P= Puits

II.4 Le Campanien

Dans cet intervalle sont enregistrées des teneurs très élevées du COT. La teneur maximale approche les 25% pour un IH de l'ordre de 700 mg HC/g COT, en domaine de plate-forme. Au Campanien, on remarque un léger changement dans l'enrichissement organique sur la plate-forme. En effet, ayant été plus élevées au nord durant le Coniacien et le Santonien, les teneurs en COT le deviennent au sud, au Campanien inférieur. Deux familles géochimiques de MO peuvent y être distinguées (cf. fig. 74). Une famille présente une très faible corrélation entre IH et COT (la pente IH/COT est presque nulle). Cette famille est dominée par les échantillons du puits n°3 situé en domaine intermédiaire. L'autre famille montre une forte corrélation entre IH et COT.

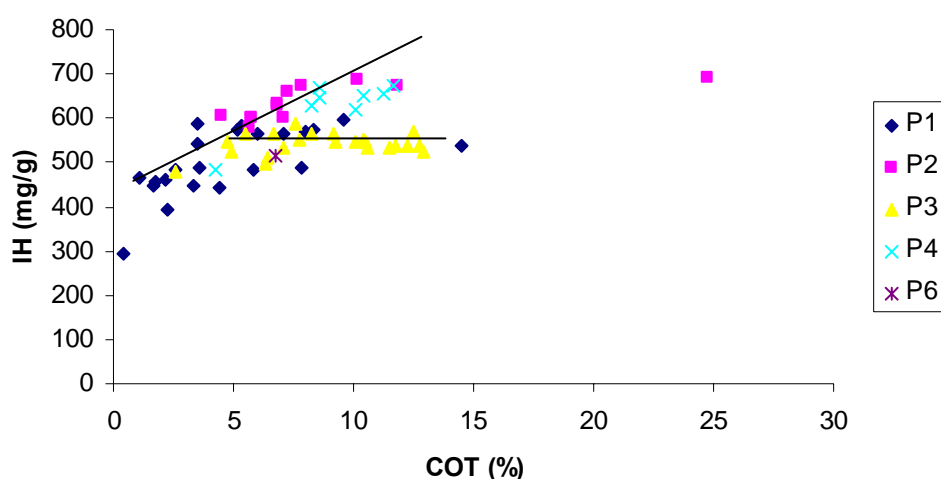


Figure 74: Diagramme IH/COT du Campanien

II.5 Le Maastrichtien

Le Maastrichtien, comparé à l'intervalle allant du Turonien supérieur au Campanien, est caractérisé par une diminution globale des valeurs des composés hydrocarbonés. En effet, si deux familles géochimiques peuvent y être aussi individualisées, la plus aliphatique à un IH moyen seulement de 530 mg HC/g COT, pour des valeurs de COT dépassant les 7%. Tandis que la moins aliphatique a des valeurs de IH comprises entre 200 et 370 mg HC/g COT, et celles du COT <3 % (fig. 75). Comme observé dans les étages précédents, la majorité des échantillons du domaine de talus (P5 et P6) se localisent dans la famille la moins riche en composés hydrocarbonés.

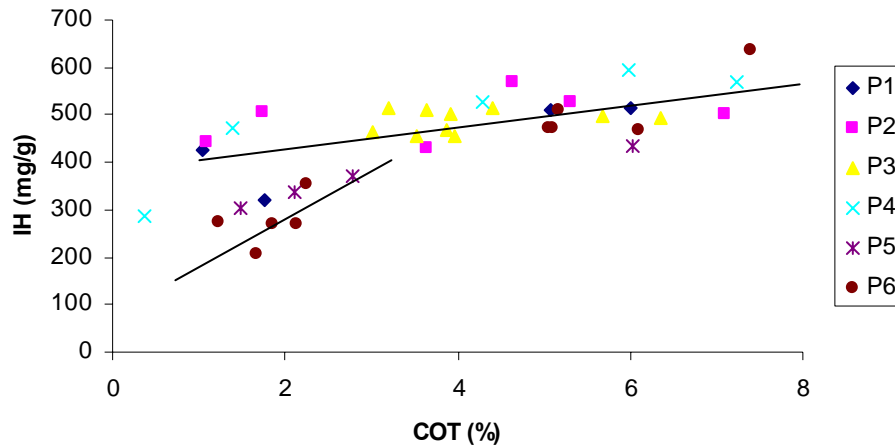


Figure 75: Diagramme IH/COT du Maastrichtien

III. Interprétations paléoenvironnementales

L'essentiel de la matière organique produite dans le domaine marin est recyclée, moins de 1% seulement échappe au recyclage et intègre les sédiments (Hunt, 1963 ; Berner et Berner, 1996). L'accumulation de la matière organique dans les environnements sédimentaires est ainsi un processus complexe qui engage au moins deux facteurs essentiels dont la productivité primaire et les conditions de préservation dans l'environnement de dépôt (Tissot et Welte, 1984; Bordenave, 1993).

III.1 La productivité primaire des eaux marines de surface du Turonien supérieur au Maastrichtien dans le Bassin côtier congolais

L'analyse des données Rock-Eval des six sondages a révélé la présence d'une riche MO d'origine marine (phytoplanctonique), dans les sédiments allant de la plate-forme jusqu'au talus. Les valeurs maximales du COT : 9; 13; 16; ~25 et 7% sont enregistrées respectivement au Turonien supérieur, au Coniacien, au Santonien, au Campanien et au Maastrichtien. Or certains auteurs comme Dow (1978), Calvert, (1987); Pedersen et Calvert, (1990) ont observé que les niveaux riches en MO marine sont principalement concentrés dans des zones à forte productivité primaire : cas des zones "d'upwelling" (exemples des marges actuelles : Pérou, Namibie, Mauritanie); et/ou des zones à apport important de nutriments en provenance du domaine terrestre (Bordenave, 1993). D'après eux, une forte

productivité primaire semble être un facteur déterminant une bonne préservation de la MO dans les sédiments. Par conséquent, de telles teneurs en COT dans le Bassin congolais, associées à la présence dans les sédiments : de nombreuses dents de poissons, des radiolaires, des foraminifères planctoniques (en particulier des *Heterohelix*), des phosphates et des éléments siliceux (cf. chapitres I, II et III; deuxième partie) attesteraient l'existence des phases de forte productivité des eaux de surface du Turonien supérieur au Maastrichtien.

La production primaire dépend de plusieurs facteurs parmi lesquels : la composition chimique du milieu environnant, sa richesse en nutriments, l'intensité de la lumière (pour la photosynthèse) et la température des eaux. Dans le domaine marin, ces facteurs varient selon la profondeur des eaux et leur brassage, l'influence des courants océaniques (Tissot et Welte, 1984). Parmi les facteurs susmentionnés, la disponibilité ou la richesse en nutriments joue un rôle fondamental dans la productivité primaire.

Quelle serait l'origine des apports nutritifs dans ce bassin: "upwelling" et/ou apports continentaux ?

Avant tout il est important de replacer cette formation étudiée dans un contexte plus global, en particulier en termes d'eustatisme et de paléoclimat. Ces deux facteurs sont en effet déterminants dans la préservation de la MO (Demaison et Moore, 1980) et leur évolution au cours du Turonien supérieur-Maastrichtien permet d'expliquer l'épisode de dépôt de la MO du Turonien supérieur-Maastrichtien sur la plate-forme et le talus congolais.

Le cycle eustatique de premier ordre auquel appartient l'intervalle étudié correspond au deuxième cycle de Vail *et al.* (1991). Dans celui-ci, la montée eustatique atteint le maximum au Turonien, suivie d'une baisse jusqu'à l'Actuel. Tandis que les reconstitutions paléobathymétriques à l'aide des foraminifères (cf. chapitre III, deuxième partie) révèlent que dans le Bassin congolais la période allant du Turonien supérieur à la partie inférieure du Campanien (zone à *Contusotruncana fornicata*), se distingue par les profondeurs d'eau plus élevées comparées à celles de l'intervalle Campanien supérieur (zone à *Gabonita*) à Maastrichtien. Aussi, à l'échelle du troisième ordre, ont été mises en évidence, à partir de l'analyse en stratigraphie séquentielle dans les marnes de Madingo inférieures (cf. chapitre IV, deuxième partie), 19 cycles de type 2, de variations du niveau marin, ajustables à la charte actuellement en vigueur à l'échelle de l'Europe du Nord Ouest (Hardenbol *et al.*, 1998).

Les données paléoclimatiques (cf. chapitre I, première partie) indiquent les températures d'eaux marines froides à partir du Santonien jusqu'au Maastrichtien, et sur le continent règnerait un climat intermédiaire (entre zone aride au Sud et zone équatoriale au Nord) avec des taux de précipitations faibles à intermédiaires. Ce gradient de températures entre terre et mer pourrait avoir engendré les régimes des vents favorables aux "upwellings".

Ainsi il est probable que sous l'action de ces régimes climatique et hydrodynamique se soient mises en place des cellules "d'upwelling" sur la plate-forme continentale de la marge ouest africaine au Crétacé supérieur en général, et sur celle du Congo en particulier; cellules "d'upwelling" que prédisent d'ailleurs les modèles (par simulation) de circulation océanique de Kruijs et Barron (1990).

Au regard de la richesse en MO des sédiments allant du Turonien supérieur au Maastrichtien dans le Bassin côtier congolais, il semble que **la cellule "d'upwelling" congolaise ait été pérenne durant cet intervalle de temps**. En fait, le fort escarpement sur le continent (le relief du Mayombe) (figure 1), qui connaît une épirogenèse de sa bordure au Coniacien (Vernet *et al.* 1996), peut être suspecté avoir dirigé les vents parallèles à la côte au Crétacé supérieur, comme il est observé dans le système actuel du courant du Benguela (Guiraud, 2001). La présence de la barrière orographique mayombienne conserverait la direction des vents à l'identique, de telle sorte que le fonctionnement de la cellule « d'upwelling » serait quasiment constant durant le temps considéré. Cependant seule l'intensité des vents pourrait avoir changé, et joué alors sur l'intensité de "l'upwelling". La variabilité verticale des teneurs du COT observée sur la plate-forme congolaise, pourrait être l'expression du changement de l'intensité "d'upwelling". De plus, les faibles baisses du niveau marin (car cycles de type 2) dans le Bassin côtier congolais pourraient avoir déplacé légèrement vers le large les centres de cellules de "l'upwelling". Cette hypothèse justifierait la prédominance de la MO en domaines de plate-forme et intermédiaire telle qu'il ressort des données Rock-Eval.

Les apports continentaux en éléments nutritifs seraient-ils faibles ? Les apports d'eau douce dus à des précipitations plus abondantes ne sont pas envisageables en raison du climat régnant sur le continent. D'ailleurs l'évolution du cortège argileux (Massala, 1993) montre une très faible proportion de la kaolinite dans les Marnes de Madingo inférieures. Toutefois, les influences du débouché du paléofleuve Congo, *sensu* Vernet *et al.* (1996), ne sont pas écartées. Mais la présence des nombreux foraminifères et des radiolaires dans certains

niveaux silteux indiquerait que la salinité marine n'aurait significativement pas diminué, relativisant ainsi lesdites influences fluviatiles.

III.2 Les conditions d'oxygénation et la préservation de la MO dans l'environnement de dépôt dans le Bassin côtier congolais, du Turonien supérieur au Maastrichtien

La MO parvenue au fond marin est à la fois soumise au recyclage aérobie dans la tranche d'eau oxique et à une dégradation microbienne (cas des bactéries sulfato réductrices), avant d'intégrer les sédiments (Huc, 1988). En raison de l'efficacité des processus de recyclage, une bonne préservation du matériel organique, nécessaire à son accumulation dans les sédiments (telle observée dans les échantillons analysés par la méthode Rock-Eval) est donc le produit de la conjonction de plusieurs facteurs. Les principaux facteurs sont : la forte productivité primaire (déjà évoquée), l'origine et la nature de la MO, l'anoxie.

L'anoxie des eaux de fond aurait-elle contribué à la préservation de la MO dans le Bassin côtier congolais durant le Turonien supérieur-Maastrichtien ?

Le contexte paléogéographique (fig. 7) montre qu'au Sénonien, le bassin présente un stade "Océan ouvert" ou "stade Atlantique". Selon Tissot *et al.*, (1980), il existerait à partir de la fin du Turonien un Océan Atlantique entièrement oxique (fig. 7) entre l'Afrique et l'Amérique du Sud. Cependant d'après de Graciansky *et al.*, (1986), l'anéorobiose a duré de manière épisodique depuis le Cénomanién terminal jusqu'au Santonien dans la partie orientale de l'Océan Atlantique Sud (Bassins du Cap Vert et de l'Angola). Tandis que pour Galisson (1987), le Sénonien traduirait une oxygénation progressive de l'Atlantique. L'initiation des circulations profondes d'eaux relativement froides et de salinité normale se situerait au Coniacien. Les conditions de sédimentation se trouveraient ainsi modifiées. De la matière organique serait détruite par oxydation. Les masses d'eaux profondes anoxiques seraient progressivement résorbées. Ce stade correspondrait aux Formations Madingo (Sénonien-Eocène) et Paloukou (Oligocène-Miocène). Cependant sur la base des études pétrographiques et micropaléontologiques, les hypothèses plaident en faveur d'une

installation et/ou d'une persistance des conditions anoxiques-hypoxiques durant le Sénonien (M'boro *et al.*, 1981 ; N'gatsé, 1989 ; Massala *et al.*, 1993) dans le Bassin congolais.

L'analyse de la MO, dans ce travail, met en évidence deux familles géochimiques différentes :

- une famille fortement aliphatique qui contient deux groupes (au Turonien, Coniacien et Campanien). Un groupe caractérisé par des fortes valeurs du COT et une faible corrélation IH/ COT, et un autre groupe ayant une forte corrélation IH /COT ;

- une famille faiblement aliphatique.

Par ailleurs, les observations de la dépendance de l'IH sur la disponibilité de l'oxygène durant la sédimentation ont été signalées par Dean *et al.* (1986) et par Emeis *et al.* (1991), lesquels attribuent la corrélation entre l'IH et le COT à une préservation préférentielle de la MO riche en hydrogène sous conditions dysoxiques-anoxiques. Aussi, d'après Vetö *et al.* (1994) et Lückge *et al.* (1999), une corrélation positive entre COT et IH indique que la sulfato-réduction a également joué un rôle dans la dégradation de la MO. Ce mécanisme n'a lieu en effet qu'en milieu anaérobie. La présence de pyrite (cf. chapitre I, deuxième partie) dans la Formation des Marnes de Madingo attesterait par ailleurs de la dégradation anoxique de la MO.

Ces observations conduisent à suggérer l'existence des conditions dysoxiques-anoxiques dans les puits situés en domaines de plate-forme et intermédiaire, lesquels appartiennent à la famille la plus aliphatique (cf. figs. 71 -74).

En outre, pour une MO marine sédimentée dans un environnement dysoxique, il a été observé des chutes des valeurs de l'IH (Emeis *et al.*, 1991). Le remaniement de cette MO avant sa resédimentation avait été évoqué. Durant ce processus, la MO pourrait alors s'enrichir relativement en composés aromatiques et hétéroatomiques (O, N, S). Ainsi, en resédimentant, elle occasionnerait des fortes valeurs du COT pour des IH faibles au stock organique contemporain issu de la productivité primaire. Si l'on tient compte de la position paléogéographique des puits 5 et 6 (en domaine de talus, zone par excellence des courants de turbidité) d'une part et de leur faible aliphaticité d'autre part, il est possible d'évoquer un scénario similaire. En d'autres termes la MO semble remaniée et/ou oxydée dans cette zone traduisant des conditions oxiques.

Au Maastrichtien, une diminution globale des valeurs des composés hydrocarbonés malgré les fortes teneurs en COT semble révéler un changement des conditions de préservation de molécules pyrolysables, une oxydation de la MO, dans les domaines où prévalaient

précédemment des bonnes conditions de préservation, coïncidant ainsi avec la chute de la bathymétrie dans le bassin (cf. fig. 34 du chapitre III, deuxième partie).

Dans la famille fortement aliphatique du Turonien, Coniacien, Campanien, le groupe à faible corrélation entre IH/COT pourrait contenir des particules organiques resédimentées sans doute lors des chutes du niveau marin relatif. Elles engendreraient des fortes valeurs du COT pour des IH faibles au stock organique contemporain issu de la productivité primaire. Des analyses palynologiques ultérieures pourraient permettre de vérifier cette hypothèse.

IV. Conclusion

L'analyse des données Rock-Eval des six sondages a révélé la présence d'une riche MO d'origine marine (phytoplanctonique), dans l'intervalle Turonien supérieur-Maastrichtien, favorisée par des conditions de forte productivité primaire des eaux de surface inhérentes, très probablement, à des cellules "d'upwelling".

Dans l'environnement de dépôt, le domaine de talus (P5 et P6) serait caractérisé par des mauvaises conditions de préservation des composés hydrocarbonés, conditions oxygénées, avec une intense activité oxydante. Alors que dans les domaines intermédiaire et de plate-forme (P1 à P4) prévaudraient des meilleures conditions; des conditions dysoxiques - anoxiques, avec une intense activité réductrice dans le sédiment de surface.

Ces indications complémentaires permettent dès lors, de décrypter les préférences paléoécologiques des foraminifères benthiques rencontrés dans le Bassin côtier congolais du Turonien supérieur au Maastrichtien.

Troisième partie :

FORAMINIFERES ET NIVEAUX SOUS OXYGENES

*«La corrélation entre les formations gabonaises et celles de l'Angola, nous cause de grandes difficultés. En effet, les diverses espèces de *Gabonella* n'apparaissent pas en Angola dans le même ordre qu'au Gabon. Il ne nous est pas possible de dire pour le moment si ces différences, dans la répartition stratigraphique, sont dues à des différences de faciès ou à des raisons inconnues jusqu'à présent»*

De Klasz, Marie et Meijer (1960)

Chapitre I

ANALYSE STATISTIQUE DES PREFERENCES PALEOECOLOGIQUES DES FORAMINIFERES BENTHIQUES ET - DISTRIBUTION DES TAXONS DANS LE BASSIN CÔTIER CONGOLAIS AU SENONIEN

Les principaux paramètres abiotiques influençant la distribution des foraminifères benthiques sont : la quantité d'oxygène dissous, la disponibilité de nutriments, la profondeur, la salinité, la température et le type du substrat. Selon les environnements marins, un ou deux de ces paramètres peuvent devenir les facteurs majeurs contrôlant la distribution de la microfaune. De nombreux travaux sur l'écologie des foraminifères benthiques récents indiquent que les deux paramètres écologiques primordiaux contrôlant la distribution des espèces de foraminifères benthiques sont l'oxygénation au dessus et au sein du sédiment marin, et le niveau trophique (disponibilité de nutriments) (Loubere, 1994 ; Jorissen *et al.*, 1995).

Mais il y a toutefois une incertitude quant à savoir lequel de ces paramètres interdépendants a le plus d'impacts sur la structure de la communauté de foraminifères benthiques.

Le premier est vu comme un facteur de stress. La réponse typique des organismes est de s'organiser le long du gradient de stress, où seulement la survie compte. L'oxygène serait alors décisif sur la présence, et moins sur l'abondance des espèces (Alve et Bernhard, 1995 ; Bernhard et Alve, 1996 ; Moodley *et al.*, 1997 ; Moodley *et al.*, 1998a,b).

Le deuxième est observé avoir un lien direct avec l'augmentation proportionnelle de l'abondance de la biomasse, en réponse à l'augmentation de nutriments (Lee, 1974 ; Altenbach, 1988, 1992 ; Gooday, 1987, 1994). La diminution de nutriments changerait alors l'assemblage, puis que les espèces les plus opportunistes sont plus affectées (Van der Zwaan *et al.*, 1999).

Dans la présente étude, compte tenu de la richesse en matière organique des sédiments analysés (cf. chapitre V, deuxième partie), nous mettons l'accent sur la réponse des foraminifères benthiques face aux variations des apports en MO, de l'oxygénation et de la profondeur d'eau.

Ainsi, les abondances relatives des foraminifères benthiques des six sondages étudiés, ont fait l'objet d'études quantitatives. La méthode d'analyse détendancée de

correspondances (cf. chapitre I, première partie) est utilisée, pour analyser la distribution spatiale des espèces. A l'aide de la méthode d'analyse canonique de correspondances sont évaluées les relations entre la distribution des espèces et les variables environnementales quantitatives (COT, IH, l'indice alpha de Fisher, l'indice de diversité $H(S)$ de Shannon Weaver, l'équitabilité E de Murray, la dominance D de den Dulk et la richesse spécifique RS) et nominale (paléobathymétrie) de la zone d'étude.

Nous examinons les relations espèces-environnement à l'échelle d'une séquence (0,3-5 Ma) ou des séquences (> 5 Ma) de dépôts couvrant les paléoenvironnements allant du littoral au bathyal moyen/inférieur.

Les séquences étudiées sont :

- La séquence Co1 (Coniacien inférieur)
- La séquence Co2 (Coniacien supérieur-Santonien basal)
- Les séquences Sa1-Sa2 (Santonien)
- La séquence Ca1 (Campanien basal)
- Les séquences Ca2-Ca9 (Campanien)
- Les séquences Ma1-Ma2 (Maastrichtien "inférieur")
- Les séquences Ma3-Ma4 (Maastrichtien "supérieur")

I. Préservation de la microfaune benthique dans la zone étudiée

Les interprétations sur les préférences paléoécologiques des taxons doivent prendre en considération les effets de dissolution, lesquels peuvent biaiser l'enregistrement fossilifère. En effet, certaines espèces abondantes dans le milieu, peuvent être éliminées du sédiment, du fait de leur forte sensibilité à la dissolution, tandis que les espèces résistantes s'y concentrent.

Les régimes de dissolution établis par Malmgren (1987) fondés sur le degré de fragmentation des foraminifères planctoniques, peuvent être utilisés ici, comme un cadre de référence pour analyser la dissolution des foraminifères. Malmgren (1987) montre, en effet, qu'une augmentation de l'abondance relative des fragments de foraminifères planctoniques dans le sédiment est accompagnée d'une diminution du rapport planctonique/benthique et de celle du pourcentage de la fraction grossière (>63 μ m), laquelle étairait l'utilité du degré de fragmentation comme indice de dissolution dans les strates.

Globalement, dans les puits étudiés, situés en domaines de plate-forme et intermédiaire, les fragments des foraminifères planctoniques sont rares. Les foraminifères benthiques ne montrent pas en général de marques de dissolution à l'observation au MEB,

suggérant une bonne préservation. En revanche, dans les deux puits situés en domaine de talus, les foraminifères planctoniques deviennent rares, et il y est noté un certain nombre des fragments. Dans la microfaune benthique, certains échantillons (puits n°6 précisément), montrent des individus appartenant aux genres *Siphogeneroides* (*S. dentata* et *S. clavata*), *Praebulimina*, *Buliminella* qui sont brisés et portent de nombreuses marques de dissolution inhérente à l'épigénéisation par la pyrite. D'autres sont parfois complètement pyritisés. Dans de tels échantillons où la préservation est mauvaise, le nombre des foraminifères benthiques n'atteint pas la valeur statistique 100 considérée dans ce travail.

II. Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans la séquence de dépôt Co1 (Coniacien inférieur)

L'étude des foraminifères benthiques dans 25 échantillons issus de la séquence de dépôt Co1 des 6 sondages identifie au total 109 espèces dont les abondances relatives varient entre 0,32% (*Glomospira* sp., *Nothia excelsa*, *Haplophragmoides bradyi*, *Haplophragmoides* cf. *excavatus*, *Marssonella oxycona*, *Siphogeneroides pygmea*, *Siphogeneroides* sp., *Buliminella* sp aff. *quadrilobata*) et 66,42% (*Gabonita elongata*).

II.1. -Analyse Détendancée des Correspondances (ADC)

L'algorithme calcule 4 axes, qui comptent pour 45,3 % de la variance des espèces. La variance justifiée par chaque axe est illustrée dans le tableau n°2. Les deux premiers axes représentent 86,53 % de la variance exprimée, et pour cette raison, seulement ces deux axes ont été considérés pour cette analyse. La valeur propre du premier axe est plus de deux fois celle du second. Les "scores" et les poids des espèces sont indiqués dans le tableau n° 3. Les "scores" indiquent les degrés de corrélation de chaque espèce avec chaque axe ; et les poids, l'influence de l'espèce dans l'analyse (Ter Braak et Smilauer, 1998)

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
Valeurs propres	0,692	0,318	0,103	0,054
Variance des données d'espèces	26,9	12,3	4	2,1

Tableau n°2 : Valeurs propres et Variance exprimées par chacun des 4 axes

L'analyse du premier axe (Axe1) permet d'identifier 2 groupes (associations):

II.1.2 Le groupe 1

Il est caractérisé par ses "scores" négatifs. Ce groupe comprend, par ordre décroissant de leurs poids : *Gabonita parva*, *G. elongata*, *G. multituberculata*, *Gavelinella* sp. 2, *Gabonita* sp. aff. *distorta irregularis*, *Gavelinella* sp. G, *G. lata*, *G. distorta*, *G. sp.*, *Gavelinella* sp. 1, *Gabonita spinosa*, *G. sp. aff. lata* et *Eouvigerina americana*.

II.1.3 Le groupe 2

Les "scores" d'espèces sont positifs dans ce groupe. Par ordre décroissant de leurs poids, les espèces sont : *Praebulimina exigua robusta*, *P. proloxa longa*, *P. fang*, *Gyroidinoides* gr. *nitidus*, *Gyroidinoides subangulatus*, *Praebulimina bantu*, *Lenticulina rotulata*, *Buliminella quadrilobata*, *Lenticulina* sp., *Conorotalites michelinianus*, *Laevidentalina catenula*, *Lenticulina modesta*, *Praebulimina crassa*, *Quadriformina camerata*, *Bandyella greatvallayensis*, *Gaudryina* sp., *Haplophragmoides eggeri* et *Gyroidinoides* sp. C.

En tenant compte des "scores" du deuxième axe (Axe2), une espèce dont *Gavelinella* gr. *dakotensis* est caractérisée par son poids élevé et son "score" positif fort. Une autre *Gavelinella* spp. a un poids faible et un "score" positif relativement fort. D'autres espèces, mais de poids très faibles, ont une petite corrélation positive avec cet axe. Ce sont : *Buliminella colonensis*, *Buliminella gabonica altispira*, *Nuttalinella* sp. A, *Gyroidinoides beisseli*, *Buliminella brevispira* et *Nodosaria* spp.

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4	Poids des espèces
<i>Gabonita gigantea</i>	-0.9447	-0.9548	-0.6676	-0.4755	2.80
<i>Gabonita parva</i>	-0.5344	-0.4421	0.0601	0.4236	53.26
<i>Gabonita elongata</i>	-0.8946	-0.5414	-0.2038	0.5278	44.91
<i>Gabonita lata</i>	-0.7760	-1.0473	0.2001	-0.4181	19.91
<i>Gabonita multituberculata</i>	-0.8271	0.1919	-0.7130	-0.1677	38.04
<i>Gabonita distorta</i>	-0.9464	-0.3639	-1.5316	0.1028	14.67
<i>Gabonita</i> sp.	-0.7942	-0.1509	0.8365	-0.4616	8.15
<i>Gabonita spinosa</i>	-0.8469	-1.1083	-1.9663	0.6016	5.76
<i>Gabonita</i> sp aff. <i>lata</i>	-1.2249	-1.8324	9.2892	0.3811	2.68
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>distorta irregularis</i>	-0.8862	-0.4961	0.1457	-0.3873	22.60
<i>Gavelinella</i> sp. 2	-0.6099	-0.6035	-0.6811	-0.5164	26.90
<i>Gavelinella</i> spp	-0.3426	2.1080	1.5239	0.4053	6.83
<i>Gavelinella</i> sp. 1	-0.6806	0.0618	0.8354	-0.5457	7.59

<i>Gavelinella ex gr. dakotensis</i>	-0.9000	5.2901	-0.8285	0.3359	10.32
<i>Gavelinella sp. H</i>	1.5210	-0.5845	-0.1172	-2.8904	4.38
<i>Praebulimina bantu</i>	0.2719	-0.1098	0.1438	-1.7567	9.92
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0.3505	0.2115	0.3401	0.6204	30.30
<i>Praebulimina proluxa longa</i>	0.0373	-0.0941	-0.2196	0.1476	29.83
<i>Praebulimina fang</i>	1.1430	0.0754	-0.2142	-0.4467	27.74
<i>Gavelinella sp. G</i>	-0.7621	1.6964	0.7249	-0.2461	22.87
<i>Lingulogavelinella globosa</i>	0.1614	0.2785	2.6377	-1.4926	5.31
<i>Eouvigerina americana</i>	-0.4198	0.5308	3.2763	0.2016	6.28
<i>Praebulimina crassa</i>	1.1215	0.0334	-1.2410	-4.4107	2.82
<i>Buliminella quadrilobata</i>	1.1061	0.4208	-1.0939	-0.5417	8.28
<i>Buliminella brevispira</i>	2.1925	0.9593	0.0144	-0.3543	2.30
<i>Lenticulina sp.</i>	1.8455	0.1696	0.1859	0.2698	7.98
<i>Lenticulina modesta</i>	1.5294	-0.7021	0.8978	-3.1587	3.49
<i>Lenticulina rotulata</i>	1.4752	-0.5135	-0.0208	-0.0191	9.65
<i>Buliminella gabonica altispira</i>	2.0355	0.5411	0.4458	0.7143	5.23
<i>Conorotalites michelinianus</i>	1.5762	-0.2822	0.2010	-0.7222	6.67
<i>Buliminella colonensis</i>	2.1927	0.9597	0.0147	-0.3546	2.31
<i>Gyroidinoides besseili</i>	1.8605	0.4614	-0.5802	-2.0524	4.20
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	1.6154	-0.1473	-0.1422	1.4228	11.02
<i>Gyroidinoides sp. C</i>	1.4411	-0.4798	-0.2198	5.0532	2.01
<i>Gyroidinoides gr. nitidus</i>	1.5284	-0.4935	-0.2080	-0.1702	14.39
<i>Nuttalinella sp. A</i>	2.4136	1.5030	0.4230	-0.7484	1.34
<i>Laevidentalina catenula</i>	1.5883	-0.5074	0.3372	3.1893	3.14
<i>Bandyella great vallayensis</i>	1.5230	-0.5174	0.0872	-1.5067	4.37
<i>Quadrinorphina camerata</i>	1.4794	-0.4622	-0.0987	1.9708	4.66
<i>Nodosaria spp.</i>	2.4136	1.5030	0.4230	-0.7484	2.62
<i>Gaudryina sp.</i>	1.7242	0.0624	-0.1883	3.2317	3.80
<i>Haplophragmoides eggeri</i>	1.6147	-0.5092	-0.0566	5.5891	2.09

Tableau n°3 : Les ‘scores’ et les poids des espèces dans l’ADC

II.2 Analyse Canonique des Correspondances (ACC)

Afin d’évaluer comment les variables environnementales expliquent la distribution des espèces révélée par l’analyse détendancée, une analyse canonique des correspondances est effectuée.

II.2.1 Résultats

La variance totale des données d’espèces exprimée par l’algorithme est de 46,4%, proche de celle exprimée par le biais de l’ADC. Celle de la relation espèces-environnement est de 89,5%. Le tableau n°4 résume les caractéristiques statistiques des axes de l’ACC. Les axes ainsi produits sont presque similaires à ceux produits par l’ADC. Les relations axes-espèces sont presque les mêmes que celles données par l’analyse de gradient indirect.

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
Valeurs propres	0,630	0,253	0,204	0,107
Variance des données d'espèces	24,5	9,9	7,9	4,1
Variance de la relation environnement- espèces	47,2	19	15,3	8

Table n°4 : Valeurs propres et Variance exprimées par chacun des 4 axes

II.2.1.1 Corrélations entre les variables environnementales

La structure diagonale montrée dans le tableau n° 5 indique une corrélation entre les variables environnementales. Les variables utilisées dans cette étude apparaissent être liées à la paléoprofondeur. Celles qui sont positivement corrélées à ce paramètre sont : *RS*, *H(S)*, α et COT. Et, celles négativement corrélées sont : *D*, IH,

	<i>RS</i>	<i>D</i>	<i>H(S)</i>	<i>E</i>	α	COT	IH	Paléobathy.
<i>RS</i>	1.0000							
<i>D</i>	-0.4979	1.0000						
<i>H(S)</i>	0.8027	-0.8946	1.0000					
<i>E</i>	0.2151	-0.8865	0.7359	1.0000				
α	0.9831	-0.3638	0.7078	0.1057	1.0000			
COT	-0.1549	-0.0068	-0.0639	-0.0282	-0.1882	1.0000		
IH	-0.5407	0.3776	-0.5279	-0.2796	-0.5201	0.5945	1.0000	
Paléobathymétrie	0.6222	-0.2818	0.4601	0.0484	0.6040	0.2243	-0.3450	1.0000

Table n°5: Matrice de corrélations canoniques entre les variables environnementales

II.2.1.2 Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques

Dans le tableau n°6 sont données les corrélations entre variables et les axes canoniques. La relation entre le premier axe et la paléoprofondeur est indiquée par cette technique d'ordination, telle que soulignée par la forte corrélation ($r = 0,79$) entre cet axe et la variable indiquée. L'ordination canonique des 25 échantillons (fig. 76) tend à confirmer le lien entre le premier axe (Axe1) et la paléobathymétrie. En effet, les échantillons (ordonnés d'après leurs compositions fauniques) sont distribués globalement le long de l'Axe1, suivant une tendance bathymétrique. La majorité des échantillons (D360-D410) appartenant aux puits situés en domaine peu profond sont positionnés à gauche du diagramme; ceux des sondages du domaine intermédiaire (S820-S841) au milieu. Enfin, dans la partie droite sont les échantillons (N2090-N2115) des puits profonds. Par ailleurs, le paramètre IH présente

une forte corrélation négative ($r = -0,70$) avec le premier axe. Le deuxième axe d'ordination canonique (Axe2) n'est que faiblement corrélé avec les variables prises en compte. Ceci est en accord avec sa valeur propre faible (0,253).

Ainsi, l'Axe1 est la variable environnementale synthétique qui explique la distribution des espèces des foraminifères benthiques étudiées. Le long de cet axe, la disponibilité du nutriment (COT) ne semble pas être un facteur limitant la distribution de la microfaune ($r = -0,145$). Il apparaît plutôt que c'est la teneur en oxygène dissous (examinée à travers le paramètre IH) qui commande plus l'étalement latéral des espèces benthiques ($r = -0,701$). En effet ce paramètre est très fort dans les zones à faible paléobathymétrie, où la dominance faunique D est forte et les diversités spécifiques faibles, tandis qu'il est faible dans les zones à forte paléobathymétrie où la dominance faunique est faible, et que les diversités $H(S)$ et α deviennent très élevées.

Axes Variables	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
<i>RS</i>	0.8936	-0.3802	0.0230	-0.1122
<i>D</i>	-0.5525	0.0905	0.5648	-0.4797
<i>H(S)</i>	0.8058	-0.1516	-0.3516	0.2844
<i>E</i>	0.3183	0.2211	-0.5165	0.5276
α	0.8449	-0.3706	0.1080	-0.2487
COT	-0.1446	-0.0442	-0.0664	0.4576
IH	-0.7011	-0.2620	0.3301	0.4045
Paléobathymétrie	0.7918	0.1372	0.2007	0.0100

Tableau n°6 : Coefficients de corrélations entre variables et axes canoniques

Les relations entre les variables environnementales, les axes canoniques et les 2 groupes d'espèces identifiées par la méthode détendancée de l'analyse des correspondances sont montrées dans la figure 77.

Le groupe 1 situé sur le côté gauche, est négativement corrélé avec le gradient de profondeur et fortement corrélé avec le paramètre IH.

Le groupe 2 est sur le côté droit du diagramme. Il montre une relation forte avec la paléobathymétrie et une forte corrélation négative avec l'indice d'hydrogène.

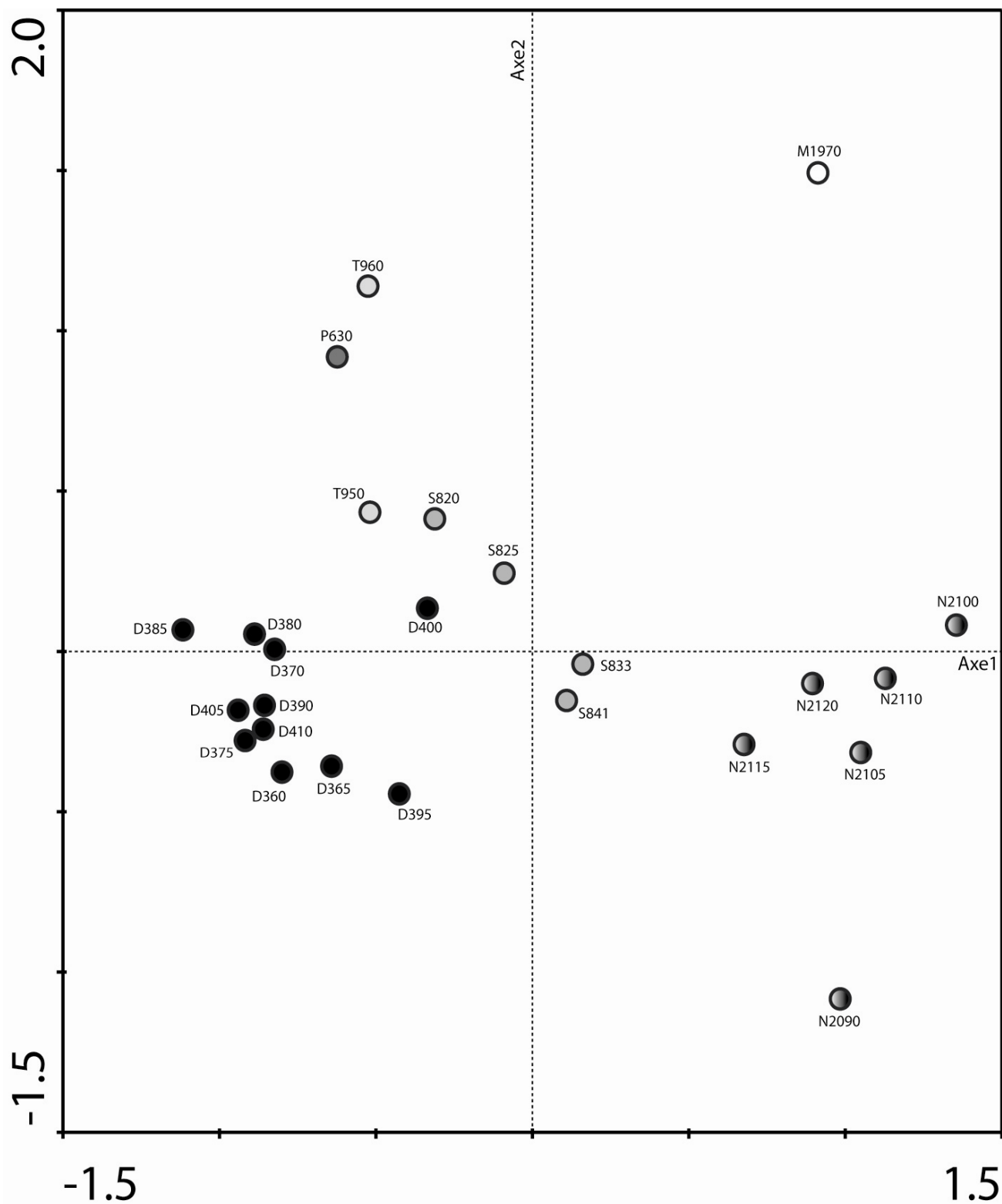


Fig. 76: Diagramme d'ordination canonique des échantillons

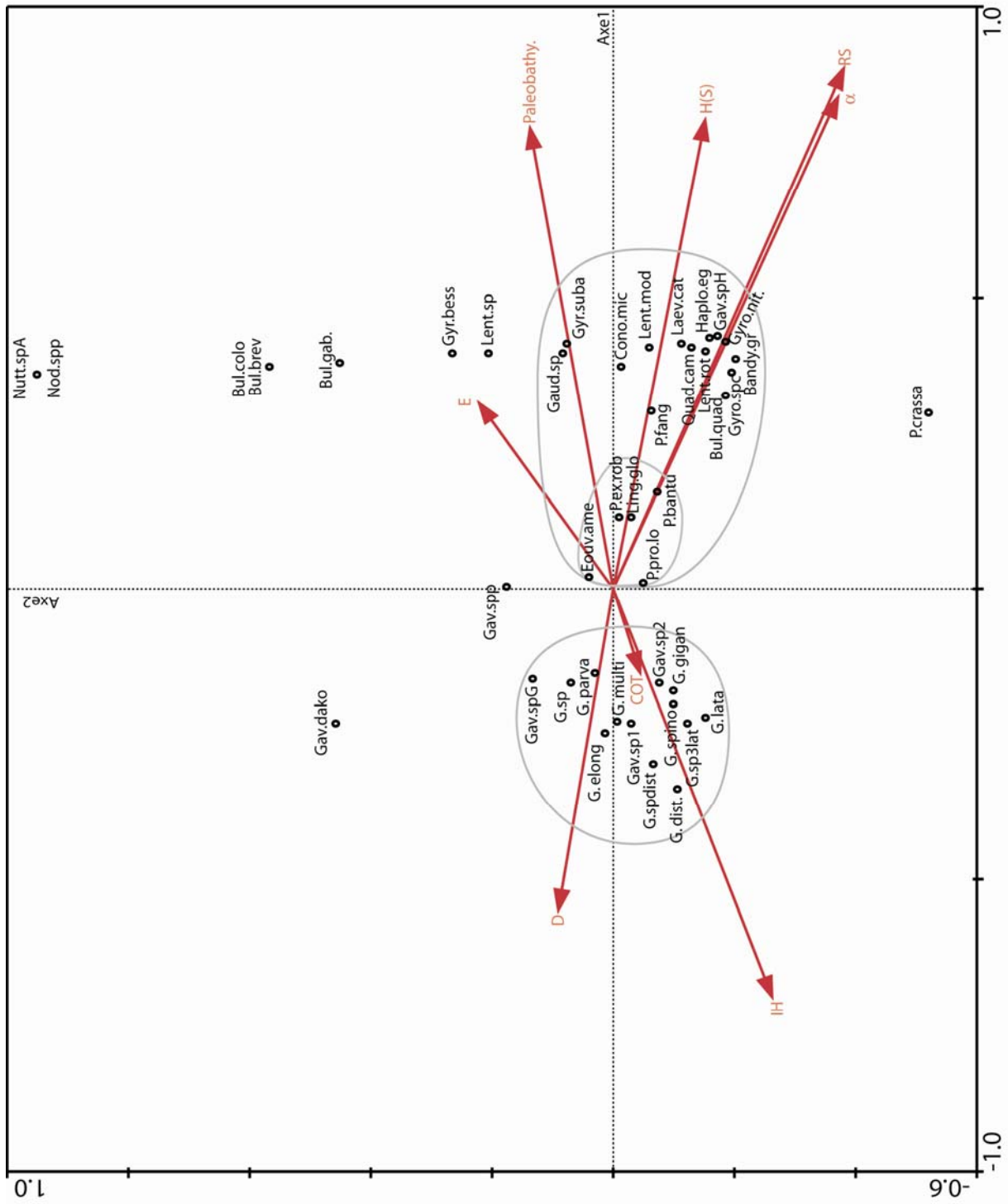


Fig. 77: Diagramme montrant les relations entre les variables environnementales (flèches rouges), les espèces (points) et les deux premiers axes. La longueur de chaque flèche indique l'influence de chaque variable sur les deux axes et les axes sont inversement proportionnels à la corrélation axes-variable. Les 2 groupes d'espèces identifiés avec l'ADC sont représentés sur le diagramme. Et les positions des espèces les composant soulignent les relations de chacune d'elles avec les axes de l'ACC, et avec les variables environnementales. Les codes des espèces sont indiqués dans le tableau n° 6.

II.3. Interprétation

La distribution des 42 espèces analysées apparaît être principalement contrôlée par la paléoprofondeur et l'indice d'hydrogène (qui croît avec la diminution de la teneur en oxygène dissous). Sur la base des signes des "scores" sur l'Axe1 et les poids de chaque espèce, deux groupes majeurs des taxons sont identifiés. Un groupe corrélé avec la paléoprofondeur (les espèces ayant les "scores" positifs sur l'Axe1) et un autre groupe caractérisé par une corrélation négative avec ce paramètre (les espèces avec les "scores" négatifs) et une forte corrélation positive avec l'IH.

Le groupe 1

Situé à gauche du diagramme, ce groupe est composé des *Gabonita* et *Gavelinella*. Par ordre décroissant, les espèces les plus importantes sont: *Gabonita parva*, *G. elongata*, *G. multituberculata*, *Gavelinella* sp. 2, *Gavelinella* sp. G. *Gabonita* sp. aff. *distorta irregularis*, *G. lata*, et *G. distorta*.

La distribution des espèces de ce groupe illustre clairement sur le diagramme, un assemblage qui prolifère dans un environnement "peu profond" sous conditions très riches en nutriments (COT croissant) et faibles en oxygène dissous (IH très fort). La corrélation positive avec la dominance *D* et négative avec les indices de diversité faunique observées dans cette partie indiquent une forte tolérance des ces organismes aux conditions environnementales sévères. Certaines espèces adopteraient un mécanisme adaptatif opportuniste (stratégie de vie "r"). En effet, *Gabonita elongata* et *G. parva* semblent être les plus opportunistes, atteignant dans certains échantillons respectivement 66 et 51%. Les préférences paléoécologiques des espèces endémiques à poids relativement importants que sont *Gavelinella* sp. 2, *Gavelinella* sp. G et *Gabonita* sp. aff. *distorta irregularis* semblent proches de celles des deux *Gabonita* précitées. Mais, elles seraient moins opportunistes.

De Klsz *et al.* (1960) soulignaient déjà la prédominance de *Gabonita elongata* dans les microfaunes des sédiments "onshore" du Crétacé supérieur gabonais et angolais. Leur interprétation fondée sur le principe d'actualisme attribuait à cette espèce, une indicatrice de conditions "restreintes" sans plus de précision.

Soulignons que, certaines espèces dont *Gabonita parva* et *G. elongata* sont trouvées (42 et 12% respectivement) dans les échantillons attribués au bathyal supérieur - néritique externe inférieur, et très riches en COT et à fort IH. Il apparaît donc que, leur distribution

n'est pas limitée par la profondeur, mais qu'elles profiteraient des environnements déficients en oxygène dissous, très stressants, quoique riches en nutriments, abandonnés par d'autres faunes pour se multiplier rapidement et constituer alors l'essentiel de la microfaune (stratégie de vie "r").

Gavelinella gr. dakotensis a une forte corrélation positive avec un axe de faible valeur propre : le deuxième axe (Axe2), et une faible corrélation négative avec l'Axe1 qui, est statistiquement le plus significatif. L'ensemble des variables utilisées dans cette analyse sont faiblement corrélées avec ce gradient synthétique (Axe2). Sur le diagramme (fig. 77), la position légèrement excentrée de *G. gr dakotensis* est typique des espèces rares ou de celles ayant des exigences écologiques extrêmes (Ter Braak, 1986). Pourtant, cette espèce apparemment opportuniste atteint plus de 58% dans les échantillons de paléobathymétrie néritique externe inférieur-bathyal supérieur et, de faible diversité $H(S)$ (1,055-1,372), dont la teneur en COT s'étale de 3 à 7,8% pour des IH variant entre 577-644 mg HC /g COT. Donc sa distribution semble complexe à la lumière des variables utilisées. Un gradient environnemental pouvant mieux expliquer la dynamique de cette espèce manquerait dans les données environnementales. En effet, la surabondance de cette espèce épifaune (*sensu* Corliss et Chen, 1988) au détriment des deux espèces de *Gabonita* (endofaunes *sensu* Corliss et Chen, 1988) pourrait traduire l'effet des émanations gazeuses (sulfure d'hydrogène) inhérentes à la transformation de la matière organique par des bactéries anaérobies. Car, des valeurs très élevées de l'IH (644 mg HC/g COT) observées dans ces échantillons peuvent indiquer une préservation par sulfuration naturelle de la MO (voir chapitre V, deuxième partie) ; le métabolisme de la MO labile par les bactéries sulfato-réductrices produit le sulfure d'hydrogène (H_2S). Ce sulfure piégé dans les sédiments marneux plus ou moins imperméables affecterait les endofaunes que sont les *Gabonita*. De plus, il a été démontré expérimentalement (Moodley *et al*, 1997) que si l'anoxie n'est pas un facteur limitant pour certaines espèces de foraminifères benthiques (précisément les anaérobies facultatives), la présence de H_2S par contre est néfaste pour ces microfaunes. La présence de pyrite dans les marnes étudiées conforte l'idée des émanations sulfureuses Holbourn *et al.* (1999) citent *Gavelinella gr. dakotensis* parmi les indicateurs (de zones tempérées) de flux de matière organique durant le Campanien inférieur. Gebhart *et al.* (2004) associent ce taxon au type "d'espèces d'eaux profondes" dans le Cénomaniens du Bassin de Tarfaya.

Le groupe 2 est dominé par: *Praebulimina exigua robusta*, *P. prolixa longa*, *P. bantu*, *Gyroidinoides gr nitidus*, *Gyroidinoides subangulatus*, *Praebulimina fang*. Les variables mesurées dans cette zone à l'exception de la dominance faunique (*D*) et de l'IH sont positivement corrélées à la paléoprofondeur. D'après les positions des espèces dans le diagramme (fig. 77) et leurs projections sur les axes des variables environnementales, il apparaît un gradient de préférences paléoécologiques des taxons.

Ainsi, *Gyroidinoides gr. nitidus* et *Gyroidinoides subangulatus* prolifèrent dans l'environnement très profond, oxygéné (MO pauvre en composés hydrocarbonés), à forte diversité faunique. Leurs rangs sur l'axe du COT indiquent que ce paramètre n'est pas le facteur qui influence le plus leur distribution. De telles indications traduisent une préférence des conditions écologiques équilibrées.

Gyroidinoides gr. nitidus a été observé :

- dans les sédiments maastrichtiens des sites DSDP 356, 384, 516, 525 et 527 de paléobathymétries 1000 m à 3000 m, par Widmark et Malmgren (1992) ;

- dans les sédiments dysoxiques du Turonien-Santonien inférieur de paléobathymétrie bathyale supérieure de Côte d'Ivoire-Ghana (Holburn et Kuhnt, 1998), mais sous forme de quelques tests corrodés.

Gyroidinoides subangulatus a été cité dans les sédiments Coniacien-Santonien supérieur, de paléoprofondeur bathyale supérieure de Côte d'Ivoire-Ghana (Holbourn et Kuhnt, 1998), riches en COT (2 à 4%) mais de diversité *H(S)* élevée ($\geq 2,5$). Ces formes trochospirales (épifaunes *sensu* Corliss et Chen, 1988) semblent alors adopter une stratégie de vie "K". Cependant, d'après leur rang sur l'axe IH, *Gyroidinoides gr. nitidus* supporterait relativement plus une certaine chute de la teneur en oxygène dissous que *G. subangulatus*.

- Les espèces *Praebulimina exigua robusta*, *P. prolixa longa* et *P. fang* sont situées au milieu du diagramme de l'ACC. Contrairement aux *Gyroidinoides*, elles caractérisent un sous groupe dont les exigences écologiques semblent la richesse en nutriments du milieu pour y

G. gigan = <i>Gabonita gigantea</i>	Siph.den = <i>Siphogeneroides dentata</i>
G.parva = <i>Gabonita parva</i>	G.spinosa = <i>Gabonita spinosa</i>
G.elong = <i>Gabonita elongata</i>	Siph.cre = <i>Siphogeneroides cretacea</i>
G.lata = <i>Gabonita lata</i>	G.basis. = <i>Gabonita basispinata</i>
G.multi = <i>Gabonita multituberculata</i>	N.subreg = <i>Neobulimina subregularis</i>
G.dist. = <i>Gabonita distorta</i>	Ortho.sp = <i>Orthokarstenia</i> sp
G.sp = <i>Gabonita</i> sp.	Hap. af.r = <i>Haplophragmoides</i> aff. <i>rotulatum</i>

G.spino = <i>Gabonita spinosa</i>	Haplo.ro = <i>Haplophragmoides rotulatum</i>
G.sp3lat = <i>Gabonita</i> sp. aff. <i>lata</i>	Haplo.or = <i>Haplophragmoides horridus</i>
G.spdist = <i>Gabonita</i> sp. aff. <i>distorta irregularis</i>	Haplo.sp = <i>Haplophragmoides</i> sp.
Gav.sp2 = <i>Gavelinella</i> sp. 2	Trochm.s = <i>Trochammina</i> sp.
Gav.spp = <i>Gavelinella</i> spp	Trochd.s = <i>Trochamminodes</i> sp.
Gav.sp1 = <i>Gavelinella</i> sp. 1	Conot.sp = <i>Conotrochammina</i> sp.
Gav.dako = <i>Gavelinella</i> gr. <i>dakotensis</i>	Karre.sp = <i>Karrieriella</i> sp.
Gav.spH = <i>Gavelinella</i> sp. H	Text .sp = <i>Textularia</i> sp.
P. bantu = <i>Praebulimina bantu</i>	Ammo .sp = <i>Ammobaculites</i> ? sp.
P.ex.rob = <i>Praebulimina exigua robusta</i>	Bathy.sp = <i>Bathysiphon</i> ? sp.
P.pro.lo = <i>Praebulimina proluxa longa</i>	Sreo .pse = <i>Subreophax pseudoscalaria</i>
P.fang = <i>Praebulimina fang</i>	Hap.af.sa = <i>Haplophragmoides</i> aff. <i>saharensis</i>
Gav.spG = <i>Gavelinella</i> sp. G	Gaud.spA = <i>Gaudryina</i> sp. A
Ling.glo = <i>Lingulogavelinella globosa</i>	Gaud.spD = <i>Gaudryina</i> sp. D
Eouv.ame = <i>Eouvigerina americana</i>	Doro.bull = <i>Dorothia bulleta</i>
P.crassa = <i>Praebulimina crassa</i>	Subr.sp = <i>Subreophax</i> sp.
Bul.quad = <i>Buliminella quadrilobata</i>	Lent.mac = <i>Lenticulina macrodisca</i>
Bul.brev = <i>Buliminella brevispira</i>	Mars.oxy = <i>Marssonella oxycona</i>
Lent.sp = <i>Lenticulina</i> sp.	Laev.cat = <i>Laevidentalina catenula</i>
Lent.mod = <i>Lenticulina modesta</i>	Bul.sp2 = <i>Buliminella</i> sp. 2
Lent.rot = <i>Lenticulina rotulata</i>	Afro.afra = <i>Afrobolivina afra</i>
Bul.gab. = <i>Buliminella gabonica altispira</i>	Lox.clav = <i>Loxostomoides clavatum</i>
Cono.mic = <i>Conorotalites michelinianus</i>	Orth.lev = <i>Orthokarstenia</i> sp
Bul.colo = <i>Buliminella colonensis</i>	Siph.cla = <i>Siphogeneroides clavata</i>
Gyr.bess = <i>Gyroidinoides besseili</i>	Haplo.ex = <i>Haplophragmoides excavatus</i>
Gyr.suba = <i>Gyroidinoides subangulatus</i>	P.sp = <i>Praebulimina</i> sp
Gyro.spC = <i>Gyroidinoides</i> sp. C	G.spP = <i>Gavelinella</i> sp. P
Gyro.nit = <i>Gyroidinoides</i> gr. <i>nitidus</i>	Epon.pse = <i>Eponides</i> gr. <i>pseudoelevatus</i>
Nutt.spA = <i>Nuttalinella</i> sp. A	Lent.spi = <i>Lenticulina spissocostata</i>
Laev.cat = <i>Laevidentalina catenula</i>	
Bandy.gr = <i>Bandyella great vallayensis</i>	
Quad.cam = <i>Quadriformina camerata</i>	
Nod.spp = <i>Nodosaria</i> spp.	
Gaud.sp = <i>Gaudryina</i> sp.	
Haplo.eg = <i>Haplophragmoides eggeri</i>	

Tableau n°7 : Codes des espèces utilisées dans les diagrammes

atteindre leur abondance maximum. Ainsi les trouve-t-on à un rang plus important sur l'axe du COT que les *Gyroidinoides*. Toutefois, leur pullulement dans cette zone bathymétrique intermédiaire semble être limitée par un autre paramètre environnemental : la teneur en oxygène dissous. En effet, la projection sur l'axe IH de la position de chacune de ces espèces illustre bien leurs difficultés d'atteindre leur maximum dans les habitats faiblement oxygénés (IH très fort) pourtant riches en nutriment (COT élevé). La diversité faunique

toujours importante corrobore cette observation. Néanmoins, d'après le diagramme, on note par ordre décroissant de la tolérance à une certaine baisse d'oxygène dissous : *Praebulimina prolixa longa*, *P. exigua robusta*, *P. fang*. Cet ordre corrèle avec la morphologie/taille de chacune des espèces (Planches 7, 8 et 10). La consommation d'O₂ augmentant rapidement lorsque la taille (donc le volume) de l'organisme croît (Bernhard, 1986) ; ainsi *Praebulimina. fang* occupe-t-elle le dernier rang.

Holbourn et Kuhnt (1998) soulignent la prédominance de *Praebulimina fang* et *P. robusta*, dans les sédiments à diversité $H(S)$ élevée et riches en COT (2 à 4%) du Leg 159 (Côte d'Ivoire). Et, celle de *Praebulimina prolixa longa* dans les échantillons contenant en majorité *Gavelinella* spp, de teneur en COT excédant 6%, ayant une diversité $H(S)\sim 1,3$, relativement faible. Ces résultats sont en accord avec l'expression des espèces sur le diagramme de l'ACC (Fig. 77).

III. Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans la séquence de dépôt Co2 (Coniacien supérieur-Santonien basal)

16 échantillons sélectionnés dans les 6 sondages ont fait l'objet d'une étude quantitative. L'analyse de la microfaune benthique a permis d'identifier au total 80 espèces dont les abondances relatives s'échelonnent de 0,22 % (*Dorothia bulleta*, *Gaudryina pyramidata*, *Gaudryina* sp., *Nothia?* ex gr. *excelsa*, *Trochamminoides* sp., *Trochammina* sp., *Ammobaculites?* sp., *Conotrochammina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Haplophragmoides* sp. D, *Spiroplectamina?* sp., *Karrerella* sp., *Tritaxia pyramidata*, *Glomospira* sp.) à 54,55% (*Gavelinella* gr. *dakotensis*).

III.1 Analyse Détendancée des Correspondances (ADC)

Trente quatre espèces des quatre-vingts identifiées ont été sélectionnées dans cette analyse. Des 4 axes calculés par l'algorithme représentant 64,5 % de la variance des espèces, deux sont retenus. Il s'agit des deux premiers dont les valeurs propres sont supérieures à 0,3 (valeur statistique limite, Ter Braak *et al.*, 1998).

La variance justifiée par chaque axe est montrée dans le tableau n°8. Les 'scores' et les poids des espèces sont indiqués dans le tableau n°9.

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
Valeurs propres	0,605	0,375	0,105	0,06
Variance des données d'espèces	34,1	21,1	5,9	3,4

Tableau n°8 : Valeurs propres et Variance exprimées par chacun des 4 axes

L'analyse du premier axe (Axe1) permet de reconnaître deux groupes :

III.1.1 Le groupe 1:

Il est caractérisé par ses "scores" négatifs. Ce groupe comprend, par ordre décroissant de leurs poids: *Gabonita multituberculata*, *G. elongata*, *Gavelinella* sp. 2, *Praebulimina prolixa longa*, *Gabonita* sp. aff. *distorta irregularis*, *Gabonita lata*, *G. distorta*, *Gavelinella* sp. G, *Gabonita spinosa*, *G. parva*, *Neobulimina subregularis*, *Gavelinella* gr. *dakotensis*.

III.1.2 Le groupe 2:

Dans ce groupe, les "scores" d'espèces sont positifs. Par ordre décroissant de leurs poids, les espèces sont: *Praebulimina exigua robusta*, *P. fang*, *Gyroidinoides* gr. *nitidus*, *Conorotalites michelinianus*, *Gyroidinoides subangulatus*, *Buliminella quadrilobata*, *Gavelinella* sp. H. L'analyse du deuxième axe conduit à la distinction de *Gavelinella* gr. *dakotensis*. Cette espèce y est singularisée par son "score" positif élevé.

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4	Poids des espèces
<i>Gabonita elongata</i>	-0.4480	-0.4869	0.3140	0.0020	33.42
<i>Gabonita lata</i>	-0.3004	-0.6410	0.2064	0.1051	18.04
<i>Gabonita multituberculata</i>	-0.4256	-0.3979	-0.0724	0.1631	35.70
<i>Gabonita distorta</i>	-0.5391	-0.2529	-0.6861	-0.0089	14.40
<i>Gabonita</i> sp.	-0.4473	-0.1491	0.7815	-0.4354	6.98
<i>Gabonita spinosa</i>	-0.4383	-0.2637	-0.4885	-0.0973	11.58
<i>Gabonita</i> sp aff. <i>distorta irregularis</i>	-0.5994	-0.4786	0.0449	0.0580	20.73
<i>Gabonita basispinata</i>	-0.4737	-0.5937	-0.7811	-0.5211	3.17
<i>Gabonita parva</i>	-0.5641	-0.0248	0.3740	-0.5826	11.19
<i>Gavelinella</i> sp. G	-0.4716	0.7926	0.2279	-0.0795	13.89
<i>Gavelinella</i> sp. 1	-0.4467	0.1182	-0.7052	-0.8971	5.65
<i>Gavelinella</i> sp. 2	-0.2043	0.3898	0.1808	0.0860	25.90
<i>Gavelinella</i> spp	-0.2955	1.3329	-0.1200	-0.8368	4.08
<i>Gavelinella</i> sp. H	1.6239	-0.5869	0.0307	-0.0097	3.08
<i>Gavelinella</i> gr. <i>dakotensis</i>	-0.3377	2.4526	0.0421	0.0038	8.17

<i>Praebulimina bantu</i>	1.7470	-0.1281	0.2988	-0.0084	5.18
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0.0564	0.4773	-0.0541	0.2234	26.28
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	-0.1423	0.1289	-0.2670	0.2370	24.94
<i>Praebulimina fang</i>	1.0104	-0.1774	-0.1776	-0.3096	14.36
<i>Praebulimina crassa</i>	1.7030	-0.8200	-0.9288	0.0160	1.91
<i>Neobulimina subregularis</i>	-0.2733	0.7472	0.0082	0.3187	11.04
<i>Buliminella brevispira</i>	2.2011	0.9386	-0.0536	0.0258	1.49
<i>Buliminella gabonica altispira</i>	2.2011	0.9386	-0.0536	0.0258	1.94
<i>Buliminella colonensis</i>	2.2011	0.9386	-0.0536	0.0258	1.85
<i>Buliminella quadrilobata</i>	1.5182	-0.7010	0.4008	-0.0240	4.37
<i>Buliminella sp. 2</i>	1.6341	-0.7756	-0.4328	0.0011	1.46
<i>Gyroidinoides gr. nitidus</i>	1.7486	-0.2054	0.1240	-0.0045	6.67
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	1.7520	-0.1401	0.2442	-0.0069	4.15
<i>Conorotalites michelinianus</i>	1.7147	-0.3134	0.0894	-0.0057	4.28
<i>Lenticulina rotulata</i>	1.6472	-0.7841	-0.5275	0.0040	1.81
<i>Lenticulina modesta</i>	2.2011	0.9386	-0.0536	0.0258	1.63
<i>Quadrimorphina camerata</i>	1.7636	-0.3161	-0.2003	0.0035	2.54
<i>Osangularia sp.</i>	2.1032	0.5930	-0.2256	0.0239	1.86
<i>Laevidentalina catenula</i>	1.3669	-0.6036	1.4894	-0.0568	1.12

Tableau n°9 : Les scores et poids des espèces dans la ADC

III.2- Analyse Canonique des Correspondances (ACC)

La distribution des deux groupes d'espèces mis en évidence par la méthode de l'ADC est évaluée à la lumière des variables environnementales, en utilisant l'approche canonique.

III.2.1 Résultats

La variance totale des données d'espèces exprimée par l'algorithme est de 52,71 %. Celle de la relation espèces-environnement est de 86,2%. Le tableau n°10 résume les caractéristiques statistiques des axes de l'ACC. Les axes ainsi produits par l'approche canonique sont proches de ceux produits par la méthode détendancée.

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
Valeurs propres	0,587	0,24	0,178	0,110
Variance des données d'espèces	33	13,5	10	6,2
Variance de la relation environnement-espèces	45,4	18,5	13,8	8,5

Table n°10 : Valeurs propres et Variance exprimées par chacun des 4 axes

La signification statistique de l'effet de chaque variable environnementale est perçue à partir des tests de permutation de Monte Carlo (190 permutations). Le niveau de signification qui en résulte est donné dans le tableau n°11. Huit des neuf variables sont liées aux données d'espèces, une (l'Équitabilité E) dont la valeur de $P = 0,7382 (>0,05)$ est éliminée de l'analyse.

Variables	valeurs propres	P (niveau de signification de l'effet)
RS	0,552	0,0052
IH	0,54	0,0052
α	0,54	0,0052
Paléobathy.	0,46	0,0052
$H(S)$	0,45	0,0052
D	0,3	0,0052
COT	0,27	0,0366
E	0,081	0,7382

Tableau n°11: Classement des variables par ordre d'importance de leurs effets marginaux sur la microfaune.

Les relations axes-espèces sont presque les mêmes que celles données par l'analyse de gradient indirect.

III.2.1.1 Corrélations entre variables environnementales

L'exploitation de la matrice de corrélation (cf. tableau n° 12) révèle que les variables utilisées: RS , $H(S)$, α apparaissent être liées à la paléoprofondeur. Celles qui sont négativement corrélées à ce paramètre sont : D , IH et COT.

	RS	D	$H(S)$	α	COT	IH	Paléobat.
RS	1.0000						
D	-0.7425	1.0000					
$H(S)$	0.9156	-0.9366	1.0000				
α	0.9813	-0.6471	0.8411	1.0000			
COT	-0.6616	0.6091	-0.6367	-0.6313	1.0000		
IH	-0.9416	0.6995	-0.8710	-0.9001	0.7505	1.0000	
Paléobathymétrie	0.8024	-0.4470	0.6936	0.7834	-0.4142	-0.8183	1.0000

Table n°12: Matrice de corrélations canoniques entre les variables environnementales

III.2.1.2 Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques

Les corrélations entre les variables et les axes canoniques sont données dans le tableau n°13. La relation entre le premier axe et la paléoprofondeur est certaine. Elle est soulignée par la forte corrélation ($r = 0,847$) entre cet axe et la variable indiquée. Le deuxième axe porte le gradient COT ($r = 0,43$). L'ordination canonique des 16 échantillons (cf. fig. 78) tend à confirmer le lien évident entre le premier axe (Axe1) et la paléobathymétrie d'une part, et l'existence d'un gradient porté par le deuxième axe d'autre part. En effet, à gauche du diagramme sont distribués les échantillons des sondages situés en domaine de plate-forme (puits n°1 et puits n°2) et intermédiaire (puits n°3 et n°4). Et, à droite, ce sont les trois échantillons du domaine de talus (puits n°5 et n°6). Par ailleurs, le paramètre IH présente une forte corrélation négative ($r = -0,957$) avec le premier axe de même que la dominance faunique D ($r = -0,639$). D'où, deux gradients environnementaux synthétiques (Axe1 et Axe2) maximisent la séparation des niches des espèces des foraminifères benthiques étudiées.

Les relations entre les variables environnementales, les axes canoniques et les 2 groupes d'espèces identifiés par l'analyse des gradients indirects sont montrées dans la figure 79.

Le groupe 1 situé sur le côté gauche, est négativement corrélé avec la paléoprofondeur et fortement corrélé avec les paramètres IH, COT et D .

Le groupe 2 est sur le côté droit du diagramme. Il montre une relation forte avec la paléobathymétrie, les indices de diversités (α , $H(S)$) et une forte corrélation négative avec l'IH.

	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
RS	0.9627	-0.0800	-0.0373	0.2400
D	-0.6398	0.0372	0.4404	-0.4143
$H(S)$	0.8487	0.0217	-0.2193	0.3516
α	0.9431	-0.1646	0.0599	0.2285
COT	-0.5673	0.4332	0.3115	-0.0741
IH	-0.9570	0.0369	0.1219	0.0274
Paléobathymétrie	0.8470	0.3037	0.2900	-0.0150

Tableau n°13 : Coefficients de corrélations entre variables et axes canoniques.

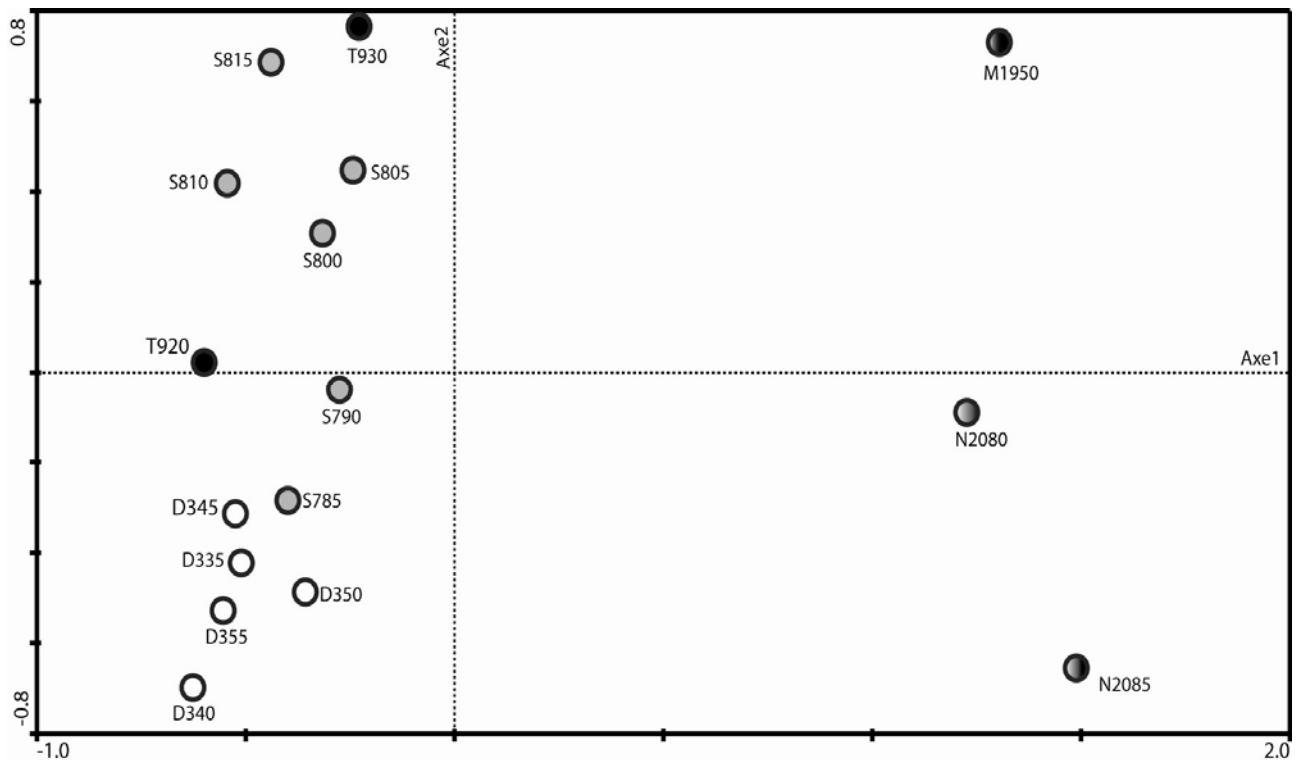


Fig. 78 : Diagramme d'ordination canonique des échantillons

III.3 Interprétation

La séparation des niches écologiques des espèces des foraminifères benthiques identifiée dans l'analyse détendancée des correspondances semble être justifiée par le jeu combiné des paramètres que sont : IH, paléobathymétrie et COT. Il apparaît que (fig. 79) l'augmentation de l'amplitude du premier cité entraîne une diminution de la diversité faunique ($H(S)$, α et RS) et corrélativement, une augmentation de la dominance D .

Or, Dean *et al.* (1986) et Emeis *et al.* (1991) signalent une préservation préférentielle de la MO riche en hydrogène sous conditions dysoxiques-anoxiques.

Dans les données présentes, la variable IH a une très forte corrélation négative ($r = -0,81$) avec la paléobathymétrie. Autrement dit, la variation des paramètres environnementaux se fait le long d'un gradient paléobathymétrique et qu'en particulier, la teneur en oxygène dissous croît avec la profondeur. Ainsi, selon les exigences écologiques des espèces, il en découle de façon générale, deux principales communautés : une 'peu profonde' (groupe 1) et une autre 'profonde' (groupe 2).

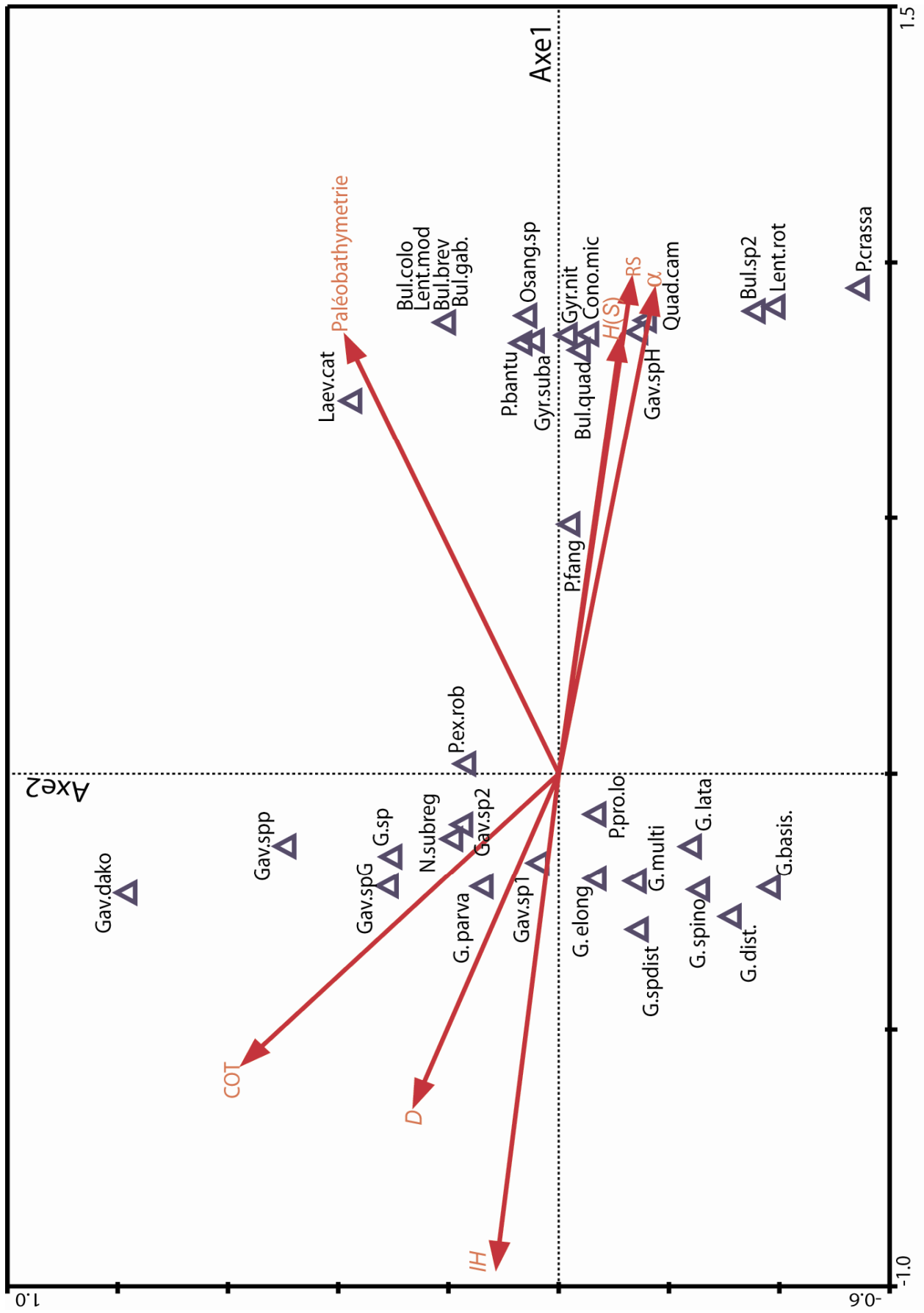


Fig. 79 : Diagramme montrant les relations espèces-variables environnementales et les deux premiers axes canoniques.

III.3.1 Le groupe 1

Ce groupe est situé à gauche du diagramme (cf. fig. 79). Il peut être subdivisé en deux sous-groupes si on tient compte du signe des ‘scores’ du deuxième axe:

Le sous-groupe 1a (dont les ‘scores’ des espèces sont négatifs) est dominé par les *Gabonita*. Il comprend par ordre d’importance : *Gabonita multituberculata*, *G. elongata*, *Praebulimina prolixa longa*, *Gabonita* sp. aff. *distorta irregularis*, *Gabonita lata*, *G. distorta*, *G. spinosa* et *G. parva*.

Le sous-groupe 1b (ayant les ‘scores’ des espèces positifs sur l’Axe2) contient en majorité des *Gavelinella*. Les principales espèces sont par ordre croissant de leur poids : *Gavelinella* sp. 2, *Gavelinella* sp. G, *Neobulimina subregularis*, *Gavelinella* gr. *dakotensis*.

La projection orthogonale des positions de chaque espèce de ce groupe sur les axes des variables environnementales, dans le diagramme, autorise à décrypter leurs préférences paléoécologiques. De façon générale, les *Gabonita* ainsi que les *Gavelinella* prolifèrent dans des environnements eutrophiques (COT élevé), très faibles en oxygène (IH très élevé) et où la compétition biologique est très faible (dominance *D* élevée). Les plus opportunistes sont *Gavelinella* gr. *dakotensis*, *Gabonita elongata* et *G. multituberculata*.

Toutefois, *Gavelinella* gr. *dakotensis* (épifaune *sensu* Corliss et Chen, 1986) semble survivre et proliférer dans les environnements où règnent les conditions les plus extrêmes dans les sédiments, que ne supporteraient pas les *Gabonita* (endofaune *sensu* Corliss et Chen, 1986). Les quelques Turrilinidea de ce groupe que sont *Neobulimina subregularis* et *Praebulimina prolixa longa*, aussi indicatrices de flux importants de matière organique, auraient une tolérance à la diminution de l’oxygène dissous proche de celle de *Gabonita multituberculata* et de *G. lata* respectivement (cf. fig. 79).

III.3.2 Le groupe 2

Situé à droite du diagramme, ce groupe est dominé (ordre croissant de leur poids) par : *Buliminella quadrilobata*, *Gyroidinoides subangulatus*, *Conorotalites michelinianus*, *Gyroidinoides* gr. *nitidus*, *Praebulimina fang* et *P. exigua robusta*. Dans l’ensemble, ces espèces peuvent se contenter d’un peu de nutriment mais exigeraient des conditions relativement oxygénées pour proliférer. Toutefois, le diagramme montre que *Praebulimina exigua robusta* n’atteint son maximum qu’à une valeur relativement importante du COT, mais que la valeur de l’IH coïncide avec l’origine (indiquant les valeurs moyennes de ce paramètre = préservation moyenne). En d’autres termes, cette espèce exigerait un flux

important de nutriment et des conditions d'oxygénation relativement moins déficientes pour atteindre son pic.

IV- Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans les séquences de dépôt Sa1-Sa2 (Santonien)

L'étude des foraminifères benthiques de 14 échantillons provenant des 6 sondages a permis d'identifier 80 espèces. Les abondances relatives varient entre 0,18% (*Recurvoides* sp., *Budashaevella* sp., *Haplophragmoides* cf. *excavatus*, *Haplophragmoides* cf. *saharensis*, *Haplophragmoides* cf. *horridus*, *Trochimmoides* sp. E, *Tritaxia midwayensis*, *Nothia excelsa*, *Ammodiscus glabratus*, *Glomopira* sp., *Gyroidinoides subconicus*) et 70,68 (*Gabonita multituberculata*). Finalement seules 40 espèces sont retenues pour l'analyse quantitative.

IV.1 Analyse Déténdancée de Correspondance (ADC)

Les valeurs propres des axes sont données dans le tableau n°14. Seuls les deux premiers axes sont significatifs. Leur variance avoisine 87,52% de la variance totale des espèces. Les "scores" et les poids des espèces sont indiqués dans le tableau n°15.

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
Valeurs propres	0,719	0,335	0,099	0,066
Variance des données d'espèces	38,8	18	5,4	3,5

Tableau n°14 : Valeurs propres et Variance exprimées par chacun des 4 axes

L'analyse du premier axe (Axe1) permet d'identifier deux groupes:

IV.1.1 Le groupe 1

Les signes des "scores" d'espèces sont négatifs dans ce groupe. Les espèces les plus importantes sont par ordre décroissant de leurs poids: *Gabonita multituberculata*, *G. elongata*, *Praebulimina prolixa longa*, *G. distorta*, *Gabonita spinosa*, *Gabonita* sp. aff. *distorta irregularis*, *Gavelinella* sp. 2, *Neobulimina subregularis*, *Gavelinella* sp. G.

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4	Poids des espèces
Espèces					
<i>Gabonita parva</i>	-0.9595	0.0371	1.6267	-0.4099	3.92
<i>Gabonita elongata</i>	-0.7214	0.0252	0.1675	-0.1500	20.52
<i>Gabonita lata</i>	-0.7611	0.0268	0.1411	-0.1131	13.14
<i>Gabonita multituberculata</i>	-0.8952	0.0234	0.0079	-0.1798	25.40
<i>Gabonita distorta</i>	-0.8539	-0.0078	0.0435	-0.1511	16.75
<i>Gabonita</i> sp. P	-0.7984	-0.0212	-1.3705	0.4089	5.14

<i>Gabonita spinosa</i>	-0.8721	-0.0046	0.2089	0.8053	13.73
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>distorta irregularis</i>	-0.9366	0.0031	-0.0653	0.0432	13.36
<i>Gabonita basispinata</i>	-1.0557	0.0150	-0.1449	-0.1746	5.86
<i>Gavelinella</i> sp. 2	-0.2442	-0.0740	-0.4027	-0.0582	10.72
<i>Gavelinella</i> sp. H	-0.4490	-0.0817	-0.7225	-0.4631	9.35
<i>Gavelinella</i> sp. G	-0.7003	-0.0353	0.0100	0.3509	9.40
<i>Praebulimina fang</i>	0.4502	-0.0510	0.1310	-0.0887	17.54
<i>Praebulimina bantu</i>	1.0858	0.2634	0.1644	-0.0387	7.05
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0.3056	-0.0869	0.0084	0.1593	22.12
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	-0.2949	-0.0948	0.0957	0.2547	22.05
<i>Buliminella quadrilobata</i>	-0.0292	0.0039	-0.2433	-0.4285	8.63
<i>Buliminella gabonica altispira</i>	0.3794	-0.3474	0.1713	-0.3543	9.15
<i>Neobuliminella subregularis</i>	-0.0234	0.4868	-0.1248	-0.0369	9.84
<i>Lenticulina macrodisca</i>	1.4289	-1.3133	-0.1060	0.1543	1.92
<i>Lenticulina modesta</i>	1.2051	-0.8346	-0.2492	0.1992	2.09
<i>Quadriformina camerata</i>	1.4149	-1.3021	-0.0443	-0.0007	2.28
<i>Gyroidinoides</i> gr. <i>nitidus</i>	1.0631	-0.7314	0.1391	0.0609	7.73
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	1.3201	-0.1163	-0.0814	-0.0019	7.39
<i>Conorotalites michelinianus</i>	1.0119	-0.6578	0.1936	0.0342	5.35
<i>Dorothia bulleta</i>	1.4212	0.6312	0.0032	-0.0350	3.74
<i>Marssonella oxycona</i>	1.4064	-1.2953	-0.0070	-0.0943	2.74
<i>Gaudryina pyramidata</i>	1.2293	-0.9076	-0.1543	0.0170	5.06
<i>Gaudryina</i> sp. D	1.4249	-1.3101	-0.0882	0.1096	3.07
<i>Gaudryina</i> sp. A	1.3977	-1.2884	0.0310	-0.1899	2.53
<i>Trochamminoides</i> sp.	1.1968	0.9295	-0.1529	0.0320	4.13
<i>Trochammina</i> sp.	1.1461	0.3160	0.2574	0.0520	7.89
<i>Ammobaculites</i> sp.	1.4308	1.4644	-0.0059	0.0248	2.61
<i>Haplophragmoides horridus</i>	1.0870	1.6916	-0.2191	0.0624	4.29
<i>Haplophragmoides</i> aff. <i>saharensis</i>	1.4538	-1.3332	-0.2153	0.4289	1.10
<i>Haplophragmoides</i> sp..	1.0239	1.6261	0.2898	0.0147	3.12
<i>Subreophax</i> sp.	1.2808	1.2728	-0.1038	0.0425	3.19
<i>Conotrochammina</i> sp.	1.4047	-1.2940	0.0001	-0.1122	2.36
<i>Haplophragmoides</i> aff. <i>rotulatum</i>	1.2254	2.2755	-0.1125	0.0232	2.30
<i>Bathysiphon</i> ? sp.	1.4347	2.9073	0.0333	-0.0102	1.70

Tableau n°15 : Les ‘‘scores’’ et poids des espèces dans la ADC

IV.1.1 Le groupe 2

Dans ce groupe, les ‘‘scores’’ d’espèces sont positifs. Par ordre décroissant de leurs poids, les espèces associées sont : *Praebulimina exigua robusta*, *P. fang*, *Buliminella gabonica altispira*, *Trochammina* sp., *Gyroidinoides* gr *nitidus*, *Gyroidinoides subangulatus*, *Trochamminoides* sp., *Conorotalites michelinianus*, *Dorothia bulleta*, *Gaudryina pyramidata*, *Haplophragmoides* cf. *horridus*, *Haplophragmoides* sp., *Subreophax* sp., *Gaudryina* sp. D, *Marssonella oxycona*, *Gaudryina* sp. A.

Suivant les ‘scores’ d’espèces du deuxième axe, se distinguent quelques espèces à ‘scores’ positifs élevés : *Haplophragmoides* sp et *H. horridus*. Et, celles dont les ‘scores’ sont négatifs et forts : *Marssonella oxycona*, *Gaudryina* sp. D et *Gaudryina* sp. A.

IV.2 Analyse Canonique des Correspondances (ACC)

IV.2.1 Résultats

La variance totale des données d’espèces exprimée par l’algorithme est de 68,95 % (cf. tableau n°16). Elle est proche de celle exprimée par la méthode détendancée. Comme dans la méthode précédente, deux axes (canoniques) sont retenus: l’Axe1 et l’Axe2. Ce sont ceux qui portent les meilleures combinaisons linéaires des variables environnementales expliquant le groupement observé des espèces dans la première analyse.

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
Valeurs propres	0.686	0.293	0.217	0.100
Variance des données d’espèces	37.0	15,38	11,17	5,4
Variance de la relation environnement- espèces	47,0	20,1	14,9	6,8

Table n°16 : Valeurs propres et Variance exprimées par chacun des 4 axes

IV.2.2 Corrélations entre variables environnementales

Les variables utilisées dans cette étude apparaissent être liées à la paléoprondeur (cf. tableau n°17). Celles qui sont positivement corrélées à ce paramètre sont : *RS*, *H(S)*, et α . Et, celles négativement corrélées sont : *D*, *IH* et *COT*.

Les corrélations entre *COT* et *IH* d’une part et entre *D* et *IH* d’autre part, sont moyennes.

variables	<i>RS</i>	<i>D</i>	<i>H(S)</i>	<i>E</i>	α	<i>COT</i>	<i>IH</i>	Paléobathy.
<i>RS</i>	1.0000							
<i>D</i>	-0.5949	1.0000						
<i>H(S)</i>	0.8356	-0.9127	1.0000					
<i>E</i>	0.3520	-0.9400	0.7938	1.0000				
α	0.9892	-0.5307	0.7755	0.2852	1.0000			
<i>COT</i>	-0.0327	0.3691	-0.2475	-0.4261	-0.0192	1.0000		
<i>IH</i>	-0.3313	0.5211	-0.5326	-0.5616	-0.3212	0.5455	1.0000	
Paléobathymétrie	0.7893	-0.8240	0.9367	0.7429	0.7515	-0.2781	-0.6669	1.0000

Table n°17 : Matrice de corrélations canoniques entre les variables environnementales

IV.2.3 Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques

L'appréciation des relations entre variables environnementales et axes canoniques est fondée sur les coefficients de corrélation (cf. tableau n°18). Le premier axe a une forte corrélation positive avec la paléobathymétrie ($r = 0,8$). Sa corrélation avec les paramètres IH et D est négativement forte ($r = -0,73$ et $r = -0,78$ respectivement), et faible avec le COT ($r = -0,28$). Le deuxième axe porte le gradient E ($r = 0,58$).

L'ordination canonique des 14 échantillons (fig. 80) conforte le lien évident entre le premier axe (Axe1) et la paléobathymétrie d'une part, et l'existence d'un gradient porté par le deuxième axe d'autre part. En effet, à gauche du diagramme (fig. 80) sont distribués les échantillons des sondages situés en domaine de plate-forme (puits n°1 et puits n°2) et intermédiaire (puits n°3 et n°4). Et, à droite, ce sont les échantillons du domaine de talus (puits n°5 et n°6).

Axes Variables	Coefficients de corrélations	
	Axe1	Axe2
RS	0.7958	-0.3632
D	-0.7849	-0.4103
$H(S)$	0.8890	0.1250
E	0.6964	0.5803
α	0.7796	-0.4285
COT	-0.2825	0.0439
IH	-0.7340	-0.1165
Paléobathymétrie	0.9479	0.1221

Tableau n°18 : Coefficients de corrélations entre variables et axes canoniques

Ainsi, deux gradients environnementaux synthétiques (Axe1 et Axe2) maximisent la séparation des niches des espèces des foraminifères benthiques étudiées.

Les relations entre les variables environnementales, les axes canoniques et les 2 groupes d'espèces identifiés par l'analyse détendancée sont montrées dans la figure 81.

Le groupe1 situé sur le côté gauche, est négativement corrélé avec la paléoprofondeur et positivement corrélé avec les paramètres IH, D et COT.

Le groupe 2 est sur le côté droit du diagramme. Il montre une relation forte et positive avec la paléobathymétrie et les indices de diversité.

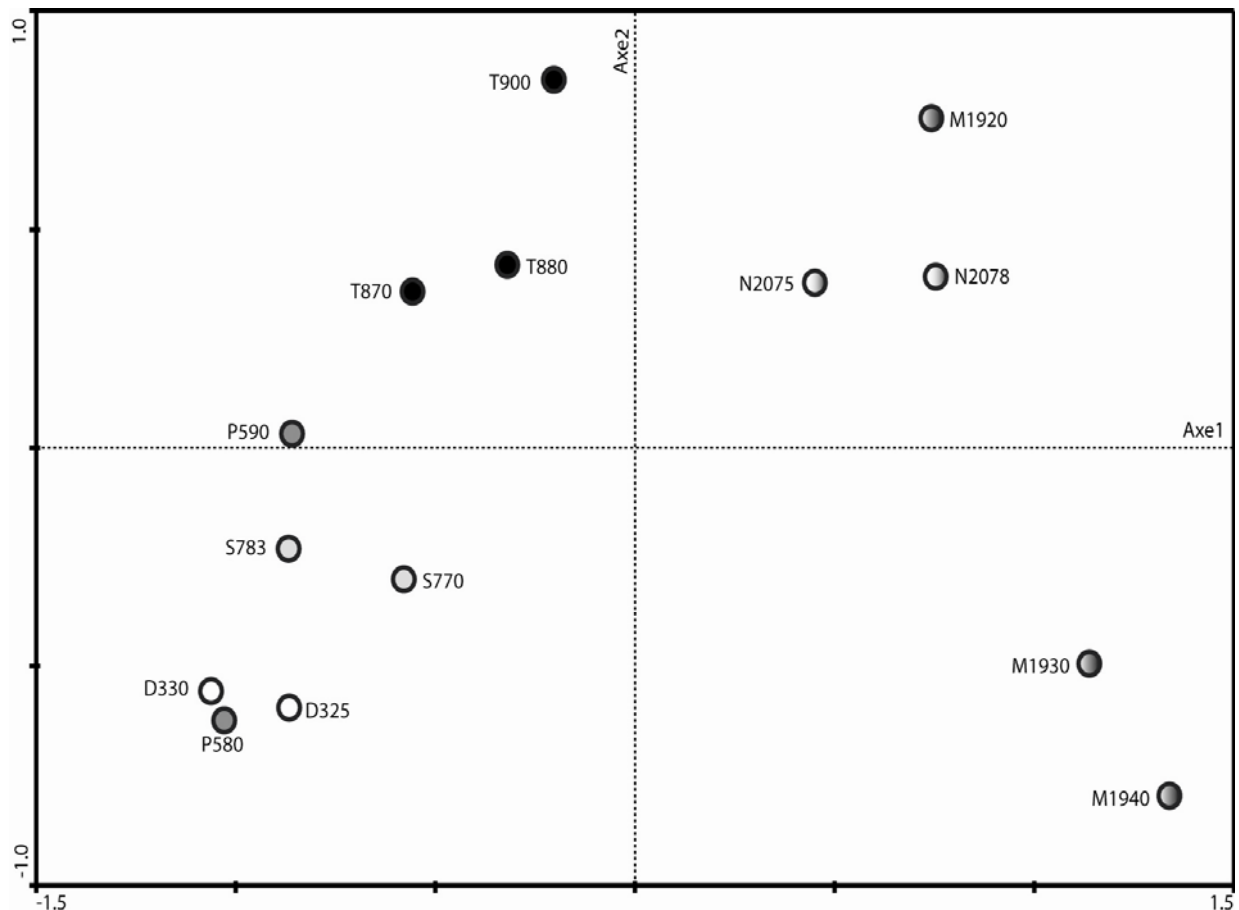


Fig. 80 : Diagramme d'ordination canonique des échantillons

IV. 3 Interprétation

Partant du diagramme (fig. 81), la distribution des foraminifères benthiques dans les séquences de dépôt Sa1-Sa2 (Santonien) semble similaire à celle de la séquence Co2 (Coniacien supérieur-Santonien basal). Les exigences paléoécologiques des espèces ne varient pas sensiblement.

Le groupe 1 montre deux sous-groupes ayant des préférences relativement différentes vis-à-vis des paramètres COT, IH, paléobathymétrie, *D* et les indices de diversité.

- **Le sous-groupe 1a** est exclusivement formé des *Gabonita*, et dominé par *G. multituberculata* et *G. elongata*. Ces espèces pullulent en domaine "peu profond", eutrophique (COT élevé), lorsque la compétition biologique devient faible (dominance *D* élevée) par suite d'une importante réduction de l'oxygène dissous (IH très élevé).

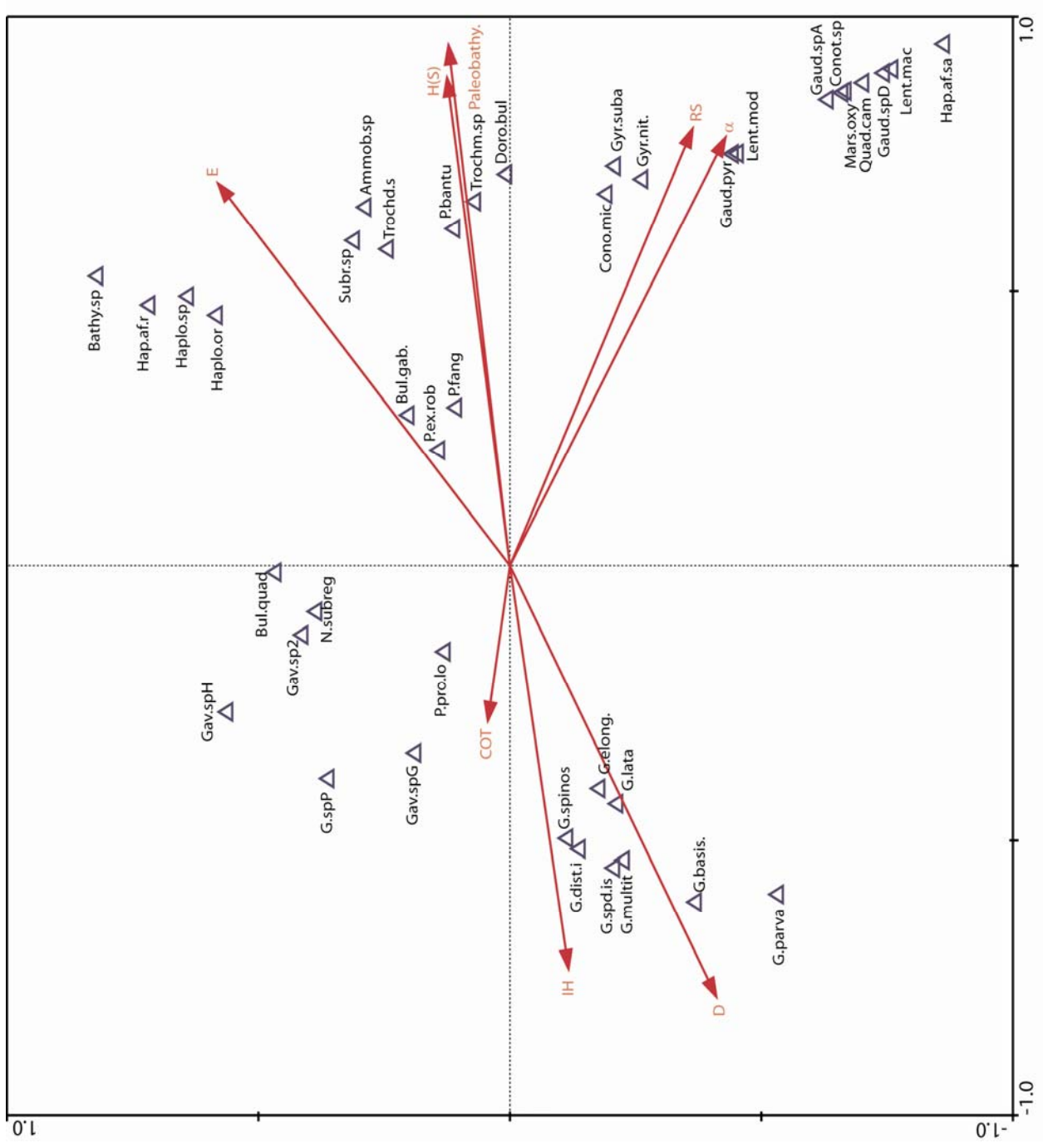


Fig. 81 : Diagramme montrant les relations espèces-variables environnementales et les deux premiers axes canoniques.

- **Le sous-groupe 1b** est dominé par *Praebulimina prolixa longa*, *Gavelinella* sp. 2, *Gavelinella* sp. G et *Neobulimina subregularis*. Cette microfaune s'épanouit en domaine de profondeur relativement supérieure à celle du sous-groupe 1a, sous conditions eutrophiques (COT élevé), et où les réductions de la teneur en oxygène dissous sont de moyenne amplitude (IH élevé) attestées par une dominance *D* proche de la moyenne.

Dans le groupe 2 (côté droit du diagramme), plusieurs niches peuvent être séparées suivant le gradient paléobathymétrique. On peut distinguer une niche à *Praebulimina exigua robusta*, *Buliminella gabonica altispira* et *Praebulimina fang* dans les profondeurs intermédiaires. Et, dans les grands fonds, une niche à *Praebulimina bantu*, *Conorotalites michelinianus*, *Gyroidinoides subangulatus*, *G. gr. nitidus*, *Gaudryina pyramidata*, *Dorothia bulleta*, *Trochammina* sp., *Gaudryina* sp. A, *Gaudryina* sp. D, *Haplophragmoides horridus*, *Trochamminoides* sp.

V. Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans la séquence de dépôt Ca1 (Campanien basal)

L'étude est faite sur 17 échantillons choisis statistiquement dans les 6 sondages. Au total 54 espèces ont été identifiées. Leurs pourcentages varient entre 0,22% (*Gabonita parva*, *Buliminella quadrilobata*, *Gabonita* sp. P) et 79,76 % (*Gabonita elongata*). En tout, 26 espèces seulement sont analysées.

V.1 Analyse Détendancée de Correspondances (ADC)

La variance des données d'espèces des deux premiers axes est de 93,25% de la variance totale. De ce fait, l'analyse est portée sur ces deux axes. La variance justifiée par chaque axe est montrée dans le tableau n°19. Les "scores" et les poids des espèces sont indiqués dans le tableau n°20.

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
Valeurs propres	0,811	0,438	0,065	0,024
Variance des données d'espèces	43,1	23,3	3,5	1,3

Tableau n°19 : Valeurs propres et Variance exprimées par chacun des 4 axes

Espèces \ Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4	Poids des espèces
<i>Gabonita parva</i>	-0.5630	-0.0933	-0.8498	0.1903	6.40
<i>Gabonita elongata</i>	-0.4110	0.0871	0.0825	-0.1880	41.27
<i>Gabonita lata</i>	-0.5382	-0.0519	0.1775	-0.2843	16.99
<i>Gabonita multituberculata</i>	-0.4825	0.0089	0.0817	0.0884	43.61
<i>Gabonita distorta</i>	-0.4862	0.0034	0.1698	0.2034	21.71
<i>Gabonita spinosa</i>	-0.4424	0.0532	0.1180	0.2475	25.15
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>distorta irregularis</i>	-0.5030	-0.0159	-0.0215	-0.1288	17.15
<i>Gabonita basispinata</i>	-0.4533	0.0279	-0.4863	-0.0818	13.72
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	0.2662	-0.4319	-0.1539	-0.0177	13.35
<i>Praebulimina fang</i>	-0.2775	-0.0103	-0.4259	-0.0159	5.72
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	-0.0045	-0.0747	-0.2147	0.0200	12.17
<i>Buliminella quadrilobata</i>	1.8405	-0.0864	0.5230	0.0004	4.08
<i>Neobulimina subregularis</i>	0.4427	0.4761	0.3251	0.0491	6.33
<i>Orthokarstenia</i> sp.	1.7437	-0.6675	0.6566	0.0045	1.57
<i>Haplophragmoides</i> aff. <i>rotulatum</i>	2.1645	2.9198	-0.0131	-0.0030	2.62
<i>Haplophragmoides rotulatum</i>	2.1323	-2.0243	-0.4878	-0.0012	4.13
<i>Haplophragmoides horridus</i>	2.1284	1.9634	-0.3353	-0.0026	1.51
<i>Haplophragmoides</i> sp.	2.0114	-1.8330	0.3405	0.0014	3.65
<i>Trochammina</i> sp.	2.0036	0.1845	0.0166	0.0001	6.60
<i>Trochamminoides</i> sp.	2.1645	2.9198	-0.0131	-0.0030	1.66
<i>Conotrochammina</i> sp.	2.1270	-0.1833	-0.4446	-0.0018	3.32
<i>Karrieriella</i> sp.	2.1645	2.9198	-0.0131	-0.0030	1.14
<i>Textularia</i> sp.	2.1284	1.9634	-0.3353	-0.0026	1.51
<i>Ammobaculites</i> ? sp.	2.1645	2.9198	-0.0131	-0.0030	1.14
<i>Bathysipon</i> ? sp.	2.1828	-1.0412	-0.0538	-0.0016	4.22
<i>Subreophax pseudoscalaria</i>	1.9742	-1.6709	0.3845	0.0018	3.08

Tableau n°20 : Les scores et poids des espèces dans l'ADC

La lecture des signes des "scores" d'espèces sur le premier axe et de l'amplitude de leur poids permet de distinguer deux groupes :

Le groupe 1 caractérisé par le signe négatif des "scores" contient exclusivement des *Gabonita* dont : *Gabonita multituberculata*, *G. elongata*, *G. spinosa*, *G. distorta*, *G. sp. aff. distorta irregularis*, *G. lata* et *G. basispinata*.

Le groupe 2 se singularise par le signe positif des "scores" d'espèces. Il comprend les espèces suivantes : *Praebulimina prolixa longa*, *Neobulimina subregularis*, *Trochammina* sp., *Bathysipon?* sp., *Haplophragmoides* aff. *rotulatum*, *Buliminella quadrilobata*, *Haplophragmoides* sp., *Conotrochammina* sp., *Subreophax pseudoscalaria*.

Une espèce de poids relativement important (*Praebulimina exigua robusta*) présente une distribution complexe. Celle-ci en effet, a des "scores" insignifiants sur les deux premiers

axes et un "score" relativement significatif (bien que négatif) sur le troisième axe. Or, la valeur propre de ce troisième axe qui est égale à 0,065, donc inférieure à 0,3, n'autorise guère un usage statistique de celui-ci (Ter Braak *et al.*, 1998). Pour cette raison mathématique, le comportement de *Praebulimina exigua robusta* dans la séquence de dépôt Ca1 ne pourra être élucidé, à juste titre.

V.2 Analyse Canonique des Correspondances (ACC)

V.2.1 Résultats

Comme dans la méthode précédente, deux axes (canoniques) sont retenus : l'Axe1 et l'Axe2 dont les valeurs propres respectives sont au dessus de 0,3 (cf. tableau n°21). Ils sont les meilleures combinaisons des variables environnementales qui expliquent la distribution des espèces telle identifiée dans la première analyse.

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
Valeurs propres	0,772	0,352	0,141	0,129
Variance des données d'espèces	41,0	18,7	7,6	6,8
Variance de la relation environnement- espèces	50,8	23,1	9,3	8,5

Tableau n°: 21 Valeurs propres et Variance exprimées par chacun des 4 axes

V.2.1.1 Corrélations entre variables environnementales

La matrice de corrélations (tableau n° 22) révèle que les variables : *E* et *H(S)* apparaissent fortement liées à la paléobathymétrie. Celles qui ont une corrélation négativement très forte avec ce paramètre sont : *IH*, *D*.

Tandis que l'amplitude de la corrélation (bien que négative) entre la paléobathymétrie et le COT est en dessous de la moyenne.

Variabes	<i>RS</i>	<i>D</i>	<i>H(S)</i>	<i>E</i>	COT	<i>IH</i>	Paléobathy.
<i>RS</i>	1.0000						
<i>D</i>	-0.2787	1.0000					
<i>H(S)</i>	0.4421	-0.8262	1.0000				
<i>E</i>	-0.0172	-0.8114	0.8789	1.0000			
COT	0.2446	0.2502	-0.2842	-0.4179	1.0000		
<i>IH</i>	-0.0346	0.6341	-0.5940	-0.6618	0.6084	1.0000	
Paléobathymétrie	0.1463	-0.7736	0.8525	0.8855	-0.4479	-0.8532	1.0000

Tableau n°22 : Matrice de corrélations canoniques entre les variables environnementales

V.2.1.2 Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques

Les coefficients de corrélations et les axes canoniques sont donnés dans le tableau n°22. A la lecture de ceux-ci, le premier axe a une forte corrélation positive avec la paléobathymétrie ($r = 0,95$). Sa corrélation avec les paramètres IH et D est négativement forte ($r = -0,85$ et $r = -0,65$ respectivement). La relation entre le premier axe et la variable COT est de moyenne importance ($r = -0,53$). Le deuxième axe présente des faibles corrélations avec les variables environnementales. Ainsi, l'Axe1 semble être la seule variable synthétique qui justifie la distribution des espèces. L'ordination canonique des 17 échantillons sélectionnés (cf. fig. 81) confirme la forte relation entre le premier axe (Axe1) et la paléobathymétrie. En effet, on remarque suivant l'Axe1, un étalement progressif de la gauche vers la droite du diagramme (cf. fig. 81), des échantillons des sondages situés en domaine de plate-forme (puits n°1 et puits n°2) et intermédiaire (puits n°3), aux échantillons du domaine de talus (puits n°5 et n°6). Cette observation suggère que les variations des variables environnementales se font suivant un gradient bathymétrique.

Variables \ Axes	Coefficients de corrélation	
	Axe1	Axe2
D	-0.6466	0.0342
$H(S)$	0.7663	-0.0658
E	0.8724	-0.0019
COT	-0.5329	0.1059
IH	-0.8477	0.3048
Paléobathymétrie	0.9498	-0.1507

Tableau n°23 : Corrélations entre variables et axes canoniques

Dans la figure n°80 sont illustrées les relations entre les variables environnementales, les axes canoniques et les 2 groupes d'espèces identifiés par l'analyse détendancée.

Le groupe 1 situé sur le côté gauche, est négativement corrélé avec la paléoprofondeur et fortement corrélé avec les paramètres IH, COT et D .

Le groupe 2 est sur le côté droit du diagramme. Il montre une relation forte avec la paléobathymétrie, l'indice de diversités ($H(S)$) et une forte corrélation négative avec l'indice d'hydrogène et la dominance faunique D .

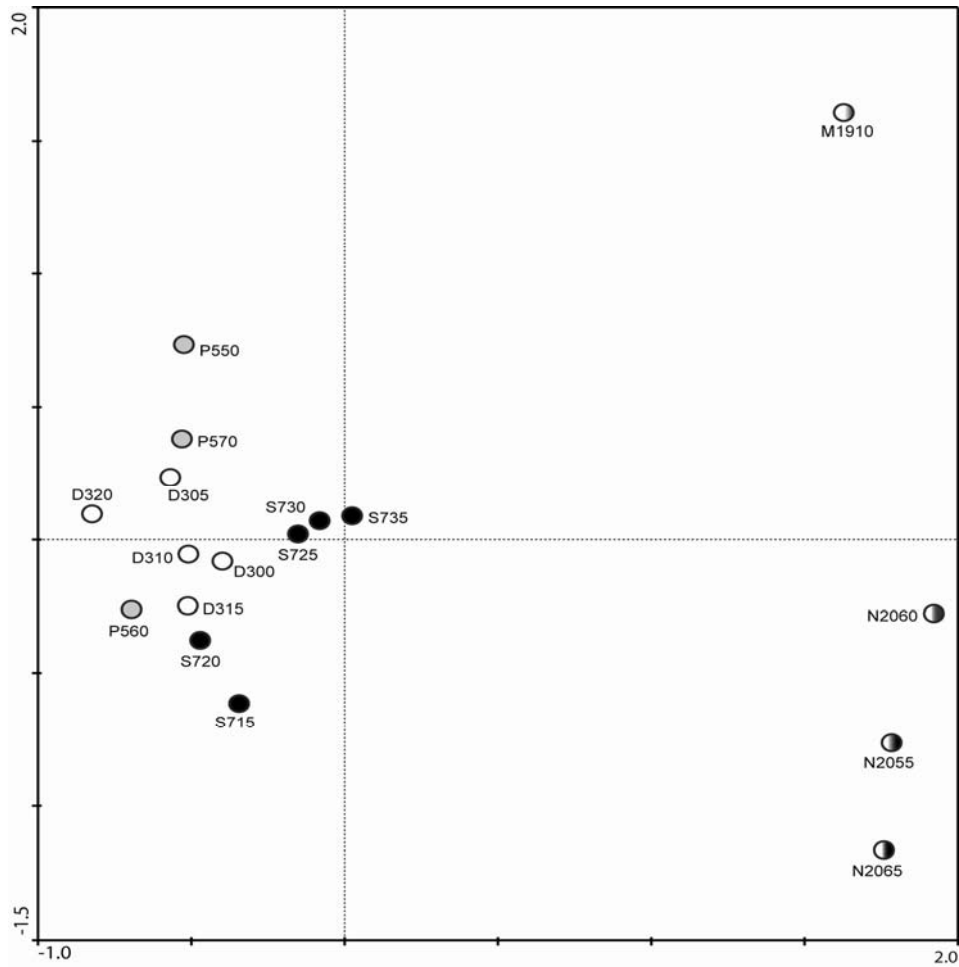


Fig. 82 : Diagramme d'ordination des échantillons

V.3. Interprétation

La distribution des espèces analysées apparaît être principalement contrôlée par la paléobathymétrie et l'indice d'hydrogène (qui croît avec la diminution de la teneur en oxygène dissous). Sur la base des signes des "scores" d'espèces sur l'Axe1 et les poids de chacune d'elles, deux groupes majeurs des taxa sont identifiés.

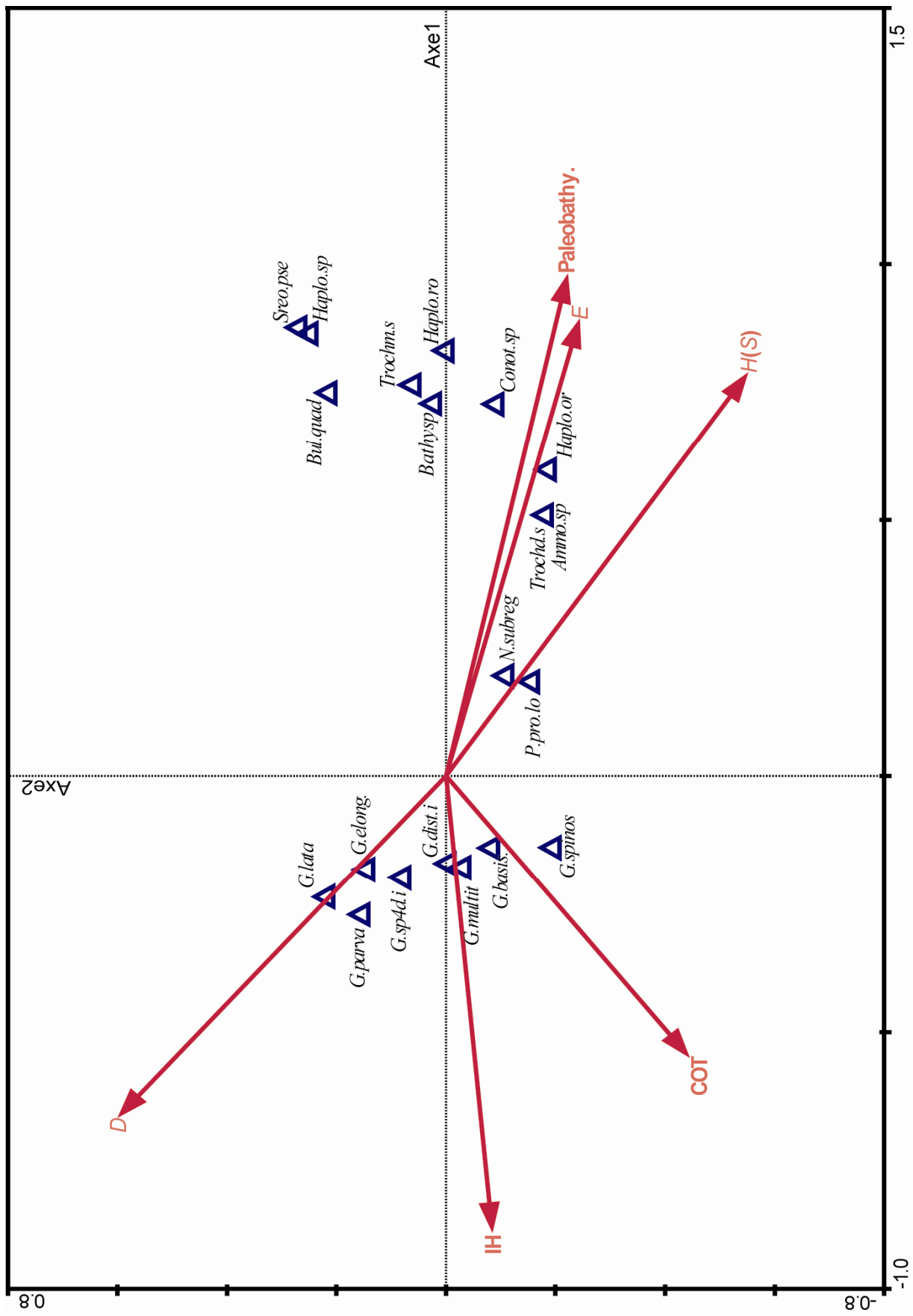


Fig. 83 : Diagramme montrant les relations espèces-variables environnementales et les deux premiers axes canoniques.

-Le groupe 1

Situé à gauche du diagramme, ce groupe est dominé par *Gabonita multituberculata*, *G. elongata*, *G. spinosa*, *G. lata*, et *G. distorta*. Il est caractérisé par une corrélation négative avec la paléobathymétrie et une forte corrélation positive avec l'IH.

La distribution exclusive des espèces de ce groupe illustrée clairement sur le diagramme (cf. fig. n°83), évoque un assemblage qui prolifère dans un environnement "peu profond" sous conditions eutrophiques (COT très élevé) et très faibles en oxygène dissous (MO fortement aliphatique), et où l'écosystème est faiblement diversifié (corrélation positive avec la dominance *D* et négative avec les indices de diversité faunique). En comparaison avec le groupe 1 des séquences Sa1-Sa2, l'absence et/ou la rareté d'autres formes dont *Gavelinella* sp. 2, *Gavelinella* sp. G, *Neobulimina subregularis* et *Praebulimina proloxa longa* suggère l'atteinte d'un seuil que ne peuvent supporter ces espèces. Une intensification de la réduction de l'oxygène dissous dans l'eau de fond, à l'interface eau/sédiments et/ou dans les pores des sédiments, par suite d'une très forte exportation de la matière organique pourrait en être la cause. En effet, c'est dans cet intervalle (Ca1) que la teneur de ~25% de COT a été enregistrée.

-Le groupe 2

Dans ce groupe situé du côté droit du diagramme, corrélant positivement avec la paléobathymétrie et négativement avec l'IH, deux niches peuvent être séparées.

La première est la niche à *Neobulimina subregularis* et *Praebulimina proloxa longa*. La projection des positions de ces espèces sur les axes des variables environnementales indique les conditions eutrophiques à mésotrophiques, et moins dysoxiques (MO moyennement aliphatique). Celles-ci semblent nécessaires pour leur épanouissement, dans un domaine de profondeur "intermédiaire".

La deuxième niche est dans sa grande majorité colonisée par les foraminifères benthiques agglutinés (cf. fig. 83). Une seule forme calcaire, *Buliminella quadrilobata*, y atteint son maximum. L'interprétation de la relation entre les variables environnementales et les espèces (cf. fig. 83) suggère une préférence, par ces espèces, des conditions oligotrophiques, oxygénées (MO très faiblement aliphatique) dans un domaine "profond", où l'écosystème est relativement diversifié.

VI. Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans les séquences de dépôt Ca2-Ca9 (Campanien)

L'étude des foraminifères benthiques dans 54 échantillons issus des séquences de dépôt Ca2-Ca9 des 6 sondages a permis de reconnaître 91 espèces dont les abondances relatives varient entre 0,19% (*Gaudryina* sp. A, *Marssonella oxycona*, *Haplophragmoides* cf. *excavatus*, *Haplophragmoides horridus*, *Gyroidinoides* spp, *Gyroidinoides* sp. aff. *depressus*, *Siphogeneroides* sp., *Bandyella greatvallayensis*) et 75,37% (*Gabonita elongata*).

VI.1 Analyse Canonique de Correspondances (ACC)

La distribution de 40 espèces sélectionnées sur les 91 identifiées, et leur rapport avec les variables environnementales sont évalués en utilisant la méthode canonique. Toutefois, les valeurs propres des axes de l'ACC ainsi que les variances sont comparées avec celles calculées par la méthode détendancée (cf. tableau n°24)

Les 2 premiers des 4 axes calculés par l'algorithme représentent 67,15 % de la variance des espèces). L'analyse n'est portée que sur les deux premiers axes, lesquels portent l'information nécessaire.

Méthodes	Axes d'ordination			
	1	2	3	4
	Valeurs propres			
ADC	0,589	0,392	0,183	0,118
ACC	0,458	0,296	0,201	0,129
	Variance des données d'espèces			
ADC	24,3	12,9	7,5	4,9
ACC	18,9	8,9	8,3	5,3

Tableau n°24 : Comparaison des caractéristiques des axes d'ordination résultant de deux méthodes: ACD et ACC

Espèces \ Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4	Poids des espèces
<i>Gabonita gigantea.</i>	-0.4394	0.8668	-0.0950	-0.3209	17.49
<i>Gabonita elongata</i>	-0.3731	-0.0707	0.0524	0.3276	89.78
<i>Gabonita lata</i>	-0.4328	0.5888	0.0124	-0.1886	72.52
<i>Gabonita multituberculata</i>	-0.3314	-0.2246	0.1272	0.1292	155.32
<i>Gabonita distorta</i>	-0.3302	-0.0977	0.0503	0.1691	82.97
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>distorta irregularis</i>	-0.1879	-0.2472	-0.1285	0.4586	38.44
<i>Gabonita spinosa</i>	-0.1842	-0.4312	0.0976	-0.2296	103.76
<i>Gabonita basipinata</i>	-0.1424	-0.3675	-0.1117	0.4178	37.10
<i>Gabonita globosa</i>	-0.0260	0.9424	-0.1922	-0.7708	11.88
<i>Gabonita centrocostata</i>	-0.4292	0.8181	-0.1445	-0.2903	17.24
<i>Gabonita</i> sp. P	0.7307	-0.1991	-0.4137	0.4932	6.61
<i>Gabonita</i> sp. 6	-0.3161	-0.6611	0.0901	-0.4002	4.26
<i>Praeulimina fang</i>	0.5413	0.2638	0.4323	-0.1077	40.09
<i>Praeulimina bantu</i>	2.3357	-0.3996	-0.6194	-0.4464	9.65
<i>Praeulimina exigua robusta</i>	0.3242	-0.2608	0.1805	-0.0699	47.66
<i>Praeulimina proluxa longa</i>	0.1092	-0.1067	-0.2086	-0.1854	66.45
<i>Praeulimina crassa</i>	2.3499	-0.2540	-0.9625	-0.4248	1.45
<i>Praeulimina</i> sp.	1.7877	-0.4735	-0.8258	-0.6312	3.30
<i>Neobulimina subregularis</i>	0.2759	-0.3543	-0.2609	0.1255	24.10
<i>Buliminella brevispira</i>	1.6447	-0.4364	-0.5734	-0.5423	7.65
<i>Buliminella quadrilobata</i>	2.3594	0.3133	-0.1977	0.2275	10.02
<i>Buliminella colonensis</i>	3.4571	1.0172	4.9509	0.5442	2.27
<i>Praeuvingerina gabonica altispira</i>	0.6805	-0.4750	-0.1857	-0.4156	11.16
<i>Gavelinella</i> sp. 2	-0.5274	1.0771	-0.1348	-0.1859	28.69
<i>Bolivina</i> sp.	-0.1254	-0.0720	-0.0752	-1.2591	1.63
<i>Afrobolivina afra</i>	0.3237	-0.1639	0.0742	-0.6191	16.54
<i>Siphogeneroides clavata</i>	1.9618	-0.3801	-0.9107	-0.7262	5.50
<i>Orthokarstenia levis</i>	0.8492	0.2983	-0.4616	-0.8643	7.50
<i>Loxostomoides clavatum</i>	-0.5937	1.3618	-0.2709	-0.7794	2.56
<i>Heterolepa</i> sp	-0.7317	1.6545	-0.1298	0.0545	5.61
<i>Anomalinoides</i> aff. <i>midwayensis</i>	-0.5041	0.6260	0.0294	-0.5493	6.45
<i>Osangularia</i> sp.	1.9423	-1.4227	-1.0214	-0.2695	1.25
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	3.1701	0.5265	2.6275	0.0570	3.51
<i>Gyroidinoides</i> gr. <i>nitidus</i>	3.7219	1.3212	6.3651	0.7759	1.10
<i>Haplophragmoides</i> aff. <i>rotulatum</i>	1.2382	2.0105	-1.3566	3.0755	1.25
<i>Haplophragmoides rotulatum</i>	2.4321	-0.4619	-1.1579	-0.5606	2.89
<i>Haplophragmoides</i> cf. <i>excavatus</i>	2.1760	1.4507	-0.8384	1.2939	2.33
<i>Haplophragmoides</i> sp.	2.0759	1.1226	-1.3191	1.0445	5.45
<i>Trochammina</i> sp.	1.9134	1.0531	-1.3427	1.3193	4.78
<i>Bathysiphon?</i> sp.	1.5263	1.4237	-1.2544	2.1683	1.69

Tableau n°25 : Les "scores" des espèces et les axes canoniques

VI.1.1 Relations entre les "scores" des espèces et les axes canoniques

Comme les "scores" d'espèces indiquent les degrés de corrélation de chaque espèce avec chaque axe (et que chaque axe est une combinaison linéaire des variables

environnementales), l'analyse de leurs signes de même que de leurs amplitudes sur les deux axes retenus permet de classer les espèces en groupes. Et, le groupe traduit une association des espèces ayant des exigences/préférences écologiques similaires.

Ainsi, partant des signes des "scores" dans l'Axe1 (tableau n°25), deux groupes majeurs se dégagent.

-Le premier groupe a des "scores" négatifs sur l'Axe1, et le deuxième, les "scores" positifs. Dans le premier groupe (groupe 1), deux sous-groupes sont distingués sur la base des signes des "scores" le long du deuxième axe:

-Le sous-groupe 1a caractérisé par les signes négatifs des "scores" sur l'Axe2 est composé de : *Gabonita multituberculata*, *G. spinosa*, *G. elongata*, *G. distorta irregularis*, *G. sp. aff. distorta irregularis* et *G. basispinata*.

-Le sous-groupe 1b qui est marqué par les signes positifs sur l'Axe2 comprend : *Gabonita lata*, *Gavelinella sp. 2*, *Gabonita globosa*, *G. gigantea*, *G. centrocostata*.

-Le deuxième groupe contient les éléments fauniques (seulement les plus importants) suivant : *Preabulimina proluxa longa*, *P. exigua robusta*, *P. fang*, *Neobulimina subregularis*, *Afrolivina afra*, *Praeuwigerina gabonica*, *Buliminella quadrilobata* et *Praebulimina bantu*.

VI.1.2 Corrélations entre les variables environnementales

La structure diagonale illustrée dans le tableau n°26 évoque une corrélation entre les variables environnementales. Les variables utilisées dans cette étude apparaissent être liées à la paléobathymétrie. Celles qui sont positivement corrélées à ce paramètre sont : *RS*, *H(S)*, α et COT. Et, celles négativement corrélées sont : *D*, *IH*.

Variabes	<i>RS</i>	<i>D</i>	<i>H(S)</i>	<i>E</i>	α	COT	<i>IH</i>	Paléobathy.
<i>RS</i>	1.0000							
<i>D</i>	-0.2683	1.0000						
<i>H(S)</i>	0.5578	-0.8863	1.0000					
<i>E</i>	0.0470	-0.8991	0.8333	1.0000				
α	0.9739	-0.2390	0.5413	0.0797	1.0000			
COT	-0.2911	0.2847	-0.3564	-0.2406	-0.2788	1.0000		
<i>IH</i>	-0.3778	0.3241	-0.5294	-0.3853	-0.3945	0.6990	1.0000	
Paléobathymétrie	0.1713	-0.2916	0.3973	0.4373	0.2750	0.1805	-0.2530	1.0000

Tableau n°26 : Corrélations entre variables environnementales

VI.1.3 Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques

Les coefficients de corrélations et les axes canoniques sont donnés dans le tableau n°27. Le premier axe a une forte corrélation positive avec la paléobathymétrie ($r = 0,77$). Sa corrélation avec le paramètre IH est négativement forte ($r = -0,61$). Le deuxième axe est corrélé (négativement) avec les variables environnementales: IH ($r = -0,57$) et COT ($r = -0,68$). L'ordination canonique des 54 échantillons sélectionnés (cf. fig. 84) confirme :

- la forte relation entre le premier axe (Axe1) et la paléobathymétrie. En effet, suivant l'Axe1, on peut remarquer un étalement de la gauche vers la droite du diagramme (cf. fig. 84), des échantillons appartenant aux sondages situés en domaine de plate-forme (puits n°1 et puits n°2) et intermédiaire (puits n°3 et n°4), aux échantillons du domaine de talus (puits n°5 et n°6).

- l'existence d'un gradient porté par l'Axe2, le long duquel, la majorité des échantillons sont orientés.

	Ax1	Axe2	Axe3	Axe4
<i>RS</i>	0.6847	0.0087	0.3217	-0.6061
<i>D</i>	-0.4376	-0.0625	0.4723	0.0979
<i>H(S)</i>	0.7045	0.0987	-0.4119	-0.2697
<i>E</i>	0.4693	0.1879	-0.5726	0.2043
α	0.7652	0.0658	0.4181	-0.4570
COT	-0.2578	-0.6781	0.2120	0.2861
IH	-0.6085	-0.5671	0.3625	0.1887
Paléobathy.	0.7727	-0.3590	-0.1315	0.4969

Tableau n°27 : Coefficients de corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques

Tableau n°28 : Les "scores" des échantillons et les axes canoniques

	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4	Poids des échantillons
D205	-0.1835	1.3705	-0.1890	-1.7702	21.24
D210	-0.4073	2.1038	-0.1301	-1.6284	18.49
D215	-0.5910	3.2233	-0.2088	-1.5970	20.20
D220	-0.9953	3.8912	-0.3122	-1.1552	15.04
D225	-0.6769	1.7788	-0.1291	-1.0686	17.83
D230	-0.7004	1.5631	0.0374	-0.6522	16.85
D235	-0.8719	1.4408	0.1350	-0.8036	15.60
D240	-0.7193	1.5387	0.0828	-0.7892	16.11
D245	-0.5639	0.5128	0.0849	-0.3174	20.24

D250	-0.7090	1.0156	0.0747	-0.3937	17.26
D255	-0.7504	0.3780	0.0727	0.7121	18.02
D260	-0.7468	0.6368	0.0795	0.7230	16.98
D265	-0.7384	0.4120	-0.0082	0.9941	16.88
D270	-0.7513	0.5663	-0.0109	0.7372	19.38
D275	-0.6536	0.4938	0.0835	0.7192	19.47
D280	-0.6599	0.1696	0.1309	1.0711	16.74
D285	-0.7281	0.1070	0.0910	1.1997	13.80
D290	-0.7375	0.2150	0.1331	1.0289	13.74
D295	-0.7101	0.3402	0.1801	0.5053	13.08
P480	-0.0452	0.4240	-0.2522	-1.5667	25.76
P490	-0.0955	-0.8671	0.0723	-1.2944	22.75
P500	-0.2196	-0.8571	0.2222	-0.4999	16.91
P510	-0.2824	-0.7459	0.1083	0.0736	16.76
P520	-0.3852	-1.2304	0.3260	-0.1396	11.81
P530	-0.5504	-0.5352	0.1943	0.4812	16.48
P540	-0.5348	-0.7459	0.2311	0.8961	13.18
S615	0.4716	-0.5161	-0.0497	-1.6604	20.23
S520	-0.3045	-0.9083	0.2751	-0.1322	15.68
S625	0.1146	-0.9558	0.1002	-0.9116	18.66
S630	-0.2178	-1.0032	0.2729	-0.1457	16.11
S635	-0.2527	-1.1102	0.3505	-0.2372	14.14
S645	-0.1858	-0.9718	0.4377	-0.5414	13.61
S650	-0.1191	-1.0969	0.3553	-0.4661	15.23
S660	-0.0875	-1.0378	0.1856	-0.0801	16.39
S670	-0.0441	-0.8555	0.2706	-0.6902	16.50
S675	-0.1300	-1.1076	0.1646	-0.0727	16.58
S680	-0.0817	-0.9741	0.0526	0.2928	20.96
S685	-0.1767	-1.0179	0.1125	0.4699	19.45
S690	-0.0936	-0.9137	0.0833	0.1903	20.60
S695	-0.2568	-1.1028	0.0795	0.5596	18.29
S700	-0.1617	-1.0719	0.0956	0.6726	19.99
S705	-0.2093	-0.9757	0.1093	0.3367	17.70
S710	-0.1258	-0.9356	0.1945	0.3186	18.69
T770	-0.0900	-0.9530	-0.0213	0.7584	20.49
T780	-0.2930	-0.8552	0.0565	0.7891	20.93
T790	-0.5613	-0.7109	0.2291	1.0074	15.92
T810	-0.6630	-0.8945	0.2579	1.6752	12.28
T820	-0.3417	-0.5662	-0.0636	1.7740	17.35
T830	-0.5968	-0.4731	0.1262	0.7807	17.63
M1900	2.8759	3.2290	-3.3126	6.3897	17.34
N2025	3.4121	1.5295	7.2503	0.6964	15.28
N2030	2.7890	0.3582	-1.5929	-0.3256	26.73
N2035	2.8910	-0.2730	-1.5569	-1.3526	24.56
N2045	3.3581	-1.2695	-1.9592	-1.8837	21.98

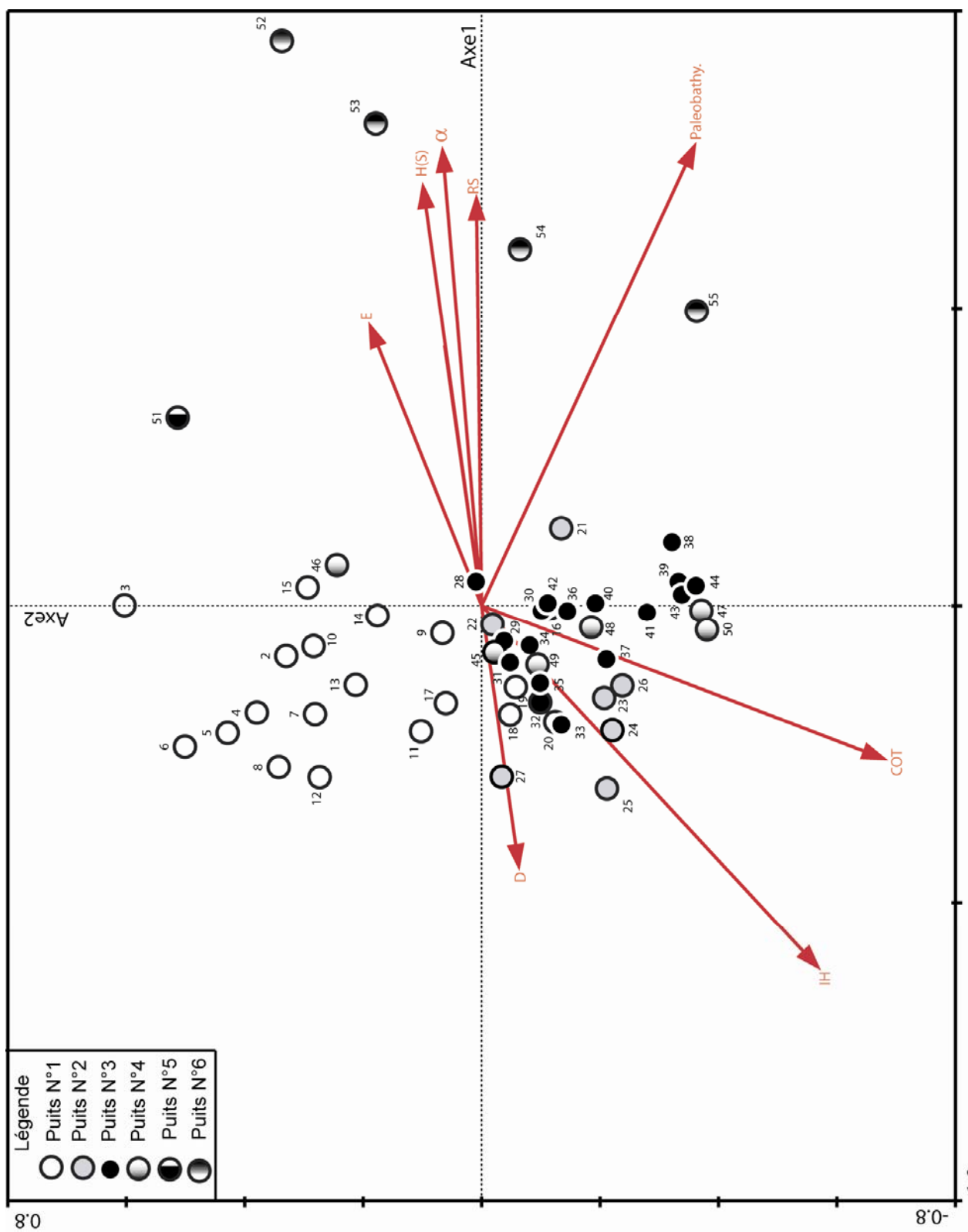


Fig. 84 : Diagramme d'ordination canonique des échantillons et des variables environnementales

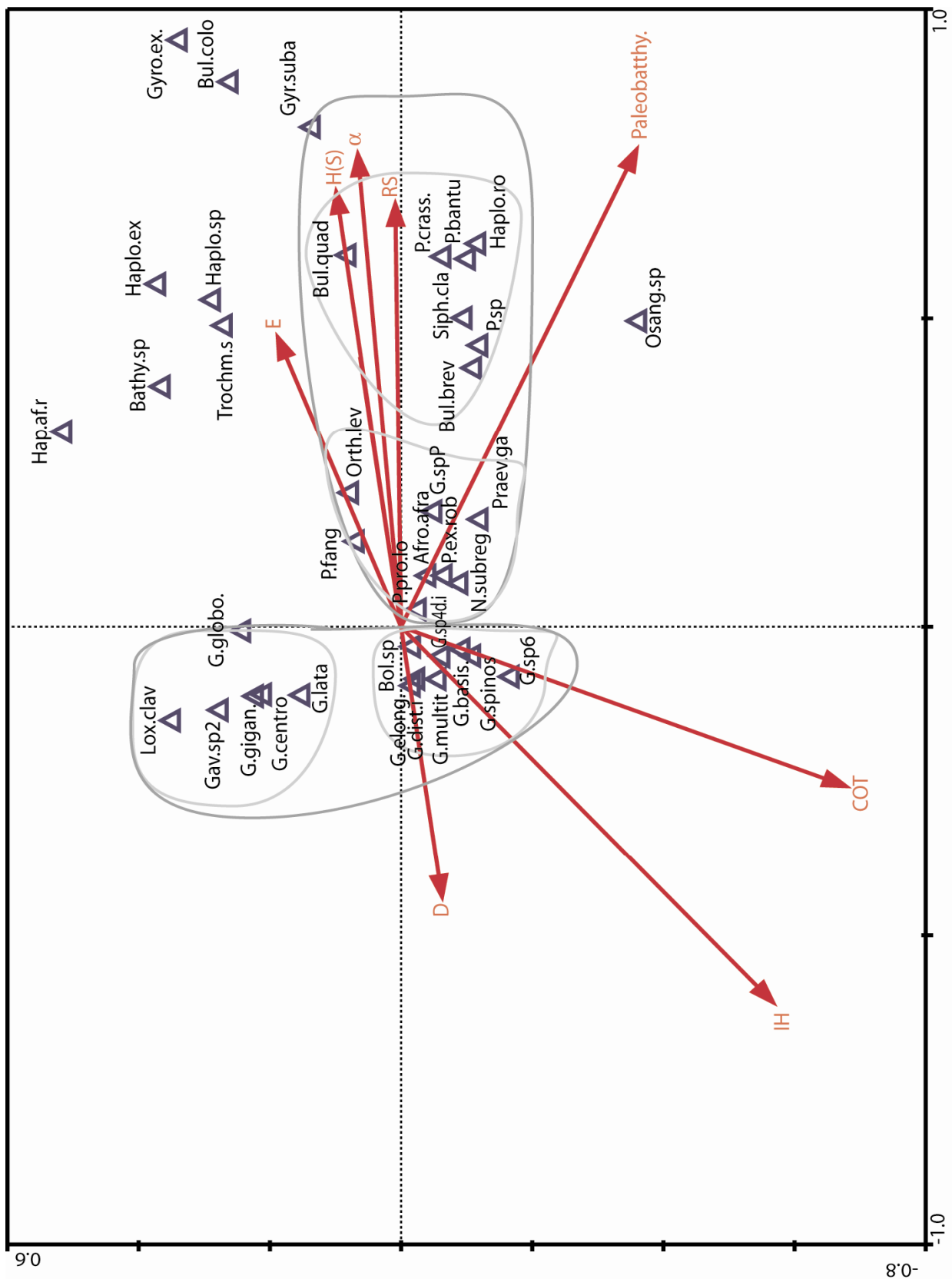


Fig. 85 : Diagramme d'ordination canonique des espèces et des variables environnementales.

VI.2 Interprétation

La distribution des espèces analysées apparaît être principalement contrôlée par la paléobathymétrie, l'indice d'hydrogène et le carbone organique total. Sur la base des signes des "scores" d'espèces le long des deux premiers axes et des poids de chacune d'elles, deux groupes majeurs des taxa ont été identifiés.

Le groupe 1 (section gauche du diagramme, fig. 85) est dominé par les *Gabonita*. Il est subdivisé en deux sous-groupes. Il apparaît être limité au domaine "peu profond". Ce groupe présente une forte distribution le long de l'Axe2, lequel est une combinaison linéaire des variables dont les plus influentes sont le COT et l'IH.

Le groupe 2 (côté droit du diagramme, fig. 85) est dominé par les *Praebulimina*. Il semble se cantonner au domaine "profond". Ce groupe est plus distribué le long de l'Axe1 dont les paramètres environnementaux les plus importants sont la paléobathymétrie et l'IH. Une telle distribution vis-à-vis des variables environnementales semble imprimer les préférences paléoécologiques des espèces inventoriées.

- Le groupe 1

A la lumière du diagramme de l'ACC (fig. 85), les espèces appartenant au sous-groupe 1b (*Gabonita lata*, *Gavelinella* sp. 2, *Gabonita globosa*, *G. gigantea* et *G. centrocostata*) s'épanouissent, à la différence de celles du sous-groupe 1a, dans un environnement relativement très peu profond où règnent les conditions eutrophiques, mais moins dysoxiques (MO moyennement aliphatiques). La compétition biologique y est relativement faible (dominance D relativement élevée, et diversités: $H(S)$, α et RS faibles). Aussi, *Gabonita globosa* semble préférer plus les zones oxygénées (très peu riches en composés hydrocarbonés) et, *Gabonita lata* est la plus opportuniste de la sous-association (64,89%).

Les espèces du sous-groupe 1a notamment *Gabonita multituberculata*, *G. spinosa*, *G. elongata*, *G. distorta*, *G. sp. aff. distorta irregularis* et *G. basispinata*, garderaient les préférences écologiques que sont des conditions eutrophiques, dysoxiques sévères et un écosystème très peu diversifié pour proliférer.

- **Dans le groupe 2** (côté droit du diagramme) deux niches peuvent être séparées. La première étant la niche à *Neobulimina subregularis*, *Praebulimina prolixa longa*, *Afrobolivina afra*, *Praebulimina exigua robusta*, *P. fang* *Praevigerina gabonica*. Et, la deuxième, celle à *Praebulimina bantu* et *Buliminella quadrilobata*. La projection des positions des espèces de la première niche sur les axes des variables environnementales indique les conditions eutrophiques à mésotrophiques et moins dysoxiques (MO moyennement aliphatique) nécessaires pour qu'elles atteignent leur abondance maximum, dans un environnement de profondeur "intermédiaire". Quelques nuances peuvent être apportées néanmoins sur les exigences de certaines espèces de ce sous-groupe. Si tous ces taxons conditionnent un apport important de matière organique nécessaire pour leur épanouissement, cependant leur tolérance diffère vis-à-vis de la teneur en oxygène dissous (ici examinée à travers l'IH). Au regard du diagramme (cf. fig. 85), *Praevigerina gabonica*, *Afrobolivina afra* et *Praebulimina exigua robusta* supporteraient moins une certaine chute du niveau d'oxygène dissous que *Neobulimina subregularis* et *Praebulimina prolixa longa*. Cette observation corrèle avec les caractères morphologiques de ces espèces. En effet les premières espèces citées sont de taille (volume) plus grande que les dernières, et donc plus dépendantes de l'oxygène dissous, comme le suggèrent d'ailleurs Bernhard (1986), et Perez-Cruz & Machain-Castillo (1990). C'est sans doute une raison pour laquelle *Praebulimina bantu* et *Buliminella quadrilobata* atteignent leur maximum (voir diagramme) dans des paléobathymétries plus importantes, où les conditions sont oligotrophiques (COT faible) et oxygénées (IH très faible).

D'après Boltovskoy (1972), les Turrilinaea (*Praebulimina*, *Neobulimina*), Bolivinaea (*Gabonita*, *Afrobolivina*) et Bulimininaea (*Buliminella*) seraient capables de tolérer les niveaux aussi bas que 0,1ml de O₂/l. Dans cette étude, nous remarquons néanmoins, que tous ces organismes ne semblent pas avoir le même seuil de tolérance vis-à-vis de conditions beaucoup plus extrêmes. Et, que vraisemblablement, seules certaines espèces appartenant aux Bolivinaea (*Gabonita*) seraient capables des résister aux réductions les plus extrêmes de la teneur en oxygène dissous.

VII Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans les séquences de dépôt Ma1-Ma2 (Maastrichtien inférieur)

L'étude est menée sur 15 échantillons triés statistiquement dans les 6 sondages. Le nombre total des espèces identifiées est de 62. Leurs pourcentages varient entre 0,3%

(*Loxostomoides clavatum*, *Gabonita centrocostata*, *Fursenkoina* sp., *Siphogeneroides bramlettei*, *Nodosaria* sp., *Gavelinella* sp. 1, *Praebulimina bantu lata*) et 70,56 % (*Gavelinella* sp. 2). En tout, 36 espèces seulement sont analysées.

VII.1 Analyse Détendancée des Correspondances (ADC)

L'algorithme calcule 4 axes (cf. tableau n°29). Les deux premiers axes représentent 83,79 % de la variance exprimée, et pour cette raison, seulement ces deux axes ont été considérés pour cette analyse. Les "scores" et les poids des espèces sont indiqués dans le tableau n°30

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
Valeurs propres :	0.748	0.357	0.131	0.080
Variance des données d'espèces	22,4	10,17	3,9	2,4

Tableau n°29 : Valeurs propres et Variance exprimées par chacun des 4 axes

L'analyse des signes et amplitudes des "scores" dans l'Axe1 couplée de celle des poids des espèces (cf. tableau n°30), permet d'identifier deux groupes d'espèces.

- **Le premier groupe** a des "scores" positifs. Les espèces les plus importantes par ordre décroissant de leur poids sont : *Gabonita spinosa*, *Afrobolivina afra*, *Gabonita multituberculata*, *G. distorta irregularis*.

L'espèce *Gavelinella* sp. 2, à poids relativement important (79,37), a une corrélation positive plus importante avec l'Axe1. De ce fait, sa séparation est nette avec les espèces du premier groupe.

- **Le deuxième groupe** se distingue par les "scores" négatifs. Les espèces les plus représentatives par ordre décroissant de leur poids sont : *Praebulimina fang*, *P. bantu*, *P. exigua robusta*, *Buliminella quadrilobata*, *Siphogeneroides dentata*, *Siphogeneroides clavata*.

L'espèce *Praebulimina prolixa longa* est faiblement liée aux deux premiers axes de l'ADC, malgré son poids élevé (176,24). Elle a plutôt une bonne corrélation avec le quatrième axe dont la valeur propre (0,080) n'est pas statistiquement significative.

Axes Espèces	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4	Poids des espèces
<i>Gabonita multituberculata</i>	0.5328	-0.7951	0.2220	0.9518	37.99
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>distorta irregularis</i>	0.4549	-0.6694	0.0532	0.0997	28.22
<i>Gabonita</i> sp. P	-0.4893	0.3242	0.0436	-0.5210	14.65
<i>Gabonita spinosa</i>	0.3509	-0.6960	-0.1369	0.4324	136.32
<i>Gabonita basispinata.</i>	0.4972	-0.9638	-0.0613	0.8231	7.79
<i>Gavelinella</i> sp.1	0.4211	-0.7394	-0.3452	0.0444	1.87
<i>Gavelinella</i> sp. 2	2.8306	0.7673	-0.0553	0.0321	79.37
<i>Praebulimina fang</i>	-0.5150	0.3274	1.0008	0.5665	162.72
<i>Praebulimina bantu</i>	-0.4412	0.6692	-0.9947	0.1300	91.65
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	-0.1846	0.3388	0.2221	0.1685	83.98
<i>Praebulimina proluxa longa</i>	-0.0556	-0.1697	0.1362	-0.5765	176.24
<i>Neobulimina subregularis</i>	0.2173	0.1536	-0.1551	-0.0064	25.64
<i>Afrobolivina afra</i>	0.0147	-0.4596	0.3597	-0.6532	134.68
<i>Gabonita globosa.</i>	-0.4012	-0.1486	0.5436	-0.8179	23.27
<i>Eponides</i> gr. <i>pseudoelevatus</i>	0.0051	-0.6895	0.1854	-0.6001	23.10
<i>Gavelinella</i> spp.	0.1582	-1.0833	-0.4906	0.0796	1.93
<i>Orthokarstenia levis</i>	-0.5324	0.2146	-0.2292	-0.3486	20.85
<i>Siphogneroides bramlettei</i>	-0.4712	-1.0375	0.0626	-1.0172	10.53
<i>Siphogneroides clavata</i>	-0.4159	0.5546	-0.2124	-0.3260	33.41
<i>Virgulina</i> sp	3.2359	0.9949	-0.0543	0.1392	0.47
<i>Siphogneroides dentata</i>	-0.6112	0.6525	-0.4314	-0.0606	33.92
<i>Siphogneroides cretacea</i>	-0.1560	-0.4298	0.7151	-0.8743	12.77
<i>Siphogneroides parva</i>	-0.3122	-1.4471	-1.1213	0.4754	24.32
<i>Orthokarstenia</i> sp.	-0.3122	-1.4471	-1.1213	0.4754	5.48
<i>Fursenkoina</i> sp.	-0.3149	-1.4263	-1.0779	0.4460	28.33
<i>Siphogneroides</i> sp.	-0.3122	-1.4471	-1.1213	0.4754	13.01
<i>Buliminella brevispira</i>	-0.2344	0.5062	-0.4151	-0.0870	26.20
<i>Buliminella quadrilobata</i>	-0.4258	0.9511	-0.4014	-0.0106	40.92
<i>Praebulimina crassa</i>	-1.0691	0.5550	-0.5800	0.4028	19.91
<i>Buliminella colonensis</i>	-0.9196	0.7391	1.2900	1.3931	9.12
<i>Praeuvigerina gabonica</i>	-0.4768	1.1601	-0.9900	0.0074	11.31
<i>Osangularia</i> sp.	-0.3976	1.1593	-1.0421	-0.0048	2.50
<i>Praebulimina</i> sp.	-0.7242	0.9866	-0.6888	0.0433	17.73
<i>Siphogneroides</i> sp.	-0.4208	1.4065	-0.7212	-0.3085	7.21
<i>Siphogneroides rotulatum.</i>	-0.3855	1.2984	-0.9173	-0.1565	5.06
<i>Trochammina</i> sp.	-0.3073	1.5442	-0.7067	-0.4511	4.19

Tableau n°30 : "Scores" des espèces et axes canoniques dans l'ADC

VII.2 Analyse Canonique des Correspondances (ACC)

Les relations entre les variables environnementales et les deux groupes identifiés sont analysées à l'aide de l'approche canonique.

VII.2.1 Résultats

Le tableau n°31 résume les caractéristiques statistiques des axes de la ACC. Les deux premiers axes ont les valeurs propres les plus grandes.

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
Valeurs propres :	0.617	0.432	0.339	0.244
Variance des données d'espèces	18,5	12,9	10,2	7,3
Variance de la relation environnement-espèces	29,8	20,9	16,4	11,7

Tableau n°31 : les caractéristiques des axes d'ordination

Les tests de permutation de Monte Carlo (190 permutations) réalisés, pour vérifier la signification statistique de l'effet de chaque variable environnementale (cf. tableau n°32) révèlent que l'Équitabilité (E), avec $P = 0,6953 (>0,05)$, n'est pas liée aux données d'espèces. A ce titre elle est écartée de l'analyse.

Variables	valeurs propres	P (niveau de signification de l'effet)
RS	0,56	0,0052
IH	0,57	0,0052
α	0,54	0,0052
Paléobathy.	0,49	0,0052
$H(S)$	0,45	0,0052
D	0,35	0,0052
COT	0,27	0,0366
E	0,061	0,6953

Tableau n°32 : Classement des variables par ordre d'importance de leurs effets marginaux sur la microfaune.

VII.2.1.1. Corrélations entre variables environnementales

Les données illustrées dans le tableau n°33 révèlent une faible corrélation négative entre :

- la paléobathymétrie et l'IH ($r = -0,34$),
- la paléobathymétrie et la dominance faunique D ($r = -0,41$)

Le COT a une corrélation presque nulle avec la paléobathymétrie ($r = -0,08$). Tandis que les indices de diversité sont très fortement corrélés avec ce paramètre. Une autre relation singulière est la très faible corrélation positive entre l'IH et la dominance faunique (0,13).

	RS	D	H(S)	α	COT	IH	Paléobathymétrie
RS	1.0000						
D	-0.2280	1.0000					
H(S)	0.4682	-0.9365	1.0000				
α	0.9575	-0.2356	0.4307	1.0000			
COT	0.0790	0.1047	-0.1161	0.0315	1.0000		
IH	-0.1855	0.1339	-0.2750	-0.1906	0.8447	1.0000	
Paléobathymétrie	0.8603	-0.4124	0.6601	0.7922	-0.0812	-0.3442	1.0000

Tableau n° 33 : corrélations entre variables environnementales

VII.2.1.2. Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques

Les coefficients de corrélations et les axes canoniques sont donnés dans le tableau n°34. Les relations entre les variables environnementales et les axes canoniques (cf. tableau n°34) montrent que le premier axe a une corrélation moyenne et négative avec la paléobathymétrie ($r = -0,531$). Sa corrélation avec les variables COT ($r = -0,295$) et IH ($r = -0,206$) est très faible. Le deuxième axe présente des corrélations statistiquement appréciables avec les variables IH ($r = -0,618$) et paléobathymétrie ($r = 0,678$). Ainsi, l'Axe2 semble être la variable synthétique qui explique mieux la distribution des espèces. Cet axe est une combinaison linéaire des variables dont les plus importantes sont la paléobathymétrie et l'IH.

Variables \ Axes	Coefficients de corrélation	
	Axe1	Axe2
RS	-0.6100	0.5695
D	0.6161	-0.1121
H(S)	-0.6640	0.3583
α	-0.5256	0.5332
COT	-0.2950	-0.2850
IH	-0.2056	-0.6181
Paléobathymétrie	-0.5313	0.6788

Tableau n°34 : Corrélations entres variables environnementales et axes canoniques

L'ordination canonique des 15 échantillons sélectionnés et des variables environnementales (cf. fig. 86) confirme :

-la forte relation entre le deuxième axe (Axe2) et la paléobathymétrie. En effet, suivant cet axe, il est distingué un étalement du bas vers le haut du diagramme (cf. fg. 86), des échantillons appartenant aux sondages situés en domaine de plate-forme (puits n°1 et puits n°2) et intermédiaire (puits n°3 et n°4), aux échantillons du domaine de talus (puits n°6) ;

-la forte richesse des échantillons situés en domaine peu profond en composés hydrocarbonés (IH élevé), comparés à ceux du domaine profond.

Les relations entre les variables environnementales, les axes canoniques et les 2 groupes d'espèces identifiés par l'analyse détendancée sont montrées dans la figure 87.

Le premier groupe (groupe 1) est situé en bas du diagramme. Il est négativement corrélé avec la paléobathymétrie, mais positivement avec l'IH.

Le deuxième groupe (groupe 2) est sur le côté haut du diagramme. Il montre une relation positive avec la paléobathymétrie, mais négative avec l'IH.

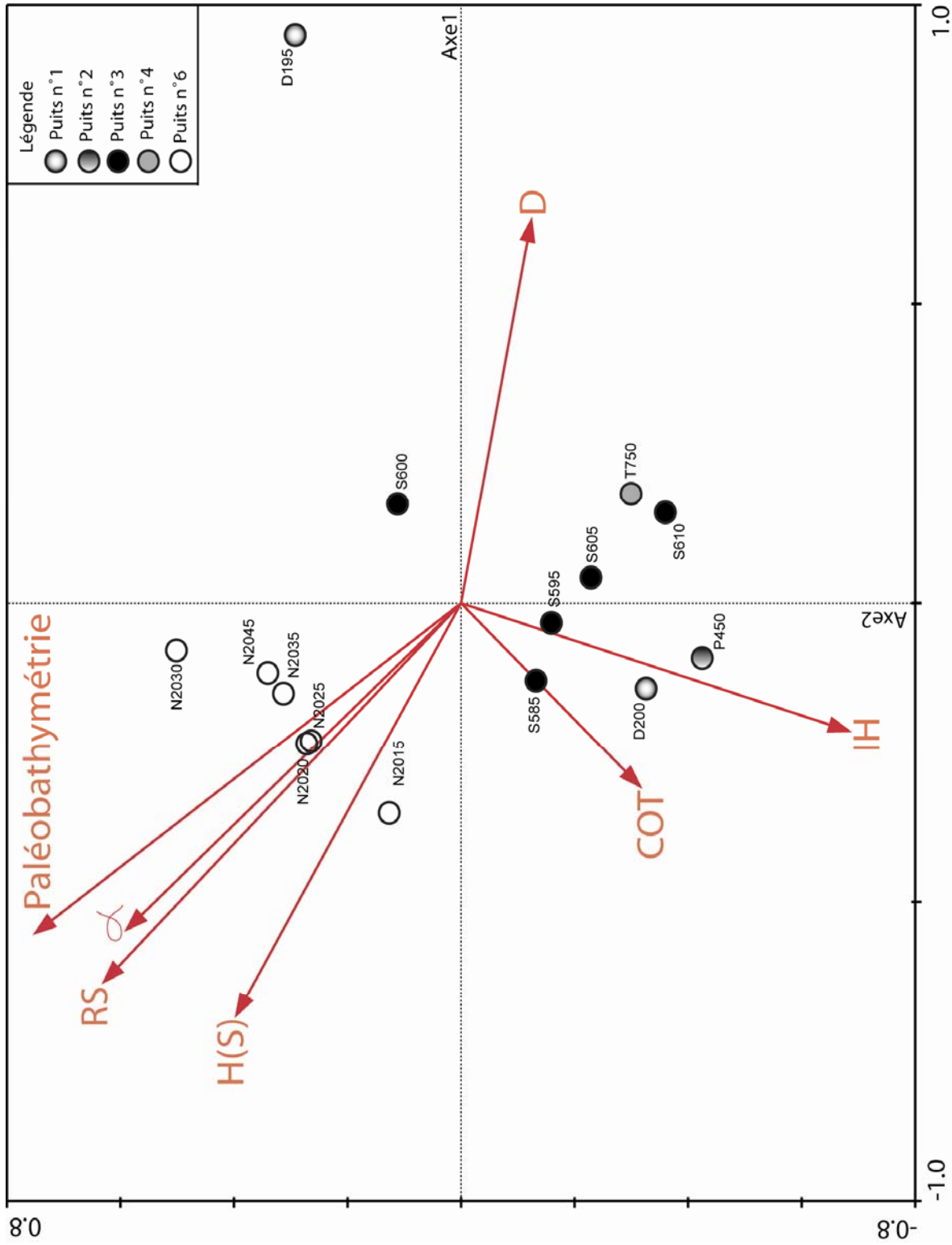


Fig. 86 : Diagramme d'ordination canonique des échantillons et des variables environnementales

VII.3 Interprétation

D'après le diagramme (fig. 87), les exigences paléocéologiques des espèces de foraminifères benthiques au Maastrichtien inférieur (séquences Ma1-Ma2) ne varient pas sensiblement, et qu'elles semblent similaires à celles observées au Campanien.

- En effet, **le groupe 1** composé des *Gabonita spinosa*, *Gabonita multituberculata*, *G. distorta irregularis*, *Afrolivina afra* montre des espèces préférant les milieux où règnent les conditions eutrophiques pour atteindre leur abondance maximale. Ainsi les trouve-t-on en domaine "peu profond" du Bassin côtier congolais, lequel est très riche en COT. Cependant parmi toutes ces Bolivinae, les *Gabonita* demeurent les plus résistantes aux sévères réductions de la teneur en oxygène dissous (cf. fig. 87, par projection des positions de chacune des cinq espèces sur l'axe de l'IH).

La relation taille (volume) de l'organisme/consommation d'oxygène dissous (Bernhard, 1986 ; Perez-Cruz et Machain-Castillo, 1990) pourrait être aussi évoquée ici, pour expliquer cette différence chez les Bolivinae ci-dessus citées. En fait les *Afrolivina afra* comparées aux *Gabonita* sont de grande taille (cf. planches 6 et 7). Certains spécimens atteignent 1 mm de longueur dans les échantillons analysés. Par conséquent, la grande taille (volume) de *A. afra* justifierait leur faible résistance aux sévères réductions de la teneur en oxygène dissous par rapport aux *Gabonita*.

- **Le groupe 2** situé en "domaine profond" comprend : *Praebulimina fang*, *P. bantu*, *P. exigua robusta*, *Buliminella quadrilobata*, *Siphogeneroides dentata*, *Siphogeneroides clavata*. La corrélation positive de ce groupe avec les indices de diversité d'une part, et négative avec les paramètres IH et *D* d'autre part suggèrent la préférence de ces organismes des écosystèmes benthiques équilibrés, avec des conditions ventilées (oxygénées). En raison de la corrélation négative des ces endofaunes (selon la classification de Corliss et Chen, 1988) avec le paramètre IH (cf. fig. 87), le facteur stressant, limitant leur distribution semble ainsi être la teneur en oxygène dissous.

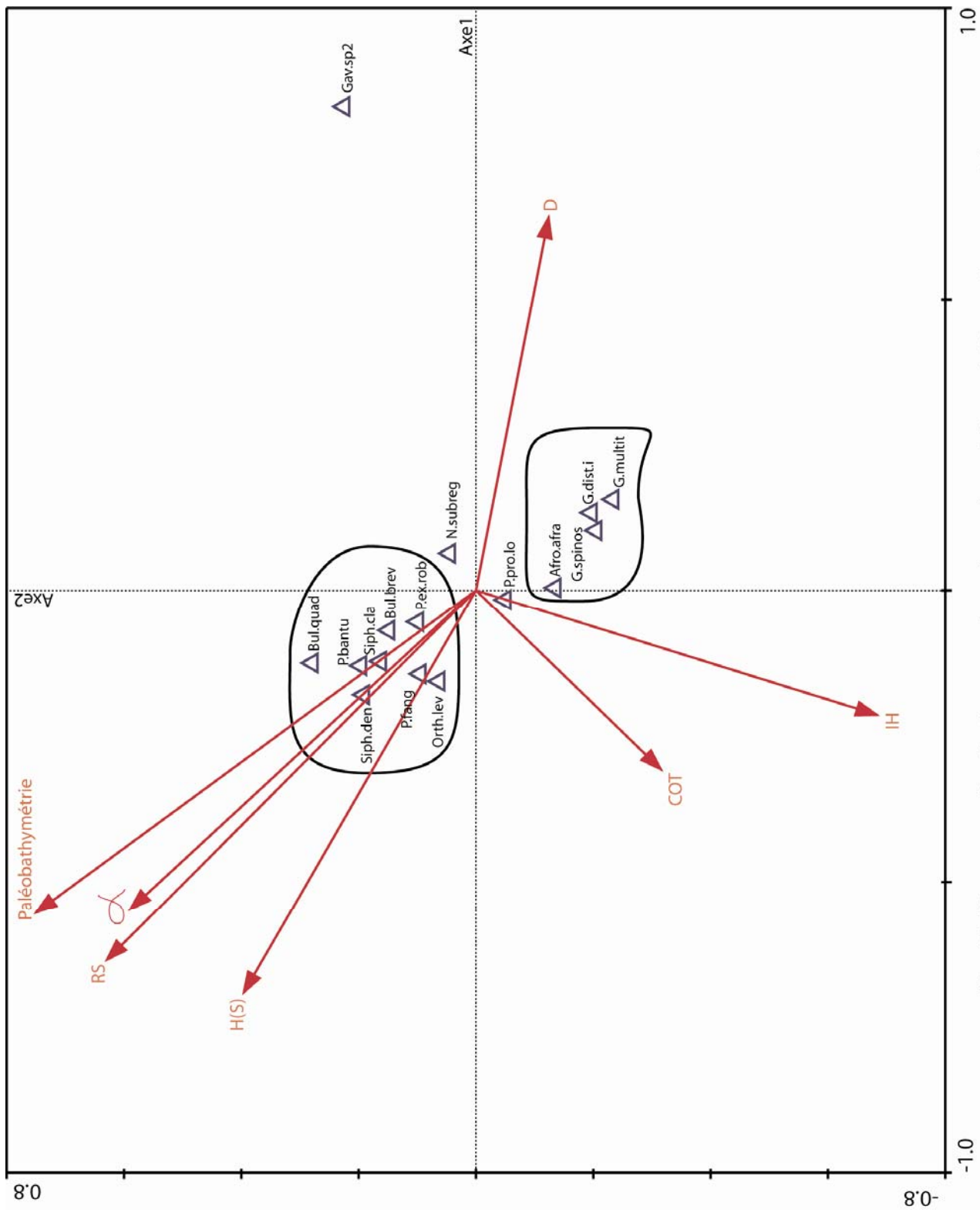


Fig. 87 : Diagramme d'ordination canonique des espèces et des variables environnementales

VIII. Distribution des foraminifères benthiques et leurs relations avec les variables environnementales dans les séquences de dépôt Ma3-Ma4 (Maastrichtien supérieur)

L'étude est menée sur 14 échantillons triés statistiquement dans 4 sondages. Le nombre total des espèces identifiées est de 41. Leurs pourcentages varient entre 0,2% (*Praebulimina exigua robusta*) et 94,72 % (*Eponides gr. pseudoelevatus*).

VIII.1 Analyse Canonique de Correspondances (ACC)

La distribution de 24 espèces sélectionnées sur les 41 identifiées, et leurs relations avec les variables environnementales sont analysées.

La variance totale des données d'espèces est de 61,08 % (tableau n°35). Celle des deux premiers axes correspond à 70,4% de la variance totale. Seuls ceux-ci sont retenus pour l'analyse.

Axes	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4
Valeurs propres	0.514	0.268	0.196	0.145
Variance des données d'espèces	28.3	14.7	10.08	8
Variance de la relation environnement-espèces	39.4	20.5	15	11.5

Tableau n°35 : Valeurs propres et Variance exprimées par chacun des 4 axes

La signification statistique de l'effet de chaque variable environnementale testée à partir des tests de permutation de Monte Carlo (190 permutations) révèle que deux variables (COT et IH) ne sont pas liées aux données d'espèces. Leurs valeurs P étant supérieures à 0,05 (cf. tableau n°36).

Variabes	Valeurs propres	P (niveau de signification de l'effet)
<i>RS</i>	0.38	0.0105
<i>H(S)</i>	0.35	0.0157
α	0.33	0,0052
<i>D</i>	0.33	0.0105
Paléobathymétrie	0.30	0.0157
<i>E</i>	0.26	0.0419
COT	0.14	0.4921
IH	0.06	0.9319

Tableau n°36 : Classement des variables par ordre d'importance de leurs effets marginaux sur la microfaune.

En s'appuyant sur les signes des scores d'espèces, sur leur amplitude ainsi que sur la grandeur des poids des espèces (cf. tableau n°37), l'analyse des deux premiers axes permet de reconnaître deux groupes :

Le groupe 1 :

Il est caractérisé par des "scores" d'espèces négatifs sur l'Axe1, et peut être subdivisé en deux sous-groupes à partir du signe des "scores" sur le deuxième axe :

- Le sous-groupe1a caractérisé par le signe négatif sur le deuxième axe comprend principalement, par ordre décroissant de leurs poids : *Praebulimina prolixa longa*, *Gavelinella* sp. 2 et *Neobulimina subregularis*.

- Le sous-groupe1b se caractérise par les "scores" positifs sur l'Axe2. Il contient : *Afrolivina afra*, *Praebulimina fang*, *Siphogeneroides dentata*, *Gabonita globosa* et *Siphogeneroides clavata*.

Le groupe 2 :

Dans ce groupe, les "scores" d'espèces sont positifs sur l'Axe1. Par ordre de poids décroissant, les espèces caractéristiques sont : *Eponides* gr. *pseudoelevatus* et *Lenticulina spissocostata*.

Espèces	Axes				Poids des espèces
	Axe1	Axe2	Axe3	Axe4	
<i>Gabonita spinosa</i>	-0.7306	-0.1757	-0.8273	0.7574	4.57
<i>Gabonita multituberculata</i>	-0.8103	-0.5739	-1.3011	1.0233	2.75
<i>Gabonita distorta</i>	-0.8103	-0.5739	-1.3011	1.0233	1.28
<i>Gavelinella basispinata</i>	-0.8103	-0.5739	-1.3011	1.0233	1.50
<i>Gavelinella globosa</i>	-0.4221	0.9669	0.3878	-0.0913	6.98
<i>Gavelinella</i> sp. P	-0.0881	1.5610	-0.2909	-0.1169	3.08
<i>Gavelinella</i> sp. 2	-0.2733	-0.2122	0.3457	0.0818	14.72
<i>Gavelinella</i> sp. G	-0.7959	-0.4925	0.6460	0.3313	6.87
<i>Neobulimina subregularis</i>	-0.1494	-0.6056	-0.1722	-0.3378	11.06
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	-0.4623	-0.2009	0.2473	-0.1847	25.63
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	-0.6115	-0.2071	0.2643	-0.0583	12.08
<i>Praebulimina fang</i>	-0.3542	0.2510	-0.4364	0.1917	10.63
<i>Afrolivina afra</i>	-0.1221	0.3746	-0.5387	0.1272	17.47
<i>Pyramidina</i> sp	-0.7963	-0.5584	-0.4832	0.4067	1.49
<i>Loxostomoides clavatum</i>	-0.6784	-0.6885	0.4751	-0.2389	5.24
<i>Lenticulina spissocostata</i>	1.1483	0.0195	0.0918	0.5361	7.18
<i>Siphogeneroides dentata</i>	-0.4235	0.7137	0.2326	-0.0470	10.47
<i>Siphogeneroides cretacea</i>	-0.1092	1.7481	0.0834	-0.2858	2.15
<i>Siphogeneroides clavata</i>	-0.3242	1.1387	-0.0085	0.0213	6.17
<i>Orthokartenia levis</i>	-0.3350	0.6467	0.5432	-0.2593	4.73
<i>Eponides</i> gr. <i>pseudoelevatus</i>	0.7623	-0.2819	-0.3055	-0.4582	37.15

Tableau n°37: Les "scores" et poids des espèces dans l'ACC

VIII.1.1 Corrélations entre variables environnementales

Toutes les variables environnementales sont corrélées à la paléobathymétrie à l'exception du COT et de l'IH, qui ne sont pas significatifs d'un point de vue statistique (cf. tableau n°38). La corrélation entre ces dernières variables est très faible.

Variabes	<i>RS</i>	<i>D</i>	<i>H(S)</i>	<i>E</i>	α	COT	IH	Paléobat.
RS	1.0000							
<i>D</i>	-0.8376	1.0000						
<i>H(S)</i>	0.8664	-0.9777	1.0000					
<i>E</i>	0.6351	-0.9317	0.9245	1.0000				
α	0.9891	-0.8252	0.8609	0.6430	1.0000			
COT	-0.1179	-0.0253	-0.0105	0.0668	-0.1235	1.0000		
IH	-0.2571	0.0183	0.0544	0.1914	-0.2881	0.3988	1.0000	
Paléobat	0.8260	-0.8293	0.8520	0.7064	0.8073	-0.0034	-0.0096	1.0000

Tableau n°38 : Matrice de corrélations entre les variables environnementales

VIII.1.2 Corrélations entre les variables environnementales et les axes canoniques

La référence aux coefficients de corrélation (cf. tableau n°39) indique une forte corrélation négative entre le premier axe et la paléobathymétrie ($r = -0,62$). Par contre, la dominance faunique *D* a une corrélation positive avec cet axe ($r = 0,65$).

Le deuxième axe présente une corrélation moyenne positive avec la paléobathymétrie et négative avec le paramètre *D*. Sur cet axe il y a une certaine corrélation positive avec le COT bien que ce paramètre ne puisse être pris en compte pour des raisons déjà évoquées. Ainsi, les deux premiers axes porteraient les meilleures combinaisons linéaires des variables environnementales qui expliquent le groupement des espèces.

Axes Variables	Coefficients de corrélation	
	Axe1	Axe2
<i>RS</i>	-0.7930	0.3306
<i>D</i>	0.6548	-0.5362
<i>H(S)</i>	-0.6755	0.5919
<i>E</i>	-0.4405	0.6254
α	-0.7003	0.3984
COT	0.0442	0.3842
IH	-0.0016	0.2967
Paléobathymétrie	-0.6173	0.4928

Tableau n°39 : Corrélations entre variables environnementales et axes canoniques

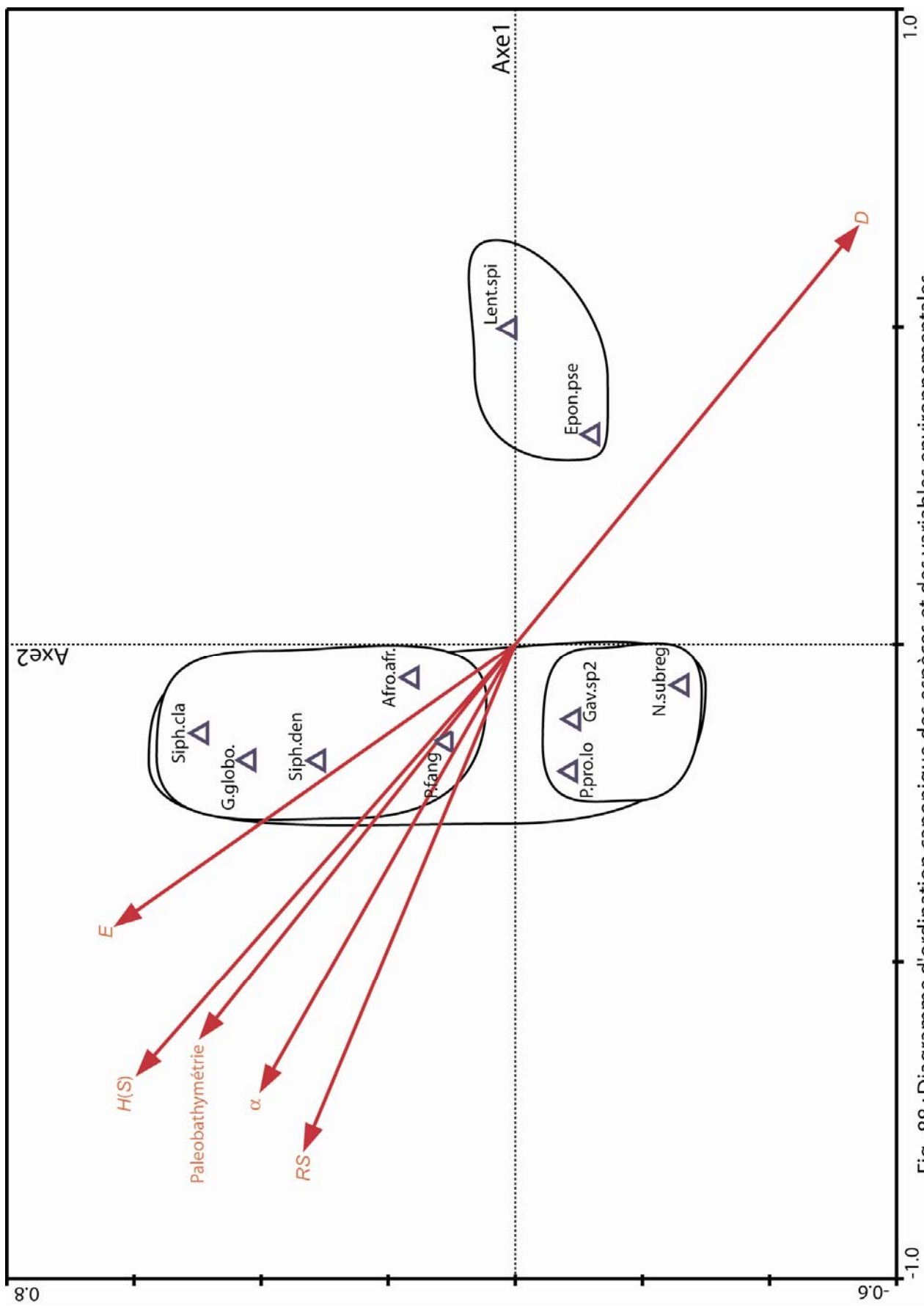


Fig. 88 : Diagramme d'ordination canonique des espèces et des variables environnementales

VIII.2 Interprétation

Dans le diagramme de la figure n°88, les 2 groupes d'espèces identifiés sont distribués de la manière suivante:

Le groupe 1 est situé sur le côté gauche. Il est positivement corrélé avec la paléobathymétrie et les indices de diversités ;

Le groupe 2 est sur le côté droit du diagramme. Il montre une relation forte avec la dominance *D*.

La distribution des espèces analysées apparaît être principalement contrôlée par la paléobathymétrie. Ainsi, le groupe 1 constitué en majorité des *Eponides* gr. *pseudoelevatus* associées aux *Lenticulina spissocostata*, s'épanouit (comme l'indique le diagramme) dans le domaine "très peu profond" et très peu diversifié ($H(S) \sim 0,31$ et $D \sim 0,86$).

Aussi, *E. gr. pseudoelevatus* y adopte un style de vie opportuniste. Cette espèce peut avoisiner les 95% dans les sédiments qualifiés de néritique interne dans lesquels les valeurs du COT peuvent dépasser 4% pour des IH de l'ordre de 527 mg HC/g de COT. La faible diversité spécifique ici ne peut être interprétée comme un stress lié à l'absence de nutriment ni moins à une faible teneur en oxygène dissous ; puisque la faible corrélation IH/COT (cf. chapitre V, deuxième partie) traduit un environnement oxygéné.

La prédominance des épifaunes : *Eponides* gr. *pseudoelevatus* et *Lenticulina spissocostata* serait sans doute liée à leur adaptation dans un milieu très peu profond et instable (milieu de haute énergie par exemple). Leurs ornements assez prononcés (voir planche 7) peuvent suggérer un signal adaptatif. Toutefois, dans un tel environnement (très peu profond), d'autres paramètres environnementaux comme la salinité (non évaluée dans ce travail) peut avoir joué un rôle déterminant.

Lenticulina spissocostata est aussi citée par Gebhardt *et al.* (2004) comme une espèce typique "d'eau peu profonde" dans le Cénomaniens du Bassin de Tarfaya (Maroc).

Le groupe 2 comparativement au premier, est composé des taxons préférant :

- des profondeurs d'eau relativement importantes.
- un écosystème équilibré, attesté par une forte diversité spécifique.

IX Synthèse sur les préférences paléocéologiques des foraminifères benthiques identifiés dans le Bassin côtier congolais au Sénonien

Les relations possibles entre la distribution des foraminifères benthiques du Coniacien au Maastrichtien, et les caractéristiques océanographiques dans le Bassin côtier congolais ont été investiguées en considérant différentes variables environnementales : COT, IH, paléobathymétrie et les indices de diversité.

Pour mieux appréhender le comportement de la microfaune benthique dans ce bassin, il nous semble opportun de rappeler le contexte paléocéanographique durant la période étudiée.

En effet, deux situations paléocéanographiques majeures ont été mises en évidence, à partir de l'étude géochimique de la matière organique (cf. chapitre V, deuxième partie) :

- Au Turonien supérieur - Campanien, l'analyse a révélé l'existence d'une probable cellule "d'upwelling" qui aurait développé une zone de minimum d'oxygène dans l'environnement

benthique. Elle se caractérise par :

d'importantes quantités de matière organique, d'origine marine, fortement aliphatique, dans les environnements de plate-forme et intermédiaire (P1-P4), avec une intense activité réductrice dans le sédiment ;

des quantités moyennes à faibles du carbone organique total, peu aliphatique, dans le domaine de talus (P5 - P6), avec une intense activité oxydante.

- Au Maastrichtien par contre, la cellule "d'upwelling" identifiée n'aurait pas développé une zone de minimum d'oxygène, l'environnement benthique serait oxygéné, malgré les conditions eutrophiques.

IX.1. La microfaune benthique et la cellule "d'upwelling" avec minimum d'oxygène au fond marin

Théoriquement le flux de MO et la demande en oxygène sont couplés. Ceci implique qu'avec l'augmentation de MO dans l'environnement de dépôt, la demande en O₂ croît. Cette situation aboutit aux faibles teneurs en O₂. Par conséquent, les espèces sont forcées à tolérer les conditions d'oxygène faible, si elles veulent profiter d'abondante nourriture disponible.

Certains auteurs comme Buzas et Gibson (1969) stipulent que, dans les environnements stressants, on s'attendrait à avoir une faible diversité et de fortes abondances fauniques.

Tableau: 40 Synthèse des Préférences paléocologiques des foraminifères benthiques

Groupes (associations)		Intervalle de temps	Conditions environnementales		Distribution des biotopes	Réponse biotique	
			Niveau d'oxygène	Niveau trophique		Diversité	Sélection
groupe 1	Eponides gr.pseudolevatus, Lenticulina spissocostata	Séquences Ma3-Ma4 (Maastrichtien supérieur)	Oxique	Eutrophique-Mésotrophique	"très peu profond"	oligotaxie	
groupe 2	Neobulimina subregularis, Praebulimina proluxa longa Afrobolivina afra, Praebulimina fang, Gavelinella sp. 2 Siphogeneroides dentata, S. clavata, Gabonita globosa		Oxique	Eutrophique-Mésotrophique	"relativement profond"	Polytaxie	
groupe 1	Gabonita multituberculata, G. spinosa G. disorta Afrobolivina afra,	Séquences Ma1-Ma2 (Maastrichtien inférieur)	peu dysoxique	Eutrophique	"peu profond"	oligotaxie	
groupe 2	Praebulimina proluxa longa, P. robusta, P. bantu P. fang Siphogeneroides dentata, S. clava, B. quadrilobata		Oxique	Eutrophique	"intermédiaire"	Polytaxie	
groupe 1	Gabonita lata, G. globosa, G. gigantea, G. centrocostata Gavelinella sp. 2	Séquences Ca2-Ca9 (Campanien)	peu dysoxique-oxique	Mésotrophique-oligotrophique	"très peu profond"	oligotaxie	
	Gabonita elongata, G. multituberculata, G. spinosa, G. lata, G. distorta, G. sp aff. distorta irregularis, G. basispinata		Dysoxique sévère	Eutrophique	"peu profond"	oligotaxie	"r"
groupe 2	Neobulimina subregularis, Praebulimina proluxa longa Afrobolivina afra, Praebulimina exigua robusta, Praevigierina gabonica, Praebulimina bantu, Buliminella quadrilobata		peu dysoxique	Eutrophique-Mésotrophique	"intermédiaire"	Polytaxie	
			Oxique	Oligotrophique	"profond"	Polytaxie	
groupe 1	Gabonita elongata, G. multituberculata, G. spinosa, G. lata, G. distorta	Séquence Ca1 (Campanien basal)	Dysoxique sévère	Eutrophique	"peu profond"	oligotaxie	"r"
groupe 2	Neobulimina subregularis, Praebulimina proluxa longa Bathysiphon? sp, Haplophragmoides aff. rotulatum Haplophragmoides sp, Conotrochammina sp Subreophax ? pseudosclaria, Buliminella quadrilobata		Dysoxique modéré	Eutrophique	"intermédiaire"	Polytaxie	
			Oxique	Oligotrophique	"profond"	Polytaxie	
groupe 1	Gabonita elongata, G. multituberculata Praebulimina proluxa longa, Gavelinella sp. G Neobulimina subregularis, Gavelinella sp. 2,	Séquence Sa1-Sa2 (Santonien)	Dysoxique sévère	Eutrophique	"peu profond"	oligotaxie	"r"
			Dysoxique modéré				
groupe 2	Praebulimina exigua robusta, P. fang, Buliminella gabonica altispira, Praebulimina bantu, Dorothis bulleta Gyroidinoides subangulatus, G. gr. nitidus, Conorotalites michelinianus, Trochammina sp Gaudryina pyramidata, Gaudryina sp. A, G. sp. D Haplophragmidis horridus, Trochamminoides sp		peu dysoxique	Eutrophique-Mésotrophique	"intermédiaire"	Polytaxie	
		Oxique	Mésotrophique-Oligotrophique	"profond"	Polytaxie		
groupe 1	Gabonita multituberculata, G. elongata, G. parva Gavelinella gr. dakotensis, G. sp aff. distorta irregularis, G. spinosa	Séquence Co2 (Coniacien supérieur-Santonien basal)	Dysoxique sévère	Eutrophique	"peu profond"	oligotaxie	"r"
			Dysoxique modéré				
groupe 2	P. exigua robusta Praebulimina fang, Buliminella quadrilobata, Gyroidinoides subangulatus Gyroidinoides gr. nitidus, Conorotalites michelinianus		peu dysoxique	Eutrophique	"intermédiaire"	Polytaxie	
		Oxique	Mésotrophique-Oligotrophique	"profond"	Polytaxie	"k"	
groupe 1	Gabonita elongata, G. parva, Gavelinella gr. dakotensis	Séquence Co1 (Coniacien inférieur)	Dysoxique sévère	Eutrophique	"peu profond"	oligotaxie	"r"
groupe 2	Praebulimina proluxa longa, P. exigua robusta, P. fang		peu dysoxique	Eutrophique-Mésotrophique	"intermédiaire"	Polytaxie	
	Gyroidinoides gr. nitidus, G. subangulatus, Conorotalites michelinianus		Oxique	Mésotrophique-Oligotrophique	"profond"	Polytaxie	"k"

D'autres (Sen Gupta et Machain Castillo, 1993 ; Den Dulk *et al.*, 1998) précisent que, dans les situations où les teneurs en oxygène dissous décroissent, la distribution des espèces devient progressivement limitée. Ainsi, la diversité faunique aurait tendance à suivre l'histoire de l'oxygène dissous.

Aussi, d'après Sen Gupta et Machain-Castillo (1993), les milieux eutrophiques, ayant développé une zone de minimum d'oxygène, sont marqués par des faibles diversités fauniques (foraminifères benthiques) et par des dominances d'un petit nombre d'espèces, dues au stress lié à la réduction d'oxygène dissous. Ces observations coïncident avec les résultats obtenus dans le Bassin côtier congolais.

En effet, l'analyse micropaléontologique (ce travail), dans l'intervalle Coniacien-Maastrichtien inférieur, révèle que les milieux de faible bathymétrie (P1-P4), eutrophiques et dysoxiques-anoxiques, se singularisent par de faibles diversités et de très fortes dominances fauniques. Alors que les milieux de forte bathymétrie (P5 - P6), mésotrophiques-oligotrophiques et oxygénés, se distinguent par de fortes diversités et de faibles dominances fauniques.

Une telle répartition de la paléobiodiversité, dans le Bassin congolais, semble bien être une empreinte faunique de la manifestation "d'upwelling" développant un minimum d'oxygène au fond marin, dans les zones peu profondes, où ont lieu les résurgences marines (cf. fig. 89).

Dès lors, les relations entre les variables environnementales et les espèces benthiques, évaluées à partir de l'approche canonique de l'analyse des correspondances, révèlent des préférences paléoécologiques des foraminifères benthiques identifiés. Le tableau n° 40 résume lesdites préférences des espèces du Coniacien au Maastrichtien.

D'une manière générale, du Coniacien au Maastrichtien inférieur, en partant des environnements peu profonds (déficients en oxygène) aux environnements profonds (oxygénés) s'étalent les niches à:

- *Gabonita* dominée par *G. elongata* *G. multituberculata* et *G. spinosa* (formes bisériées) ;

- *Gavelinella*: *G. gr. dakotensis* (forme très peu trochospiralée, comprimée, très poreuse), *Gavelinella* sp. 2 et *Gavelinella* sp. G (formes légèrement trochospiralées, comprimées) ;

- *Neobulimina subregularis* (forme plus longue que large, trisériée au début puis bisériée dans la partie terminale) ;

- *Praebulimina*: *P. prolixa longa* (forme trisériée allongée 2 à 4 fois plus longue que large), *P. exigua robusta* (forme trisériée allongée 1 à 2 fois plus longue que large augmentant régulièrement en largeur jusqu'à la dernière loge) et *Praebulimina fang* (forme trisériée, de

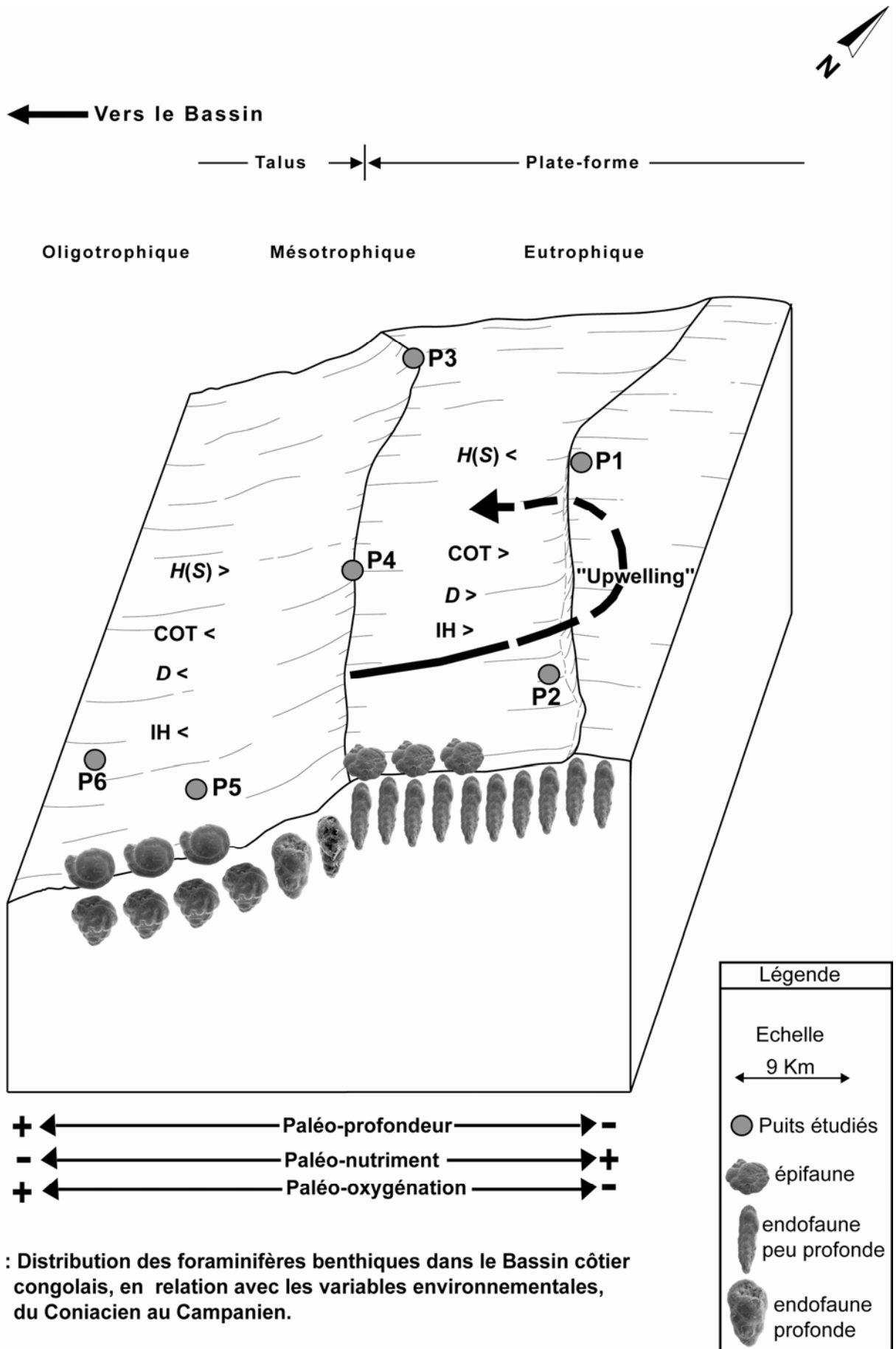


Fig. 89 : Distribution des foraminifères benthiques dans le Bassin côtier congolais, en relation avec les variables environnementales, du Coniacien au Campanien.

taille moyenne, s'élargissant fortement depuis la partie initiale jusqu'à la dernière loge, souvent presque aussi large que longue) ;

- *Buliminella quadrilobata* (forme quadrisériée, subpyramidale, la proportion longueur/largeur est souvent voisine de 1) ;

- *Conorotalites michelinianus* (forme trochospiralée, planoconvexe) ;

- *Gyroidinoides* (*G. gr. nitidus* et *G. subangulatus*, formes trochospiralées biconvexes).

Cette distribution bathymétrique illustre une évolution structurale et morphologique de ces foraminifères benthiques avec la variation du taux d'oxygène dissous, comme déjà observée par les auteurs : Phleger et Soutar (1973) ; Bernhard (1986) ; Perez-Cruz et Machain-Castillo (1990) ; Koutsoukos *et al.* (1990) ; Kaiho (1991).

Dans la dynamique des peuplements benthiques, le long d'un gradient bathymétrique, du Coniacien au Maastrichtien inférieur, le **paramètre stressant, limitant, paraît être la teneur en oxygène dissous.**

Ce paramètre, dans le contexte étudié, croît avec la paléoprondeur (c'est pourquoi la diversité faunique croît aussi avec la paléoprondeur). Il décroît en domaine peu profond, comme décroît aussi la diversité faunique. Les microfaunes présentes dans ces différents domaines sont des formes adaptées, et donc indicatrices des conditions environnementales.

Nous observons que lorsque les conditions environnementales deviennent extrêmement sévères (fortement dysoxiques-anoxiques, car IH très élevé) par suite d'une très forte exportation de la MO (très riches en COT), en domaine "peu profond", les *Gabonita elongata*, *G. multituberculata*, *G. spinosa*, *G. distorta*, *G. lata* et *Gavelinella gr. dakotensis* deviennent les seules espèces résistantes. Sous ces conditions, *Gabonita elongata* et *Gavelinella gr. dakotensis* adoptent un style de vie opportuniste. Tandis que *Neobulimina subregularis* et *Praebulimina prolixa longa* se déplacent vers les profondeurs "intermédiaires", où l'intensité de la dysoxie serait moyenne (cf. fig. 89). Alors que d'autres endofaunes colonisent les milieux relativement profonds, moins dysoxiques-oxiques.

Ce sont :

- les endofaunes profondes : *Praebulimina exigua robusta*, *P. crassa*, *P. fang*, *P. bantu*, *Buliminella quadrilobata*, *B. brevispira* et *B. colonensis* ;

- les endofaunes peu profondes : *Praevigierina gabonica altispira*, *Siphogeneroides dentata*, *Siphogeneroides clavata*.

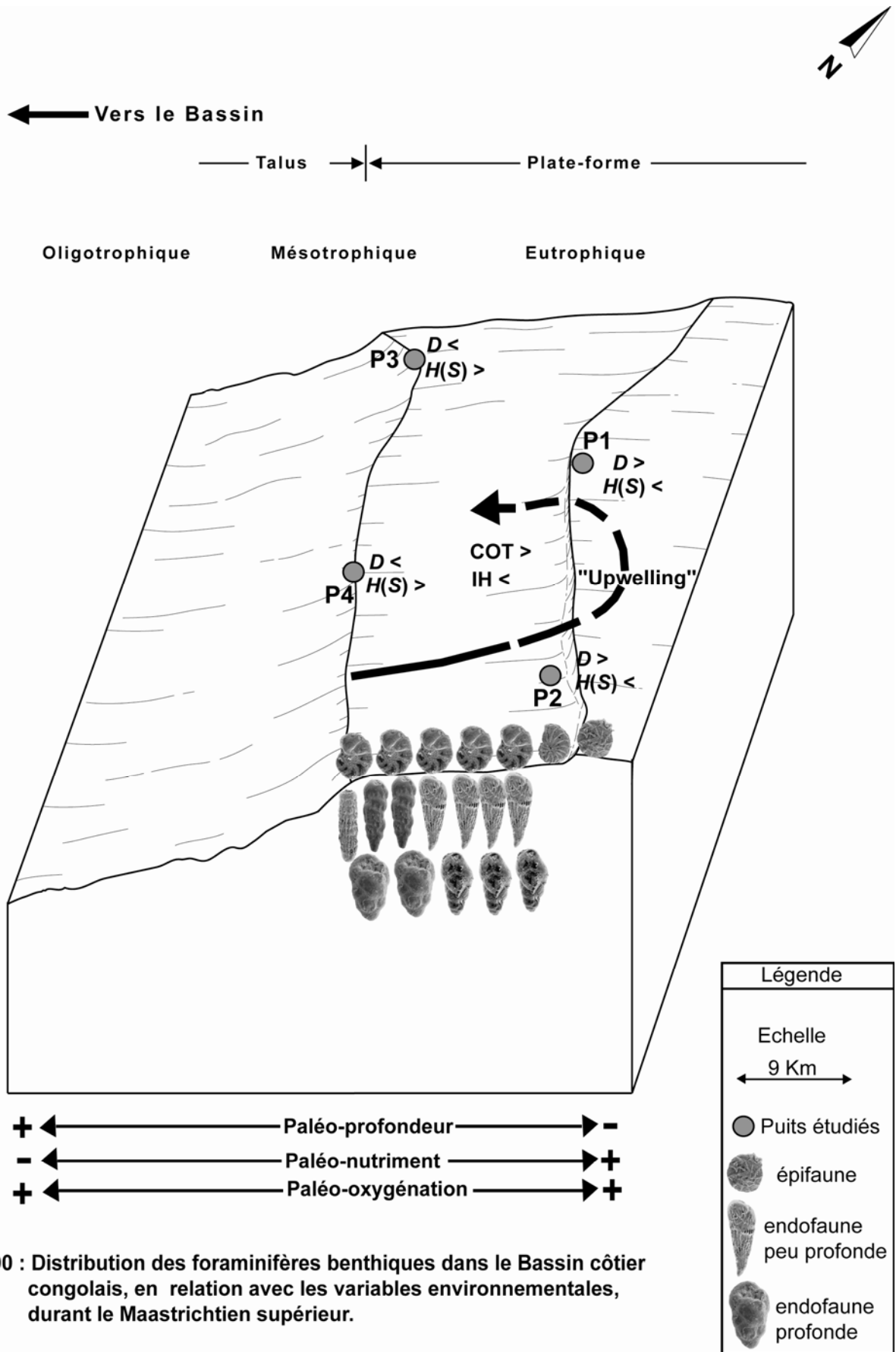


Fig. 90 : Distribution des foraminifères benthiques dans le Bassin côtier congolais, en relation avec les variables environnementales, durant le Maastrichtien supérieur.

IX.2. La microfaune benthique et la cellule "d'upwelling" sans minimum d'oxygène au fond marin du Maastrichtien supérieur

Durant le Maastrichtien supérieur (séquences Ma3-Ma4), la teneur en oxygène dissous ne constitue plus le paramètre stressant pour la microfaune benthique du fait de son abondance dans l'environnement benthique. Ni même le nutriment, lequel y abonde aussi.

C'est la raison pour laquelle, la signification statistique de l'effet de chaque variable environnementale testée, à partir des tests de permutation de Monte Carlo, a révélé que deux variables (COT et IH) ne sont pas liées aux données d'espèces.

Aux conditions écologiques désormais favorables, au Maastrichtien supérieur, s'observe une migration des espèces (*Praebulimina prolixa longa*, *P. exigua robusta*, *P. fang*, *Siphogeneroides dentata*, *S. clavata*, *S. cretacea*, *Neobulimina subregularis*), naguère cantonnées en domaine de talus, vers les domaines intermédiaire et de plate-forme (cf. fig. n°90).

Mais leur migration n'atteint pas les très faibles profondeurs (littoral), où il est encore constaté des faibles diversités et fortes dominances fauniques. Les espèces qui y dominent sont les épifaunes : *Eponides* gr. *pseudoelevatus* et *Lenticulina spissocostata*. La première citée y adopte, d'ailleurs, un style de vie opportuniste. Le contrôle paléobathymétrique, dans ce cas, serait sans doute lié au fait que, le milieu littoral est hydrodynamiquement instable (milieu de haute énergie). Et que seuls les organismes adaptés peuvent y survivre. Les ornements assez prononcés de ces épifaunes peuvent suggérer un signal adaptatif.

X. Conclusion

Les analyses détendancées des correspondances, faites sur les espèces sélectionnées, ont permis de définir deux groupes ou associations fauniques à chaque intervalle de temps étudié. Ces groupes traduisent différentes conditions paléoécologiques.

L'analyse canonique des correspondances montre que :

- du Coniacien au Maastrichtien inférieur, le paramètre limitant la distribution des espèces benthiques semble être la teneur en oxygène dissous. En réalité, les variations des diversités fauniques observées, liées à la paléoprofondeur, apparaissent être une conséquence de la co-variation des facteurs associés à « l'upwelling » dont le COT et l'IH (oxygène dissous). Une évolution structurale et morphologique de ces foraminifères benthiques, sous l'effet de la

variation de la teneur en oxygène dissous, est observée. Cette observation joint celle déjà faite par les auteurs : Phleger et Soutar (1973) ; Bernhard (1986) ; Perez-Cruz et Machain-Castillo (1990) ; Koutsoukos *et al.* (1990) ; Kaiho (1991).

- les *Gabonita elongata*, *G. multituberculata*, *G. spinosa*, *G. distorta*, *G. lata* et *Gavelinella* gr. *dakotensis* sont les seules espèces résistantes aux très fortes réductions de la teneur en oxygène dissous. Leurs préférences des milieux à MO riche en IH, ainsi à potentiel pétrolier (S2) très élevé, fait d'elles les indicatrices des environnements de roche mère d'excellente qualité pétrolière.

- au Maastrichtien supérieur (séquences Ma3-Ma4), les paramètres COT et IH ne sont plus liés aux données d'espèces. Cela résulte de l'installation dans l'environnement benthique, des conditions écologiques normales, non stressantes, pour les microfaunes benthiques. Leur distribution n'étant plus limitée par les paramètres susmentionnés, certaines espèces (*Praebulimina prolixa longa*, *P. exigua robusta*, *P. fang*, *Siphogeneroides dentata*, *S. clavata*, *S. cretacea*, *Neobulimina subregularis*) envahissent les domaines peu profonds, jadis stressants. Quoique le domaine littoral ne soit vraiment propice qu'à *Eponides* gr. *pseudoelevatus* et *Lenticulina spissocostata*. Par leurs fortes ornements, il est probable que ces deux espèces se soient adaptées aux conditions particulières de l'environnement littoral tel que le fort hydrodynamisme. D'autres paramètres comme la salinité (non évaluée) peut être aussi évoquée.

La comparaison entre les préférences écologiques de la microfaune benthique identifiée dans le Bassin côtier congolais, du Coniacien au Maastrichtien inférieur, et celles des foraminifères benthiques récents, identifiés dans l'Adriatique par Jorissen *et al.* (1995), suivant un même transect et des conditions océanographiques similaires, montre quelques différences.

En effet dans le modèle TROX (Trophique-Oxygène) de Jorissen *et al.* (1995), les morphotypes semblables aux *Buliminellidae* (*Buliminella*), et *Turrilinidae* (*Neobulimina*, *Praebulimina*), endofaunes profondes, considérées plus prédisposées aux environnements faibles en oxygène dissous et, capables de résister aux conditions anoxiques, car vivant plus en profondeur dans le sédiment, seraient les plus résistantes aux faibles réductions d'oxygène, par rapport aux *Bolivinidae*. Par contre dans le Bassin côtier congolais, ce sont

les endofaunes peu profondes : les *Bolivinidae* (*Gabonita*) et les épifaunes : *Gavelinellidae* (*Gavelinella*) qui se révèlent les plus résistantes.

Ces différences font remarquer l'insuffisance de l'application absolue du principe d'actualisme dans les formations très anciennes, quand les préférences paléoécologiques des espèces anciennes ne sont pas bien connues.

Chapitre II : EVOLUTION DES PALEOMILIEUX DEFICIENTS EN OXYGENE DANS LE BASSIN COTIER CONGOLAIS DU TURONIEN SUPERIEUR AU MAASTRICHTIEN

Deux phénomènes paléocéanographiques particuliers ont été suggérés, dans le Bassin côtier congolais, partant de l'étude géochimique de la matière organique (cf. chapitre V, deuxième partie) :

- un phénomène "d'upwelling", au Turonien supérieur - Campanien, qui aurait développé un minimum d'oxygène dans l'environnement benthique, en domaine de plate-forme et intermédiaire (puits n°1 et 4) ; le domaine de talus (puits n°5 et 6), en revanche, serait caractérisé par des conditions oxygénées, avec une intense activité oxydante.

- un phénomène "d'upwelling" au Maastrichtien, lequel n'aurait pas développé une zone de minimum d'oxygène, aussi bien en domaine peu profond qu'en domaine profond. L'environnement benthique serait oxygéné, malgré les conditions eutrophiques.

Ces observations géochimiques sont confirmées par les données micropaléontologiques. Plus précisément, l'analyse statistique des préférences paléoécologiques des foraminifères benthiques des six sondages (cf. chapitre I, troisième partie) montre que dans l'intervalle Coniacien-Maastrichtien inférieur, les milieux de faible bathymétrie, eutrophiques et dysoxiques-anoxiques, se singularisent par de faibles diversités et de très fortes dominances fauniques. Alors que les milieux de forte bathymétrie, mésotrophiques-oligotrophiques et oxygénés, se distinguent par de fortes diversités et de faibles dominances fauniques. Une telle répartition de la paléobiodiversité, dans ce bassin, est interprétée comme une réponse faunique au phénomène "d'upwelling" développant un minimum d'oxygène au fond marin, dans les zones peu profondes, où ont lieu les résurgences marines (cf. fig. 89).

Au Maastrichtien, s'observe une migration de certaines espèces, naguère cantonnées en domaine de talus, vers les domaines intermédiaire et de plate-forme (cf. fig. 90), du fait de la disparition des conditions écologiques stressantes (déficientes en oxygène).

Aussi, il a été suggéré (cf. chapitre V, deuxième partie) que la présence de la barrière orographique mayombienne conserverait la direction des vents à l'identique, de telle sorte que le fonctionnement de la cellule "d'upwelling" serait quasiment constant durant le temps considéré. Seule l'intensité des vents pourrait, cependant, avoir changé et joué sur l'intensité de "l'upwelling". La variabilité verticale des teneurs du COT, observée sur la plate-forme congolaise, a été supposée (cf. chapitre V, deuxième partie) être l'expression de changements de l'intensité "d'upwelling".

Si l'intensité "d'upwelling" change au gré des variations de l'intensité des vents, est-il possible d'identifier des périodes dysoxiques d'intensités différentes en domaine peu profond, comme réponse au change de l'intensité des vents ?

Pour tenter de répondre à la question ci-dessus posée, trois puits ont été choisis :

- un puits en domaine de plate-forme Nord (puits n°1),
- un puits en domaine de plate-forme Sud (puits n°2),
- et un puits en domaine intermédiaire puits (puits n°3).

Les paramètres retenus sont : l'abondance et la distribution verticale des taxons de foraminifères benthiques d'intérêt paléoécologique (mises en évidence dans le chapitre I, troisième partie), des taxons de foraminifères planctoniques, mais aussi des radiolaires et des ostracodes , les données géochimiques, lithologiques et paléobathymétriques.

I. Evolution de la déficience en oxygène dans le puits n°1

La compilation des données de la figure 91 permet de reconstituer et de nuancer, les conditions d'oxygénation prévalant lors de la sédimentation des marnes de Madingo inférieures, en domaine de plate-forme.

Durant le Turonien supérieur, l'unité lithologique C (partie inférieure de la séquence Tu3), constituée d'un niveau calcaire silteux gris (contenant des débris de gastéropodes, des ostracodes et des radiolaires), lequel est surmonté d'un niveau de siltite argilo-carbonatée gris (renfermant plusieurs ostracodes, des dents de poissons et des radiolaires), a été mise en place dans un environnement de dépôt littoral (cf. fig. 91). Les teneurs en COT n'y dépassent pas les 2%, et les valeurs des IH sont inférieures à 500 mg de HC /g de COT.

La présence des sédiments détritiques, celle des organismes métazoaires (gastéropodes et ostracodes) ainsi que la faible aliphaticité de la matière organique évoquent des conditions bien ventilées (oxygénées), d'ailleurs typiques de l'environnement littoral identifié.

L'unité lithologique D surincombante (partie supérieure de la séquence Tu3 – séquence Ma4), formée des marnes laminées, à intercalations de calcaires argileux (cf. fig. 91) est caractérisée par une richesse en matière organique d'origine marine (COT atteignant ~14%). Les eaux marines de surface sont riches en radiolaires et en foraminifères planctoniques.

Page réservée pour la figure n°91 (FORMAT A3)

Le genre opportuniste : *Heterohelix* est le plus régulièrement distribué dans la colonne d'eau supérieure, du Coniacien au Maastrichtien.

Des valeurs élevées des composés hydrocarbonés (IH atteignant ~600mg de HC/g de COT), il apparaît que la grande partie de cette unité s'est déposée sous conditions déficientes en oxygène.

En se fondant sur les préférences paléoécologiques des foraminifères benthiques mises en évidence dans le chapitre I (troisième partie), il est possible de distinguer trois différents niveaux de dysoxie : la dysoxie sévère, la dysoxie modérée et la dysoxie faible.

- **La dysoxie sévère** est caractérisée, dans les faciès marneux laminés, par la prédominance presque exclusive des espèces opportunistes indicatrices des conditions eutrophiques et de sévère dysoxie que sont les *Gabonita* (*G. elongata*, *G. multituberculata*, *G. distrorta*, *G. parva*) et les *Gavelinella* (*G. dakotensis* et *G. sp. G*) (cf. chapitre I, troisième partie).

- **La dysoxie modérée** est définie par la présence, aux côtés des *Gabonita* et *Gavelinella* susmentionnés, de *Praebulimina prolixa longa* et de *Neobulimina subregularis*, lesquelles ne tolèrent pas les conditions les plus extrêmes. Quelques *Praebulimina exigua robusta* et *P. fang* peuvent y être trouvées.

- Etant donné que *Praebulimina exigua robusta* et *P. fang* ont un faible seuil de tolérance aux fortes réductions de l'oxygène dissous que *Praebulimina prolixa longa* et *Neobulimina subregularis* (cf. chapitre I, troisième partie), leur présence en forte quantité (aux côtés des espèces de *Gabonita* et *Gavelinella* déjà évoquées, ainsi que de *Praebulimina prolixa longa* et *Neobulimina subregularis*) peut être utilisée pour caractériser la **dysoxie faible**, et distinguer celle-ci de la dysoxie modérée.

Remarque : l'association maastrichtienne, dominée par *Praebulimina fang*, *P. exigua robusta*, *Gabonita globosa*, *Orthokarstenia levis*, *Eponides* gr. *pseudoelevatus*, *Praebulimina prolixa longa*, *Siphogeneroides dentata*, *S. clavata*, *Neobulimina subregularis*, *Afrolivina afra* et *Lenticulina spissocostata*, s'est révélée être caractéristique des conditions écologiques stables, oxygénées et eutrophiques (cf. chapitre I, troisième partie).

Ces quatre différents assemblages sont nommés ici, respectivement assemblages 1, 2, 3 et 4.

En appliquant ces critères, des périodes dysoxiques d'intensités différentes sont identifiées dans le puits n°1 :

I.1 Les périodes de dysoxie sévère

Deux périodes sont distinguées :

- la première dysoxie sévère se manifeste durant le Coniacien (séquence Co1 jusqu'à la base de la séquence Co2), dans un environnement néritique externe moyen (fig. 91) ;
- la deuxième est située dans l'intervalle allant de la séquence Ca1 jusqu'à la partie inférieure de la séquence Ca4 (Campanien inférieur). L'environnement de dépôt passe du néritique externe supérieur au néritique externe moyen.

I.2 Les périodes de dysoxie modérée

- La première est située dans la partie supérieure de la séquence Tu3 (Turonien supérieur), dans un environnement néritique externe supérieur.
- La deuxième est dans la partie supérieure de la séquence Co2 et la partie inférieure de la séquence Sa1 (Coniacien supérieur- Santonien inférieur), dans un environnement néritique externe inférieur.
- La troisième est dans la séquence Ca5 (Campanien), dans un environnement passant du néritique externe supérieur au néritique interne.

I.3 Les périodes de dysoxie faible

- La première est située dans la partie inférieure de la séquence Co1 (Coniacien), dans un environnement néritique interne.
- La deuxième est dans la partie inférieure de la séquence Co2 (Coniacien), dans un environnement néritique externe moyen-néritique externe supérieur.
- La troisième est localisée dans la séquence Sa1 (Santonien supérieur), dans un environnement néritique moyen.
- La quatrième se trouve dans la partie supérieure de la séquence Ca4 à la partie inférieure de la séquence Ca5 (Campanien), dans un environnement néritique moyen.

- La cinquième est identifiée dans l'intervalle allant de la partie inférieure de la séquence Ca6 à la séquence Ca9 (Campanien). L'environnement de dépôt oscille entre le néritique moyen et le néritique interne.

II Evolution de la déficience en oxygène dans le puits n°2

L'application des mêmes critères retenus dans le puits n°1 autorise -à reconnaître une période d'extrême réduction de l'oxygène dissous, une période modérément dysoxique et deux périodes faiblement dysoxiques dans la succession Turonien supérieur-Maastrichtien (cf. fig. 92).

II .1 La période de dysoxie sévère

Elle débute dans la partie supérieure de la séquence de dépôt Ca1 et se termine dans la partie inférieure de la séquence Ca4 (Campanien inférieur). Cette période est caractérisée par des valeurs très élevées du COT pouvant atteindre 25%, et des IH de l'ordre ~700mg/g. Les sédiments sont des marnes laminées. Les foraminifères benthiques sont presque exclusivement composés des *Gabonita* dont les plus abondantes sont : *Gabonita elongata* et *G. multituberculata*. L'environnement de dépôt est néritique externe moyen. Tandis que les masses d'eaux pélagiques sont bien oxygénées, car riches et variées en foraminifères planctoniques finissant leur cycle de vie dans les eaux peu profondes (*Hedbergella*) et profondes (*Globotruncana* et *Contusotruncana*).

II.2 Les périodes de dysoxie modérée

- - La première est identifiée dans la partie supérieure de la séquence Sa1 jusque dans la séquence Sa2 (Santonien supérieur), dans un environnement de dépôt néritique externe moyen-néritique externe inférieur. L'assemblage benthique est dominé par les *Gabonita* (dont les plus abondantes sont : *G. elongata* et *G. multituberculata*) lesquelles sont associées à quelques *Gavelinella* sp.2 et *Praebulimina prolixa longa*.

- - La deuxième période de dysoxie modérée est localisée dans les séquences Ca5-Ca7 (Campanien supérieur). Cette dysoxie a lieu dans des environnements : néritique externe supérieur (pour les séquences Ca5 et Ca7) ; et néritique interne (pour la séquence Ca6). L'intervalle contient un assemblage dominé essentiellement par des foraminifères benthiques appartenant au genre *Gabonita* (*G. elongata*, *G. multituberculata*, *G. distorta*

irregularis et *G. lata*) aux quels s'associent quelques *Praebulimina* : *P. proluxa longa* (~5%), *P. exigua robusta* (~2%), *P. fang* (<1%) et *Neobulimina subregularis* (~2%). Les eaux superficielles quant à elles, riches et variées en foraminifères planctoniques sont bien oxygénées.

Page réservée pour la figure n°92 (FORMAT A3

II. 3 La période de dysoxie faible

Elle est localisée dans les séquences Ca8 – Ca9 (Campanien terminal) où l'environnement de dépôt passe du néritique moyen au néritique externe supérieur. Tandis que les eaux de surface demeurent oxygénées, car riches et variées en morphotypes de foraminifères planctoniques d'eaux peu profondes et d'eaux profondes. La productivité primaire reste néanmoins importante, comme l'indique l'abondance des *Heterohelix* et les valeurs du COT (entre 4 et 6 %).

Par ailleurs, du Turonien supérieur au Santonien (partie inférieure de la séquence Sa1), la présence des siltites quelquefois brun-noirâtres intercalées d'argilites silteuses (formant les unités lithologiques A et C), apportées par des paléocourants marins de direction Sud /Nord parallèle à la côte (cf. chapitre I, deuxième partie), traduit une ventilation des masses d'eaux profondes. L'abondance des *Heterohelix* et des Radiolaires, d'une part, les valeurs du COT (entre 1 et 6 %), d'autre part, prouvent que la productivité des eaux de surface y est toutefois importante.

III. Evolution de la déficience en oxygène dans le puits n°3

La figure n°93 montre une succession lithologique marneuse laminée, à intercalations de siltites argilo-carbonatée et de calcaires argileux ou argilo-silteux. Elle est caractérisée par une richesse en matière organique (COT atteignant les 13%). Les valeurs des composés hydrocarbonés sont élevées. Elles semblent souligner, que la série a été mise en place sous conditions déficientes en oxygène au fond marin. En couplant les indications géochimiques susmentionnées avec les critères micropaléontologiques définissant les types de dysoxies (évoqués dans le puits n°1), on peut distinguer : une période de dysoxie sévère, deux périodes de dysoxie modérée, quatre périodes de dysoxie faible et des phases relativement oxygénées.

III .1 La période de dysoxie sévère

Cette phase dysoxique est datée du Coniacien supérieur (partie supérieure de la séquence Co1 jusqu'à la partie inférieure de la séquence Co2). Elle a lieu dans un environnement de dépôt bathyal supérieur-néritique externe inférieur (fig. 93). Elle se caractérise par une association benthique à *Gabonita* (dominée par *G. elongata* et *G. parva*) et *Gavelinella* sp2. Dans le domaine pélagique, en revanche, la surabondance des morphotypes carénés (*Marginotruncana* et *Dicarinella*), la fréquence des *Heterohelix*, des *Whiteinella*, des

Hedbergella et des Radiolaires suggèrent les masses d'eaux de surface bien oxygénées et eutrophiques.

III .2 Les périodes de dysoxie modérée

- - La première est d'âge turonien supérieur (séquence Tu2). Cette dysoxie a lieu dans un environnement de dépôt bathyal supérieur. Elle se distingue par une faune benthique dominée par les *Gavelinella* (*G. gr. dakotensis* et *G. sp2*) associés à *Neobulimina subregularis* (4%) et *Praebulimina exigua robusta* (< 12%).

- - La deuxième d'une durée plus grande (Campanien inférieur - Campanien supérieur, séquences Ca1-Ca8), se manifeste dans un environnement de dépôt passant du néritique externe inférieur au néritique externe supérieur. Au niveau géochimique, dans cet intervalle, la corrélation entre l'IH et le COT est très faible (cf. fig. 74 ; chapitre V, deuxième partie). L'assemblage benthique caractéristique est à *Gabonita* (*G. multituberculata*, *G. spinosa*, *G. distorta* et *G. elongata*) auxquels sont associés : *Praebulimina prolixa longa* (< 11%), *P. exigua robusta* (< 10%), *Neobulimina subregularis* (< 5%) et *Praebulimina fang* (< 4%).

Les morphotypes des foraminifères planctoniques présents sont ceux colonisant différents habitats du domaine pélagique. Cela indique des conditions bien oxygénées dans les eaux de surface.

III .3 Les périodes de dysoxie faible

D'un point de vue géochimique, le caractère commun des ces intervalles de faible dysoxie est la présence des sédiments marneux dont les teneurs en COT atteignent les 6%, pour un HI moyen de 500 mg HC/g de COT. En tenant compte du paléomilieu où à lieu la dysoxie, on peut distinguer :

- les périodes de dysoxie faible du Turonien, du Coniacien et du Santonien, en milieu néritique externe inférieur.

- les périodes de dysoxie faible du Campanien terminal-Maastrichtien inférieur, en milieu néritique externe supérieur-néritique externe moyen.

Page réservée pour la figure n°93 (FORMAT A3)

III.3.1 Les périodes de dysoxie faible du Turonien, du Coniacien et du Santonien

Ces intervalles ont la particularité de contenir plusieurs individus appartenant à une espèce de métazoaire : l'ostracode *Reticulocosta vitiliginosa*. La microfaune à foraminifères benthiques est caractérisée :

- au Turonien supérieur par une association à *Gavelinella* sp2 (espèce dominante), *Gavelinella* gr. *dakotensis* et *Gabonita levis* ;
- au Turonien terminal-Coniacien inférieur, par l'assemblage dominé par les *Praebulimina* dont : *Praebulimina exigua robusta* ($\leq 62\%$) ; *P. prolixa longa* ($\leq 18\%$) ; *P. fang* ($\leq 10\%$) ; *P. bantu* ($\leq 8\%$), et contenant aussi *Neobulimina subregularis* ($\leq 18\%$) ; *Gavelinella* sp2 ($\leq 15\%$), *Gabonita parva* ($\leq 10\%$) ; *G. multituberculata*, ($\leq 5\%$), *G. elongata* ($\leq 8\%$) ;
- au Santonien basal (partie supérieure de la séquence Co2), par une association dominée par les *Praebulimina* : *Praebulimina exigua robusta* ($\leq 40\%$), *P. fang* ($\leq 12\%$) ; *Praebulimina prolixa longa* ($\leq 2\%$) ; auxquels s'ajoutent *Neobulimina subregularis* ($\leq 8\%$) ; *Gavelinella* sp2 ($\leq 10\%$), *Gabonita multituberculata* ($\leq 11\%$), *Gabonita parva* ($\leq 5\%$) et *Gabonita distorta* ($\leq 12\%$).

Etant donné que *Praebulimina exigua robusta* et *P. fang* ont un faible seuil de tolérance aux fortes réductions de l'oxygène dissous comparée à *Praebulimina prolixa longa* et à *Neobulimina subregularis* (cf. chapitre I, troisième partie), leur prédominance dans une association renfermant aussi des espèces de *Gabonita* et *Gavelinella* résistant aux sévères dysoxies est utilisée pour caractériser la dysoxie faible, telle que définie dans le puits n°1. Les valeurs modérées de l'IH corroborent une telle hypothèse.

Par ailleurs, la présence des ostracodes, organismes métazoaires dont le besoin en oxygène dissous est grand, semble cependant évoquer une certaine oxygénation des masses d'eaux profondes. Toutefois, la faune à ostracode identifiée est monospécifique. On peut supposer que cela révèle des conditions environnementales stressantes pour cette mésofaune et que seule l'espèce *Reticulocosta vitiliginosa* tolérerait la faible dysoxie.

III.3.2 La période de dysoxie faible du Campanien terminal-Maastrichtien inférieur

Cette faible dysoxie est localisée dans les séquences Ca9-Ma1, dans un environnement de dépôt néritique externe supérieur-néritique externe moyen. Tandis que l'assemblage benthique bien qu'à *Gabonita* (dominé par *Gabonita multituberculata* et *G. spinosa*), renferme des espèces à faible seuil de tolérance aux fortes réductions de l'oxygène dissous dont *Afrobovina afra*, *Prebulimina prolixa longa*, *Praebulimina exigua robusta*, *P. fang*, *P. bantu*, *Neobulimina subregularis*, *Siphogeneroides dentata* et *S. cretacea*. Les eaux de surface demeurent riches en foraminifères planctoniques aussi bien carénés que globuleux avec une proportion importante des *Heterohelix*. Ces données fauniques confortent l'hypothèse des masses d'eaux de surface, eutrophiques et bien oxygénées durant cette période.

III.3.3 Les intervalles relativement oxygénés

Ils sont identifiés :

- **au Santonien (séquence Sa1)**

Dans cet intervalle les sédiments sont des siltites argilo-carbonatées et des marnes silteuses (non laminées). Leurs teneurs en COT varient entre 0,2 et 0,7%. Le pourcentage de la microfaune planctonique, opportuniste et indicatrice de la productivité des eaux de surface (*Heterohelix*) est < 1%. Ces données géochimiques et micropaléontologiques indiquent une période de faible productivité des eaux de surface, par conséquent, une faible demande en oxygène dissous dans l'environnement benthique. Cette indication associée à l'existence de siltites ou à l'influence silteuse suggère des conditions oxygénées.

- **au Maastrichtien supérieur (séquences Ma2-Ma4)**

Les sédiments sont des siltites, des marnes dont certaines silteuses non laminées et, les calcaires argileux. Leur teneur en COT ne dépasse pas les 5%. Et la valeur de l'IH oscille entre 450 et 500mg HC/g COT. L'environnement de dépôt passe progressivement de la séquence Ma2 à la séquence Ma4, du néritique externe supérieur au littoral.

La microfaune benthique est caractérisé par l'association de : *Praebulimina fang*, *P. exigua robusta*, *Gabonita globosa*, *Orthokarstenia levis*, *Eponides gr. pseudoelevatus*, *Praebulimina prolixa longa*, *Siphogeneroides dentata*, *S. clavata*, *Neobulimina subregularis*,

Afrobolivina afra et *Lenticulina spissocostata*. Quelques individus d'ostracodes (*Buntonia cretacea*) y sont reconnus.

Il a été révélé (cf. chapitre I, troisième partie) qu'un tel assemblage benthique caractérisait les conditions écologiques stables (oxygénées et eutrophiques). Les données sédimentologiques (présence de siltites) confortent l'idée d'une ventilation des masses d'eaux profondes. Tandis que d'importants phénomènes d'épigénisation des foraminifères benthiques par la silice et/ ou les phosphates observés dans cette section, la présence des rares radiolaires, la fréquence des *Heterohelix* et les teneurs élevées du COT (> 3%) illustrent vraisemblablement une paléoproduktivité primaire élevée.

IV. Synthèse: lien des événements dysoxiques identifiés dans le Bassin côtier congolais avec les événements océaniques plus généraux et les phénomènes paléoclimatiques globaux.

Les résultats provenant des trois puits analysés, révèlent l'existence des événements dysoxiques d'intensités variables, sur le fond marin, dans les environnements allant du néritique interne au bathyal supérieur, durant le Turonien supérieur - Maastrichtien inférieur. Deux épisodes d'appauvrissement majeur des eaux de fond en oxygène sont mis en évidence : au Coniacien et au Campanien inférieur. Les tableaux 40 à 42 récapitulent les distributions temporelles de chaque type de dysoxie identifiée et les paléomilieus associés.

Par ailleurs, l'étude met en évidence une forte corrélation entre les variations du COT et celles de l'intensité de la dysoxie (cf. fig. 94). Elle semble faire apparaître un lien étroit entre les variations de l'intensité de la dysoxie du fond marin et les variations de l'intensité des vents (liées aux variations dans la circulation atmosphérique générale ou régionale). Ces dernières sont à l'origine des variations de l'intensité de "l'upwelling" et donc de celles de teneurs en matière organique qui stimulent la désoxygénation du fond marin.

Les événements dysoxiques identifiés dans le Bassin congolais peuvent-ils être reliés aux événements océaniques anoxiques globaux ?

La question de l'existence dans la partie moyenne du Crétacé, de conditions environnementales particulières, à l'origine d'une accumulation exceptionnelle de sédiments océaniques riches en matière organique, a conduit à l'introduction du concept d'événements anoxiques océaniques (OAE) par Schlanger et Jenkyns (1976). Ces auteurs ont défini deux

épisodes majeurs d'appauvrissement des eaux de fond en oxygène auxquels ce concept s'appliquerait. Le premier, qualifié de l'OAE1, irait du Barrémien à l'Aptien et le second, ou OAE2 coïnciderait avec la limite Cénomanién-Turonien. Plus tard un troisième épisode d'âge coniacien-santonien a été encore proposé (Arthur et Schlanger, 1979 ; Jenkyns, 1980). Mais celui-ci est tombé en désuétude.

Ainsi d'après cette classification, les épisodes sévèrement dysoxique du Coniacien et du Campanien inférieur observés dans le Bassin congolais sont postérieurs aux événements anoxiques océaniques globaux.

Toutefois comme au Congo, les dépôts anoxiques d'âge sénonien inférieur ont été repérés sur des surfaces limitées dans les alpes méridionales, en Afrique du Nord, en Amérique du Nord (Santonien du Western Interior Basin), en Israël (*in de Graciansky et al.*, 1986).

En Amérique du sud, des sédiments d'âge coniacien-maastrichtien (La Luna Formation) sont connues sous formes de couches riches en MO au Vénézuéla (Davis *et al.*; 1999; Erlich *et al.*, 1999). Le long des côtes ouest africaines, il existe du sud vers le nord un enchaînement des roches riches en matière organique dans l'intervalle Turonien-Maastrichtien : en Namibie (Bray *et al.*, 1998), en Angola (Burwood, 1998), au Gabon (Katz *et al.*, 1996), au Cameroun, (Batupe *et al.*, 1995), au Nigeria, en Côte d'Ivoire et au Sénégal (Holbourn *et al.*, 1999).

Les événements dysoxiques identifiés dans le Bassin congolais peuvent-ils être reliés aux phénomènes paléoclimatiques globaux ?

La particularité climatique globale de la partie moyenne du Crétacé a souvent été évoquée comme un des principaux facteurs responsables de l'OAE2 (Fisher et Arthur, 1977, Hedberg et Fisher, 1986). En est-il de même du Crétacé supérieur pour les **événements dysoxiques** du Coniacien et du Campanien inférieur ?

Les températures moyennes au Crétacé supérieur étaient certes plus élevées que les températures actuelles (Frakes, 1979). Les gradients latitudinaux étaient alors aussi sensiblement moindres qu'ils ne le sont actuellement. Mais cette faiblesse des gradients thermiques latitudinaux, au Crétacé supérieur, ne favoriserait plus une circulation océanique générale lente, voire stagnante, favorable à la préservation de la MO, comme à la limite Cénomanién-Turonien. Le contexte global au Sénonien (modulé par la nouvelle configuration des continents et océans due à la tectonique des plaques), est plutôt à la circulation océanique profonde nette dans l'Atlantique (Galisson, 1987). En outre, si les

températures globales élevées, dans la partie moyenne du Crétacé, favorisent l'existence d'eaux océaniques plus chaudes, et appauvries en oxygène par rapport aux eaux froides ; les données géochimiques montrent que, dès le Santonien, les températures de surface de la mer aux hautes latitudes reflètent une tendance au refroidissement (Ditchfield *et al.* 1994; Huber *et al.*, 1995; Dingle et Lavelle, 1998). Les températures de surface marine plus froides étaient alors accompagnées d'un gradient thermique Océan-Terre plus grand (Kruijs et Barron, 1990; Barron *et al.*, 1995; Bush et Philander, 1997; Mikolajewcz et Crowley, 1997).

On notera alors que, contrairement aux événements anoxiques de la partie moyenne du Crétacé, où la particularité climatique globale a été évoquée comme un des principaux facteurs responsables, les événements anoxiques du Crétacé supérieur (Sénonien) résultent des conditions climatiques singulières.

Par exemple, dans le cas du Bassin congolais (situé plus proche de la ceinture climatique aride et loin de la ceinture équatoriale de l'époque sénonienne, cf. fig. 11), les températures de surface marine plus froides accompagnées d'un gradient thermique Océan-Terre plus grand créent des régimes de vents (régionaux ?) favorables au phénomène "d'upwelling" côtier. Ce phénomène stimule la productivité primaire, responsable des accumulations importantes de matière organique sur le fond marin (lesquelles provoquent la désoxygénation).

Par contre, dans le Bassin de Côte d'Ivoire - Ghana (situé plus proche de la ceinture climatique équatoriale, et loin de la ceinture aride, de l'époque sénonienne cf. fig. 11), Hoffmann *et al.* (2003), partant d'une investigation associant l'analyse du COT, des éléments chimiques majeurs, des minéraux argileux, montrent que l'apport en éléments nutritifs impulsant la productivité primaire dans ce bassin résulterait de l'effet des précipitations et du lessivage continental excessifs. L'eau fraîche provenant des zones tropicales améliorerait la disponibilité des nutriments dissous et aurait temporairement induit la circulation estuarienne dans ce bassin.

Tableau 40 : Les périodes de dysoxie sévère

Puits	Âge	Paléomilieux
puits n°1	Campanien inférieur	néritique externe supérieur - néritique externe moyen
	Coniacien	néritique externe moyen
puits n°2	Campanien inférieur	néritique externe moyen

puits n°3	Coniacien supérieur	bathyal supérieur-néritique externe inférieur
------------------	---------------------	---

Tableau 41 : Les périodes de dysoxie modérée

Puits	Âge	Paléomilieux
puits n°1	Campanien "moyen"	néritique externe supérieur - néritique interne
	Coniacien supérieur- Santonien inférieur	néritique externe inférieur
	Turonien supérieur	néritique externe supérieur
puits n°2	Santonien supérieur	néritique externe moyen- néritique externe inférieur
	Campanien supérieur	néritique externe supérieur - néritique interne
puits n°3	Campanien inférieur - Campanien supérieur	néritique externe inférieur - néritique externe supérieur
	Turonien supérieur	bathyal supérieur

Tableau 42 : Les périodes de dysoxie faible

Puits	Âge	Paléomilieux
puits n°1	Campanien supérieur	néritique moyen - néritique interne
	Campanien "moyen"	néritique moyen
	Santonien supérieur	néritique moyen
	Coniacien supérieur	néritique externe moyen-néritique externe supérieur
	Coniacien inférieur	néritique interne
puits n°2	Campanien terminal	néritique moyen - néritique externe supérieur
puits n°3	Campanien terminal- Maastrichtien inférieur	néritique externe supérieur- néritique externe moyen
	Santonien basal	néritique externe inférieur
	Turonien terminal- Coniacien inférieur	néritique externe inférieur
	Turonien supérieur	néritique externe inférieur

Cependant comment expliquer la dysoxie au fond marin, et la variabilité de son intensité, dans un bassin de l'Atlantique Sud, désormais ouvert au Crétacé supérieur, et où des circulations océaniques profondes d'eaux relativement froides et de salinité normale se seraient installées au Coniacien (Galissou, 1987) ? Autrement dit, la forte productivité primaire des eaux de surface déterminée par "l'upwelling" de la zone péricontinentale congolaise, associée aux circulations océaniques profondes *sensu* Galissou (1987), produiraient-elles de tels épisodes dysoxiques sur le fond marin ?

Il existe dans la littérature, un riche débat sur les modalités de l'existence de l'anoxie au fond des bassins marins ouverts. Deux modèles s'opposent : le modèle de la stagnation et le modèle dynamique.

Pour les partisans du premier modèle (Ryan et Cita, 1977), l'anoxie des eaux de fond d'un bassin marin ouvert, peut-être consécutive au ralentissement de la circulation. Elle survient dès que le taux de consommation de l'oxygène est supérieur à celui du renouvellement de ces eaux par d'autres ayant été en contact récent avec l'atmosphère. Elle résulte de l'interaction entre la productivité biologique de surface et la circulation thermo-haline océanique générale ou régionale qui ventile les masses d'eaux profondes. Lorsque la productivité s'accroît, la désoxygénation est renforcée, et davantage encore si la ventilation des eaux profondes diminue, par suite d'affaiblissement de la circulation thermo-haline. Cette hypothèse est soutenue par les observations de certains auteurs comme Demaison et Moore (1980) : les océans actuels seraient presque anoxiques sans l'oxygénation de leur partie profonde, par les eaux froides et denses provenant des régions polaires, notamment antarctiques.

Cette relation entre anoxie et ralentissement de la circulation océanique a cependant été contestée par Southam *et al.* (1982). Ces auteurs proposent un modèle dynamique de formation de la zone intermédiaire d'oxygène minimum dans l'océan actuel. D'après eux, l'intense productivité à la surface de la mer, déterminée par "l'upwelling" actif des zones péricontinentales, serait à l'origine de la zone intermédiaire d'oxygène minimum. Son intensité et sa profondeur résulteraient de la circulation océanique verticale ascendante.

Dans ce modèle, l'apport en O₂ dans la zone intermédiaire serait assuré surtout par le transport ascendant et la diffusion turbulente à partir de la couche sous-jacente d'eau de fond bien oxygénée, alimentée par la plongée des eaux de surface aux hautes latitudes qui entraînent la circulation des eaux profondes. Southam *et al.* (1982) suggèrent qu'une accélération de la vitesse de montée des eaux de fond, telle qu'elle résulterait d'une augmentation de la circulation thermo-haline globale, aurait pour résultat d'épaissir et

d'intensifier la zone intermédiaire d'oxygène minimum, jusqu'à atteindre l'anoxie. Ce modèle stipule donc que la stagnation des eaux ne serait pas nécessaire pour qu'elles deviennent anoxiques.

De ce modèle, Rossignol-Strick (1987) déduit la remarque suivante : si la circulation thermo-haline globale est plus vigoureuse, le flux et la teneur en oxygène dissous des eaux de fond augmentent aussi, de sorte que le modèle ne peut incorporer une vitesse verticale ascendante accrue sans aussi augmenter la teneur en oxygène de sa couche-limite inférieure. En outre, ce modèle unidimensionnel (vertical) ne tient pas compte de la circulation océanique horizontale de ces couches intermédiaires. Une accélération de la circulation océanique globale augmentera les mouvements verticaux ascendants, là aussi les mouvements horizontaux de la zone intermédiaire, et par là tendrait à diminuer l'intensité du minimum d'oxygène (Rossignol-Strick, 1987).

On notera alors que les avis sont divergents entre les partisans du modèle dynamique et ceux de la stagnation; sur les modalités de l'existence de l'anoxie au fond marin dans une marge continentale ouverte sans barrière préalable (ce qui est le cas du Bassin côtier congolais).

Ainsi, nous procédons à une vérification des deux hypothèses (modèles) avec les résultats obtenus, afin de déceler quelle est la mieux adaptée dans le cas du Bassin côtier congolais.

* Les événements dysoxiques dans la zone congolaise seraient-ils une conjonction de la forte productivité primaire et de l'affaiblissement de la circulation thermo-haline océanique générale ou régionale qui ventile les masses d'eaux profondes *sensu* Ryan et Cita (1977), et Demaison et Moore (1980) ?

Si l'hypothèse de l'existence du phénomène "d'upwelling" (qui stimule la productivité primaire élevée), est étayée par les arguments géochimiques et micropaléontologiques dans le Bassin congolais, celle de l'affaiblissement de la circulation thermo-haline océanique générale ou régionale qui ventile les masses d'eaux profondes, par contre, n'est pas aisée à élucider sur la base de nos données.

En effet, la présence dès le Turonien supérieur, des foraminifères benthiques pandémiques (en domaine profond (puits n°6) : *Gyroidinoides* gr. *nitidus*, *Gyroidinoides subangulatus*, *Gyroidinoides beisseli*, *Conorotalites michelinianus*, *Gavelinella* gr. *dakotensis*, *Lenticulina modesta*, *Marssonella oxycona*, *Haplophramoides* gr. *excavatus*, *Spiroplectamina navarroana*, *Clavulinoides trilatera* ; et en domaine intermédiaire (puits n°3) : *Gavelinella*

gr. *dakotensis*, *Eouvigerina* cf. *robusta*, *Eouvigerina* cf. *americana*) témoigne de l'existence de communications (circulations) océaniques profondes entre la zone étudiée et les autres parties de l'Atlantique.

Tandis que les marnes laminées associées aux périodes dysoxiques distinguées, peuvent traduire un milieu calme au moment du dépôt. Alors que la partie sud de la plate-forme congolaise est le siège d'un courant profond, de direction Nord-Sud parallèle à la côte, responsable du dépôt de siltites du Turonien au Santonien (cf. chapitre I, première partie).

De plus, le rôle de barrière que joue la ride de Walvis, située plus loin au Sud (cf. fig. 7), pourrait contribuer au ralentissement de la circulation des eaux profondes, alimentée par la plongée des eaux de surface aux hautes latitudes sud. Mais la circulation des eaux profondes provenant des régions polaires antarctiques n'est empêchée par aucune barrière.

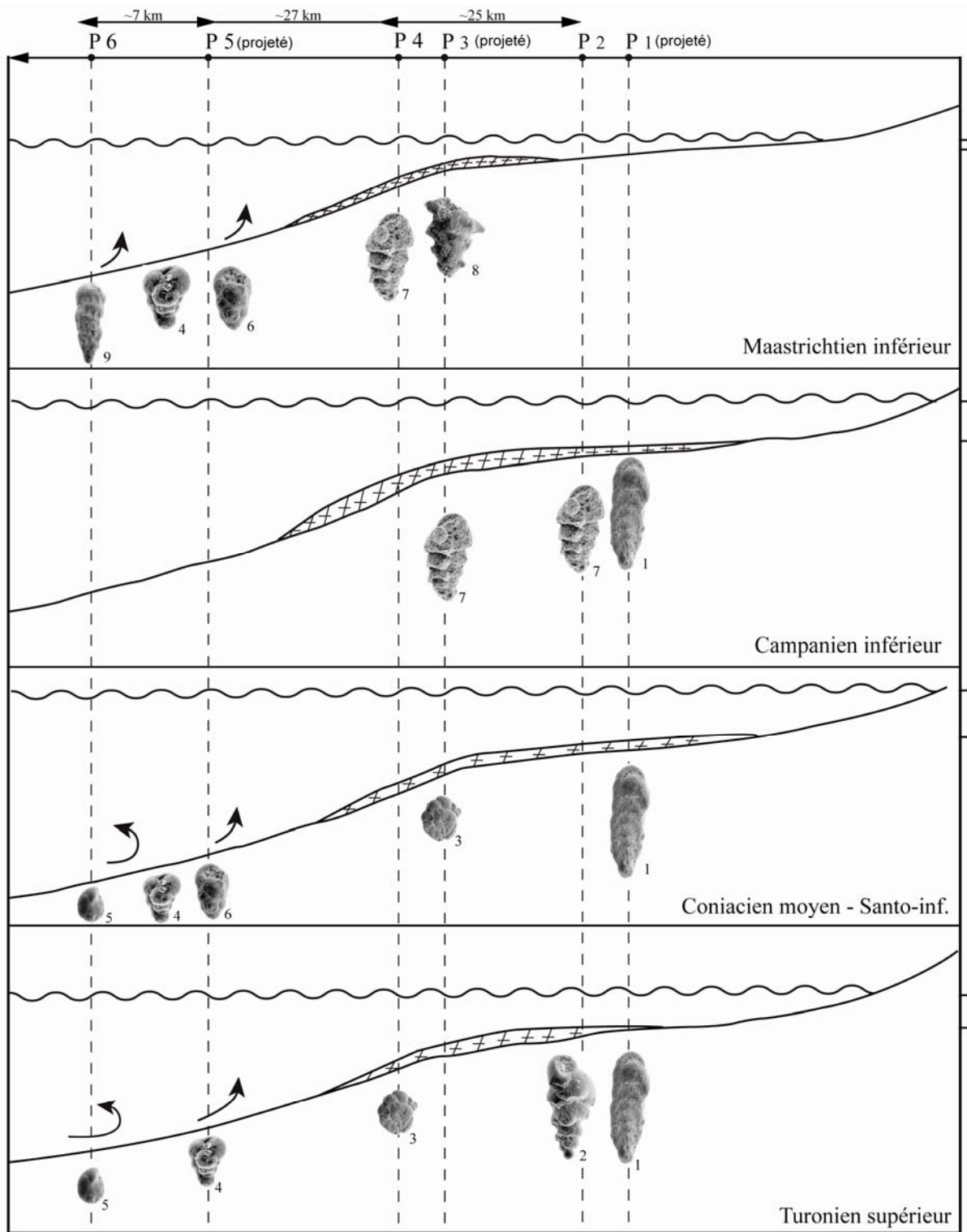


Fig. 95 : Evolution des conditions dysoxiques durant le dépôt des Marnes de Madingo inférieures.

- | | | |
|---------------------------------|--------------------------------------|----------------------------------|
| 1 <i>Gabonita elongata</i> | 5 <i>Gyroidinoides gr. nitidus</i> | 9 <i>Siphogeneroides dentata</i> |
| 2 <i>Gabonita parva</i> | 6 <i>Praebulimina exigua robusta</i> | |
| 3 <i>Gavelinella dakotensis</i> | 7 <i>Gabonita multituberculata</i> | |
| 4 <i>Praebulimina fang</i> | 8 <i>Gabonita spinosa</i> | |

⊕⊕⊕ Zone dysoxique

↻ Zone ventilée

100 m | Echelle approximative de la profondeur d'eau

* L'intense productivité à la surface de la mer, déterminée par "l'upwelling", serait-elle à l'origine de la zone intermédiaire d'oxygène minimum dans la colonne d'eau, dont l'intensité et la profondeur résulteraient de la circulation océanique verticale ascendante *sensu* Southam *et al.* (1982) ?

Les données de la distribution quantitative des foraminifères planctoniques montrent que les eaux de surface sont riches en foraminifères planctoniques aussi bien carénés que globuleux avec une proportion importante des *Heterohelix*. Ces données fauniques révèlent des masses d'eaux pélagiques, eutrophiques et bien oxygénées, sans une zone intermédiaire à minimum d'oxygène durant la période étudiée. Alors que les données géochimiques et celles des foraminifères benthiques indiquent l'existence des épisodes dysoxiques des eaux de fond.

En définitive, nos données montrent que la dysoxie enregistrée dans le Bassin congolais, est fonction de la quantité de MO (produite sous l'effet de "l'upwelling") exportée au fond marin (cf. fig. 94).

Dans la partie sud (puits n°2, fig. 92), silteuse, la faiblesse des valeurs du COT enregistrées (malgré les indicateurs biologiques d'une productivité primaire importante sur la plate-forme, du Turonien supérieur au Santonien), comparées à celles de la partie nord de la plate-forme, marneuse, (puits n°1, fig. 91), montre que la désoxygénation est retardée, lorsqu'il y a ventilation au fond marin. Cette observation concorde avec la première hypothèse (le premier modèle). Elle nous permet de soutenir que les marnes laminées associées aux périodes dysoxiques distinguées traduiraient un milieu calme au moment du dépôt, sans doute un ralentissement de la circulation océanique (du moins dans la zone d'étude).

D'où, les événements dysoxiques dans la zone congolaise seraient une conjonction de la forte productivité primaire et de l'affaiblissement de la circulation océanique qui ventile les masses d'eaux profondes sur la plate-forme, comme l'indiquent Ryan et Cita (1977).

Les eaux de surface sont oxygénées, seules les eaux de fond présentent des périodes dysoxiques dans ce bassin (cf. fig. 95).

V. Comparaison des conditions d'oxygénation des eaux de fond dans les bassins de l'Atlantique Sud, au Conianien-Santonien.

Au Sénonien, les conditions paléocéanographiques et paléoclimatiques singulières ont conduit à l'installation dans le domaine océanique de conditions favorables au dépôt de sédiments riches en matière organique. Cette sédimentation organique a modifié les

conditions paléocéologiques dans l'environnement benthique de l'Atlantique Sud-Est (cas du Bassin côtier congolais). On se demande si ces conditions paléocéologiques étaient similaires dans l'ensemble des bassins de l'Atlantique Sud. Ainsi, les conditions d'oxygénation des eaux de fond dans ces bassins sont comparées sur la base d'arguments micropaléontologiques. Nous nous limitons à l'analyse comparée des assemblages de foraminifères benthiques de l'intervalle Coniacien-Santonien des bassins côtier congolais, de Côte d'Ivoire-Ghana et de Sergipe (Brésil).

V. 1. Description des assemblages de foraminifères benthiques d'âge coniacien-santonien inférieur dans les bassins côtier congolais, de Côte d'Ivoire-Ghana et de Sergipe (Brésil).

V. 1.1 Assemblages du Coniacien-Santonien inférieur dans le Bassin côtier congolais (ce travail)

Deux assemblages sont mis en évidence dans l'intervalle Coniacien-Santonien inférieur du Bassin côtier congolais : un assemblage de faible diversité faunique, dominé par les *Gabonita* en domaine peu profond, dysoxique ; et un assemblage très diversifié en domaine profond, oxygéné.

Assemblage du domaine peu profond (néritique interne -bathyal supérieur).

Dans ce domaine, les valeurs du COT varient entre 6-10%. Suivant l'intensité de la dysoxie, trois sous-assemblages y sont distingués :

- un sous-assemblage caractérisant la dysoxie sévère, dans les faciès marneux laminés, de diversité $H(S)$ comprise entre 1 et 1,5. Il est prédominé presque exclusivement par des *Gabonita* (*G. elongata*, *G. multituberculata*, *G. distrorta*, *G. parva*) et des *Gavelinella* (*G. dakotensis* et *G. sp. G*) ;
- un sous-assemblage traduisant la dysoxie modérée, de diversité $H(S)$ variant entre 1,4 et 1,8. Il est défini par la présence, aux côtés des *Gabonita* et *Gavelinella* susmentionnés, de *Praebulimina prolixa longa* et de *Neobulimina subregularis*. Quelques *Praebulimina exigua robusta* et *P. fang* y sont trouvées ;
- un sous-assemblage qui exprime la dysoxie faible, de diversité $H(S)$ oscillant entre 1,8 et 2. Il se distingue de celui de la dysoxie modérée par la forte quantité des spécimens de

Praebulimina exigua robusta et *P. fang* aux côtés de ceux des espèces de *Gabonita* et *Gavelinella* déjà évoquées, ainsi que de *Praebulimina prolixa longa* et *Neobulimina subregularis*.

L'assemblage du domaine profond (bathyal supérieur – bathyal moyen/inférieur):

Dans ce domaine, les valeurs du COT oscillent entre 2 et 6%. La diversité faunique est très élevée, l'indice de Shannon-Wiever $H(S)$ varie entre 2,5 et 3. Les espèces les plus représentées sont : *Praebulimina* (*P. fang*, *P. exigua robusta*, *P. prolixa longa*, *P. bantu*), *Gyroidinoides* (*G. subangulatus*, *G. ex gr. nitidus*, *G. beisseli*), *Buliminella* (*B. quadrilobata*, *B. brevispira*, *B. colonensis*, *B. gabonica altispira*), *Haplophragmoides* (*H. gr. excavatus*, *H. rotulatum*, *H. sp.*), *Lenticulina* (*L. rotulata*, *L. modesta*, *L. muënsteri*, *L. sp.*), *Conorotalites michelinianus*, *Gaudryina pyramidata*. Cet assemblage caractérise les conditions oxygénées.

V. 1.2 Assemblage du Coniacien - Santonien inférieur dans le Bassin de Côte d'Ivoire-Ghana (Holbourn et Kuhnt, 1998)

Holbourn et Kuhnt (1998) définissent, dans le paléoenvironnement plate-forme externe-talus supérieur du Bassin de Côte d'Ivoire-Ghana, une association dominée par *Praebulimina robusta*, *P. prolixa longa*, *P. fang*, *Neobulimina subregularis*, et *Buliminella* cf. *gabonica*, comme caractéristique du Coniacien moyen-Santonien inférieur. Cet assemblage est généralement marqué par une faune abondante et diversifiée (indice de Shannon-Weaver $H(S) \geq 2,5$). Mais des baisses importantes de l'abondance et de la diversité fauniques ($H(S) = 1,09-1,85$) sont observées dans certains échantillons, argileux noirs et finement laminés, où les valeurs du COT sont au moins 11%. Ces échantillons sont :

- 65R-6, 28-32 cm : nombre de foraminifères benthiques : 67 ; les espèces présentes sont : *Gavelinella* spp (31) ; *Neobulimina subregularis* (18), *Praebulimina* spp (8), *Buliminella* cf. *gabonica* (6) ; *Gyroidinoides subangulatus* (2) ;

- 65R-7, 31-35 cm : nombre de foraminifères benthiques : 59 ; les espèces présentes sont : *Neobulimina subregularis* (26), *Gavelinella* spp (11), *Buliminella* cf. *gabonica* (6), *Praebulimina robusta* (5), *Gyroidinoides subangulatus* (4), *Lenticulina* spp (3) ; *Laevidentalina* spp (1), *Ramulina* sp (1), *Siphogeneroides pygmea* (1) ;

- 66R-1, 10-14 cm : nombre de foraminifères benthiques : 112 ; les espèces présentes sont : *Neobulimina subregularis* (71), *Gavelinella* spp (24), *Buliminella* cf. *gabonica* (8),

Citharinella sp., *Laevidentalina* spp (1), *Stilostomella* sp (1), *Lenticulina* spp (1), *Gyroidinoides subangulatus* (1) ;

- 66R-6, 15-17 cm : nombre de foraminifères benthiques : 11 ; les espèces présentes sont : *Praebulimina* spp (3), *Praebulimina robusta* (2), *Praebulimina fang* (2), *Praebulimina prolixa longa* (1), *Gavelinella* spp (1), *Conorotalites michelinianus* (1), *Cibicidoides dayi* (1).

Les échantillons non laminés, dans l'intervalle Coniacien - Santonien inférieur ayant une teneur en COT comprise entre 2% et 4% montrent des abondances et diversités fauniques très élevées. Les espèces communes sont : *Praebulimina* (*P. fang*, *P. robusta*, *P. prolixa longa*, *P. spp*), *Buliminella* cf. *gabonica*, *Neobulimina subregularis*, *Conorotalites michelinianus*, *Gyroidinoides* (*G. ex. gr. nitidus*, *G. subangulatus*, *G. spp*), *Gavelinella* spp., *Pleurostomella* spp., *Nodosaria* (*N. sp*, *N. aspera*), *Lenticulina* (*L. macrodisca*, *L. muënsteri*, *L. spp. L. rotulata*), *Stilostomella* (*S. alexanderi*, *S. spp.*), *Laevidentalina* (*L. catenula*, *L. spp.*), *Astacolus parallelus*, *Planularia complanata*, *Marginulinopsis lituola*, *Saracenaria triangulatus*, et *Bandyella greatvalleyensis*.

V. 1.3 Assemblages Coniacien-Santonien inférieur dans le Bassin de Sergipe (Brésil) (Koutsoukos *et al.* 1991 ; Koutsoukos, 1992).

Dans le Bassin de Sergipe, l'intervalle Coniacien-Santonien inférieur, argileux à intercalations silteuses, se distingue par de très faibles valeurs du COT (<1%), pour des IH<100 mg HC/g COT, et des IO (indice d'oxygène) >100 mg CO₂/g COT (cf. Koutsoukos *et al.*, 1991). Koutsoukos (1992) y définit deux types d'assemblages benthiques, de diversités fauniques très élevées : l'assemblage de plate-forme et de talus supérieur, et l'assemblage de talus *sensu stricto*.

- **L'assemblage de plate-forme et de talus supérieur** est représenté par les *Gavelinella* (*G. correcta* , *G. lorneiana* , *G. monterelensis*, *G. nacatochensis*), *Neobulimina* (*N. aspera*, *N. canadensis*), *Praebulimina* (*P. ex gr. bantu*, *P. ex gr. prolixa*, *P. fang*, *P. kickapooensis*), *Afrobolivina afra*, *Bolivina ex gr. incrassata*, *Pyramidina rudita*, *Pseudouvigerina plummerae*, *Buliminella* (*B. brevispira*, *B. ex gr. colonensis*, *B. pseudoelgantissima*, *B. quadrilobata*), *Orthokarstenia* (*O. clarki*, *O. clavata*, *O. ewaldi*), *Siphogeneroides bramlettei*, *Lacosteina gouskovi*, puis les Nodosaridea, Vaginulinidea, Eggerellidea, Spiroplectamminidea, Textularidea et Verneuillinidea.

- **L'assemblage de talus *sensu stricto*** est caractérisé par les *Gavelinella* (*G. ex gr. beccariiiformis*, *G. clementiana*, *G. ex gr. velascoensis*), *Bolivina ex gr. incrassata*, *Bolivinoidea draco*, *Reussella ex gr. szajnochae*, *Neobulimina* (*N. aspera*, *N. canadensis*), *Praebulimina* (*P. ex gr. bantu*, *P. ex gr. proluxa*, *P. kickapooensis*), *Allomorphina ex gr. cretacea*, *Quadriformina ex gr. allomorphinoides*, *Nonionella austinana*, *Pullenia* (*P. cretacea*, *P. jarvisi*), *Osangularia* (*O. cordierina*, *O. navarroana*, *O. velascoensis*); *Gyroidinoides* (*G. ex gr. globosa*, *G. beisseli*, *G. megastoma*, *G. loetterlei*, *G. ex gr. nitidus*, *G. nonionoides*, *G. quadrata*); *Nuttallinella* (*N. florealis*, *N. texana*), *Globorotalites* (*G. ex gr. michelinianus*, *G. multisepta*, *G. spinea*, *G. subconica*), *Budashevaella trinitatensis*, *Recurvoides ex gr. globulosa*, *Kalamopsis grzybowski*, puis les Bathysiphonidea, Eggerellidea, Haplophragmoididea...

V. 2 Analyse comparée des assemblages micropaléontologiques des trois bassins

La comparaison des assemblages micropaléontologiques mis en évidence dans les bassins côtier congolais, de Côte d'Ivoire-Ghana et de Sergipe (Brésil) révèle des points de convergences mais aussi des divergences au niveau de leurs compositions spécifiques majeures.

- Les convergences

Neobulimina subregularis, *Praebulimina robusta*, *Praebulimina fang*, *Praebulimina proluxa longa*, *Praebulimina ex gr. Bantu*, *Buliminella cf. gabonica*, *Buliminella quadrilobata*; *Gyroidinoides subangulatus*, *Gyroidinoides ex gr. nitidus*, *Conorotalites michelinianus* sont les espèces communes les plus représentées dans les assemblages des trois bassins. Toutefois, *Buliminella cf. gabonica* d'une part, et *Buliminella quadrilobata* et *Praebulimina ex gr. bantu* d'autre part, ne sont pas identifiées respectivement dans les bassins de Sergipe (Brésil) et de Côte d'Ivoire-Ghana, dans cet intervalle de temps.

- Les divergences

Les espèces appartenant au genre *Gabonita* (*G. elongata*, *G. multituberculata*, *G. distrorta*, *G. parva*), abondantes dans les assemblages du Bassin côtier congolais, sont totalement absentes dans les bassins ivoiro-ghanéen et de Sergipe (Brésil).

- Conditions d'oxygénation dans les trois bassins

L'association à *Praebulimina robusta*, *P. prolixa longa*, *P. fang*, *Neobulimina subregularis*, *Buliminella* cf. *gabonica*, *Gyroidinoides subangulatus*, *Gyroidinoides* ex. gr. *nitidus*, *Gyroidinoides subangulatus*, et *Conorotalites michelinianus*, dans les échantillons non laminés du Bassin de Côte d'Ivoire-Ghana, montrant des abondances et diversités fauniques très élevées ($H(S) \geq 2,5$), a une très forte similitude avec l'assemblage du domaine profond du Bassin côtier congolais (de diversité $H(S) \geq 2,5$). Cette similitude traduit des conditions paléoécologiques similaires.

Notre interprétation fondée sur les préférences paléoécologiques de ces foraminifères benthiques indique qu'une telle association caractérise les conditions paléoécologiques oxygénées. Quoique Holbourn et Kuhnt (1998) suggèrent qu'il y aurait des réductions de l'oxygène, mais moins sévères, durant le dépôt des intervalles non laminés, de telle sorte que les communautés benthiques plus diversifiées auraient été capables de s'y établir.

Par ailleurs, l'assemblage benthique dominé par *Neobulimina subregularis* et *Gavelinella* spp dans les échantillons laminés (peu abondants en microfossiles entre 59 et 112 individus, et peu diversifiés ($H(S) = 1,09 - 1,85$)), du Bassin Ivoir-Ghanéen, pourrait être rapproché au sous-assemblage (de diversité $H(S) = 1,4 - 1,8$) caractérisant la dysoxie modérée dans le Bassin congolais. En effet, *Neobulimina subregularis* ne tolère pas les conditions les plus extrêmes. Sa prédominance aux côtés de *Gavelinella* spp., et l'absence des *Gabonita* indiquent des conditions, au plus, modérément dysoxiques.

Par contre, l'échantillon 66R-6, 15-17 cm (Bassin de Côte d'Ivoire-Ghana), presque azoïque (11 individus) correspondrait à la dysoxie sévère, comme le suggèrent Holbourn et Kuhnt (1998).

D'où, les données micropaléontologiques attestent l'existence des conditions dysoxiques d'intensités variables (dysoxiques sévères, dysoxiques modérées et dysoxiques faibles-oxiques) aussi bien dans le Bassin côtier congolais que dans le Bassin de Côte d'Ivoire-Ghana durant le Coniacien-Santonien.

La dysoxie sévère qui est caractérisée dans le Bassin congolais par l'assemblage presque exclusif à *Gabonita* et *Gavelinella dakotensis*, s'individualise dans le Bassin Ivoir-Ghanéen par un caractère presque azoïque des sédiments laminés, très riches en matière organique.

En revanche, dans le Bassin de Sergipe (Brésil), les assemblages ont des diversités spécifiques très élevées. Un nombre très important d'espèces (*Gavelinella* (*G. clementiana*,

G. ex gr. velascoensis, *G. ex gr. beccariiformis*, *G. correcta*, *G. lorneiana*, *G. monterelensis*, *G. nacatochensis*, *Neobulimina* (*N. aspera*, *N. canadensis*), *Praebulimina kickapooensis*, *Pyramidina rudita*, *Pseudouvigerina plummerae*, *Buliminella pseudoelgantissima*, *Orthokarstenia ewaldi*, *Lacosteina gouskovi*, *Bolivinoïdes draco*, *Gyroidinoïdes* (*G. megastoma*, *G. loetterlei*, *G. nonionoides*, *G. quadrata*), *Nuttallinella texana*, *Globorotalites* (*G. multisepta*, *G. spinea*, *G. subconica*)... qui y sont présentes ne sont pas identifiées dans les bassins congolais et ivoiro-ghanéen. Cette forte diversité indique les conditions écologiques entièrement oxygénées durant le Coniacien–Santonien. Ces observations s'accordent avec les investigations géochimiques faites par Mello (*in* Koutsoukos *et al*, 1991) lesquelles révèlent les conditions oxygénées (IH<100 mg HC/ g de COT) dans ce bassin durant cet intervalle de temps.

Par conséquent, la distribution biogéographique plus large de *Neobulimina subregularis*, *Praebulimina robusta*, *Praebulimina fang*, *Praebulimina prolixa longa*, *Gyroidinoïdes subangulatus*, *Gyroidinoïdes ex. gr. nitidus*, *Conorotalites michelinianus* *Praebulimina* sur les plates-formes et talus des bassins du Congo, de Côte d'Ivoire- -Ghana, et de Sergipe (Brésil) prouve l'évidence des connections plus ouvertes des bassins de l'Atlantique Sud durant le Coniacien - Santonien inférieur.

Mais l'existence des intervalles dysoxiques dans les bassins du Congo et de Côte d'Ivoire-Ghana, et leur absence dans le Bassin de Sergipe (Brésil), montrent que les conditions paléoécologiques et paléocéanographiques n'étaient pas similaires aux basses latitudes, sur les marges conjuguées de l'Atlantique, durant le Coniacien-Santonien, contrairement à ce que avait suggéré Koutsoukos (1992).

La présence exclusive, dans le Bassin du Congo, du genre *Gabonita* (jadis présent lors de l'OAE2 Céno-mano-Turonien dans les bassins de Sergipe (Brésil), du Gabon, du Maroc, d'Israël (*in* Koutsoukos, 1992), conforte la différence des conditions paléoécologiques évoquées précédemment. Elle révèle aussi l'extension de l'anoxie coniacienne sur la plate-forme et le talus supérieur du Bassin côtier congolais comparée à d'autres bassins.

VI. Conclusion

Dans le Bassin côtier congolais, les variations de l'intensité "d'upwelling" liées aux changements de l'intensité des vents, causeraient des périodes dysoxiques d'intensités différentes en domaine peu profond, du Turonien supérieur - Maastrichtien inférieur.

Il y est possible de distinguer, trois différents niveaux de dysoxie : la dysoxie faible, la dysoxie modérée et la dysoxie sévère, dans les environnements allant du néritique interne au bathyal supérieur. Deux épisodes d'appauvrissement majeur des eaux de fond en oxygène sont mis en évidence : au Coniacien et au Campanien inférieur. Tandis que les eaux de surface sont oxygénées.

L'existence de l'événement anoxique océanique dans les bassins du Congo et de Côte d'Ivoire- -Ghana, et son absence dans le Bassin de Sergipe (Brésil), atteste d'une dissemblance des conditions paléoécologiques et paléocéanographiques sur les marges des deux côtés de l'Atlantique Sud, contrairement à l'hypothèse de Koutsoukos (1992).

CONCLUSIONS GENERALES

Ce mémoire sur le Crétacé supérieur du Bassin côtier congolais est le résultat d'une approche pluridisciplinaire intégrant les études lithologiques, micropaléontologiques, stratigraphiques (biostratigraphie et stratigraphie séquentielle), paléobathymétriques et géochimiques de la matière organique. Les objectifs principaux étaient de décrypter, à l'aide de l'outil statistique, les préférences paléocéologiques des foraminifères benthiques et de déceler les espèces ou les associations d'espèces préférant les conditions de milieux riches en nutriments et pauvres en oxygène. Cette préoccupation apparaît d'autant plus justifiée que, ces deux paramètres gouvernent la formation des roches mères de pétrole.

Afin d'atteindre ce but, cette étude s'est appuyée sur la caractérisation des environnements de dépôt. Celle-ci a ainsi conduit à s'interroger sur les modalités d'existence d'importantes accumulations de matière organique d'origine marine, d'âge turonien supérieur à maastrichtien dans le bassin, et ce, en termes de productivité primaire et de conditions d'oxygénation. En fait, le modèle ancien, fondé sur les résultats de notre étude, est comparable au fonctionnement des "upwellings" actuels. A ce titre, l'approche comparative ancien-actuel, permet de mettre en évidence des similitudes très remarquables.

1-) A l'image du Bassin côtier congolais au Crétacé supérieur, les zones actuelles de Namibie, du Pérou et de Mauritanie sont des domaines marins ouverts et soumis à l'influence de courants oxygénés. Nonobstant le recyclage d'une partie de la matière organique, dans la mesure où la productivité primaire est importante, il en échappe toujours une partie suffisante pour s'accumuler dans les sédiments. Dans le cas du Congo, les indices sédimentologiques (phosphate, silice amorphe sous forme de silex ou épigénisant les tests des foraminifères benthiques), géochimiques (valeurs de COT élevées) et micropaléontologiques (abondance des dents de poissons, des radiolaires, des foraminifères planctoniques, en particulier des *Heterohelix*) fournissent la preuve que la productivité primaire des eaux de surface était élevée au Turonien supérieur-Maastrichtien.

2-) La distribution de la matière organique sur la plate-forme et le talus anciens telle que le montre la série de Madingo du Congo est identique à celle observée actuellement, par exemple au large de la côte namibienne. En effet, les données actuelles

montrent que la productivité organique dans la zone photique, au-dessus des zones de plate-formes actuelles se situe autour de 100 à 200 g /cm²/an, alors que la productivité dans les mers profondes est de l'ordre de 50g/ cm²/an. Dans le Bassin côtier congolais, les valeurs du COT au Turonien supérieur-Maastrichtien, sont bien plus élevées sur la plate-forme qu'en domaine de talus.

3-) La possibilité, dans les paléoenvironnements très profonds (bathyal moyen/inférieur), d'une résédimentation de la MO, par des courants de turbidité, comme au niveau de "l'upwelling" de Benguela, est soulignée par le faciès sédimentaire détritique de cet environnement bathyal congolais. En effet, des marnes à intercalations calcaires (puits n°5) on passe aux marnes fortement silteuses ou aux argilites silteuses (puits n°6). L'abondance de silts suggère une cause turbiditique à l'origine de ce passage latéral. De plus, les réserves sur le fonctionnement "d'upwelling" dans le paléoenvironnement bathyal moyen/inférieur sont aussi exprimées, au Congo, par la faible amplitude de chute du niveau marin, comme il ressort de l'analyse en stratigraphie séquentielle appuyée par les données paléobathymétriques. Les faibles baisses du niveau marin (cycles de dépôt de type 2) pourraient avoir déplacé légèrement vers le large les centres de cellules de "l'upwelling". Cette hypothèse justifie la prédominance de la MO en domaines de plate-forme et de talus supérieur, au Turonien supérieur-Maastrichtien, telle qu'il résulte des données Rock-Eval.

Aussi, en regardant le fonctionnement actuel de telles cellules "d'upwelling", il paraît nécessaire de distinguer celles qui sont accompagnées d'un minimum d'oxygène au fond marin (cas du Pérou, Emeis *et al.*, 1991) de celles qui ne le sont pas (cas de la Mauritanie, Zegouagh *et al.*, 1999), et de s'interroger sur la possibilité de leur existence dans la zone d'étude au Crétacé supérieur.

A la lumière des données géochimiques (COT, IH), micropaléontologiques (diversités et dominances fauniques) et lithologiques, il apparaît que :

au Turonien supérieur, au Coniacien, au Santonien et au Campanien :

- la plate-forme et le talus supérieur congolais, étaient caractérisés par des sédiments marneux laminés, par de faibles diversités et de très fortes dominances fauniques, ainsi que par la présence de pyrite. Et la MO y présente une famille géochimique fortement aliphatique ; laquelle est subdivisée en deux groupes. Un groupe distingué par une faible corrélation IH/COT, et un autre groupe ayant une forte corrélation IH/COT.

- Le talus moyen/inférieur congolais était singularisé en revanche, par une famille géochimique faiblement aliphatique, et par de fortes diversités et de faibles dominances fauniques.

Au Maastrichtien supérieur

Le talus moyen/inférieur de même que le talus supérieur et la plate-forme se distinguent par une diminution globale des valeurs des composés hydrocarbonés (malgré les fortes teneurs en COT dans ces deux derniers domaines) et par de fortes diversités et de faibles dominances fauniques.

Or Emeis *et al.* (1991) observent (au Pérou) la dépendance de l'IH sur la disponibilité de l'oxygène durant la sédimentation. Ils attribuent la corrélation entre l'IH et le COT à une préservation préférentielle de la MO riche en hydrogène sous conditions dysoxiques-anoxiques. Aussi, pour Vetö *et al.* (1994) et Lückge *et al.* (1999), une corrélation positive entre COT et IH indique que la sulfato-réduction a également joué un rôle dans la dégradation de la MO. Ce mécanisme n'a lieu en effet qu'en milieu anaérobie. La présence de pyrite dans la Formation des Marnes de Madingo attesterait de la dégradation anoxique de la MO.

Par ailleurs, d'un point de vue micropaléontologique, Sen Gupta et Machain-Castillo (1993) précisent que les milieux eutrophiques, ayant développé une zone de minimum d'oxygène, sont marqués par des faibles diversités fauniques (foraminifères benthiques) et par des dominances d'un petit nombre d'espèces, dues au stress lié à la réduction d'oxygène dissous. De ces données, il découle que la conjonction de la signature géochimique la plus aliphatique ayant une forte corrélation IH /COT, de faibles diversités et de très fortes dominances fauniques, ainsi que la présence de pyrite suggèrent l'existence des conditions dysoxiques-anoxiques sur la plate-forme et le talus supérieur congolais du Turonien supérieur au Campanien. Tandis que le talus moyen/inférieur singularisé par une signature géochimique faiblement aliphatique, de fortes diversités et de faibles dominances fauniques, connaissait des conditions oxygénées.

Finalement le Maastrichtien supérieur, par ses caractéristiques géochimiques et micropaléontologiques, traduit les conditions oxygénées de la plate-forme jusqu'au talus moyen/inférieur.

En conséquence, deux types de systèmes "d'upwelling" seraient identifiés dans le Bassin côtier congolais, au Crétacé supérieur :

- un système "d'upwelling", au Turonien supérieur - Campanien, qui serait accompagné d'un minimum d'oxygène au fond marin, comme celui du Pérou, en domaine de plate-forme et de talus supérieur, alors que le domaine de talus moyen/inférieur, serait en revanche caractérisé par des conditions oxygénées ;

- un système "d'upwelling" au Maastrichtien supérieur, lequel n'aurait pas développé une zone de minimum d'oxygène au fond marin, comme celui de Mauritanie, aussi bien en domaine peu profond qu'en domaine profond ; l'environnement benthique serait oxygéné, malgré les conditions eutrophiques.

En dernière analyse, nos données montrent que, la désoxygénation est retardée, lorsqu'il y a ventilation du fond marin. Cette observation résulte du fait de la faiblesse des valeurs du COT (malgré les indicateurs biologiques d'une productivité primaire importante sur la plate-forme, du Turonien supérieur au Santonien), enregistrées dans la partie sud, silteuse (soumise à l'influence de courant profond oxygéné, de direction Nord/Sud), comparées à celles de la partie nord de la plate-forme, marneuse laminée. **Les événements dysoxiques-anoxiques dans la zone congolaise seraient une conjugaison de la forte productivité primaire et de l'affaiblissement de la circulation océanique qui ventile les masses d'eaux profondes sur la plate-forme (du moins dans la zone d'étude),** comme dans le modèle de Ryan et Cita (1977).

Les relations possibles entre la distribution des foraminifères benthiques du Coniacien au Maastrichtien, et les caractéristiques océanographiques susmentionnées dans le Bassin côtier congolais ont été investiguées, évaluées à partir de l'approche canonique de l'analyse des correspondances, en considérant différentes variables environnementales : COT, IH, paléobathymétrie et les indices de diversité.

L'analyse montre que, dans la dynamique des peuplements benthiques, le long d'un gradient bathymétrique, du Coniacien au Maastrichtien inférieur, le **paramètre limitant, serait la teneur en oxygène dissous.** Ce paramètre, en effet, dans le contexte étudié, croît avec la paléopropondeur (c'est pourquoi la diversité faunique croît aussi avec la paléopropondeur). Il décroît en domaine peu profond, comme décroît aussi la diversité faunique. Une évolution structurale et morphologique de ces foraminifères benthiques, sous l'effet de la variation de

la teneur en oxygène dissous, est observée. Cette observation rejoint celle déjà faite par plusieurs auteurs : Phleger et Soutar (1973), Bernhard (1986), Perez-Cruz et Machain-Castillo (1990), Koutsoukos *et al.* (1990), Kaiho (1991).

Il est observé que, lorsque les conditions environnementales deviennent extrêmement sévères (fortement dysoxiques-anoxiques, car IH très élevé), par suite d'une très forte exportation de la MO (richesse en COT), en domaine de plate-forme, les *Gabonita elongata*, *G. multituberculata*, *G. spinosa*, *G. distorta*, *G. lata* et *Gavelinella gr. dakotensis* deviennent les seules espèces résistantes. Sous ces conditions, *Gabonita elongata* et *Gavelinella gr. dakotensis* adoptent un style de vie opportuniste. Tandis que *Neobulimina subregularis* et *Praebulimina prolixa longa* se déplacent vers les profondeurs « intermédiaires », où l'intensité de la dysoxie serait moyenne. Alors que d'autres endofaunes colonisent les milieux relativement profonds, moins dysoxiques-oxiques. Ce sont :

- les endofaunes profondes : *Praebulimina exigua robusta*, *P. crassa*, *P. fang*, *P. bantu*, *Buliminella quadrilobata*, *B. brevispira* et *B. colonensis* ;
- les endofaunes peu profondes : *Praevigerina gabonica altispira*, *Siphogeneroides dentata*, *Siphogeneroides clavata*.

Aux conditions écologiques désormais favorables, au Maastrichtien supérieur, s'observe une migration des espèces (*Praebulimina prolixa longa*, *P. exigua robusta*, *P. fang*, *Siphogeneroides dentata*, *S. clavata*, *S. cretacea*, *Neobulimina subregularis*), naguère cantonnées en domaine de talus, vers les domaines intermédiaire et de plate-forme.

Cependant elles n'atteignent pas les très faibles profondeurs (littoral), où il est encore constaté des faibles diversités et fortes dominances fauniques. Dans ce domaine dominant les épifaunes : *Eponides gr. pseudoelevatus* et *Lenticulina spissocostata*. La première citée y adopte, d'ailleurs, un style de vie opportuniste. Le contrôle paléobathymétrique, dans ce cas, serait sans doute lié au fait que, le milieu littoral est hydrodynamiquement instable (milieu de haute énergie). Et que seuls les organismes adaptés peuvent y survivre. Les ornements assez prononcés de ces épifaunes peuvent suggérer un signal adaptatif.

En se fondant sur les préférences paléoécologiques des foraminifères benthiques mises en évidence, il y est possible de distinguer trois différents niveaux de dysoxie : sévère, modérée et faible. Chaque niveau est caractérisé par un assemblage benthique approprié :

- **la dysoxie sévère** est caractérisée, dans les faciès marneux laminés, par la prédominance presque exclusive des espèces opportunistes indicatrices des conditions eutrophiques et de sévère dysoxie que sont les *Gabonita* (*G. elongata*, *G. multituberculata*, *G. distrorta*, *G. parva*) et les *Gavelinella* (*G. dakotensis* et *G. sp. G*) ;

- **la dysoxie modérée** est définie par la présence, aux côtés des *Gabonita* et *Gavelinella* susmentionnés, de *Praebulimina prolixa longa* et de *Neobulimina subregularis*, lesquelles ne tolèrent pas les conditions les plus extrêmes ; quelques *Praebulimina exigua robusta* et *P. fang* peuvent y être trouvées ;

- **la dysoxie faible** se distingue de la dysoxie modérée par la présence en forte quantité, aux côtés des espèces de *Gabonita* et *Gavelinella* déjà évoquées, de *Praebulimina exigua robusta* et *P. fang*; étant donné que ces deux espèces ont un faible seuil de tolérance aux réductions de l'oxygène dissous que *Praebulimina prolixa longa* et *Neobulimina subregularis*;

- l'association maastrichtienne, dominée par *Praebulimina fang*, *P. exigua robusta*, *Gabonita globosa*, *Orthokarstenia levis*, *Eponides gr. pseudoelevatus*, *Praebulimina prolixa longa*, *Siphogeneroides dentata*, *S. clavata*, *Neobulimina subregularis*, *Afrobolivina afra* et *Lenticulina spissocostata*, s'est révélée être caractéristique des conditions écologiques stables, oxygénées et eutrophiques.

La comparaison entre les préférences écologiques de la microfaune benthique identifiée dans le Bassin côtier congolais, du Coniacien au Maastrichtien inférieur, et celles des foraminifères benthiques récents, identifiés dans l'Adriatique par Jorissen *et al.* (1995), suivant un même transect et des conditions océanographiques similaires, montre quelques différences. En effet dans le modèle TROX (Trophique-Oxygène) de Jorissen *et al.* (1995), les morphotypes semblables aux *Buliminellidae* (*Buliminella*), et *Turrilinidae* (*Neobulimina*, *Praebulimina*), endofaunes profondes, considérées plus prédisposées aux environnements faibles en oxygène dissous et, capables de résister aux conditions anoxiques, car vivant plus en profondeur dans le sédiment, seraient les plus résistantes aux fortes réductions d'oxygène, par rapport aux *Bolivinidae*. Par contre dans le Bassin côtier congolais, ce sont les endofaunes peu profondes : les *Bolivinidae* (*Gabonita*) et les épifaunes : *Gavelinellidae* (*Gavelinella*) qui se révèlent les plus résistantes. Les réponses différentes des microfaunes

(de même morphotype) crétacées et récentes, aux variations des paramètres du milieu, révèlent les limites de l'application absolue du principe d'actualisme.

La comparaison des conditions d'oxygénation des eaux de fond dans les bassins côtier congolais, de Côte d'Ivoire-Ghana et de Sergipe (Brésil), sur la base d'arguments micropaléontologiques, dans l'intervalle Coniacien-Santonien, révèle une dissemblance des conditions paléoécologiques et paléocéanographiques sur les marges des deux côtés de l'Atlantique Sud, contrairement à l'hypothèse de Koutsoukos (1992). En effet l'analyse comparative révèle l'existence des conditions dysoxiques-anoxiques dans les bassins du Congo et de Côte d'Ivoire- Ghana, et leur absence dans le Bassin de Sergipe (Brésil).

Les *Gabonita elongata*, *G. multituberculata*, *G. spinosa*, *G. distorta*, *G. lata* et *Gavelinella* gr. *dakotensis*, en raison de leur préférence des milieux à MO riche en IH, ainsi à potentiel pétrolier (S2) très élevé, apparaissent comme des taxons indicateurs des environnements potentiels de roches mères d'excellente qualité pétrolière.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

A

- Agip-Minerarial (1982).** Foraminiferi Padani (Terziaro e Quaternario). 2^e ed., Milan-Agip.
- Aller J.Y., Aller, R.C. (1986).** Evidence for localized enhancement of biological activity associated with tube and burrow structures in deep-sea sediment at the Hebble site, western North Atlantic. *Deep Sea Res.* 33, 755-790.
- Altenbach A.V. (1988).** Deep sea benthic foraminifera and flux rate of organic carbon. *Revue de Paleobiologie* 2, 719-720, Special Issue.
- Altenbach A.V. (1992).** Short term processes and patterns in the foraminiferal response to organic flux rates. *Marine Micropaleontology* 19, 129-139.
- Alve E. (1990).** Variations in estuarine foraminiferal biofacies with diminishing oxygen conditions in Drammensfjord. In: C. Hembleben, M.A. Kaminski, W. Kuhnt and D.B. Scott (Eds.), *Paleoecology, Biostratigraphy, Paleooceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera*. Kluwer, Dordrecht, pp. 661-694.
- Alve E. (1994).** Opportunistic features of the foraminifer *Stainforthia fusiformis* (Williamson): evidence from Frierfjord, Norway. *J. Micropalaeontol.* 13, 24.
- Alve E. (1995).** Benthic foraminiferal distribution and recolonization of formerly anoxic environments in Drammensfjord, southern Norway. *Marine Micropaleontology* 25, 169-186.
- Alve E., Bernhard J.M. (1995).** Vertical migratory response of benthic foraminifera to controlled oxygen concentrations in an experimental mesocosm. *Marine Ecology Progress Series* 116, 137-151.
- Alve E., Murray J.W. (1997).** High benthic fertility and taphonomy of foraminifera; a case study of the Skagerrak, North Sea. *Marine Micropaleontology* 31, 3-4.
- Anderson O.R. (1975).** The ultrastructure and cytochemistry of resting cell formation in *Amphora coffaeformis* (Bacillariophyceae). *J. Phycol.* 1, 272-281.
- Anglada R., Jouval J. et M'boro R. (1990).** Evolution paléologique du plateau continental de Guinée au Tertiaire supérieur. *Cahier de Micropaléontologie* ; vol 2 ; p. 7-17.
- Aubert J., Berggren W.A. (1976).** Benthic foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of Tunisia. *Bull Centre Rech. Pau-SNAP* 10, 379-469.
- Arthur M. A. and Natland J. H. (1979).** Carbonaceous Sediments in the North and South Atlantic: The Role of Salinity in Stable Stratification of Cretaceous Basins. In Talwani M., Hay W., Ryan W. B. F. (eds), *Deep Drilling Results in the Atlantic Ocean: Continental Margins and Palaeoenvironments*, American Geophysical Union, Maurice Ewing Series 3, pp. 297- 344.
- Arthur M.A., Schlanger S.O. (1979).** Cretaceous "Oceanic Anoxic Events" as causal factors in development of reef- reservoir oil fields. *AAPG bulletin*, 63, 6, p. 870-885.
- Asquith G. et Gibson C. (1982).** Basic Well Log Analysis for Geologists. In *Methods in exploration series*. 216 p. Ed., AAPG.

B

- Bandy O.L. (1961).** Distribution of foraminifera, radiolaria and diatoms in sediments of the Gulf of California. *Micropaleontology*, vol. 7, n°1, p.1-26.
- Banner F.T. et Blow W.H. (1965).** Progress in the planktonic foraminiferal biostratigraphy of the Neogene. *Nature*, n°208, p. 1164-1166.
- Barmawidjaja, D.J., Jorissen F.J., Puskaric, S., Van Der Zwaan, G.J. (1992).** Microhabitat selection by benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research* 22 (4), 297-317.
- Barrera E., and Huber B.T. (1990).** Evolution of Antarctic waters during the Maastrichtian: Foraminifer oxygen and carbon isotope ratios, ODP Leg 113, *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*, 113, pp. 813-823.
- Barrera E., Huber B.T, Savin S.M., and Webb P.N. (1987).** Antarctic marine temperatures: Late Campanian through early Paleocene. *Paleoceanography*, 2, pp. 21-47
- Barron E.J. and Washington W.M. (1985).** Warm Cretaceous climates: high atmospheric CO₂ as a plausible mechanism, in Sundquist E.T. and Broecker W.S. (eds), *The Carbon Cycle and Atmospheric CO₂: Natural Variations Archaen to present. Amer. Geoph. Union, Geophysical Monograph n°32*, p. 546-553.
- Batupe, M.; Tamfu, S.; Abomo, R.S. (1995).** Evolution and hydrocarbon prospectivity of the Douala Basin, Cameroon: AAPG international conference and exhibition; extracts, *AAPG Bulletin*, 79 (8), p. 1197.
- Bé A.W.H. (1977).** An Ecological, Zoogeographic and Taxonomic Review of Recent Planktonic Foraminifera. In: *RAMSAY A.T.S. Ed., Oceanic Micropaleontology*; p. 1-88., 12 pl.
- Bellier J-P. (1987).** *Globotruncana dalbiezi*, une nouvelle espece de Foraminifère planctonique du Maastrichtien de Tunisie. *Eclogae geol.Helv.* vol.80, Nr.3, p. 881-887.
- Berger W.K. (1970).** Planktonic foraminifera: selective dissolution and the lysocline. *Mar. Geol.*, 8: p. 111-138.
- Berger, W.H., Diester Haass, L. (1988).** Paleoproductivity; the benthic/planktonic ration in foraminifera as a productivity index. *Marine Geology* 81, 1-4.
- Berggren W. A. (1970).** Multiple phylogenic zonations of the Cenozoic based on planktonic Foraminifera. *Proceed. IInd Plankt. Conf. Roma* 1, 41-56.
- Berggren W.A. (1974).** Late Paleocene-early Eocene benthonic foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of Rockal Bank. *Micropaleontology* 20, 426-448.
- Berggren W.A., Aubert, J. (1975).** Paleocene benthonic foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of Atlantic-Tethyan regions; Midway-type fauna. *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 18, 73-192.
- Berner E.K., Berner R.A. (1996).** *Global Environment*. Prentice-Hall, Upper Saddle River, 2ème édition, 365p.

- Bernhard J.M. (1986).** Characteric assemblages and morphologies of benthic foraminifera from anoxic, organic-rich epositsm Jurassic through Holocene. *Journal of Foraminiferal Research* 16 (3), 207-215.
- Bernhard J.M. (1989).** The distribution of benthic foraminifera with respect to oxygen concentraion and organic carbon level in shallow-water Antarctic sediments. *Limnol. Oceanogr.*, 34:1131-1141.
- Bernhard J.M., Reimers C.E. (1991).** Benthic foraminiferal population fluctuations related to anoxia: Santa Barbara basin. *Biogeochemistry* 15, 127-149.
- Bernhard J.M. (1992).** Benthic foraminiferal distribution and biomass related to pore-water oxygen content: central California continental slope and rise. *Deep-Sea Research I* 39 (3/4), 585-605.
- Bernhard J.M. (1993).** Experimental and field evidence of Antarctic foraminiferal tolerance to anoxia and hydrogen sulfide. *Marine Micropaleontology* 2, 3-4.
- Bernhard J.M. (1996).** Microaerophilic and facultative anaerobic benthic foraminifera: a review of experimental and ultrastructural evidence. *Revue de Paleobiologie* 15, 261-275.
- Bernhard J.M., Alve E. (1996).** Survival, ATP pool, and ultrastructural characterization of benthic foraminifera from Drammensfjord (Norway); response to anoxia. *Marine Micropaleontology* 28 (1), 5-17.
- Bernhard J.M., Sen Gupta B.K., Borne P.F. (1997).** Benthic foraminiferal proxy to estimate dysoxic bottom-water oxygen concentrations: Santa Barbara Basin, U.S. Pacific Continental Margin. *Journal of Foraminiferal Research* 27, 301-310.
- Bernhard J.M., and Bowser S.S. (1999).** Benthic foraminifera of dysoxic sediments: chloroplast sequestration and functional morphology. *Earth-Science Reviews*, 46,148-165.
- Berninger U.G., Epstein S.S. (1995).** Vertical distribution of benthic ciliates in response to the oxygen concentration in an intertidal North Sea sediment. *Aquat. Microb. Ecol.* 9, 229-236.
- Betzer P.R., Showers W.J., Laws E.A., Winn C.D., Ditullio G.R., Kroopnick P.M. (1988).** Primary productivity and particle fluxes on a transect of the equator at 153 W in the Pacific Ocean. *Deep-Sea Research* 31, 1-11.
- Blow W. H. (1969).** Late Middle Eocene to Recent Planktonic foraminiferal biostratigraphy. Proceed. *Intern. Conf. Plankt. Microfossils* 1, 199-421.
- Blow W. H. (1970).** Deep Sea Drilling Project, Leg 2 Foraminifera from selected samples. *Init. Rep. of the Deep. Sea. Dril. Proj.* vol. II, p.357-365.
- Blow W.H. (1979).** The Cainozoic Globigerinida. *Eds. Leiden, E.J. Brill*, 3 tomes.
- Bolli H.M., Saunders and Perch-Nielsen J.B. (1985).** Plankton stratigraphy. *Cambridge University Press*, 1032 p.
- Boltenhagen E. et Salard-Cheboldaeff, M. (1980).** Essai De Reconstitution Climatique Crétacé Et Tertiaire Du Gabon Et Du Cameroun D'après La Palynologie. *Mém. Museum Nat. Hist. Nat., Nlle. Série, Série B, Botanique*, Xxvii, 203-210.

Boltovskoy E. (1976). Distribution of recent foraminifera of the South American region. *In*: Hedley, R.H., Adams, C.G. (Eds.), *Foraminifera*. Academic Press, London, pp. 171-236.

Boltovskoy E., Wright R. (1976). *Recent Foraminifera*. Junk, The Hague, 515 pp.

Bordenave M.L. (1993). Applied Petroleum Geochemistry (p. 524). *Paris: Technip*, p. 524

Bornmalm L., Corliss B.H., Tedesco K. (1997). Laboratory observations of rates and patterns of movement of continental margin benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology* 29, 3-4.

Boussafir M. (1995). Microtexture et structure ultrafine des roches et matières organiques pétrolières: Nature et mode de fossilisation de la matière organique dans les séries organo-sédimentaires cycliques du Kimméridgien d'Angleterre. *Thèse de doctorat de l'Université d'Orléans*, 188 p.

Bray R.; Lawrence S., Swart R. (1998). Source rock, maturity data indicate potential off Namibia, *Oil and Gas Journal*, 96 (32), pp. 84-89.

Brian T., Huber R., 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. *Journ. of Foram. Research*. v. 29, n° 4, p. 392-417.

Burke K. (1996). The African plate. *South African Journal of Geology*, 99, pp.39-410.

Burke K., MacGregor D.S., and Cameron N. R. (2003). Africa's petroleum systems: four tectonic 'Aces' in the past 600 millions years. *In* Arthur T. J., MacGregor D.S. et Cameron N. R. (eds) *Petroleum Geology of Africa: New Themes and developing Technologies*. Geological Society, London, Special publication 207, pp. 21-60.

Burwood R. (1998). Angolan Atlantic-margin petroleum systems; pre- and post-salt source-rock control: *AAPG Bulletin*, 82, p. 1987.

Bush A. B. G., and Philander S. G. H. (1997). The Late Cretaceous: Simulation with a coupled atmosphere-ocean general circulation model. *Paleoceanography* 12, 495-516.

Buzas M., Gibson T. (1969). Species diversity: benthonic foraminifera in western north Atlantic. *Science* 163, 72-75.

Buzas M.A., Culver S.J., Jorissen F.J. (1993). A statistical evaluation of the microhabitats of living (stained) infaunal benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology* 20, 3-4

C

Calvert S.E. (1987). Oceanographic controls on the accumulation of organic matter in marine sediments. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 26, 137-151.

Calvert S.E., Pedersen T. F., Naidu P. D., and Von Strackelberg U. (1995). On the organic carbon maximum on the continental slope of the eastern Arabian Sea. *J. Mar. Res.* 53, 269-296.

Canfield D.E. (1989). Sulfate reduction and oxic respiration in marine sediments: Implications for organic carbon preservation in euxinic environments. *Deep-Sea Res.* 36, 121-138.

Caralp M. (1984). Impact de la matière organique dans des zones de forte productivité sur certains foraminifères benthiques. *Oceanol. Acta*, 7 :509-515.

- Caralp M. (1989a).** Abundance of *Bulimina exilis* and *Melonis barleeanum*: relationship to the quality of marine organic matter. *Geo-Marine Letters* 9, 37-43.
- Caralp M. (1989b).** Size and morphology of the benthic foraminifer *Melonis barleeanum*: relationships with marine organic matter. *Journal of Foraminiferal Research* 19 (3) 235-245.
- Caron M. (1978).** Cretaceous planktonic foraminifers from DSDP leg 40, southeastern Atlantic Ocean, in Bolli .H.M et al., DSDP initial reports: Washington, D.C., U.S.Government Printing office, v.40, p.651-678.
- Caron M. (1983).** La spéciation chez les foraminifères planctoniques: une réponse adaptée aux contraintes de l'environnement. *Zitteliana*, vol. 10, p. 671-676.
- Caron M. and Homewood P. (1983).** Evolution of early planktic foraminifers. *Marine Micropaleontology*, n°7, p. 453-462.
- Caron M. (1985).** Cretaceous planktic foraminifera. In: Bolli, H. M.; Saunders et J. B., Perch-Nielsen Eds. (1985). Plankton stratigraphy. Cambridge Earth Science Series, *Cambridge University Press*, p. 17-86.
- Carney R.S. (1989).** Examining relationships between organic carbon flux and deep-sea feeding. In: Lopez, G., Taghon, G., Levinton, J. (Eds.). Ecology of Marine Deposit Feeders. Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies. Springer Verlag, pp. 24-58.
- Catuneanu O., Willis A. J., Miall A. D. (1998).** Temporal significance of sequence boundaries. *Sedimentary Geology*, 121, 157-178.
- Catuneanu O. (2002).** Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences* 35, 1-43.
- Chamley H. (1971).** Recherches sur la sédimentation argileuse en Méditerranée. *Sciences géol.*, Mém. 35, 210 p.
- Chevalier J. et Fischer M. (1982).** Présence de *Colomiella* Bonet (Calpionellidae) dans le Crétacé inférieur (Madiéla) du Gabon. *Cah. Micropal.*, 2, 29-34.
- Cita M.B., and Podenzani M. (1980).** Destructive effects of oxygen starvation and ash falls on benthic life: a pilot study. *Quat. Res.*, 13:230-241.
- Corliss B.H. (1985).** Microhabitats of benthic foraminifera within deep-sea sediments. *Nature* 314, 435-438.
- Corliss B.H., and Emerson S. (1990).** Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotian continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Res.*, 37: 381-400.
- Corliss B.H. (1991).** Morphology and microhabitat preferences of benthic foraminifera from the northwest Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology* 17, 195-236.
- Corliss B.H., Chen C. (1988).** Morphotype patterns of Norwegian Sea deep-sea benthic foraminifera and ecological implications. *Geology* 16 (8), 716-719.
- Corliss B.H., Emerson S. (1990).** Distribution of Rose Bengal stained deep-sea benthic foraminifera from the Nova Scotia continental margin and Gulf of Maine. *Deep-Sea Research* 37, 381-400.

Coulbourn W.T., Lutse G.F. (1988). Benthic foraminifera and their relation to the environment offshore of Northwest Africa; a multivariate statistical analysis. *Revue de Paleobiologie* 2, 755-764, Special issue.

Culver S.J., and Buzas M.A. (1985). Distribution of Recent Benthic Foraminifera off the North American Pacific Coast from Oregon to Alaska. *Smithson. Contrib. Mar. Sci.*, 26, 234 pp.

Culver S.J., and Buzas M.A. (1986). Distribution of Recent Benthic Foraminifera of the North American Coast from California to Baja. *Smithson. Contrib. Mar. Sci.*, 28, 634 pp.

D

Darteville E., et Schneegans D. (1934). Gisements fossilifères de Futa (A.E.F.) et quaternaire de la zone littorale du Congo. *C.R. Acad. Sci. Paris*, n°194, p. 1635-1636.

Davis C., Pratt L., Sliter W., Mompert L., and Murat B. (1999). Factors influencing organic, carbon and trace metal accumulation in the Upper Cretaceous La Luna Formation of the western Maracaibo Basin, Venezuela, in Barrera, E., and Johnson, C., eds. The evolution of the Cretaceous ocean-climate system: *Geological Society of America*, Special Paper 332, p. 203-230.

Dean W.E., Arthur M. A., and Claypool G. E. (1986). Depletion of ^{13}C in Cretaceous marine organic matter: Source, diagenesis, or environmental signal? *Marine Geology*, 70, 119-157.

Deconinck J.F. (1984). Sédimentation et diagenèse des minéraux argileux du Jurassique supérieur – Crétacé dans le Jura méridional et le domaine subalpin (France Sud-Est). Comparaison avec le domaine atlantique nord. *Thèse de 3^{ème} cycle de l'Université de Lille*, 150 p.

Deconinck J.F., Debrabant P. (1985). Diagenèse des argiles dans le domaine subalpin: rôles respectifs de la lithologie, de l'enfouissement et de la surcharge tectonique. *Rev. Geogr. Phys. Geol. Dynam.*, vol. 26, fasc. 5, p. 312-330.

DeConto R.M., Hay W.W., Thompson S.I., and Bergren J. (1999). Late Cretaceous climate and vegetation interactions: Cold continental interior paradox, *In* Barrera, E., and Johnson, C., (Ed.), The evolution of the Cretaceous ocean-climate system, *Geological Society of America*, Special Paper 332, pp. 391-406.

De Graciansky P.C, Deroo G., Herbin J.P., Jacquin T., Magniez F., Montadert L., Muller C., Ponsot C., Schaaf A., and Sigal J. (1986). Ocean-wide stagnation episodes in the Late Cretaceous. *Inter. Journ. of Earth Sciences*, vol. 75, n°1, pp. 17-41.

De Klasz I., Marie P., et Meijer M. (1960). *Gabonella* nov. gen., un nouveau genre de Foraminifères du Crétacé supérieur et du Tertiaire basal de l' Afrique Occidentale. *Rev. de Micropal.*, vol. 3, n°3, p. 167-182.

De Klasz I, Marie P., et Rerat D. (1962). Deux nouvelles espèces du genre *Gabonella* (Foraminifères) du Crétacé du Gabon (Afrique équatoriale). *Rev. de Micropal.*, vol. 2, n°4, p. 77-78.

De Klasz I, Magné J., et Rerat D. (1963). Quelques formes nouvelles de *Buliminidae* caractéristiques du Crétacé supérieur du Gabon (Afrique équatoriale). *Rev. de Micropal.*, vol. 6, n°3, p. 145-152.

De Klasz I., et Van Hinte J. E. (1974). Remarques sur le genre *Gabonella* (Foraminifères) et description de deux nouvelles espèces du Crétacé supérieur du Gabon. *Annales des Mines et de la géologie. Tunis*, 28, p. 481-497.

De Klasz I., De Klasz S., Colin J.-P., Jan Du Chene R., Ausseil-Badie J., Bellion Y. et Peypouquet J.-P. (1987). Apports de la micropaléontologie (foraminifères, ostracodes, dinoflagellés) à la connaissance stratigraphique et paléoécologique de la formation des Madeleines (Danien du Sénégal). *Cah. Micropal.*, Nou. série, vol. 2, n°3-4, p. 5-27.

Delaca T.E., Karl D.M., Lipps, J.H. (1981). Direct use of dissolved organic carbon by agglutinated benthic foraminifera. *Nature* 289, 287-289.

Demaison G. J., Moore G.T. (1980). Anoxic environments and oil source bed genesis. *AAPG Bulletin*. 64, 1179-1209.

Den Dulk M., Reichart G.J., Memon G.A., Roelofs E.M.P., Zachariasse W.J., Van Der Zwaan G.J. (1988). Benthic foraminiferal response to variations in intensity of the oxygen minimum zone in the northeast Arabian Sea. *Marine Micropaleontology* 35, 43-66.

Den Dulk M. (2000). Benthic Foraminiferal Response to Late Quaternary variations in Surface Water Productivity and Oxygenation in the Northern Arabian Sea. Universiteit Utrecht, Utrecht. 205 pp.

Denne R.A., Sen Gupta B.K. (1988). Abundance variations of dominant benthic foraminifera on the north-western Gulf of Mexico slope: relationship to bathymetry and water mass boundaries. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* 44, 33-43.

Denne R.A., Sen Gupta B.K. (1989). Effects of taphonomy and habitat on the record of benthic foraminifera in modern sediments. *Palaios* 4 (5), 414-423.

Denne R.A., Sen Gupta B.K. (1991). Association of bathyal foraminifera with water masses in the north-western Gulf of Mexico. *Mar. Micropaleontol.*, 17: 173-193.

De Stigter H.C. (1996). Recent and fossil foraminifera in the Adriatic Sea: distribution patterns in relation to organic carbon flux and oxygen concentration at the seabed. *Geologica Ultraiectina, Vol. 144*, 254 pp.

D'Hondt S., Arthur M. A. (1995). Interspecies variation in stable isotopic signals of Maastrichtian planktonic foraminifera. *Paleoceanography*, 10, 123-135.

Douglas R.G., and Savin S.M. (1975). Oxygen and carbon isotope analyses of Tertiary and Cretaceous microfossils from the Shatsky Rise and other sites in the North Pacific Ocean. *Initial Rep. Deep Sea Drill. Proj.*, 32, pp. 506-520.

Douglas R. G., and Savin S. M. (1978). Oxygen isotopic evidence for the depth stratification of Tertiary and Cretaceous planktic foraminifera. *Mar. Micropal.* 3, 175-196.

Douglas R.G., and Heitmann H.L. (1979). Slope and basin benthic foraminifera of the California borderland. In: L.J. Doyle and O.H. Pilkey (Editors), *Geology of Continental Slopes, SEPM Spec. Publ.*, 27:231-246.

Douglas R. G. (1981). Paleocology of continental margin southern California. In: Douglas R. G., Colburn I. P. and Gorsline D. S. (Editors). *Depositional Systems of Active Continental Margin Basins*. Short courses Notes. SEPM, Pac. Sect., San Francisco, pp. 121-156.

Dow W.G. (1977). Kerogen studies and geological interpretation. *J. Geochem. Explor.* 7(2), 79-99.

Dow W.G. (1978). Petroleum sources beds on continental slopes and rises. *AAPG Bulletin*, 62, 1584-1606.

Duijnste I.A.P., Jannink N.T., Ernst S., Van Der Zwaan G.J. (1997). Seasonality, trophic variability and microhabitat structure: preliminary field data and experimental studies. *Proceedings Xth Congress on Protozoology* (Australia), p. 79.

Dupont G. (1996). Principaux foraminifères planctoniques du Crétacé gabonais. *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique sud*: Actes colloques Angers, 1994, 83-121.

Durand, B. (1983). Present trends in organic geochemistry in research on migration of hydrocarbons (present state of knowledge). *Organic geochemistry*, 13, 445-459.

Duval B. C., Cramez C., Vail P. R. (1998): Stratigraphic cycles and major marine sources. In: De Graciansky P. Ch et al. (eds), Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy in European Basins. *SEPM Special Publication*, 60, 43-51.

E

Eicher D. L. (1967). Foraminifera from Belle Fourche Shale and equivalents, Wyoming and Montana. *Journ. Paleontol.* 41, 167-188.

Eicher D. L., and Worstell P. (1970). Cenomanian and Turonian foraminifera from the Great Plains, Unites States. *Micropal.* 16, 269-324.

El Abani A., Kuhnt W., Luderer F., Herbin J.P., Caron M. (1999). Palaeoenvironmental evolution of the Late Cretaceous sequence in the Tarfaya Basin (southwest of Morocco). In: Cameron, N.R., Bate, R.H., Clure, V.S. (eds). The Oil and Gas Habitats of the South Atlantic. *Geological Society*, London, Special Publication 152, 223-240.

Ellis B. R., Messina A. R. (1940). Catalogue of foraminifera. *American Museum of Natural History*, Special Publication, 13.

Embry A. F. (1995). Sequence boundaries and sequence hierarchies: problems and proposals. In: Steel R. J., Felt V. L., Johannessen E. P., Mathieu C., vol. 5 (Special Publication). Norwegian Petroleum Society (NPF), pp. 1-11.

Emeis K.-C., Whelan J.K., and Tarafa M. (1991). Sedimentary and geochemical expressions of oxic and anoxic conditions on the Peru Shelf. In: Modern and Ancient Continental shelf Anoxia, Tyson, R.V. and Pearson, T.H. (eds).

Erlich R.N., Plamer-Koleman S.E., and Antonieta Lorente M. (1999). Geochemical characterization of oceanographic and climatic changes recorded in upper Albian to lower Maastrichtian strata, western Venezuela: *Cretaceous Research*, v. 20, p. 547-581.

Ernst S.R., Juijnste I.A.P., Jannink N.T., Van Der Zwaan G.J. (1999). Experimental study of microhabitat preferences and mobility of benthic foraminifers, with special reference to *Leptohalysis scotti*. In: Hart, M.B., Smart, C. (Eds.), Proceedings of the Fifth International Workshop on Agglutinated Foraminifers. Plymouth, Sept. (1997). *Grzybowski Foundation, Special Publ.*, vol. 7.

Escalante A.A., Ayala F.J. (1996). Molecular paleogenetics: the evolutionary history of *Plasmodium* and related protists. In: Jablonski, D., Erwin, D.H., Lipps, J.H. (Eds.), Evolutionary Paleobiology. *The University of Chicago Press*, Chicago, pp. 21-41.

Espitalié J., Laporte J.L., Madec M., Marquis F., Leplat P., Paul J., et Boutefeu A. (1977). Méthode rapide de caractérisation des roches mères de leur potentiel pétrolier et de leur degré d'évolution. *Revue Inst. Franç. Pétrole*. vol.XXXII, No 1. 77002

Espitalié J., Deroo G., et Marquis F. (1985-1986). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. - *Revue Inst. Franç. Pétrole*, 40 (5), 563-579; 40 (6), 755-784 et 41 (1), 73-89.

F

Fassel M. L., Bralower T. J. (1999). Warm, equable mid-Cretaceous: stable isotope evidence. *Spec. Pap. – Geol. Soc. Am.*, 332, 121-142.

Fenchel, T. (1987). Ecology of Protozoa. *Science Tech. Publishers*, Madison, Wis., 197 pp.

Fenchel T.M., and Reidl R.J. (1970). The sulfide system: a new biotic community underneath the oxidized layer of marine sand bottoms. *Mar. Biol.*, 7: 255-268.

Field Christopher B., Behrenfeld Michael J., Randerson James T., Falkowski P. (1998). Primary Production of the Biosphere: Integrating Terrestrial and Oceanic Components. *Science*, vol. 281.

Fischer A. G., and Arthur M. A. (1977): Secular Variations in the Pelagic Realm. *Society of Economic Geologists, Paleontologists, Special Publication 25*, 24-50.

Frakes L. A. (1979): Climates throughout geologic time. *Elsevier Scientific Pub. Co.*; New York, 322 p.

Francis J.E (1991). Palaeoclimatic significance of Cretaceous-early Tertiary fossil forests of the Antarctic Peninsula. In Geological Evolution of Antarctica, edited by Thomson M.R.A, Cram J.A. and Thom J.W. *Cambridge University Press*, New York. pp. 623-627.

Frankel L. (1972). Subsurface reproduction in foraminifera. *J. Paleontol.* 46, 62-65.

Frederiksen N.O. (1989). Changes in floral diversities, floral turnover rates, and climates in Campanian and Maastrichtian time, North Slope of Alaska. *Cretaceous Res.*, 10, pp.249-266.

Francis J.E (1986). Growth rings in Cretaceous and Tertiary wood from Antarctic and their paleoclimatic implications. *Palaeontology*, 29, pp. 665-684.

G

Galisson H. (1987). Evolution de la circulation dans l'Atlantique Sud et Central au cours du mésozoïque. *Thèse de Doctorat, Univ. PARIS VI*, 2 tomes, 523 p.

Garrison R.E. (1992). Neogene lithofacies and depositional sequences associated with upwelling regions along the eastern margin of the Pacific. In Tsuchi, R. and Ingle, J.C. (eds.), *Pacific Neogene: Environment, Evolution and Events*. Univ. of Tokyo Press, Tokyo, p. 43-68.

Gary A.C. (1991). Benthic foraminiferal morphology; a tool for paleoenvironmental and paleowaterdepth interpretations. *AAPG Bull.* 75 (3), 578.

Gary A.C., Healey Williams N., Ehrlich R. (1989). Water-mass relationships and morphologic variability in the benthic foraminifer *Bolivina albatrossi* Cushman, northern Gulf of Mexico. *Journal of Foraminiferal Research* 19 (3), 210-221.

- Gebhart H., Kuhnt W., and Holburn A. (2004).** Foraminiferal response to sea level change, organic flux and oxygen deficiency in the Cenomanian of the Tarfaya Basin, south Morocco. *Mar. Micropal.* 53, 133-157.
- Gibson T. G. (1989).** Planktonic benthic foraminiferal ratios: modern patterns and Tertiary applicability. *Mar. Micropal.* 15, 29-52.
- Giresse P. (1980).** The Maastrichtian phosphate sequence of the Congo. p. 193-205.
- Giresse P. (1981).** Les sédimentogenèses et les morphogenèses quaternaires du plateau et de la côte du Congo en fonction du cadre structural. *Bulletin de l'I.F.A.N., Sér. A*, t. 43, n°1-2, p. 43-68.
- Giresse P., Jansen F., et Kouyoumouzakakis G. (1981).** Les fonds de la plate-forme congolaise, le delta sous-marin du fleuve Congo. Bilan de huit ans de recherches sédimentologiques, paléontologiques, géochimiques et géophysiques. *Trav. et Doc. ORSTOM*, n°138, p. 13-45.
- Giresse P. (1982).** La succession des sédimentations dans les bassins marins et continentaux du Congo depuis le mésozoïque. *Sci. Géol. Bull.*, 4, 35, p. 183-206.
- Giresse P., et Cornen G. (1976).** Distribution, nature et origine de phosphates miocènes et éocènes sous-marins des plates-formes du Congo et du Gabon. *Bull. Bur. Rech. géol. min.*, vol. 4, n°1, p. 5-15.
- Goldstein S.T., Corliss B.H. (1994).** Deposit feeding in selected deep-sea and shallow-water benthic foraminifera. *Deep-Sea Research* 41, 229-241.
- Gooday A. (1987).** Meiofaunal foraminifera from the bathyal Porcupine Seabight (northeast Atlantic): size structure, standing stock, taxonomic composition, species diversity and vertical distribution in the sediment. *Deep-Sea Research* 33 (10), 1345-1373.
- Gooday A. J. (1994).** The biology of deep-sea foraminifera: A review of some advances and their applications in palaeoceanography. *Palaios*, 9, 14-31.
- Gooday A. J., Bett B. J., Shires R., Lamshead P. J. D. (1998).** Deep sea benthic foraminiferal species diversity in the NE Atlantic and NW Arabian Sea: a synthesis. *Deep-Sea Research. Part 2. Tropical Studies in Oceanography* 45, 165-201.
- Graciansky (De) P.C., Brosse E, Deroo G., Herbin J.P., Montadert L., Mulier C., Sigal J. et Schaaf A. (1982).** Les formations d'âge crétacé dans les sites DSDP de l'Atlantique Nord et leur matière organique: Paléogéographie et milieux de dépôt. *Rev. Inst. Fr. Pétrol.* Technip Ed., Paris, vol. 37, n°3, p. 275-334.
- Gradstein F. M., Agaterberg F. P., Ogg J. G., Hardenbol J. Van Veen P., Thierry J., and Huang Z. (1994).** A Mesozoic time scale: *Journal of Geophysical Research*, v. 99, p. 24051-24074.
- Green R.H. (1971).** A multivariate statistical approach to the Hutchinsonian niche; bivalve molluscs of central Canada. *Ecology* 52: 543-556.
- Green R.H. (1974).** Multivariate niche analysis with temporally varying environmental factors. *Ecology* 55: 73-83.
- Grimsdale T.F., Van Morkhoven F.P.C.M. (1955).** The relation between pelagic and benthic foraminifera as means of estimating depth of deposition of sedimentary rocks. *Proc. World Pet. Congr. 4th* (Rome), Sect. &/D4, pp. 473-491.

Grosdidier E., Braccini., Dupont G. et Moron J.-M (1996). Biozonation du Crétacé inférieur non marin des bassins du Gabon et du Congo. *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique sud: Actes Colloques Angers 1994*.

Guichard S. (1997). Evolution de l'environnement dans la zone de l'upwelling mauritanien pendant les derniers 236,00 ans ; le témoignage de l'écosystème benthique. *PhD thesis, Bordeaux University*, 476 pp.

Guiraud R., et Bosworth W. (1997). Senonian basin inversion and rejuvenation of rifting in Africa and Arabia: synthesis and application to place scale tectonics. *Tectonophysics*, 282, pp. 39-82.

Guiraud R., and Bosworth W. (1999). Phanerozoic geodynamic evolution of NE Africa and the NW Arabian platform. *Tectonophysics*, 315, pp. 73-108.

Giraud X. (2001). Reconstitution paléocéanographique du signal $\delta^{15}\text{N}$: Modélisation couplée physique et biogéochimique d'un upwelling côtier. *Thèse de Doctorat de l'Université Bordeaux I*, 198 pp.

H

Hallam A. (1967). The depth significance of shales in bituminous laminae. *Marine Geol.*, Amsterdam, 5, p. 481-493.

Hallock P., Rottger R., Wetmore K. (1991). Hypotheses on form and function in foraminifers. *In: Lee, J.J., Andersen, O.R. (Eds.), Biology of Foraminifera*. Academic Press, pp. 41-72.

Hammer Ø, D.A.T, Ryan P.D. (2001). PAST: Paleontological statistics software package for education and data analysis. *Palaontologica Electronica* 4(1) 9 pp. (http://palaeoelectronica.org/2001_1/past/issu1_01.htm).

Hannah F., Rogers A., Laybourn-Parry J. (1994). Respiration rates and biovolumes of common benthic foraminifera (Protozoa). *Journal Marine Biological Association UK* 74, 301-312.

Hardenbol J., Thierry J., Farley M.B., Jacquin T., de Graciansky P.C., and Vail P.R. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European Basins. *In de Graciansky P.C et al. eds, Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European Basins: SEPM Special Publication* 60, p.3-13.

Harland W.B., Cox A.V., Lewellyn P.G., Pikton C.A.G., Smith A.G., and Walters R. (1982). A Geological Time scale. Cambridge earth science series, *Cambridge University Press*, 131 p.

Hart M.B., and Bailey H.W. (1979). The distribution of planktonic foraminifera in the mid-Cretaceous of NW Europe. *In: Aspekte der Kreide Europas, International Union of Geological Sciences, Series A*, vol. 6, p. 527-542.

Hart M.B. (1980). A water depth model for the evolution of the planktonic Foraminiferida. *Nature*, vol. 286, p. 252-254.

Hart M.B. (1999). The evolution and biodiversity of Cretaceous planktonic foraminifera. *Geobios*, 32, 247-255.

Harvey H.R., Tuttle J. H., and Bell J. T. (1995). Kinetics of phytoplankton decay during simulated sedimentation: changes in biochemical composition and microbial activity under oxic and anoxic conditions. *Geochim. Cosmochim. Acta* 59. 3367-3377.

- Healey Williams N. (1993).** Paleodepth determinations from morphologic variability in recent benthic foraminifera from the northern Gulf of Mexico. Abstracts with Programs *Geological Society of America* 25 (6), 429.
- Hedberg H.D., Fisher G. (1986).** Milankovitch climatic origin of mid Cretaceous black shales rhythms in central Italy. *Nature*, 321, p.739-743.
- Hemleben C., Kitazato H. (1995).** Deep-sea foraminifera under long time observation in the laboratory. *Deep-Sea Research* 42, 827-832.
- Herbin J.P., Magniez-Jannin F., et Muller C. (1986).** Mesozoic organic-rich sedimentation in the South Atlantic: Distribution in time and space. *Mitt. geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg.*, vol. 60, p; 71-97.
- Herbin J.P., et Deroo G. (1979).** Etude sédimentologique de la matière organique dans les argiles noires crétacées de l'Atlantique sud. *Docum. Lab. Géol. Fac. Sci. Lyon*, n°75, p. 71-87.
- Herguera J.C. (1992).** Deep-sea benthic foraminifera and biogenic opal glacial to postglacial productivity changes in the western Equatorial Pacific. *Marine Micropaleontology* 19, 1-2.
- Herguera J.C., Berger W.H. (1991).** Paleoproductivity from benthic foraminifera abundance; glacial to postglacial change in the west-equatorial Pacific. Abstracts with Programs *Geological Society of America* 23 (5), 107.
- Hermelin J.O.R., and Shimmiel G.B. (1990).** The importance of the oxygen minimum zone and sediment geochemistry in the distribution of recent benthic foraminifera in the northwest Indian Ocean. *Mar. Geol.*, 91: 1-29.
- Hess S., Kuhnt W. (1996).** Deep-sea benthic foraminiferal recolonization of the (1991) Mt. Pinatubo ash layer in the South China Sea. *Marine Micropaleontology* 28 (2), 171-197.
- Hill M.O. (1973).** Reciprocal average: an eigenvector method of ordination. *Journal of Ecology*, 61: 237-249.
- Hill M.O. (1974).** Correspondence analysis: a neglected multivariate method. *Applied Statistics* 23: 340-354.
- Hill M.O. (1979).** DECORANA- A FORTRAN program for detrended correspondence analysis and reciprocal average. *Ecology and Systematics. Cornell University, Ithaca, New York.*
- Hill M.O., and Gauch H.G. (1980).** Detrended correspondence analysis, an improved ordination technique. *Vegetatio* 42: 47-58.
- Herman A., and Spicer R.A. (1997).** New quantitative palaeoclimate data for the Late Cretaceous Arctic: evidence for a warm ocean. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 128, P. 227-251.
- Hoffmann P., Wagner T., Beckmann B. (2003):** Millennial-to centennial-scale record of African climate variability and organic carbon accumulation in the Coniacian-Santonian eastern tropical Atlantic (Ocean Drilling Program Site 959, off Ivory Coast and Ghana). *Geol. Soc. of Amer.*, v. 31, no 2, p. 135-138.
- Holbourn A. E. L., and Kuhnt W. (1998).** Turonian-Santonian benthic foraminiferal assemblages from Site 959D (Côte d'Ivoire- Ghana Transform Margin, Equatorial Atlantic): indication of a Late

Cretaceous oxygen minimum zone. *In* Mascle J., Lohmann G. P. and Moullade M. (Eds). *Proc. of the Oce. Dril. Program, Sci. Results*, 159, pp. 375 -387.

Holbourn A., Kuhnt W., EL Albani A., Pletsch T., Luderer F. and Wagner T.(1999). Upper Cretaceous palaeoenvironments and benthonic foraminiferal assemblages of potential source rocks from the western African margin, Central Atlantic. *In*: Cameron N. R., Bate R. H. and Clure V. S. (eds) *The Oil and Gas Habitas of the south Atlantic. Geol. Soc. London Spec. Publ.* 153, 195-222.

Hottinger L., and Dreher D. (1974). Differentiation of protoplasm in Nummulitidae (foraminifera) from Elat, Red Sea. *Mar. Biol.*, 25:41-61.

Hottinger L., Halicz E., and Reiss Z. (1990). Partitions and fistulose chamberlets in Textulariina. *In*: C. Hembleben, M.A. Kaminski, W. Kuhnt and D.B. Scot (Editors), *Paleoecology, Biostratigraphy, Paleooceanography and Taxonomy of Agglutinated Foraminifera.* Kluwer, Dordrecht, pp. 37-49.

Huber B.T. (1992a). Palaeobiogeography of Campanian-Maastrichtian foraminifers in the southern high latitudes. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, 92, pp. 325-360.

Huber B.T., Watkins D.K. (1992): Biogeography of Campanian-Maastrichtian calcareous plankton in the region of the southern ocean: Paleogeographic and Paleoclimatic implications. *A perspective on global change Antarctic research series*, vol. 56, pp. 31-60.

Huber B. T., Hodell D. A., and Hamilton C. P. (1995). Middle-Late Cretaceous climate of the southern high latitudes: Stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *GSA Bulletin* 107, 1164-1191

Huber B. T., Leckie R. M., Norris R. D., Bralower T. J., 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.

Huc A.Y. (1988). Aspect of depositional processes of organic matter in sedimentary basins:*Org. Geochem.* 13, pp. 263-272.

Hulthe G., Hulth S., Hall P.O.J. (1998). Effect of oxygen on degradation rate refractory and labile organic matter in continental margin sediments. *Geochim. Cosmo. Acta.*, vol. 62, No.8, pp.1319-1328.

Hunt J.M. (1963). Geochemical Data on Organic Matter in Sediments. *In*: V. Bese (Ed.) 3rd International Scientific Conference on Geochemistry, *Microbiology and Petroleum Chemistry Proc.*, KULTURA, Budapest, 2, 394-412.

Hunt D., Tucker M. E. (1992). Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, 81, 1-9.

J

Jacquin T. (1987). Les événements anoxiques dans l'Atlantique Sud au Crétacé. Forages DSDP 1974-1980, sédimentologie, géochimie, minéralogie. *Mém. géol. Univ. Dijon*, 265 p.

Jannink, N.T., Duijnste, I.A.P., Almogi-Labin, A., Herut, B., Van Der Wzaan, G.J.(1997). Seasonability, trophic variability and microhabitat structure: the reliability of benthic foraminifera as paleoecological tools. *Xth International Congress on Protozoology* (Australia), p. 115.

Jannink N.T., Zachariasse W.J., Van Der Zwaan G.J. (1998). Living (Rose Bengal stained) benthic foraminifera from the Pakistan continental margin (northern Arabian Sea). *Deep-Sea Research* 45, 1483-1513.

Jarvis I., Carson G. A., Cooper M. K. E., Hart M. B., Learly P. N., Tocher B. A., Horne D., Rosenfeld A. (1988). Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (late Cretaceous) Oceanic Anoxic Event. *Cretac. Res.* 9, 3-103.

Jenkyns H. C. (1980). Cretaceous Anoxic Events: From Continents to Oceans. *Journ. Geol. Soc. London* 137, 171-188.

Jocktane O. (1992). La plateforme carbonatée albienne dans le bassin côtier gabonais: dynamique sédimentaire et stratigraphie séquentielle. *Thèse de Doctorat de l'Univ. de Bourgogne (Dijon)*, 403 p.

Jones R.W., Charnock M.A. (1985). 'Morphogroups' of agglutinating foraminifera, their life positions and feeding habits and potential applicability in (paleo) ecological studies. *Revue de Paleobiologie* 4, 311-320.

Jongman R. H. G., Ter Braak C. J. F., Van Tongeren O.F.R. (1995). Data Analysis in Community and Landscape Ecology. *Cambridge Univ. Press, Cambridge*. 299 pp.

Jorissen F.J. (1988). Benthic foraminifera from the Adriatic Sea : principles of phenotypic variation. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, vol. 37, 174 pp.

Jorissen F.J. (1999). Benthic foraminiferal microhabitats. *In* : Sen Gupta, B.K. (Ed.), Foraminifera, Kluwer, Dordrecht, in press.

Jorissen F.J., Barmawidjaja D.M., Puskaric S., Van Der Zwaan G.J. (1992). Vertical distribution of benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea; the relations with the organic flux. *Marine Micropaleontology* 19, 1-2.

Jorissen F.J., De Stigter H.C., Widmark J.G.V. (1995). A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology* 22, 3-15.

Jorissen F.J., Wittling I., Peypouquet J.P., Rabouille C., Relexans J.C. (1998). Live benthic foraminiferal faunas off Cap Blanc, NW Africa: community structure and microhabitats. *Deep-Sea Research*, in press.

Josefson A.B., Widbom B. (1988). Differential response of benthic macrofauna and meiofauna to hypoxia in the Gullmar Fjord Basin. *Marine Biology* 100, 31-40.

K

Kaiho K. (1991). Global changes of Paleogene aerobic/anaerobic benthic foraminifera and deep-sea circulation. *Palaeog.,Palaeocl.,Palaeocol.* 83, 65-85

Kaiho K. (1994). Benthic foraminiferal dissolved-oxygen index and dissolved-oxygen levels in the modern ocean. *Geology* 22 (8), 719-722, with Suppl. Data 9436.

Kastner M., Keene J.B., and Gieskes J.M. (1977). Diagenesis of siliceous oozes, I. Chemical controls on the of opal-A to opal-CT transformation- an experimental study. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 41, pp. 1041-1059.

- Kastner M. (1981).** Authigenic silicates in deep sea sediments: formation and diagenesis. *In: The Sea*, vol. 7. Emiliani, C, Ed Wiley and son, New York, 939 pp.
- Katz M.E., and Thunell R.C. (1984).** Benthic foraminiferal biofacies associated with Middle Miocene to Early Pliocene oxygen-deficient conditions in the eastern Mediterranean. *J. Foraminiferal Res.*, 14:187-202.
- Katz B.J.; Dawson W.C.; Liro L.M.; Robison V.D., and Stonebraker J.D. (1996).** The petroleum systems of the Ogooue Delta, offshore Gabon: AAPG international conference and exhibition; abstracts, *AAPG Bulletin*, 80 (8), p. 1304.
- Keil R. G., Tsamakis E., Fuh C. B., Giddings J. C., Hedges J. I. (1994a).** Mineralogy and textural controls on the organic composition of coastal marine sediments : Hydrodynamic separation using SPLITT-fractionation. *Geochim. Cosmo Acta*, 58, 879-895
- Keil R. G., Monduçon D. B., Prahl F. G., and Hedges J. I. (1994b).** Sorptive preservation of labile organic matter in marine sediments. *Nature*, 370, 549-552.
- Kennett J.P. (1982).** Marine Geology. *Eds* Prentice Hall, Englewood Cliffs, 813 p.
- Kitazato H. (1988).** Locomotion of some benthic foraminifera on sediments. *Journal of Foraminiferal Research* 18 (4), 344-349.
- Kitazato H., Ohga T. (1995).** Seasonal changes in deep-sea benthic foraminiferal populations: Results of long-term observations at Sagami Bay, Japan. *In: Sakai, H., Nozaki, Y. (Eds.), Biogeochemical Processes and Ocean Flux in the Western Pacific.* Terra Scientific Publishing, Tokyo, pp. 331-342.
- Kobayishi Y., Aomine S. (1967).** Mechanism of anhibitory effect of allophone and montmorillonite on some enzymes. *Soil SC. Plant Nutr.* Tokyo, 13, 189-194.
- Kouwenhoven T.J., Speijer R.P., Van Oosterhout C.W.M., Van Der Zwaan G.J. (1997).** Benthic foraminiferal assemblages between two major extinction events: the Paleocene El Kef section, Tunisia. *Marine Micropaleontology* 29, 105-127.
- Koutsoukos E.A.M., Leary P.N., and Hart M.B. (1990).** Latest Cenomanian-earliest Turonian low-oxygen tolerant benthonic foraminifera: a case-study from the Sergipe basin (N.E. Brazil) and the western Anglo-Paris basin (southern England). *Palaeogr., Palaeoglimatol., Palaeoecol.*, 77:145-177.
- Koutsoukos E. A. M., Mello M. R., and de Azambuja Filho (1991):** Micropalaeontological and geochemical evidence of mid- Cretaceous dysoxic-anoxic palaeoenvironments in the Sergipe Basin, northeastern Brazil. . *In: R.V. Tyson and T.H. Pearson (Editors), Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia.* *Geol. Soc. London Spec. Publ*, 58, pp. 427-447.
- Klemme H.D., Ulmishek G.F. (1991).** Effective petroleum source rocks of the world: stratigraphic distribution and controlling depositional factors. *AAPG Bulletin*, 75.
- Kruijs E. and Barron E. (1990).** Climate model prediction of paleoproductivity and potential source rock distribution. *In: Huc A. Y. (ed.). Deposition of Organic Facies.* *AAPG Studies in Geology* 30, pp. 195-216.
- Küllenber B. (1952).** On the salinity of the water contained in marine sediments. *Medd. Oceanogr. Inst. Goteborg*, 21, pp1-38.

- Lallier-Vergès E., Hayes J., Boussafir M., Tribovillard N., Zaback D., Bertrand, P., Connan, J. (1997).** Productivity induced Sulphur enrichment of organic rich sediments. *Chem.Geol.*, 134, 277-288.
- Langer M., Hottinger L., Huber B. (1989).** Functional morphology in shallow low-diverse benthic foraminiferal assemblages from tidal flats of the North Sea. *Senckenbergiana Marit.* 20, 81-90.
- Langford F. F., and Blanc-Valleron M.-M. (1990).** Interpreting Rock-Eval pyrolysis data using graphs of pyrolyzable hydrocarbons vs.total organic carbon. *AAPG Bulletin*, 74, 799-804
- Largeau C., Casadevall E., Kadouri A., Metzger P. (1984).** Formation of Botryococcus braunii kerogens. Comparative study of immature Torbanite and of the extant alga of Botryococcus braunii. In advances in organic Geochemistry 1983, eds. Schenck, P. A., Leeuw, J. W., and Lijmbach, G. W. M. *Organic Geochemistry*, Pergamon Press, Oxford, 6, 327-332.
- Largeau C., Derenne S., Casadevall E., Kadouri A., Sellier N. (1986).** Pyrolysis of immature Torbanite and of the resistant biopolymer (PRBA) isolated from extant alga Botryococcus braunii. Mechanism of formation and structure of Torbanite. In Advances in Organic Geochemistry 1985, eds. Leythaeuser D., and Rulkötter. *J. Org. Geoch.*, Pergamon Press, Oxford, 10, 1023-1032.
- Largeau C., Derenne S. (1993).** Relative efficiency of the Selective Preservation and Degradation. Recondensation pathways in kerogen formation. Source and environment influence on their contributions to type 1 and n kerogens. *Org. Geoch.*, 20, 611-615. *Senckenbergiana Marit.* 20, 81-90.
- Laybourn-Parry J. (1984).** A Functional Biology of Free-Living Protozoa. Univ. California Press, Berkeley, 218pp.
- Leary P. N., Carson G. A., Cooper M. K. E., Hart M. B., Horne D., Jarvis I., Rosenfeld A., Tocher B. A. (1989).** The biotic response to the late Cenomanian oceanic anoxic event; ingrated evidence from Dover, SE England. *J. Geol. Soc. (Lond.)* 146, 311-317.
- Lee J.J., Muller W.A., Stone R.J., Mcenery M.E., Zucker, W. (1969).** Standing crop of foraminifera in sublittoral epiphytic communities of Long Island salt marsh. *Mar. Biol.* 4, 44-61.
- Lee J.J. (1974).** Towards understanding the niche of foraminifera. In: Hedley, R.H., Adams, C.G. (Eds.), Foraminifera pp; 207-260.
- Lee J.J., Capriulo G.M. (1990).** The ecology of marine protozoa. In: Capriulo, G.M. (Ed.), Ecology of Marine Protozoa. Oxford Univ. Press, pp. 3-45.
- Lee J.J., Anderson O.R. (1991).** Biology of Foraminera. Academic Press, 368 pp.
- Leckie R. M. (1987).** Paleocoloy of mid-Cretaceous foraminifera: a comparison of open ocean and epicontinental sea assemblages. *Micropal.* 33, 164-176.
- Leckie R. M., Yuretich R. F., West O. L. O., Finkelstein D., Schmidt M. (1998).** Paleoceanography of the southwestern Western Interior Sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (late Cretaceous). *SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol.* 6, 101-126.
- Leutenegger, S., and Hansen, H.J. (1979).** Ultrastructural and radiotracer studies of pore-function in foraminifera. *Marine Biology* 54, 11-16.

- Leutenegger S. (1984).** Symbiosis in benthic foraminifera: specificity and host adaptations. *J. Foraminiferal Res.* 14, 16-35.
- Linke, P., Lutze, G.F. (1993).** Microhabitat preferences of benthic foraminifera—a static concept or a dynamic adaptation to optimize food acquisition? *Marine Micropaleontology* 20, 215-234.
- Lipps J.H. (1972).** Plankton biostratigraphy and paleoecology of the eastern North Pacific Ocean: Introduction. *Paleogeogr., Paleoclimat., Palaeoecol.*, n°12, p. 3-14.
- Lipps J.H. (1983).** Biotic interactions in benthic foraminifera. *In: Tevez, M.J.J., McCalls (Eds.), Biotic Interactions in Recent and Fossil Communities*, Plenum, New York, pp. 331-376.
- Loeblich A.R., et Tappan H. (1988).** Foraminifera genera and their classification: Van Nostrand Reinhold, New York, 1-970, pl.1-847.
- Lopez E. (1979).** Algal chloroplasts in the protoplasm of three species of benthic foraminifera: taxonomic affinity, viability, and persistence. *Mar. Biol.* 53, 201-211.
- Loubere P., Gary A. (1990).** Taphonomic process and species microhabitats in the living to fossil assemblage transition of deeper water benthic foraminifera. *Palaios* 5 (4), 375-381.
- Loubere P. (1994).** Quantitative estimation of surface ocean productivity and bottom water oxygen concentration using benthic foraminifera. *Paleoceanography* 9, 723-737.
- Loubere P., Antony G., Lagoe M. (1993).** Sea-bed biogeochemistry and benthic foraminiferal bathymetric zonation on the slope of the northwest Gulf of Mexico. *Palaios* 8, 439-449.
- Loubere P. (1997):** Benthic foraminiferal assemblage formation, organic carbon flux and oxygen concentrations on the outer continental shelf and slope. *Journ. of Foram. Res.* 27, p. 93-100
- Loutit T.S., Hardenbol J., Vail P.R., and Baum G.R. (1988).** Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. *In: WILGUS C.K. et al. Eds, Sea-level changes: An integrated approach. SEPM Special Publication*, n°42, p. 183-213.
- Lückge A., Ercegovac M., Strauss H., Littke R. (1999).** Early diagenetic of organic matter by sulphate reduction in Quaternary sediments from the northeastern Arabia Sea. *Marine Geology*, 158, p.1-13.
- Lutze G.F. (1980).** Depth distribution of benthic foraminifers on the continental margin off northwest Africa. *Meteor. Forschungserg., Reihe C* 32, 31-80.
- Lutze G.F. (1985).** *Uvigerina* species from the eastern North Atlantic. *Utrecht Micropaleontological Bulletin* 35, 31-80.
- Lutze G., Coulbourn W. (1984).** Recent benthic foraminifera from the continental margin off northwest Africa: community structure and distribution. *Marine Micropaleontology* 8, 361-401.
- Ly, A., et Anglada R. (1991).** Le Bassin sénégal-mauritanien dans l'évolution des marges périalantiques au Tertiaire. *Cahiers de Micropal.* vol. 6, n°2. pp. 23-52.
- Ly A., and Kuhnt W. (1994).** Late Cretaceous benthic foraminiferal assemblages of the Casamance shelf (Senegal, N.W Africa). Indication of a minimum oxygen minimum zone: *Rev. de Micropal.* 7, p.49-74.

M

- Mackenzie A.S., Beaumont C., Bouthillier R., Rullkotter J. (1985).** The aromatisation and isomerization of hydrocarbons and the thermal and subsidence history of the Nova Scotia.: *Philosophical transactions of the Royal society London*, 315, p. 203-332.
- Mackensen, A., and Douglas R.G. (1989).** Down-core distribution of live and dead deep-water benthic foraminifera in box cores from the Weddell Sea and the California continental borderland. *Deep-Sea Res.*, 36: 879-900.
- MacLeod K. G., Huber B. T., Le Ducharme M. (2000).** Paleontological and geochemical constraints on the deep ocean during the Cretaceous greenhouse interval. *In: Huber B. T., MacLeod K. G., Wing S. L. (Eds.), Warm Climates in Earth History. Cambridge Univ. Press, Cambridge*, pp. 241-274.
- Maillard L. C. (1913).** Formation de matières humiques par action de polypeptides sur sucres. *C. R. Ac. Sc.* 156, 148-149.
- Malmgren B.A. (1987):** Differential dissolution of Upper Cretaceous planktonic foraminifera from a temperate region of the South Atlantic Ocean. *Mar. Micropal.*, 11: 251-271
- Maley J. (1996).** The African rain forest-main characteristics of change in vegetation and climate from the Upper Cretaceous to the Quaternary: *Royal Society of Edinburgh Proceedings*, 104B, pp. 31-73.
- Marszalek D.S., Wright R.C., Hay W.W. (1969).** Function of the test in foraminifera. *Transactions Gulf Coast Association of Geological Societies* 19, 341-352.
- Masse P. (1981).** Origine tectonique des rifts intracontinentaux. *Bull. techn. Groupe Elf Aquitaine* (publ. interne).
- Massala A. (1988).** Caractères micropaléontologiques et sédimentologiques des formations du Crétacé supérieur (Sénonien) du bassin atlantique congolais. *Memoire DEA, Univ. de Bourgogne*, 52 p.
- Massala A., Bellier J-P., Magniez-Jannin F., et Laurin B. (1996).** Biostratigraphie (foraminifères planctoniques) et environnements du Crétacé supérieur d'après deux sondages du bassin côtier congolais. *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique sud: Actes Colloques Angers 1994*
- Massala A. (1993).** Le Crétacé supérieur et le Tertiaire du bassin côtier congolais; Biochronologie et Stratigraphie séquentielle. *Thèse de Doct. de l' Univ. de Bourgogne (Dijon)*, 392 p.
- Matera N.J., Lee J.J. (1972).** Environmental factors affecting the standing crop of foraminifera in sublittoral and psammolittoral communities of a Long Island salt marsh. *Mar. Biol.* 14, 89-103.
- Mathieu R. (1988).** Foraminifères actuels et resurgences côtières sur la marge continentale atlantique du Maroc. *Revue de Paléobiologie* vol. Spéc. n°2, p.845-850
- Mayer L. M. (1994b).** Relationships between mineral surfaces and organic carbon concentrations in soils and sediments. *Chem. Geol.*, 114, 347-363.
- M'boro R. (1980).** Le bassin de Pointe-Noire (Congo) du Sénonien au Néogène. *Thèse de doctorat de l'Univ. de Provence, Marseille*, 2 tomes, 336 p., 35 pl.

- M'boro R., Anglada R., et Brun L. (1981).** Le bassin de Pointe-Noire (Congo) du Sénonien supérieur au Néogène (Stratigraphie-Paléogéographie). *Cah. Micropal.*, n°4, p. 73-102.
- Mccorkle D.C., Keigwin L.D., Corliss B.H., and Emerson S.R. (1990).** The influence of microhabitats on the carbon isotopic composition of deep-sea benthic foraminifera. *Paleoceanography*, 5: 161-185.
- Meyers M.B., Fossing F., Powell E.N. (1987).** Microdistribution of interstitial meiofauna, oxygen and sulfide gradients, and the tubes of macro-fauna. *Mar. Ecol. Progr. Ser.* 35, 223-241.
- Meyers M.B., Powell E.N., Fossing H. (1988).** Movement of oxybiotic and thiobiotic meiofauna in response to changes in pore-water oxygen and sulfide gradients around macro-infaunal tubes. *Mar. Biol.* 98, 395-414.
- Millot G. (1964).** Géologie des argiles. Altération, sédimentologie, géochimie. *Masson Eds.*, 499 p.
- Minchin P.R., (1987).** An evaluation of the relative robustness of techniques for ecological ordination. *Vegetatio* 69: 89-107.
- Mizutani S. (1966).** "Transformation of silica under hydrothermal conditions," *Journal of Earth Sciences*, Nagoya University, 14, 56-88.
- Moussoudou L. (1984).** Etude sédimentologique et géodynamique de forages sénoniens p.p. entre plate-forme et talus dans la région de Port-Gentil (Gabon). Formations Pointe-Clairrette et Anguille. *Thèse 3° cycle de l'Univ. de Bourgogne (Dijon)*. 168 p.
- Moodley L., Hess C. (1992).** Tolerance of infaunal benthic foraminifera from low and high oxygen concentrations. *Biological Bulletin* 183: 94-98.
- Moodley, L., Van Der Zwaan, G.J., Herman, P.M.J., Kempers, A.J., Van Breugel, P. (1997).** Differential response of benthic meiofauna to anoxia with special reference to Foraminifera (Protista: Sarcodina). *Marine Ecology Progress Series* 158, 151-163.
- Moodley L., Van Der Zwaan G.J., Rutten G.M.W., Boom R.C.E., Kempers A.J. (1998a).** Subsurface activity of benthic foraminifera in relation to porewater oxygen content: laboratory experiments. *Marine Micropaleontology* 34, 91-106.
- Moodley L., Schaub B.E.M., Van Der Zwaan G.J., Herman P.M.J. (1998b).** Resistance of benthic foraminifera (Protista: Sarcodina) to hydrogen sulphide. *Marine Ecology Progress Series* 169, 77-86.
- Muller W.A. (1973).** Competition for food and other niche-related studies of three species of salt marsh foraminifera. *Marine Biology* 31, 339-351.
- Murata K. J., and Larson, R. R. (1975).** Diagenesis of Miocene Siliceous Shales, Temblor Range, California: *U. S. Geological Survey Journal of Research*, vol. 3, p. 553-566.
- Murray J.W. (1991a).** Ecology and distribution of benthic foraminifera. *In: Lee, J.J., Anderson, O.R. (Eds.), Biology of Foraminifera. Academic Press*, pp. 221-254.
- Murray J.W. (1991b).** Ecology and paleoecology of benthic foraminifera. Longman, 398 pp.
- Murray J.W. (1992).** Distribution and population dynamics of benthic foraminifera from the southern North Sea. *J. Foraminiferal Res.* 22, 114-128.

Mussard J.-M. (1995). Analyses multivariées des associations micropaléontologiques dans l'Albien du Congo, en liaison avec les paléoenvironnements et les cycles eustatiques. *Thèse Doct. Univ. Paul Sabatier*, 263 pp.

Mussard J.-M., Cugny P., and Peybernes B. (1995). Caractérisation de séquences de dépôt de différents ordres par l'analyse quantitative micropaléontologique dans l'Albien du Congo. *Bull.Soc. France*, 166 (4), 389-396.

Mussard J.-M. (1996). Les palynomorphes, indicateurs des variations du niveau marin relatif : analyses quantitatives dans l'Albien de la République du Congo. *-Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique sud : Actes Colloques Angers, 1994*, 83-121.

Myers E.H. (1943). Biology, ecology, and morphogenesis of a pelagic foraminifer. *Stanford Univ. Biol. Sci.*, 9: 5-30.

Myers E.H. (1943). Life activities of foraminifera in relation to marine ecology. *Proc. Am. Philos. Soc.* 86, 439-458.

N

Naish T., Kamp P. J. J. (1997). Foraminiferal depth palaeoecology of Late Pliocene shelf sequences and systems tracts, Wanganui Basin, New Zealand. *Sedimentary Geology*, 110, 237-255;

Nederbragt A., Erlich R. N., Fouke B. W., Ganssen G. M. (1998): Palaeoecology of the biserial planktonic foraminifer *heterohelix moremani* (Cushman) in the late Albian to middle Turonian Circum-North Atlantic. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 144, 115-133

N'gatse L.R. (1989). Les ostracodes du post-salifère congolais du Crétacé inférieur au Miocène: systématique, stratigraphie, biogéographie. *Thèse de Doctorat de l'Univ. Pierre et Marie Curie (Paris VI)*, n°89 (8) 228 p.

N'goma C. (1991). Fluctuations du niveau marin au cours de l'Albien supérieur dans le bassin côtier congolais. Analyse micrographique, géochimique et diagraphique des environnements sédimentaires et diagénétiques. *Thèse de Doctorat de l'Univ. de Bourgogne (Dijon)* . 373 p.

N'landou J. de D. (1984). Le gisement maestrichtien de phosphates de Tchivoula (R. P. du Congo), étapes de sédimentogénèse marine, de diagenèse et d'altération. *Thèse 3^e cycle, Université Paul Sabatier* (Toulouse), 219 p.

Norris R. D., and Wilson P. A. (1998). Low- latitude sea- surface temperatures for the mid-Cretaceous and evolution of planktic foraminifera. *Geology* 26, 823-826.

Norris R.D., Bice K.L., Magno E.A., and Wilson P.A. (2002). Jiggling the tropical thermostat in the Cretaceous hothouse: *Geology*, 30 (4), pp. 299-302.

O

Odebode M. O. (1982). Senonian heterohelicidae from Calabar Flank, Southeastern Nigeria. *Rev. españ. Micropaleont.* 14, 231-246.

Odum E.P. (1971). Fundamentals of Ecology. 3rd edition. W.B. Saunders Company, Philadelphia.

Ogbe , F. G. A. (1980). *Bolivina afra* (Reyment) emended. *Rev. Esp. Micropal.*, 12, 2: 263-266.

P

Pedersen T.F., Calvert S.E. (1990). Anoxia vs productivity: what controls the formation of organic rich carbon sediments and sedimentary rocks. *AAPG Bulletin*. 74, 454-466.

Pedersen T.F., Shimmield G. B., and Price N.B. (1992). Lack of enhanced preservation of organic matter in sediments under the oxygen minimum on the Oman Margin. *Geochim. Cosmochim. Acta* 56, 545-551.

Perroud P., et Meisser N. 1(1987). Les sulfates des Valettes (Valais). *Schweizer Strahler*, vol. 7, no.11, p. 487-511.

Perez-Cruz L.L., and Machain-Castillo M.L. (1990). Benthic foraminifera of the oxygen minimum zone, continental shelf of the Gulf of Tehuantepec, Mexico. *J. Foraminiferal Res.*, 20: 312-325.

Pessagno E. A. Jr. (1967). Upper Cretaceous planktonic foraminifera from the West Gulf Coastal Plain. *Paleontographica amer.*, 5, 245-445.

Peters K. E. (1986). Guidelines for evaluating petroleum source rocks using programmed pyrolysis. *AAPG Bulletin*, 70,318-329

Petters S.W. (1982). Central West African Cretaceous-Tertiary benthic foraminifera and stratigraphy. *Paleontographica Abt. A*, n°179, Lfg. 1-3, p. 1-104.

Petters S.W., and Edet J. J. (1996). Shallow and anoxic facies in the late Campanian-Early Maastrichtian of S.E Nigeria. *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud: Actes Colloques Angers* 1994, 219-233.

Pflum, C.E., and Frerichs W.E. (1976). Gulf of Mexico deep-water foraminifers. *Cushman Found. Foraminiferal Res. Spec. Publ.*, 14, 125 pp.

Phleger, F.B., and Soutar, A. (1973). Production of benthic foraminifera in three east Pacific oxygen minima. *Micropaleontology*, 19: 110-115.

Poag C. W. (1981). Ecologic Atlas of benthic Foraminifera of the Gulf of Mexico: Marine Sciences International, Woods Hole, Mass. 174 p.

Posamentier, W.H. (1992). An overview of sequence stratigraphic concepts: uses and abuses. *In*: Posamentier, W.H., Summerhayes, C.P., Haq, B.U., Allen, G.P., eds. Sequence stratigraphy and facies associations. *Internat. Assoc Sedimentologists, Special Publication* 18, 3-18.

Posamentier W.H., Allen G.P., James D.P., Tesson M. (1992). Forced regression in a sequence stratigraphic framework: concepts, examples, and exploration significance. *Am. Assoc. Pet. Geol. Bull.* 76, 1687-1709.

Postuma J. A (1971). Manual of Planktonic Foraminifera. Elsevier Publ. Comp., Amsterdam: 420 p.

Poulsen C.J., Barron E.J., Johnson C.C., and Fawcett P. (1999). Links between climatic factors and regional oceanic circulation in the mid Cretaceous, *In* Barrera, E., and Johnson C.C., (Ed.). The

evolution of the Cretaceous ocean- climate system: *Geological Society of America Special Paper*, 332, pp. 73-89.

Premoli Silva I., and Sliter W. V. (1999). Cretaceous paleoceanography evidence from planktonic foraminiferal evolution. *Spec. Pap. Geol. Soc. Am.* 332, 301-328.

Premuzic E.T., Benkovitz C.M., Gaffney J.S., Walsh J.J. (1982). The nature and distribution of organic matter in the surface sediments of world oceans and seas. *Org. Geoch.*, 4, pp. 63-77.

Q

Qiu L.D.F., Williams A., Gvozdkov Karabanov E., and Shimaraeva M. (1993). Biogenic silica accumulation and paleoproductivity in the northern basin of Lake Baikal during the Holocene. *Geology* 21, p. 25-28.

Quinterno P.J., and Gardner J.V. (1987). Benthic foraminifera on the continental shelf and upper slope, Russian River area, northern California. *J. Foraminiferal Res.*, 17: 132-152.

R

Rathburn A.E., Corliss B.H. (1994). The ecology of living (stained) deep-sea benthic foraminifera from the Sulu Sea. *Paleoceanography* 9 (1), 87-150.

Rathburn A.E., Miao Q. (1995). The taphonomy of deep-sea benthic foraminifera; comparisons of living and dead assemblages from box and gravity cores taken in the Sulu Sea. *Marine Micropaleontology* 25, 2-3.

Rathburn A.E., Corliss B.H., Tappa K.D., Lohman K.C. (1996). Comparisons of the ecology and stable isotopic compositions of living (stained) benthic foraminifera from the Sulu and South China Seas. *Deep Sea Res.* 43, 1617-1646.

Redondo C. (1988). Etude et origine des sédiments détritiques du Crétacé supérieur marin de la Provence occidentale (France sud-est). *Géologie méditerranéenne*, t. 25(3), p. 199-227, 21 fig., 1pl.

Reyre D. (1966). Particularités géologiques des bassins côtiers de l'ouest Africain. Essai de récapitulation. In : Reyre D. ed., Bassins sédimentaires du littoral africain, première partie, littoral atlantique, *Ass. Serv. géol. Afr.*, Paris, p. 253-304.

Reyre D. (1984a). Caractères pétroliers et évolution géologique d'une marge passive. Le cas du bassin bas Congo-Gabon. *Bull. Centres de Rech. Explor.-Prod. Elf-Aquitaine*, vol. 8, n°2, p. 303-332.

Reyre D. (1984b). Remarques sur l'origine et l'évolution des bassins sédimentaires africains de la côte atlantique. *Bull. Soc. géol. France*, sér. 7, t. 26, n°6, p. 1041-1059.

Rhoads D.C., and Morse J.W. (1971). Evolutionary and ecologic significance of oxygen-deficient marine basins. *Lethaia*, 4: 413-428.

Richards F.A. (1965b). Anoxic basins and fjords. In: J.P. Riley and G. Skirrow (Editors), Chemical Oceanography. *Academic Press*, New York, pp. 611-645.

Richards F.A. (1970). The enhanced preservation of organic matter in anoxic marine environments. In D. W Hood, Ed., Organic matter in natural water. *Univ. Alaska Inst.Mar.Sci.Occ.Publ.*, pp.399-411.

Robaszynski F., Caron M., and Eur. Work Group Plankt. Foram. (1979). Atlas de foraminifères planctoniques du Crétacé moyen (mer boréale et Téthys). *Cah. Micropal.* CNRS Paris, 1979-1 (185 p.) et 1979-2 (181 p.).

Robaszynski F., Caron M., Gonzalez Donoso J.M., Wonders A.A.H. and Eur. Work Group Plankt. Foram. (1983). Atlas of Late Cretaceous Globotrundanids. *Revue de Micropaléontologie*, vol. 26, n°3-4, p. 145-305.

Robaszynski F., et Caron M. (1995). Foraminifères planctoniques du Crétacé; commentaire de la zonation Europe-Méditerranée, *Bulletin de la Société Géologique de France*; v. 166; no. 6; p. 681-692

Robert P. (1985). Le bassin du Congo, fossé continental crétacé inférieur prémisse de l'ouverture océanique atlantique sud. *In : Histoire géothermique et diagenèse organique, Bull. Centre Rech. Explor. -Prod. Elf Aquitaine*, Mem. 8, p. 214-221.

Robert P., et Yapaudjan L. (1990). Early Cretaceous rift sediments of the Gabon-Congo Margin: lithology and organic matter tectonic and paleogeothermal evolution. *Journal of Afr. Earth Sciences*, vol. 10, n°1-2, p. 319-330.

Romankevich E. A. (1984). Sources of organic matter in the ocean. *In geochemistry of Organic Matter in the Ocean*, Springer Verlag, Berlin, 4 (26).

Rossignol-Strick M. (1987). Variation de l'insolation, formation des sapropèles méditerranéens quaternaires. Implications géologiques pour les black-shales du Crétacé. *Mém.Soc.géol. France*. N.S., n°151, pp. 7-26.

Rowe G.T. (1981). The benthic processes of coastal upwelling ecosystems. *In: F.A. Richards (Editor), Coastal upwelling. Am. Geophys. Union*, Washington, D.C., pp. 464-471

Ryan W.B.F., and Cita M. B. (1977). Ignorance concerning episodes of ocean-wide stagnation. *Marine Geol.*, 23, pp.197-215.

S

Sarr R., et Ly A. (1998). Contribution à l'étude biostratigraphique de la falaise de Popenguine (Sénégal occidental). *Bull. de l'IFAN Ch. A. Diop*, Dakar, T. 49, sér. A, n°2, pp 103-132.

Schaeffer Ph., Reiss C., Albrecht, P. (1995). Geochemical study of macromolecular organic matter from sulphur-rich sediments of evaporitic origin (Messinian of Sicily) by chemical degradations. *Org. Geoch.*, 23, 567-581.

Schlanger S.O., and Jenkyns H.C. (1976). Cretaceous oceanic anoxic events: Causes and consequences. *Geol. Mijnbouw*, vol. 55, p. 179-184.

Schröder C.J., Scott D.B., Medioli F.S. (1987). Can smaller foraminifera be ignored in paleoenvironmental analyses? *J. Foraminiferal Res.* 17, 101-105.

Seiglie G.A., and Baker M.B. (1982). Foraminiferal Zonation of the Cretaceous off Zaïre and Cabinda, West Africa and its Geological Significance. *AAPG Memoir*, n°34, p. 651-658, 3 fig.

Seiglie G.A., and Baker M.B. (1984). Relative Sea-Level Changes During the Middle and Late Cretaceous from Zaire to Cameroon (Central West Africa). *AAPG Memoir*, n°36, p. 81-88, 5 fig.

- Sen Gupta B.K., Lee R.F., and May M.S. (1981).** Up welling and an unusual assemblage of benthic foraminifera on the northern Florida continental slope. *J. Paleontol.*, 55: 853-857.
- Sen Gupta B.K., Shin I.C., Wendler S.T. (1987).** Relevance of specimen size in distributional studies of deep-sea benthic foraminifera. *Palaios* 2, 332-338.
- Sen Gupta B.K., Machain Castillo M.L. (1993).** Benthic foraminifera in oxygen-poor habitats. *Marine Micropaleontology* 20, 3-4.
- Sengör A. M. C. A., et Natalian B. (1996):** Paleotectonics of Asia. In Yin, A. and Harrison, T. (eds) *The Tectonic Evolution of Asia*. Cambridge University Press, Cambridge, 486-640.
- Serra O. (1985).** Diagraphies différées. Bases de l'interprétation: Interprétation des données diagraphiques. Tome 2. *Bull des Centres de Rech. Explo.-Product. Elf-Aquitaine, Mem.* 7.
- Severin K.P., Culver S.J., Blanpied C. (1982).** Burrows and trails by *Quinqueloculina impressa* Reuss, a benthic foraminifer, in fine-grained sediment. *Sedimentology* 29, 897-901.
- Shannon C.E., and Weaver W. (1949).** The Mathematical Theory of Communication. University of Illinois Press, 1-125.
- Shirayama Y., Hirokoshi M. (1989).** Comparison of the benthic size structure between sublittoral, upper slope and deep-sea areas of the western Pacific. *International Rev; Ges. Hydrobiol.* 74, 1-13.
- Silva K., Corliss B., Rathburn A., Thunell R. (1996).** Seasonality of living benthic foraminifera from the San Pedro Basin, California borderland. *Journal of Foraminiferal Research* 26 (1), 71-93.
- Simms M.A. (1984).** Dolomitization groundwater flow systems in carbonate platforms. Transaction of Gulf Coast Association of Geological Sciences, 24, 411-420.
- Sinninghe Damsté J.S., Englinton T.I., De Leeuw J.W., Schenck P.A. (1989).** Organic sulphur in macromolecular sedimentary organic matter: Structure and origin of sulphurcontaining moieties in kerogen, asphaltenes and coal as revealed by flash pyrolysis. *Geochim. Cosmo. Acta* 53, 873-889.
- Sjoerdsma P.G., Van Der Zwaan G.J. (1992).** Simulating the effect of changing organic flux and oxygen content on the distribution of benthic foraminifera. *Marine Micropaleontology* 19, 1-2.
- Skelton P.W., Spicer R.A., Kelley S.P., Gilmour I. (2003).** The Cretaceous World. Edited by Skelton Peter W., Cambridge University Press.
- Slansky M. (1986).** Geology of sedimentary phosphates. *North Oxford Academic-BRGM*, 210 p.
- Sliter W.V. (1972).** Upper Cretaceous planktonic foraminiferal zoogeography and ecology-eastern Pacific margin. *Paleogeogr., Paleoclimat., Palaeoecol.*, n°12, p.15-31.
- Sliter W.V., and Baker R. A. (1972).** Bathymetric distribution of benthic foraminifera. *Journ. Foram. Res.*, vol. 2, pp. 167-183.
- Smart C.W., King S.C., Gooday A.J., Murray J.W., Thomas E. (1994).** A benthic foraminiferal proxy of pulsed organic matter paleofluxes. *Marine Micropaleontology* 23 (2), 89-99.
- Smith P.B. (1964).** Ecology of benthonic species: Recent foraminifera of Central America. *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 429-B, 51 pp.

Snyder S.W. (1990). Relationships between benthic foraminiferal assemblages and Neogene phosphatic sediments, North Carolina coastal plain and continental shelf. *In: W.C. Burnett and S.R. Riggs (Editors), Phosphate Deposits of the World. Cambridge Univ. Press, pp. 444-464.*

Soetaert K., Vanaverbeke J., Heip C., Herman P.M.J., Middelburg J.J., Sandee A., Duineveld G. (1997). Nematode distribution in ocean margin sediments of the Goban Spur (North-East Atlantic) in relation to sediment geochemistry. *Deep Sea Res.* 44, 1671-1683.

Sørensen J., Jørgensen B.B., Revsbech N.P. (1979). A comparison of oxygen, nitrate and sulphate respiration in coastal marine sediments. *Microbiol. Ecol.* 5, 105-115.

Southam J.R., Peterson W.H., and Brass G. W. (1982). Dynamics of anoxia. *Palaeogr., Palaeoclimat., Palaeoecol.*, 40, pp.183-198.

SPAFE: Société des Petroles d'Afrique Equatoriale (1964). Evolution géologique du bassin gabonais *In: Bassins sédimentaires du littoral africain. Ass. Serv. géol. Afr. (1966), p. 171-191.*

Spicer R.A., and Parrish J. T. (1987). Plant megafossils, vertebrate remains and paleoclimate of the Kogosukruk Tongue (Late Cretaceous), North Slope, Alaska: *U. S. Geol. Surv. Circ.*, v. 998, p.47-48.

Speijer R.P., Van Der Zwaan G.J. (1996). Extinction and survivorship of southern Tethyan benthic foraminifera across the Cretaceous/Palaeogene boundary. *Geological Society Special Publications* 102, 343-371.

Speijer R.P., Schmitz B., Van Der Zwaan G.J. (1997b). Benthic foraminiferal extinction and repopulation in response to latest Paleocene Tethyan anoxia. *Geology* 25, 683-686.

Spencer R.W. (1987). Canonical variate analysis of selected benthic foraminifera; a preliminary study of a potential paleobathymetric tool. *Palaios* 2, 91-100.

Stainforth R.M., Lamb J.L., Luterbacher H., Beard J.H., et Jeffords R.M. (1975). Cenozoic planktonic foraminiferal zonation and characteristics of index forms. *The University of Kansas Paleontological Contributions*, article 62, 425 p., 213 fig., 8 tab.

Stow D.A.V. (1992). Deep-water turbidite systems. Reprint series vol. 3 of the Int. Assoc. of Sedim. Blackwell, 473 pp.

T

Tait, R.V. (1981). Elements of Marine Ecology. Butterworths, London, 3rd ed., 356 pp.

Tarduno J., Brinkman Renne D.B., Cottrell R.D., Scher H., and Castillo P. (1998). Evidence for extreme climatic warmth from Late Cretaceous Arctic vertebrates: *Science*, v. 282, P. 2241-2244.

Tegelaar E. W., De Leeuw J. W., Derenne S., Largeau C. (1989). A reappraisal of kerogen formation. *Geochim. Cosmo. Acta*, 53, 3103-3106.

Teisserenc P., et Villemin J. (1990). Sedimentary Basin of Gabon- Geology and Oil systems. *In: Edwards J.D. and Santogrossi P.A. eds, Divergent/Passive margin basins. AAPG Memoir, n°48, p. 117-199.*

Ter Braak C.J.F. (1985a). Correspondence analysis of incidence and abundance data: properties in terms of a unimodal response model. *Biometrics* 41: 859-873.

- Ter Braak C.J.F. (1985b).** CANOCO-A FORTRAN program for canonical correspondence analysis and detrended correspondence analysis. *IWIS-TNO*, Wageningen, The Netherlands.
- Ter Braak C.J. (1986).** Canonical correspondence analysis, a new eigenvector technique for multivariate direct gradient analysis. *Ecology* 67(5), 1167-1179.
- Ter Braak C.J., Smilauer P. (1998).** Canoco Reference Manual and Users' Guide to Canoco for Windows, Software for Canonical Community Ordination (nouvelle version 4.5). Microcomputer Power, New York. 352 pp.
- Ter Braak C.J.F. (1987).** CANOCO-A FORTRAN program for Canonical Community Ordination by [partial][detrended][canonical] correspondence analysis, principal components analysis and redundancy analysis (version 2.1). *DLO-Agricultural Mathematics Group*, Wageningen.
- Ter Braak C.J.F. (1995).** Non-linear methods for multivariate statistical calibration and their use in palaeoecology: a comparison of inverse (k-nearest neighbours, partial least squares and weighted averaging partial least squares) and classical approaches. *Chemometrics and Intelligent Laboratory Systems* 28: 165-180.
- Ter Braak, C.J.F. (1996).** Unimodal models to relate species to environment. DLO-Agricultural Mathematics Group, Wageningen.
- Theede H., Ponat A., and Schlieper C. (1969).** Studies on the resistance of marine bottom invertebrates to oxygen-deficiency and hydrogen sulphide. *Mar. Biol.*, 2: 325-337.
- Thiede J., and Van Andel T. H. (1977).** The paleoenvironments of Anaerobic Sediments in the Late Mesozoic South Atlantic Ocean. *Earth and Planetary Science Letters* 33, 301-309.
- Thierry J., Hancok J.M., Wright C.W., Santamaria R., Martinez R., and Jagt J.W.M. (1992).** Upper Cretaceous ammonite zonal scheme and sequence stratigraphy. *Int. Mesozoic and Cenozoic sequ. Strati. Eur. Basins*, CNRS-IFP, Dijon, France (Mai, 18-20, 1992), Poster.
- Tissot B., Demaison G., Masson P., Delteil J.R., Combaz A. (1980).** Paleoenvironment and petroleum potential of middle Cretaceous black shales in Atlantic basins. *AAP Bull.*, 64, 11, p. 2051-2063.
- Tissot B. P., Welte D. H. (1984).** Petroleum, Formation and Occurrence. Springer, Berlin 699 p.
- Todd R. (1958).** Foraminifera from western Mediterranean deep-sea cores (Sediment Cores from the Mediterranean Sea and the Red Sea.) Rep. Swed. *Deep-Sea Exped.*, 8 (2): 167-215.
- Tronchetti G. (1981).** Foraminifères crétacés dans les bassins ouest-africains: quelques représentants de la Super-famille Buliminacea. *Cah. Micropal.*, 2: 31-41.
- Tucker M.E. (1991).** Sedimentary petrology. An introduction to the origin of sedimentary rocks. *Blackwell Sc. Publ.*, 260 pp.
- Tyson R.V., and Pearson T.H. (1991).** Modern and ancient continental shelf anoxia: an overview. In: R.V. Tyson And T.H. Pearson (Editors), Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia. *Geol. Soc. London Spec. Publ.*, 58:1-24.

- Vail P.R., Mitchum R.M., Thompson III S. (1977).** Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. *In: Payton, C.W., ed., Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration. AAPG Memoir 26, 63-97.*
- Vail P.R., Todd R.G. (1981).** North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy. *Proceedings of the Petroleum Geology Continental Shelf, Northwest Europe.* pp. 216-235.
- Vail P.R., Hardenbol J., Todd R.G. (1984).** Jurassic unconformities, chronostratigraphy and sea-level changes from seismic stratigraphy and biostratigraphy. *In: Schlee, J.S., ed., Inter-regional unconformities and hydrocarbon accumulation. AAPG Memoir 36, pp. 129-144.*
- Vail P.R. (1987).** Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 1: seismic stratigraphy interpretation procedure. *In: Bally, A.W., ed., Atlas of seismic stratigraphy, v.1. AAPG Studies in Geology 27, 1-10.*
- Vail P.R., Colin J.-P., Du Chene R.J., Kuchly J., Mediavilla F., Trifilieff V. (1987).** La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. *Bull. Soc. Géol. France (8), t.III, n°7, 1301-1321.*
- Vail P.R., Audemard F., Bowman S.A., Eisner P.N., Perez-Cruz C. (1991).** The stratigraphic signatures of tectonics, eutacy and sedimentology. *In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A., eds. Cycles and events in stratigraphy, 617-659.*
- Valiela I. (1984).** Marine Ecological Processes. Springer, New York, 546 pp.
- Van Der Zwaan G.J. (1982).** Paleocology of Late Miocene foraminifera. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, vol. 25, 202 pp.
- Van Der Zwaan G.J. (1983).** Quantitative analyses and the reconstruction of benthic foraminiferal communities. *Utrecht Micropaleontological Bulletin 30, 49-69.*
- Van Der Zwaan G.J., Jorissen F.J., Verhallen P.J.J.M., Von Daniels C.H. (1985).** *Uvigerina* from the North Sea, Atlantic Ocean, Mediterranean and Paratethys. *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, vol. 35, 235 pp.
- Van Der Zwaan G.J., Jorissen F.J., De Stigter H.C. (1990).** The depth-dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios; constraints and applications. *Marine Geology 95, 1-16.*
- Van Der Zwaan G.J., Jorissen F.J. (1991).** Biofacial patterns in river-induced shelf anoxia. *In: Tyson, R.V., Pearson, T.H. (Eds.), Modern and Ancient Continental Shelf Anoxia. Geological Society Special Publication, 58: 65-82.*
- Van Der Zwaan G.J., Duijnste I.A.P., Den Dulk M., Ernst S.R., Jannink N.T., Kouwenhoven, T.J. (1999).** Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleocological concepts. *Earth-Science Reviews 46, 213-236.*
- Van Krevelen D. W. (1961).** Coal, Elsevier Amsterdam, 1961, 514p.
- Van Wagoner J.C., Posamentier H.W., Mitchum R.M., Vail P.R., Sarg J.F., Loutit T.S., Hardenbol J. (1988).** An overview of sequence stratigraphy and key definitions. *In: Wilgus, C.W. et al., eds. Sea level changes: an integrated approach. SEPM Special Publication 42, 39-45.*

Van Wagoner J.C., Mitchum R.M. (1989). High-frequency sequences and their stacking patterns. *Abstract: 8th International Geological Congress, Washington, DC (July 9-19), 3-284.*

Verhallen P. J. M. (1991). Late Pliocene to Early Pleistocene Mediterranean Mud-dwelling Foraminifera: Influence of a Changing Environment on Community Structure and Evolution. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 40, 219 pp.

Volat J-L., Hugo B., Bignoumba-Ilogue J. (1996). Foraminifères arénacés du Crétacé Supérieur du Gabon. *Bull. Centre Rech. Explor.- Production Elf Aquitaine, Pau* 20; 1; 1-275.

Verhallen P.J.M. (1991). Late Pliocene to Early Pleistocene Mediterranean Mud-dwelling Foraminifera: Influence of a Changing Environment on Community Structure and Evolution. *Utrecht Micropaleontol. Bull.*, 40, 219 pp.

Vernet R., Assoua-Wande C., Massamba L., et Sorriaux P. (1996). Paléogéographie du Crétacé (Albien-Maastrichtien du bassin côtier congolais). *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique sud: Actes colloques Angers 1994*, 39-55.

Vetö I., Hetényi M., Deményi A., Hertelendi E. (1994). Hydrogen index as reflecting intensity of sulfidic diagenesis in non bioturbated, shaly sediments. *Organic geochemistry*, 22, p.299-310.

W

Webb M.G. (1961). The effects of thermal stratification on the distribution of benthic Protozoa in Esthwaite water. *J. Anim. Ecol.*, 30: 137-151.

West O. L. O., Leckie R. M., Schmidt M. (1998). Foraminiferal paleoecology and paleoceanography of the Greenhorn Cycle along the southwestern margin of the Western Interior Sea. *SEPM Concepts Sedimentol. Paleontol.* 6, 79-99.

Wetmore K.L. (1988). Burrowing and sediment movement of benthic foraminifera as shown by time-lapse cinematography. *Rev. Paleobiol.* 2, 921-927.

White L.D., Garrison R.E., and Barron J.A. (1992). Miocene intensification of upwelling along the California margin as recorded in siliceous facies of the Monterey Formation and offshore DSDP sites, *In* Summerhayes, C. P., Prell, W. L., and Emeis, K.C. (eds.). *Evolution of Upwelling Systems Since the Early Miocene: Special Publication, Geological Society (London)*, p. 429-442.

Whittaker H.R. (1967). Gradient analysis of vegetation. *Biological Reviews of the Cambridge Philosophical Society* 49: 207-264.

Widmark J.G.V., Malmgren B.A. (1988). Differential Dissolution of Upper Cretaceous Deep-Sea Benthic Foraminifera from the Angola Basin, South Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 13; 47-78.

Widmark J.G.V., Malmgren B. (1992). Biogeography of terminal Cretaceous deep-sea benthic foraminifera from the Atlantic and Pacific Oceans. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 92, 375-405. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdam.

Widmark J.G.V., Speijer R.P. (1997). Benthic foraminiferal faunas and trophic regimes at the terminal Cretaceous Tethyan seafloor. *Palaios* 12 (4), 354-371.

Williams C. B. (1964). *Patterns in the Balance of Nature.* Academic Press, London, 324 pp.

Wilson P.A., Norris R.D., and Cooper M.J. (2002). Testing the Cretaceous greenhouse hypothesis using glassy foraminiferal calcite from the Core of the Turonian tropics on Demerara Rise: *Geology*, 30, pp. 607-610.

Wyrтки K. (1962). The oxygen minima in relation to ocean circulation. *Deep-Sea Res.*, 9: 11-23.

Z

Zegouagh Y., Derenne S., Largeau C., Bertrand P., Sicre M.-A., Saliot A., Rousseau B. (1999). Refractory organic matter in sediment from the North-West-African upwelling system: abundance, chemical structure and origin. *Org. Geochem.* 30, 101-118.

Zullig J. J., Morse J. W. (1988). Interaction of organic acids with carbonate mineral surfaces in sea water and related solutions: I. Fatty acid adsorption. *Geoch. and Cosmo Acta*, 52, 1667-1678.

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES DES FORAMINIFERES

Note: Pour toutes les planches, la barre échelle correspond à 100 μm

Les espèces des foraminifères planctoniques sont placées suivant leur apparition dans le sens forage.

PLANCHE 1

- 1-2. *Rugoglobigerina macrocephala* Bronnimann, 1952
1. Profil, puits n°1 (195m)
2. face ombilicale, Puits N°1 (195m)
- 3-4. *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, 1967
3. Profil, puits n°1 (195m)
4. face ombilicale, Puits n°1 (195m)
- 5-6. *Rugotruncana* sp.
5. Profil, puits n°1 (260m)
6. face ombilicale, Puits n°1 (260m)
- 7-8. *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer, 1926)
7. face ombilicale, Puits n°1 (195m)
8. face ombilicale, Puits °1 (225m)
9. *Hedbergella monmouthensis* (Olsson, 1964)
face ombilicale, puits n°4 (730m)
- 10-11. *Trinitella scotti* (Bronnimann, 1952)
10. profil, puits n°1 (240m)
11. face ombilicale, puits n°1 (240m)
12. *Heterohelix striata* (Ehrenberg, 1840m)
vue latérale, puits n°1 (195m)
- 13-14. *Globotruncanella petaloidea* (Gandolfi, 1955)
13. face spirale, puits n°1 (240m)
14. face ombilicale, puits n°1 (230m)
- 15-16. *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg, 1840)
15. vue latérale, puits n°1 (195m)
16. vue ombilicale, puits n°1 (195m)

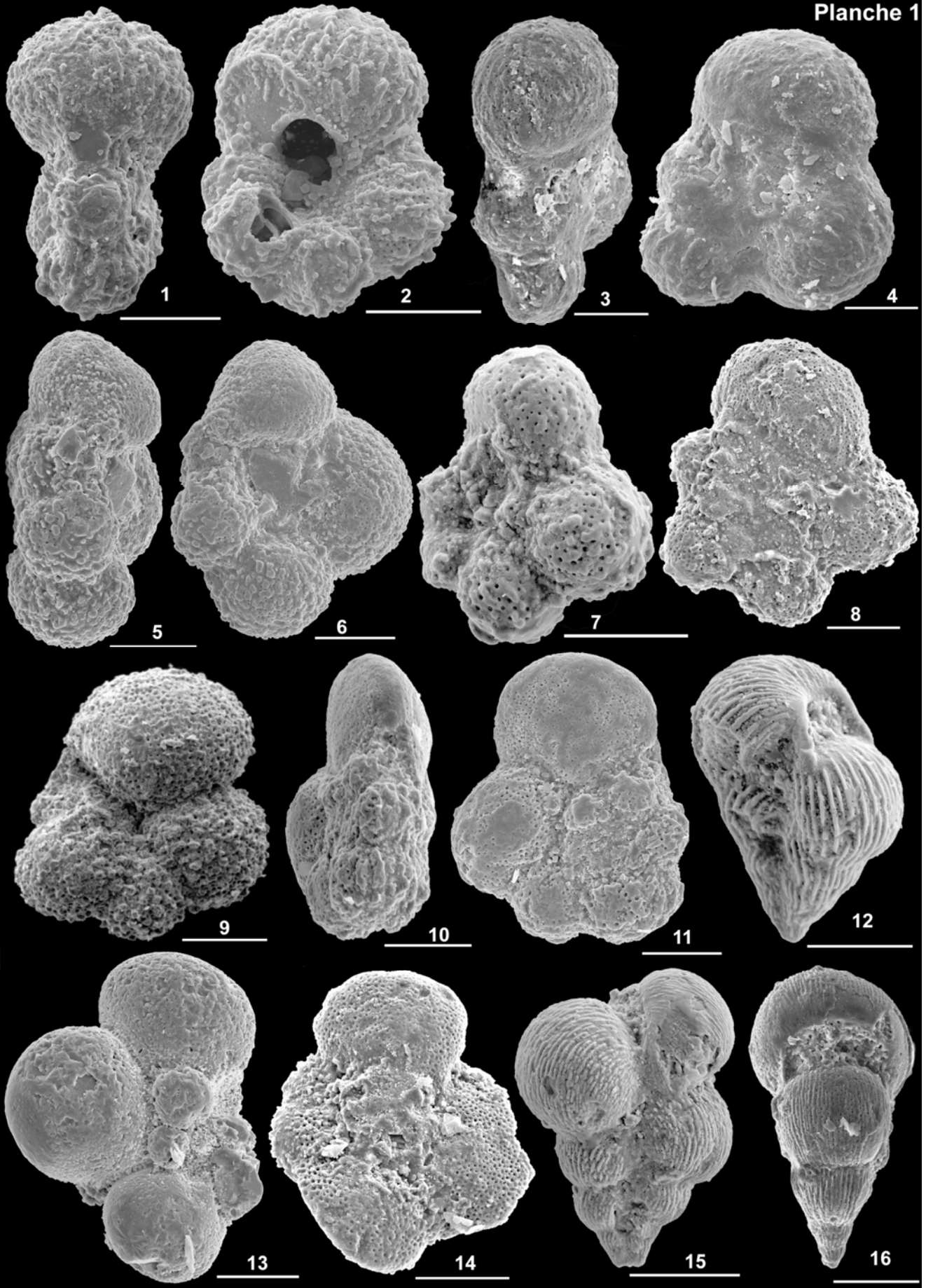


PLANCHE 2

1. *Pseudotextularia elegans* (Rzehak, 1841)
vue ombilicale, puits n°1 (240m)

- 2-6. *Globotruncana dalbiezi* Bellier, 1987
 2. profil, puits n°1 (230m)
 3. face ombilicale, puits n°1 (230m)
 4. face spirale, puits n°1 (230m)
 5. profil, puits n°1 (240m)
 6. face spirale, puits n°1 (240m)

- 7, 8, 10. *Globotruncana rosetta* (Carsey, 1926)
 7. face spirale, puits n°1 (230m)
 8. face ombilicale, puits n°1 (195m)
 10. profil, puits n°1 (240m)

- 9, 11, 12. *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, 1950
 9. face ombilicale, puits n°1 (195m)
 11. profil, puits n°1 (195m)
 12. face spirale, puits n°1 (240m)

- 13-15. *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez, 1955)
 13. profil, puits n°3 (695m)
 14. face spirale, puits n°3 (585m)
 15. face ombilicale, puits n°3 (585m)

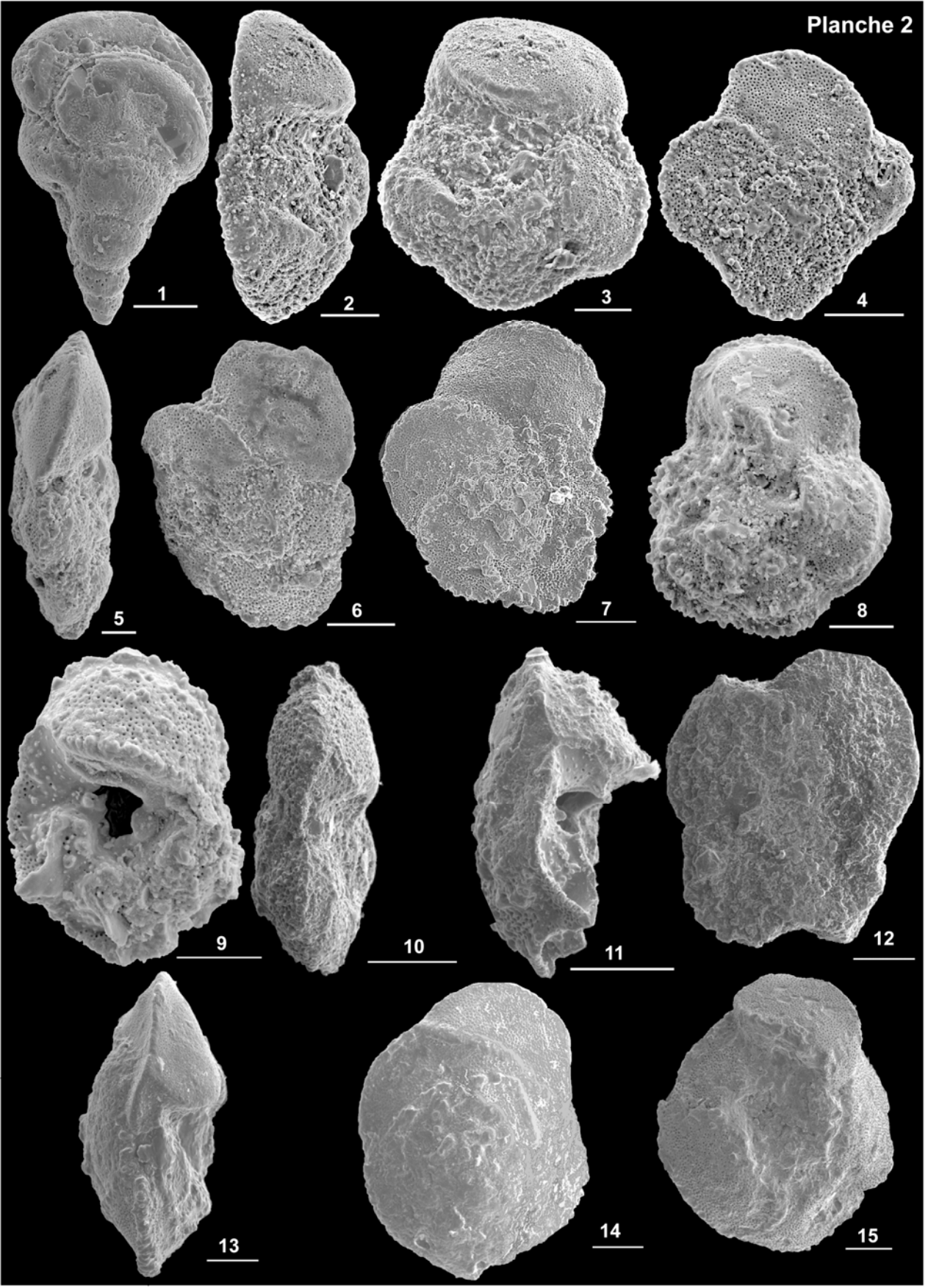


PLANCHE 3

- 1-3. *Gansserina gansseri* (Bolli, 1951)
1. profil, puits n°3 (570m)
 2. face spirale, puits n°3 (570m)
 3. face ombilicale, puits n°3 (570m)
- 4-6. *Globotruncana* gr. *arca* (Cushman, 1926)
4. profil, puits n°1 (290m)
 5. face ombilicale, puits n°1 (290m)
 6. face spirale, puits n°1 (290m)
- 7-10. *Contusotruncana fornicata* Plummer, 1931
7. face spirale, puits n°1 (265m)
 8. profil, puits n°1 (265m)
 9. face ombilicale, puits n°1 (275m)
 10. face ombilicale, puits n°1 (265m)
- 11-13. *Contusotruncana* cf. *manaurensis* Gandolfi, 1953
11. face spirale, puits n°4 (780m)
 12. face ombilicale, puits n°4 (780m)
 13. profil, puits n°4 (780m)
- 14-15. *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny, 1840)
14. face ombilicale, puits n°4 (760m)
 15. face spirale, puits n°4 (760m)

Planche 3

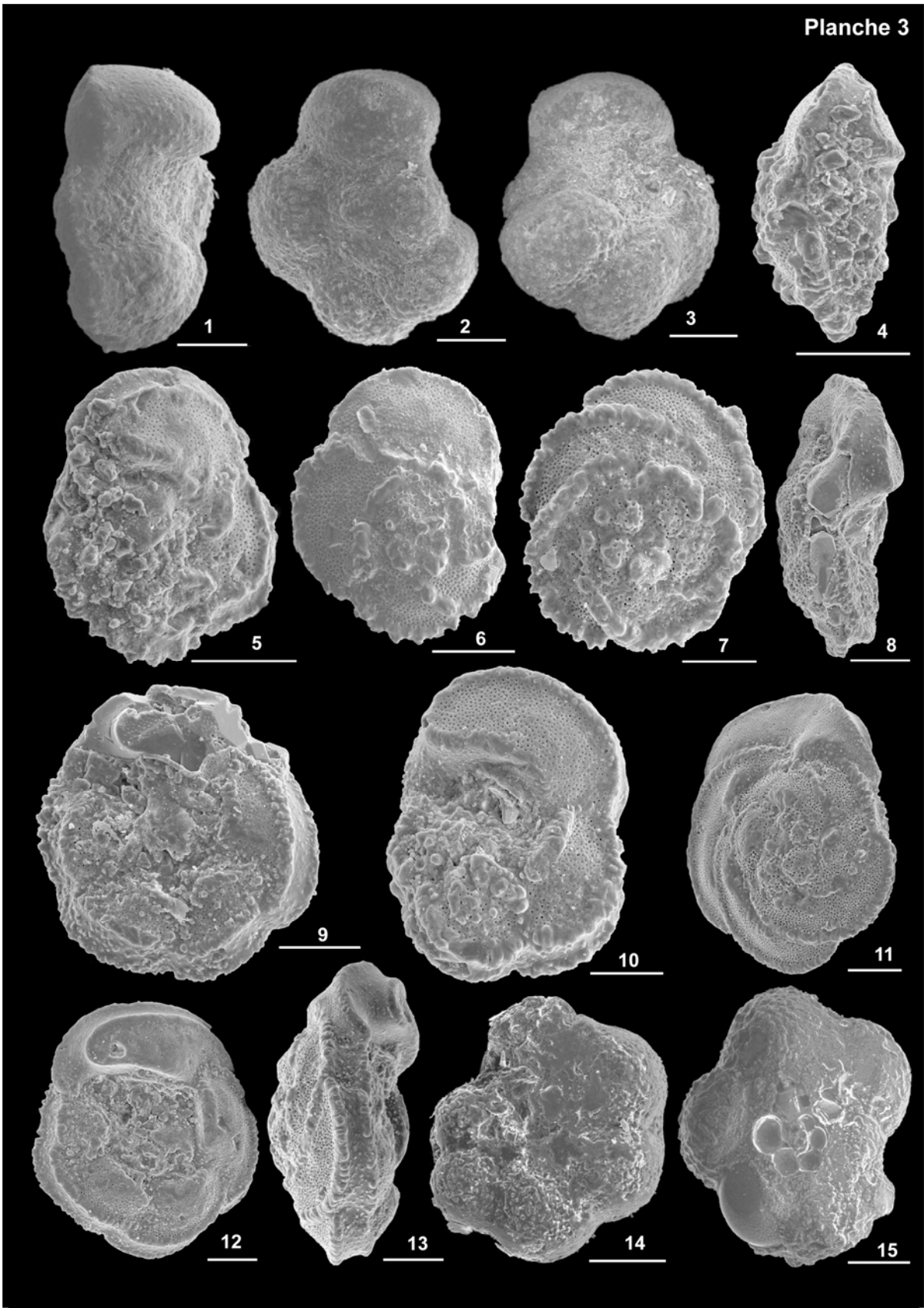


PLANCHE 4

- 1-3. *Globotruncana cf. bulloides* Vogler, 1941
1. profil, puits n°1 (270m)
 2. face spirale, puits n°1 (270m)
 3. face ombilicale, puits n°1 (270m)
- 4-6. *Globotruncanita elevata* (Brotzen, 1934)
4. profil, puits n°3 (735m)
 5. face spirale puits n°3 (735m)
 6. face ombilicale, puits n°3 (735m)
- 7-9. *Marginotruncana marginata* (Reuss, 1845)
7. profil, puits n°1 (345m)
 8. face ombilicale, puits n°1 (345m)
 9. face spirale, puits n°1 (345m)
- 10-12. *Marginotruncana sinuosa* Porthault, 1970
10. profil, puits n°1 (385m)
 11. face spirale, puits n°1 (385m)
 12. face ombilicale, puits n°1 (385m)
- 13-15. *Marginotruncana undulata* (Lehmann, 1963)
13. profil, puits n°3 (841m)
 14. face ombilicale, puits n°3 (841m)
 15. face spirale, puits n°3 (841m)

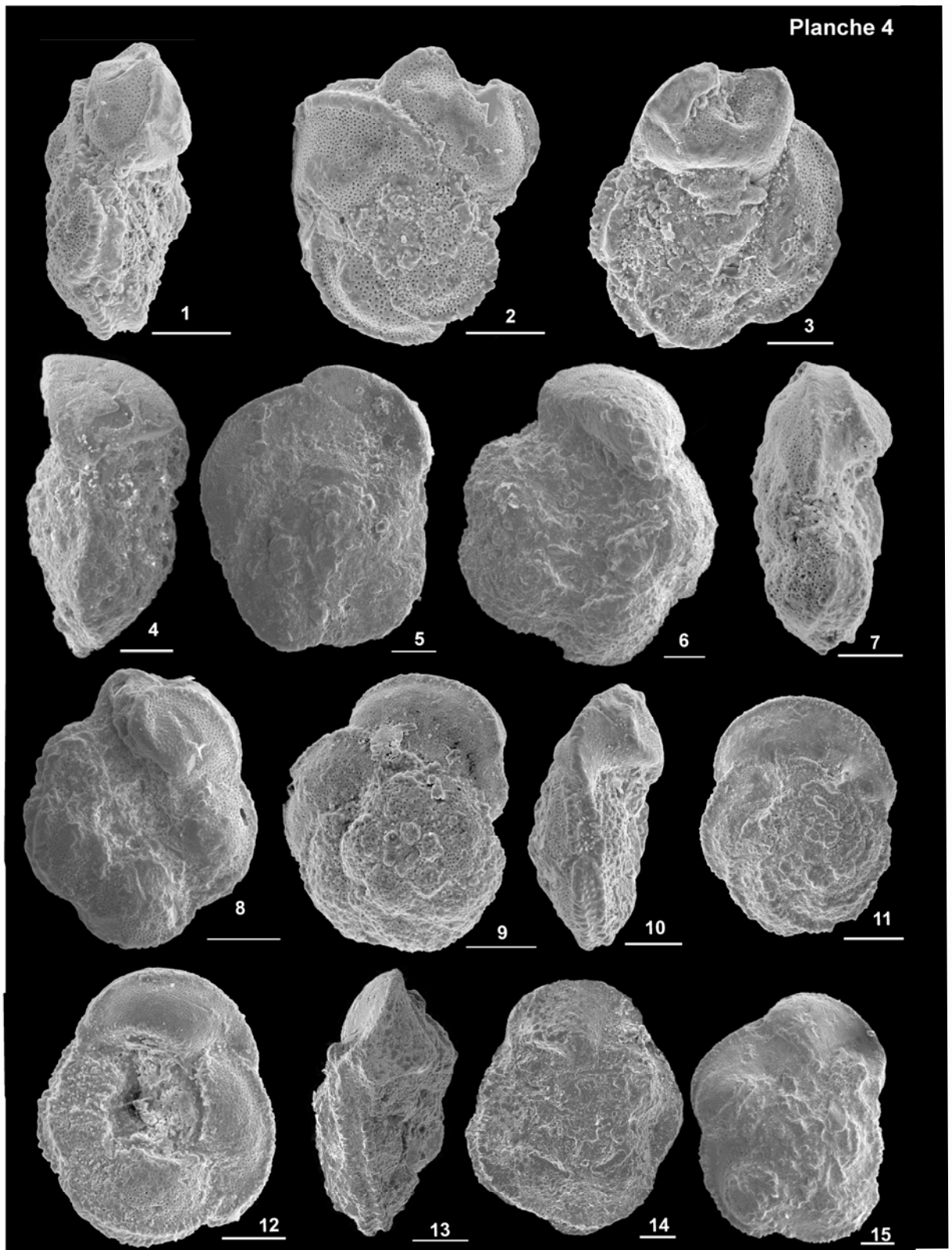


PLANCHE 5

1- 2. *Dicarinella asymetrica* (Sigal, 1952)

1. profil, puits n°1 (385m)
2. face ombilicale, Puits n°1 (385m)

3-7. *Dicarinella concavata* (Brotzen, 1934)

3. profil, puits n°3 (675m)
4. face ombilicale, puits n°3 (675m)
5. face spirale, puits n°3 (675m)
6. profil, puits n°1 (395m)
7. face spirale, puits n°1 (395m)

8-10. *Marginotruncana* cf. *pseudolinneiana* Pessagno, 1967

8. profil, puits n°3 (841m)
9. face ombilicale, puits n°3 (841m)
10. face spirale, puits n°3 (849m)

11-13. *Marginotruncana coronata* (Bolli, 1945)

11. profil, puits n°3 (841m)
12. face ombilicale, puits n°3 (841m)
13. face spirale, puits n°3 (841m)

14-16. *Dicarinella primitiva* (Dalbiez, 1955)

14. profil, puits n°3 (675m)
15. face spirale, puits n°3 (675m)
16. face ombilicale, puits n°1 (375m)

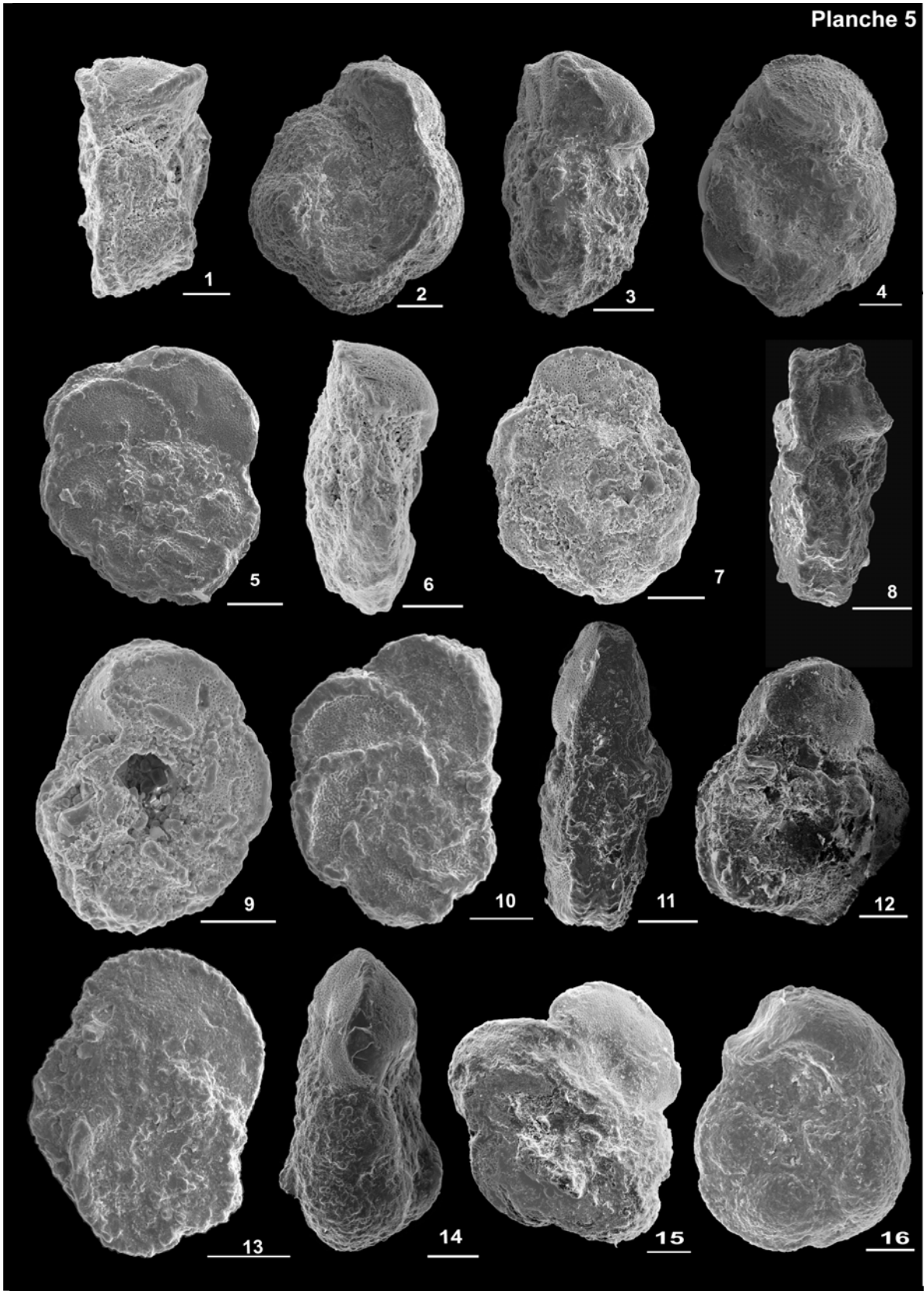


PLANCHE 6

- 1-2. *Dicarinella primitiva* (Dalbiez, 1955)
1. face ombilicale, puits n°1 (345m)
2. profil, puits n°1 (345m)
- 3-4. *Marginotruncana schneegansi* (Sigal, 1952)
3. face ombilicale, puits n°3 (841m)
4. profil, puits n°3 (849m)
- 5-7. *Marginotruncana renzi* (Gandolfi, 1942)
5. profil, puits n°3 (841m)
6. face ombilicale, puits n°3 (800m)
7. face spirale, puits n°3 (815m)
- 8-11. *Dicarinella imbricata* (Mornod, 1950)
8. face ombilicale, puits n°1 (345m)
9. profil, puits n°1 (345m)
10. face spirale, puits n°3 (675m)
11. profil, puits n°3 (675m)
12. *Hedbergella* cf. *planispira* (Tappan, 1940)
face ombilicale, puits n°3 (865m)
13. *Clavihedbergella simplex* (Morrow, 1934)
face ombilicale, puits n°1 (380m)
- 14-16. *Dicarinella hagni* (Scheibnerova, 1962)
14. face ombilicale, puits n°3 (881m)
15. face spirale, puits n°3 (881m)
16. profil, puits n°3 (881m)

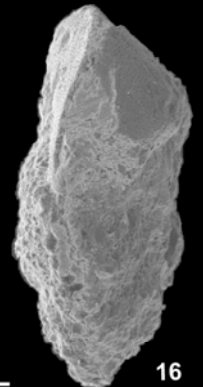
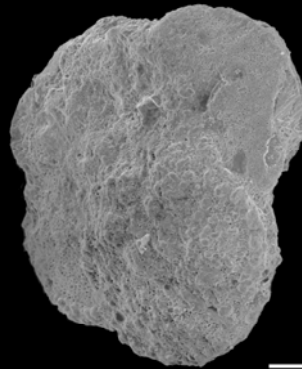
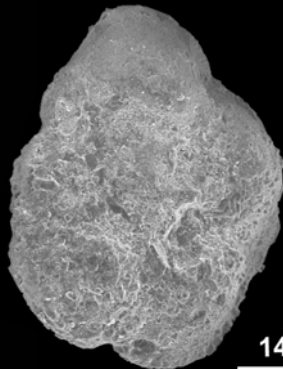
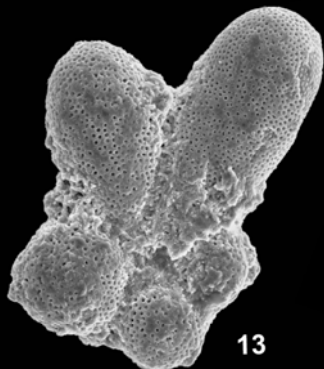
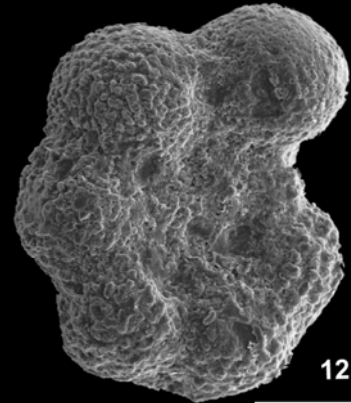
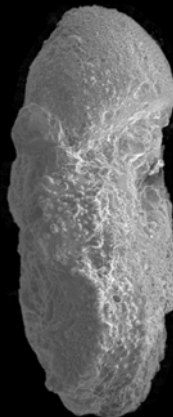
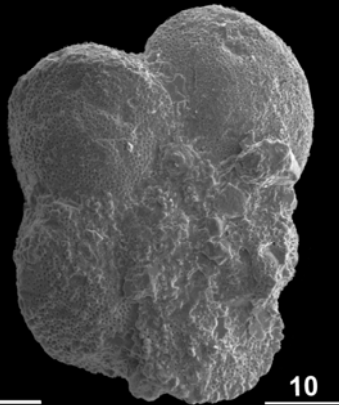
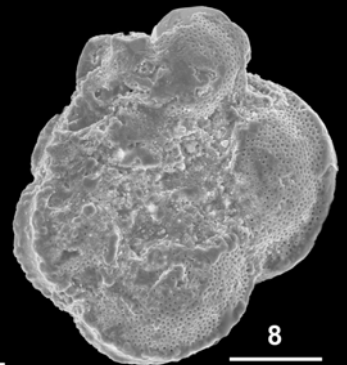
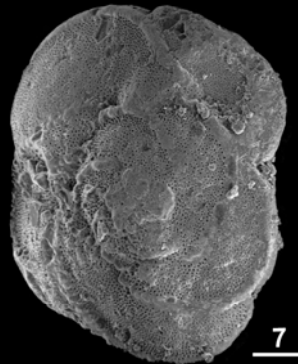
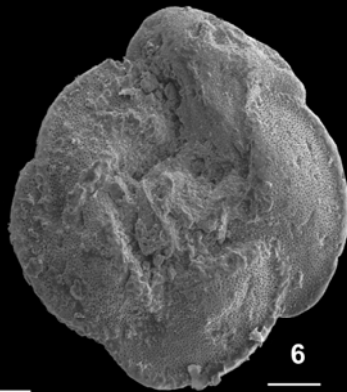
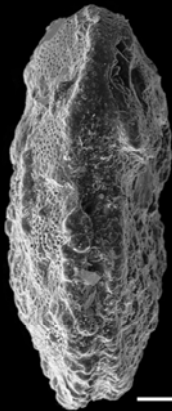
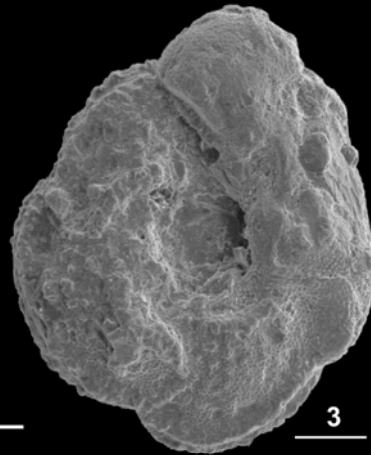
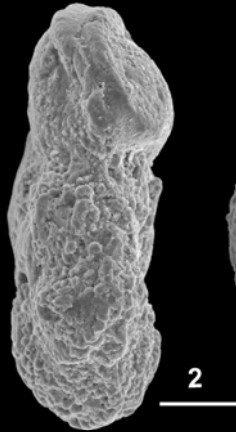
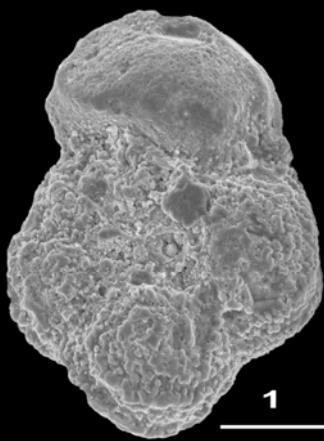


PLANCHE 7

- 1-2. *Eponides* gr. *pseudoelevatus* Graham, de Klasz & Rérat, 1965
1. face ombilicale, puits n°1 (175m)
2. face spirale, puits n°1 (175m)
3. *Praebulimina prolixa longa* (de Klasz, Magne & Rérat, 1963)
vue frontale, puits n°1 (185m)
4. *Lenticulina spissocostata* Cushman, 1938
vue latérale, puits n°1 (185m)
- 5-6. *Gavelinella* sp. G
5. face ombilicale, puits n°1 (185m)
6. face spirale, puits n°4 (889m)
- 7-8. *Afrobolivina afra* (Reyment, 1959)
7. vue latérale, puits n°1 (200m)
8. vue frontale, puits n°1 (200m)
- 9-10. *Gavelinella* sp.
9 face ombilicale, puits n°1 (200m)
10 profil, puits n°1 (200m)
- 11-12. *Orthokarstenia levis* de Klasz, Le Calvez & Rerat, 1969
puits n°1 (200m)
13. *Siphogeneroides* sp.
puits n°1 (200m)
14. *Praeuvisgerina gabonica* (de Klasz, Magne & Rerat, 1963)
vue latérale, puits n°1 (200m)
- 15-17. *Anomalinoïdes* sp. aff. *midwayensis* (Plummer, 1927)
15. face ombilicale, puits n°2 (480m)
16. profil, puits n°2 (480m)
17. face spirale, puits n°2 (480m)

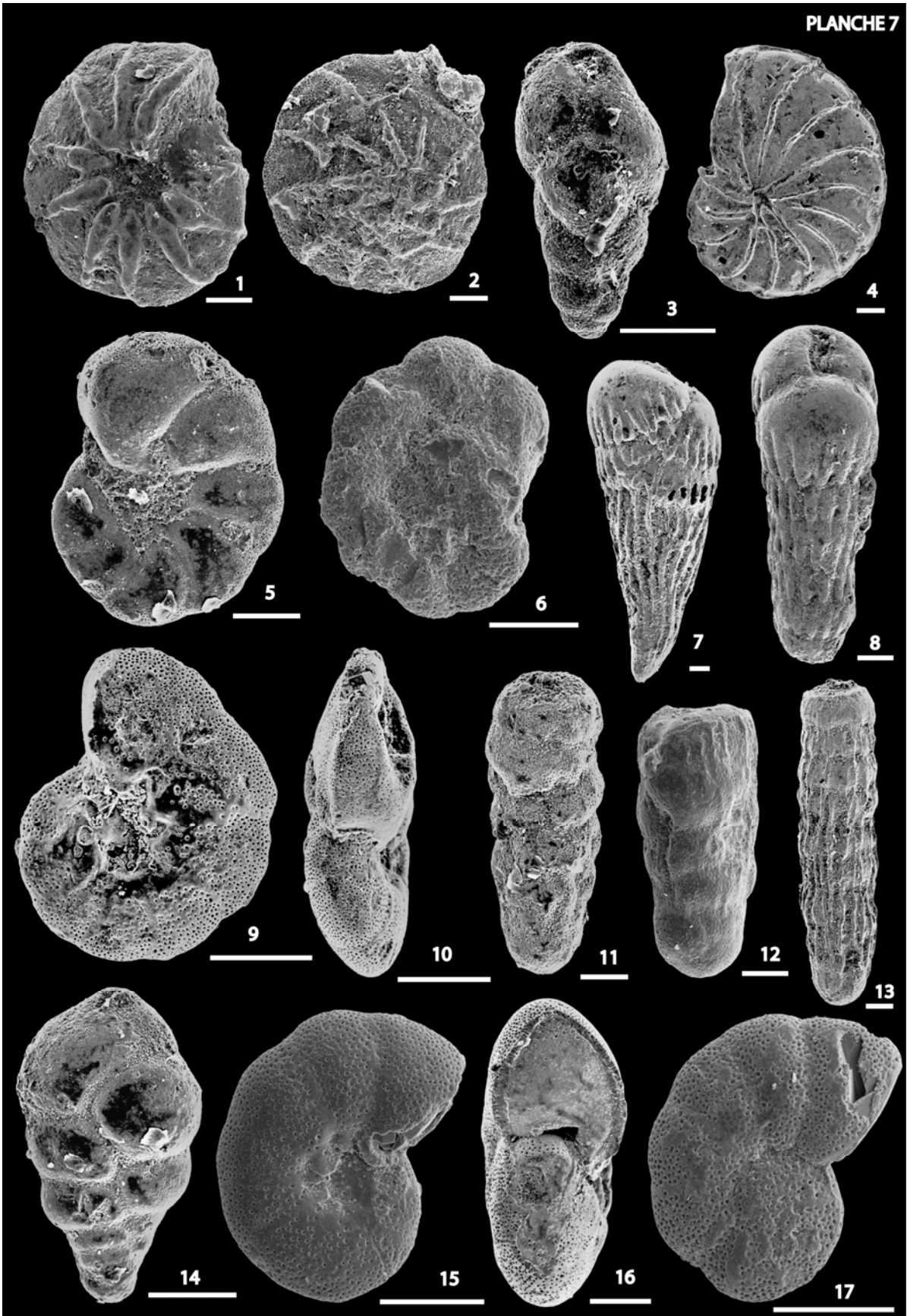


PLANCHE 8

- 1-4. *Praebulimina fang* (de Klasz, Magne & Rerat, 1963)
 1. puits n°1 (200m)
 2. puits n°1 (215m)
 3. puits n°3 (575m)
 4. puits n°6 (2125m)

5. *Siphogeneroides* cf. *parva* Cushman, 1928
vue latérale, puits n°1 (205m)

6. *Siphogeneroides clavata* Chenouard, de Klasz & Meijer, 1960
puits n°3 (575m)

7. *Siphogeneroides* cf. *cretacea* Cushman, 1946
puits n°3 (585m)

- 8-9. *Gabonita globosa* de Klasz & Van Hinte, 1974
 8. vue frontale, puits n°1 (205m)
 9. vue latérale, puits n°3 (595m)

10. *Gabonita* sp.
vue frontale, puits n°1 (205m)

11. *Siphogeneroides dentata* Chenouard, de Klasz & Meijer, 1960
puits n°6 (2105m)

12. *Gabonita gigantea* de Klasz & Meijer, 1960
puits n°1 (240m)

- 13-14. *Neobulimina subregularis* (de Klasz, Magne & Rerat, 1963)
 13. puits n°3 (585m)
 14. puits n°3 (865m)

- 15-16. *Gavelinella* sp. 2
 15. face ombilicale, puits n°1 (360m)
 16. face spirale, puits n°1 (360m)

17. *Gabonita lata* de Klasz & Meijer, 1960
vue frontale, puits n°1 (250m)

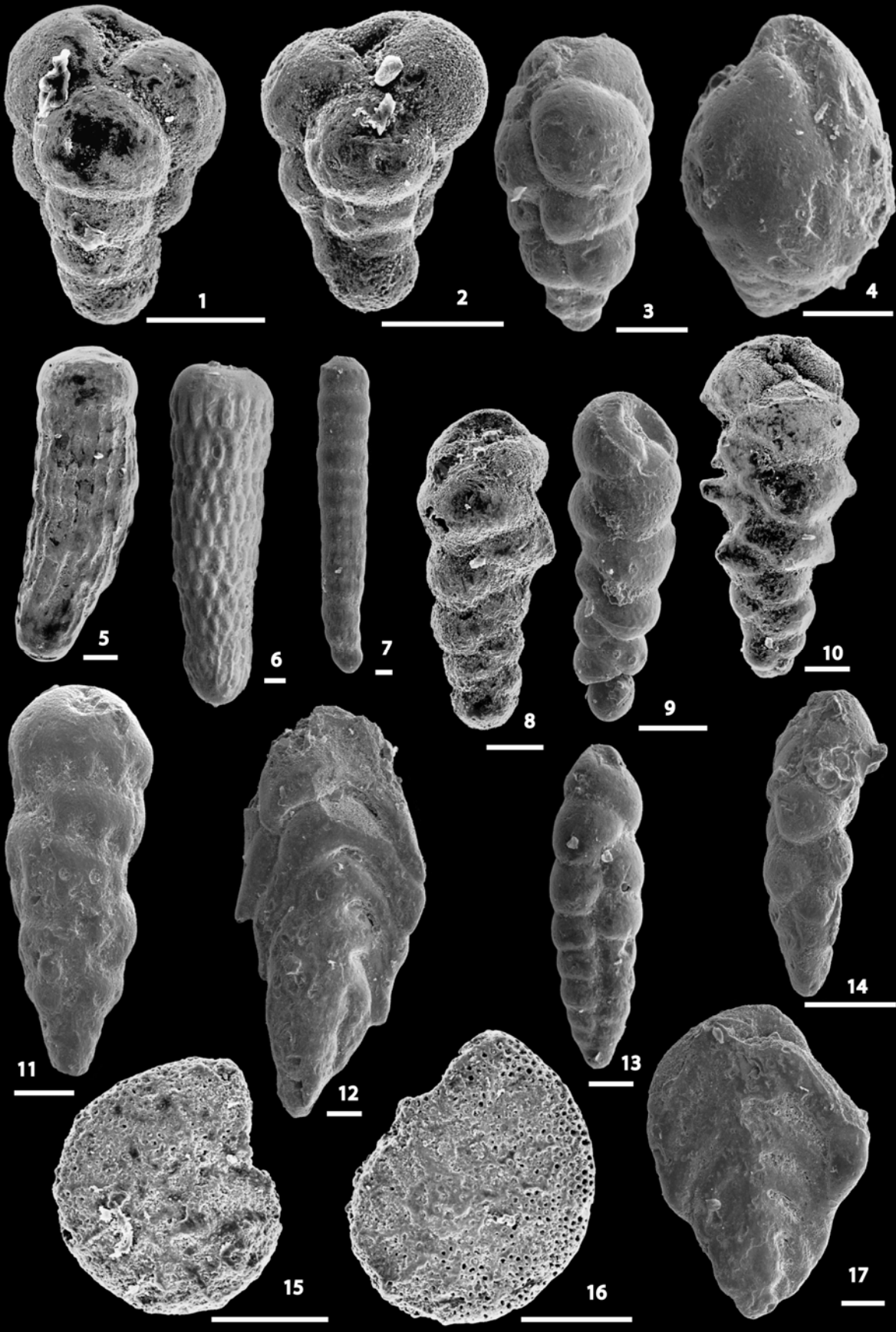


PLANCHE 9

- 1-3. *Gabonita multituberculata* de Klasz, Marie & Meijer, 1960
 1. vue latérale, puits n°1 (255m)
 2. vue latérale, puits n°1 (255m)
 3. vue frontale, puits n°1 (255m)

4. *Gabonita basispinata* de Klasz, Marie & Meijer, 1960
vue frontale, puits n°1 (280m)

5. *Gabonita spinosa* de Klasz & Meijer, 1960
vue frontale, puits n°1 (370m)

6. *Gabonita elongata* de Klasz & Meijer, 1960
vue frontale, puits n°3 (630m)

7. *Gabonita* sp aff. *distorta irregularis* de Klasz & Meijer, 1960
vue frontale, puits n°1 (335m)

8. *Gabonita centrocostata* de Klasz & Meijer, 1960
puits n°1 (395m)

9. *Gabonita distorta* de Klasz & Meijer, 1960
puits n°1 (280m)

10. *Gabonita parva* de Klasz & Meijer, 1960
vue latérale, puits n°6 (2100m)

- 11-12. *Gavelinella* gr. *dakotensis* (Fox), Eicher & Worstell, 1970
 11. vue ombilicale, puits n°1 (380m)
 12. face spirale, puits n°1 (380m)

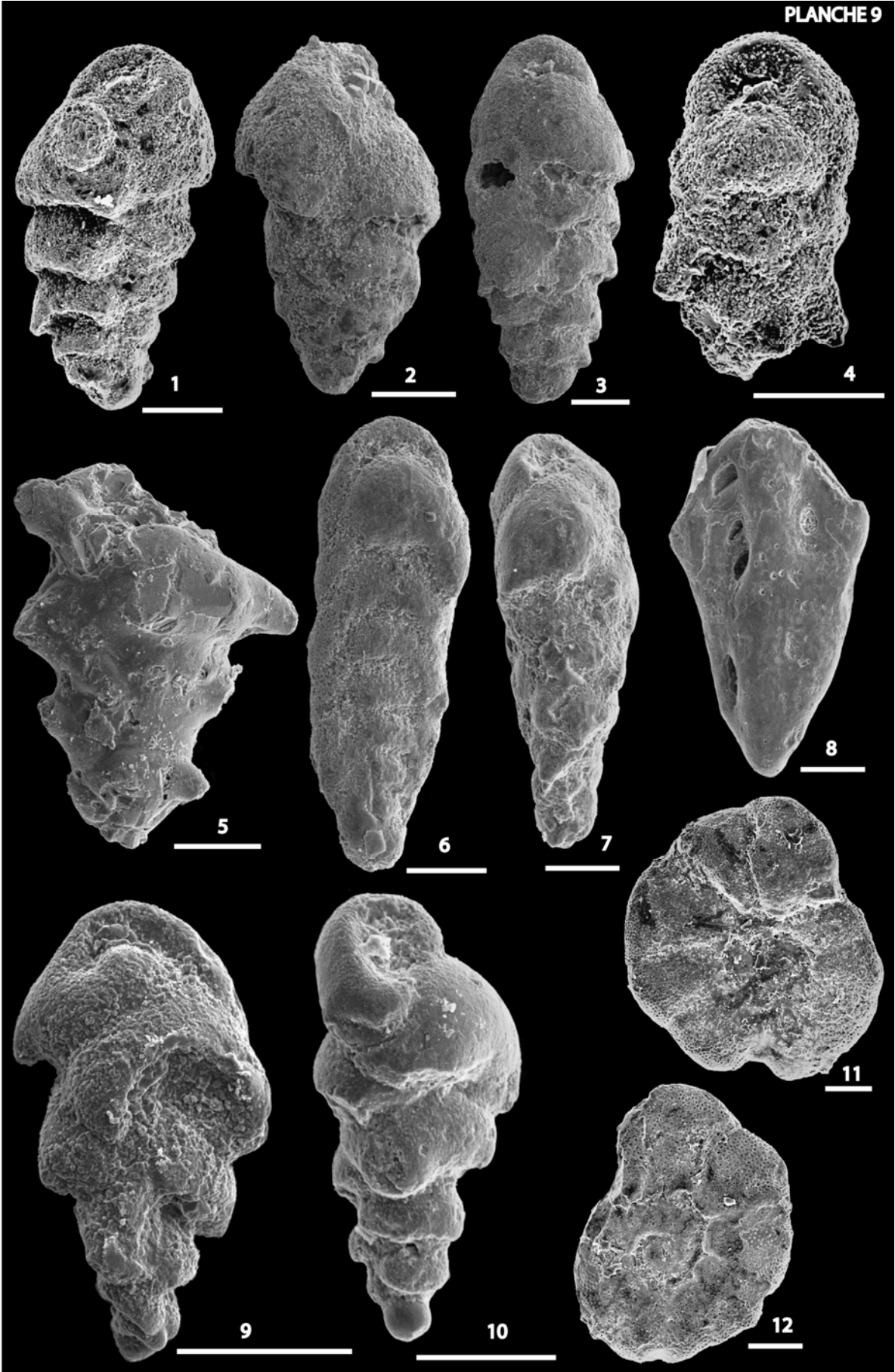


PLANCHE 10

- 1-3. *Gavelinella* gr. *dakotensis* (Fox), Eicher & Worstell, 1970
 1. face spirale, puits n°4 (380m)
 2. profil, puits n°4 (980m)
 3. face ombilicale, puits n°4 (980m)
4. *Gavelinella* sp. 1
face mbilicale, puits n°3 (841m)
5. *Gabonita levis* de Klasz, Marie & Rérat, 1961
vue frontale, puits n°3 (715m)
- 6-7. *Eouvigerina* cf *robusta* Štemproková-Jirová, 1963
 6. vue frontale, puits n°3 (833m)
 7. vue latérale, puits n°3 (833m)
8. . *Eouvigerina* cf. *americana* Cushman, 1926
vue latérale, puits n°3 (833)
- 9-10 *Praebulimina exigua robusta* (de Klasz, Magne & Rerat, 1963)
vue frontale, puits n°5 (1960m)
- 11-12. *Praebulimina bantu* (de Klasz, Magne & Rerat, 1963)
 11. puits n°6 (2085m)
 12. puits n°3 (595m)
13. *Praebulimina bantu lata* (de Klasz, Magne & Rerat, 1963)
puits n°6 (2125m)
14. *Praebulimina* cf. *crassa* (de Klasz, Magne & Rerat, 1963)
puits n°6 (2125m)
- 15-16. *Buliminella brevispira* de Klasz, Magne & Rerat, 1963
 15. puits n°3 (585m)
 16. puits n°3 (730m)

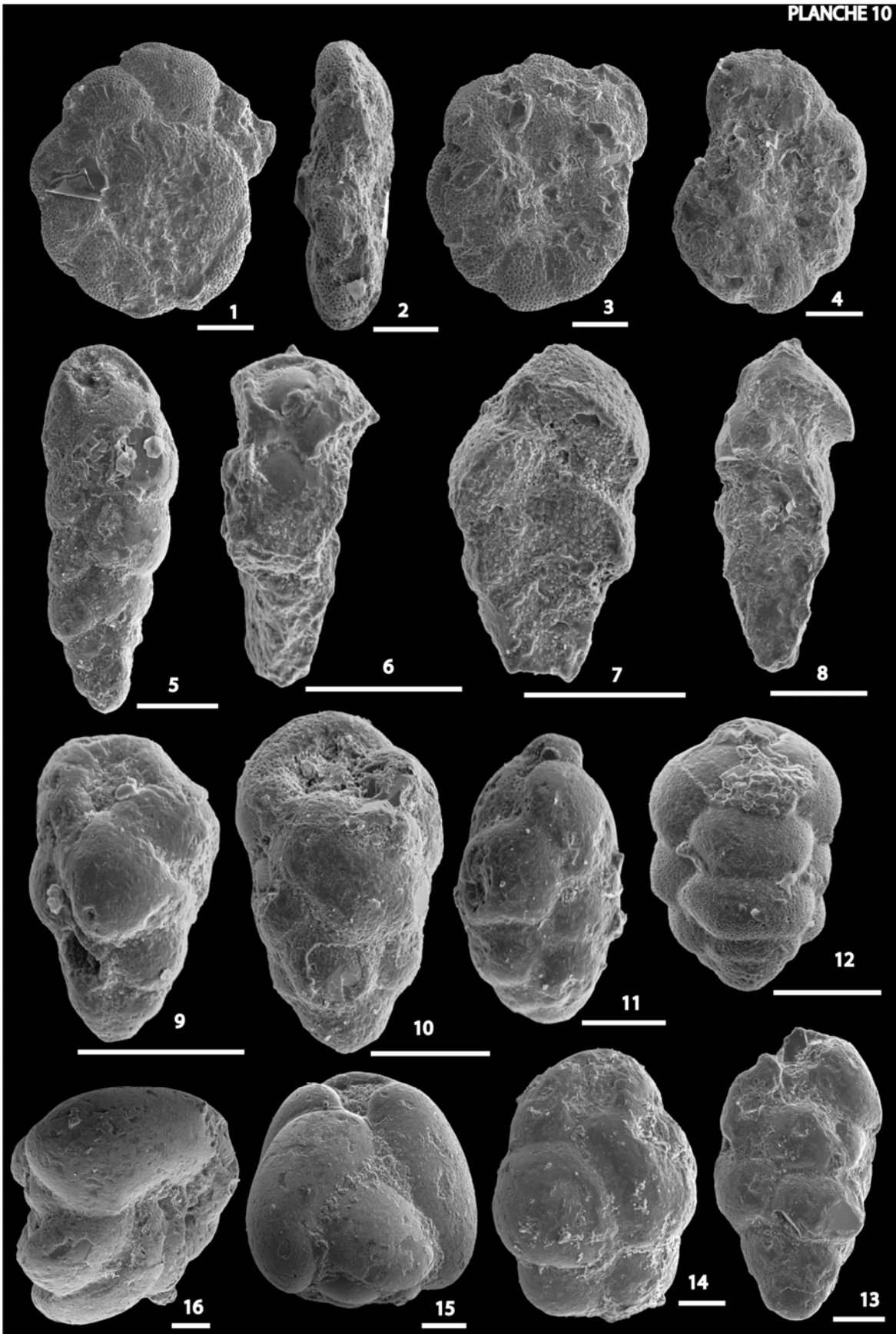


PLANCHE 11

- 1-3. *Buliminella quadrilobata* de Klasz, Magne & Rerat, 1963
 - 1-2. puits n°5 (1960m)
 3. puits n°3 (605m)
4. *Buliminella* cf. *colonensis africana?* de Klasz, Magne & Rerat, 1963
puits n°3 (730m)
5. *Buliminella gabonica altispira* de Klasz & Rerat, 1962
puits n°3 (730m)....
- 6-7. *Conorotalites michelinianus* (d'Orbigny, 1840)
 6. face ombilicale, puits n°6 (2080m)
 7. profil, puits n°6 (2080m)
8. *Quadrimorphina camerata* (Brotzen, 1936)
face ombilicale, puits n°6 (2085m)
- 9-11. *Gyroidinoides subangulatus* (Plummer, 1927)
 9. profil, puits n°6 (2080m)
 10. face spirale, puits n°6 (2080m)
 11. face ombilicale, puits n°6 (2080m)
- 12-13. *Gyroidinoides* gr. *nitidus* (Reuss, 1844)
 12. face ombilicale puits n°6 (2080m)
 13. face spirale, puits n°6 (2080m)
14. *Gyroidinoides beisseli* (White, 1928)
Profil, puits n°6 (2130m)
15. *Bandyella greatvallayensis* (Trujillo, 1960)
vue frontale, puits n°6 (2135m)

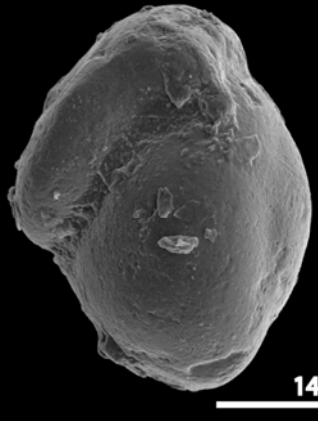
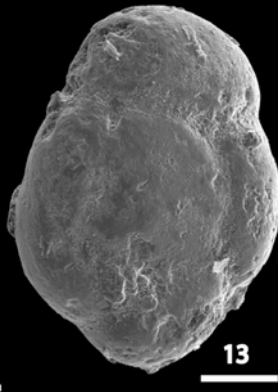
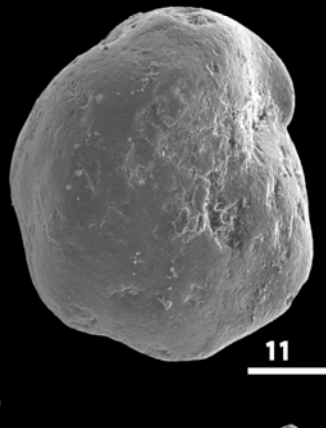
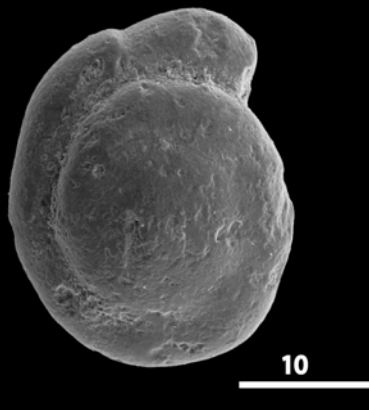
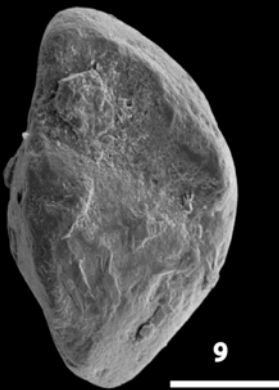
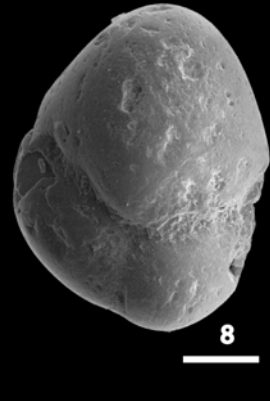
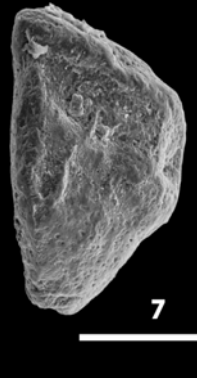
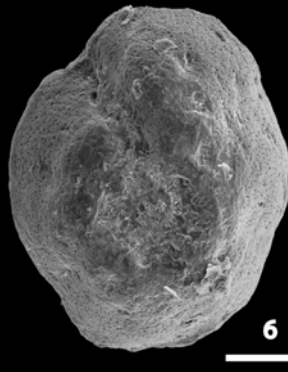
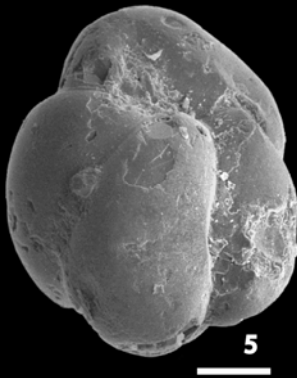
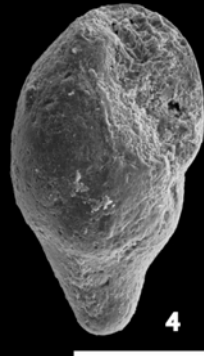
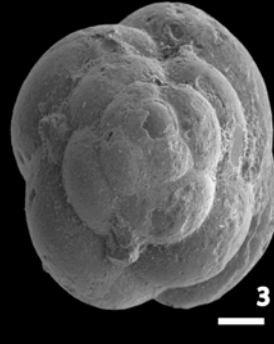
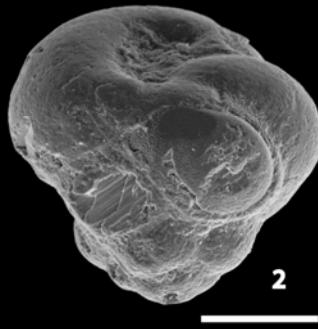
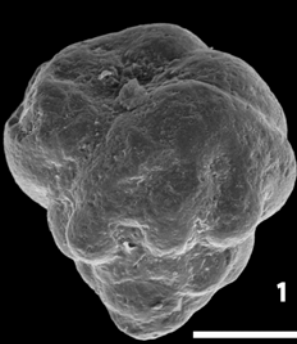
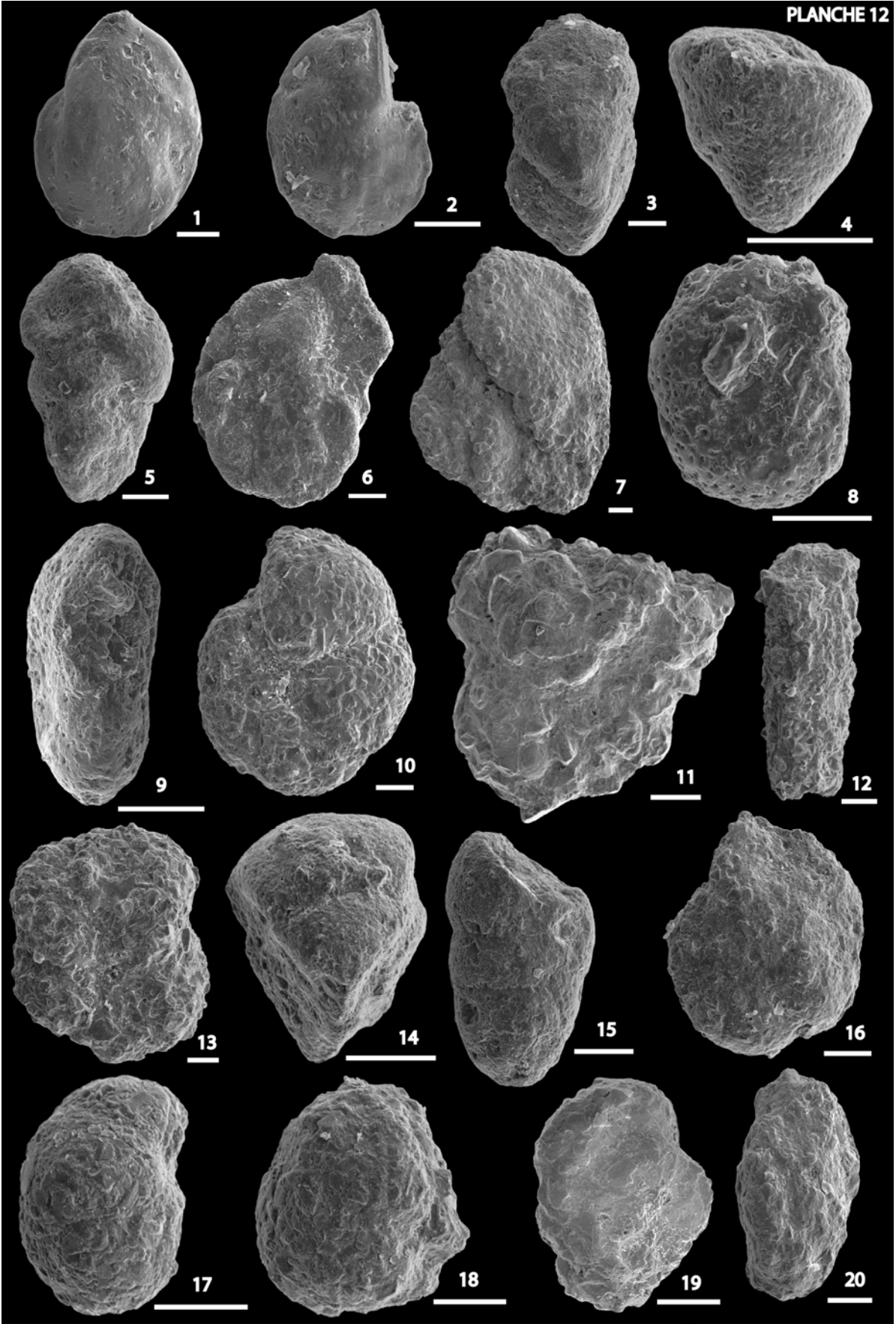


PLANCHE 12

1. *Lenticulina* cf. *rotulata* (Lamarck)
vue latérale puits n°6 (2105m)
2. *Lenticulina modesta* (Bandy, 1951)
vue latérale, puits n°6 (2135m)
3. *Gaudryina* sp. D
vue frontale, puits n°6 (2085m)
4. *Marssonella oxycona* Reuss, 1860
puits n°6 (2085m)
5. *Gaudryina* sp. A
vue latérale, puits n°5 (1940m)
6. *Haplophragmoides* ex gr. *excavatus* (Cushman & Waters, 1927)
puits n5 (1960m)
7. *Ammobaculites* sp.
puits n°6 (2080m)
- 8-9. *Haplophragmoides* sp.
puits n°6 (2090m)
10. *Haplophragmoides* cf. *eggeri* Cushman, 1926
puits n°6 (2080m)
11. *Haplophragmoides* aff. *rotulatum* (Brady, 1884)
puits n°6 (2080m)
12. *Bathysiphon?* sp.
puits n°6 (2125m)
13. *Haplophragmoides horridus* (Grzybowski, 1901)
vue latérale, puits n°6 (2110m)
14. *Gaudryina pyramidata* Cushman, 1926
vue frontale, puits n°6 (2115m)
15. *Dorothia bulletta* (Carsey) Plummer
vue latérale, puits n°6 (2125m)
16. *Trochammina* sp.
puits n°6 (2125m)
- 17-18. *Conotrochammina* sp.
17. puits n°6 (2125m)
18. puits n°6 (2135m)
19. *Trochamminoides* sp.
puits nn°6 (2105m)
20. *Trochammina* sp. p
puits n°6 (2135m).



ANNEXE 1

REMARQUES SYSTEMATIQUES SUR LES FORAMINIFERES

Les espèces de foraminifères planctoniques et benthiques citées dans ce mémoire, ont été bien décrites dans la littérature micropaléontologique, exceptées quelques unes seulement. Pour cette raison, elles ne nécessitent pas de longues descriptions. Celles qui sont illustrées et indiquées dans l'analyse systématique sont choisies parmi les formes qui ont été beaucoup utilisées en biostratigraphie et parmi les espèces d'intérêt paléoécologique. La synonymie renvoie à la figuration d'origine ainsi qu'aux principales références utilisées. Quelques remarques et/ou descriptions taxonomiques brèves sont données.

Les spécimens mal préservés, qui ne peuvent être déterminés spécifiquement, ainsi que les taxons bien préservés non décrits dans la littérature, sont laissés en nomenclature ouverte (sp., spp. ou, sp. 1, sp. A., etc...).

La classification utilisée est celle de Loeblich et Tappan (1988). Toutefois, le genre *Dicarinella* est rangé dans la famille des *Globotruncanidae* puisque l'espèce type (*Globotruncana indica* Jacob et Sastry, 1959) a été décrite comme une espèce des *Globotruncanidae* à double carène.

Les microfaunes sélectionnées pour l'étude systématique sont classées en quatre sous-ordres : **Textulariina**, **Lagenina**, **Globigerinina** et **Rotaliina**. Les taxons indicateurs les plus caractéristiques d'un point de vue biostratigraphique appartiennent au sous-ordre Globigerinina.

L'analyse comparée entre les microfaunes planctoniques identifiées au Congo et les microfaunes mésogéennes, révèle des différences au niveau du nombre des loges, de la taille du test et de certains traits morphologiques. Ainsi au Congo, la plupart des espèces possèdent :

- un nombre moins élevé de loges au dernier tour ;
- une petite taille ;
- des variations intraspécifiques assez notoires, comme en Angola (Caron, 1978) et au

Gabon (Dupont, 1996).

Les espèces benthiques d'intérêt paléoécologique appartiennent, en majorité, au sous – ordre Rotaliina. La distribution paléogéographique d'un certain nombre d'entre elles semble se limiter au Golfe de Guinée.

ORDRE : FORAMINIFERIDA Eichwald, 1830

I- SOUS-ORDRE TEXTULARIINA Delage et Herouard, 1896

I.1. Famille : HAPLOPHRAMOIDIDAE Maync, 1952

I.1.1. Genre : *HAPLOPHRAMOIDES* Cushman, 1910

***Haplophragmoides horridus* (Grzybowski, 1901)**

Pl. 12, fig. 13

1988- *Haplophragmoides horridus* (Grzybowski, 1901) : Kaminski *et al.*, *Abh. Geol. Bundesanst.*, 41, 5, pl. 11.

1996- *Haplophragmoides horridus* (Grzybowski, 1901) : Volat et Bignoumba, *Bull. Centres Rech. Explor. –Prod. Elf aquitaine*, 20, 1, pl. 6, fig. 104.

Cette espèce est grossièrement arénacée. Elle montre des sutures distinctes, droites, déprimées lesquelles délimitent 5 loges triangulaires croissant rapidement de taille.

Répartition géographique : Espèce cosmopolite.

***Haplophragmoides aff. rotulatum* (Brady, 1884)**

Pl. 12, fig. 11

1996- *Haplophragmoides aff. rotulatum* (Brady, 1884) : Volat et Bignoumba, *Bull. Centres Rech. Explor. –Prod. Elf aquitaine*, 20, 1, pl. 6, fig. 101-103.

Cette forme très grossièrement arénacée est décrite dans le Crétacé supérieur du Gabon par Volat et Bignoumba, 1996. Elle diffère de l'espèce type par ses loges moins nombreuses (3) et plus anguleuses.

I.2. Famille : VERNEUILINIDAE Cushman, 1911

I.2.1. Genre : *GAUDRYINA* d'Orbigny, 1839

***Gaudryina pyramidata* Cushman, 1946**

Pl. 12, fig. 14

1946- *Gaudryina (Pseudogaudryina) pyramidata* Cushman, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, n° 206, pl. 8, fig. 14.

1990- *Gaudryina pyramidata* Cushman : Kuhnt et Kaminski, *NATO ASI*, Series 327, pl. 5, fig. d-e, j.

1994- *Gaudryina pyramidata* Cushman : Ly et Kuhnt, *Rev. Micropal.* 7, p. 49-74, pl. 2, fig. 14.

Espèce à test triangulaire finement agglutiné, d'abord trisérié au 2/3, puis bisérié au dernier 1/3. Section transversale triangulaire avec des angles aigus.

Les individus rencontrés dans le Bassin congolais sont de taille plus grande que ceux provenant des sédiments crétacés supérieurs de la « Gulf Coastal Region » (USA) illustrés par Cushman (1946).

Répartition géographique: Espèce cosmopolite.

***Gaudryina* sp. A Volat et Bignoumba, 1996**

Pl. 12, fig.5

1996- *Gaudryina* sp. A Volat et Bignoumba; *Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf Aquitaine*, 20, 1, pl. 12, fig. 213-215.

Répartition géographique: Gabon, Congo.

***Gaudryina* sp. D Volat et Bignoumba, 1996**

Pl. 12, fig. 3

1996- *Gaudryina* sp. D Volat et Bignoumba, *Bull. Centres Rech. Explor.–Prod. Elf Aquitaine*, 20, 1, pl. 12, fig. 218-219.

Répartition géographique: Gabon, Congo.

I.3. Famille : EGGERILLIDAE Cushman, 1937

I.3.1. Genre : MARSSONELLA Cushman, 1933

***Marssonella oxycona* (Reuss, 1860)**

Pl. 12, fig. 4

1860- *Gaudryina oxycona* Reuss, *Akad. Wiss. Wien, Math.-Naturwiss., Kl.*,40, p.147 -238, pl. 12, fig. 3.

1946- *Marssonella oxycona* (Reuss): Cushman, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, n°206, pl. 12, fig. 6, 7.

1988- *Dorothia oxycona* (Reuss) : Kaminski et al., *Abh. Geol. Vienna*, 41, p. 195, pl. 9, fig. 9.

Espèce à test finement agglutiné de forme conique, s'élargissant rapidement; initialement trochospiralé puis rapidement bisérié. La taille du test ne dépasse pas 200µm.

Répartition géographique: Espèce cosmopolite.

II- SOUS-ORDRE LAGENINA Delage et Herouard, 1896

II.1. Famille : VAGINULINIDAE Reuss, 1860

II.1.1. Genre : *LENTICULINA* Lamarck, 1804

***Lenticulina spissocostata* (Cushman, 1946)**

Pl. 7, fig. 4

1946- *Robulus spissocostatus* Cushman: Cushman, *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, n°206, pl. 5, fig. 2.

1994- *Lenticulina* cf. *spissocostata* (Cushman): Ly et Kuhnt, *Rev. Micropal.* 7, p. 49-74, pl. 3, fig. 7.

Répartition géographique: Espèce cosmopolite.

III- SOUS-ORDRE GLOBIGERININA Delage et Herouard, 1896

III.1. Famille : HETEROHELICIDAE Cushman, 1927

III.1.1. Genre : *HETEROHELIX* Ehrenberg, 1843

***Heterohelix globulosus* (Ehrenberg, 1840)**

Pl.1, fig.15-16

- 1840- *Textularia globulosa* Ehrenberg : Reuss, *Akad. Wiss. Abh., Math.-Naturhist. Kl.*, 2, 21, pl. 4, fig. 2B, 5B, 7B, 8B.
- 1982- *Heterohelix globulosa* (Ehrenberg): Odebode, *Rev. Españ. Micropaleont.*14, p. 231-246, pl. 1, fig. 6-7.

***Heterohelix striata* (Ehrenberg, 1840)**

Pl.1, fig.12

- 1840-*Textularia striata* Ehrenberg: Reuss, *Akad. Wiss. Abh., Math.-Naturhist. Kl.* 2, 21, pl. 4, fig.1.
- 1899-*Guembelina striata* (Ehrenberg) : Egger et Bayer, *Akad. Wiss. Abh., Math.-Naturhist. Kl.*, 52, 30, pl. 14, fig. 37-39.
- 1967-*Heterohelix striata* (Ehrenberg) : Pessagno, *Palaeont. Amer.*, 5, 37, pl. 78, fig. 4-5; pl.88, fig. 3-7; pl. 98, fig. 16.

Heterohelix striata se distingue de *H. globulosa* par ses côtes bien prononcées, continues d'une loge à une autre, masquant les lignes de sutures.

III.1.2 Genre : PSEUDOTEXTULARIA Rzehak, 1891

***Pseudotextularia elegans* (Rzehak, 1891)**

Pl. 2, fig. 1

- 1891- *Cuneolina elegans* Rzehak, *Ann. Wien, Naturhist* 6, 1, p.2.
- 1895- *Pseudotextularia varians* Rzehak, *Ann. Wien, Naturhist*, 10, 2; pl. 7, fig. 1a-b.
- 1929- *Guembelina elegans* (Rzehak) : Gallitelli, *Contr. Cushman. Found. Foram. Res.*, 7, 2, pl. 7, fig. 1-2.
- 1962- *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) : Pessagno, *Micropaleontology*, 1, 3; pl. 1, fig. 7-9.
- 1967- *Pseudotextularia elegans* (Rzehak) : Pessagno, *Palaeont. Amer.*, 5, 37; pl. 75, fig. 12-17; pl. 85, fig. 10-11; pl. 88, fig. 14-16; pl. 89, fig. 10-11; pl. 97, fig. 18; pl. 98, fig. 19-20.

III.2 Famille : HEDBERGELLINIDAE Loeblich et Tappan, 1961

III.2.1 Genre : HEDBERGELLA Brönnimann et Brown, 1958

***Hedbergella monmouthensis* (Olsson, 1960)**

Pl. 1, fig. 9

1960- *Globorotalia monmouthensis* Olsson, *Jour. Pal.*, 34, 1, p. 47.

1983- *Hedbergella monmouthensis* (Olsson) : Robaszinski *et al.*, *Rev. Micropal.* 26, 3, p. 145-305, pl. 43, fig. 2-3.

Test finement perforé, recouvert de courtes et minuscules épines surtout sur les premières loges, lesquelles sont renflées, globuleuses. Face ombilicale : $4^{1/2}$ loges au dernier tour de spires croissant plus rapidement, la dernière constituant le 1/3 du test ; ombilic petit, profond, sutures déprimées radiales. Ouverture intériomarginale, extra ombilicale-ombilicale. Périphérie lobée.

Taille : 250-300 μ m

Ces spécimens diffèrent en taille :

- de l'holotype (200-250 μ m) provenant de la "New Jersey Coastal Plain" (USA), décrit par Olsson ;
- des individus mésogéens (100-220 μ m).

***Hedbergella cf. planispira* (Tappan, 1940)**

Pl. 6, fig. 12

1940- *Globigerina planispira* Tappan, *Jour. Pal.* 14, p. 93-126, pl. 9, fig. 12.

1979- *Hedbergella planispira* (Tappan) : Robaszinski *et al.*, *Cah. Micropal.*, 1, 185 p., pl. 27, fig. 1-3; pl. 28, fig. 1-4.

Test faiblement trochospiralé, avec deux tours de spires ; composé de 6 loges globuleuses au dernier tour, lesquelles augmentent graduellement de taille. Surfaces des loges ornementées de nombreuses granules. Les lignes de sutures sont déprimées et radiales. Le diamètre le plus grand = 240 μ m, et le plus petit = 208 μ m. Cette forme se distingue de l'holotype provenant de la Formation Grayson du Texas septentrional (Tappan, 1940), par une faible vitesse de croissance des loges au dernier tour, un nombre réduit de loges et une ornementation granuleuse.

III.3. Famille : ROTALIPORIDAE Sigal, 1958

III.3.1. Genre : CLAVIHEDBERGELLA Banner et Blow, 1959

***Clavihedbergella simplex* (Morrow, 1934)**

Pl. 6, fig. 13

1934- *Hastigerinella simplex* Morrow, *Journ. Pal.*, 8, 2, p. 198, pl. 30, fig. 6a,b.

1996- *Clavihedbergella simplex* (Morrow) : Dupont, *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique sud*: Actes colloques Angers, 1994, p. 83-121, pl. 9, fig. 8-9.

Test modérément trochospiralé ; loges globuleuses dans la première partie, l'avant dernière devenant légèrement allongée ; la dernière fortement allongée et même a contour ovale à la fin. Comparés à l'holotype provenant du Kansas, USA (Morrow, 1934), les individus observés dans le Bassin côtier Congolais ont 5 loges au dernier tour (4 pour l'holotype), des sutures fortement déprimées, un test non épineux avec de nombreux pores, une taille plus petite.

III.4. Famille : GLOBOTRUNCANIDAE Brotzen, 1942

III.4.1. Genre : CONTUSOTRUNCANA Korchagin, 1982

***Contusotruncana fornicata* (Plummer, 1931)**

Pl. 3, fig. 7-10

1931-*Globotruncana fornicata* Plummer, *Univ. Texas Bull.*, 3101; pl. 13, fig. 4a-c, 5, 6.

1957-*Globotruncana (Globotruncana) fornicata* Plummer : Edgell, *Micropaleontology*, 3, 2; pl. 3, fig. 10-12.

1964-*Globotruncana fornicata* Plummer : Olsson, *Micropaleontology*, 10, 2; pl. 2, fig.3-4; pl. 3, fig. 7a-c, 8a-c.

1967-*Globotruncana fornicata* Plummer : Pessagno, *Palaeont. Amer.*, 5, 37; pl. 63, fig. 1-9; pl. 80, fig. 7-9; pl. 96, fig. 3-4.

1983- *Rosita fornicata* (Plummer) : Robaszinski *et al.*, *Rev. Micropal.*, 26, 3-4, p. 145-305, pl. 38, fig. 1-5.

Les individus les plus représentatifs ont 3 à 5 loges au dernier tour de spire. Cette espèce montre une grande variabilité morphologique dans les échantillons analysés.

La taille des tests oscille entre 330 et 440 µm, contre 400-500 µm pour les formes téthysiennes.

III.4.2. Genre : *DICARINELLA* Porthault, 1970

Dicarinella asymetrica (Sigal, 1952)

Pl. 5, fig. 1-2

1952- *Globotruncana asymetrica* Sigal, *XIX^e Congr. Géol. Inter., Monogr. régionales*, (1^{re} Série : Algérie), Alger, n° 26, pp. 3–47, fig. 35.

1979- *Dicarinella asymetrica* (Sigal) : Robaszynski et al., *Cah. Micropal.*, 2, 181 p., pl. 51, fig. 1-2; pl. 52, fig. 1-2.

Le test a 5 loges au dernier tour. Sa taille est comprise entre 480 et 570 μm (proche de celle des espèces de la Téthys : 500-600 μm , lesquelles ont 5-6 loges au dernier tour). Cette espèce très caractéristique de la limite Santonien –Campanien dans la Téthys, est rare dans le matériel étudié au Congo. Son extinction dans la section étudiée semble “précoce” car elle n’est observée qu’après le bioévénement à *Dicarinella concavata* (première apparition sens forage), c’est-à-dire qu’elle semble disparaître avant cette dernière espèce.

Dicarinella concavata (Brotzen, 1934)

Pl. 5, fig. 3-7

1934- *Rotalia concavata* Brotzen, *Deutsch. Verh. Palastinas Zeitschr.*, 57, pl. 3, fig. b.

1979- *Dicarinella concavata* (Brotzen, 1934) : Robaszynski et al., *Cah. Micropal.*, 2, 181 p, pl. 54, fig. 1-2, pl. 55, fig. 1-2.

La taille de cette espèce est comprise entre 375 et 655 μm (inférieure à celle des espèces de la Téthys : 600-700 μm).

Dicarinella hagni (Scheibnerova, 1962)

Pl. 6, fig. 14-16

1962- *Praeglobotruncana hagni* Scheibnerova, *Geologicky Sbornik*, 13, p. 219, fig. 6a-c

1979- *Dicarinella hagni* (Scheibnerova, 1962) : Robaszynski et al., *Cah. Micropal.*, 2, 181 p, pl. 56, fig. 1-2, pl. 57, fig. 1-2.

1985- *Dicarinella hagni* (Scheibnerova) : Caron, In: Bolli, H.; Saunders M. et Perch-Nielsen J. B., Eds. (1985), Cambridge Earth Science Series, Cambridge University Press, p. 17-86, pl. 18, fig. 1-3.

Les individus présentent 5 loges au dernier tour de spire au Congo (5 à 8, généralement 6 dans la Téthys). Le côté spiral est légèrement convexe, à la différence des populations téthysiennes qui comportent aussi certains individus à côté spiral parfois plat.

Taille 300 à 400 μm , contre 400-700 μm dans la Téthys.

***Dicarinella imbricata* (Mornod, 1950)**

Pl. 6, fig. 8-11

1950- *Globotruncana (Globotruncana) imbricata* Mornod, Mém. Soc. Helv. Sci. Nat., 130, 164, p. 5, pl. III, fig a-d.

1978- *Dicarinella imbricata* (Mornod) : Caron, in Bolli H.M et al., DSDP initial reports: Washington, D.C., U.S. Government Printing office, 40, p.651-678, fig. 3a-c

Chez certains spécimens, les pustules/granules sur la surface des premières loges du côté ombilical sont moins visibles, voire absents. Sur le côté spiral : une variante présente des surfaces planes sans granules sur les premières loges ; une autre variante a des surfaces légèrement renflées portant les granules aux premières loges du dernier tour.

La population présente donc deux variantes intraspécifiques.

Le profil est souligné par deux carènes séparées par un bandeau imperforé, lequel apparaît discontinu, décalé d'une loge à la suivante. Ces dernières semblent successivement imbriquées les unes dans les autres.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 5 ; contre 5-6, dans la Téthys.

Taille: 300 μm à 530 μm , contre 400-600, en moyenne 500 μm dans la Téthys.

***Dicarinella primitiva* (Dalbiez, 1955)**

Pl. 6, fig. 1-2

1955- *Globotruncana ventricosa* White subsp. *primitiva* Dalbiez, *Micropal.*, 1, 2, pl. 2 fig. 6.

1985- *Dicarinella primitiva* (Dalbiez) : Caron, In: Bolli, H. M.; Saunders et J. B., Perch-Nielsen Eds. (1985) Cambridge Earth Science Series, *Cambridge University Press*, p. 17-86, pl. 18, fig. 6-8.

1996- *Dicarinella primitiva* (Dalbiez) : Dupont, *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique sud: Actes colloques Angers*, 1994, 83-121. pl. 9, fig. 1; pl. 10, fig. 1.

Les premières loges du dernier tour de la spire, plus généralement globigériniformes, permettent de la distinguer nettement de la *D. hagni* dans le matériel congolais.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 4 à 5 (5-6 dans la Téthys).

Taille: 300-580 µm (450-850 µm dans la Téthys).

III.4.3 Genre : GANSSEERINA Caron, Gonzalez Donoso, Robaszynski et Wonders, 198

***Gansserina gansseri* (Bolli, 1951)**

Pl. 3, fig. 1-3

1951- *Globotruncana gansseri* Bolli, *Jour. Pal.*, 25, 2, pl. 35, fig.1-3.

1983- *Gansserina gansseri* (Bolli) : Robaszynski *et al.*, *Cah. Micropal.*, 2, 181 p., pl. 51, fig. 1-7, 10-11; pl. 52, fig.1-5; pl. 53, fig. 1-5.

Nombre de loges au dernier tour de spire: 5 (4-7 dans la Téthys, rarement 8).

Taille 300-400 µm (300 à 600 µm dans la Téthys).

III.4.4 Genre : GLOBOTRUNCANA Cushman, 1927

***Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, 1950**

Pl. 2, fig. 10-12

1950- *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady, *Journ. Pal.*, 24, 6, pl. 80, fig. 20

1983- *Globotruncana aegyptiaca* Nakkady : Robaszynski *et al.*, *Cah. Micropal.*, 2, 181 p, pl. 2, fig. 1-6.

Nombre de loges au dernier tour de spire: 3-4 (3 à 5 dans la Téthys).

Taille: 250-400µm (300-550µm dans la Téthys).

***Globotruncana cf. bulloides* Vogler, 1941**

Pl. 4, fig. 1-3

1941- *Globotruncana linnei bulloides* Vogler, *Palaeontographica*, Suppl., Bd. 4, pl. 23, fig. 32-39.

1983- *Globotruncana bulloides* Vogler : Robaszynski *et al.*, *Cah. Micropal.*, 2, 181 p, pl. 6, fig. 1-4

Nombre de loges au dernier tour de spire: 4-5 (contre 6-7 dans la Téthys).

Taille: 300-400 µm (450-500 µm dans la Téthys).

***Globotruncana rosetta* (Carsey, 1926)**

Pl. 2, fig. 7-9

1926- *Globigerina rosetta* Carsey, *Texas Univ. Bull.*, 2612, pl. 5, fig. 3 a-b.

1983-*Globotruncana rosetta* (Carsey) : Robaszinski *et al.*, *Cah. Micropal.*, 2, 181 p, pl. 18, fig. 1-5.

Nombre de loges au dernier tour de spire: 5 (4 à 5, beaucoup plus 5, quelquefois 6 dans la Téthys).

Taille: 380-470 µm (400-600 µm dans la Téthys).

III.4.5 Genre : *GLOBOTRUNCANITA* Reiss, 1957

***Globotruncanita elevata* (Brotzen, 1934)**

Pl. 4, fig. 4-6

1934- *Rotalia elevata* Brotzen, *Deutsch. Verh. Palastinas Zeitschr.*, 57; pl. 3, fig. C.

1955- *Globotruncana (Globotruncana) elevata elevata* (Brotzen) : Dalbiez, *Micropal.*, 1, 2; fig. 9a-c.

1967- *Globotruncana elevata* (Brotzen) : Pessagno, *Palaeont. Amer.*, 5, 37; pl. 78, fig. 12-14; pl. 81, fig. 8-14; pl. 93, fig. 1-5, 8; fig. 44.

1984- *Globotruncanita elevata* (Brotzen) : Robaszinski *et al.*, *Cah. Micropal.*, 2, 181 p., pl. 27, fig. 1-3.

Nombre de loges au dernier tour de spire: 5 (5-9 dans la Téthys).

Taille : 500-600 µm (600-900 µm dans la Téthys).

***Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez, 1955)**

Pl. 2, fig. 13-15

1955- *Globotruncana elevata stuartiformis* (Brotzen) : Dalbiez, *Micropal.*, 1, 2, fig. 10a-c.

1983- *Globotruncanita stuartiformis* (Dalbiez) : Robaszinski *et al.*, *Cah. Micropal.*, 2, 181 p pl. 32, fig. 1-4.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 5. Dans la Téthys (5-7, quelquefois 8).

Taille : 500-600 μm . Dans la Téthys (600-900 μm).

III.4.6. Genre *MARGINOTRUNCANA* Hofker, 1956

Marginotruncana cf. coronata (Bolli, 1945)

Pl.5, fig. 11-13

1945 - *Globotruncana lapparenti* (Brotzen) subsp. *coronata* Bolli, fig 1, fig. 21-22, pl. 9, fig. 14-15.

1967- *Marginotruncana coronata* (Bolli, 1945) : Pessagno, *Palaeont. Amer.*, 5, 37 pl. 9, fig. 15

1979- *Marginotruncana coronata* (Bolli, 1945) : Robaszinski et al. *Cah. Micropal.*, 2, 181 p. pl. 62, fig.1-2

Ces individus diffèrent de *M. pseudolinneiana* par un profil plus pincé, des carènes plus rapprochées, des loges pétaloïdes à la face spirale.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 5, contre 6-8 dans la Téthys.

Taille : 300-500 μm . contre 600-800 μm dans la Téthys.

Marginotruncana marginata (Reuss, 1845)

Pl. 4, fig. 7-9

1845- *Rosalina marginata* Reuss, *Die Versteinerungen der Böhmisches Kreideformation*, 1 58 p, pl. 13, fig. 18a-b.

1979- *Marginotruncana marginata* (Reuss) : Robaszinski et al., *Cah. Micropal.*, 2, 181 p., pl. 63, fig. 1-2, pl. 64, fig. 1-2.

Elle se distingue légèrement des formes téthysiennes:

- au dernier tour de spire par ses loges pétaloïdes (pour une bonne partie) et en croissant sur la face spirale, les sutures s'insérant presque perpendiculairement puis obliquement sur le tour précédent.

- par le diamètre plus faible des tours précédant le dernier.

Nombre de loges au dernier tour de spire: 5. Dans la Téthys (5-8).

Taille: 350-460 μm . Dans la Téthys (400-800 μm).

***Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno, 1967**

Pl. 5, fig. 8-10

1979- *Marginotruncana pseudolinneiana* Pessagno : Robaszinski et al., *Cah. Micropal.*, 2, 181 p., pl. 67, fig. 1-2; pl. 68, fig. 1-2.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 5. Dans la Téthys (5-8, parfois 8).

Taille : 300-600 µm. Dans la Téthys (500-700 µm).

***Marginotruncana renzi* (Gandolfi, 1942)**

Pl. 6, fig. 5-7

1942- *Globotruncana renzi* Gandolfi, *Rivista Italiana di Paleontologia - Anno XLVIII*, XX, 160 p., pl. III., fig.5,

1979- *Marginotruncana renzi* (Gandolfi) : Robaszinski et al., *Cah. Micropal.*, 2, 181 p., pl. 69, fig. 1-2.

1985- *Marginotruncana renzi* (Gandolfi) : Caron, In: Bolli, H. M.; Saunders et J. B., Perch-Nielsen Eds. (1985), Cambridge Earth Science Series, *Cambridge University Press*, p. 17-86, pl. 23, fig. 1-2.

La face ombilicale possède des sutures typiquement en «U» soulignées par un bourrelet ininterrompu qui se prolonge autour de l'ombilic.

Elle se distingue de *M. schneegansi* (Sigal) par un profil à deux carènes parallèles, proches mais distinctes.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 5. Dans la Téthys : 5-6.

Taille : 660-750 µm. Dans la Téthys : 500-650 µm.

***Marginotruncana schneegansi* (Sigal, 1952)**

Pl. 6, fig. 3-4

1952- *Globotruncana schneegansi* Sigal, *XIX^e Cong. Geol. Inter., Monog. régionales*, (1^{re} Série : Algérie), Alger, n° 26, pp. 3-47., pl. 34.

1985- *Marginotruncana schneegansi* (Sigal) : Caron, In: Bolli, H. M.; Saunders et J. B., Perch-Nielsen Eds. (1985), Cambridge Earth Science Series, *Cambridge University Press*, p. 17-86., pl. 27, fig. 3-6.

Certaines variantes identifiées au Congo ont des carènes (sous formes de deux rangées de granules parallèles) moins rapprochées, l'écartement étant beaucoup plus important sur la première loge du dernier tour que sur les loges postérieures.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 5; dans la Téthys : 5 à 6.

Taille : 500-600 μm . Dans la Téthys : 700-900 μm .

***Marginotruncana sinuosa* (Porthault, 1970)**

Pl. 4, fig. 10-12

1970- *Marginotruncana sinuosa* Porthault, *Géobios*, 3, fasc. 2, p. 41-106 pl. 11, fig. 12a-b

1979- *Marginotruncana sinuosa* Porthault : Robaszinski et al., *Cah. Micropal.*, 2, 181 p pl. 74, fig. 1-2, pl. 75, fig. 1-2.

Sur la face spirale, les sutures courbes s'insèrent presque orthogonalement puis obliquement sur le tour précédent ; à la différence des formes téthysiennes dont les sutures sur la face spirale s'insèrent toutes très obliquement.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 4-5. Dans la Téthys : 5-6.

Taille : 370-450 μm . Dans la Téthys : 550-750 μm .

***Marginotruncana undulata* (Lehmann, 1963)**

Pl. 4, fig. 13-15

1963- *Globotruncana undulata* Lehmann, p. 73, pl. 9, fig. 3.

1979- *Marginotruncana undulata* (Lehmann) : Robaszinski et al., *Cah. Micropal.*, 2, 181 p., pl. 77, fig. 1-2.

Au Congo, cette espèce diffère de *Marginotruncana sinuosa* par ses sutures sigmoïdes en «V» bien distinctes sur la face ombilicale, par les surfaces des loges très fortement ondulées sur la face spirale. Il existe des formes de transition entre *M. sinuosa* et *M. undulata* dans les échantillons étudiés.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 5; dans la Téthys : 5-7.

Taille : 600-700 μm . Dans la Téthys : 600-850 μm .

En vue de profil, l'écartement des deux rangées de pustules sur les premières loges des spécimens du Congo paraît plus important que chez ceux de la Téthys.

III.4.7 Genre : *GLOBOTRUNCANELLA* Reiss, 1957

Globotruncanella petaloidea (Gandolfi, 1955)

Pl. 1, fig. 13-14

1955- *Globotruncana* (*Rugoglobigerina*) *petaloidea petaloidea* Gandolfi, *Bull. Amer. Pal.*, 35, 155, pl.3, fig. 13 a-c.

1983- *Globotruncanella petaloidea* (Gandolfi) : Robaszinski *et al.*, *Rev. Micropal.*, 26, 3-4, p. 145-305, pl. 44, fig.1-2.

Le dessin de la périphérie des loges du dernier tour permet de noter une variabilité intraspécifique. La population comprend une variante à contour aigu et une autre à contour arrondi. Les pustules ornementant les surfaces des premières loges sont moins visibles que chez les formes téthysiennes.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 4. Dans la Téthys :4.

Taille : 260-325 µm. Dans la Téthys : 400-450 µm).

III.5. Famille : RUGOGLOBIGERINIDAE Subbotina, 1959

III.5.1. Genre : *ARCHAEOGLOBIGERINA* Pessagno, 1967

Archaeoglobigerina blowi Pessagno, 1967

Pl. 1, fig. 3-4

1967- *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, *Palaeont. Amer.*, 5, 37, pl. 59, fig. 5-7.

1979- *Archaeoglobigerina blowi* Pessagno : Robaszinski *et al.*, *Cah. Micropal.*, 2, 181 p, pl. 79, fig. 1-2.

Nombre de loges au dernier tour de spire :4. Dans la Téthys :4-5.

Taille : 300-370 µm. Dans la Téthys : 400-500 µm.

Archaeoglobigerina cretacea (d'Orbigny, 1840)

Pl. 3, fig. 14-15

1840- *Globigerina cretacea* d'Orbigny, *Mem. Soc. Geol. Fr.*, 4, p.1-51 pl. 3, fig. 12-14.

1983- *Archaeoglobigerina cretacea* (d'Orbigny) : Robaszinski *et al.*, *Rev. Micropal.*, 26, 3-4, p. 145-305, pl. 47, fig. 3-6, pl. 48, fig. 2.

Elle diffère de *A. blowi* par un nombre de loges plus important au dernier tour, croissant légèrement de taille.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 6. Dans la Téthys : 5-6.

Taille : 300-430 μm . Dans la Téthys : 450-700 μm .

III.5.2. Genre : *RUGOLOBIGERINA* Brönnimann, 1952

Rugoglobigerina macrocephala Brönnimann, 1952

Pl. 1, fig. 1-2

1952- *Rugoglobigerina (Rugoglobigerina) macrocephala macrocephala* Brönnimann, *Bull. Amer. Paleont.*, 34, 140, pl. 2, fig. 1-3.

1983- *Rugoglobigerina macrocephala* Brönnimann : Robaszinski *et al.*, *Rev. Micropal.*, 26, 3-4, p. 145-305, pl. 19, fig. 7.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 4. Dans la Téthys : 3-3,5, exceptionnellement 4.

Taille : 220-270 μm . Dans la Téthys : 350-450 μm .

Rugoglobigerina rugosa (Plummer, 1926)

Pl. 1, fig. 7-8

1926- *Globigerina rugosa* Plummer, *Texas Univ. Bull.*, 2644, p. 38-39, pl. 2, fig. 10a-d.

1983- *Rugoglobigerina rugosa* (Plummer) : Robaszinski *et al.*, *Rev. Micropal.*, 26, 3-4, p. 145-305, pl. 49, fig. 4, 6.

Cette forme se distingue des formes mésogéennes, par la faible densité des rugosités et des côtes qui ornent la surface du test. Chez certaines variantes, les rugosités/côtes sont très réduites.

Nombre de loges au dernier tour de spire : 4,5. Dans la Téthys : 4-5.

Taille : 185-390 μm . Dans la Téthys : environ 500 μm .

III.5.3 Genre : *TRINITELLA* Brönnimann, 1952

Trinitella scotti Brönnimann, 1952

Pl. 1, fig. 10-11

1952- *Trinitella scotti* Brönnimann, *Bull. Amer. Pal.*, 34, 140, pl. 3, fig. 10-12.

1983- *Rugoglobigerina scotti* (Brönnimann) : Robaszinski *et al.*, *Rev. Micropal.*, 26, 3-4, p. 145-305 pl. 50, fig. 4.

Nombre de loges au dernier tour de spire: 5. Dans la Téthys : 4-6.

Taille : 300-370 µm. Dans la Téthys : 300-450 µm.

IV- SOUS-ORDRE ROTALIINA Delage et Herouard, 1896

IV. Famille : BOLIVINIDAE Glaessner, 1937

IV.1 Genre : AFROBOLIVINA Reyment, 1959

***Afrobolivina afra* Reyment, 1959**

Pl.7, fig.7-8

1959-*Afrobolivina afra* Reyment, *Stockholm Contr. Geol.*, 3, 1, p. 21, fig. 1-4; pl. 3, fig. 1-5.

1962-*Afrobolivina afra* Reyment : Castelain *et al.*, *Rev. Micropaléont.*, 5, 1; pl. 1, fig. 1-7.

1964-*Bolivina afra* (Reyment) : Loeblich et Tappan, *In Treat. Invert. Paleont.*, Moor Ed., pt C, Protista 2, p. 549; pl. 434, fig. 8-9.

1980-*Bolivina afra* (Reyment) : Ogbe, *Rev. española Micropaleont.*, 12, 2, p. 263-266.

Répartition géographique : Angola, Congo, Gabon, Cameroun, Nigeria, Ghana, Côte d'Ivoire, Sénégal, Brésil.

IV.2 Genre GABONITA Dieni, 1974

***Gabonita basispinata* (de Klasz, Marie et Meijer, 1960)**

Pl.9, fig.4

1960-*Gabonella basispinata* de Klasz, Marie et Meijer, *Rev. Micropal.*, 3, 3, pl. 1, fig. 3a-c.

Répartition géographique : Cabinda (Angola), Gabon, Congo.

***Gabonita centrocostata* de Klasz et Odebode, 1982**

Pl. 9, fig. 8

1982- *Gabonita centrocostata* de Klasz et Odebode, *Cah. Micropal.*, 2, p.41 -46, pl.1, fig. 1-3, 6.

1996- *Gabonita centrocostata* de Klasz et Odebode : Petters et Edet, *Act. Col. Angers*, p. 219-233, pl. 1, fig. 1-3, 6.

Répartition stratigraphique: Nigeria, Congo

***Gabonita distorta* (de Klasz, Marie et Meijer, 1960)**

Pl. 9, fig. 9

1960-*Gabonella distorta* de Klasz, Marie et Meijer, *Rev. Micropal.*, 3, 3, pl. 2, fig. 2a-c.

Répartition géographique : Gabon, Angola, Nigeria, Congo

***Gabonita elongata* (de Klasz et Meijer, 1960)**

Pl. 9, fig. 6

1960- *Gabonella elongata* de Klasz et Meijer, *Rev. Micropal.*, 3, 3; pl. 1, fig. 1a-c.

Répartition géographique : Nigeria, Cameroun, Gabon, Angola, Congo.

***Gabonita gigantea* (de Klasz, Marie et Meijer, 1960)**

Pl. 8, fig. 12

1960-*Gabonella gigantea* de Klasz, Marie et Meijer, *Rev. Micropal.*, 3, 3, pl. 1, fig. 2a-c.

Répartition géographique : Angola, Congo.

***Gabonita globosa* (de Klasz, Van Hinte, 1974)**

Pl. 8, fig. 8-9

1974-*Gabonella globosa* de Klasz et Van Hinte, *Act. Coll. Africain de Micropal.*- Tunis, n° 28, pp. 481-497, pl. II, fig. 1-9, pl. III, fig. 1-2.

Répartition géographique : Gabon, Congo.

***Gabonita lata* (de Klasz, Marie et Meijer, 1960)**

Pl. 8, fig. 17

1960-*Gabonella lata* de Klasz, Marie et Meijer, *Rev. Micropal.*, 3, 3, pl. 1, fig. 4.

Répartition géographique : Gabon, Congo.

***Gabonita multituberculata* (de Klasz, Marie et Meijer, 1960)**

Pl. 9, fig. 1-3

1960-*Gabonella multituberculata* de Klasz, Marie et Meijer, *Rev. Micropaléont.*, 3 (3), p.173; pl.2, fig. 1.

Répartition géographique : Angola, Gabon, Nigeria, Congo.

***Gabonita parva* (de Klasz, Marie et Meijer, 1960)**

Pl. 9, fig. 10

1960-*Gabonella parva* de Klasz, Marie et Meijer, *Rev. Micropal.*, 3, 3, pl. 2, fig. 4a-b.

Répartition géographique : Angola, Gabon, Congo, Brésil.

***Gabonita spinosa* (de Klasz, Marie et Meijer, 1960)**

Pl. 9, fig. 5

1960-*Gabonella spinosa* de Klasz, Marie et Meijer, *Rev. Micropal.*, 3,3, pl.1, fig. 5.

Répartition géographique : Angola, Cabinda, Gabon, Nigeria, Congo.

***Gabonita sp. aff distorta irregularis* (de Klasz, Marie et Meijer, 1960)**

Pl. 9, fig. 7

Le test latéralement comprimé, est composé de loges courbées avec des lignes de sutures déprimées. L'ensemble du test montre une torsion autour de son axe central. L'ouverture située à la base de la dernière loge, est en forme de petit croissant.

Elle se distingue de la sous espèce *Gabonita distorta irregularis* de Klasz, Marie et Meijer, 1960 par les traits suivants: absence d'épines, le rapport longueur/largeur plus grand, un nombre de loges plus important. Elle est parmi les espèces de *Gabonita* les plus abondantes dans le matériel congolais étudié.

V. Famille : TURRILINIDAE Cushman, 1927

V.1. Genre: *NEOBULIMINA* Cushman et Wickenden, 1928

***Neobulimina subregularis* (de Klasz, Magné et Rérat, 1963)**

Pl. 8, fig. 13-14

1963- *Bulimina (Neobulimina) subregularis* de Klasz, Magné et Rérat, *Rev. Micropal.*, 6, 3, p. 145-152, pl. 1, fig. 9; pl. 2, fig. 13.

Répartition géographique : Angola, Gabon, Nigeria, Cameroun, Congo, Côte d'Ivoire, Ghana, Sénégal.

V.2. Genre : PRAEBULIMINA Hofker, 1953

***Praebulimina exigua robusta* (de Klasz, Magné et Rérat, 1963)**

Pl. 10, fig. 9-10

1963- *Bulimina (Praebulimina) exigua robusta* de Klasz, Magné et Rérat, *Rev. Micropal.*, 6, 3, p. 145-152, pl.1, fig. 5.

Répartition géographique : Angola, Gabon, Nigeria, Cameroun, Congo, Côte d'Ivoire, Ghana, Sénégal.

***Praebulimina bantu* (de Klasz, Magné et Rérat, 1963)**

Pl. 10 fig. 11-12

1963-*Bulimina (Praebulimina?) bantu* de Klasz, Magné et Rérat, *Rev. Micropal.*, 6, p. 145-146, pl. 1, fig. 2; pl.2, fig. .

Répartition géographique : Angola, Gabon, Nigeria, Cameroun, Congo, Côte d'Ivoire, Ghana, Sénégal.

***Praebulimina fang* (de Klasz, Magné et Rérat, 1963)**

Pl. 8, fig. 1-4

1963-*Bulimina (Praebulimina?) fang* de Klasz, Magné et Rérat, *Rev. Micropal.*, 6, 3, p. 145-152, pl.1, fig.6; pl. 2, fig. 9.

1981- *Praebulimina fang* (de Klasz, Magné et Rérat) : Tronchetti, 1981, *Cah. Micropal.*, 2, p. 31-41, pl. 3, figs. 5-8.

1994- *Praebulimina fang* (de Klasz, Magné et Rérat) : Ly et Kuhnt, *Rev. Micropal.* 7, p.49-74, pl. 4, fig. 11.

Répartition géographique : Angola, Gabon, Nigeria, Cameroun, Congo, Côte d'Ivoire, Ghana, Sénégal.

***Praebulimina prolixa longa* (de Klasz, Magné et Rérat, 1963)**

Pl. 7, Fig. 3

1963- *Bulimina* (*Praebulimina*?) *prolixa longa* de Klasz, Magné et Rérat, *Rev. Micropal.*, 6, 3, p. 145-152, pl. 1, fig. 7; pl. 2, fig. 10-11.

Répartition géographique : Angola, Gabon, Nigeria, Cameroun, Congo, Côte d'Ivoire, Ghana, Sénégal.

VI Famille : SIPHOGENERINOIDIDAE Saidova, 1981

VI.1 Genre : SIPHOGENERINOIDES Cushman, 1927

***Siphogenerinoides clavata* Chenouard, de Klasz et Meijer, 1960**

Pl. 8, fig. 6

1960- *Siphogenerinoides clavata* Chenouard, de Klasz et Meijer, *Rev. Micropal.*, 3, 3, p. 167-182, p. 71-74, pl.1, fig. 1-11.

Répartition géographique : Angola, Gabon, Nigeria, Cameroun, Congo, Côte d'Ivoire, Ghana, Sénégal, Brésil.

***Siphogenerinoides cf. cretacea* Cushman, 1929**

Pl. 8, fig. 7

1929- *Siphogenerinoides cretacea* Cushman, *Cushman Lab. Foramin. Res. Contr.*, 5; pl. 9, fig. 14, 15

1941- *Siphogenerinoides cretacea* Cushman : Cushman et Hedberg, *Cushman Lab. Foramin. Res. Contr.*, 17; pl. 22, fig. 20-23.

1943- *Siphogenerinoides cretacea* Cushman : Frizzell, *J. Paleont.*, 17, pl.56, fig. 28.

Répartition géographique : Angola, Gabon, Nigeria, Cameroun, Congo, Côte d'Ivoire, Ghana, Sénégal, U.S.A.

***Siphogenerinoides dentata*, de Klasz et Meijer, 1960**

Pl. 8, fig. 11

1960-*Siphogenerinoides dentata* Chenouard, de Klasz et Meijer, *Rev. Micropal.*, 3, 3, p. 167-182, pl. 1, fig. 12-14.

Répartition géographique: Angola, Gabon, Nigeria, Cameroun, Congo, Côte d'Ivoire, Ghana, Sénégal.

VII. Famille: BULIMINELLIDAE Hofker, 1951

VII.1. Genre : *BULIMINELLA* Cushman, 1911

***Buliminella gabonica altispira* de Klasz, Magné et Rérat, 1963**

Pl. 11, fig. 5

1963- *Buliminella gabonica altispira* de Klasz, Magné et Rérat, *Rev. Micropal.*, 6, 3, p. 145-152, pl. 1, fig. 3

Répartition géographique: Angola, Gabon, Nigeria, Cameroun, Congo, Côte d'Ivoire, Ghana, Sénégal.

***Buliminella quadrilobata* de Klasz, Magné et Rérat, 1963**

Pl. 11, fig. 1-3

1963-*Buliminella quadrilobata* de Klasz, Magné et Rérat, *Rev. Micropal.*, 6, 3, p. 145-152, pl. 1, fig.10; pl. 2, fig. 14-15.

Répartition géographique : Angola, Gabon, Nigeria, Cameroun, Congo, Côte d'Ivoire, Ghana, Sénégal.

VIII Famille : EPONIDIDAE Hofker, 1951

VIII.1 Genre : *EPONIDES* de Montfort, 1808

***Eponides gr. pseudoelevatus* Graham, de Klasz et Rérat, 1965**

Pl. 7, fig. 1-2

1965-*Eponides pseudoelevatus* Graham, de Klasz et Rérat, *Rev. Micropal.*, 8, 2; pl. 1, fig. 14a-c.

Cette espèce présente dans les échantillon étudiés, une grande variabilité morphologique : de planoconvexe (avec soit la face ombilicale, soit la face spirale, fortement bombée) à biconvexe.

Répartition géographique : Angola, Gabon, Nigeria, Cameroun, Congo, Côte d'Ivoire, Ghana, Sénégal.

IX Famille : GLOBOROTALITIDAE Loeblich et Tappan, 1984

IX.1 Genre : CONOROTALITES Kaever, 1958

***Conorotalites michelinianus* (d'Orbigny, 1840)**

Pl. 11, fig. 6-7

1840- *Rotalina micheliniana* d'Orbigny, *Mem. Soc. Geol. Fr.*, 4, p.1-51.pl. 3, figs. 1-3.

1983- *Globorotalites michelinianus* (d'Orbigny) : Basov et Krasheninnikov, *Init. Repts DSDP*, 71, p. 739-788, pl. 8, figs. 7-9.

1998- *Conorotalites michelinianus* (d'Orbigny) : Holbourn et Kuhnt, *Proc. of the O.D.P., Scientific Results*, 159, P. 386, pl. 2, fig. 9.

Espèce à test trochospiralé, planoconvexe : la face ombilicale est convexe avec des sutures radiales, tandis que la face spirale concave présente des sutures arquées, limbées. L'ouverture est intériomarginale et la surface lisse.

Répartition géographique : espèce cosmopolite.

X. Famille : HETEROLEPIDAE Gonzáles-Donoso, 1969

X.1. Genre : ANOMALINOIDES Brotzen, 1942

***Anomalinoides* sp aff. *midwayensis* (Plummer, 1926)**

Pl. 7, fig. 15-16

1926- *Truncatulina midwayensis* Plummer, *Texas Univ. Bull.*, 2644, p. 1-206, pl., fig.

1982- *Anomalinoides midwayensis* (Plummer) : Petters, *Palaeontographica Abt. A*, 179, 1-3, p. 83, pl. 15, fig. 13-14

Espèce à test trochospiralé biconvexe, perforé de nombreux pores. Face ombilicale involute, avec un petit ombilic circulaire, profond recouvert de plaques imperforées. Sutures peu distinctes entre les premières loges, à ras du test, voire très légèrement en relief, et légèrement déprimées, arquées, radiales distinctes ; entre les trois dernières. Périphérie ronde, lobée dans les 3 dernières loges.

Face spirale évolutive. Ouverture en arc, intériomarginale.

XI. Famille : GAVELINELLIDAE Hofker, 1956

XI.1. Genre : GAVELINELLA Brotzen, 1942

***Gavelinella gr. dakotensis* (Fox, 1954)**

Pl. 9, fig. 11-12; Pl. 10, fig. 1-3

1954- *Planulina dakotensis* Fox, *U.S. Geol. Surv. Prof. Pap.*, 254-E, p.119, pl.26, fig. 19-21.

1970- *Gavelinella dakotensis* (Fox) : Eicher and Worstell, *Micopal.*, v, 16, p. 293, pl.5, fig. 5a-c, 6a-c.

2004- *Gavelinella dakotensis* (Fox) : Gebhart, Kuhnt et Holbourn, *Mar. Micropal.*, 53, p. 133-157, fig. 6. 2.

Test comprimé, légèrement biconvexe. Face spirale évolutive, avec deux tours de spire. Loges distinctes, 7 à 9 au dernier tour, croissant graduellement de taille ; les 3 ou 5 dernières renflées. Les sutures sont droites, à courbées, élevées dans la première partie du dernier tour, puis déprimées. Elles s'insèrent selon les variantes, subperpendiculairement toutes, sur le tour précédent, ou bien obliquement. La face ombilicale est beaucoup plus involute, la périphérie ronde, lobée dans les dernières loges. Le test est lisse mais finement poreux.

Les individus récoltés au Congo sont de taille plus importante que l'holotype et le paratype provenant de « Greenhorn » (Dakota du sud, USA).

Répartition géographique : espèce cosmopolite.

***Gavelinella* sp. 2**

Pl. 7, fig. 9-10

Espèce à test de très petite taille (ne dépasse pas 200 µm), finement poreux, fortement comprimé. Le test est très légèrement trochospiralé, en apparence planispiralé à contour arrondi. L'ouverture en fente, est à la base de la dernière loge. La face spirale montre deux tours de spires et des sutures bien distinctes, en relief, droites ou légèrement arquées. Sur la face ombilicale, les sutures sont également en relief, droites, légèrement arquées, avec 8 loges au dernier tour.

***Gavelinella* sp. G**

Pl. 7, fig. 5-7

Test comprimé, légèrement trochospiralé, loges renflées, périphérie lobée. La face ombilicale possède des sutures déprimées, fortement arquées entre les premières loges, se redressant progressivement pour devenir presque droites entre les dernières. La face spirale, présente deux tours de spire, des sutures droites, les premières s'insérant subperpendiculairement sur le tour précédent, puis obliquement entre les trois dernières loges du dernier tour. Le plus petit diamètre = 230µm, et le plus grand diamètre = 420 µm.

XII. Famille : GAVELINELLIDAE Hofker, 1956

XII.1. Genre : *GYROIDINOIDES* Brotzen, 1942

***Gyroidinoides* gr. *nitidus* (Reuss, 1844)**

Pl. 11, Fig. 12-14

1844- *Rotalina nitida* Reuss, *Geognostische Skizzen aus Böhmen*, 2, pl. 8, fig. 52; pl. 12, fig. 8, 20

1981- *Gyroidinoides nitidus* (Reuss): McNeil and Caldwell, *Geol. Assoc. Can., Spec. Pap.*, 21, p. 1-439, pl. 24, fig. 2a-c.

1998- *Gyroidinoides* sp ex gr. *nitidus* (Reuss) : Holbourn et Kuhnt, *Proc. of the O.D.P., Scientific Results*, 159, P. 386, pl. 2, fig. 12.

Espèce à test circulaire très convexe, conique sans ombilic, aussi élevé que large en vue ventrale. Le côté dorsal est presque plat. La spire croissant à peine, est faite de deux tours; le dernier étant assez distinct, est composé de 4 loges courbées, élevées qui sont séparées par des sutures peu profondes. La dernière loge est particulièrement élevée. Des rares individus appartenant à cette population ont un nombre de tours de spire et de loges élevés, proches de ceux de l'holotype décrit par Reuss.

Répartition géographique : espèce cosmopolite.

***Gyroidinoides subangulatus* (Plummer, 1926)**

Pl. 11, fig. 9-11

1926- *Rotalia soldanii* (d'Orbigny) var. *subangulata* Plummer, *Texas Univ. Bull.*, 2644, p. 1-206, pl. 12, fig. 1

1994- *Gyroidinoides subangulatus* (Plummer) : Ly et Kuhnt, *Rev. Micropal.* 7, p. 49-74, pl. 5, fig. 6.

1998- *Gyroidinoides subangulatus* (Plummer) : Holbourn et Kuhnt, *Proc. of the O.D.P., Scientific Results*, 159, p. 386, pl. 2, fig. 8, 11.

Espèce à test trochospiralé, planoconvexe. La face ombilicale est involute, fortement convexe, avec des sutures déprimées, radiales, et un ombilic rond et profond. L'ouverture en fente est située entre l'ombilic et la périphérie. La face spirale est presque plate et évolutive.

Répartition géographique : espèce cosmopolite.

ANNEXE 2

(Données géochimiques (Rock-Eval) et micropaléontologiques)

A. Données géochimiques

Puits n°1

Echantillons	Tmax C°	S1	S2	COT	IH
175m	419	0,97	14,59	3,23	451
175m bis	418	1,00	14,13	3,15	448
180m	421	0,63	7,81	1,65	473
185m	411	2,05	25,95	5,07	511
190m	420	0,33	4,44	1,04	426
195m	422	0,45	5,65	1,77	319
200m	409	2,40	30,92	6,00	515
205m	415	0,59	7,41	1,66	446
210m	420	0,16	1,17	0,40	292
215m	414	1,35	12,69	2,62	484
215m bis	413	1,41	12,34	2,56	482
220m	417	1,14	17,56	3,61	486
225m	424	0,76	14,80	3,31	447
230m	411	1,40	19,46	4,41	441
235m	404	4,22	38,34	7,87	487
240m	415	0,90	7,98	1,74	458
245m	414	0,65	5,09	1,09	466
250m	405	4,17	40,24	7,10	566
255m	403	1,84	20,80	3,53	589
255m bis	405	1,79	20,48	3,48	588
260m	408	2,95	28,27	5,82	485
265m	414	0,80	10,04	2,17	462
270m	418	0,61	8,95	2,27	394
275m	410	1,25	19,02	3,50	543
280m	406	3,92	34,04	6,01	566
285m	407	4,82	45,57	7,98	571
290m	405	2,84	29,60	5,16	573
295m	405	8,28	78,73	13,50	583
295m bis	404	9,68	77,89	14,46	538
300m	405	5,01	47,91	8,37	572
305m	404	3,97	32,71	5,60	584
310m	405	3,33	30,92	5,30	583
315m	406	6,43	57,18	9,59	596
320m	407	6,07	52,24	8,53	612
325m	409	1,73	13,96	2,74	509
330m	403	3,55	33,83	5,55	609
335m	401	4,58	40,64	6,76	601
335m bis	401	4,57	39,85	6,62	601
340m	406	3,51	34,37	5,63	610
345m	405	5,16	46,84	7,59	617
350m	405	4,94	51,79	8,53	607
355m	404	5,29	50,41	7,93	635
360m	405	3,08	34,45	5,66	608
365m	406	4,13	41,78	7,31	571

370m	408	2,84	28,25	4,65	607
375m	406	3,60	41,52	6,68	621
375m bis	407	3,43	41,12	6,57	625
380m	409	3,75	49,25	7,87	625
385m	407	5,38	55,14	9,03	610
390m	407	4,38	45,71	7,73	591
395m	403	3,31	31,54	5,33	591
400m	413	0,33	2,39	0,56	426
405m	407	6,64	37,15	6,00	619
410m	419	2,22	8,65	1,78	485
420m	428	6,76	8,53	1,77	481
Moyenne	410	3,08	28,64	5,09	530
Min	401	0,16	1,17	0,4	292
Max	428	9,68	77,89	14,46	635

Puits n°2

Echantillons	Tmax C°	S1	S2	COT	IH
420m	419	0,47	4,78	1,08	442
430m	418	0,61	8,72	1,73	504
435m	414	0,80	15,66	3,65	429
440m	408	2,37	35,50	7,09	500
445m	407	1,92	27,92	5,30	526
450m	407	1,78	26,35	4,63	569
450m bis	409	1,57	25,78	4,36	591
460m	405	1,60	27,33	4,50	607
470m	405	2,35	34,57	5,76	600
480m	408	2,00	32,86	5,68	578
490m	404	2,28	34,42	5,71	602
500m	402	2,50	42,50	7,06	601
510m	404	3,41	47,83	7,22	662
520m	407	2,44	43,61	6,86	635
530m	407	2,92	40,28	6,66	604
530m bis	408	2,26	43,13	6,85	629
540m	407	4,18	70,00	10,16	688
550m	404	3,00	53,00	7,86	674
560m	408	4,61	79,30	11,80	672
570m	402	10,90	171,40	24,72	693
580m	403	6,87	103,50	15,94	649
590m	403	2,00	28,54	4,49	635
600m	406	1,00	20,64	3,26	633
610m	403	0,94	14,64	2,71	540
610m bis	403	0,76	14,58	2,44	597
620m	407	1,10	29,30	5,15	568
625m	407	0,54	10,18	1,76	578
635m	405	0,46	8,60	1,68	511
640m	406	0,72	18,90	3,15	600
645m	406	0,64	12,85	2,22	578
650m	405	0,75	13,58	2,53	536
655m	406	1,30	26,00	4,30	604

660m	404	2,04	33,86	5,40	627
660m bis	407	2,10	31,78	4,99	636
665m	409	1,45	21,66	3,31	654
665m bis	410	1,32	20,42	3,17	644
665m ter	408	1,16	20,72	3,17	653
670m	408	2,11	39,76	6,46	615
680m	408	0,83	19,67	3,32	592
685m	410	2,12	37,86	5,61	674
690m	416	0,78	6,51	1,34	485
Moyenne	407	2,09	34,54	5,53	596
Min	402	0,46	4,78	1,08	429
Max	419	10,9	171,4	24,72	693

Puits n°3

Echantillons	Tmax C°	S1	S2	COT	IH
560m	411	2,28	18,60	3,65	509
570m	415	1,58	16,07	3,52	456
570m bis	408	1,84	17,44	3,86	451
575m	413	1,63	17,29	3,90	443
575m bis	411	1,68	18,09	3,88	466
580m	414	1,98	22,66	4,41	513
585m	416	1,50	13,96	3,01	463
595m	415	1,86	18,01	3,96	454
600m	411	2,50	28,15	5,67	496
605m	416	1,77	19,69	3,93	501
610m	414	1,98	16,42	3,19	514
615m	410	2,74	31,47	6,35	495
615m bis	411	2,89	31,40	6,37	492
620m	409	2,55	25,92	4,93	525
625m	409	2,47	25,83	4,73	546
630m	411	1,61	12,20	2,55	478
635m	413	2,31	31,16	5,52	564
645m	408	3,18	44,60	7,56	589
650m	409	1,77	32,57	6,39	509
660m	409	2,41	37,64	6,68	563
670m	408	3,69	52,09	9,19	566
670m bis	409	3,75	51,57	9,06	569
675m	409	3,37	46,55	8,24	564
680m	408	3,37	37,66	7,06	533
685m	408	3,71	57,66	10,41	553
690m	409	2,70	42,50	7,72	550
695m	411	5,66	71,37	12,53	569
700m	409	4,11	57,73	10,52	548
705m	410	4,80	63,67	11,78	540
710m	410	4,64	65,56	12,22	536
710m bis	410	5,04	66,40	12,10	548
715m	410	6,01	68,93	12,77	539
720m	408	5,63	67,86	12,89	526
725m	408	4,36	55,27	10,06	549

730m	409	5,61	61,33	11,51	532
735m	410	3,85	50,85	9,28	547
740m	411	5,17	56,56	10,58	534
770m	437	0,70	2,38	0,39	610
783m	444	0,24	1,63	0,25	652
785m	427	0,62	15,26	2,99	510
790m	411	3,24	42,04	7,16	587
795m	408	2,74	37,40	6,40	584
800m	410	4,50	65,64	10,44	628
805m	411	2,23	35,42	6,35	557
810m	410	2,37	34,00	5,90	576
810m bis	408	2,78	34,44	5,82	591
815m	404	5,57	57,32	9,52	602
820m	412	2,60	38,41	6,65	577
825m	413	3,91	57,32	9,90	578
833m	413	3,32	46,86	7,99	586
841m	414	1,61	25,22	4,89	515
849m	415	1,33	27,64	5,67	487
857m	415	1,73	35,26	6,55	538
865m	414	3,72	53,78	8,88	605
865m bis	412	3,78	53,87	8,87	607
881m	415	1,69	25,57	5,03	508
889m	411	4,11	54,26	8,80	616
Moyenne	412	3,01	38,52	7,01	543
Min	404	0,24	1,63	0,25	451
Max	444	6,01	71,37	12,89	652

Puits n°4

Echantillons	Tmax C°	S1	S2	COT	IH
720m	416	2,25	22,61	4,29	527
730m	418	1,01	6,60	1,39	474
730m bis	419	0,76	6	1,26	476
740m	421	0,34	1,03	0,36	286
750m	409	3,08	35,51	5,98	593
760m	410	2,90	41,39	7,24	571
770m	410	4,76	62,56	10,07	621
780m	420	1,67	20,55	4,26	482
780m bis	423	1,28	19,01	4,01	474
790m	413	5,58	73,80	11,27	654
810m	410	3,35	55,52	8,57	647
820m	410	4,51	78,42	11,64	673
830m	410	4,51	57,18	8,57	667
840m	409	4,20	52,04	8,27	629
870m	409	4,23	64,39	9,98	645
870m bis	411	4,23	67,84	10,38	653
880m	411	2,50	48,09	7,04	683
890m	411	3,05	53,83	8,02	671
900m	414	3,32	66,19	10,24	646
910m	410	4,29	66,90	9,93	673

920m	414	3,65	50,96	8,10	629
930m	408	5,96	81,09	12,83	632
950m	411	3,45	50,24	7,79	644
960m	413	0,94	17,49	3,02	579
970m	413	1,52	27	5,66	477
980m	417	3,02	60,16	9,21	653
990m	449	0,44	1,38	0,31	445
1000m	415	2,21	35,49	6,89	515
1010m	413	1,4	25,98	4,78	543
1010m bis	413	1,48	26,6	4,85	548
1020m	416	2,4	40,34	7,48	539
1030m	417	1,15	15,76	4,02	392
Moyenne	415	2,86	42,59	6,95	575
Min	408	0,34	1,03	0,31	286
Max	423	5,96	81,09	12,83	683

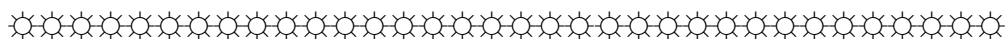
Puits n°5

Echantillons	Tmax C°	S1	S2	COT	IH
1820m	428	1,08	15,16	4,24	357
1830m	432	0,85	12,6	3,77	334
1840m	423	0,68	8,15	2,94	277
1850m	431	0,57	6,92	2,55	271
1860m	428	0,26	5,93	2,94	201
1870m	431	0,63	6	2,38	252
1870m bis	430	0,75	6,08	2,15	282
1880m	429	0,55	6,66	2,32	287
1890m	431	1,07	10,3	2,79	369
1900m	435	0,5	7,15	2,12	337
1910m	426	1,6	26,3	6,02	436
1920m	437	0,38	4,52	1,49	303
1930m	438	0,4	5	1,28	390
1940m	427	1,88	31,76	6,81	466
1950m	428	1,16	16,41	4,89	335
1950m bis	427	0,91	16,08	4,78	336
1960m	432	0,61	6,16	2,22	277
1970m	430	1,07	13,21	4,32	305
Moyenne	430	0,82	11,37	3,30	327
Min	423	0,26	4,52	1,28	201
Max	438	1,88	31,76	6,81	466

Puits n°6

Echantillons	Tmax C°	S1	S2	COT	IH
2000m	430	2,09	23,85	5,06	471
2000m bis	429	2,09	26,52	5,18	511
2005m	428	0,39	5,00	1,86	268
2010m	434	0,41	5,72	2,13	268

2015m	430	4,04	47,17	7,40	637
2020m	434	0,78	8,04	2,26	355
2025m	429	4,16	24,26	5,11	474
2030m	432	0,31	3,45	1,68	205
2035m	436	0,25	3,43	1,24	276
2045m	426	1,43	28,65	6,10	469
2045m bis	428	1,37	27,62	5,74	481
2050m	426	4,34	34,82	6,73	517
2055m	431	1,57	21,76	4,34	501
2060m	430	0,45	8,27	3,15	262
2065m	432	0,31	2,68	1,31	204
2070m	435	0,47	5,09	2,24	227
2075m	433	0,64	9,20	2,61	352
2078m	430	0,16	1,12	0,71	157
2080m	431	0,75	12,15	3,82	318
2080m bis	431	0,85	12,60	3,74	336
2085m	434	1,45	9,13	2,70	338
2090m	429	2,10	18,23	3,69	494
2100m	429	1,22	12,40	3,66	338
2105m	429	5,00	25,20	5,15	489
2110m	430	2,74	20,96	4,56	459
2115m	430	3,26	17,60	4,22	417
2120m	428	11,38	45,07	8,00	563
2125m	430	2,87	17,61	4,04	435
2125m bis	429	2,90	17,03	3,87	440
2130m	430	5,68	23,17	4,63	500
2135m	430	3,80	23,13	4,92	470
Moyenne	431	2,30	16,99	3,81	390
Min	426	0,16	1,12	0,71	157
Max	436	11,38	47,17	8	637



B. Données micropaléontologiques

Puits n°1

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)
Puits n°1
Etages: Campanien-Maastrichtien

Echantillons	175 m	180 m	185 m	190 m	195 m	200 m	205 m
Espèces							
<i>Gabonita gigantea</i>	0	0	0	0	0	0	17
<i>Gabonita elongata</i>	0	0	0	0	0	0	21
<i>Gabonita lata</i>	0	0	0	0	0	0	153
<i>Gabonita multituberculata</i>	0	0	0	0	0	0	1
<i>Gabonita distorta irregularis</i>	0	0	0	0	0	0	8
<i>Gabonita spinosa</i>	0	0	0	0	0	0	16
<i>Buiminella</i> sp.	0	0	0	0	1	0	0
<i>Nodosaria</i> sp.	0	0	0	0	0	0	1
<i>Praebulimina fang</i>	0	0	0	0	2	21	15
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0	0	0	2	9	10	3
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	0	0	0	10	16	72	33
<i>Neobulimina subregularis</i>	0	1	0	1	7	3	5
<i>Siphogeneroides dentata</i>	0	0	0	0	0	0	2
<i>Afrobolivina afra</i>	0	0	0	0	0	39	3
<i>Gabonita globosa</i>	0	0	0	0	0	2	60
<i>Gabonita centrocostata</i>	0	0	0	0	0	0	1
Rotaliforme indéterminée	0	0	0	0	0	0	1
<i>Eponides</i> gr. <i>pseudoelevatus</i>	120	115	30	28	4	9	3
<i>Eponides africana</i>	0	0	0	1	0	0	0
<i>Anomalinoides</i> aff. <i>midwayensis</i>	15	20	144	46	5	6	0
<i>Altistoma</i> aff. <i>compressa</i>	0	0	0	1	4	1	0
<i>Gavelinella</i> sp. 2	0	7	0	31	151	12	3
<i>Lenticulina pissocostata</i>	1	0	24	2	0	2	0
<i>Lenticulina rotulata</i>	1	0	0	0	0	0	0
<i>Gavelinella</i> ? spp	0	0	0	0	0	1	1
<i>Siphogeneroides cretacea</i>	0	0	0	0	0	0	2
<i>Orthokarstenia levis</i>	0	0	0	0	0	5	7
<i>Siphogeneroides bramlettei</i>	0	0	0	0	0	19	2
<i>Bolivina explicata africana</i>	0	14	3	3	0	0	0
<i>Siphogeneroides</i> sp.	0	0	0	0	0	2	0
<i>Gavelinella</i> ? cf. <i>lallengensis</i>	1	0	20	11	15	2	0
<i>Virgulina</i> ?/ <i>Fursenkoina</i> ?sp	0	0	0	0	1	0	0
Total	138	157	221	136	215	206	358

(suite)
Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)
Puits n°1
Etages: Campanien-Maastrichtien

Echantillons	210 m	215 m	220 m	225 m	230 m	235 m	240 m	245 m	250 m
Espèces									
<i>Gabonita gigantea</i>	6	3	1	0	1	6	2	11	5
<i>Gabonita elongata</i>	17	2	0	0	2	8	18	8	17
<i>Gabonita lata</i>	130	52	29	11	43	144	85	88	220
<i>Gabonita multituberculata</i>	0	0	6	25	61	33	8	132	110
<i>Gabonita distorta</i>	0	0	1	9	8	10	1	31	18
<i>Gabonita spinosa</i>	1	0	0	2	3	4	1	9	11
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>dist. irregularis</i>	0	0	0	0	0	0	0	2	0
<i>Gabonita basispinata</i>	0	0	0	0	0	0	0	9	6
<i>Gavelinella</i> sp. 2	15	32	37	46	60	6	3	1	12
<i>Praebulimina fang</i>	6	9	0	1	2	0	1	2	1
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	2	3	0	0	0	0	0	3	1
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	9	10	0	5	3	0	1	11	1
<i>Gavelinella</i> sp. G	0	2	0	0	0	1	1	2	7
<i>Afrobolivina afra</i>	3	0	0	0	0	0	1	2	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>globosa</i>	3	2	4	1	1	0	0	0	1
<i>Gabonita centrocostata</i>	5	5	0	4	2	0	4	3	5
Rotaliforme indéterminée	0	0	0	2	0	0	0	0	2
<i>Eponides</i> gr. <i>pseudoelevatus</i>	1	0	0	1	0	0	1	1	0
<i>Eponides</i> sp. aff. <i>africana</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	1
<i>Anomalinoïdes</i> aff. <i>midwayensis</i>	1	0	0	0	0	14	2	3	3
<i>Altistoma</i> aff. <i>compressa</i>	2	0	0	1	0	1	0	1	0
<i>Lenticulina spissocostata</i>	1	1	0	0	0	2	1	2	0
<i>Gavelinella?</i> spp	0	0	1	0	0	0	0	0	1
<i>Orthokarstenia levis</i>	2	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Siphogeneroides bramlettei</i>	0	1	1	0	0	1	1	1	0
<i>Loxostomoides clavatum</i>	0	4	0	1	0	0	0	1	0
<i>Bolivina explicata africana</i>	1	1	0	1	0	0	0	0	0
<i>Heterolepa?</i> sp.	1	10	21	0	0	0	0	0	0
Total	206	137	101	110	186	230	131	324	423

(suite)

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)

Puits n°1

Etages: Campanien-Maastrichtien

Echantillons	255 m	260 m	265 m	270 m	275 m	280 m	285 m	290 m	295 m	300 m	305 m	310 m	315 m	320 m	325 m
Espèces															
<i>Gabonita gigantea</i>	2	6	3	4	2	8	2	0	1	0	0	0	0	1	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>parva</i>	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	7	8	6	14
<i>Gabonita elongata</i>	89	135	19	62	49	95	178	154	153	134	179	71	107	78	73
<i>Gabonita lata</i>	34	37	16	30	18	13	11	9	18	11	32	12	5	9	7
<i>Gabonita multituberculata</i>	80	78	138	75	53	76	36	31	18	12	17	25	42	20	35
<i>Gabonita distorta</i>	49	24	15	18	17	14	13	11	3	4	6	7	4	2	8
<i>Gabonita</i> spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0
<i>Gabonita spinosa</i>	4	0	0	2	0	0	0	0	2	0	2	1	0	2	2
<i>Gabonita</i> sp aff. <i>dist. irregularis</i>	8	14	23	14	18	11	6	9	2	5	10	4	9	6	5
<i>Gabonita basispinata</i>	4	1	6	7	5	5	2	0	0	1	3	1	4	6	2
<i>Gavelinella</i> sp. 2	2	1	6	6	2	0	0	2	1	1	1	1	0	0	0
<i>Praebulimina fang</i>	0	1	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	1	1	4
<i>Praebulimina bantu</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2	0	0	1	1
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2
<i>Neobulimina subregularis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Buliminella</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Buliminella</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0
<i>Gavelinella</i> sp. G	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	4
<i>Bolivina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Afrobolivina afra</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>globosa</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita centrocostata</i>	10	11	2	6	1	1	2	1	1	0	1	0	0	2	1
Rotaliforme indéterminée	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Eponides</i> gr. <i>pseudoelevatus</i>	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Eponides</i> sp aff. <i>africana</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0
<i>Anomalinoïdes</i> aff. <i>midwayensis</i>	0	0	0	0	2	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0
<i>Altistoma</i> aff. <i>compressa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0
<i>Lenticulina spissocostata</i>	1	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Gavelinella</i> ? spp	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	1	1
<i>Siphogeneroides cretacea</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Forme interm. <i>G. lata</i> / <i>G. centro.</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	283	308	229	226	172	227	252	222	203	168	261	133	184	135	161

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)
Puits n°1
Etage: Santonien

Echantillons	330	335	340
Espèces	m	m	m
<i>Gabonita gigantea</i>	2	0	0
<i>Gabonita elongata</i>	21	45	24
<i>Gabonita lata</i>	6	16	4
<i>Gabonita multituberculata</i>	107	62	39
<i>Gabonita distorta</i>	34	37	18
<i>Gabonita sp.</i>	0	1	0
<i>Gabonita spinosa</i>	2	6	3
<i>Gabonita kugleri</i>	0	0	0
<i>Gabonita sp aff. lata</i>	0	0	0
<i>Gabonita sp. aff. dist. irregul.</i>	19	17	38
<i>Gabonita basispinata</i>	7	3	2
<i>Gabonita oguyensis</i>	2	0	1
<i>Planulina ?sp. 5</i>	3	0	0
<i>Praebulimina fang</i>	0	0	3
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0	0	1
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	2	4	7
<i>Gavelinella sp. G</i>	2	0	0
<i>Gabonita centrocostata</i>	1	0	0
Total	208	191	140

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)

Puits n°1

Étages: Turonien supérieur - Coniacien

Echantillons	345 m	350 m	355 m	360 m	365 m	370 m	375 m	380 m	385 m	390 m	395 m	400 m	405 m	410 m	420 m
Espèces															
<i>Gabonita gigantea</i>	0	0	0	0	3	0	0	0	0	1	1	3	0	0	0
<i>Gabonita cf. parva</i>	0	0	0	0	2	23	36	58	38	45	26	52	65	53	0
<i>Gabonita elongata</i>	94	44	25	13	92	14	82	180	66	110	6	10	16	2	1
<i>Gabonita lata</i>	24	24	11	12	40	6	6	1	0	135	14	4	4	2	0
<i>Gabonita multituberculata</i>	80	61	84	27	41	45	28	7	2	16	49	19	7	6	4
<i>Gabonita distorta</i>	1	0	1	1	11	3	8	17	0	3	1	4	3	13	0
<i>Gabonita sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	13	0
<i>Gabonita spinosa</i>	8	3	1	0	5	0	3	2	0	0	2	1	0	0	0
<i>Gabonita kugleri</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
<i>Gabonita sp. aff. dist. irregularis</i>	8	8	20	15	12	30	0	0	0	10	9	3	12	5	4
<i>Gabonita basispinata</i>	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gavelinella sp. 1</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1
<i>Gavelinella sp. 2</i>	1	10	26	24	22	40	16	5	5	2	5	0	10	0	0
<i>Gavelinella sp. H</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	7	0	0
<i>Gavelinella gr. dakotensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	2
<i>Praebulimina bantu</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	5	0	0	0
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0	4	2	4	0	2	0	0	0	0	3	13	0	0	0
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	3	9	5	36	3	2	0	0	0	0	2	9	4	21	6
<i>Neobulimina subregularis</i>	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Praebulimina fang</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Buliminella sp. 1</i>	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0
<i>Gavelinella sp. G</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	1	7	5	11	7	0	1
<i>Lingulogavelinella ? globosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Gabonita spinosa?</i>	0	0	0	0	2	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0
<i>Gabonita cf. mammosa</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
<i>Gabonita centrocostata</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	219	163	175	135	235	166	182	271	113	329	128	140	137	121	20

Puits n°2

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fractions > 80 et 63 µm)
Puits n°2
Etages: Campanien-Maastrichtien

Echantillons	420 m		430 m		435 m	440 m	445 m		450 m
	63µm	80µm	63µm	80µm	80µm	63µm	63µm	80µm	80µm
Espèces									
<i>Gabonita spinosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	2	12
<i>Buliminella</i> sp. 1	0	0	0	0	1	2	0	0	3
<i>Gavelinella</i> sp.	0	2	2	38	18	7	0	5	4
<i>Gavelinella</i> aff. <i>lorneiana</i>	1	0	1	17	8	3	3	0	1
<i>Gavelinella</i> sp. 2	0	0	0	21	10	0	0	1	0
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	0	80	3	25	63	61	0	20	46
<i>Praebulimina bantu</i>	0	0	0	0	0	0	14	0	0
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0	2	0	4	1	31	0	11	1
<i>Praebulimina fang</i>	0	1	2	2	2	1	15	0	0
<i>Praebulimina</i> sp.	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Praeuvigerina gabonica</i>	0	0	0	0	0	0	0	3	0
<i>Neobulimina subregularis</i>	0	30	0	7	4	2	0	0	0
<i>Gavelinella</i> sp. G	0	0	0	16	19	1	0	5	0
<i>Gabonita globosa</i>	0	0	0	0	0	1	0	33	71
<i>Siphogeneroides parva</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	3
<i>Orthokartenia levis</i>	1	0	0	0	1	0	0	11	16
<i>Afrobolivina afra</i>	0	0	0	0	2	0	0	0	0
<i>Virgulina?</i> spp	0	0	13	0	0	0	1	81	32
<i>Fursenkoina</i> sp	0	0	0	3	1	0	22	0	0
<i>Fursenkoina</i> ? sp. 2	0	0	0	2	2	0	0	0	0
<i>Eponides africana</i>	10	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphogeneroides clavata</i>	0	0	0	2	0	0	0	7	15
<i>Eponides</i> gr. <i>pseudoelevatus</i>	0	150	0	3	1	0	0	0	0
<i>Siphogeneroides dentata</i>	0	4	0	4	1	0	0	59	38
<i>Siphogeneroides</i> sp.	0	0	0	0	1	0	0	0	0
<i>Pyramidina</i> sp.	0	0	1	3	0	0	0	0	0
<i>Loxostomoides clavatum</i>	0	10	1	3	2	2	2	0	0
<i>Dentalina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	1
Total	12	279	23	150	137	112	57	238	243

(suite)
Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fractions > 80 et 63 µm)
Puits n°2
Etages: Campanien-Maastrichtien

Echantillons	460	470	480	490	500	510	520	530	540 m		550	560	570	580
	m	m	m	m	m	m	m	m			m	m	m	m
Fractions	80µm	80µm	80µm	80µm	80µm	80µm	80µm	80µm	63µm	80µm	80µm	80µm	80µm	80µm
Espèces														
<i>Gabonita cf. parva</i>	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	2	1
<i>Gabonita elongata</i>	12	21	10	10	4	19	7	94	3	55	63	43	33	13
<i>Gabonita lata</i>	24	62	25	5	5	5	1	22	0	1	11	5	9	11
<i>Gabonita multituberculata</i>	1	0	55	73	107	135	144	103	7	28	106	134	120	94
<i>Gabonita distorta</i>	0	3	4	9	4	10	0	6	1	5	9	47	9	6
<i>Gabonita spp</i>	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	2	0	0	0
<i>Gabonita spinosa</i>	10	5	48	56	88	92	97	31	0	3	18	32	19	1
<i>Gabonita basispinata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	2
<i>Gabonita sp. aff. dist.irregularis</i>	0	1	0	1	0	1	2	9	0	1	7	6	4	4
<i>Gabonita centrocostata</i>	1	0	7	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita gigantea</i>	0	6	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Buliminella sp. 1</i>	0	4	0	1	1	1	0	3	0	0	0	0	0	1
<i>Buliminella sp. 3</i>	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gavelinella sp.</i>	8	20	10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gavelinella aff. lorneiana</i>	11	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gavelinella sp. 2</i>	109	0	0	0	0	11	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Praebulimina proluxa longa</i>	4	49	68	12	0	0	0	5	0	0	1	0	0	0
<i>Praebulimina bantu</i>	19	1	0	1	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	6	14	25	6	0	1	2	2	0	0	0	0	2	0
<i>Praebulimina fang</i>	0	4	2	4	7	2	0	0	0	0	1	0	1	0
<i>Praebulimina sp.</i>	0	0	0	1	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Praeuvigerina gabonica</i>	9	2	3	1	0	3	0	1	2	0	0	0	1	0
<i>Neobulimina subregularis</i>	8	4	7	5	3	3	0	0	0	0	1	0	2	0
<i>Gavelinella sp. G</i>	0	4	9	9	4	3	0	5	0	0	1	0	2	0
<i>Altistoma aff. compressa</i>	0	1	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Gabonita? sp. 6</i>	26	1	0	13	1	0	1	1	0	0	0	0	1	0
<i>Gabonita globosa</i>	3	12	9	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphogeneroides parva</i>	9	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Orthokartenia levis</i>	1	3	6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Afrobolivina afra</i>	25	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Virgulina? spp.</i>	1	9	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fursenkoina sp</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina sp.</i>	0	0	0	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eponides africana</i>	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphogeneroides clavata</i>	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eponides gr. pseudoelevatus</i>	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphogeneroides dentata</i>	1	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphogeneroides sp.</i>	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

<i>Pyramidina</i> sp.	1	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Loxostomoides clavatum</i>	1	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	299	238	301	219	246	292	256	285	13	93	220	268	206	133

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)

Puits n°2

Etage: Santonien

Echantillons	590	600	610
Espèces	m	m	m
<i>Gabonita elongata</i>	41	14	3
<i>Gabonita lata</i>	16	0	0
<i>Gabonita multituberculata</i>	44	15	15
<i>Gabonita distorta</i>	3	1	0
<i>Gabonita</i> spp	15	7	0
<i>Gabonita spinosa</i>	11	2	2
<i>Gabonita basispinata</i>	1	0	1
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>lata</i>	1	0	0
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>dist. irregularis</i>	13	4	13
<i>Gabonita basispinata</i>	3	1	0
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	2	0	0
Rotaliforme indéterminée	0	0	2
Total	150	44	36

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)

Puits n°2

Etages: Turonien - Coniacien

Echantillons	620	625	630	635	640	645	650	660	665	670
Espèces	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
<i>Gabonita gigantea</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>parva</i>	5	16	44	8	2	0	1	0	1	0
<i>Gabonita elongata</i>	9	5	35	24	2	4	5	1	0	1
<i>Gabonita lata</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita multituberculata</i>	28	10	2	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita spinosa</i>	8	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>dist. irregularis</i>	5	1	2	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita basispinata</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0

<i>Gavelinella</i> gr. <i>dakotensis</i>	0	0	2	0	0	1	0	0	0	0
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
Rotaliforme indéterminée	1	0	1	1	2	0	0	0	0	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>globosa</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
Total	56	36	86	33	6	5	7	1	1	1

Puits n°3

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fractions > 80 µm)
Puits n°3
Etages: Campanien-Maastrichtien

Echantillons	560	570	575	580	585	595	600	605
Espèces	m	m	m	m	m	m	m	m
<i>Gabonita elongata</i>	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Gabonita multituberculata</i>	0	0	0	0	0	1	11	7
<i>Gabonita distorta irregularis</i>	0	0	0	0	0	1	17	13
<i>Gavelinella</i> sp. G	0	0	11	8	8	10	0	2
<i>Gavelinella</i> sp.	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Gavelinella</i> sp. 2	0	4	6	4	2	3	0	0
<i>Gabonita spinosa</i>	0	0	0	1	6	3	29	46
<i>Gabonita basispinata</i>	0	0	0	0	0	0	1	3
<i>Gabonita?</i> sp. 6	0	0	0	0	1	0	1	0
<i>Gavelinella</i> sp. 1	0	0	0	0	0	1	1	0
<i>Praebulimina bantu lata</i>	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0	1	3	0	8	22	5	10
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	2	3	48	15	50	72	56	33
<i>Praebulimina fang</i>	10	3	59	28	44	40	13	15
<i>Siphogeneroides dentata</i>	1	0	17	7	6	5	2	2
<i>Eponides</i> gr. <i>pseudoelevatus</i>	0	53	36	33	20	9	2	4
<i>Siphogeneroides clavata</i>	166	0	17	15	14	2	12	0
<i>Siphogerinoides bramlettei</i>	0	0	1	0	3	1	0	0
<i>Neobulimina subregularis</i>	0	3	8	0	2	5	3	6
<i>Buliminella brevispira</i>	7	0	0	0	3	2	3	6
<i>Afrobolivina afra</i>	0	113	49	21	45	84	54	43
<i>Orthokarstenia levis</i>	1	0	0	9	10	5	3	0
<i>Bolivina explicata africana</i>	0	0	33	37	30	3	2	1
<i>Siphogeneroides cretacea</i>	0	78	2	9	26	5	4	1
<i>Gabonita</i> cf. <i>globosa</i>	0	0	8	12	40	10	4	3
<i>Buliminella quadrilobata</i>	0	0	0	0	0	1	4	5
<i>Buliminella</i> sp. 1	0	0	1	0	0		0	1
<i>Buliminella gabonica altispira</i>	0	0	0	0	0	0	0	3
<i>Praeuvigerina gabonica</i>	0	0	1	0	0	0	1	0
<i>Lenticulina spissocostata</i>	0	12	3	2	1	0	0	0

<i>Fursenkoina</i> sp	1	0	0	0	2	0	0	0
<i>Nodosaria</i> sp.	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Nodosaria</i> spp.	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>gracilis</i> ?	5	0	0	0	1	0	0	0
<i>Anomalinoidea</i> aff. <i>midwayensis</i>	0	9	11	13	10	2	0	0
<i>Planularia deadericki</i>	52	1	0	0	0	3	0	0
<i>Lenticulina rotulata</i>	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Cibicides</i> cf. <i>stephensoni</i>	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Eponides africana</i>	0	1	0	0	0	0	0	0
Total	245	282	316	214	334	291	228	205

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fractions > 80 µm)
Puits n°3
Etage: Santonien

Echantillons	740	770
Espèces	m	m
<i>Praebulimina fang</i>	0	1
<i>Gabonita</i> cf. <i>parva</i>	1	1
<i>Gabonita elongata</i>	24	5
<i>Gabonita lata</i>	6	4
<i>Gabonita multituberculata</i>	111	19
<i>Gabonita distorta</i>	9	9
<i>Gabonita spinosa</i>	74	59
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>dist. irregularis</i>	6	8
<i>Gabonita basispinata</i>	8	2
<i>Gabonita?</i> sp. 6	1	0
<i>Gavelinella</i> sp. 2	0	1
<i>Gabonita</i> sp.G	9	10
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	10	7
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	9	9
<i>Praebulimina fang</i>	2	0
<i>Siphogeneroides dentata</i>	1	0
<i>Eponides</i> gr. <i>pseudoelevatus</i>	2	0
<i>Orthokarstenia</i> sp.	1	0
<i>Orthokarstenia levis</i>	1	0
<i>Siphogeneroides clavata</i>	1	0
<i>Eponides africana</i>	1	0
<i>Buliminella brevispira</i>	6	0
<i>Afrobolivina afra</i>	1	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>mammosa</i>	1	0
Total	285	135

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fractions > 80 µm, > 63 µm et >40 µm)

Puits n°3

Etage: Coniacien

Echantillons	783 m		785m			790 m	
	63µm	80µm	40µm	63µm	80µm	63µm	80µm
Fractions							
Espèces							
<i>Praebulimina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>parva</i>	0	2	0	11	0	0	3
<i>Gabonita elongata</i>	1	5	0	14	0	0	11
<i>Gabonita lata</i>	0	4	0	19	0	0	0
<i>Gabonita multituberculata</i>	0	23	0	6	0	2	198
<i>Gabonita distorta</i>	0	12	0	34	0	0	11
<i>Gabonita</i> sp.	0	0	0	0	0	0	2
<i>Gabonita spinosa</i>	1	41	0	17	0	0	1
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>dist. irregularis</i>	0	6	0	15	0	0	2
<i>Gabonita basispinata</i>	0	0	0	1	0	0	0
<i>Gavelinella</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gavelinella</i> sp. 2	0	3	3	20	0	2	7
<i>Gavelinella</i> sp. H	0	0	0	0	2	0	5
<i>Praebulimina bantu lata</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0	2	0	9	0	91	110
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	80	8	75	16	0	19	38
<i>Neobulimina subregularis</i>	6	1	10	11	0	1	15
<i>Gavelinella</i> sp. G	0	0	0	26	0	0	3
<i>Lingulogavelinella ? globosa</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eouvigerina</i> cf. <i>americana</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eouvigerina</i> cf. <i>plummerae</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>mammosa</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>Praebulimina crassa</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>Praebulimina fang</i>	0	0	0	1	0	0	0
<i>Buliminella quadrilobata</i>	0	0	0	0	0	0	0
<i>Buliminella</i> sp.	0	0	0	2	0	0	0
<i>Buliminella</i> sp. 1	0	2	0	0	0	0	0
<i>Gavelinella</i> spp	0	0	0	0	0	0	0
<i>Valvulineria</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lenticulina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nodosaria</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0
Total	88	109	88	202	2	115	406

(suite)

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fractions > 80 µm, > 63 µm et >40 µm)
Puits n°3

Etage: Coniacien

Echantillons	800 m		805 m		810 m		815 m		820 m		825 m		833 m		841 m	
	80µm	80µm	80µm	80µm	80µm	80µm	63µm	80µm	63µm	80µm	63µm	80µm	63µm	80µm	63µm	80µm
<i>Praebulimina</i> sp.	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>parva</i>	16	24	31	46	61	0	44	0	29	0	2					
<i>Gabonita elongata</i>	3	39	88	63	26	0	6	0	13	0	0					
<i>Gabonita lata</i>	0	1	10	0	0	0	0	0	0	0	4					
<i>Gabonita multituberculata</i>	35	18	8	13	11	1	0	0	1	3	4					
<i>Gabonita distorta</i>	7	4	1	0	0	0	0	0	0	0	0					
<i>Gabonita</i> sp.	3	5	8	6	12	0	6	0	2	0	4					
<i>Gabonita spinosa</i>	8	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0					
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>dist. irregularis</i>	6	7	10	11	11	0	8	0	5	0	0					
<i>Gabonita basispinata</i>	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0					
<i>Gavelinella</i> sp. 1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1					
<i>Gavelinella</i> sp. 2	20	12	9	8	3	1	3	0	6	7	0					
<i>Gavelinella</i> sp. H	31	8	0	0	0	0	4	0	6	0	3					
<i>Praebulimina bantu lata</i>	0	0	0	0	0	0	0	9	0	9	3					
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	55	7	1	10	1	18	1	65	6	30	8					
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	26	5	0	1	1	5	1	5	3	29	0					
<i>Neobulimina subregularis</i>	3	1	2	2	1	1	0	2	2	2	0					
<i>Gavelinella</i> sp. G	5	7	9	7	13	0	11	6	10	1	16					
<i>Lingulogavelinella</i> ? <i>globosa</i>	0	0	0	0	0	0	1	12	16	0	3					
<i>Eouvigerina</i> cf. <i>americana</i>	0	0	0	0	0	8	7	5	45	1	1					
<i>Eouvigerina</i> cf. <i>plummerae</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0					
<i>Gabonita</i> cf. <i>mammosa</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0					
<i>Praebulimina crassa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1					
<i>Praebulimina fang</i>	28	2	0	0	0	0	0	10	1	13	2					
<i>Buliminella quadrilobata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1					
<i>Gavelinella</i> spp	1	5	0	0	2	0	1	0	6	1	6					
<i>Valvulineria</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0					
<i>Lenticulina</i> sp.	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0					
<i>Nodosaria</i> sp.	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0					
Total	249	153	177	167	142	34	93	114	156	97	59					

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fractions > 80 µm et >63 µm)
Puits n°3
Etage: Turonien supérieur

Echantillons	850m		857m		865	881	889m	
	63µm	80µm	63µm	80µm	m	m	63µm	80µm
Fractions								
Espèces								
<i>Gabonita cf. mammosa</i>	0	12	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita cf. levis</i>	0	1	0	2	1	16	2	1
<i>Gabonita cf. parva</i>	0	0	0	4	9	0	0	0
<i>Gabonita elongata</i>	0	3	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita lata</i>	0	0	0	2	0	0	0	0
<i>Gabonita multituberculata</i>	0	16	0	0	0	0	0	0
<i>Eouvigerina cf. robusta</i>	1	1	0	1	2	3	0	0
<i>Gabonita sp.</i>	0	0	0	10	0	0	0	1
<i>Gabonita obesa</i>	0	2	0	1	1	20	0	4
<i>Gabonita spinosa</i>	0	0	0	0	1	1	0	0
<i>Gavelinella spp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Neobulimina albatrensis</i>	0	0	0	0	0	4	6	0
<i>Gabonita basispinata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gavelinella sp. 1</i>	0	0	0	0	6	49	1	15
<i>Gavelinella sp. 2</i>	6	26	2	9	81	80	0	16
<i>Gavelinella sp. H</i>	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Gavelinella gr. dakotensis</i>	0	1	1	13	74	67	0	105
<i>Praebulimina bantu</i>	0	21	4	0	0	0	0	0
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	185	11	97	23	38	0	0	0
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	0	0	0	2	4	0	0	0
<i>Neobulimina subregularis</i>	8	4	26	13	7	0	5	0
<i>Praeuvigerina cf. gabonica</i>	0	0	0	1	5	0	0	0
<i>Gavelinella sp. G</i>	0	0	0	3	0	2	0	1
<i>Praebulimina fang</i>	0	0	0	1	0	0	0	0
<i>Buliminella brevispira</i>	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Praebulimina sp. 1</i>	0	0	0	0	0	1	0	1
<i>Gabonita sp. 1</i>	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Eouvigerina cf. americana</i>	1	0	1	0	0	0	0	0
Total	201	100	131	85	229	244	14	145

Puits n°4

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fractions > 80 µm)
Puits n°4
Etages: Campanien-Maastrichtien

Echantillons	720	730	740	750	760	770	780	790	810	820	830	840	870
Espèces	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
<i>Gabonita elongata</i>	0	1	0	0	1	2	41	45	20	8	26	6	0
<i>Gabonita multituberculata</i>	0	34	50	78	69	65	42	36	51	27	42	5	5
<i>Gabonita distorta</i>	0	6	13	12	13	41	24	8	5	6	12	1	11
<i>Gabonita spinosa</i>	0	76	102	103	26	13	10	8	1	0	2	7	2
<i>Gabonita</i> sp.	0	0	0	0	1	3	0	0	0	3	0	0	0
<i>Gabonita basispinata</i>	0	8	2	10	11	21	6	5	2	2	0	0	0
<i>Gabonita</i> sp. aff. <i>distorta irregul.</i>	0	0	1	1	7	3	6	0	1	3	9	9	2
<i>Gabonita lata</i>	0	0	0	0	0	0	2	3	0	2	1	2	1
<i>Gavelinella</i> sp. 2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	1
<i>Gavelinella</i> sp. G	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	7
<i>Gavelinella</i> sp. H	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Praeulimina exigua robusta</i>	0	21	27	19	15	9	26	1	0	1	1	7	67
<i>Praeulimina prolixa longa</i>	0	23	15	2	13	35	18	0	0	0	2	2	9
<i>Praeulimina fang</i>	0	8	4	0	10	4	0	0	0	0	0	0	27
<i>Praeulimina bantu</i>	0	1	0	15	1	0	0	0	0	0	0	0	5
<i>Neobulimina subregularis</i>	1	1	1	7	4	5	4	1	0	0	0	1	0
<i>Buliminella quadrilobata</i>	0	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	6
<i>Buliminella gabonica altispira</i>	0	2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	33
<i>Buliminella</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	16
<i>Buliminella colonensis</i>	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	2
<i>Buliminella brevispira</i>	0	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	3
<i>Lenticulina</i> sp.	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lenticulina spissocostata</i>	2	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Afrobolivina afra</i>	4	32	6	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0
<i>Orthokartenia levis</i>	1	0	0	24	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita?</i> sp. 6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0
<i>Gabonita spinosa</i> / <i>G. multitub.</i>	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Anomalinoides</i> aff. <i>midwayensis</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eponides</i> gr. <i>pseulevatus</i>	180	11	4	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Praeuvigerina gabonica</i>	0	0	2	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita ? mammosa</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eponides africana</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphogeneroides bramlettei</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	190	231	229	280	174	201	179	108	80	52	101	44	199

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)
Puits n°4
Etage: Santonien

Echantillons	880	890	900	910
Espèces	m	m	m	m
<i>Gabonita elongata</i>	6	3	2	1
<i>Gabonita multituberculata</i>	13	4	4	0
<i>Gabonita distorta</i>	21	4	3	1
<i>Gabonita spinosa</i>	3	1	3	1
<i>Gabonita spp</i>	9	1	3	2
<i>Gabonita sp. aff. distorta</i>	7	1	1	3
<i>Gabonita lata</i>	1	0	0	2
<i>Gabonita kugleri</i>	1	0	0	1
<i>Gabonita basispinata</i>	1	0	0	0
<i>Gavelinella sp. 1</i>	0	0	1	0
<i>Gavelinella sp. 2</i>	13	9	18	4
<i>Gavelinella sp.G</i>	18	10	21	4
<i>Gavelinella sp. H</i>	52	13	19	4
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	2	5	28	13
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	1	3	24	11
<i>Praebulimina fang</i>	23	0	5	4
<i>Neobulimina subregularis</i>	10	0	6	5
<i>Buliminella quadrilobata</i>	9	2	2	6
<i>Buliminella gabonica altispira</i>	7	0	1	0
<i>Buliminella sp. 1</i>	2	0	0	0
<i>Eouvigerina cf. americana</i>	3	0	0	4
<i>Eouvigerina cf. robusta</i>	0	0	1	0
<i>Nodosaria sp. 2</i>	1	0	0	0
Rotaliforme indéterminée	1	0	1	1
<i>Gaudryina sp.</i>	0	0	1	0
Total	204	56	144	67

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)

Puits n°4

Etage: Coniacien

Echantillons	920	950	960
Espèces	m	m	m
<i>Gabonita elongata</i>	0	0	1
<i>Gabonita multituberculata</i>	1	5	8
<i>Gabonita distorta irregularis</i>	1	2	0
<i>Gabonita spinosa</i>	1	0	0
<i>Gavelinella sp. 2</i>	9	0	0
<i>Gavelinella sp. G</i>	5	10	16
<i>Gavelinella gr. dakotensis</i>	28	32	46
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	7	2	0
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	3	1	0
<i>Praebulimina fang</i>	0	1	0
<i>Neobulimina subregularis</i>	3	1	0
<i>Buliminella quadrilobata</i>	0	1	0
<i>Gavelinella spp.</i>	1	0	3
Total	59	55	74

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fractions > 80 µm)

Puits n°4

Etage: Turonien supérieur

Echantillons	970	980	989	1000	1010
Espèces	m	m	m	m	m
<i>Pyramidulina sp.</i>	0	1	0	0	0
<i>Bulliminella brevispira</i>	0	0	1	0	0
<i>Gabonita cf. parva</i>	2	4	6	4	0
<i>Gabonita lata</i>	0	0	0	3	0
<i>Gabonita multituberculata</i>	3	3	32	7	3
<i>Gabonita distorta</i>	1	0	0	0	0
<i>Lenticulina spissocostata</i>	1	1	3	0	0
<i>Gabonita obesa</i>	0	0	0	1	0
<i>Gabonita spinosa</i>	0	3	35	11	1
<i>Lenticulina sp. 2</i>	1	0	0	0	0
<i>Gabonita basispinata</i>	0	0	0	0	1
<i>Gavelinella sp. 1</i>	0	3	0	0	0

<i>Gavelinella</i> sp. 2	2	0	0	0	0
<i>Lenticulina rotulata</i>	1	1	3	0	0
<i>Gavelinella</i> gr. <i>dakotensis</i>	21	58	2	0	0
<i>Praebulimina bantu lata</i>	0	0	1	0	0
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0	1	15	4	0
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	2	2	9	10	0
<i>Neobulimina subregularis</i>	1	0	2	2	0
<i>Osangularia</i> sp.	2	1	0	0	0
<i>Eouvigerina</i> cf. <i>robusta</i>	0	2	0	0	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>mammosa</i>	2	0	0	0	0
<i>Praeuvigerina bantu</i>	1	1	0	0	0
<i>Buliminella quadrilobata</i>	1	0	0	0	0
<i>Gavelinella</i> sp. G	0	2	0	0	0
<i>Gavelinella?</i> spp	0	5	1	0	0
<i>Eouvigerina</i> cf. <i>plummerae?</i>	0	0	1	0	0
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	0	0	1	0	0
<i>Dorothia bulletta</i>	0	0	3	2	0
<i>Marssonella trochus?</i>	0	0	0	1	0
<i>Karrieriella</i> sp. 2	1	0	0	0	0
<i>Dorothia?</i> sp.	0	0	0	1	0
Total	42	88	115	46	5

Puits n°5

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fractions > 80 µm)
Puits n°5
Etage: Campanien

Echantillons	1890	1900	1910
Espèces	m	m	m
<i>Gabonita elongata</i>	0	0	2
<i>Praebulimina fang</i>	0	4	0
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	0	4	0
<i>Buliminella quadrilobata</i>	0	2	1
<i>Haplophragmoides</i> aff. <i>rotulatum</i>	0	2	1
<i>Neobulimina subregularis</i>	0	1	6
<i>Haplophragmoides horridus</i>	0	0	1
<i>Haplophragmoides</i> cf. <i>excavatus</i>	0	1	0
<i>Haplophragmoides</i> sp.	3	5	0
<i>Trochammina</i> sp.	5	5	4
<i>Trochamminoides</i> sp.	0	0	2
<i>Conotrochammina</i> sp.	0	0	1
<i>Cyclammina</i> sp.	0	1	1
<i>Karrieriella</i> sp.	2	0	1

<i>Textularia</i> sp	0	0	1
<i>Ammobaculites</i> ? sp	0	0	1
<i>Bathysisphon</i> ?sp.	190	1	1
Arénacés indéterminés	0	15	25
Total	200	41	48

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)
Puits n°5
Etage: Santonien

Echantillons	1920	1930	1940	1950
Espèces	m	m	m	m
<i>Buliminella brevispira</i>	0	0	0	11
<i>Buliminella gabonica altispira</i>	0	8	5	19
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	1	31	81	55
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	1	26	40	10
<i>Buliminella colonensis</i>	0	3	3	17
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	0	4	6	11
<i>Praebulimina bantu</i>	1	12	8	16
<i>Lenticulina modesta</i>	0	1	12	13
<i>Nodosaria</i> sp.	0	0	0	2
<i>Neobulimina subregularis</i>	1	1	0	1
<i>Gavelinella</i> sp. H	0	0	0	1
<i>Lenticulina spissocostata</i>	0	0	0	2
<i>Nodosaria</i> sp.	0	0	2	1
<i>Gyroidinoides</i> gr. <i>nitidus</i>	0	14	75	22
<i>Praebulimina fang</i>	1	25	46	57
<i>Quadriformina</i> cf. <i>camerata</i>	0	5	12	3
<i>Praeuvigerina gabonica</i>	0	1	0	1
<i>Bandyella great vallayensis</i>	0	2	2	1
<i>Gabonita</i> spp	0	0	0	1
<i>Gavelinella</i> sp. W	0	0	1	2
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	0	0	1	10
<i>Osangularia</i> sp.	0	4	9	11
<i>Gyroidinoides</i> sp. C	0	4	4	5
<i>Lingulogavelinella ?globosa</i>	0	0	0	3
<i>Gavelinella</i> sp. 2	0	1	1	5
<i>Gyroidinoides beisseli</i>	0	1	4	3
<i>Conorotalites michelinianus</i>	0	7	20	6
<i>Conorotalites</i> sp. A	0	1	0	1
<i>Gavelinella</i> gr. <i>dakotensis</i>	0	0	0	1
<i>Osangularia</i> sp. 2	0	0	0	1
<i>Gavelinella</i> spp.	0	0	0	1
<i>Gyroidinoides subconicus</i>	0	0	1	0

<i>Gavelinella</i> sp. A	0	1	2	0
<i>Lenticulina</i> cf. <i>macrodisca</i>	0	2	15	0
<i>Gyroidinoides</i> sp. aff. <i>depressus</i>	0	2	4	0
<i>Gabonita</i> <i>elongata</i>	0	0	1	0
<i>Ammodiscus</i> <i>glabratus</i>	0	0	1	0
<i>Glomospira</i> sp.	0	0	1	0
<i>Dorothia</i> sp	0	1	0	0
<i>Dorothia</i> <i>filiformis</i> ?	0	0	1	1
<i>Dorothia</i> <i>bulleta</i>	1	5	8	1
<i>Dorothia</i> <i>oxycona</i>	0	10	11	0
<i>Gaudryina</i> <i>pyramidata</i>	0	15	32	2
<i>Gaudryina</i> sp. D	0	5	33	3
<i>Gaudryina</i> sp. A	0	12	6	0
<i>Gaudryina</i> sp.	0	0	6	0
<i>Tritaxia</i> <i>midwayensis</i>	0	1	1	0
<i>Cyclammina</i> sp. 1	1	0	0	1
<i>Nothia</i> ex gr. <i>excelsa</i>	0	1	1	2
<i>Trochamminoides</i> sp.	1	2	5	3
<i>Trochamminoides</i> sp. E	0	0	1	0
<i>Trochammina</i> sp	2	5	37	1
<i>Ammobaculites</i> ? sp.	1	1	4	2
<i>Haplophragmoides</i> gr. <i>excavatus</i>	0	0	1	0
<i>Haplophragmoides</i> cf. <i>sahariense</i>	0	0	1	0
<i>Haplophragmoides</i> cf. <i>horridus</i>	2	0	1	0
<i>Haplophragmoides</i> sp. aff. <i>sahariense</i>	0	0	11	0
<i>Haplophragmoides</i> sp.	1	0	0	0
<i>Subreophax</i> ? cf. <i>pseudoscalaria</i>	1	1	4	0
<i>Conotrochammina</i> sp.	0	8	8	0
<i>Hormosina</i> sp.	0	0	2	0
<i>Recurvoides</i> sp.	0	0	1	0
<i>Budashaevella</i> sp.	0	0	1	0
<i>Budashaevella</i> cf. <i>B. GAB AN 14</i>	0	4	0	0
<i>Rhabdammina</i> <i>annulata</i>	0	0	4	0
<i>Haplophragmoides</i> sp. aff. <i>rotulatum</i>	1	0	0	0
<i>Bathysiphon</i> ? sp.	1	0	0	0
Arénacés Indéterminés	5	14	11	9
Total	22	241	548	318

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fractions > 80 µm)
Puits n°5
Etage: Coniacien

Echantillons	1960	1970
Espèces	m	m
<i>Bandyella greatvallayensis</i>	1	0
<i>Buliminella brevispira</i>	2	3
<i>Gabonita</i> cf. <i>parva</i>	0	1
<i>Buliminella gabonica altispira</i>	36	11
<i>Buliminella colonensis</i>	36	3
<i>Praebulimina fang</i>	26	7
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	33	2
<i>Praebulimina prolixa longa</i>	16	1
<i>Praebulimina bantu lata</i>	8	0
<i>Gyroidinoides beisseli</i>	30	4
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	5	4
<i>Nuttallinella</i> sp. A	1	2
<i>Osangularia</i> sp.	7	0
<i>Osangularia</i> spp	2	0
<i>Gavelinella</i> gr. <i>dakotensis</i>	1	0
<i>Globulina</i> sp.	0	1
<i>Saracenaria</i> sp.	0	1
<i>Lenticulina</i> sp.	5	9
<i>Eponides</i> sp.	6	1
<i>Gavelinella</i> aff. <i>dakotensis</i>	1	0
<i>Quadriformina</i> cf. <i>camerata</i>	2	0
<i>Conorotalites</i> cf. <i>michelinianus</i>	0	1
<i>Tritaxia pyramidata</i>	1	0
<i>Gaudryina</i> sp. D	1	0
<i>Rheophax</i> sp.	1	0
<i>Haplophragmoides</i> sp.	2	0
<i>Trochamminoides</i> sp. 2	1	0
<i>Dorothia bulleta</i>	1	0
<i>Nothia</i> ? gr. <i>excelsa</i>	2	0
<i>Conotrochammina</i> sp.	3	0
<i>Ammobaculites</i> ?sp.	2	0
<i>Trochammina</i> sp.	5	0
<i>Gaudryina</i> sp.	0	1
Arénacés indéterminés	0	19
Total	237	71

Puits n°6

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)

Puits n°6

Etages: Campanien -Maastrichtien

Echantillons	2000	2005	2010	2015	2020	2025	2030	2045	2050	2055	2060
Espèces	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
<i>Siphogenerinoides clavata</i>	5	1	3	14	4	0	3	4	0	0	1
<i>Praebulimina crassa</i>	0	0	1	29	1	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita</i> sp.	0	0	0	6	1	0	2	0	0	0	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>globosa</i>	0	0	1	5	1	0	1	0	0	0	0
<i>Gabonita</i> sp aff. <i>distorta irregularis</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Gabonita elongata</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	2
<i>Gabonita lata</i>	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0
<i>Gabonita spinosa</i>	0	0	0	3	0	0	5	0	0	0	0
<i>Orthokarstenia levis</i>	0	0	0	7	3	0	1	0	0	0	1
<i>Orthokarstenia parva</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Gabonita spinosa</i>	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0
<i>Gabonita multituberculata</i>	0	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0
<i>Buliminella</i> sp. 1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Buliminella quadrilobata</i>	1	0	0	5	7	14	6	7	2	0	0
<i>Buliminella colonensis</i>	0	0	0	6	0	28	0	0		0	0
<i>Buliminella brevispira</i>	0	0	0	5	1	1	3	6	0	0	0
<i>Neobulimina subregularis</i>	0	0	0	3	5	1	0	2	1	0	0
<i>Praebulimina bantu</i>	0	0	0	0	5	4	3	23	0	2	0
<i>Praebulimina proluxa longa</i>	0	0	10	25	12	0	5	1	0	1	0
<i>Praebulimina fang</i>	1	1	8	31	19	324	4	0	1	1	0
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	0	0	1	6	28	65	6	1	0	4	0
<i>Gyroidinoides</i> spp	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	0	0	0	0	0	5	1	1	0	1	0
<i>Gyroidinoides</i> sp aff. <i>G.depressus</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	33
<i>Gyroidinoides beisseli</i>	1	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	1	0	0	0	1	22	0	0	0	0	0
<i>Gyroidinoides</i> gr. <i>nitidus</i>	0	0	0	0	0	11	0	0	0	0	0
<i>Siphogeneroides dentata</i>	6	1	4	16	8	1	1	8	0	1	0
<i>Siphogeneroides</i> sp.	0	0	0	3	2	0	0	0	2	0	0
<i>Quadrimorphina</i> cf. <i>camerata</i>	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0
<i>Lenticulina</i> aff. <i>convergens</i>	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
<i>Lenticulina</i> cf. <i>münsteri</i> ?	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
<i>Lenticulina</i> sp.	0	0	0	1	0	2	0	1	0	0	0
<i>Lenticulina</i> spp	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0
<i>Lenticulina rotulata</i>	0	0	0	1	1	5	0	0	0	0	0
<i>Praeuvingerina gabonica</i>	0	0	0	0	1	0	1	2	0	0	0
<i>Gavelinella</i> spp	0	0	0	0	0	6	1	0	0	0	2
<i>Gavelinella</i> sp. H	0	0	0	1	2	0	0	0	0	0	0

<i>Lingulogavelinella ? globosa ?</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Osangularia sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
<i>Praebulimina sp.</i>	0	0	0	2	15	0	1	2	0	0	0
<i>Conorotalites michelinianus</i>	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	1
<i>Conorotalites sp.</i>	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0	0
<i>Afrobolivina afra</i>	0	0	0	3	3	2	0	2	0	0	1
<i>Eouvigerina cf. plummerae?</i>	0	0	0	2	0	0	0	0	1	0	0
<i>Orthokarstenia sp.</i>	0	0	0	1	0	1	1	0	0	1	1
<i>Bandyella great vallayensis</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	2	0	0
<i>Pyramidina sp.</i>	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0
<i>Loxostomoides clavatum</i>	0	0	2	1	1	0	0	0	0	0	0
Benthiques calcaires indéterminés	0	0	9	45	48	21	22	9	0	6	0
<i>Haplophragmoides sp.</i>	0	0	0	1	0	0	3	0	7	1	0
<i>Haplophragmoides cf. eggeri</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Haplophragmoides aff. rotulatum</i>	0	1	0	0	0	0	1	2	0	10	0
<i>Haplophragmoides horridus</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0
<i>Haplophragmoides cf. excavatus</i>	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
<i>Haplophragmoides cf. gigas</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	12	0	0
<i>Trochammina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	2	1	2	9	0
<i>Trochaminoides sp.</i>	0	0	3	0	0	0	1	0	0	0	0
<i>Subreophax ?cf. pseudoscalaria</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0
<i>Reophax sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Reophax cf. pilulifer</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Conotrochammina sp.</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	0	5	0
<i>Bathysiphon ? sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Textularia sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Karreriella sp.</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Recurvoides ex gr. walteri</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Budashaevella GAB AN 14</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Gaudryina sp.</i>	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
<i>Gaudryina sp. A</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Gaudryina sp. D</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Gaudryina pyramidata</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Marssonella oxycona</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
Arénacés indéterminés	0	0	1	5	3	2	13	9	9	184	7
Total	15	5	44	228	176	554	90	89	39	233	50

(Suite)

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)

Puits n°6

Etages: Campanien -Maastrichtien

Echantillon	2065
Espèces	m
<i>Buliminella quadrilobata</i>	1
<i>Buliminella gabonica altispira</i>	1
<i>Praebulimina bantu</i>	1
<i>Praebulimina proluxa longa</i>	4
<i>Gavelinella</i> sp. 2	1
<i>Conorotalites michelinianus</i>	1
Benthiques calcaires indéterminés	7
<i>Haplophragmoides</i> sp.	4
<i>Haplophragmoides</i> aff. <i>rotulatum</i>	6
<i>Haplophragmoides</i> cf. <i>gigas</i>	1
<i>Subreophax</i> ?cf. <i>pseudoscalaria</i>	2
<i>Karrieriella</i> cf. <i>apicularis</i>	1
<i>Conotrochammina</i> sp.	1
<i>Bathysiphon</i> ? sp.	8
Arenacés indéterminés	25
Total	64

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fraction > 80 µm)

Puits n°6

Etage: Santonien

Echantillons	2070	2075	2078
Espèces	m	m	m
<i>Lingulogavelinella</i> ? <i>globosa</i>	0	1	0
<i>Gabonita elongata</i>	0	6	3
<i>Gabonita multituberculata</i>	0	1	0
<i>Gabonita lata</i>	0	1	2
<i>Buliminella</i> sp. 2	0	2	1
<i>Buliminella</i> sp.1	0	1	0
<i>Buliminella quadrilobata</i>	1	8	3
<i>Buliminella gabonica altispira</i>	0	2	12
<i>Buliminella colonensis</i>	0	1	0
<i>Buliminella brevispira</i>	0	1	0
<i>Neobulimina subregularis</i>	0	3	0
<i>Praebulimina bantu</i>	0	4	5
<i>Praebulimina proluxa longa</i>	2	11	2
<i>Praebulimina fang</i>	0	12	10

<i>Praebulimina exigua robusta</i>	2	16	8
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	0	2	0
<i>Gyroidinoides gr. nitidus</i>	0	5	3
<i>Praeuwigerina gabonica</i>	0	1	0
<i>Lenticulina</i> sp.	1	0	0
<i>Lenticulina modesta</i>	0	1	0
<i>Gavelinella</i> sp. 2	0	3	1
<i>Osangularia</i> sp.	1	0	0
<i>Nodosaria</i> sp.	0	0	1
<i>Conorotalites michelinianus</i>	1	3	2
<i>Conotrochammina</i> sp. aff. <i>indivisa</i>	0	1	0
<i>Trochammina</i> sp.	1	1	4
<i>Trochamminoides</i> sp.	1	3	0
<i>Ammobaculites</i> ? sp.	0	0	1
<i>Haplophragmoides</i> sp.	0	1	1
<i>Haplophragmoides</i> cf. <i>sahariense</i>	1	1	0
<i>Haplophragmoies horridus</i>	1	7	0
<i>Haplophragmoides</i> aff. <i>rotulatum</i>	1	1	0
<i>Hormosina</i> sp.	1	0	0
<i>Subreophax</i> ? cf. <i>speudoscalaria</i>	1	1	0
<i>Reophax</i> sp.	1	0	0
<i>Budashaevella</i> GAB AN 14	0	1	0
<i>Gaudyina pyramidata</i>	0	3	0
Arénacés Indéterminés	19	33	17
Total	35	138	76

Fiche de comptage des foraminifères benthiques (fractions > 80 µm)

Puits n°6

Etages: Coniacien -Turonien

Echantillons	2080	2085	2090	2100	2105	2110	2115	2120	2125	2130	2135
Espèces	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m	m
<i>Planularia</i> sp. aff. <i>complanata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Buliminella brevispira</i>	0	0	1	0	1	0	0	0	2	0	0
<i>Buliminella colonensis</i>	1	10	1	3	0	0	1	0	0	0	0
<i>Buliminella</i> sp. 2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Buliminella</i> sp.	0	0	0	7	6	5	10	3	0	0	0
<i>Gabonita</i> cf. <i>parva</i>	0	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita lata</i>	16	7	2	3	0	1	0	0	2	1	1
<i>Gabonita multituberculata</i>	4	18	3	0	2	0	0	0	1	1	2
<i>Gabonita</i> sp aff. <i>distorta irregularis</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita spinosa</i>	0	4	0	0	1	0	0	0	0	0	1
<i>Gabonita basispinata</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gabonita</i> spp	2	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0

<i>Gabonita elongata</i>	13	7	0	1	2	0	1	0	3	0	0
<i>Lenticulina</i> sp.	2	1	3	1	4	8	0	3	0	0	1
<i>Lenticulina modesta</i>	0	0	0	3	2	0	0	7	14	0	2
<i>Lenticulina</i> cf. <i>münsteri</i> ?	0	0	0	0	0	0	0	1	6	0	0
<i>Lenticulina</i> spp	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0
<i>Lenticulina</i> aff. <i>convergens</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0
<i>Lenticulina rotulata</i>	1	16	5	10	13	4	6	10	7	8	2
<i>Gavellinella</i> sp. G	0	0	0	0	0	0	0	0	3	2	3
<i>Gavelinella</i> sp. H	6	20	4	7	3	0	0	3	0	0	1
<i>Gavelinella</i> sp. 2	7	16	4	3	1	0	0	1	0	0	0
<i>Gavelinella</i> gr. <i>dakotensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0
<i>Praebulimina bantu lata</i>	18	14	2	24	1	0	1	1	2	0	0
<i>Praebulimina exigua robusta</i>	17	12	2	5	6	17	81	6	21	5	9
<i>Praebulimina proluxa longa</i>	12	8	0	8	10	5	35	4	9	1	2
<i>Praebulimina fang</i>	76	121	162	91	29	31	34	19	83	38	23
<i>Praebulimina</i> sp. 1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Praebulimina</i> sp. 2	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Neobulimina subregularis</i>	3	1	1	1	0	0	0	1	2	1	3
<i>Osangularia</i> sp.	0	2	0	1	2	2	0	0	1	0	0
<i>Osangularia</i> spp	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0
<i>Osangularia</i> sp. 1	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eouvigerina</i> cf. <i>plummerae</i> ?	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Buliminella quadrilobata</i>	29	28	26	11	5	4	0	0	5	0	0
<i>Bulliminella</i> sp aff. <i>quadrilobata</i>	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulliminella</i> cf. <i>gabonica altispira</i>	0	0	0	0	5	1	0	1	0	0	0
<i>Lingulogavelinella</i> spp	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lingulogavelinella</i> ? aff. <i>globosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	3	1	1	0
<i>Astacolus</i> aff. <i>parallelis</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Gavelinella</i> spp	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0
<i>Orthokarstenia</i> sp.	0	0	2	3	0	2	0	0	0	0	0
<i>Orthokarstenia levis</i>	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0
'' <i>Globorotalites</i> '' <i>acuticarinata</i>	1	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0
<i>Conorotalites michelinianus</i>	9	23	2	0	6	0	5	6	16	4	4
<i>Nuttallides</i> sp.	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gyroidinoides</i> sp.	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gyroidinoides</i> sp. C	3	0	0	0	5	0	0	0	0	0	0
<i>Gyroidinoides</i> gr. <i>nitidus</i>	22	48	33	22	50	21	2	19	45	21	12
<i>Gyroidinoides subangulatus</i>	10	11	1	24	24	8	6	1	16	11	8
<i>Gyroidinoides beisseli</i>	2	0	5	4	0	0	1	0	1	1	0
<i>Gyroidinoides</i> sp. C	0	0	0	0	1	0	2	0	3	0	2
<i>Gyroidina depressa</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Nuttallinella</i> sp. A	0	0	0	3	0	0	0	0	1	0	0
Indét1.(calcaire)	5	1	0	3	1	0	0	0	1	0	0
Indet.2 (calcaire)	3	0	2	1	0	3	0	0	0	0	7
Indet .3 (calcaire)	2	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
Indet.4 (calcaire)	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

<i>Laevidentalina catenula</i>	6	0	0	0	5	3	0	1	0	0	1
<i>Saracenaria</i> sp.	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Laevidentalina</i> sp.	3	3	1	3	0	0	0	0	0	0	0
<i>Pyrulina cylindroides</i>	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Bandyella great vallayensis</i>	1	4	4	1	2	1	1	4	1	1	4
<i>Quadrिमorphina</i> cf. <i>camerata</i>	2	13	1	2	4	4	2	1	6	0	0
<i>Marginulina</i> sp.	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina crassa</i>	0	26	21	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nodosaria</i> spp	1	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nodosaria</i> sp.	1	6	4	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Nodosaria aspera</i>	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0
<i>Globulina</i> sp.	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Altistoma</i> sp.aff. <i>compressa</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Neoflabellina</i> sp.	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphogeneroides</i> sp.	0	0	0	0	1	1	2	0	0	0	0
<i>Siphogeneroides pygmaea</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Siphogeneroides dentata</i>	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
<i>Stilostomella</i> sp.	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0
<i>Planularia</i> cf. <i>complanata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0
<i>Pullenia</i> sp.	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Dorothia bulleta</i>	0	1	1	0	1	2	3	0	0	1	0
<i>Marssonella oxycona</i>	0	2	0	0	1	1	2	0	0	0	1
<i>Marssonella</i> cf. <i>ellisoriae</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Verneuilinoides</i> sp.	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gaudryina pyramidata</i>	2	1	1	0	3	4	1	0	1	0	0
<i>Gaudryina</i> sp. D	4	6	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Gaudryina</i> sp.	0	1	0	0	0	1	0	1	0	0	1
<i>Gaudryina</i> sp. A	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Clavulinoides trilatera</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Trochamminoides</i> sp.	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Conotrochammina</i> sp.	0	1	0	0	1	0	0	0	2	3	1
<i>Trochammina</i> sp.	0	1	0	1	0	0	0	1	1	3	1
<i>Trochammina</i> sp. A	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Trochammina</i> sp. E	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haplophragmoides</i> sp.	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	2
<i>Haplophragmoides</i> ? spp	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Haplophragmoides bradyi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Haplophragmoides</i> gr. <i>excavatus</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0
<i>Haplophragmoides horridus</i>	0	0	0	1	8	1	0	0	0	0	0
<i>Haplophragmoides</i> sp.	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haplophragmoides</i> sp. D	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haplophragmoides</i> sp. E	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammobaculites</i> ? sp.	0	1	0	0	0	0	0	1	1	1	0
<i>Cyclammina</i> cf. <i>rotundidorsata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Spiroplectammina navarroana</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Spiroplectammina</i> ? sp.	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0

<i>Karrerulina conversa</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0
<i>Karrieriella cf. apicularis</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Karrieriella</i> sp.	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Tritaxia tricarinata</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Tritaxia pyramidata</i>	0	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Remesella varians</i> ?	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Reticulophragmium</i> sp.	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bathysiphon</i> ? sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0
<i>Ammodiscalaria</i> sp.	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Glomospira</i> sp.	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Nothia</i> ? ex gr. <i>excelsa</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Arénacés indéterminés	7	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
Total	299	455	310	264	217	137	197	101	264	119	97



C. Liste alphabétique des foraminifères planctoniques crétacés identifiés

- Archaeoglobigerina blowi* Pessagno, 1967
Archaeoglobigerina cretacea (d'Orbigny, 1840)
- Contusotruncana fornicata* Plummer, 1931
Contusotruncana manaurensis Gandolfi, 1953
Contusotruncana patteliformis (Gandolfi, 1955)
Contusotruncana plicata (White, 1928)
Contusotruncana sp.
Clavihedbergella simplex (Morrow, 1934)
- Dicarinella asymetrica* (Sigal, 1952)
Dicarinella canaliculata (Reuss, 1854)
Dicarinella concavata (Brotzen, 1934)
Dicarinella hagni (Scheibnerova, 1962)
Dicarinella imbricata (Mornod, 1950)
Dicarinella primitiva (Dalbiez, 1955)
- Gansserina gansseri* (Bolli, 1951)
Globotruncana aegyptiaca Nakkady, 1950
Globotruncana bulloides Vogler, 1941
Globotruncana dalbiezi Bellier, 1987
Globotruncana rosetta (Carsey, 1926)
Globotruncanella petaloidea (Gandolfi, 1955)
Globotruncanita elevate (Brotzen, 1934)
Globotruncana linneiana (d'Orbigny, 1839)
Globotruncanita pettersi (Gandolfi, 1955)
Globotruncanita stuarti (de Lapparent, 1918)
Globotruncanita stuartiformis (Dalbiez, 1955)
- Hedbergella delrioensis* (Carsey, 1926)
Hedbergella monmouthensis (Olsson, 1960)
Hedbergella planispira (Tappan, 1940)
Heterohelix globulosa (Ehrenberg, 1840)
Heterohelix striata (Ehrenberg, 1840)
- Plummerita hantkeninoides* (Bronniman, 1952)
Pseudotextularia elegans (Rzehak, 1841)
- Marginotruncana coronata* (Bolli, 1945)
Marginotruncana marginata (Reuss, 1945)
Marginotruncana cf. *paraconcavata* Porthault, 1970
Marginotruncana pseudolinneiana Pessagno, 1967
Marginotruncana renzi (Gandolfi, 1942)
Marginotruncana schneegansi (Sigal, 1952)
Marginotruncana sinuosa Porthault, 1970
Marginotruncana undulata (Lehmann, 1963)
- Rugoglobigerina hexacamerata* Bronniman, 1952

Rugoglobigerina macrocephala Bronniman, 1952
Rugoglobigerina cf. pennyi Bronniman, 1952
Rugoglobigerina pilula Belford, 1960
Rugoglobigerina rotundata Bronniman, 1952
Rugoglobigerina rugosa (Plummer, 1926)
Trinitella scotti (Bronniman, 1952)
Whiteinella archaeocretacea Pessagno, 1967
Whiteinella inornata (Bolli, 1957)
Whiteinella semsalensis (Corminboeuf, 1961)

D. Liste alphabétique des foraminifères benthiques crétacés identifiés

Afrobolivina afra Reyment, 1959
Altistoma aff. compressa Abdou & Abdel Kireem, 1975
Ammobaculites? sp.
Ammodiscus glabratus Cushman & Jarvis, 1928
Anomalinoides aff. midwayensis (Plummer, 1926) Petters, 1982
Astacolus aff. parallelis (Reuss 1863)

Bandyella great vallayensis (Trujillo, 1960)
Bathysiphon? sp.
Bolivina sp.
Budashaevella cf. B. GAB AN14 Volat & Bignoumba, 1996
Budashaevella sp.
Buliminella brevispira de Klasz, Magne & Rerat, 1963
Buliminella colonensis africana de Klasz, Magne & Rerat, 1963
Buliminella gabonica altispira de Klasz, & Rerat, 1962
Buliminella sp. 1
Buliminella sp. 2
Buliminella sp. 3
Buliminella quadrilobata de Klasz, Magne & Rerat, 1963
Buliminella sp aff. *B. quadrilobata* de Klasz, Magne & Rerat, 1963, Tronchetti, 1981

Clavulinoides trilatera Cushman 1946
Conorotalites michelinianus (d'Orbigny, 1840)
Conotrochammina sp.

Dentalina sp
Dorothia bulleta (Carsey) Plummer 1931
Dorothia filiformis(Berthelin) Bartenstein, 1954
Dorothia? sp.

Eouvigerina cf. americana Cushman, 1926
Eouvigerina cf. plummerae? Cushman, 1933
Eouvigerina cf. robusta Štemproková-Jirová, 1963

Eponides gr. pseudoelevatus Graham, de Klasz & Rerat, 1965
Eponides sp.

Fursenkoina sp.

Gabonita basispinata de Klasz, Marie & Meijer, 1960
Gabonita centrocostata de Klasz & Odebode, 1982
Gabonita distorta de Klasz & Meijer, 1960
Gabonita sp aff. *distorta irregularis* de Klasz & Meijer, 1960
Gabonita elongata de Klasz & Meijer, 1960
Gabonita gigantea de Klasz & Meijer, 1960
Gabonita globosa de Klasz & Van Hinte, 1974
Gabonita cf. *gracilis*? (Marie, 1960)
Gabonita kugleri (Beckmann, 1974)
Gabonita lata de Klasz & Meijer, 1960
Gabonita levis de Klasz, Marie & Meijer, 1961
Gabonita sp aff. *lata* de Klasz & Meijer, 1960
Gabonita obesa de Klasz, Marie & Rerat 1961
Gabonita ogugensis Petters, 1982
Gabonita cf. *mammosa* de Klasz & Van Hinte, 1974
Gabonita multituberculata de Klasz, Marie & Meijer, 1960
Gabonita parva de Klasz & Meijer, 1960
Gabonita spinosa de Klasz & Meijer, 1960
Gabonita sp.
Gabonita sp. P
Gabonita? sp. 6
Gavelinella? cf. *lellengensis* Brotzen, 1948
Gavelinella aff. *lorneaina* (d'Orbigny, 1840)
Gavelinella sp.
Gavelinella sp. G
Gavelinella sp. H
Gavelinella sp. p
Gavelinella sp.
Gavelinella sp. 1
Gavelinella sp. 2
Gavelinella sp. W
Gavelinella gr. *dakotensis* (Fox, 1954), Eicher & Worstell, 1970
Gaudryina pyramidata Cushman, 1926
Gaudryina sp. A. Volat & Bignoumba, 1996
Gaudryina sp. D. Volat & Bignoumba, 1996
Gaudryina sp.
Globorotalites acuticarinata Le Calvez, de Klasz & Brun, 1971
Globulina sp
Glomospira cf. *charoides* (Jones & Parker, 1860)
Glomospira sp.
Gyroidinoides beisseli (White, 1928)
Gyroidinoides sp aff. *depressus* (Alth) Bolli *et al*, 1994
Gyroidinoides ex gr. *nitidus* (Reuss, 1844)
Gyroidinoides subangulatus (Plummer, 1927)
Gyroidinoides subconica Vassilenko, 1961
Gyroidinoides sp.
Gyroidinoides sp. C Widmark & Malmgren, 1992
Gyroidinoides sp. p.

Haplophragmoides bradyi (Robertson) Uchio, 1962
Haplophragmoides eggeri Cushman, 1926
Haplophragmoides gr. *excavatus* (Cushman & Waters, 1927)
Haplophragmoides cf. *gigas* Cushman, 1927
Haplophragmoides horridus (Grzybowski, 1901)
Haplophragmoides rotulatum (Brady, 1884)
Haplophragmoides aff. *rotulatum* (Brady, 1884)
Haplophragmoides sp.
Haplophragmoides sp. B
Haplophragmoides sp. D Volat & Bignoumba, 1996
Haplophragmoides sp. E
Haplophragmoides cf. *sahariense* Petters, 1979
Haplophragmoides gr. *walteri* (Grzybowski, 1898)
Heterolepa sp.
Hormosina sp.
Hyperammina? sp.
Karreriella sp.
Karreriella sp. 2
Karrerulina conversa (Grzybowski)

Laevidentalina catenula (Reuss, 1860)
Lagena sp.
Lenticulina cf. *macrodisca* (Reuss, 1863)
Lenticulina modesta (Reuss, 1863)
Lenticulina cf. *münsteri* (Roemer) Jendryka-Fuglewicz, 1975
Lenticulina rotulata (Lamarck, 1804)
Lenticulina spissocostata Cushman, 1938
Lenticulina sp.
Lenticulina sp. 6
Lingulogavelinella globosa (Brotzen) Carter & Hart, 1977
Loxostomoides clavatum (Cushman, 1927)
Marginulina sp.
Marssonella cf. *ellisorae* Cushman, 1937
Marssonella oxycona Reuss, 1860
Marssonella trochus (d'Orbigny) Bartenstein & Bettenstaedt, 1962

Neobulimina albatrensis Stelck & Wall, 1954
Neobulimina subregularis (de Klash, Magne & Rerat, 1963)
Neoflabellina sp.
Nodosaria aspera Reuss, 1845
Nodosaria sp.
Nodosaria sp. 2
Nodosaria sp. p
Nonion sp.
Nothia excelsa (Grzybowski) Kaminski & Geroch, 1993
Nuttallides sp.
Nuttalinella sp. a Widmark & Malmgren, 1988

Orthokarstenia levis de Klash, Marie & Rerat, 1961
Orthokarstenia parva Cushman, 1928

Orthokarstenia sp.
Osangularia sp.
Osangularia sp. p
Osangularia sp. 1
Osangularia sp. 2

Planulina? sp. 5
Planularia cf. *complanata* (Reuss, 1845)
Planularia deadericki Cushman, 1947
Praebulimina bantu (de Klsasz, Magne & Rerat, 1963)
Praebulimina bantu lata (de Klsasz, Magne & Rerat, 1963)
Praebulimina crassa (de Klsasz, Magne & Rerat, 1963)
Praebulimina exigua robusta (de Klsasz, Magne & Rerat, 1963)
Praebulimina fang (de Klsasz, Magne & Rerat, 1963)
Praebulimina prolixa longa (de Klsasz, Magne & Rerat, 1963)
Praeuwigerina gabonica (de Klsasz, Magne & Rerat, 1963)
Pullenia sp.
Pyramidina sp. Tronchetti, 1981
Pyrulina cylindroides (Roemer 1838)

Quadriformina camerata (Brotzen, 1936)

Recurvoides sp.
Recurvoides ex gr. *walteri* (Grzybowski, 1898)
Reophax cf. *pilulifera* Brady, 1884
Rheophax sp
Rhabdammina annulata Grzybowski, 1896
Rotaliforme indéterminée
Rhyzammia? sp.

Saracenaria sp.
Siphogeneroides bramlettei Cushman 1946
Siphogeneroides clavata Chenouard, de Klsasz & Meijer, 1960
Siphogeneroides cretacea Cushman, 1946
Siphogeneroides dentata Chenouard, de Klsasz & Meijer, 1960
Siphogeneroides pygmea (de Klsasz & Rerat, 1962)
Siphogeneroides sp.
Spiroplectammina navarroana Cushman, 1932
Spiroplectammina? sp.
Stilostomella sp.
Subreophax pseudoscalaria (Samuel, 1977)
Subreophax sp.

Textularia sp.
Tritaxia tricarinata Reuss, 1860
Tritaxia pyramidata Reuss, 1863
Tritaxia midwayensis (Cushman, 1936a)
Trochammina sp.
Trochammina sp. A
Trochamminoides sp.

Trochamminoides sp. E
Trochamminoides sp. 2

Valvulineria sp.
Verneuilinoides sp.
Virgulina? sp. p
*Virgulina?/Fursenkoina?*sp