

THESE

Présentée à

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

Ecole Doctorale Sciences du Vivant,
Géosciences, Sciences de l'Environnement

Par M^{elle} **Aoua Sougo COULIBALY**

Pour obtenir le grade de

DOCTEUR

Spécialité : BIOGEOCHIMIE DE L'ENVIRONNEMENT

CYCLES CLIMATIQUES ET HYDROTHERMALISME EN MER ROUGE.

Soutenue le : 27 juin 2003

Après avis de :

Mme. Catherine PIERRE, Directeur de Recherche du CNRS, Université Pierre et Marie Curie
de Paris

M. Frans JORISSEN, Professeur, Université d'Angers

Devant la commission d'examen formée de :

Mme. Catherine PIERRE, Directeur de Recherche CNRS, Paris

M. Frans JORISSEN, Professeur, Angers

Aka KOUAME, Professeur, Abidjan-Cocody

Jean-Pierre PEYPOUQUET, Professeur EPHE, Bordeaux 1

Gérard BLANC, Professeur, Bordeaux 1

Pierre ANSCHUTZ, Maître de Conférences, Bordeaux 1

Rapporteur

Rapporteur

Examineur

Examineur

Directeur de thèse

Directeur de thèse

A ma famille

*Pour ses efforts consentis à mon enrichissement intellectuel.
Seul le Tout Puissant vous récompensera à votre juste valeur.
Je m'efforcerai d'être une fierté pour vous.*

A Yahya TRAORE

Merci d'être présent à la fin de ce voyage.

Au terme de ces années de doctorat, c'est avec un grand plaisir que j'ai l'occasion de remercier officiellement tous ceux et celles, qui de près ou de loin, ont contribué à la réalisation de ce travail.

Je tiens tout d'abord à remercier M. Jean-Pierre PEYPOUQUET de l'intérêt qu'il a porté à ce travail, intérêt qu'il a confirmé en me faisant l'honneur de présider le jury de soutenance de thèse.

Je remercie également Mme Catherine PIERRE et M. Frans JORISSEN d'avoir accepté la charge de rapporteurs. Leurs remarques et conseils ont fortement profité à la version finale de ce manuscrit. Je leur suis reconnaissante d'y avoir consacré du temps et ce, malgré des emplois du temps respectif très chargés.

M. Aka KOUAME a accepté d'être examinateur au sein du jury. Sa participation était évidente étant donné que c'est en partie grâce à lui que j'ai pu entreprendre ce " voyage intellectuel ". Je le prie de bien vouloir accepter mes plus vifs remerciements.

A M. Gérard BLANC et Pierre ANSCHUTZ, mes chers directeurs de thèse, j'adresse bien sûr tous mes remerciements. En tant que " arrière-grand-père " pour le premier et " grand-père " pour le second, ils ont éclairé de leurs immenses connaissances, mes premiers pas dans la mer Rouge. Tout en espérant avoir été à la hauteur de vos attentes, je m'évertuerai à être l'un de vos dignes disciples dans la transmission et la divulgation du savoir.

La Côte d'Ivoire entière vous remercie.

A M. Patrick BUAT-MENARD et Philippe BERTRAND, respectivement les deux directeurs successifs de l'UMR EPOC 5805, Unités Mixtes de recherches du CNRS et de l'Université Bordeaux I, entité qui a accueilli mes recherches doctorales, je dis merci d'avoir toujours veillé au bon déroulement de mon travail.

A M. Jean-Pierre TASTET, " l'Ivoirien à la peau blanche ", c'est grâce à vous que j'ai atterri à l'Université Bordeaux I. Merci.

Je souhaite également adresser mes remerciements aux chercheurs du DGO, avec qui j'ai pu discuter et qui m'ont fait bénéficiée de leurs compétences :

- à Claude PUJOL qui a eu la gentillesse de m'initier à l'étude des foraminifères planctoniques et à leur interprétation. Merci d'avoir suivi et corrigé la partie biostratigraphique de ce travail ;
- à Bruno MALAIZE, pour son aide dans l'interprétation des isotopes de l'oxygène ;
- à Eliane GONTHIER, pour ses connaissances en sédimentologie et son soutien maternel.

Je souhaite remercier un certain nombre de personnes du labo qui ont participé par leur compétence et leur gentillesse au déroulement de ce travail : Bernard, Gérard, Dominique, Joël en sédimento, Gilbert, Jean-Pierre en géochimie, Isabelle et Karine aux isotopes, Annie et Cathy à la bibliothèque.

Je remercie chaleureusement tous ceux avec qui j'ai passé tant d'heures au cours de ces années. Ce sont, sans aucun ordre de préférence et avec certainement de nombreux oublis : Michel PICARD, Alexandra COYNEL, Bruno CASTELLE, Stéphane AUDRY, Gwenaëlle CHAILLOU, Anne GERVAIS, Laetitia PICHEVIN, Daniela DE MELO, Vincent HANQUIEZ, Bérengère CLAVE, Valérie BELLEC....

Au cours de ces années, j'ai rencontré de nombreuses personnes tout aussi sympathiques et agréables. Qu'ils sachent tous que je ne les oublierai pas....

Je finirai ces remerciements par les personnes les plus proches de moi et qui ont contribué à la réalisation de ce travail par leur soutien sans limites.

Absence physique mais présence morale, je tiens à remercier très vivement :

- papa et maman, c'est avant tout grâce à vous que j'en suis là aujourd'hui : MERCI
- mes frères et sœurs : Djénéba, Fatoumata, Abou, Ali, Mariame, Gustave, Baba, Natogoma, Nazéri, Madina, Assita ;
- à Louisiane, Idrissa, Mori....
- à mes nièces et neveux chéris ;
- à mes oncles et tantes ;

En dehors de leurs conseils dont je leur sais gré, je profite de l'opportunité pour remercier Sidiki TRAORE et Oumar SIDIBE, pour la chaleureuse hospitalité à Toulouse, dont je me souviendrai toujours.

SIDIBE, ta présence le jour de la soutenance était très importante pour moi, car c'était le moyen de te remercier. Sache que le voyage ne fait que commencer....

Enfin, je tiens à dédier ma thèse à celui qui m'a supporté (dans tous les sens du terme) pendant ces années. Sa patience aura été mise à rude épreuve. Je termine donc ces remerciements par toi, Yahya.... Merci pour tout. Que cette thèse soit pour nous deux, le premier fruit de notre bonheur sur la longue route de notre marche.

Introduction générale.....	1
1. Contexte scientifique.....	3
2. Problématique.....	5
3. Objectifs.....	5
4. Choix des carottes de l'étude.....	6
5. Plan de l'étude.....	6
Chapitre I : Cadre de l'étude.....	9
Introduction.....	11
1. Histoire de la formation.....	11
1.1. Morphologie actuelle.....	11
1.2. Histoire de la formation.....	13
2. Facteurs climatiques régionaux.....	16
2.1. La mousson.....	16
2.2. Cadre hydrologique de la mer Rouge.....	18
2.1.1. Circulation superficielle.....	18
2.1.2. Circulation profonde.....	19
2.3. Caractéristiques hydrographiques de la mer Rouge.....	20
2.3.1. Température et salinité de surface.....	20
2.3.2. Température et salinité en sub surface.....	22
3. Contexte hydrothermal.....	25
3.1. Hydrothermalisme à l'axe des dorsales.....	25
3.2. Hydrothermalisme en mer Rouge.....	30
3.2.1. La fosse Atlantis II.....	32
3.2.2. Présentation des fosses étudiées.....	36
3.2.2.1. La fosse Thétis.....	37
3.2.2.2. La fosse Valdivia.....	38
3.2.2.3. La fosse Suakin.....	39
4. Répartition des foraminifères planctoniques en mer Rouge.....	41

5. Paléoclimatologie : Enregistrement de la variation glaciaire / interglaciaire au quaternaire en mer Rouge.....	42
5.1. Paléomousson : augmentation de la mousson NE pendant le dernier maximum glaciaire.....	42
5.2. Influence de la variation de la salinité et du niveau marin.....	44
5.3. Effets de la déglaciation sur la sédimentation.....	47
Conclusion.....	52
Chapitre II : Matériels et méthodes.....	53
Introduction.....	55
1. Matériel.....	55
1.1. Mission RED SED.....	55
1.2. Carottes étudiées.....	55
1.3. Echantillonnage.....	56
2. Méthodes d'étude.....	57
2.1. Analyse physique.....	57
2.2. Analyses sédimentologiques.....	58
2.2.1. Description des faciès.....	58
2.2.2. Analyses granulométriques.....	58
2.3. Etude du contexte stratigraphique.....	59
2.3.1. Etude des foraminifères.....	59
2.3.2. Analyse des isotopes de l'oxygène.....	60
2.3.3. Datations au ¹⁴ C.....	62
2.4. Analyse chimique.....	63
2.4.1. Dosage des métaux (Fe – Mn – Zn).....	63
2.4.2. Analyse calcimétrique.....	66
2.4.3. Analyse carbone / soufre.....	68

Conclusion.....	71
Chapitre III : Biostratigraphie et paléoenvironnement.....	73
Introduction.....	75
I. Présentation des résultats.....	75
1.1. Lithologie des carottes.....	75
1.1.1. La carotte 1037, fosse Thétis.....	76
1.1.2. La carotte 1030, fosse Valdivia.....	77
1.1.3. La carotte 1034, hors fosse.....	78
1.1.4. La carotte 1013, fosse Suakin.....	79
1.1.5. La carotte 1015, plaine Suakin.....	81
1.2. Stratigraphie des carottes.....	82
1.2.1. La carotte 1037, fosse Thétis.....	83
1.2.2. La carotte 1030, fosse Valdivia.....	83
1.2.3. La carotte 1034, hors fosse.....	84
1.2.4. La carotte 1013, fosse Suakin.....	86
1.2.5. La carotte 1015, plaine Suakin.....	87
1.3. Variations des teneurs en sel, en soufre, en carbonates et en carbone organique des sédiments.....	90
1.3.1. La carotte 1037, fosse Thétis.....	91
1.3.2. La carotte 1030, fosse Valdivia.....	94
1.3.3. La carotte 1034, hors fosse.....	96
1.3.4. La carotte 1013, fosse Suakin.....	97
1.3.5. La carotte 1015, plaine Suakin.....	101
1.4. Etude des foraminifères planctoniques.....	103
1.4.1. Résultats	103
1.4.2. Détermination des biozones.....	104
1.4.2.1. La carotte 1037, fosse Thétis.....	106
1.4.2.2. La carotte 1030, fosse Valdivia.....	106

1.4.2.3. <i>La carotte 1034, hors fosse</i>	109
1.4.2.4. <i>La carotte 1013, fosse Suakin</i>	111
1.4.2.5. <i>La carotte 1015, plaine Suakin</i>	111
1.5. Etude des foraminifères benthiques dans la carotte 1015 (plaine Suakin).....	114
1.5.1. Faune présente dans les sapropèles et au stade 3.....	116
1.5.2. Faune interglaciaire.....	116
1.5.3. Faune glaciaire.....	116
1.6. Enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$	117
1.6.1. Généralités.....	117
1.6.2. Résultats de l'analyse du $\delta^{13}\text{C}$ de nos carottes.....	118
II. Discussion	120
2.1. Biozonation du stade 1.....	120
2.2. Elévation de la salinité pendant la dernière période glaciaire.....	121
2.3. Présence de périodes d'anoxie et de sous-oxygénation en mer Rouge.....	122
2.1.1. Anoxie des eaux de fond au stade 2.....	122
2.1.2. Sous-oxygénation des eaux de fond au stade 3.....	123
2.4. Relation paléoproduktivité et les fluctuations de l'intensité des vents de la mousson	125
Conclusion	128
Chapitre IV : Etude des métaux	131
I. Présentation des résultats	133
1.1. Variations des concentrations des métaux.....	133
1.1.1. La carotte 1037, fosse Thétis.....	134
1.1.2. La carotte 1030, fosse Valdivia.....	137

1.1.3. La carotte 1034, hors fosse.....	139
1.1.4. La carotte 1013, fosse Suakin.....	141
1.1.5. La carotte 1015, plaine Suakin.....	145
1.2. Synthèse des variations temporelles et spatiales des concentrations métallifères.....	149
II. Discussion.....	154
2.1. Comportement du Fe, Mn, Zn en fonction des conditions redox.....	154
2.2.1. Le fer et le manganèse.....	155
2.2.2. Le zinc.....	156
2.2. Formation des minéraux métallifères.....	156
2.2.1. Les oxydes de Fe et Mn.....	157
2.2.1.1. Les oxydes de Fe.....	157
2.2.1.2. Les oxydes de Mn.....	158
2.2.2. Les sulfures.....	159
2.3. Conséquence de l'installation de l'anoxie sur le régime de précipitation des métaux.....	162
<i>Application aux sites étudiées.....</i>	163
2.4.1. La fosse Atlantis II.....	163
2.4.2. La fosse Suakin.....	165
2.4.3. La plaine Suakin.....	166
2.4. Calcul de bilan.....	166
2.4.1. Estimation de la profondeur et calcul de la surface du front redox.....	167
2.4.2. Calcul du bilan de matière.....	167
2.4.3. Rappel du bilan de masse de la fosse Atlantis II.....	169
2.4.4. Extrapolation des résultats des résultats de la fosse Atlantis II.....	170
2.4.5. Comparaison des résultats.....	170

Conclusion.....	172
Conclusion générale.....	173
1.Rappel des objectifs.....	175
2.Résultats.....	175
Références Bibliographiques.....	183
Annexes.....	207

Chapitre I

<i>Figure I-1. Carte de la mer Rouge avec la localisation des principales fosses axiales.....</i>	<i>12</i>
<i>Figure I-2. Situation cinématique des plaques arabique, africaine et somalienne, avec formation de la mer Rouge (Rhim, 1996 adapté de Izzeldin, 1982 ; Bonatti, 1987)...</i>	<i>13</i>
<i>Figure I-3. Résumé des différentes étapes de formation de la mer Rouge (Bohanon et Eittreim, 1991).....</i>	<i>14</i>
<i>Figure I-4. Carte représentant les différents types de croûte en mer Rouge (Rhim et Henke, 1998).....</i>	<i>15</i>
<i>Figure I-5. Circulation générale des vents de la mousson.....</i>	<i>17</i>
<i>Figure I-6. Circulation des vents de la mousson NE (hiver) et de la mousson SW (été) en mer Rouge (Neumann et McGill, 1962 ; Patzert, 1974).....</i>	<i>18</i>
<i>Figure I-7. Circulation des masses d'eau en mer Rouge pendant la mousson NE (hiver) et la mousson SW (été) (Neumann et McGill, 1962 ; Currie et al., 1973 ; Patzert, 1974)..</i>	<i>19</i>
<i>Figure I-8. Formation et circulation de l'eau profonde en mer Rouge (hiver) (Cember, 1988).....</i>	<i>20</i>
<i>Figure I-9. Carte de répartition des températures et des salinités dans les eaux de surface de la mer Rouge.....</i>	<i>21</i>
<i>Figure I-10. Schéma récapitulatif de la circulation en mer Rouge pendant la mousson Nord-Est (situation hiver) (Données de Siedler, 1968 ; Maillard et Soliman, 1986).....</i>	<i>23</i>
<i>Figure I-11. Schéma récapitulatif de la circulation en mer Rouge pendant la mousson Sud-Ouest (situation été) (Données de Siedler, 1968 ; Maillard et Soliman, 1986).....</i>	<i>24</i>
<i>Figure I-12. Carte représentant le système de dorsales médio-océanique avec les vecteurs de glissement (Jolivet, 1995) et la localisation de certaines dépôts de minéraux.....</i>	<i>25</i>
<i>Figure I-13. Schéma des principaux processus qui se déroulent lors de la circulation hydrothermale dans la croûte océanique (Alt, 1995).....</i>	<i>28</i>
<i>Figure I-14. Morphologie de la fosse Atlantis II, des fosses voisines (Chain, Valdivia et Discovery).....</i>	<i>32</i>
<i>Figure I-15. Précipitation des métaux dans les saumures des fosses de la mer Rouge (Anschutz, 1993).....</i>	<i>33</i>
<i>Figure I-16. Répartition minéralogique des carottes 683 et 684 (Fosse Atlantis II) (Anschutz et Blanc, 1995).....</i>	<i>35</i>

<i>Figure I-17. Carte de localisation des fosses de l'étude.....</i>	<i>36</i>
<i>Figure I-18. Carte bathymétrique de la fosse Thétis, avec localisation de la carotte 1037 et de la bathysonde B8.....</i>	<i>37</i>
<i>Figure I-19. Carte bathymétrique de la fosse Valdivia avec localisation du site de prélèvement de la carotte 1030.....</i>	<i>38</i>
<i>Figure I-20. Carte bathymétrique de la fosse Suakin, avec localisation des carottes 1013 et 1015.....</i>	<i>40</i>
<i>Figure I-21. Carte de la direction des vents de la mousson, avec représentation des zones d'upwelling (Prell et Van Campo, 1986).....</i>	<i>43</i>
<i>Figure I-22. Carte de la mer Rouge avec représentation du contour du niveau marin (-120 m) au DMG.....</i>	<i>46</i>
<i>Figure I-23. Coupes transversales représentant les variations des dimensions (profondeur) du détroit de Bab-el-Mandeb au DMG (Wener et Lange, 1975).....</i>	<i>47</i>
<i>Figure I-24. Schéma récapitulatif des principaux évènements paléocéanographiques en mer Rouge (Taviani, 1998).....</i>	<i>49</i>
<i>Figure I-25. Schéma récapitulatif de la circulation et des caractéristiques de la mer Rouge, au DMG, pendant la déglaciation et à l'actuel.....</i>	<i>51</i>

Chapitre II

<i>Figure II-1. Carte de localisation des carottes étudiées.....</i>	<i>56</i>
<i>Photographie II-1. Vue d'ensemble du système de préparation des échantillons Multiprep et du spectromètre de masse optima (DGO).....</i>	<i>61</i>
<i>Photographie II-2. Calcimètre automatique (DGO).....</i>	<i>67</i>

Chapitre III

<i>Figure III-1. Log lithologique et profil de variation de la médiane granulométrique de la carotte 1037 (fosse Thétis).....</i>	<i>77</i>
<i>Figure III-2. Log lithologique et profil de variation de la médiane granulométrique de la carotte 1030 (fosse Valdivia).....</i>	<i>78</i>
<i>Figure III-3. Log lithologique et profil de variation de la médiane granulométrique</i>	

de la carotte 1034 (hors fosse).....	79
Figure III-4. Log lithologique et profil de variation de la médiane granulométrique	
de la carotte 1013 (fosse Suakin).....	80
Figure III-5. Log lithologique et profil de variation de la médiane granulométrique	
de la carotte 1015 (plaine Suakin).....	81
Figure III-6. Stratigraphie de la carotte 1037 (fosse Thétis) à partir de la courbe	
isotopique $\delta^{18}\text{O}$ et des datations ^{14}C	83
Figure III-7. Stratigraphie de la carotte 1030 (fosse Valdivia) à partir de la courbe	
isotopique $\delta^{18}\text{O}$ et des datations ^{14}C	84
Figure III-8. Stratigraphie de la carotte 1034 (hors fosse) à partir de la courbe	
isotopique $\delta^{18}\text{O}$ et des datations ^{14}C	85
Figure III-9. Stratigraphie de la carotte 1013 (fosse Suakin) à partir de la courbe	
isotopique $\delta^{18}\text{O}$ et des datations ^{14}C	87
Figure III-10. Stratigraphie de la carotte 1015 (plaine Suakin)	
à partir de la courbe isotopique $\delta^{18}\text{O}$ et des datations ^{14}C	88
Figure III-11. Profils des variations des teneurs en soufre, carbonates	
et en carbone organique des sédiments de la carotte 1037 (fosse Thétis).....	92
Figure III-12. Profils des variations des teneurs en sel, en soufre, en carbonates	
et en carbone organique des sédiments de la carotte 1030 (fosse Valdivia).....	95
Figure III-13. Profils des variations des teneurs en sel, en soufre, en carbonates	
et en carbone organique des sédiments de la carotte 1034 (hors fosse).....	98
Figure III-14. Profils des variations des teneurs en sel, en soufre, en carbonates	
et en carbone organique des sédiments de la carotte 1013 (fosse Suakin).....	100
Figure III-15. Profils des variations des teneurs en sel, en soufre, en carbonates	
et en carbone organique des sédiments de la carotte 1015 (plaine Suakin).....	102
Figure III-16. Profils des variations des foraminifères planctoniques	
et des biozones déterminées dans la carotte 1037 (fosse Thétis).....	107
Figure III-17. Profils des variations des foraminifères planctoniques	
et des biozones déterminées dans la carotte 1030 (fosse Valdivia).....	108
Figure III-18. Profils des variations des foraminifères planctoniques	

<i>et des biozones déterminées dans la carotte 1034 (hors fosse).....</i>	110
<i>Figure III-19. Profils des variations des foraminifères planctoniques</i>	
<i>et des biozones déterminées dans la carotte 1013 (fosse Suakin).....</i>	112
<i>Figure III-20. Profils des variations des foraminifères planctoniques</i>	
<i>et des biozones déterminées dans la carotte 1015 (plaine Suakin).....</i>	113
<i>Figure III-21. Variations des compositions isotopiques du carbone sur G ruber, le long des carottes étudiées).....</i>	119
<i>Figure III-22. Schéma récapitulatif de la circulation actuelle en mer Rouge et lors de la formation des sapropèles aux stades 1, 2 et 3</i>	127
 Chapitre IV 	
<i>Figure IV-1. Répartition minéralogique et profils de variations des teneurs en Fe, Mn, Zn dans la carotte 1037 (fosse Thétis).....</i>	135
<i>Figure IV-2. Répartition minéralogique et profils de variations des teneurs en Fe, Mn, Zn dans la carotte 1030 (fosse Valdivia).....</i>	138
<i>Figure IV-3. Stratigraphie des métaux dosés dans la carotte 1034 (hors fosse).....</i>	140
<i>Figure IV-4. Répartition minéralogique et profils de variations des teneurs en Fe, Mn, Zn dans la carotte 1013 (fosse Suakin).....</i>	142
<i>Figure IV-5. Stratigraphie des métaux dosés dans la carotte 1015 (plaine Suakin).....</i>	146
<i>Figure IV-6. Variations temporelles et spatiales des teneurs en Fe dans les carottes étudiées.....</i>	151
<i>Figure IV-7. Variations temporelles et spatiales des teneurs en Mn dans les carottes étudiées.....</i>	152
<i>Figure IV-8. Variations temporelles et spatiales des teneurs en Zn dans les carottes étudiées.....</i>	153
<i>Figure IV-9. Cycle d'oxydo-réduction du fer dans la saumure réduite d'Atlantis II (Anschutz, 1993).....</i>	158
<i>Figure IV-10. Coupe schématique de la zone axiale de la mer Rouge avec formation des métaux en périodes d'oxygénation normale des eaux de fond (A) et en périodes de sous-oxygénation (B).....</i>	164

Figure IV-11. Carte bathymétrique de la zone médiane de la mer Rouge, avec en trait épais l'isobathe 1600 m (Laughton, 1970 ; Bäcker et al., 1975).....168

Chapitre I

<i>Tableau I-1. Caractéristiques physiques de sites hydrothermaux (Von Damm, 1990).....</i>	<i>26</i>
<i>Tableau I-2. Compositions chimiques moyennes de fluides hydrothermaux de cinq sites : REP à 21°N, la dorsale des Galápagos, Guyamas, Ride médio-Atlantique, eau de mer, la fosse Atlantis II (Blanc, 1987 ; Von Damm, 1990).....</i>	<i>27</i>
<i>Tableau I-3. Teneurs en métaux dans des dépôts de systèmes hydrothermaux modernes (Hannington et al., 1995).....</i>	<i>30</i>
<i>Tableau I-4. Caractéristiques hydrographiques des saumures des différentes fosse de la mer Rouge (Bäcker et al., 1972 ; Blanc, 1987 ; Blanc et al., 1995 ; Blanc et Anschutz, 1995b ; Hartmann, 1998 ; Anschutz et al., 1999).....</i>	<i>31</i>
<i>Tableau I-5. Températures et salinités des corps de saumure de la fosse Atlantis II (Anschutz et Blanc, 1995b).....</i>	<i>33</i>
<i>Tableau III-6. Valeurs moyennes de température, salinité et composition chimique de la bathysonde B8 (fosse Thétis) et de l'eau de mer (Pierret, 1998).....</i>	<i>38</i>

Chapitre II

<i>Tableau II-1. Caractéristiques des carottes étudiées.....</i>	<i>55</i>
<i>Tableau II-2. Différentes transformations subies par l'eau de mer lors de la circulation hydrothermale.....</i>	<i>63</i>
<i>Tableau II-3. Echanges eau/roche lors de la circulation hydrothermale dans la croûte océanique en fonction de la température.....</i>	<i>64</i>
<i>Tableau II-4. Gamme étalon de la calibration externe de l'AAF.....</i>	<i>66</i>

Chapitre III

<i>Tableau III-1. Résultats des datations AMS ¹⁴C des carottes de l'étude.....</i>	<i>82</i>
<i>Tableau III-2. Points de contrôle retenus pour la carotte 1034(hors fosse) fournis par Imbrie et al., (1984).....</i>	<i>85</i>
<i>Tableau III-3. Taux de sédimentation moyen dans la carotte 1034 et en la mer Rouge.....</i>	<i>86</i>
<i>Tableau III-4. Résultats des datations ¹⁴C de la carotte 1015 (plaine Suakin) (Hoffmann et al., 1998).....</i>	<i>88</i>

<i>Tableau III-5. Cadre stratigraphique des carottes, avec le taux de sédimentation moyen dans chaque stade isotopique.....</i>	<i>89</i>
<i>Tableau III-6. Salinité des eaux interstitielles de la carotte 1037 (fosse Thétis).....</i>	<i>93</i>
<i>Tableau III-7. Tableau récapitulatif des différentes biozones déterminées dans les carottes.....</i>	<i>113</i>
<i>Tableau III-8. Différentes espèces de foraminifères benthiques déterminées dans la carottes 1015 (plaine Suakin).....</i>	<i>115</i>

Chapitre IV

<i>Tableau IV-1. Taux de sédimentation dans la carotte 1015 (plaine Suakin).....</i>	<i>148</i>
<i>Tableau IV-2. Concentrations moyennes et écarts à la moyenne des métaux par stade dans les carottes étudiées.....</i>	<i>150</i>
<i>Tableau IV-3. Teneurs élémentaires moyennes (g/kg) et taux de sédimentation aux stades 1 et 2 dans la carotte 1015 (plaine Suakin).....</i>	<i>167</i>
<i>Tableau IV-4. Caractéristiques physiques des sédiments de la carotte 1015.....</i>	<i>169</i>
<i>Tableau IV-5. Concentrations (g/kg) et taux de dépôts élémentaires (g/m²) accumulée au stade 2.....</i>	<i>169</i>
<i>Tableau IV-6. Concentrations moyennes et masses élémentaires accumulées dans la fraction à oxyhydroxydes de fer de l'unité 1, carotte 684 (fosse Atlantis II) (Anschutz, 1993).....</i>	<i>170</i>
<i>Tableau IV-7. Tableau comparatif des différentes masses accumulées (g/m²), calculées à partir des valeurs de Atlantis II et de la carotte 1015.....</i>	<i>171</i>

Introduction Générale

1. Contexte scientifique

La mer Rouge est un océan en voie de formation, qui résulte de la séparation des plaques arabique et africaine. C'est un bassin orienté NNW-SSE, long de 2000 km et présentant une dépression centrale, étroite, de 2000 m de profondeur environ. La mer Rouge est un bassin semi-fermé, qui communique au sud avec l'océan Indien à travers un seuil peu profond localisé au Nord du détroit de Bab-el-Mandeb. Elle se prolonge au Nord, par deux diverticules : le golfe de Suez et le golfe d'Aqaba.

La mer Rouge est située en région désertique. Elle est entourée par des reliefs montagneux importants, toutefois aucun fleuve régulier ne s'y jette actuellement. L'évaporation est très importante : elle est estimée à 208 cm/an (Ahmad et Sultan, 1987). La mer Rouge est donc un bassin de concentration à bilan hydrologique négatif (Maillard et Soliman, 1986).

Les échanges de flux entre le bassin et l'océan ouvert se déroulent au niveau du détroit étroit et peu profond de Bab-el-Mandeb (largeur 105 km, profondeur 137 m (Werner et Lange, 1975). La circulation est de type anti-estuarienne, avec une entrée d'eau de l'océan Indien en surface, compensée par un écoulement en subsurface à travers le détroit vers l'océan Indien.

Le fort taux d'évaporation associé aux échanges restreints avec l'océan ouvert entraîne une amplification des signaux climatiques en mer Rouge. Le détroit de Bab-el-Mandeb joue le rôle d'une vanne qui s'ouvre plus ou moins en fonction de la variation du niveau marin engendrée par l'alternance des périodes glaciaire et interglaciaire. Il contrôle ainsi les conditions hydrologiques sur le bassin.

Le caractère confiné de la mer Rouge rend cet océan étroit extrêmement sensible aux variations océanographiques globales (climat, niveau marin).

L'une des caractéristiques de la zone axiale de la mer Rouge est la présence de fosses topographiques. Découvertes en 1965 (Miller *et al.*, 1966), ces fosses sont remplies de saumures géothermales, c'est-à-dire des eaux caractérisées par des salinités et des températures élevées (Bäcker et Schoell, 1972 ; Pautot *et al.*, 1984). Les saumures dérivent de l'activité hydrothermale associée au volcanisme de l'axe de la mer Rouge. La forte salinité est due au lessivage des évaporites du Miocène qui bordent ou recouvrent partiellement la ride axiale de la mer Rouge (Whitmarsh *et al.*, 1974 ; Shanks et Bischoff, 1977 ; Blanc *et al.*, 1986 ; Zierenberg et Shanks, 1986 ; Dupré *et al.*, 1988). Cette forte salinité est responsable de l'accumulation et de la stratification des saumures en une ou plusieurs couches, séparées par des interfaces avec des gradients de salinité et de température (Blanc et Anschutz, 1995a ; Hartmann *et al.*, 1998 ; Anschutz *et al.*, 1999 ; Anschutz *et al.*, 2000).

Les fosses en mer Rouge renferment des sédiments plus ou moins minéralisés, qui proviennent essentiellement de fluides hydrothermaux alimentant les saumures (Zierenberg et

Shanks, 1988 ; Anschutz et Blanc, 1995a, b ; Blanc *et al.*, 1998). En effet, lors de la circulation hydrothermale l'eau de mer, qui s'infiltré par les fractures situées au niveau des zones d'expansion des dorsales océaniques se transforme en un fluide hydrothermal minéralisateur dans la zone de réaction située à proximité d'une chambre magmatique. Les principales transformations physiques et chimiques sont l'augmentation de température, la décroissance du pH et du potentiel redox. Ce fluide fortement corrosif est alors capable de lessiver la croûte océanique et libérer certains éléments tels que Li, K, Rb, Ca, Ba et les métaux de transition Fe, Mn, Cu, Zn, ainsi que Au, Ag. Ces métaux sont principalement transportés à des températures élevées sous forme de complexes avec les ions Cl. Les épisodes hydrothermaux correspondent donc à des périodes d'apports en métaux de transition (Fe, Mn, Zn) dans la saumure. Ces métaux précipitent soit sous forme de sulfures au niveau de la source hydrothermale, soit sous forme d'oxydes à l'interface entre la saumure et l'eau de mer. Ces particules métallifères se mélangent ensuite au bruit de fond détritique. Les épisodes d'activité hydrothermale laissent donc une signature chimique et minéralogique dans le sédiment des fosses (Blanc et Anschutz, 1995a, Pierret *et al.*, 2000a).

Les sédiments des fosses enregistrent deux types d'information. Le premier témoigne des épisodes hydrothermaux du bassin considéré et le second est celui donné par la sédimentation biodétritique de la mer Rouge.

Certaines de ces fosses à saumure connaissent une activité hydrothermale actuelle, comme la fosse Atlantis II (Anschutz et Blanc 1996; Winckler *et al.*, 2001), alors que d'autres contiennent une saumure héritée d'épisodes hydrothermaux passés (Anschutz *et al.*, 2000 ; Pierret *et al.*, 2001).

La fosse Atlantis II est la fosse la plus étendue de la mer Rouge. Située à 2000 m de profondeur, elle s'étend sur une surface de 60 km². Elle est subdivisée en quatre bassins (N, E, W, SW) contenant 4 corps de saumure, qui recouvrent 10 à 30 m de sédiments métallifères. C'est la fosse la plus étudiée de la mer Rouge en partie pour l'intérêt économique de ses dépôts métallifères. Les sédiments de cette fosse reposent sur un substratum basaltique. Les premiers dépôts datent de 28000 à 23000 ans (Ku *et al.*, 1969 ; Shanks et Bischoff, 1980), mis à part ceux du bassin SW, qui sont datés d'environ 6000 ans (Anschutz et Blanc, 1995a). Le dépôt des sédiments métallifères a commencé il y a environ 15000 ans (Shanks et Bischoff, 1980) et les minéraux métallifères (oxydes, sulfures) sont abondants dans les sédiments holocènes et en quantité moindre dans les sédiments du stade 2 (Bäcker et Richter, 1973 ; Anschutz et Blanc, 1995a). Seules quelques passées à oxyhydroxydes de fer ont été décrites dans les sédiments du stade 2.

La fosse Atlantis II est la fosse la plus minéralisée de la mer Rouge et seuls les sédiments holocènes sont les plus minéralisés. L'intensification de l'hydrothermalisme est contemporaine de la remontée du niveau marin (Anschutz et Blanc, 1995a).

Au Quaternaire le climat a connu d'intenses fluctuations, allant des périodes glaciaires à interglaciaires. Les conditions hydrologiques en mer Rouge sont extrêmement sensibles aux changements climatiques locaux et aux variations des flux d'eau échangés avec l'océan Indien, particulièrement celles causées par les variations du niveau marin engendrées au cours des cycles glaciaires/interglaciaires. Le stade 2 s'est caractérisé par un abaissement du niveau marin de 120 m (Fairbanks, 1989). Ceci a eu des répercussions sur les dimensions du détroit de Bab-el-Mandeb et donc sur les échanges d'eau entre la mer Rouge et l'océan Indien, qui ont été fortement réduits. La profondeur du détroit est passée de 137 à 17 m et la largeur de 112 à 11 km (Wener et Lange, 1975). Cette baisse du niveau marin a entraîné une hausse de salinité des eaux de surface avoisinant 50‰ (Hemleben *et al.*, 1996). Au niveau de la fosse Atlantis II, les variations stade 1-2 se sont traduites par une augmentation de la quantité de minéraux hydrothermaux dans les sédiments (Anschutz et Blanc, 1995a).

2. Problématique

La mer Rouge présente au sein de la zone axiale environ une vingtaine de fosses remplies de saumures et/ou de sédiments minéralisés. Seuls les sédiments de la fosse Atlantis II ont fait l'objet d'une étude micropaléontologique qui a permis d'établir la stratigraphie de cette fosse. Il n'existe à ce jour pas de données stratigraphiques pour les autres fosses. Aucune corrélation stratigraphique de l'activité hydrothermale dans ces différentes fosses ne peut être établie. Plusieurs interrogations se posent donc concernant l'activité hydrothermale en mer Rouge, entre autres :

- l'activité hydrothermale est-elle synchrone dans toutes les fosses de la mer Rouge ?
- existe-t-il une connexion entre les changements climatiques récents et l'activité hydrothermale ?
- quelle est l'influence de l'hydrothermalisme en mer Rouge sur la composition des sédiments hors fosse ?

3. Objectifs

Les principaux objectifs à atteindre sont de :

- définir le cadre stratigraphique des carottes ;
- caractériser l'évolution quantitative des dépôts métallifères au cours des périodes climatiques prédéfinies ;
- relier l'évolution quantitative et temporelle des dépôts de métaux avec le site de prélèvement (fosse et hors fosse) ;

- déterminer les facteurs responsables de la redistribution des particules hydrothermales en mer Rouge.

4. Choix des carottes de l'étude

Cette étude est basée sur l'analyse de cinq carottes. La sélection des carottes répond à la nécessité d'avoir une approche régionale de l'enregistrement des variations climatiques et hydrothermales en mer Rouge.

Pour cela, trois carottes ont été prélevées dans des fosses dont la situation géographique permet d'avoir une vue d'ensemble de l'activité hydrothermale en mer Rouge :

- au Nord, la fosse Thétis a été retenue. La particularité de cette fosse réside dans le fait qu'elle ne contient pas actuellement de saumure, mais présente des sédiments hautement minéralisés. Elle constitue d'ailleurs le second site métallifère de la mer Rouge, après la fosse Atlantis II. La carotte 1037 a été prélevée au centre du bassin principal.
- au Centre, notre choix s'est porté sur la fosse Valdivia, avec la carotte 1030. Cette fosse est située à environ 20 km à l'Ouest-Sud Ouest de la fosse Atlantis II, sur le flanc Ouest de la zone axiale.
- au Sud, c'est la fosse la plus méridionale de la mer Rouge, c'est-à-dire la fosse Suakin, dont la carotte 1013 a permis un échantillonnage représentatif de la colonne sédimentaire.

Deux autres carottes ont été prélevées hors fosse, une dans la plaine qui surplombe la fosse Suakin, la carotte 1015, et hors de la zone axiale, la carotte 1034, qui est censée représenter le bruit de fond non hydrothermal de la mer Rouge. La comparaison entre l'enregistrement des carottes 1013 et 1015 permettra de caractériser l'enregistrement hors fosse de l'hydrothermalisme.

5. Plan de l'étude

La présente étude est structurée en quatre chapitres :

- *le chapitre I* présente le cadre de l'étude. C'est une synthèse de l'histoire de la formation de la mer Rouge, des facteurs climatiques régionaux, du contexte hydrothermal, de la microfaune planctonique et de l'enregistrement paléo-climatique au Quaternaire (variation glaciaire/interglaciaire) ;
- *le chapitre II* fait état des techniques analytiques utilisées pour mener à bien cette étude ;
- *le chapitre III* présente le cadre stratigraphique des carottes et l'enregistrement des paramètres mesurés à travers les différentes périodes climatiques prédéfinies. Ainsi, l'évolution des teneurs en carbone organique, soufre et carbonates permettra d'identifier les niveaux de sapropèles et l'analyse quantitative et qualitative de la microfaune permettra d'établir des biozones dans les stades définis. L'interprétation faite de

l'enregistrement des foraminifères, de la présence de sapropèles permettra de retracer le paléo-environnement qui régnait en mer Rouge pendant la formation des colonnes sédimentaires étudiées.

- *le chapitre IV* est consacré à l'étude des métaux. La première partie de ce chapitre correspond à la description stratigraphique de la variation des métaux étudiés (Fe, Mn, Zn) dans chaque carotte et présente une synthèse de l'évolution spatiale et temporelle des concentrations métallifères. A partir des observations tirées de cette synthèse, une discussion sera menée dans la deuxième partie, pour comprendre la distribution spatiale et temporelle des particules hydrothermales dans la partie moyenne de la mer Rouge entre 22° et 19°N.

Chapitre I : Cadre de l'étude

Introduction

La mer Rouge possède des caractéristiques tout à fait exceptionnelles qui ne se retrouvent nulle part ailleurs sur la planète. C'est un bassin fermé au Nord par les golfes de Suez et Aqaba et au sud par le détroit de Bab-el-Mandeb qui, avec ses 137 mètres de profondeur (Wener et Lange, 1975), le sépare pratiquement du système des courants de l'océan Indien.

A cause de cette « semi-continuité » avec l'océan Indien, la mer Rouge est un écosystème de type indopacifique mais elle s'en distingue par 20% d'espèces de poissons endémiques et par une composition des récifs coralliens particulièrement variée (on a répertorié jusqu'ici plus de quatre cents espèces de coraux).

Avec ses couches profondes où l'eau peut atteindre et dépasser les 30°C, avec des salinités supérieures à la moyenne (de l'ordre de 40‰), ses courants réguliers qui se dirigent vers le nord en hiver et vers le sud en été, la mer Rouge est le plus jeune océan de la planète.

1. Formation de la mer Rouge

1.1. Morphologie actuelle

La mer Rouge est un bassin océanique orienté NNW-SSE, situé entre 30°00'N et 12°30'N. Il s'étend sur près de 2000 km et a une largeur qui varie entre 250 et 450 km.

Au Nord, la mer Rouge se ramifie en deux golfes de caractéristiques différentes :

- à l'Ouest **le golfe de Suez** est un bas fond qui s'étend sur 300 km avec une profondeur qui varie entre 55 et 73 m (Rady *et al.*, 1994). Au 19^e siècle le canal de Suez a été creusé à l'extrémité du golfe, reliant la mer Rouge à la Méditerranée.

- à l'Est, **le golfe d'Aqaba** est formé de plates-formes étroites. Le seuil de Tiran de 311 m de profondeur sépare le golfe d'Aqaba de la mer Rouge (Morcos, 1970). En considérant son extension horizontale, le golfe fait 177 km de long et 14-25 km de large. Sa profondeur maximale est de 1830 m (Reiss et Hottinger, 1984).

Au Sud, la mer Rouge est reliée au Golfe d'Aden et à la mer arabique par **le détroit de Bab-el-Mandeb**, constitué de 2 chenaux séparés par l'île de Perim. Le chenal principal est étroit avec une profondeur de 300 m et une largeur d'environ 20 km. Il s'élargit vers le nord, atteignant une largeur de 105 km à 13°30'N. Sa profondeur décroît jusqu'à 137 m à proximité de l'île de Hanish (Wener et Lange, 1975). A l'entrée du détroit de Bab-el-Mandeb on observe un rétrécissement topographique dans la zone située à 130 km du golfe d'Aden, zone large de 20 km.

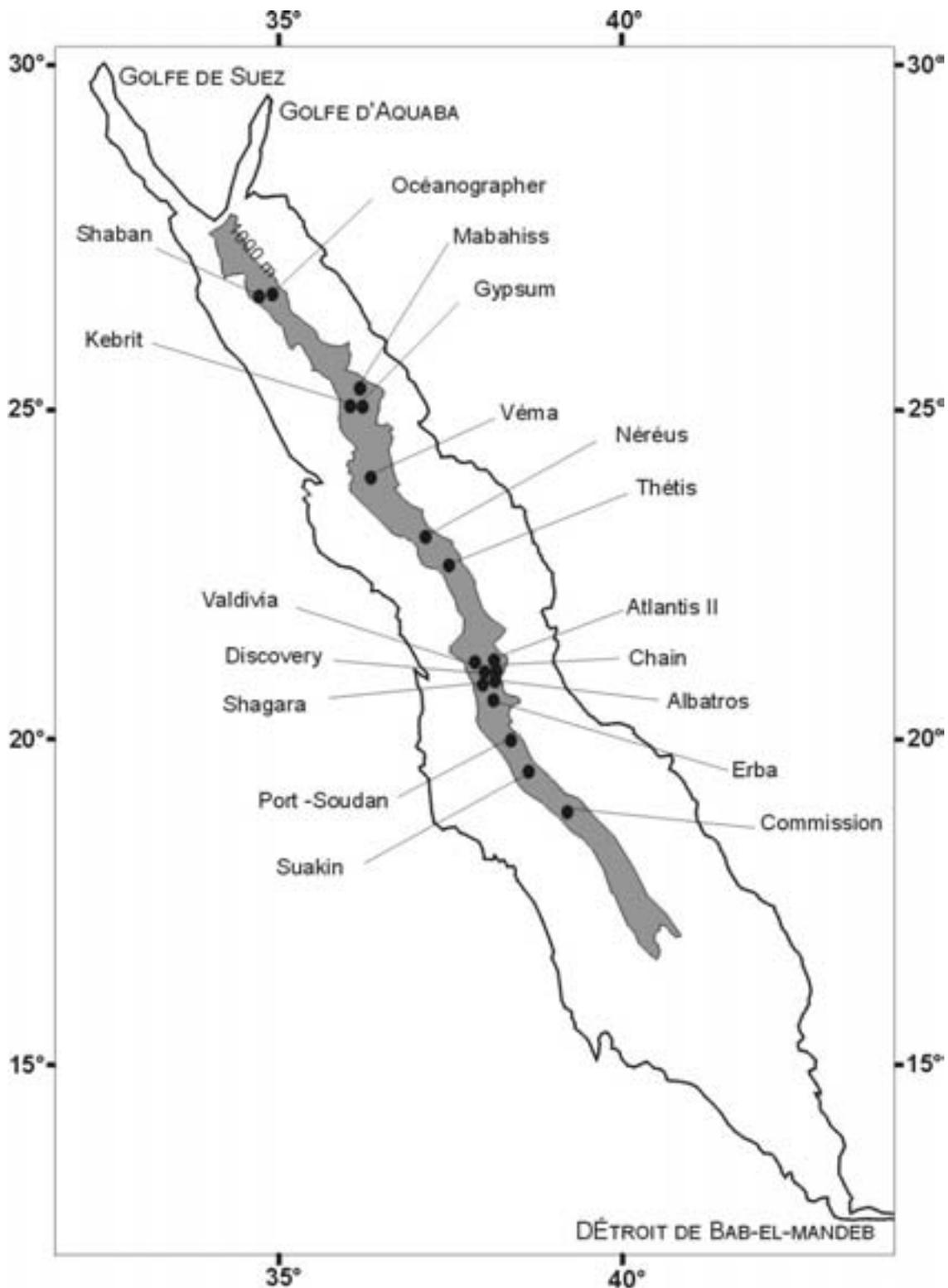


Figure I-1. Carte de la mer Rouge avec la localisation des principales fosses axiales.

Morphologiquement, on distingue en mer Rouge une dépression axiale profonde jusqu'à 1500 m, étroite et renfermant de multiples fosses (figure I-1).

La mer Rouge située à la rencontre de trois plaques continentales : arabique, africaine et somalienne (figure I-2), résulte de l'éloignement de l'Arabie et de l'Afrique.

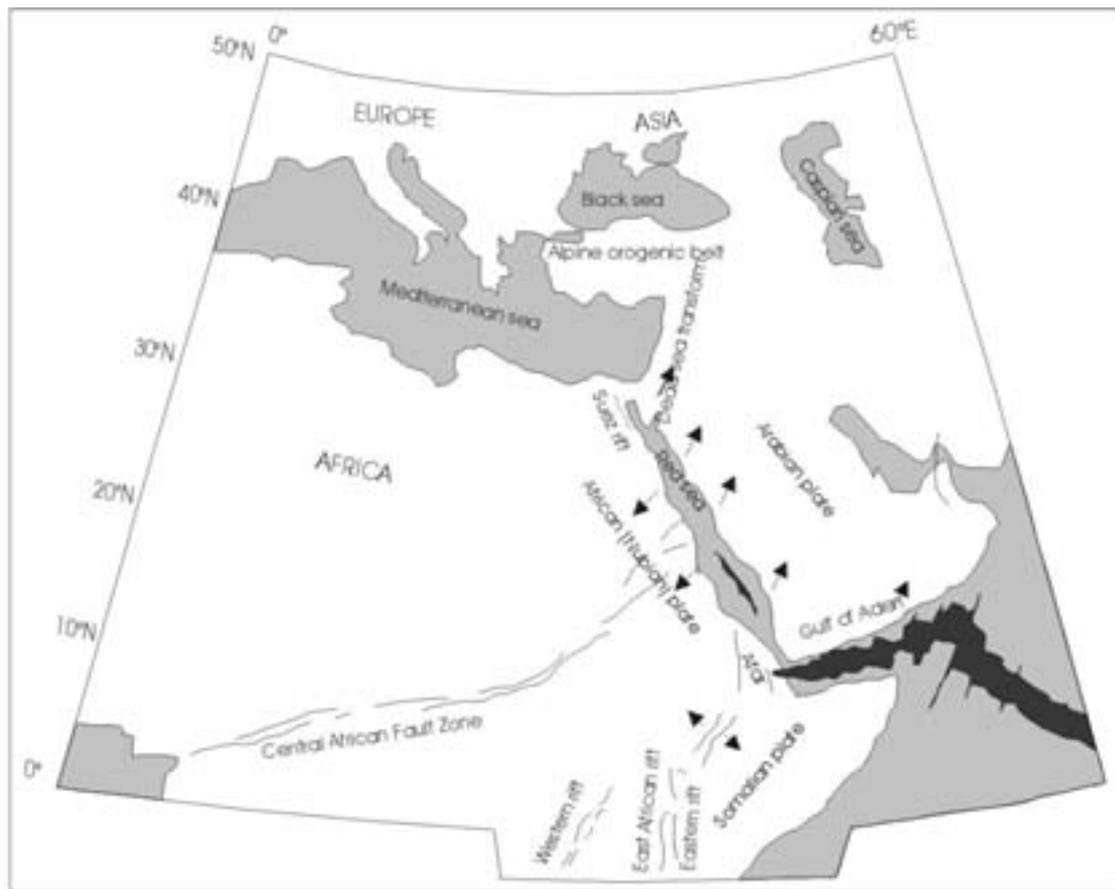


Figure I-2. Situation cinématique des plaques arabe, africaine et somalienne avec formation de la mer Rouge (Rihm, 1996, adapté de Izzeldin, 1982; Bonatti, 1987; Makris et Rihm, 1991).

1.2. Histoire de la formation de la mer Rouge

La formation de la mer Rouge a débuté à l'Oligocène, il y a 28 à 32 Ma, par la naissance d'un rift continental, résultant de la séparation de l'Afrique et de l'Arabie (Lowell et Genik, 1972 ; Le Pichon et Cochran, 1988 ; Jarrige *et al.*, 1990 ; Favre et Sampli, 1992) (*figure I-3*). Les premières manifestations volcaniques, essentiellement situées à l'Est du rift sur la plateforme arabe, ont précédé le début du rifting. Une étape de magmatisme intense a progressé du sud de la mer Rouge (29 – 26 Ma) au centre (25 Ma) et au Nord (20 Ma) (Izzeldin, 1987 ; Menzies *et al.*, 1992). Une phase d'accrétion avec mise en place de basalte s'en suivit. Selon Noy (1978) et Le Pichon et Gaulier (1988), cette phase s'échelonna entre 18 et 7-10 Ma. Izzeldin (1987) a montré que l'expansion du plancher océanique avec formation de croûte océanique normale s'effectue depuis au moins 7 Ma dans la partie méridionale de la mer Rouge. Pendant le Miocène moyen, le rift était séparé de la Méditerranée à l'exception de quelques incursions marines intermittentes à partir desquelles s'est formée une séquence évaporitique de plusieurs milliers de mètres d'épaisseur.

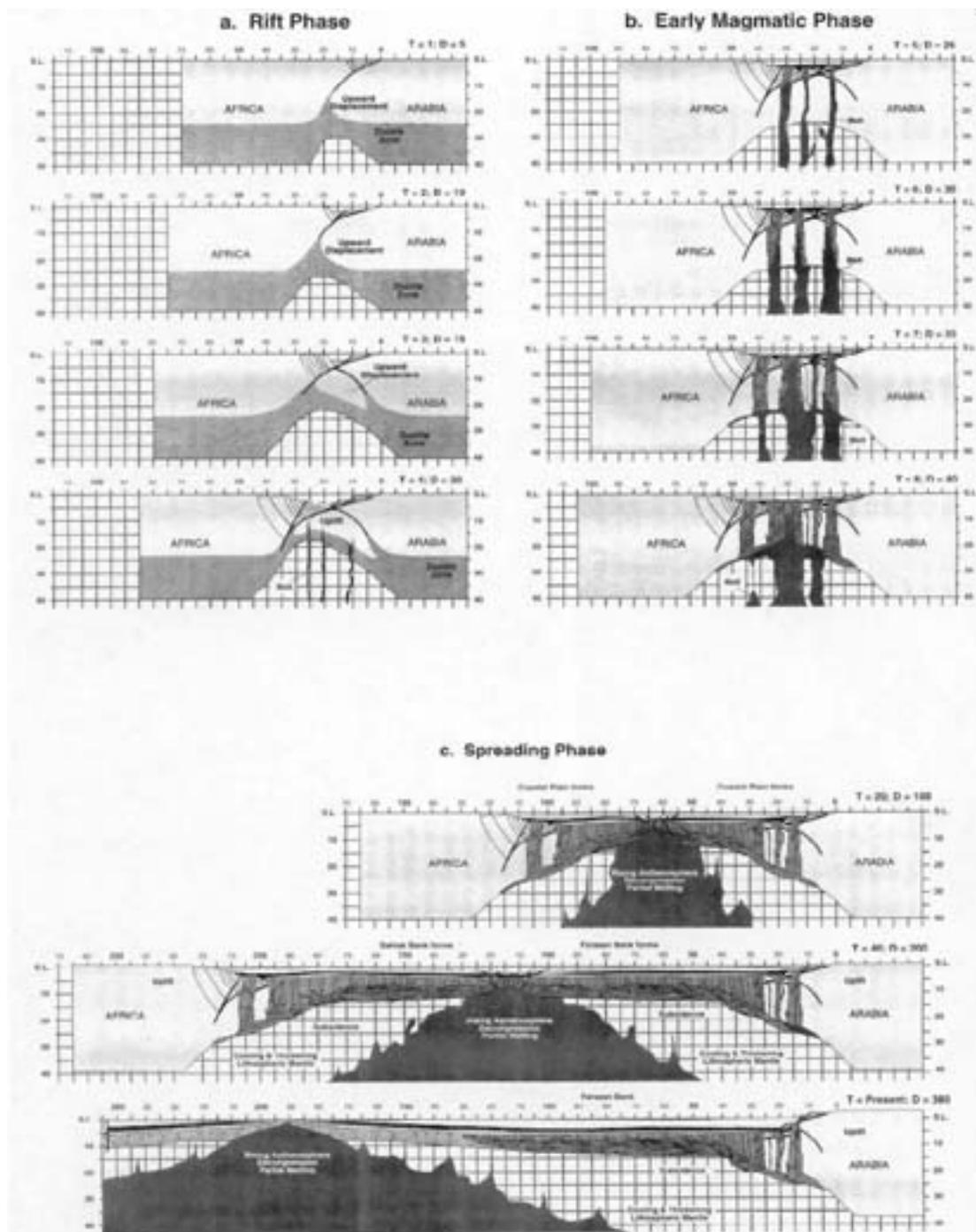


Figure I-3. Résumé des différentes étapes de formation de la mer Rouge (Bohannon et Eitrem, 1991). Chaque étape correspond à une divergence (D) de 5 km, entre l'Afrique et l'Arabie. T= temps entre chaque intervalle, de 5 km de divergence.

A- Phase de rifting

T=1 (28-32 Ma) correspond à l'initiation du volcanisme.

T=4 (~25 Ma) précède le début du plutonisme au sud-ouest de l'Arabie.

B- Phase de magmatisme précoce

De T=5 à T=7: plutonisme le long de la marge sud-ouest de l'Arabie, qui se déroule entre 24 et 20 Ma (Coleman et al., 1979).

C- Phase d'expansion

De T=20 à T=40, l'expansion est peu localisée pendant cette période.

La véritable expansion du plancher océanique, avec formation de croûte océanique se déroule depuis 7 Ma au sud de la mer Rouge (Izzeldin, 1987).

- entre 15°N et 20°N, la croûte océanique est continue. Des anomalies magnétiques ont été détectées dans cette partie de la mer Rouge, dont le plancher est constitué de basaltes océaniques de type MORB enrichis (Chase, 1969 ; Eissen *et al.*, 1989).
- de 20°N à 24° N, la morphologie de la zone axiale est discontinue et forme une série de petites fosses isolées dont le fond est constitué de basalte (Miller *et al.*, 1985 ; Pautot, 1983). Ces fosses sont séparées par des zones inter fosses recouvertes par la séquence sédimentaire continue. Elles sont assimilées à des cellules d'océanisation (Courtillet, 1982 ; Bonatti, 1985) qui pourront ensuite s'étendre latéralement et longitudinalement et fusionner pour former une croûte plus continue.
- au Nord de 24°N, le plancher océanique basaltique n'est pas représenté. Cette partie de la mer Rouge semble subir une extension par basculement de blocs et des intrusions volcaniques locales (Cochran *et al.* 1988 ; Guennoc *et al.*, 1988). Le Nord de la mer Rouge est un rift continental en évolution vers un rift de type océanique (Le Pichon et Francheteau, 1978).

2. Facteurs climatiques régionaux

Le bassin de la mer Rouge est situé dans une région aride avec un taux d'humidité faible. La zone est entourée de désert et l'air est généralement sec. L'évaporation est supérieure aux précipitations. Une estimation récente basée sur les moyennes mensuelles des variables météorologiques dans la région centrale de la mer Rouge donne une valeur moyenne de l'évaporation de 208 cm/an (Ahmad et Sultan, 1987).

Le climat joue un rôle important en mer Rouge : il contrôle la circulation des eaux par le biais de la mousson indienne et a donc un impact sur les conditions hydrographiques.

2.1. La mousson

Le terme mousson vient de l'arabe *mausim*, qui signifie saison. Il désigne une circulation de vents qui apportent les pluies durant une saison. La mousson est due à la différence de pression entre le continent et l'océan. Cette différence de pression entraîne une inversion bi-annuelle du régime des courants induits par le changement de la direction des vents de la mousson. Pendant l'été de l'hémisphère Nord les terres d'Asie et d'Afrique du Nord se réchauffent considérablement. L'air chaud prend de l'altitude au-dessus de l'Himalaya, du Plateau Tibétain ou des montagnes d'Afrique centrale et est remplacé dans les plaines par de l'air venu de l'autre côté de l'équateur. En changeant d'hémisphère ces vents d'alizés sont déviés vers l'Est par la force de Coriolis (force due à la rotation de la terre) et traversent les eaux chaudes de la mer d'Oman, de l'Atlantique Sud et de l'océan Indien. Ils se chargent d'une quantité considérable d'humidité. Poursuivant leur chemin ces masses d'air humide atteignent les terres échauffées d'Asie et d'Afrique centrale qu'elles arrosent abondamment.

Ce sont les pluies de la mousson d'été (*figure I-5*). Cette mousson est caractérisée par la dominance des vents de sud-ouest (mousson sud-ouest). Les pluies persistent jusqu'au retour de l'hiver dans l'hémisphère Nord. Quand les terres se refroidissent les vents s'inversent. Les masses d'air traversent à nouveau l'équateur, où elles captent l'humidité des océans, avant d'atteindre le Sud de l'Afrique et le Nord de l'Australie.

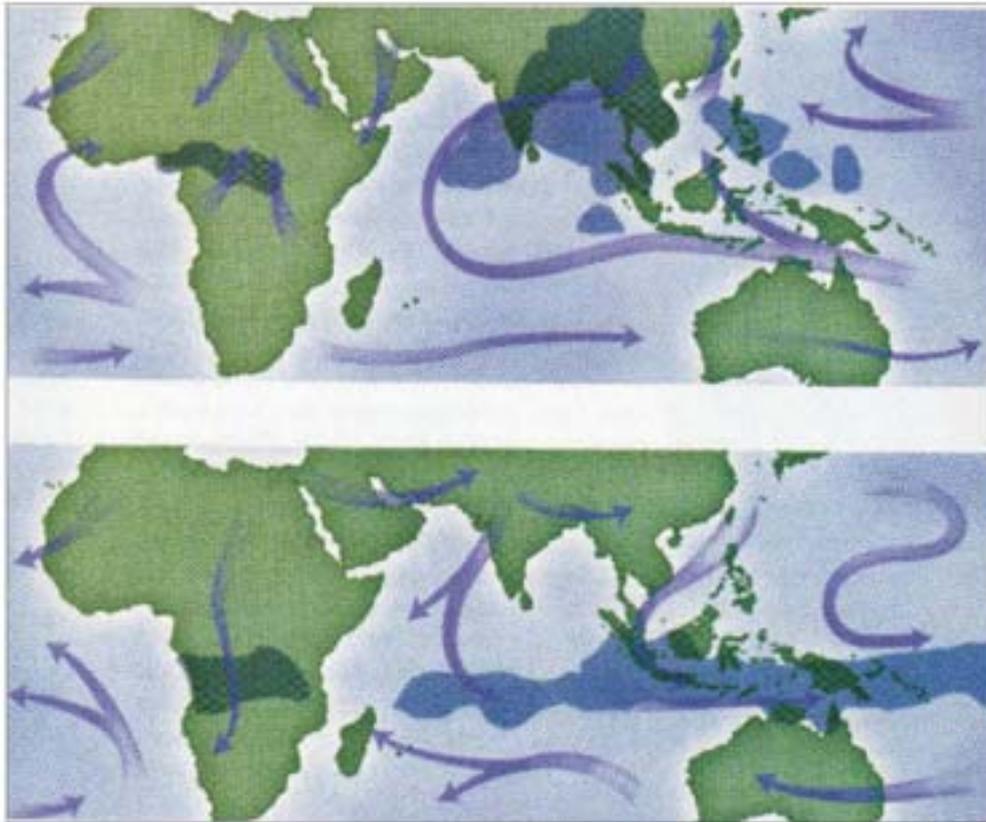


Figure I-5. Circulation générale des vents de mousson.

Figure du haut: Mousson d'été de mai à septembre, caractérisée par des vents dominants (flèches) qui absorbent l'humidité de l'océan et apportent des nuages lourds de pluie à de vastes contrées africaine et asiatiques (en sombre) ;

Figure du bas: de novembre à mars, les vents s'inversent et poussent les pluies plus au sud, en Afrique, en Indonésie et en Australie (Webster et Curry, 1998).

La mer Rouge est sous l'influence de la mousson d'Asie (mousson sud-ouest), qui souffle du sud de la Chine à la péninsule Arabe en passant par le sous-continent indien. En mer Rouge la circulation du vent se fait le long de l'axe de la mer (*figure I-6*).

- au nord de 25°N, le vent à une direction NNW toute l'année ;
- au sud de 25°N, le vent subit une inversion saisonnière liée à la mousson :

De novembre à mars (hiver), le Golfe d'Aden et la partie sud du bassin sont sous l'influence de la mousson d'hiver (orientée Nord-Est), mais entre 13°N et 18°N, le vent est SSE. Cette opposition entraîne la formation de courants d'air convergents.

De mai à septembre (été), la mousson d'été (orientée Sud-Ouest) régit la circulation atmosphérique. Le vent est mono-directionnel SE le long de l'axe.

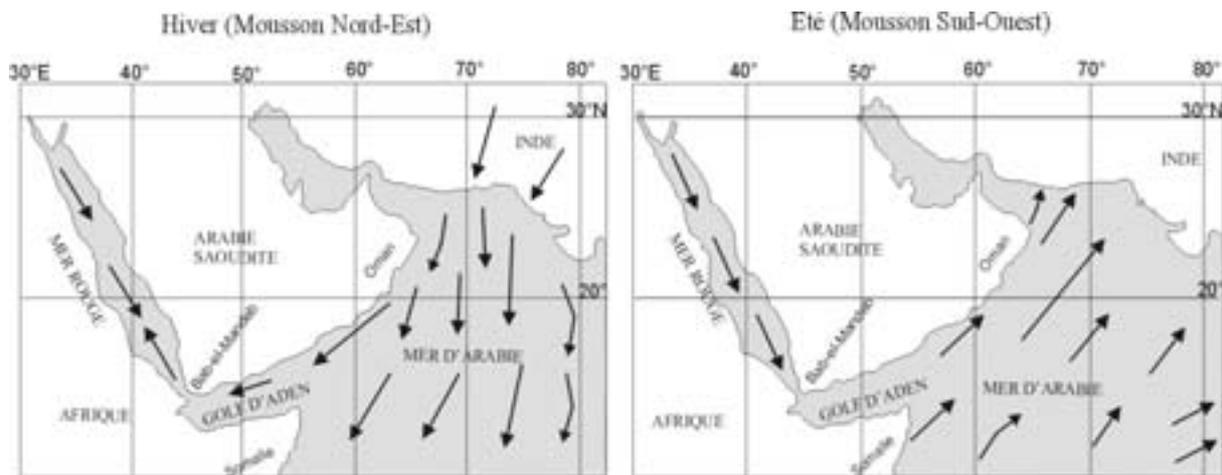


Figure 1-6 Circulation des vents de la mousson NE (hiver) et de la mousson SW (été) en mer Rouge (Neumann et McGill, 1962 ; Patzert, 1974).

2.2. Cadre hydrologique de la mer Rouge

En mer Rouge la circulation des masses d'eau dépend de deux principaux facteurs : les vents de mousson et la densité de l'eau de surface. La densité de l'eau augmente avec la profondeur en raison de l'augmentation de la salinité et la diminution de la température. La densité de l'eau de surface (σ_t) subit des variations à cause de l'évaporation élevée. Elle est de 1023 kg/m^3 au Sud et atteint 1028 kg/m^3 au Nord. Les eaux de profondeur ont une densité uniforme $1028,50 \text{ kg/m}^3$ en dessous de 200 m.

La circulation en mer Rouge est de type anti-estuarienne avec une entrée d'eau en surface provenant du golfe d'Aden et du détroit de Bab-el-Mandeb et un écoulement d'eau dense en profondeur vers le golfe d'Aden.

2.2.1. Circulation superficielle

Les courants de surface directement liés à la pression du vent à la surface de l'eau, sont donc gouvernés par les phénomènes de mousson, induisant un changement saisonnier de ces courants (figure 1-7).

En hiver

Au Nord du bassin, les vents SE faibles, donnent naissance à un courant de surface de faible intensité de direction SSE. Au Sud, le courant est orienté NNW, gouverné par de forts vents NW. Un système de courant à 2 couches (entrée d'eau de surface du Sud vers le Nord, et écoulement en profondeur du Nord vers le Sud) prend alors naissance dans le détroit de Bab-el-Mandeb. Les courants de surface en hiver convergent autour de 25°N .

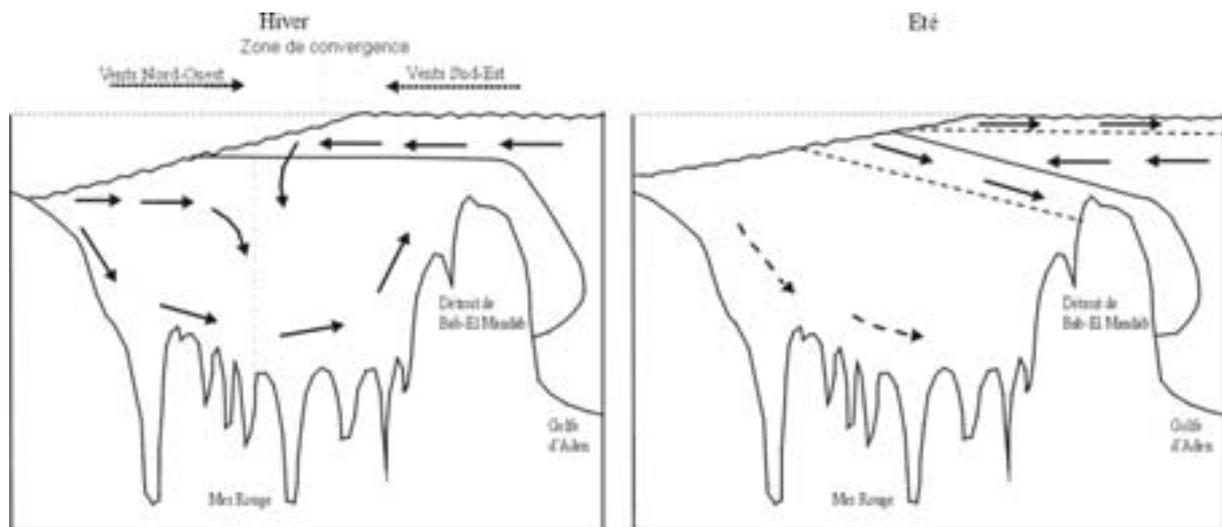


Figure 1-7. Circulation des masses d'eau en mer Rouge pendant la mousson NE (hiver) et la mousson SW (été) (Neumann et McGill, 1962; Currie et al., 1973; Patzert, 1974).

En été

Le changement de direction de la mousson, qui agit sur les couches de surface, induit un mouvement (écoulement) vers l'extérieur, " forçant " l'eau entrant à un niveau intermédiaire. L'écoulement de fond faiblit. Cette entrée de courant de surface entraîne la formation d'un système formé de 3 couches dans le détroit de Bab-el-Mandeb :

- les eaux de surface de la mer Rouge s'écoulent vers le golfe d'Aden ;
- les eaux du golfe d'Aden forment un courant d'entrée sub-superficielle ;
- un écoulement au fond.

L'une des caractéristiques de la circulation en surface est la formation de courants qui compensent les pertes d'évaporation.

2.2.2. Circulation profonde

En dessous de la couche d'eau de surface dynamique repose l'épaisse couche d'eau profonde. En s'écoulant vers le Nord, les eaux de surface de la mer Rouge se refroidissent et leur salinité augmente, entraînant de ce fait une augmentation de leur densité. Le Nord de la mer Rouge constitue donc un lieu propice de formation de l'eau profonde. La circulation de l'eau profonde est, contrairement à celle de l'eau de surface qui est influencée par la circulation du vent, soumise à l'effet de la variation des températures et de la salinité. Ces eaux profondes, qui se forment au Nord de la mer Rouge, s'écoulent par la suite vers le sud du bassin où elles remontent et se déversent partiellement dans l'océan Indien à travers le détroit de Bab-el-Mandeb.

Les caractéristiques hydrographiques du golfe de Suez font de ce golfe une source idéale pour la formation de l'eau profonde. Les densités d'eau dans le golfe de Suez sont exceptionnellement élevées (jusqu'à 1030,16 kg/m³), plus élevées que la densité de l'eau

profonde (1028,50 à 1028,66 kg/m³, Woelk *et al.*, 1996). L'eau profonde est constituée par le mélange des eaux superficielles et des eaux denses du golfe de Suez où, les vents forts et secs, canalisés entre les deux côtes montagneuses et désertiques, favorisent l'évaporation et l'accroissement de la densité. L'écoulement provenant du golfe d'Aqaba constitue une source secondaire pour la formation de l'eau profonde (Cember, 1988 ; Tragou et Garrett, 1997). D'autres sources de formation peu significatives de l'eau profonde sont les eaux de la péninsule du Sināï et le mélange par convection dans les eaux de surface du Nord de la mer Rouge (Maillard et Soliman, 1986).

En plus de ce mode de formation de l'eau profonde par convection, Cember (1988) propose un second mode de formation : le mode de formation isopycnal. Un volume d'eau, plus grand, provenant de niveaux d'isodensité est injecté directement en dessous de la pycnocline. La circulation d'eau par convection entraîne vers les fonds l'eau profonde, qui se situe à des profondeurs intermédiaires. L'upwelling se superpose au système et maintient la pycnocline à la hauteur du détroit de Bab-el-Mandeb. Ce mode de formation confirme l'idée selon laquelle le golfe de Suez est la principale source de formation de l'eau profonde par convection. La *figure I-8* résume les modes de formation et la circulation de l'eau profonde en mer Rouge.

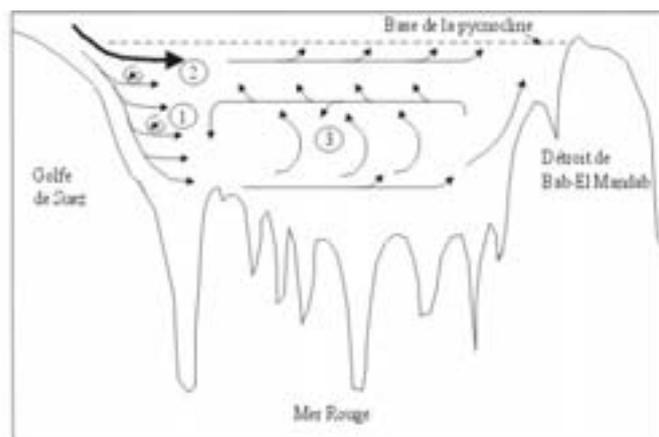


Figure I-8. Formation et circulation de l'eau profonde en mer Rouge (Cember, 1988).

- 1- Formation de l'eau par convection et injection à différents niveaux de densité;*
- 2- Mode de formation isopycnal de l'eau profonde;*
- 3- Circulation et superposition de l'upwelling.*

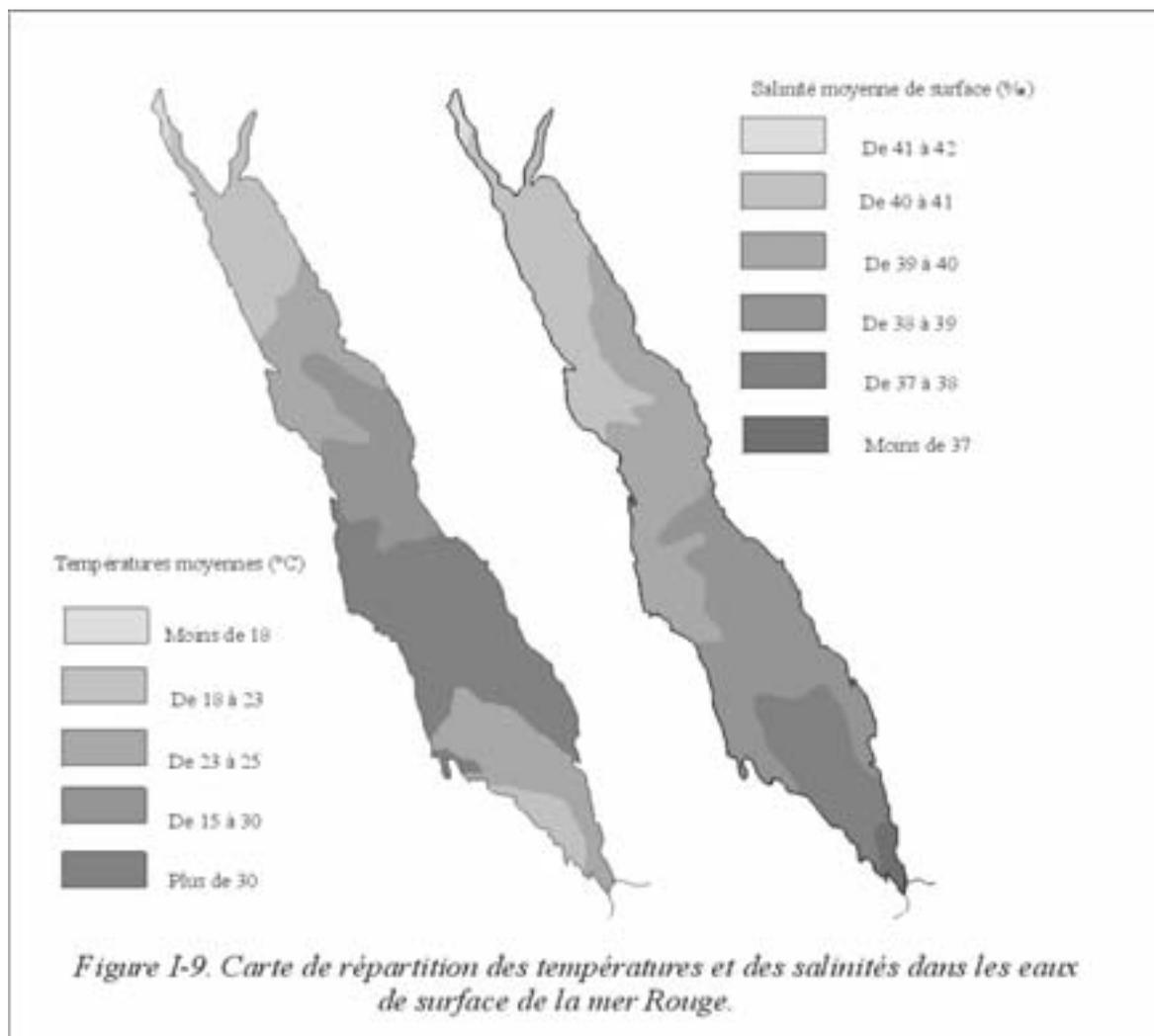
2.3. Caractéristiques hydrographiques de la mer Rouge

A profondeur égale et à cause du climat aride et de la circulation réduite, la mer Rouge présente des températures et des salinités très élevées comparativement à d'autres océans.

2.3.1. Température et salinité de surface

En ce qui concerne la température, on observe un gradient de température NS, tout au long de l'année, avec en général des températures élevées au Sud (*figure I-9*). En hiver les

températures atteignent un minimum de 26°C au sud du bassin. Pendant l'automne les températures de l'eau de surface augmentent rapidement et sont presque stationnaires en été, avec une moyenne de 32°C (Robinson, 1974). Les températures sont basses dans la région centrale (25 à 26,5°C). En été, elles varient entre 30 et 31°C dans la région du centre et atteignent 26°C dans le golfe de Suez, en août. Dans le golfe d'Aqaba, la température minimum est de 21°C en mars et les maxima de températures ont été enregistrés en juillet/août (26°C) (Paldor & Anati, 1979).



S'agissant de la salinité, en raison de son fort taux d'évaporation, 208 cm/an (Ahmad et Sultan, 1987), la mer Rouge est le bassin océanique le plus salé au monde. Au niveau du détroit de Bab-el-Mandeb, les salinités de surface sont similaires à celles du golfe d'Aden (36,5-37,5), à cause des échanges de flux qui s'y déroulent. Suivant l'axe de la mer Rouge vers le Nord, l'eau s'évapore progressivement, entraînant une hausse de la salinité (figure I-9). Les valeurs quasi constantes tout le long de l'année, sont inférieures à 37 au Sud, et atteignent des valeurs supérieures à 40 au Nord.

2.3.2. Température et salinité de subsurface

En fonction des caractéristiques hydrographiques, répartition verticale de la température et de la salinité, on distingue deux domaines délimités par la thermocline :

- une fine couche d'eau supérieure, zone la plus dynamique ;
- une épaisse couche d'eau profonde, zone homogène.

La profondeur de l'isotherme à 22°C oscille autour de 200 m. En dessous de cette profondeur, les températures varient faiblement et l'eau a une température constante qui avoisine 21,2-21,6°C. En dessous de 300 m de profondeur, la salinité a une valeur constante qui se situe entre 40,5 et 40,6.

Le long de la zone axiale de la mer Rouge, on distingue plusieurs fosses remplies de saumures. Ces bassins à saumures présentent des différences de température et de salinité, avec une stratification caractéristique :

- la couche inférieure de saumure repose directement sur le plancher océanique. Elle présente les plus fortes températures et salinités. Son épaisseur atteint 50 m dans la célèbre fosse Atlantis II ;
- au-dessus de la couche de saumure inférieure, se trouve une couche presque homogène de saumure.

Les couches de saumures sont coiffées par une zone de transition où les saumures se mélangent avec l'eau profonde de la mer Rouge avec des propriétés qui changent progressivement. Toutefois, la forte densité des saumures les préserve parfaitement contre tout mélange par convection avec l'eau de mer. Les saumures présentes dans ces bassins se formeraient à la suite de l'activité hydrothermale et du lessivage des séries d'évaporites miocènes (Whitmarsh *et al.*, 1974 ; Shanks et Bischoff, 1977 ; Zierenberg et Shanks, 1986 ; Dupré *et al.*, 1988).

Les études entreprises entre 1965 et 1995 en mer Rouge, ont montré que les conditions de température, de salinité et le volume de saumure dans la fosse Atlantis II ne sont pas stables. La température de la saumure inférieure est passée de 55,9 à 72°C et l'interface a augmenté de 7m environ au cours des derniers 15-20 ans (Hartmann, 1996). Le flux de sel, calculé entre 1966 et 1992, est de 250-350 kg.s⁻¹ (Anschutz et Blanc, 1996).

Résumé

La circulation des vents et des masses d'eau en mer Rouge n'est pas stable, mais varie à l'échelle de l'année sous l'effet de l'inversion des vents de la mousson.

Les *figures I-10* et *I-11* résument la circulation des vents et des masses d'eau et les caractéristiques hydrographiques de la mer Rouge, pendant l'hiver (mousson Nord-Est) et en été (mousson Sud-Ouest).

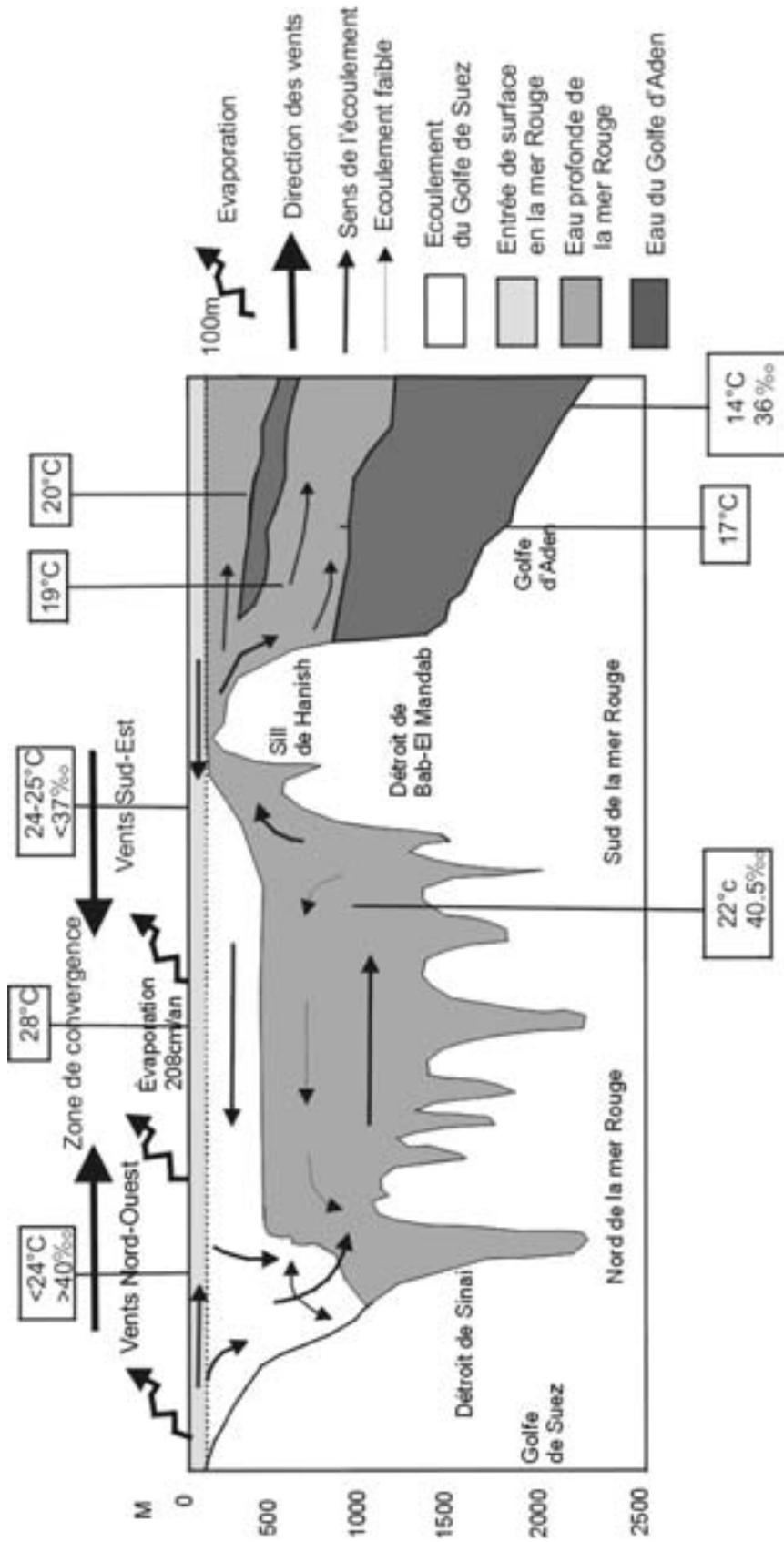


Figure I-10. Schéma récapitulatif de la circulation en mer Rouge pendant la mousson Nord-Est (situation hiver)
(Données de Siedler, 1968 ; Maillard et Soliman, 1986)

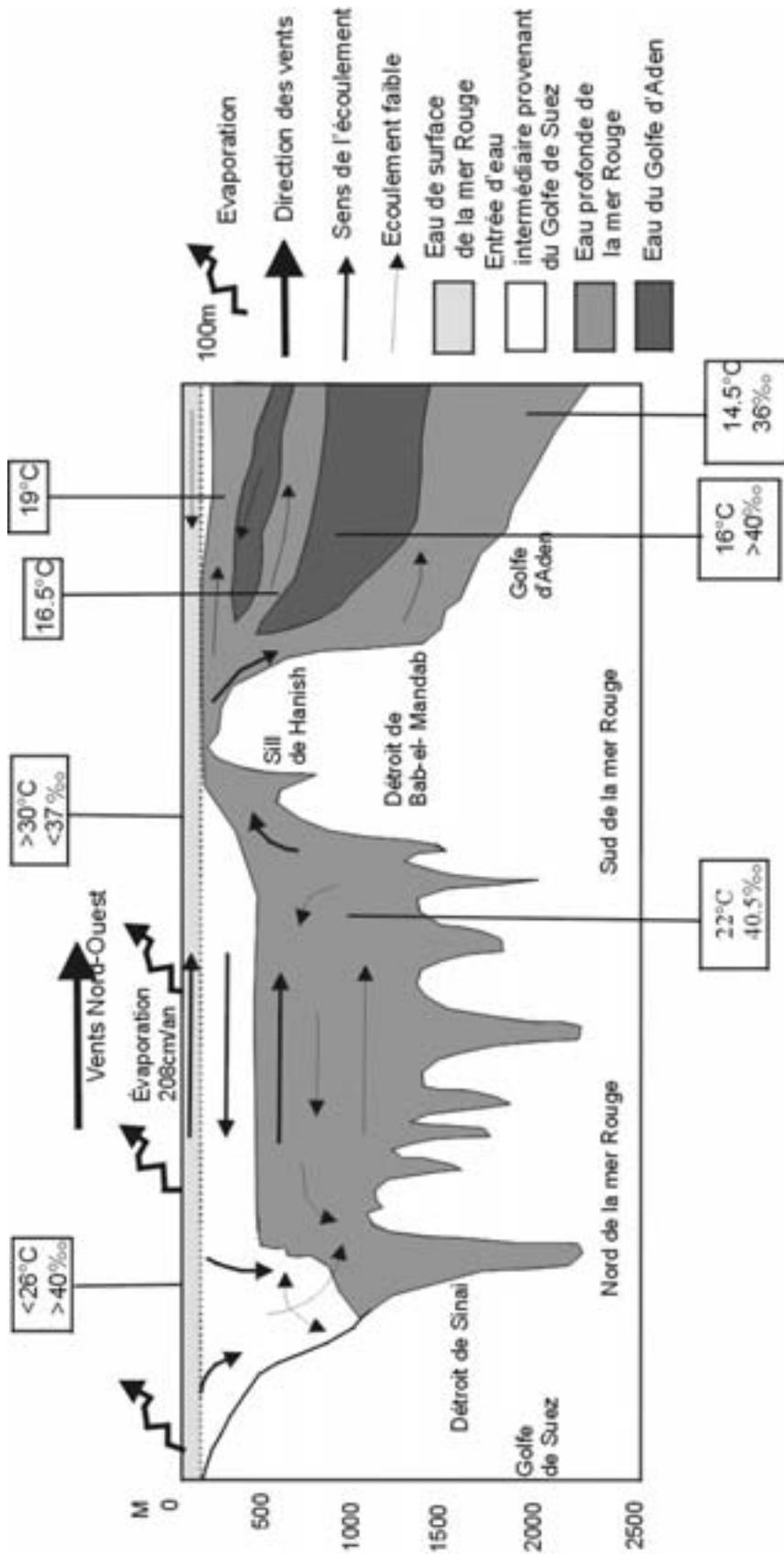


Figure I-11. Schéma récapitulatif de la circulation en mer Rouge pendant la mousson Sud-Ouest (situation été) (Données de Siedler, 1968 ; Maillard et Soliman, 1986).

3. Contexte hydrothermal

3-1. Hydrothermalisme à l'axe des dorsales

Découvert en 1977 au centre d'expansion de Galápagos, l'hydrothermalisme sous-marin est actuellement reconnu comme étant un phénomène relativement commun aux dorsales médio-océaniques. Les conditions physiques et chimiques exceptionnelles, nécessaires à la formation de systèmes de convection hydrothermale et de dépôts de minerais, sont réunies au voisinage des centres d'expansion des fonds marins situés sur les dorsales (*figure I-12*): l'eau de mer comme fluide hydrothermal ; des roches volcaniques fissurées ou des sédiments servant à la fois de milieu perméable et de source de métaux ; une chambre magmatique comme source de chaleur.



Figure I-12. Carte représentant le système de dorsales médio-océaniques avec vecteurs glissement et taux (Jolivet, 1995) et la localisation de certains dépôts de minéraux.

La croûte engendrée le long de l'axe d'expansion des fonds océaniques est sillonnée de failles (*figure I-12*). Ces fractures sont dues au refroidissement de la croûte, qui lors de sa formation, passe de l'état fondu à l'état solide. Elles sont accentuées par les mouvements de la croûte au niveau des centres d'expansion. Dans ces régions l'eau de mer froide pénètre la croûte perméable, parcourt plusieurs kilomètres et entre en contact avec la chambre magmatique. Durant son trajet, l'eau de mer subit des modifications physico-chimiques et forme des solutions hydrothermales de haute température, qui émergent sous forme de sources chaudes à travers le plancher océanique.

Zones de décharges	Profondeur (m)	Température (°C)	Vitesse d'accrétion (cm/an)	Couverture Sédimentaire (m)
Galapagos spreading center (1977,1979) Clambake Garden of Eden Dandelions Oyster Beds	2450	<13 <13 <13 <13	7	Aucune
21°N East Pacific Rise (1979,1981,1985) National Geographic Society Ocean Bottom Seismograph Southwest Hanging Gardens	2600	273 350 355 351	6	Aucune
Guaymas Basin (1982,1985,1988) 1 2 3 4 5 6 7 9	2000	291 291 285 315 287 264 300 100	6	~500
Southern Juan de Fuca Ridge (1984,1987) Plume Vent 1 Vent 2	2300	224 285 -	6	Aucune
11-13°N East Pacific Rise (1982,1984,1985) N & S-13°N 1-13°N 2-13°N 3-13°N 4-13°N 5-13°N 6-13°N	2600	317 - 354 380 347 - -	12	Aucune
Mid-Atlantic Ridge (1986) TAG MARK-1 MARK-2	3600	290,321 350 335	2,6	Aucune
Axial Volcano, Juan de Fuca Ridge (1986,1987,1988) Hell, Hillock & Mushroom Inferno Virgin Mound, Crack	1542	136-323 149-328 5-299	-	Aucune
Escanaba Trough, Gorda Ridge (1987)	3200	18-220	2,3	≤ 500
Middle Valley, Juan de Fuca Ridge	2500		6	~300-≥1500
Endeavour segment, Juan de Fuca Ridge (1984)	2200	>400	6	Aucune
Mariana Trough (1987)	3650	285-287	6	
Red Sea, Atlantis II Deep (1965) (1992)	2000 2000	62,3 66	1,5 1,5	10-30 10-30

Tableau I-1 : Caractéristiques physiques de sites hydrothermaux (d'après Von Damm, 1990).

Les provinces hydrothermales connues sont en général composées de plusieurs zones de décharge, séparées de quelques kilomètres. Le taux d'accrétion diffère d'un site à l'autre (*figure I-12*). On distingue des dorsales lentes (exemple : le rift de la mer Rouge) et des dorsales rapides (exemple : la ride Est Pacifique REP). Les températures des fluides éjectés sont très élevées (*tableau I-1*), à l'exception de ceux de l'Archipel des Galápagos, où les eaux hydrothermales sont mélangées avec de l'eau de mer avant leur émergence sur le plancher océanique. L'étude des fluides hydrothermaux montre qu'ils sont émis en conditions réductrices et acides. Les modifications de la chimie de l'eau de mer sont dues aux échanges eau-roche au cours de la circulation hydrothermale (*tableau I-2*). Les fluides provenant de la REP à 21°N, Galapagos et MAR ont échangé uniquement avec le basalte, alors que les fluides hydrothermaux de Guaymas ont en plus réagi avec des sédiments riches en matière organique et en carbonate (Von Damm, 1990). La mer Rouge est le seul exemple où les fluides hydrothermaux forment des saumures sur le plancher océanique. Ce phénomène est dû à la forte salinité de ces fluides acquise par lixiviation des évaporites Miocène qu'ils traversent. Aucun fluide hydrothermal pur n'a été échantillonné, seules les saumures ont été prélevées.

	Galapagos	REP 21°N	Guaymas	TAG MAR	Atlantis II	Eau de mer
Température (°C)	<13	350-355	315	335-350	66	2
pH		3,4	5,9	3,7-3,9	5,8	7,8
Li (µmol/l)	689-1142	820	630-1054	845	400-600	28
K (mmol/l)	18,8	25	32,5-49,2	23,8	59	10,1
Na (mmol/l)	487	432-510	475-513	510	4,87.10 ³	464
Rb (mmol/l)	13,4-20,3	26	57-86	10,7	23,9.10 ⁻³	1,32
Mg (mmol/l)	0	0	0	0	29,2	52,7
Ca (mmol/l)	24,6-40,2	21,5	26,6-41,5	9,9-10,5	138	10,3
Sr (mmol/l)	87	90	160-253	51	0,684	87
Ba (mmol/l)	17,2-42,6	35-95	>	-	14	0,145
Mn (mmol/l)	360-1140	610-1000	128-148	659,000	1,77	0,002
Fe (mmol/l)	+	750-2430	17-180	1000	1,17	0,002
Si (mmol/l)	21,9	21,5	9,3-13,5	18,3	0,58	0,16
H ₂ S (mmol/l)	+	7,2	3,8-5,98	5,9	Nd	0
Cl (mmol/l)		489	599	559	5370	541
SO ₄ (mmol/l)	0	0	28,6	0	8,89	28
Zn (µmol/l)		106	50	-	81,1	0,01

Tableau I-2 : Compositions chimiques moyennes de fluides hydrothermaux de cinq sites : Ride Est Pacifique à 21°N, la dorsale des Galapagos, Guaymas, Ride médio-Atlantique, de l'eau de mer (d'après Von Damm, 1990) et de la saumure inférieure de la fosse Atlantis II (Blanc, 1987)

Alt (1995) a défini trois zones qui regroupent les principaux processus d'interaction entre l'eau de mer qui circule et la croûte océanique (Edmond *et al.*, 1979 ; Honorez *et al.*, 1983 ; Rosenbauer *et al.*, 1983 ; Doe, 1994 ; Lowell *et al.*, 1995 ; Alt, 1995 ; Chiba, 1995) (figure I-13).

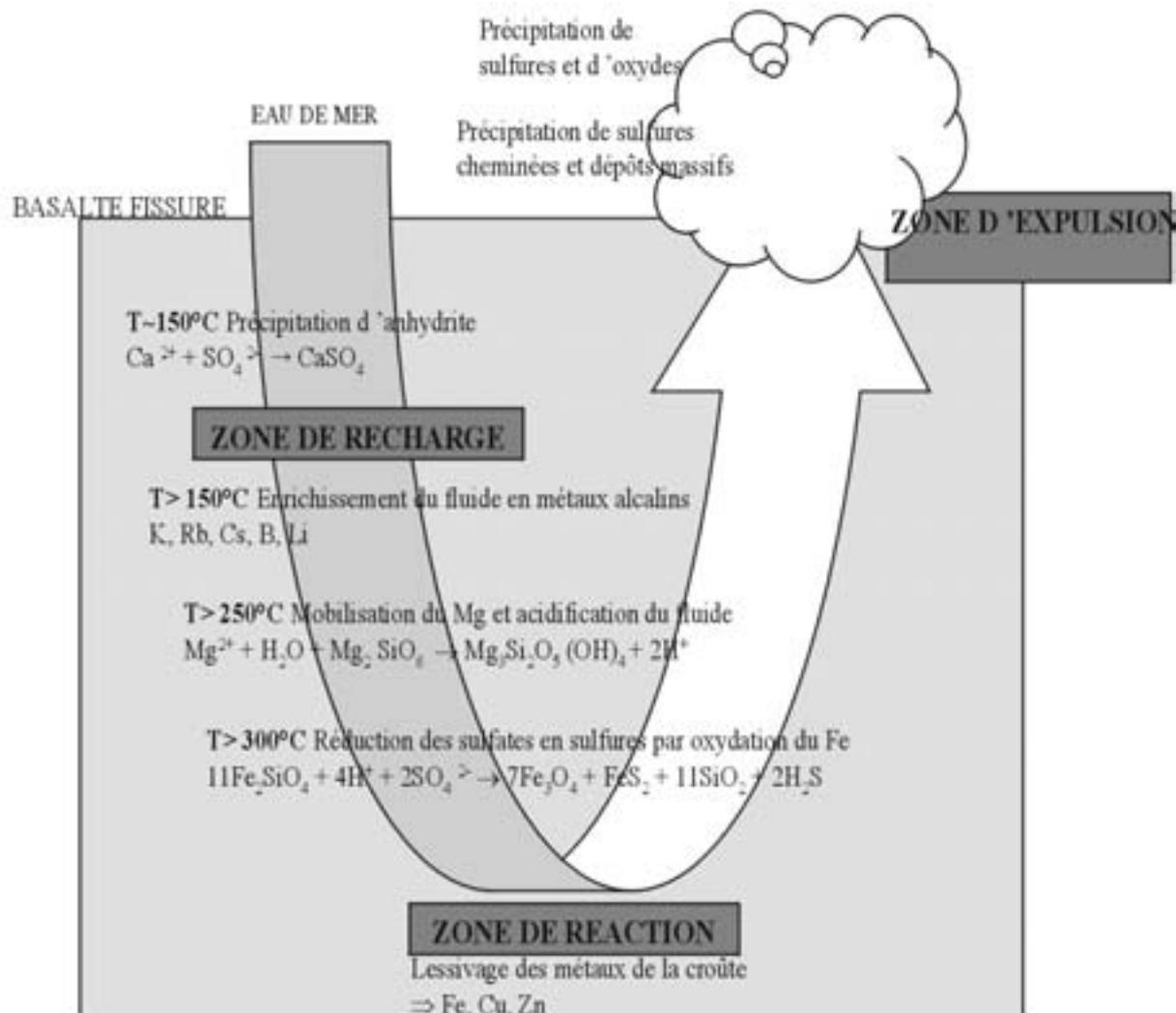
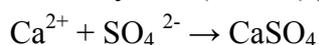


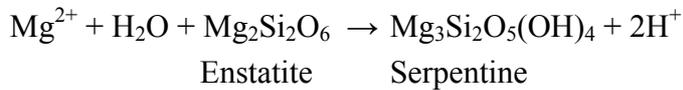
Figure I-13. Schéma des principaux processus qui se déroulent lors de la circulation hydrothermale dans la croûte océanique (Alt, 1995).

En traversant la croûte océanique chaude l'eau de mer se décharge d'éléments et de composés comme le magnésium et les sulfates. Lorsqu'elle atteint des températures de l'ordre de 150°C , de l'anhydrite (CaSO_4) précipite. Le fluide s'appauvrit donc en Ca et SO_4 .

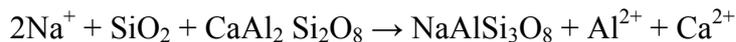


Durant tout le reste de son parcours, à différents paliers de température, l'eau de mer se charge de composés solubles des roches, notamment des métaux alcalins comme le lithium et le potassium, des éléments alcalino-terreux comme le calcium et le baryum et des métaux de transition comme le cuivre, le fer, le manganèse et le zinc.

- A des températures $T > 150^\circ\text{C}$, le fluide s'enrichit en métaux alcalins tels que K, Rb, Cs, B et Li, qui sont lessivés de la croûte.
- A haute température ($T > 250^\circ\text{C}$), le Mg dissous dans l'eau, réagit avec un silicate de magnésium tel que l'enstatite pour former des phyllosilicates de type serpentine ; cette réaction s'accompagne d'une libération de protons qui acidifient la solution.



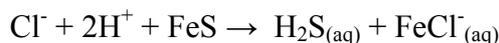
- A $T > 300^\circ\text{C}$, lors de l'albitisation, les plagioclases primaires calciques réagissent avec le sodium de l'eau de mer. Le fluide s'enrichit en Ca.



- Lorsque le fluide atteint des températures supérieures à 350°C , les composés ferreux des roches volcaniques réduisent en soufre les sulfates (SO_4^{2-}) dissous et produisent de l'hydrogène sulfuré (H_2S).



- La transformation de la titanomagnétite ($\text{Fe}_{2,35}\text{Ti}_{0,65}\text{O}_4$) en titanite (CaTiSiO_5) et l'altération des sulfures primaires des gabbros (Fe-, Cu-, Zn-S) enrichissent le fluide circulant en métaux et en soufre réduit. Les solutions hydrothermales véhiculent les métaux sous forme de complexes formés avec le chlore de l'eau de mer.



L'eau rendue très acide favorise la dissolution des métaux de la croûte océanique. Les fluides d'origine magmatique et les éléments volatils provenant du manteau (arsenic, mercure et sélénium) constituent d'autres sources de métaux.

Divers mécanismes physiques et chimiques provoquent la précipitation des métaux et leur concentration sous forme de dépôts de minéraux, tant dans la région de la croûte où montent des fluides hydrothermaux que sur le fond marin autour des bouches hydrothermales où se déversent ces fluides. Toutefois, cette précipitation résulte essentiellement du mélange de la solution hydrothermale avec l'eau de mer plus froide. Les solutions hydrothermales se mélangent à l'eau de mer quand la pression hydrostatique empêche leur ébullition ; même à 350°C , une solution ne bout pas quand elle est libérée à des profondeurs supérieures à 2000 mètres. Le mélange des solutions hydrothermales avec l'eau de mer froide abaisse leur température et modifie leur composition chimique : initialement acide, la solution devient alcaline et les sels minéraux métalliques précipitent. Quand le milieu est réducteur, les métaux de la solution réagissent avec le soufre extrait des roches de la croûte, et ces métaux se déposent sous forme de sulfures polymétalliques. Quand le milieu est oxydant, les métaux réagissent avec de l'oxygène, des hydroxydes, du sulfate ou du carbonate, de la silice, et forment des dépôts d'oxydes métalliques, d'hydroxydes, de silicates, de sulfates ou de carbonates.

L'ébullition survient quand la pression hydrostatique est plus faible : par exemple, lorsqu'une solution à 350°C est libérée à une profondeur inférieure à 2000 mètres. Lors de l'ébullition,

une phase liquide contenant du chlorure de sodium se sépare d'une phase gazeuse qui contient de l'hydrogène sulfuré ; cette séparation peut engendrer des dépôts de sulfures polymétalliques sous le plancher océanique et la formation d'une saumure hyper-saline, plus dense que l'eau de mer ordinaire. La plupart des fosses de la mer Rouge sont remplies d'un ou de plusieurs corps de saumures. Cependant, leur mode de formation n'est pas lié à l'ébullition de solution hydrothermale, mais plutôt à la dissolution des évaporites du Miocène. Les sédiments déposés dans ces fosses sont plus ou moins minéralisés. Le *tableau I-3* présente les teneurs en métaux des sédiments qui se forment dans quelques systèmes hydrothermaux.

	Profondeur (m)	Dimension du dépôt	Cu %(poids)	Zn %(poids)	Pb %(poids)	(N)
Southern Juan de Fuca	2200	petit	0,8	23,2	<0,1	11
21°N East Pacific Rise	2600	Petit	1,3	19,5	0,1	14
13°N Seamount	2500	800m×200m	Sulfures massifs (pyrite, FeS ₂)			
13°N East Pacific Rise	2600	Petit	7,8	8,2	<0,1	33
Rift des Galápagos	2700	100m×100m	4,1	2,1	<0,1	73
Atlantis II, mer Rouge	2000	90 millions tonnes	0,5	2,0	<0,1	-
Guaymas	2000	Petit	0,2	0,9	0,4	14
Escabana	3200	Plus de 250m	1,0	11,9	2,0	7

Tableau I-3 : Teneurs en métaux dans des dépôts de systèmes hydrothermaux modernes. Valeurs moyennes, à partir de (N) échantillons. (d'après Hannington et al., 1995)

3.2. Hydrothermalisme en mer Rouge

La mer Rouge constitue un exemple de bassin océanique aux premiers stades de son ouverture de part et d'autre d'un centre d'expansion lent (*figure I-12*). De nombreux bassins répartis le long de la zone axiale sont remplis d'une saumure chaude extrêmement salée et riche en métaux. Ces saumures dérivent de l'activité hydrothermale associée au volcanisme de l'axe de la mer Rouge et des épaisses séries évaporitiques du Miocène (Whitmarsh *et al.*, 1974). L'eau de mer froide et dense, qui descend à l'intérieur des roches volcaniques des zones marginales se charge en sel par lessivage des séries évaporitiques miocènes. La forte salinité des solutions hydrothermales favorise le transport des métaux dissous sous forme de complexes avec les ions chlorure. En raison de la forte densité de ces solutions, elles s'accumulent en couches stratifiées dans les dépressions.

Des expériences de laboratoire (Turner, 1969) ont permis d'expliquer la stratification des solutions en plusieurs couches dans les fosses. En effet, lorsqu'un liquide de salinité initialement stable est chauffé, trois couches se forment dans un bûcher que l'on peut expliquer par la double diffusion convective. La convection maintient l'uniformité dans chaque couche, tandis que la chaleur et la salinité sont transférées par double diffusion à

travers les interfaces. Dans les saumures de la mer Rouge, la salinité découle du lessivage des séries évaporitiques miocènes. La chaleur est apportée par l'arrivée de fluides hydrothermaux et/ou par conduction à travers le plancher de chaleur produite par l'activité volcanique récente. Les saumures des fosses de la mer Rouge sont échantillonnées depuis plus de 30 ans. Le *tableau I-4* présente les caractéristiques hydrographiques des saumures en mer Rouge.

Nom des fosses	Références	Caractéristiques hydrographiques
Atlantis II	Brewer <i>et al.</i> , 1969	S. inférieure, T=56,48°C, pH=, [Cl]=155,8 g/kg (1966)
	Schoell, 1974	S. inférieure, T=59,17°C, pH=, [Cl]=157,5 g/kg (1971)
	Schoell, 1974	S. inférieure, T=59,83°C, pH=, [Cl]=156 g/kg, [Mg]=0,7 g/kg, [SO ₄]=0,8 g/kg (1972)
	Bubnov <i>et al.</i> , 1982	S. inférieure, T=61,88°C, S=266,5‰ (1972)
	Hartmann, 1980	S. inférieure, T=61,53°C, pH=, [Cl]=156,5 g/kg (1977)
	Monnin <i>et al.</i> , 1982	S. inférieure, T=62,3°C, pH=, S=322,3 (1981)
	Blanc, 1987	S. inférieure, T=62°C, pH=5,8, [Cl]=155,8 g/kg (1985)
	Anschutz <i>et al.</i> , 1996	S. inférieure, T=66,1°C, pH=5,11, [Cl]=159,3 g/kg (1992)
Discovery	Hartmann <i>et al.</i> , 1998b	S. inférieure, T=67,2°C, pH=5,11, [Cl]=158,48 g/kg (1997)
	Brewer <i>et al.</i> , 1969	T=44,72°C, pH=, [Cl]=155 g/kg (1966)
	Schoell, 1974	T=44,74°C, pH=, [Cl]=156 g/kg (1971)
	Schoell, 1974	T=44,79°C, pH=, [Cl]=155,2 g/kg, [Mg]=0,8 g/kg, [SO ₄]=0,6 g/kg (1972)
	Hartmann, 1980	T=44,7°C, pH=, [Cl]=153,5 g/kg (1977)
	Monnin <i>et al.</i> , 1982	T=44,6°C, pH=, S]=315 (1977)
Valdivia	Hartmann <i>et al.</i> , 1998a	T=50,5°C(*), pH=6,42, [Cl]=154,8 g/kg (1995)
	Bäcker <i>et al.</i> , 1972	T=29,8°C, [Cl]=144,7 g/kg, [Mg]=1,9 g/kg, [SO ₄]=6,8 g/kg (1971)
	Monnin <i>et al.</i> , 1981	T=32°C (1979)
Suakin SW	Anschutz <i>et al.</i> , 1999	T=33,68°C, S=242 (1992)
	Bäcker <i>et al.</i> , 1972	T=23,9°C, [Cl]=85,8 g/kg, [Mg]=1,4 g/kg, [SO ₄]=3,2 g/kg (1971)
Suakin NE	Bäcker <i>et al.</i> , 1972	T=24,6°C, [Cl]=85,9 g/kg, [Mg]=1,4 g/kg, [SO ₄]=3,2 g/kg (1971)
Suakin	Anschutz <i>et al.</i> , 1999	T=23,25°C, S=144,3 (1992)
Port-soudan	Bäcker <i>et al.</i> , 1972	T=36,2°C, [Cl]=124,8 g/kg, [Mg]=1,5 g/kg, [SO ₄]=4,0 g/kg (1971)
	Anschutz <i>et al.</i> , 1999	T= 35,89°C, S=214 (1992)
Chain A	Bäcker <i>et al.</i> , 1972	T=52,1°C, [Cl]=153,8 g/kg (1971)
Chain B	Bäcker <i>et al.</i> , 1972	T=46,3°C, pH=, [Cl]=156 g/kg (1971)
	Anschutz <i>et al.</i> , 1999	T=45,33°C, S=269,5 (1992)
Néréus	Bäcker <i>et al.</i> , 1972	T=30,2°C, [Cl]=129,5 g/kg, [Mg]=1,5 g/kg, [SO ₄]=0,9 g/kg (1971)
	Anschutz <i>et al.</i> , 1999	T=29,89°C, S=222 (1992)
Kebrit	Bäcker <i>et al.</i> , 1972	T=23,3°C, [Cl]=153,3g/kg (1971)
	Hartmann <i>et al.</i> , 1998a	T=23,38°C(*), pH=5,51, [Cl]=154,3 g/kg (1995)
Shaban (bassin Sud)	Pautot <i>et al.</i> , 1984	T=24,8°C, [Cl]=190 g/kg (1983)
	Hartmann <i>et al.</i> , 1998a	T=25,25°C(*), pH=6,19, [Cl]=153,8 g/kg (1995)
Eau normale	Bäcker <i>et al.</i> , 1972	T=21,8°C, [Cl]=22,5 g/kg, [Mg]=1,41 g/kg, [SO ₄]=2,96 g/kg (1971)
	Blanc, 1987	T=21,9°C, [Cl]=630 mmol/l, [Mg]=60 mmol/l, [SO ₄]=32 mmol/l

Tableau I-4 : Caractéristiques hydrographiques des saumures des différentes fosses de la mer Rouge. () erreur dans les températures par surévaluation (Hartmann, 1998).*

Les métaux dissous de ces eaux chaudes précipitent sous forme de phases minérales granulaires qui se déposent au fond des bassins où elles restent piégées. En mer Rouge,

certaines sites comme les fosses Atlantis II, Discovery, Néréus et Thétis contiennent des sédiments hautement métallifères. La fosse Atlantis II est la plus importante et la plus minéralisée (Potrorf et Barnes, 1983 ; Zierenberg et Shanks, 1986 ; Blanc, 1987 ; Anschutz, 1993 ; Blanc *et al.*, 1998).

3.2.1. La fosse Atlantis II

La fosse Atlantis II est une dépression topographique large remplie de saumure, qui se situe dans la zone axiale de la mer Rouge, à environ 21°20'N. Elle s'étend sur une superficie de 60 km² et regroupe les fosses Discovery et Chain (*figure I-14*). Elle est limitée par les isobathes 2200 à 1900 m \pm 3 m (Anschutz *et al.*, 1998).

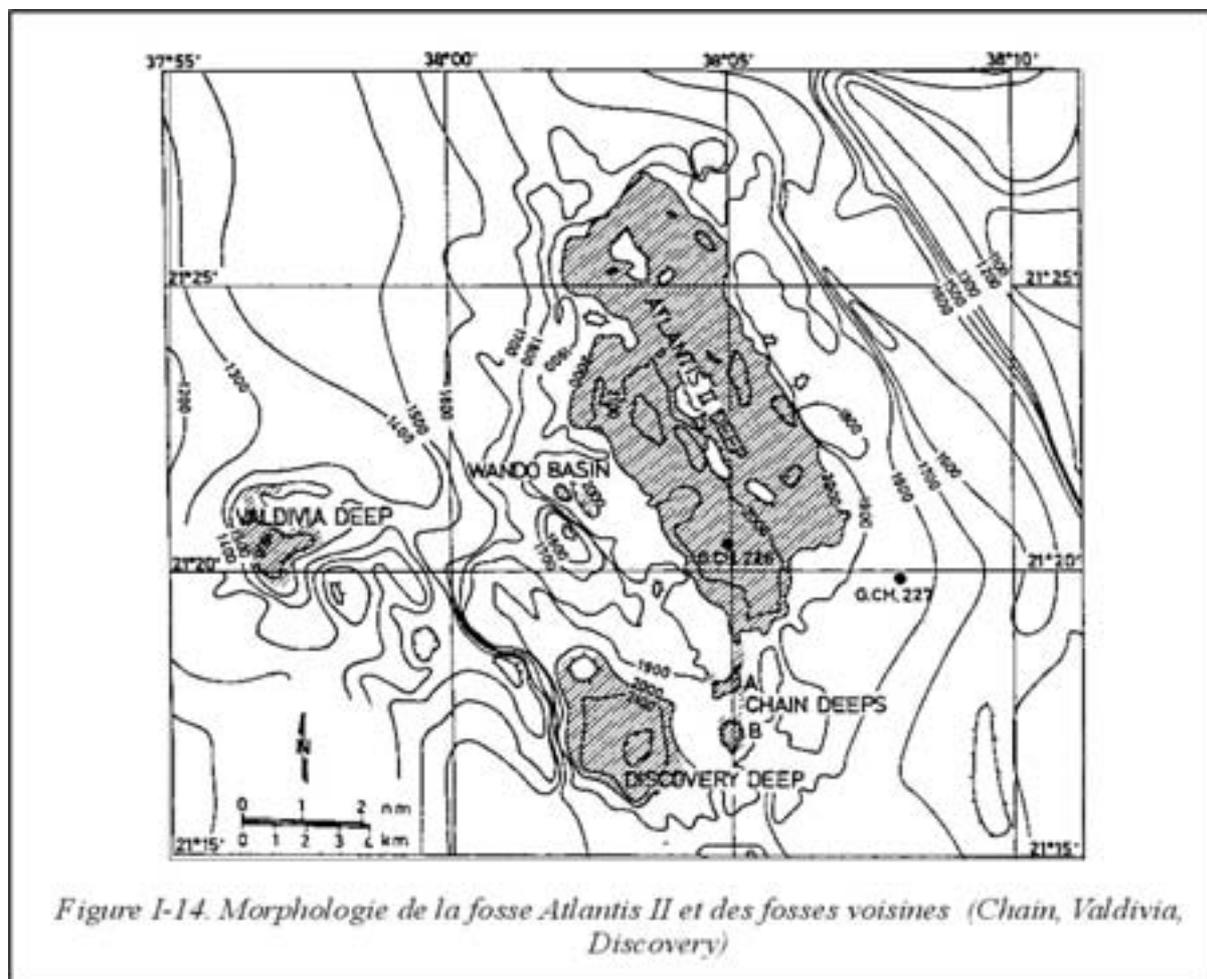


Figure I-14. Morphologie de la fosse Atlantis II et des fosses voisines (Chain, Valdivia, Discovery)

La fosse Atlantis II est divisée en quatre bassins (N, E, W, SW) séparés par des reliefs volcaniques et communiquant entre eux par des seuils. Elle est bordée par les évaporites du Miocène et les sédiments biodétritiques du Plio-Quaternaire. Ses ressources totales de sédiments métallifères secs dessalés sont estimés à environ 94×10^6 Mt, dont 1,9 Mt de Zn (en moyenne 2,1%), 0,4 Mt de Cu (0,46%), 5400 t de Co (59 g/t), 3750 t d'Ag (41g/t) et 47t d' Au (0,51 g/t) (Guney *et al.*, 1988).

Les études entreprises entre 1966 et 1982 ont révélé que la fosse Atlantis II est remplie par un double corps de saumures (LCL : Lower Convective Layer ; UCL : Upper Convective Layer), séparé de l'eau de mer par une zone de transition (Hartmann, 1980). Dans les saumures inférieures le milieu est réducteur et les métaux précipitent sous forme de sulfure de zinc, de fer, de cuivre. Les oxydes de fer précipitent dans les saumures supérieures, et les oxydes de manganèse, dans la zone de transition (*figure I-15*).

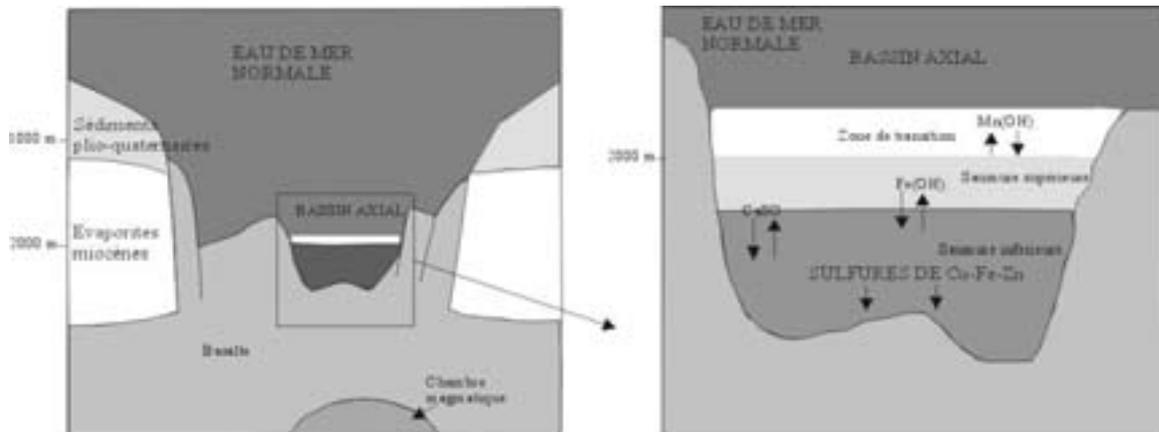


Figure I-15. Précipitation des métaux dans les saumures de la fosse Atlantis II (Anschutz, 1993)

Les résultats acquis lors de la mission REDSED (1992) ont montré que la structuration des couches de saumure est similaire, avec dans les quatre bassins une stratification en quatre couches, qui implique la formation récente de deux nouveaux corps de saumures : UCL2 et UCL3 (Blanc et Anschutz, 1995a) (*tableau I-5*)

	LCL	UCL1	UCL2	UCL3
Température (°C)	66	55	50	46,5
Salinité	270	155	118	90

Tableau I-5. Températures et salinités des corps de saumure de la fosse Atlantis II (Blanc et Anschutz, 1995a)

Ces augmentations de température, salinité et de nombre de couches de saumure ne peuvent pas s'expliquer par un simple apport de fluide hydrothermal chaud et salé par le bas et par le phénomène de double diffusion convective (Anschutz *et al.*, 1999). L'hypothèse la plus probable est celle proposée par ces auteurs, qui déduisent que deux fluides différents alimentent la fosse ; un fluide chaud et salé par le dessus, et un plus froid et salé par le fond.

La saumure de la fosse Atlantis II recouvre 10-30 m de sédiments métallifères, qui reposent directement sur le basalte (Bäcker et Richter, 1973 ; Anschutz et Blanc, 1995a). La zonation stratigraphique basée sur la minéralogie établie par Bäcker et Richter (1973) est celle qui sert de référence à la plupart des auteurs.

Dans les bassins N, E et W, on observe de bas en haut les faciès suivants :

- le faciès DOP (Detrital Oxidic Pyritic Zone) : faciès basal déposé directement sur le basalte, il y a 28000 à 25000 ans (Ku *et al.*, 1969 ; Shanks et Bischoff, 1980) qui contient des carbonates et des silicates, de la pyrite diagenétique et des passées d'oxyde de fer.
- le faciès SU1 (Lower Sulfidic Zone) : faciès à sulfures, argiles ferrifères, anhydrite et carbonates de Fe et Mn dont les premiers dépôts sont datés de la fin du Würm (12 000 à 10 000 ans).
- le faciès CO (Central Oxidic Zone) : faciès caractérisé par la présence des minéraux oxydés ferrifères et manganésifères.
- le faciès SU2 (Upper Sulfidic Zone): similaire à SU1.
- le faciès AM (Amorphous Silicatic Zone) : niveau le plus récent qui continue actuellement à se former. Il est constitué de silicates et d'oxydes de fer faiblement cristallisés et de sulfures.

Le bassin SW diffère des autres bassins. Sa base correspond au faciès CO. Elle est surmontée d'une épaisse unité constituée de sulfures, d'oxydes de fer, de silicates et d'anhydrite, le faciès SOAN (Sulfidic Oxidic Anhydritic). La zone OAN (Oxidic Anhydrite) correspond à une re-sédimentation avec des brèches de remaniements et des turbidites. La zone SAM (Sulfidic Amorphous silicatic) qui continue à se déposer actuellement et correspond à la zone AM dans les autres bassins, mais avec un enrichissement en sulfures.

Bien qu'utilisée comme référence, la séquence établie par Bäcker et Richter (1973) demeure schématique. A partir de l'étude minéralogique normative et géochimique de deux carottes des bassins W (carotte 684) et SW (carotte 683), Anschutz et Blanc, (1995a) ont établi une nouvelle lithostratigraphie (*figure I-16*) en caractérisant précisément les séquences génétiques de dépôts. Cette nouvelle lithostratigraphie est tout de même comparable à celle de Bäcker et Richter (1973).

Carotte 684, bassin W

Elle se subdivise en 4 unités principales.

- L'unité 1 (faciès DOP) est constituée de fragments biodétritiques dont le dépôt est interrompu par trois passées de sédiments métallifères. Les sédiments de cette unité se déposent directement sur le basalte depuis environ 23 000 ans (Anschutz et Blanc, 1995a).
- L'unité 2 (faciès SU1) est caractérisée par la présence de sulfures de Fe, Zn et Cu. La base de cette unité est datée de 11 000 ans (Anschutz et Blanc, 1995a).
- L'unité 3 (faciès CO) est principalement composée d'oxydes et d'oxyhydroxydes de Fe. Leur dépôt est interrompu par deux niveaux à oxydes et oxyhydroxydes de Mn (unités 3a et 3e) et par un niveau à sulfures (unité 3b). La goethite est le principal minéral ferrifère.

L'unité 3c est caractérisée par des phases silico-ferriques mal cristallisées et l'unité 3f, par de l'hématite.

- L'unité 4 (faciès SU2 et AM) contient des sulfures de Fe, Zn et Cu, des carbonates de Fe et de Mn et sporadiquement de l'anhydrite en faible proportion.

Carotte 683, bassin SW

- L'unité L est séparée en deux parties. La première contient de la magnétite, de l'anhydrite et du talc, et la seconde de l'hématite et de l'anhydrite.
- L'unité U commence par un niveau constitué essentiellement d'anhydrite.

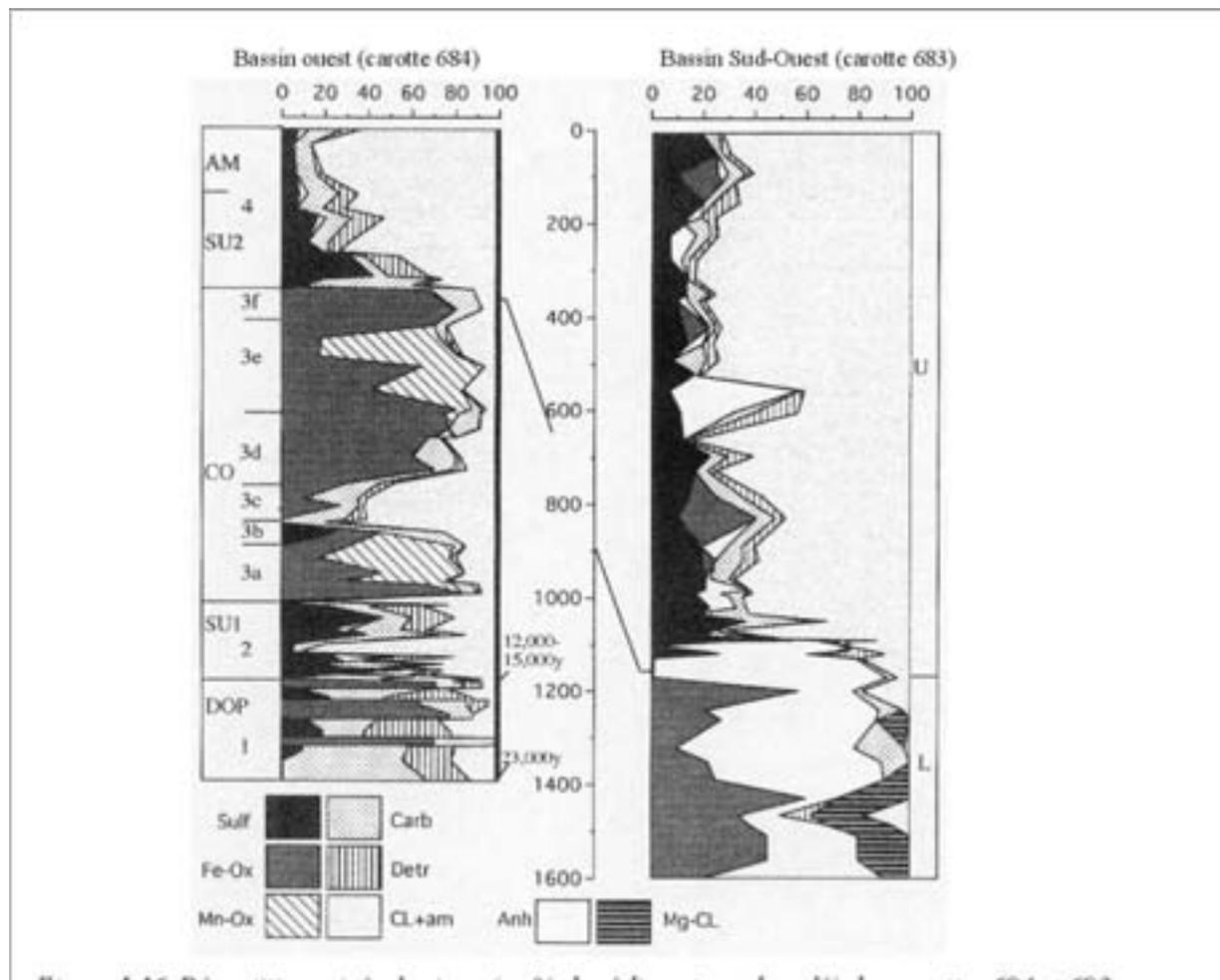


Figure I-16. Répartition minéralogique (en % de sédiment sec dessalé) des carottes 684 et 683. Les unités lithologique 1, 2, 3a-f, et 4 (carotte 684) et U et L (carotte 683) ont été définies par Anschutz et Blanc, 1995. Les faciès correspondant proposés par Bäcker et Richter (1973) sont pour la carotte 684: DOP, SU 1, CO, et AM. Sulf: sulfures; Fe-ox: oxydes et oxyhydroxydes de fer; Mn-ox: oxydes et oxyhydroxydes de manganèse; Anh: anhydrite; Carb: carbonates; Detr: silicates détritiques; Cl + am: minéraux argileux et composés amorphes de Fe et de Si; Mg-CL: phyllosilicates magnésiens.

3.2.2. Présentation des fosses étudiées

Trois des cinq carottes de notre étude ont été prélevées dans des fosses. La sélection des fosses répond à la nécessité d'avoir un enregistrement régional de l'activité hydrothermale sur l'ensemble de la mer Rouge. Les fosses choisies se répartissent géographiquement de la manière suivante (figure I-17) :

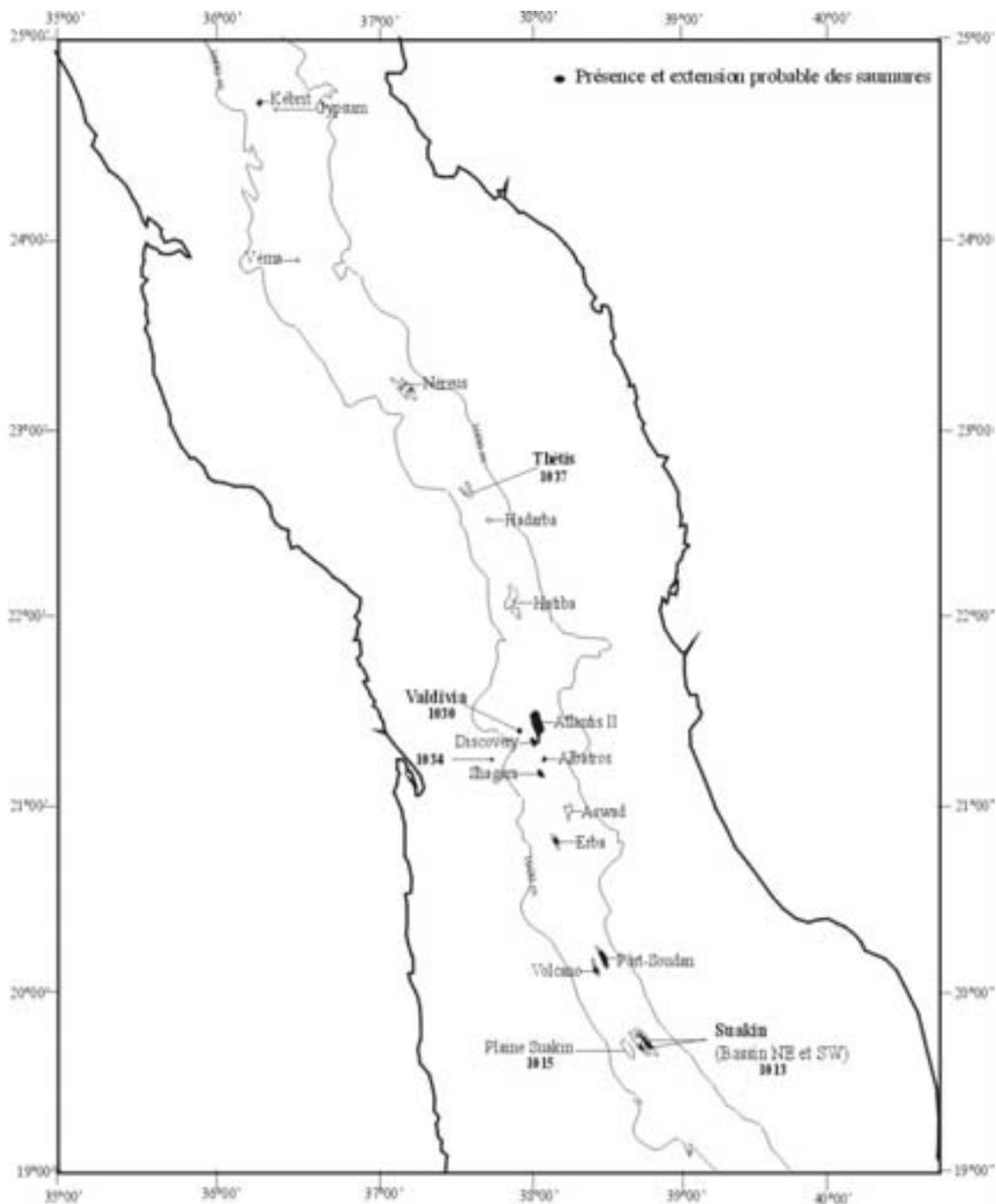
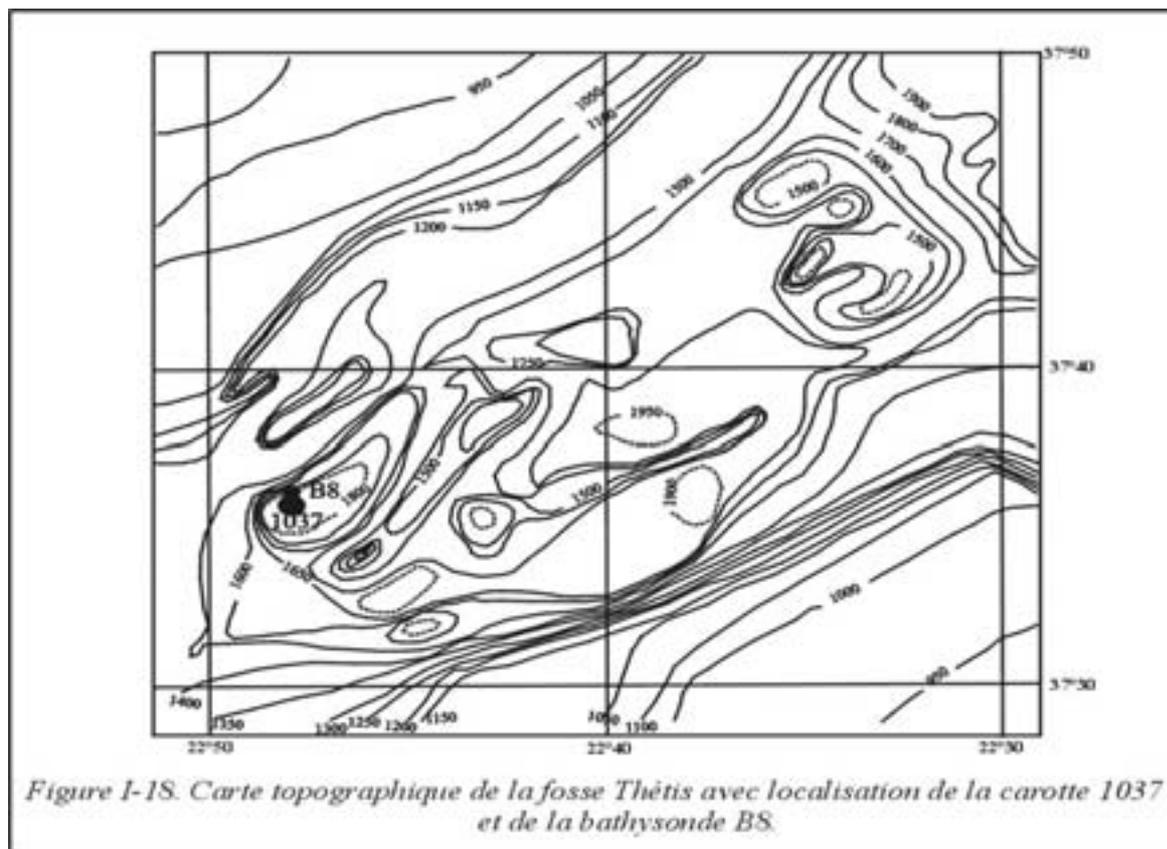


Figure I-17. Carte de la zone moyenne de la mer Rouge avec les principales fosse axiales. Les fosses de l'étude Thétis, valdivia et Suakin. (Laughton, 1970; Bâcker et al., 1975)

- au Nord la fosse Thétis a été retenue. La particularité de cette fosse réside dans le fait qu'elle ne contient pas actuellement de saumure, mais présente des sédiments hautement minéralisés. Elle constitue le second site métallifère de la mer Rouge, après la fosse Atlantis II.
- au centre, notre choix s'est porté sur la fosse Valdivia. Cette fosse est située à environ 20 km à l'Ouest-Sud Ouest de la fosse Atlantis II sur le flanc Ouest de la zone axiale.
- au Sud, c'est la fosse la plus méridionale, c'est-à-dire la fosse Suakin qui a été sélectionnée.

3.2.2.1 La fosse THETIS

La fosse Thétis constitue le deuxième site métallifère le plus important de la mer Rouge, après la fosse Atlantis II (Bäcker et Schoell, 1972 ; Bignell *et al.*, 1976 ; Butuzova *et al.*, 1990 ; Scholten *et al.*, 1991). Elle comprend trois sous bassins différents, parallèles et répartis sur une trentaine de kilomètres.



Cette fosse ne contient pas actuellement de saumure. En effet, la bathysonde B8 (profondeur 1820 m) qui a exploré la fosse lors de la mission RedSed (1992), n'a enregistré aucune anomalie de température ou de salinité, ni de variation notable de la composition chimique par rapport à l'eau de mer (Pierret, 1998) (tableau I-6).

	T (°C)	S	Na (mol/l)	K (mmol/l)	Ca (mmol/l)	Mg (mmol/l)	Sr (mmol/l)	Cl (mol/l)	SO ₄ (mmol/l)	Si (mmol/l)
B8	21,56	39,36	0,54	12,69	12,30	63,68	0,10	0,67	33,27	0,009
Eau de mer	21,53	39,68	0,54	12,34	12,12	63,02	0,10	0,65	33,14	0,010

Tableau I-6: Valeurs moyennes de température, salinité et composition chimique de la bathysonde B8 et de l'eau de mer (Pierret, 1998).

La carotte 1037 a été échantillonnée au centre du bassin principal, le bassin Nord-Est (figure I-18). Elle mesure 6,15 mètres.

3.2.2.2 La fosse VALDIVIA

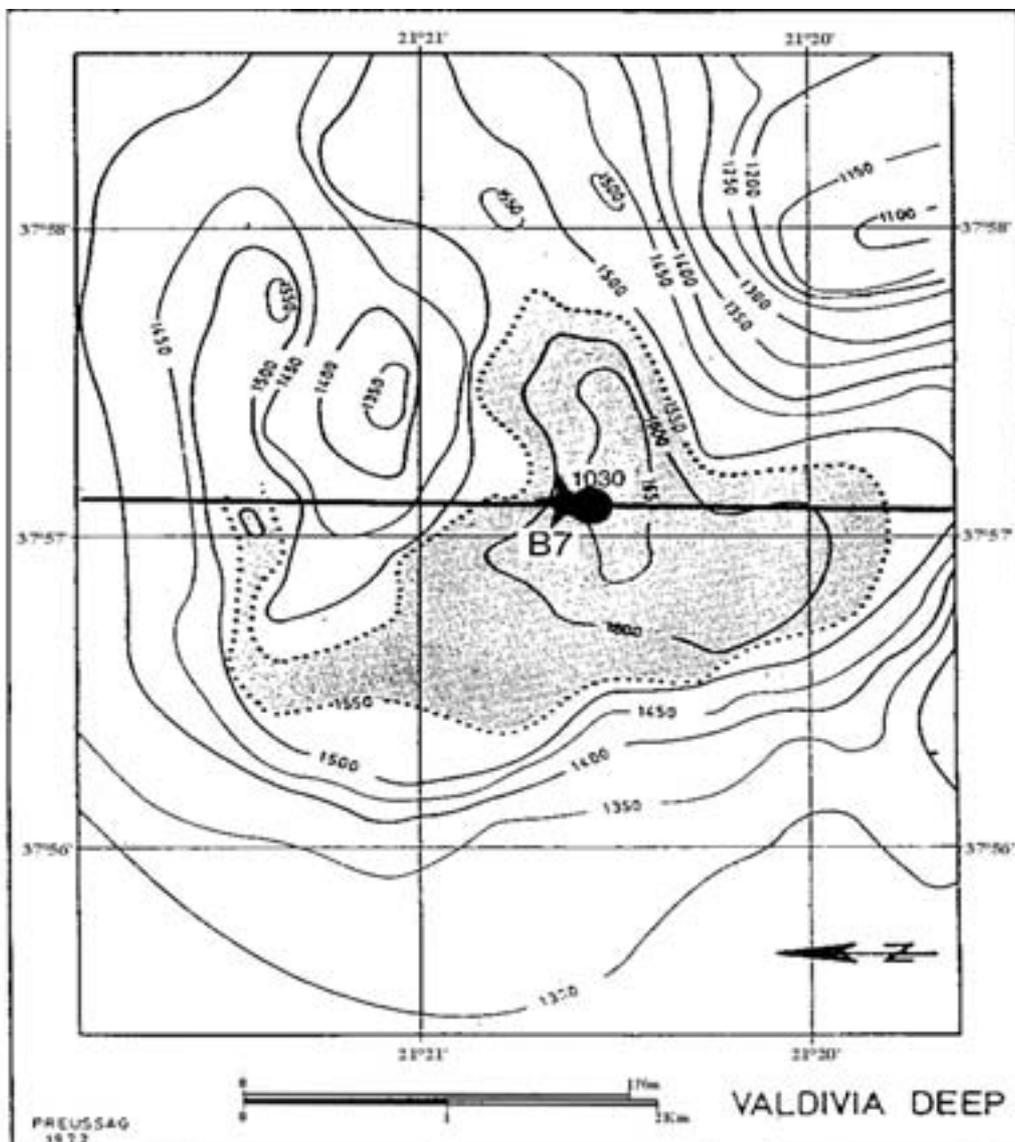


Figure I-19. Carte topographique de la fosse Valdivia, avec la localisation de la carotte 1030

Elle se situe sur le flanc Ouest de la zone axiale, à une profondeur de 1673 mètres. La fosse Valdivia est constituée de plusieurs petites dépressions bathymétriques peu profondes.

La colonne d'eau remplissant cette fosse comprend un seul corps de saumure, avec une température de 33,7°C et une salinité de 242. Cette saumure est enrichie par rapport à l'eau de mer Rouge normale en Na, Cl, Mg, SO₄, K (Pierret *et al.*, 2001) qui sont des composants évaporitiques, alors qu'elle est peu concentrée en Mn, Ba, Si, Rb, Sr par rapport aux fluides hydrothermaux. Elle a une composition isotopique en Sr (0,70880) proche de celle des évaporites miocènes (0,70894) (Zierenberg et Shanks, 1986). Cette saumure est nettement enrichie en SO₄ par rapport à l'eau de mer, reflétant la large prépondérance d'un lessivage d'évaporites, dont l'anhydrite (Pierret *et al.*, 2001).

La saumure de Valdivia résulterait d'un lessivage d'affleurement d'évaporites (principalement de l'halite) comme dans le cas des saumures des bassins Tyro et Bannock découverts en mer Méditerranée orientale (Jongsam *et al.*, 1983 ; Boldrin et Rabitti, 1990 ; Bregnant *et al.*, 1990 ; Saager *et al.*, 1993). Les saumures de ces bassins se sont formées lors du lessivage par l'eau de mer de niveaux évaporitiques exhumés (Jongsma *et al.*, 1993 ; De Lange *et al.*, 1990 ; Saager *et al.*, 1993 ; Henneke *et al.*, 1997).

La carotte 1030, longue de 11,52 mètres a été prélevée dans le bassin principal (*figure I-19*).

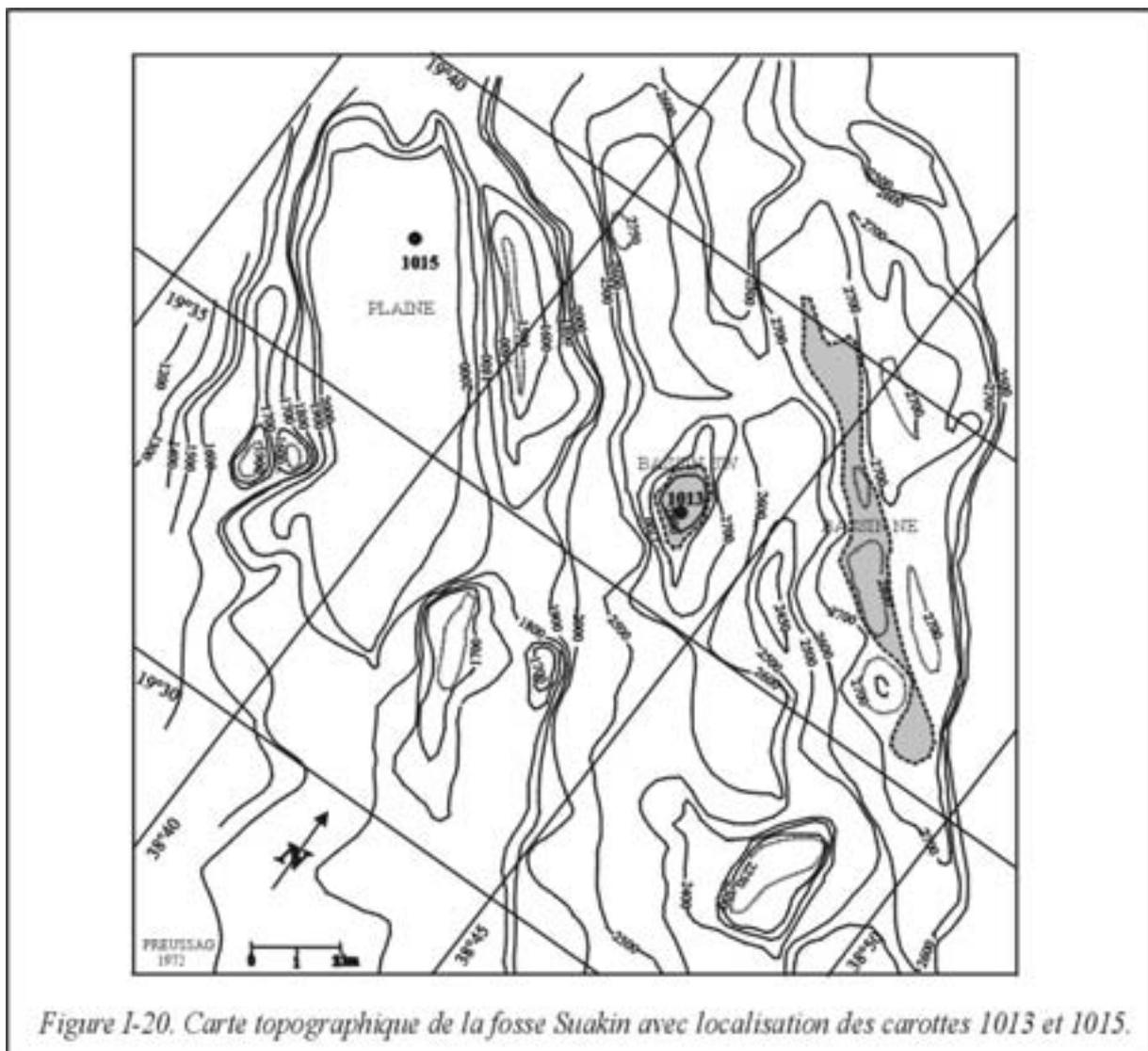
3.2.2.3 La fosse SUAKIN

Il s'agit de la fosse actuellement connue la plus au sud de l'axe de la mer Rouge. Elle se situe entre 19°30' et 19°40' de latitude Nord et entre 38°40' et 38°50' de longitude. La fosse Suakin contient deux dépressions profondes (bassin ouest et est) remplies de deux couches de saumures, avec des compositions chimiques semblables et se caractérisent par un enrichissement en Ca, K, Si, Mn, Mg, Sr, Li, Rb, Ba, Cr, Co, Cu et Zn par rapport à l'eau de mer (Pierret *et al.*, 2001). Ce sont des saumures basiques. La saumure inférieure possède des teneurs en Mg et SO₄ proches de l'eau de mer (facteur d'enrichissement / eau de mer~1) (Pierret *et al.*, 2001) ; mais elle est clairement enrichie en Na, Cl, Ca et K. Il semblerait alors qu'elle dérive de niveaux évaporitiques de type halite et polyhalite majoritairement, sans magnésite.

Le rapport de Sr dissous (⁸⁷Sr/⁸⁶Sr) de la saumure inférieure est de 0,70801 (Pierret *et al.*, 2001). La signature isotopique du Sr de la saumure inférieure est moins radiogénique que celle du Sr marin (0,70913) et du Sr des basaltes de la mer Rouge (0,70257 et 0,70308 ; Altermann *et al.*, 1988 ; Eissen *et al.*, 1989). Le rapport de Sr dissous de la saumure inférieure reflète avec évidence une interaction avec du basalte. La contribution du Sr basaltique est de 1,5% (Pierret *et al.*, 2001). Du verre volcanique a été observé dans les sédiments de la fosse Suakin (Bäcker *et al.*, 1975 ; Jedwab *et al.*, 1989 ; Bosch *et al.*, 1994 ; Pierret *et al.*, 2000a). L'altération et le lessivage de débris basaltiques peuvent entraîner une augmentation de la contribution du Sr basaltique dans la saumure (Pierret *et al.*, 2001).

La saumure de la fosse Suakin est une ancienne eau de mer qui a lessivé les évaporites miocènes (Pierret *et al.*, 2000a ; 2001), avec une interaction à basse température avec le basalte.

Le taux de sédimentation dans le bassin Ouest a été estimé à environ 15-20 cm/1000 ans. (Baumann *et al.*, 1973). Le fond de la fosse est composé de basalte sous une mince couverture sédimentaire. La carotte 1013 longue de 5,8 mètres a été prélevée dans le bassin Ouest (*figure I-20*). Une autre carotte 1015 de 15,8 mètres de long a été prélevée dans la plaine de la fosse Suakin. Le taux de sédimentation y est estimé à environ 35-40 cm/1000 ans, c'est à dire le double du taux de sédimentation dans la fosse (Baumann *et al.*, 1973).



Certaines des fosses à saumure de la mer Rouge connaissent une activité hydrothermale actuelle, comme la fosse Atlantis II (Anschutz *et al.* 1998; Winckler *et al.*, 2000), alors que d'autres contiennent une saumure héritée d'épisodes hydrothermaux passés. Anschutz *et al.*, (1995) ont montré que les saumures pouvaient persister plusieurs millénaires dans les bassins

sans être continuellement alimentées par des fluides hydrothermaux salés, se comportant alors comme des bassins anoxiques profonds. Dans ces bassins, les conditions de conservations des fossiles sont particulièrement bonnes en raison de l'anoxie, de l'absence de bioturbation et de la saturation en SiO₂ et CaCO₃. Seuls les sédiments de la fosse Atlantis II ont fait l'objet d'une étude micropaléontologique (Berggren et Boersma, 1969 ; Chin Chen, 1969 ; Goll, 1969 ; Risch, 1976 ; Anschutz, 1993). Cette étude a permis d'établir la stratigraphie de la fosse. Les foraminifères planctoniques sont les outils les plus utilisés, tant en biostratigraphie qu'en paléoclimatologie.

4. Les foraminifères planctoniques en mer Rouge

Plusieurs études paléocéanographiques et paléoclimatologiques ont montré l'impact des variations eustatiques sur la microfaune marine, en particulier sur les foraminifères planctoniques. Le contrôle glacio-eustatique du niveau marin, résulte à la fois de :

- l'alternance d'intervalle de bas niveau marin associé à une forte salinité, suivie par une invasion marine rapide provenant de l'océan Indien ;
- du processus de glaciation qui conduit à une décroissance graduelle de la température de l'eau.

Ces facteurs primaires gouvernent la distribution des microfossiles. Plus de 200 espèces de foraminifères ont été identifiées en mer Rouge, où leur distribution verticale est entrecoupée par la présence d'un intervalle stérile appelé " zone aplanctonique " qui se retrouve dans les carottes. La dernière zone aplanctonique est datée du Dernier Maximum Glaciaire (Berggren et Boersma, 1969 ; Risch, 1976 ; Schoell et Risch, 1976 ; Halicz et Reiss, 1981 ; Luz et Reiss, 1983 ; Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1988 ; Thunell *et al.*, 1988 ; Hemleben *et al.*, 1996).

En ce qui concerne la distribution des espèces dans les carottes, il est difficile de comparer les résultats des analyses quantitatives, car ils dépendent de la fraction étudiée. Selon Almogi-Labin, 1984, *G. ruber* et *G. sacculifer* sont présents dans des proportions égales (30-40%) entre 19° et 28°N. Pour Auras-Schudnagies *et al.*, (1988,1989), dans la fraction comprise entre 125-250 µm, *G. ruber* et *Globigerinita glutinata* sont les espèces dominantes sur toute la mer Rouge. Dans la fraction supérieure à 250 µm, ils notent une tendance :

- au Nord de 22°N, dominance de *G. sacculifer* ;
- de 22° à 17°N, *G. ruber* et *G. sacculifer* sont en proportion équivalente ;
- de 17° à 16°N, dominance de *G. ruber* ;
- plus au Sud et dans le détroit de Bab-el-Mandeb, *Hastigerina siphonifera* et *G. bulloides* sont dominants.

En résumé, on observe une décroissance vers le Sud de *G. sacculifer*, associée à une augmentation de *G. ruber*. *Hastigerina siphonifera* se retrouve partout, dans le bassin, mais particulièrement avec une abondance au Sud de 16°N, où *G. bulloides* apparaît. Cette répartition des foraminifères planctoniques a varié en réponse aux fluctuations climatiques qu'a connues la mer Rouge au Quaternaire.

5. Paléoclimatologie :

Enregistrement de la variation glaciaire/ interglaciaire en mer Rouge

Le climat au quaternaire est marqué par l'alternance de périodes glaciaires et interglaciaires. Plusieurs études paléocéanographiques et paléoclimatologiques en mer Rouge, ont utilisé la micropaléontologie et les techniques de géochimie pour retracer l'histoire de ce bassin (Herman *et al.*, 1965 ; Berggren et Boersma, 1969 ; Chen, 1969 ; Herman et Rosenberg, 1969 ; Milliman *et al.*, 1969 ; Deuser et Degens, 1976 ; Winter *et al.*, 1983 ; Ivanova, 1985 ; Reiss et Hottinger, 1984 ; Almogi-Labin *et al.*, 1986 ; Locke et Thunell, 1988 ; Almogi-Labin *et al.*, 1991 ; Almogi-Labin *et al.*, 1996 ; Hemleben *et al.*, 1996 ; Rohling et Zachariasse, 1996). Ces études ont montré que la mer Rouge est très sensible aux variations glaciaire/interglaciaire du climat.

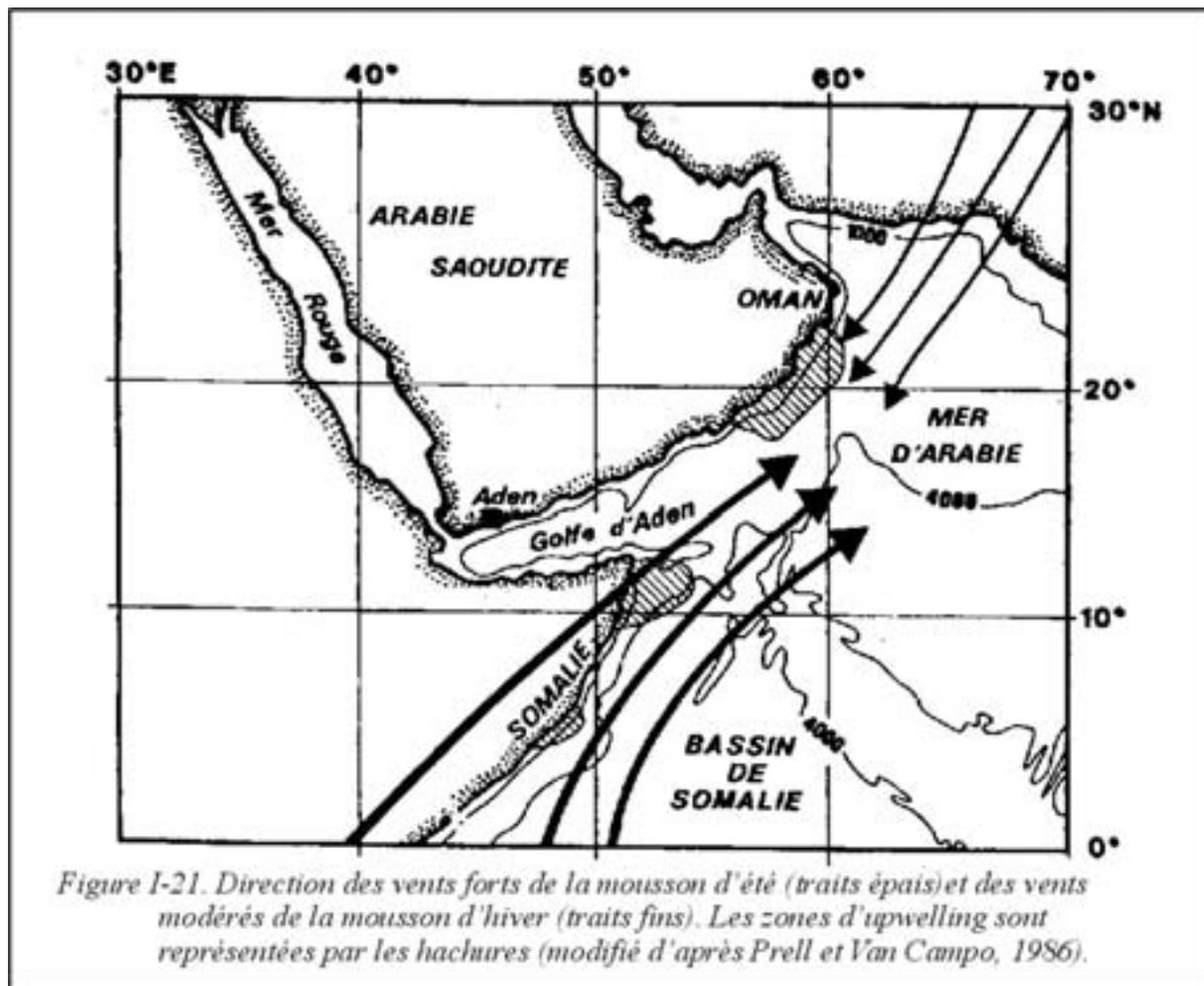
5.1. Paléo-mousson :

Augmentation de la mousson NE pendant le maximum glaciaire

L'inversion saisonnière entre la mousson NE et SW a une forte répercussion sur le climat (régime du vent et humidité) et l'océanographie (eau de surface) de la mer Rouge. Il est donc essentiel de comprendre les variations de la paléo-mousson du bassin.

Actuellement, la mousson dominante d'été SW humide, entraîne de forts vents SW qui soufflent sur les régions Nord-Ouest de la mer d'Arabie, ce qui donne naissance à un courant de surface nord-ouest le long du trait de côte. On observe des zones d'upwelling au niveau des côtes de Somalie et d'Oman (*figure I-21*), et par conséquent des blooms phytoplanctoniques. Lorsque le système de mousson s'inverse la mousson faible d'hiver NE, aride, prend place et l'upwelling de Somalie et d'Oman diminue et la zone d'upwelling se déplace vers la côte du Pakistan et la côte est de l'Inde (Duplessy, 1982 ; Prell, 1984 ; Fontugne et Duplessy, 1986 ; Prell *et al.*, 1991 ; Sirocko *et al.*, 1991).

L'histoire des moussons est archivée dans les différents types d'assemblage de foraminifères planctoniques et de faciès sédimentaires. Ceux-ci forment ainsi un enregistrement géologique continu du vent qui donne naissance à l'upwelling et donc aux vents SW de la mousson d'été.



Plusieurs études en mer d'Arabie ont montré que pendant la dernière période glaciaire, la mousson NE était dominante et la mousson SW très réduite. Cette conclusion est soutenue par :

- la réduction de l'abondance des indicateurs d'upwelling tels que le foraminifère planctonique *Globigerina bulloides* (Prell *et al.*, 1992) ;
- la présence massive de pollen d'Asie (Van Campo *et al.*, 1982) ;
- l'accumulation de dolomite, carbonate, chlorite apportés par les vents NW d'Arabie, dans les sédiments déposés pendant cet intervalle en mer d'Arabie (Sirocko *et al.*, 1991).

De l'analyse spectrale de la fréquence de *G. bulloides* et du $\delta^{13}\text{C}$ *N. dutertrei* des sédiments de l'upwelling de Somalie et d'Oman (Prell *et al.*, 1992 ; Anderson, 1993), il ressort que :

- les périodes d'upwelling maximum associées à une mousson SW intense sont en phase avec les périodes interglaciaires et une variation maximum de l'insolation d'été ;
- la mousson NE est en phase avec les périodes glaciaires et une variation minimum de l'insolation d'été (Van Campo *et al.*, 1982 ; Prell et Van Campo, 1986 ; Prell *et al.*, 1992 ; Anderson, 1993).

La prédominance de la mousson NE, pendant la période glaciaire, va induire des vents SW sur la mer Rouge et conduire à une entrée d'eau en surface provenant du golfe d'Aden.

5.2. Influence de la variation de la salinité et du niveau marin

Les foraminifères planctoniques sont beaucoup utilisés en paléocéanographie pour étudier les variations des caractéristiques de l'eau de surface. En mer Rouge les foraminifères planctoniques sont en majorité des espèces épineuses de type tropical à sub-tropical (Hemleben *et al.*, 1989). *Globigerinoides ruber* est l'espèce dominante, avec toutefois, une forte proportion de *Globigerinoides sacculifer*, *Hastigerina siphonifera*, et *Globigerinita glutinata* (Berggren et Boersma, 1969 ; Risch, 1976 ; Schoell et Risch, 1976 ; Halicz et Reiss, 1981 ; Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1988 ; Hemleben *et al.*, 1996).

Un trait remarquable de l'enregistrement des foraminifères planctoniques en mer Rouge est la présence d'un intervalle stérile appelé " zone aplanctonique ", qui se retrouve dans toutes les carottes de la mer Rouge et du golfe d'Aden et qui s'est développé au Dernier Maximum Glaciaire (Berggren et Boersma, 1969 ; Risch, 1976 ; Schoell et Risch, 1976 ; Halicz et Reiss, 1981 ; Luz et Reiss, 1983 ; Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1988 ; Hemleben *et al.*, 1996). Très peu ou pas de foraminifères planctoniques ont survécu pendant cette période. Seule l'espèce *G. ruber*, euryhaline, (Bé et Tolderlund, 1971 ; Hemleben *et al.*, 1989) a été observée en très faible nombre (Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1988 ; Hemleben *et al.*, 1996). L'absence de tests de foraminifères planctoniques dans les sédiments glaciaires ne peut pas être attribuée à la dissolution, car les ptéropodes sont abondants dans les zones aplanctoniques (Locke et Thunell, 1988 ; Almogi-Labin *et al.*, 1991 ; Almogi-Labin *et al.*, 1998). Si la dissolution était aussi importante, les tests aragonitiques des ptéropodes auraient été dissous avant les tests calcaires des foraminifères planctoniques.

Depuis le Dernier Maximum Glaciaire (DMG), les températures de l'eau de surface en mer Rouge, ont baissé de seulement 2-3°C, alors que celles du Golfe d'Aden n'ont pratiquement pas varié (CLIMAP, 1981). La disparition des foraminifères planctoniques au dernier stade glaciaire serait due à la forte salinité des eaux (Herman, 1965 ; Berggren, 1969 ; Berggren et Boersma, 1969 ; Milliman *et al.*, 1969 ; Deuser et Degens, 1976 ; Risch, 1976 ; Schoell et Risch, 1976 ; Reiss *et al.*, 1980 ; Halicz et Reiss, 1981 ; Almogi-Labin, 1982 ; Luz et Reiss, 1983 ; Reiss et Hottinger, 1984 ; Ivanova, 1985 ; Almogi-Labin *et al.*, 1986 ; Locke et Thunell, 1988 ; Almogi-Labin *et al.*, 1991 ; Rohling, 1994 ; Almogi-Labin *et al.*, 1996 ; Hemleben *et al.*, 1996). *G. ruber* a un seuil de tolérance de salinité supérieur à 49 (Bé et Hamlin, 1967 ; Bé et Tolderlund, 1971 ; Hemleben, 1989), et pourtant, cette espèce est absente durant toute cette période, ou est présente en quantité négligeable, ce qui laisse supposer que la salinité en mer Rouge pendant la période glaciaire aurait excédé 49 (Deuser et Degens, 1969 ; Risch, 1976 ; Locke et Thunell, 1988 ; Almogi-Labin., 1991 ; Rohling, 1994).

L'évidence de la forte salinité pendant la période glaciaire en mer Rouge est prouvée, entre autres, par la nature des foraminifères benthiques. En effet, les miliolidés sont abondants dans les sédiments de la mer Rouge glaciaire (Locke et Thunell, 1988; Halicz et Reiss, 1981). Ils vivent dans les lagons à sur-salure et dans les eaux peu profondes (Halicz et Reiss, 1981). Locke et Thunell, (1988) ont aussi noté la présence en abondance à cette même période, de *Ammonia sp.* qui est une espèce vivant également dans les lagons hyper-salés et les eaux de faible profondeur (Halicz et Reiss, 1981). Les tests de ptéropodes recouverts d'aragonite se retrouvent massivement à travers le dernier épisode glaciaire (Halicz et Reiss, 1981 ; Almogi-Labin *et al.*, 1986 ; Almogi-Labin *et al.*, 1991), en association avec un niveau induré aragonitique (Milliman *et al.*, 1969 ; Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1988; Almogi-labin *et al.*, 1991). Ceci montre que les eaux de fond étaient sur-saturées en aragonite, en raison de la très forte salinité et probablement, de la température légèrement élevée (Milliman *et al.*, Halicz et Reiss, 1981 ; Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1988; Almogi-Labin *et al.*, 1986 ; Almogi-Labin *et al.*, 1991). Cette hypothèse se trouve confortée par de fortes concentrations de calcite magnésienne décelées dans les sédiments fins de la mer Rouge (Locke et Thunell, 1988). La faible oxygénation et la ventilation réduite des eaux profondes en mer Rouge pendant cette période est perceptible dans l'assemblage des foraminifères benthiques présents.

Les valeurs de salinité de la mer Rouge pendant la période glaciaire, calculées à partir de l'enregistrement des isotopes de l'oxygène, diffèrent selon les auteurs. Hemleben *et al.* (1996) estiment que la salinité de surface était de 53,8, Deuser et Degens., (1969) suggèrent une valeur minimum de 46,4 et Almogi-Labin *et al.* (1991) donne une valeur de 48. Lorsque *G. ruber* était absent, Hemleben *et al.*, (1996) ont utilisé des tests propres de ptéropodes *Creseis acicula* pour avoir des valeurs au DMG. La valeur de $\delta^{18}\text{O}$ de cette espèce est environ 0,3‰ plus élevée que la valeur de l'aragonite qui précipite en équilibre avec la température et la composition isotopique de l'eau de mer ambiante. A partir de cela, Hemleben *et al.*, (1996) ont établi une moyenne de $\delta^{18}\text{O}$ entre *C. acicula* et *G. ruber* de $-1,4 \pm 0,12$ ‰ et ont utilisé cette valeur pour convertir la valeur de $\delta^{18}\text{O}$ obtenue des échantillons de ptéropodes en $\delta^{18}\text{O}$ de *G. ruber*. Les variations des isotopes de l'oxygène des eaux profondes sur les foraminifères épibenthiques *Hanzawaia sp.* et *Cibicides mabahethi*, donnent une forte salinité des eaux profondes >55 pendant le DMG (Hemleben *et al.*, 1996).

Il apparaît clairement qu'une telle élévation de salinité (avoisinant 50) est liée à la baisse du niveau marin (Deuser et Degens., 1969 ; Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1988 ; Almogi-Labin *et al.*, 1991 ; Rohling, 1994 ; Hemleben *et al.*, 1996).

A 18 Ka BP, le niveau marin du DMG était 120 m plus bas (Fairbanks, 1989) (*figure I-22*). Cela a entraîné une réduction de la surface de la mer Rouge de moitié (Locke et Thunell, 1988). Au Nord, le golfe de Suez était à découvert et au Sud les larges pentes côtières ont laissé place à des terrains émergés.

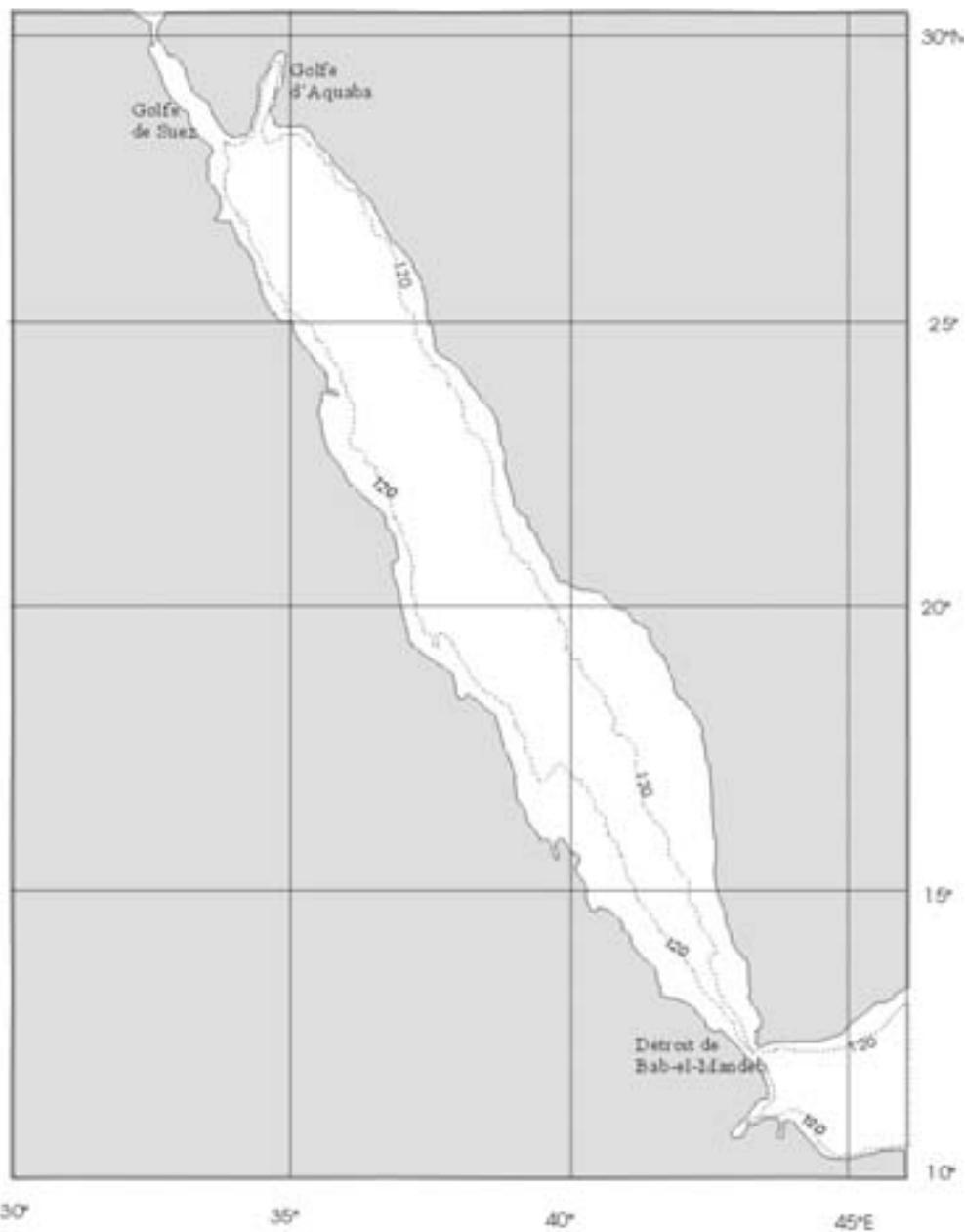
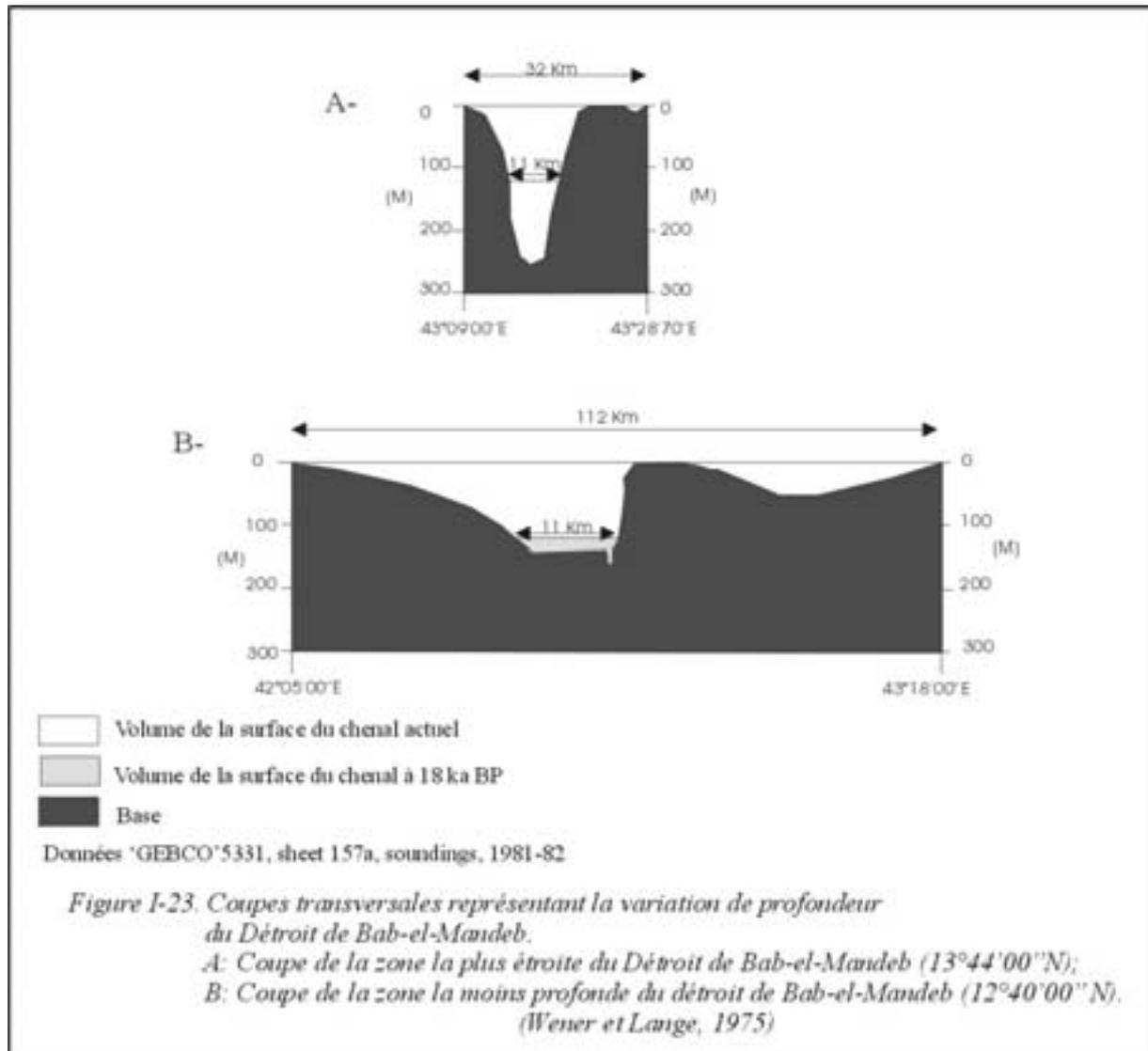


Figure I-22. Carte de la mer Rouge avec le contour du niveau marin (120 m) au dernier maximum glaciaire.

La baisse du niveau marin a entraîné de grandes modifications des dimensions du détroit de Bab-el-Mandeb. Puisque les échanges significatifs avec le golfe d'Aden se déroulaient à travers ce détroit étroit et peu profond, il y a eu une forte réduction des échanges de flux avec l'océan ouvert. La zone la moins profonde du détroit se trouve à proximité de l'île de Hanish, avec une profondeur de 137 m (Wener et Lange, 1975). Supposant que la morphologie du détroit n'ait pas changé significativement au cours des derniers 18000 ans, la diminution du niveau marin à 18 ka BP l'aurait réduit à 17 m de profondeur, réduisant la largeur du chenal de 112 km à 11 km (Wener et Lange, 1975) (figure I-23). La réduction de la largeur et/ou de la profondeur du détroit de Bab-el-Mandeb a pour conséquence une augmentation de la salinité dans le bassin de la mer Rouge (Thunell *et al.*, 1988).



5.3 Effets de la déglaciation sur la sédimentation en mer Rouge

Les sapropèles découverts en mer Rouge dans les sédiments Plio-Pleistocène, marquent des périodes de stagnation des eaux de fond (Herman, 1965 ; Stoffers et Ross, 1977). La dernière période de stagnation en mer Rouge remonte à 10-11 ka BP et est représentée par 2-3 cm de sédiment noir, qu'on retrouve dans les prélèvements marins à des profondeurs supérieures à 800 mètres (Herman, 1971 ; Besse et Taviani, 1982 ; Locke et Thunell, 1987 ; Taviani, 1995 ; Hoffman *et al.*, 1998).

Un niveau noir avec une teneur relativement élevée en carbone organique total a été observé dans les sédiments de la mer Rouge, au-dessus du niveau induré. Décrit comme un sapropèle, il a été daté par AMS ¹⁴C à 8 ka BP (Ivanova, 1985), ce qui coïncide avec la phase finale de

l'augmentation globale du niveau marin de 10 à 6 ka BP (Bard *et al.*, Fairbanks, 1989 ; Bard *et al.*, 1996). Thunell *et al.* (1988) proposent l'explication suivante concernant la formation de ce sapropèle : l'élévation du niveau marin a entraîné une augmentation du volume d'eau entrant dans la mer Rouge par le Golfe d'Aden. A cette époque, 8 ka BP, la mousson SW était à son intensité maximum, avec des précipitations annuelles importantes de l'ordre de 100-400 mm, comparativement à celles d'aujourd'hui 25-100 mm (Prell et Streeter, 1981 ; Van Campo *et al.*, 1982 ; Fontugne et Duplessy, 1985 ; Prell et Van Campo, 1986 ; Prell *et al.*, 1992 ; Petit-Marie *et al.*, 1994). On note aussi des apports d'eau douce par ruissellement provenant du fleuve Khor Baraka (Rossignol-Strick, 1984). L'entrée d'eau douce riche en nutriments, due à l'intensification des précipitations et du ruissellement, est associée à l'augmentation rapide du volume d'eau entrant du golfe d'Aden dans le bassin à cette période. Ceci a pour conséquence une baisse de salinité de surface, entraînant le rétablissement des foraminifères planctoniques et causant une stagnation des eaux profondes, améliorant ainsi la préservation du carbone organique dans les sédiments.

En Méditerranée, le sapropèle S1 (le plus récent), s'est mis en place aux alentours de 8 Ka BP. La corrélation entre le S1 et le sapropèle du stade 1 en mer Rouge a déjà été mise en évidence dans de nombreux travaux (Ivanova, 1985 ; Rossignol-Strick *et al.*, 1985 ; Thunell *et al.*, 1988 ; Locke et Thunell, 1988 ; Almogi-labin *et al.*, 1991).

Le synchronisme de ces événements est selon ces auteurs liés à l'augmentation des précipitations pendant cette période à la fois sur l'Afrique et sur l'Arabie, suite à l'intensification de la mousson SW (Van Campo *et al.*, 1982). Cette intensification de la mousson provoquant des épisodes de crues synchrones du Nil et du Khor Baraka.

En 1983, Rossignol-Strick montre qu'il y a une très bonne corrélation entre l'insolation d'été sur les latitudes nord tropicales et l'apparition des sapropèles ; l'auteur suggère que les sapropèles se sont formés suite à d'intenses crues du Nil induites par une intensification de la mousson africaine en raison de la forte insolation.

Taviani (1998) résume le processus de formation des sapropèles en deux phases (*figure I-24*) :

- une phase préparatoire avec accumulation d'eau dense et salée (18-11ka BP) qui correspond à la période glaciaire. Elle se définit par une augmentation de la salinité au-delà de 50 (Reiss *et al.*, 1980 ; Almogi-Labin, 1982 ; Thunell *et al.*, 1988), une annihilation quasi totale de la vie marine à l'exception de quelques individus de *G. ruber* et de *Creseis acicula* en général associés aux croûtes indiquant des conditions hyper-salées. Ces modifications se font en réponse à la baisse du niveau marin de 120 m (Fairbanks, 1989).

- suite à cette période de sécheresse, survient une phase pluvieuse (11-8 ka BP) qui se caractérise par une décroissance de la salinité, un rétablissement de la vie marine, une augmentation de la productivité.

Le processus de stagnation des eaux de fond est induit principalement par la baisse de la salinité des eaux de surface qui augmente la stratification de la colonne d'eau et empêche la

formation de l'eau profonde. La remontée du niveau marin a augmenté le volume du flux d'eau entrant en provenance de l'océan Indien. Cette eau est caractérisée par sa faible densité. Le réchauffement des eaux superficielles en climat interglaciaire contribue aussi à la baisse de densité. La superposition d'une masse d'eau de surface peu salée et peu dense et d'une eau profonde piégée au fond par sa forte densité entraîne une réduction des échanges verticaux et une baisse de la ventilation des masses d'eau. Les conditions favorables à l'accumulation et la préservation de la matière organique sont installées et donnent lieu à la formation des sapropèles.

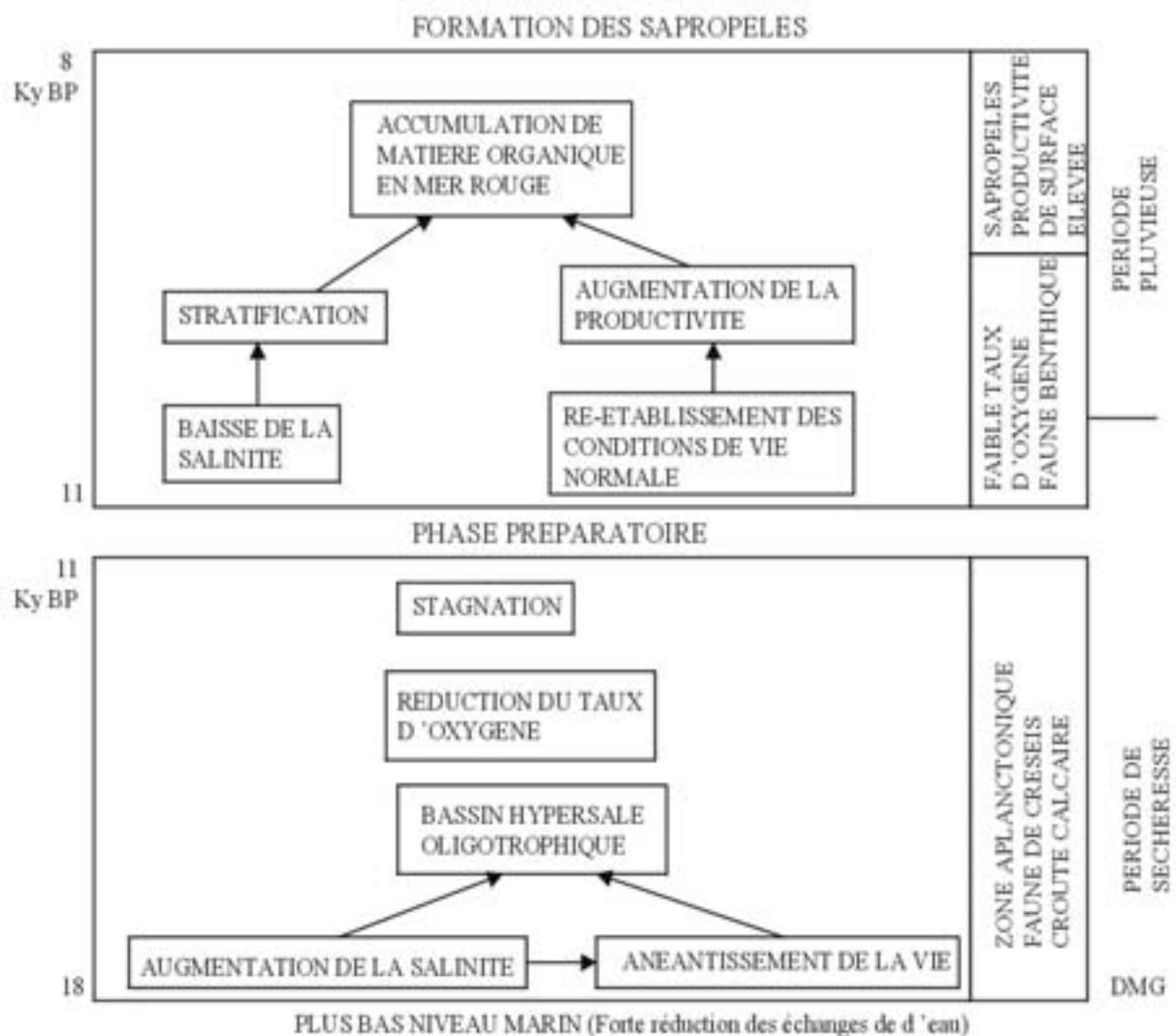


Figure I-24. Schéma récapitulatif des principaux événements paléocéanographiques en mer Rouge (Teviani, 1998) DMG: Dernier Maximum Glaciaire.

L'enregistrement des ptéropodes montre une faune entièrement épipélagique. Ceci suggère une séparation nette entre l'eau de surface et l'eau intermédiaire, due aux gradients physiques et chimiques qui régnaient à cette période, empêchant ainsi la formation de l'eau profonde et, donc, la ventilation des eaux profondes. La circulation en mer Rouge autour de 8 ka BP était donc restreinte à la partie supérieure de la colonne d'eau avec une entrée d'eau en surface

provenant du golfe d'Aden et un écoulement intermédiaire en mer Rouge, les eaux profondes étant stagnantes (Locke et Thunell, 1988).

Après environ 1000 ans de stagnation, la mer Rouge a connu d'importants changements sur une courte période (~1000 ans) avec des salinités atteignant les valeurs actuelles et des gradients verticaux de densité réduits. Ces changements transparaissent dans l'augmentation de l'abondance des ptéropodes mésopélagiques (jusqu'à 75% de l'assemblage) (Almogi-Labin *et al.*, 1991). Entre 4,6 et 2 Ka BP, le renouvellement de l'eau profonde et intermédiaire s'est accentué. Ce changement fait suite au plongement de l'eau profonde nouvellement formée dans le golfe de Suez, qui a été réactivé à la fois par la remontée post glaciaire du niveau marin et par les eaux de surface du Nord de la mer Rouge (Almogi-Labin *et al.*, 1991). La profondeur maximum du golfe de Suez étant de 73 m, cette source d'eau profonde avait été asséchée par la baisse de 120 m du niveau marin au cours de la dernière période glaciaire. Les conditions régnant actuellement en mer Rouge ont été établies au cours des derniers 2000 ans (Almogi-Labin *et al.*, 1991).

Résumé

De nombreuses études réalisées sur la microfaune planctonique et benthique montrent l'importance de la cyclicité glaciaire sur la circulation et la salinité des masses d'eau en mer Rouge (Degens et Ross, 1969 ; Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1988 ; Thunell *et al.*, 1988, Almogi-labin *et al.*, 1991/1996 ; Hemleben *et al.*, 1996).

Pendant la dernière période glaciaire, les eaux de la mer Rouge ont atteint une salinité très élevée qui s'est traduite par la précipitation inorganique de carbonates et la formation d'un niveau induré aragonitique, mis en évidence dans de nombreuses carottes prélevées en mer Rouge (Milliman *et al.*, 1969). Lors du dernier maximum glaciaire, la forte salinité des eaux de surface (estimée par Hemleben *et al.*, 1996, à 53) est à l'origine de la baisse considérable de la diversité des foraminifères planctoniques et des ptéropodes. Cette forte salinité explique la présence, dans toutes les carottes prélevées en mer Rouge, d'un intervalle stérile dit « zone aplanctonique » (Hemleben *et al.*, 1996).

Pendant les périodes interglaciaires, l'humidité plus élevée du climat et la reprise des échanges d'eau avec l'océan ouvert se traduisent par une baisse de la salinité des eaux de surface qui induit une stratification stable de la colonne d'eau et conduit ainsi à une baisse de la ventilation des eaux profondes (Locke et Thunell, 1988 ; Thunell *et al.*, 1988 ; Almogi-Labin *et al.*, 1991/1996). La formation du niveau sapropélique lors du stade interglaciaire 1 résulterait, ainsi, d'une meilleure préservation de la matière organique sur le fond liée à la stagnation des eaux profondes.

La *figure I-25* résume les caractéristiques de la mer Rouge, la circulation et les échanges d'eau avec le golfe d'Aden au cours de trois périodes : le Dernier Maximum Glaciaire, pendant la Déglaciation et actuel.

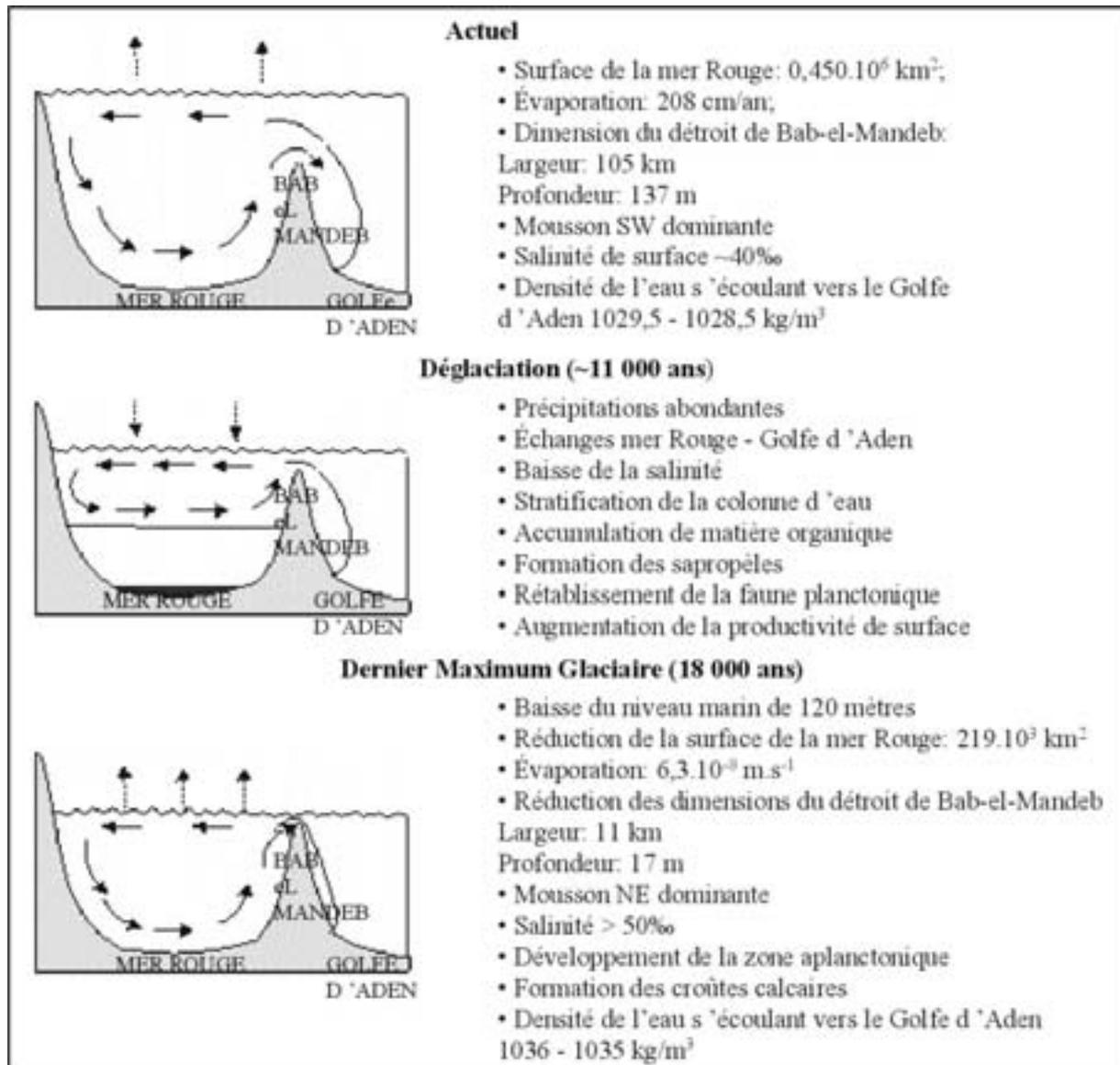


Figure I-25. Schéma récapitulatif de la circulation et des caractéristiques de la mer Rouge au Dernier Maximum Glaciaire, pendant la déglaciation et à l'actuel

CONCLUSION

La mer Rouge est un bassin semi-fermé, séparé du NW de l'Océan Indien par un seuil peu profond, le seuil de Hanish, localisé au nord du détroit de Bab-el-Mandeb. Les échanges d'eau entre le bassin et l'océan ouvert se déroulent à travers ce seuil peu profond (105 km de largeur et 137 m de profondeur (Wener et Lange, 1975)). Les conditions hydrologiques en mer Rouge sont de ce fait extrêmement sensibles aux changements climatiques locaux et aux variations des flux d'eau échangés avec l'océan Indien, particulièrement celles causées par les variations du niveau marin engendrées au cours des cycles glaciaires/interglaciaires.

La mer Rouge présente au sein de la zone axiale de nombreuses dépressions remplies de saumures, qui proviennent du lessivage des séries évaporitiques miocènes. Ces fosses regorgent également de sédiments plus ou moins minéralisés.

Notre étude porte sur ce jeune océan, au sein duquel on note une amplification des signaux climatiques due aux échanges restreints avec l'océan Indien et à l'évaporation élevée (208 cm/an (Ahmad et Sultan, 1987) et qui présente une activité hydrothermale au niveau du fossé central. Nous allons dans un premier temps établir le contexte stratigraphique et paléoenvironnemental de notre zone d'étude. Ensuite, nous allons replacer dans ce cadre l'enregistrement hydrothermal obtenu dans les carottes.

Chapitre II : Matériel et méthodes

Introduction

Ce chapitre présente le matériel d'étude et les différentes techniques analytiques utilisées pour créer la base de données nécessaire à la bonne conduite de cette étude.

I. Matériel

1.1. Mission REDSED

Le matériel étudié dans cette thèse provient de la mission REDSED-MD 73, effectuée en septembre 1992 à bord du navire océanographique français, le Marion Dufresne. Des carottes sédimentaires ont été prélevées dans six fosses situées le long de l'axe de la mer Rouge (du Nord au sud, Thétis, Atlantis II, Valdivia, Chain B, Port Soudan, Suakin) et hors fosse, entre 19° et 23° de latitude Nord (*figure II-1*). Les boues ont été collectées, au moyen d'un carottier de type Kühlenberg. Une fois remontées à bord les carottes ont été découpées longitudinalement en sections de 1,5 mètres. Les carottes ont été conservées en chambre froide (4°C) dans la carothèque du Muséum d'Histoire Naturelle de Paris.

1.2. Carottes étudiées

Les carottes retenues pour notre étude se situent dans la zone axiale de la mer Rouge entre 19° et 23°N (*figure II-1*). Le tableau 1 présente leurs caractéristiques.

Numéro de la carotte	Nom de la fosse	Latitude (N)	Longitude (E)	Longueur (m)	Profondeur (m)	Carottier pilote	Nombre d'échantillons
MD 92-1037	Thétis	22°47,71	37°35,96	6,15	1763	Oui	79
MD 92-1030	Valdivia	21°20,55	37°57,09	11,52	1605	Oui	137
MD 92-1034	Hors fosse	21°17,39	37°45,04	7,95	990	Non	78
MD 92-1013	Suakin	19°36,49	38°43,64	5,8	2753	Non	100
MD 92-1015	Plaine Suakin	19°37,55	38°37,71	15,8	1969	Non	188

Tableau II-1 : Caractéristiques des carottes étudiées.

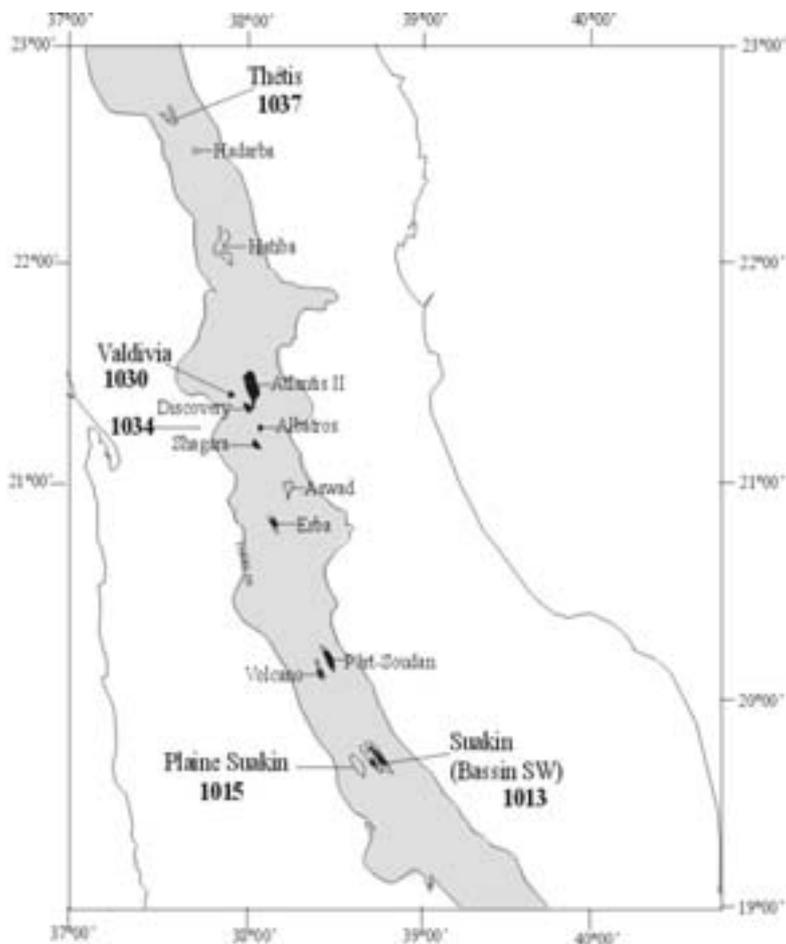


Figure II-1. Carte de localisation des sites de prélèvements des carottes de l'étude.

1.3. Echantillonnage

La partie exposée des sections les plus riches en sulfures a pris une couleur rouge et contient des cristaux millimétriques de gypse, indiquant l'oxydation partielle de ces minéraux (Anschutz, 1993). Le cœur des demi-sections est resté intact, comme le montre le bon état de conservation des foraminifères qui ont été extraits. L'échantillonnage s'est donc effectué au cœur des demi-sections, la partie exposée ayant été préalablement nettoyée. Cet échantillonnage a été réalisé à haute résolution, avec un échantillon prélevé environ tous les 5 cm. Ce qui a permis de récolter 582 échantillons sur les cinq carottes de l'étude (tableau II-1). Les prélèvements de 1 cm de section chacun (soit environ 6 cm³) ont été placés dans deux aliquotes. Une boîte servant pour les analyses chimiques et la seconde pour les analyses sédimentologiques et micro paléontologiques.

II. Méthodes d'étude

L'étude des cycles climatiques et des événements hydrothermaux qui se sont succédés en mer Rouge nécessite une approche pluridisciplinaire. Des techniques d'investigation ont été utilisées permettant l'étude des enregistrements sédimentaires, chimiques et la datation des carottes de notre étude.

Nous allons présenter successivement les différentes techniques utilisées au cours de nos investigations. Mises à part les datations de ^{14}C réalisées en Hollande, avec le concours du Laboratoire d'Océanographie Dynamique et de Climatologie (LODYC) de l'Université Pierre et Marie Curie de Paris, les analyses de notre étude ont été effectuées dans les différentes équipes du Département de Géologie et d'Océanographie (DGO) de l'Université Bordeaux I, UMR CNRS 5805.

2.1. Analyse physique

L'ensemble des analyses chimiques effectuées sur les sédiments nécessite de connaître la masse de la portion de particules utilisée pour les attaques chimiques. Pour cela les échantillons séchés ont été broyés. Dans le cas des sédiments marins lorsque les boues sont séchées l'eau est évacuée, mais en plus les sels dissous précipitent. En conséquence, ces sels s'ajoutent à la masse des particules. Leur teneur doit être connue afin de corriger les prises d'échantillons de la teneur en sel. Cette correction est d'autant plus importante dans les sédiments des fosses de la mer Rouge où les eaux interstitielles sont des saumures saturées en halite. Des mesures de teneur en sel ont été réalisées sur les échantillons récoltés.

2.1.1. Manipulation

Pour déterminer la teneur en sel, nos échantillons préalablement lyophilisés ont été broyés dans un mortier en agate. A 200 mg de poudre a été rajouté 1 ml d'eau distillée. Le mélange, agité vigoureusement, a permis d'homogénéiser la solution et de dissoudre le sel. Après avoir centrifugé quelques secondes cette solution pour séparer la fraction liquide des sédiments, 200 μl du surnageant ont été prélevés à l'aide d'une pipette pour la lecture au salinomètre.

Le salinomètre utilisé est un réfractomètre de type S-10. La solution à analyser est déposée sur la surface du prisme. La mesure est effectuée à 20°C et la lecture de la teneur en NaCl contenu dans l'échantillon se fait sur un écran gradué de 0-10% (ou 0-100‰). Avant chaque série de mesures, le niveau 0 (0% NaCl) du salinomètre est réglé avec de l'eau distillée. Entre les mesures effectuées, la surface du prisme de lecture est correctement nettoyée, pour éviter une contamination des solutions analysées.

2.1.2. Traitement des résultats

Le salinomètre donne la teneur en sel contenue dans 1ml d'eau et pour 200 mg de sédiments. La masse de sédiment sans sel (m) est obtenue en soustrayant la masse de sel contenue dans le sédiment, de la masse totale du sédiment.

$m = \text{masse totale} - \text{masse de sel}$

$\text{masse de sel} = (\text{teneur en sel} / \text{masse de sédiment utilisée pour la mesure}) \times \text{masse totale}$

2.2. Analyses sédimentologiques

2.2.1. Description des faciès

La description des carottes s'est faite sur les demi-sections. Elle prend en compte la nature, la couleur du sédiment et la présence d'éléments divers (ptéropodes, éléments plus ou moins grossiers...).

2.2.2. Analyses granulométriques

Les analyses granulométriques ont pour objectif de mesurer la taille des particules élémentaires composant le dépôt (sables, silts) et de définir la fréquence statistique des différentes tailles de grains dans le sédiment. Elles permettent de préciser les conditions dynamiques du dépôt et l'environnement dans lequel la sédimentation a eu lieu. La méthode de l'analyse granulométrique dépend de la nature des grains et de leur taille. La technique de tamisage est souvent utilisée pour les sables et celle de la granulométrie laser pour les silts et argiles. La granulométrie de tous les échantillons prélevés le long des carottes a été effectuée par diffractométrie laser au moyen de l'appareil " Malvern 2600 E" de l'équipe de "Sédimentologie et géologie marine" du DGO. Aucun pré-traitement n'a été réalisé avant l'analyse.

Principe de la granulométrie laser

Le granulomètre laser est constitué d'un tube laser qui émet une lumière rouge de faible puissance. Les particules qui doivent être mesurées sont d'abord diluées puis mises en circulation dans une cellule appropriée. Les particules éclairées par la lumière laser dévient cette dernière de son axe principal et la quantité de lumière déviée et l'importance de l'angle de diffraction permettent de mesurer avec précision la taille des particules. La gamme des diamètres mesurables s'étend de 0,05 à 900 microns avec une possibilité d'extension de la gamme jusqu'à 3,5 millimètres. Les intensités reçues aux différents angles par des photodiodes en silicium sont numérisées puis analysées par calcul sur des matrices inverses.

Le résultat du calcul est représenté sous forme d'histogramme et caractérisé le plus souvent par un diamètre médian, un diamètre moyen et un coefficient de variation. L'analyse est faite simultanément sur l'ensemble des particules circulant devant le faisceau laser.

2.3. Etude du contexte stratigraphique

2.3.1. Etude des foraminifères planctoniques

L'étude des micro-fossiles a pour but de connaître les environnements successifs qui ont régné au cours de la sédimentation. Les organismes étudiés ici sont essentiellement les foraminifères planctoniques.

2-3-1-1 Morphologie et écologie

Les foraminifères planctoniques sont des micro-organismes unicellulaires marins. Ce sont des protistes à test minéralisé (calcaire) appartenant au zooplancton. Leur test est formé par la succession de loges communiquant entre elles par des foramens. Les tests jouent un rôle important dans la protection de l'animal et dans les échanges gazeux. Ils peuvent être ornementés, lisses ou recouverts de stries, de côtes, de tubercules, d'épines.

La distribution des foraminifères planctoniques est liée aux fluctuations de température, de salinité de l'eau de surface et à la bio-disponibilité des carbonates leur servant à construire leurs tests. On les rencontre dans toute la colonne d'eau, mais la plupart se concentrent dans les 200 premiers mètres de la zone photique. Les foraminifères planctoniques sont des micro-fossiles très utilisés en biostratigraphie et en paléoclimatologie.

En mer Rouge, les foraminifères planctoniques qui prédominent sont des 2 types :

- les espèces épineuses : *Globigerinoides ruber*, *Globigerinoides sacculifer*, *Hastigerina siphonifera*, *Hastigerina pelagica*, *Globigerinoides bulloïdes*, *Globoturborotalia rubescens*, *Globoturborotalia tenella* et *Orbulina universa* ;
- les espèces non-épineuses : *Globorotalia menardii*, *Neogloboquadrina pachyderma*, *Neogloboquadrina dutertrei* et *Pulleniatina obliquiloculata*, sont présentes en faible quantité au Sud, pendant les périodes d'entrée hivernale provenant du Golfe d'Aden (Kleijine *et al.*, 1988 ; Auras-Schudragies *et al.*, 1989 ; Ganssen et Kroon, 1991).

2-3-1-2 Préparation des échantillons et analyse

Les échantillons destinés à l'analyse micro-paléontologique ont été préalablement lavés, puis les foraminifères ont été triés, déterminés et comptés. Toutes ces manipulations ont été effectuées au DGO, au sein des équipes "Biopal - Traceurs Micropaléontologiques" et "Traceurs Isotopiques".

Lavage :

Le lavage est utilisé pour extraire les micro-fossiles des sédiments meubles. Les échantillons de notre étude ont été lavés à l'eau sur des tamis de maille 150 µm et 63 µm. Le résidu de chaque tamis a été séché à l'étuve pendant 24 heures et pesé par la suite.

Analyse qualitative et quantitative des foraminifères :

L'analyse qualitative et quantitative des foraminifères planctoniques s'est fait à la loupe binoculaire, sur le refus du tamis de maille 150 µm.

- Analyse qualitative

La reconnaissance des espèces est basée sur des travaux antérieurs concernant l'étude micro-paléontologique des sédiments récents de la mer Rouge (Rosenberg-Herman, 1965 ; Berggren et Boersma, 1969 ; Risch, 1976).

- Analyse quantitative

La fraction >150 µm a été divisée n fois, de sorte que le nombre d'individu compté (toutes espèces confondues) soit en moyenne égal à 300. n est alors multiplié par " le facteur SPLIT " correspondant, pour obtenir le nombre total de foraminifères planctoniques contenu dans l'échantillon. Le calcul du pourcentage de chaque espèce se fait selon l'équation :

$$\% = (N/T) \times 100$$

où N : nombre compté pour l'espèce considérée

T : nombre total de foraminifères planctoniques comptés $T = n \times \text{SPLIT}$

La signification paléo-écologique des courbes de pourcentage de chacune des espèces permettra une interprétation paléo-environnementale.

2.3.2. Analyse des isotopes de l'oxygène

2.3.2.1. Principe de la méthode

Les molécules d'eau réparties dans les grands réservoirs mondiaux (océans, glace) associent en grande majorité à leurs deux atomes d'hydrogène un atome d'oxygène de masse atomique 16, dit léger (^{16}O). Une part infime des molécules d'eau (0,2 % pour l'océan) portent un atome d'oxygène dit lourd, de masse atomique 18 (^{18}O). Cette inégalité de distribution entre ces deux isotopes de l'oxygène se retrouve tout au long du cycle de l'eau avec notamment des molécules portant un atome ^{16}O , plus légères et donc plus facilement mobilisables lors de l'évaporation et à l'inverse, des molécules associant un atome ^{18}O , plus lourdes et précipitant en premier. En période glaciaire, le stockage de l'eau sous forme de glace au niveau des calottes et des glaciers continentaux est synonyme d'un stockage de ^{16}O et

donc d'un enrichissement des océans en ^{18}O . Ces changements sont archivés dans les sédiments et leur amplitude accessible par l'intermédiaire des micro-fossiles marins.

2.3.2.2. Méthode de préparation

L'espèce de foraminifère planctonique retenue pour l'analyse des isotopes de l'oxygène est *Globigerinoides ruber* choisi dans la fraction comprise entre 250 et 350 μm , provenant de l'analyse de la faune planctonique. Les individus de *G. ruber* les plus propres (la matière organique ou les impuretés pouvant contaminer les mesures) sont prélevés un à un à l'aide d'un pinceau. Une fois sélectionnés les foraminifères ne sont soumis à aucune préparation préalable à l'analyse au spectromètre de masse.

Le spectromètre de masse

La spectrométrie de masse est la technique utilisée pour analyser la composition isotopique des échantillons. Les mesures ont été réalisées sur le spectromètre de masse "optima" de Micromass couplé à un multiprep, de l'équipe "Traceurs Isotopiques" du DGO (*photographie II-1*).



Photographie II-1. Vue d'ensemble du système de préparation des échantillons MultiPrep et du spectromètre de masse Optima (Equipe Traceurs isotopiques, DGO, 2001).

- Principe

Le spectromètre de masse sépare les différents ions d'un échantillon en fonction de leur masse et de leur charge ionique. Les ions ainsi séparés sont collectés et quantifiés.

Le spectromètre de masse à source gazeuse utilisé permet l'extraction du CO₂ des tests carbonatés des foraminifères par le système MultiPrep. Dans le système de préparation des échantillons " MultiPrep ", chaque échantillon (0,120 mg en moyenne) est analysé dans un récipient indépendant. L'attaque acide des échantillons carbonatés s'effectue avec de l'acide phosphorique (H₃PO₄) pur (103%) et à une température constante (90°C). Le CO₂ dégagé par la réaction est capté et purifié avant son introduction dans le spectromètre de masse.

- Présentation des résultats

Le δ¹⁸O mesuré par spectrométrie de masse matérialise la teneur en isotopes lourds contenue dans les carbonates fossiles. Il correspond au rapport d'un isotope lourd (¹⁸O) à celui de son homologue léger (¹⁶O) et ceci par rapport au standard PDB (Craig, 1957). Cette relation s'exprime comme suit :

$$\delta^{18}\text{O} (\text{‰}) = [(\{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\}_{\text{échantillon}} / \{^{18}\text{O}/^{16}\text{O}\}_{\text{standard PDB}}) - 1] \times 1000$$

Les mesures concernant les organismes planctoniques, donnent accès aux changements du volume des glaces et de températures ayant affecté les couches superficielles des océans. Elles peuvent aussi traduire des événements plus localisés, comme des arrivées d'eaux douces (fontes) ou des anomalies liées à une exceptionnelle pluviosité, ou inversement, à une forte évaporation.

2-3-3 Datations au ¹⁴C

Le ¹⁴C est un outil indispensable à toute chronostratigraphie, mais il n'est cependant fiable que sur les 30000 dernières années, car au-delà, la radioactivité de l'échantillon devient très faible et non mesurable.

2.3.3.1. Principe

Tout organisme vivant présente la même radioactivité que le gaz carbonique de l'atmosphère. Cette radioactivité est entretenue en permanence par les bombardements cosmiques interagissant avec l'azote (formation de l'isotope radioactif ¹⁴C). A la mort de l'organisme, ses échanges avec l'atmosphère cessent et la quantité de ¹⁴C qu'il renferme diminue de moitié tous les 5568 ± 30 ans (période de désintégration conventionnelle, Stuiver *et al.*, 1998). L'âge de l'organisme est alors obtenu en mesurant l'activité du ¹⁴C restante.

2.3.3.2. Préparation des échantillons

Les échantillons ont été préalablement lavés à l'eau sur des tamis de maille 150 µm et 63µm, puis passés 10 secondes dans une cuve à ultra sons pour éliminer les impuretés. Le refus du tamis de maille 150 µm a été passé à la loupe binoculaire pour enlever les particules détritiques. C'est sur cette fraction que sont effectuées les mesures de ¹⁴C.

2.4. Analyses chimiques

Les analyses chimiques effectuées au cours de notre étude sont :

- le dosage des métaux (Fe, Mn, Zn) et l'analyse Carbone/Soufre réalisés au sein de l'équipe "Traceurs Géochimiques et Minéralogiques" (TGM) du DGO.
- la calcimétrie a été réalisée dans l'équipe de "Sédimentologie et Géologie Marine" du DGO.

2.4.1. Dosage des métaux

Dans les dorsales océaniques, l'eau de mer s'infiltré par les failles présentes le long des centres d'expansion. Lors de la circulation dans la croûte océanique, cette eau de mer se transforme en un fluide hydrothermal minéralisateur. Les principaux changements physiques et chimiques que subit l'eau de mer sont une augmentation de température, une décroissance du pH, une décroissance du potentiel redox (*tableau II-2*).

	Eau de mer	→	Fluide hydrothermal
Température	2°C	→	> 400°C Augmentation de la température à proximité de la chambre magmatique (1200°C)
pH	7,8	→	<4 Mobilisation du Mg et acidification du fluide $H_2O \rightarrow OH^- + H^+$ $2OH^- + Mg^{2+} \rightarrow Mg(OH)_2$ Excès de H^+ = décroissance du pH
Eh (potentiel redox)	+	→	- Réduction des sulfates en sulfures par oxydation du Fe $Fe^{2+} \rightarrow Fe^{3+}$ (dans le basalte) Eau de mer $SO_4^{2-} \rightarrow S^{2-}$ (H_2S)

Tableau I-2. Différentes transformations subies par l'eau de mer lors de la circulation hydrothermale dans la croûte océanique.

Le fluide obtenu, fortement corrosif, est alors capable de lessiver la croûte océanique et d'en extraire des éléments tels que le Li, K, Rb, Cs, Ba, les métaux de transition Fe, Mn, Cu, Zn (*tableau II-3*).

Température	Basalte	Eau de mer/ Fluide hydrothermal
~ 150°C	Ca	←
> 150°C		→ K, Li, B, Rb, Cs
> 250°C	Mg	←
> 300°C		→ Fe, Mn, Zn, Cu,

Tableau II-3. Echanges eau/roche lors de la circulation hydrothermale dans la croûte océanique en fonction de la température.

Dans le cas de la mer Rouge, ces métaux précipitent soit sous forme de sulfures au niveau de la source hydrothermale, soit sous forme d'oxydes à l'interface entre la saumure et l'eau de mer. On observe alors un enrichissement des sédiments en ces éléments.

Au cours de notre étude, nous avons dosé les trois métaux majeurs de ce lessivage, qui sont le fer, le manganèse et le zinc.

2.4.1.1. Protocole de dosage

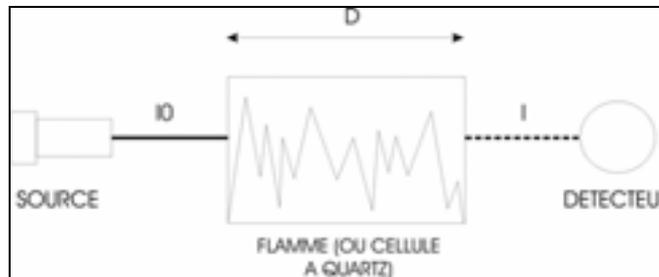
L'analyse multi-élémentaire des sédiments passe par la mise en solution des échantillons. Elle se fait par attaque acide, permettant de doser les concentrations en métaux. L'acide va digérer la matrice cristalline des particules et les métaux se dissolvent dans la solution acide, prêts à être dosés.

Avant de retenir l'attaque à l'acide nitrique, une première attaque à l'eau Regale (HCl + HNO₃) a été réalisée. Mais les problèmes rencontrés lors de l'expérimentation (effervescence trop forte suite à la réaction, avec perte de sédiments et donc d'informations), nous ont amenés à y renoncer.

La mise en solution préférentielle des oxydes, des sulfures et des carbonates a été effectuée par attaque acide à HNO₃. 50 mg de poudre sont attaqués par 2 ml de HNO₃ à 70%. L'ensemble des échantillons est maintenu sur un agitateur mécanique pendant 48 heures. Après centrifugation de la solution résultante, 100µl du surnageant sont prélevés, puis évaporés à chaud. Le résidu d'évaporation est repris dans 9,9 ml de HCl à 2%, soit une dilution de 100 fois. Le spectromètre d'absorption atomique (AAS) à flamme de type Perkin Elmer, Aanalyst 300, a été utilisé pour doser le fer, le manganèse et le zinc.

2.4.1.2. Le Spectromètre d'Absorption Atomique (AAS)

L'AAS est composé principalement d'une cellule, d'un détecteur et d'une lampe, fabriquée dans le même métal que le métal que l'on veut doser.



On envoie un rayon lumineux avec une certaine intensité I_0 . Ce rayon traverse une cellule de longueur D , contenant le métal (uniquement sous forme d'atomes) que l'on veut doser. La lumière qui rentre dans la cellule et ayant la même longueur d'onde que le métal, excite celui-ci. Une fois cette cellule traversée, la lumière est projetée sur le détecteur, qui va mesurer l'intensité finale I_{fin} . A partir de ces intensités, on peut calculer l'extinction, puis la concentration en métal de l'échantillon :

$$\Sigma = \ln \frac{I_0}{I_{fin}} = C.D.\varepsilon$$

ainsi $C = (\ln \frac{I_0}{I_{fin}}) / D.\varepsilon$

Avec :

Σ = extinction

I_0 = intensité à l'entrée de la cellule

I_{fin} = intensité à la sortie de la cellule

C = concentration en atomes du métal

D = longueur de la cellule (ou chemin du rayon dans la cellule)

ε = coefficient molaire d'extinction

L'AAS à flamme de type Perkin Elmer AAnalyst 300, est composé d'un brûleur qui, avec un mélange d'air et d'acétylène, produit une flamme chauffée à une température d'environ 2000-2500 °C.

2.4.1.3. Manipulation et traitement des données brutes

Une calibration externe est réalisée, avant et après chaque série de mesures. La calibration de l'appareil se fait à l'aide d'étalons de différentes concentrations. La solution mère multi-élémentaire (1000 ppm de Fe, 1000 ppm de Mn, 1000 ppm de Zn) est diluée de façon à obtenir une gamme d'étalonnage assez large, avec la solution matrice HCl 2% (tableau II-4).

Les mesures obtenues pour ces étalons permettent de tracer une droite d'étalonnage : densité optique en fonction de la concentration en étalon. En fonction de la déviation de celle-ci, des corrections des mesures sont effectuées.

	Zn (mg/l)	Mn (mg/l)	Fe (mg/l)
Étalon 1	0,05	0,5	1
Étalon 2	0,1	1	2
Étalon 3	0,2	2	4
Étalon 4	0,5	5	10
Étalon 5	1	10	20

Tableau II-4 : Gamme étalon de la calibration externe de l'AAF

Les échantillons aspirés grâce à un petit tuyau parviennent à la flamme où ils sont brûlés. On envoie dans cette flamme une longueur d'onde spécifique à chaque élément dosé. Pour le fer $\lambda=248,8$ nm, pour le manganèse $\lambda=279,8$ nm et pour le zinc $\lambda=213,9$ nm. 3 mesures sont réalisées et à partir de la moyenne obtenue on calcule la concentration de l'échantillon.

Lorsque les valeurs données par l'AAF sont trop élevées (supérieures à la concentration de l'étalon le plus grand), une nouvelle dilution de l'échantillon s'avère nécessaire. Les teneurs de nos échantillons étant très variables d'une carotte à l'autre, pour chaque élément dosé et quelques fois pour des échantillons d'une même carotte, nous avons eu recours à une dilution spécifique.

Le calcul de la concentration de l'élément dosé se fait selon la formule suivante :

$$C \text{ (ppm)} = (C_{\text{mes}} \times D \times V_{\text{HNO}_3}) / m$$

Où : C_{mes} : concentration moyenne fournie par le spectromètre en mg/l

D : dilution

$$D = V_1 / V_2$$

où V_1 volume obtenu après dilution et V_2 volume prélevé après 48 heures

V_{HNO_3} (l) : Volume de HNO_3 utilisé pour l'attaque obtenue à partir de la masse de HNO_3

$$V_{\text{HNO}_3} = m_{\text{HNO}_3} \times d_{\text{HNO}_3}$$

m_{HNO_3} = masse de HNO_3

d_{HNO_3} = densité de HNO_3 (69,0-70,0%)

m (kg) : masse de sédiment corrigée du sel

$$m = \text{masse de sédiment initiale} - \text{masse du sel}$$

2.4.2. Analyse calcimétrique

La méthode de la calcimétrie consiste à déterminer le taux de carbonate de calcium (CaCO_3) contenu dans le sédiment.

En tant qu'outil stratigraphique, il est généralement admis que les taux élevés de carbonates reflètent des conditions interglaciaires caractérisées par des températures chaudes et une forte productivité primaire. A l'inverse, de faibles pourcentages traduisent des périodes glaciaires où le matériel terrigène plus abondant dilue le signal de productivité. Cependant l'enrichissement en carbonate détritique biaise cette loi.

2.4.2.1. Mode opératoire

Les sédiments préalablement lyophilisés ont été broyés et pesés. Les mesures de carbonate de calcium (CaCO_3) dans les échantillons ont été réalisées à l'aide du calcimètre automatique de l'équipe "Sédimentologie et géologie marine" du DGO (*photographie II-2*).



*Photographie II-2. Calcimètre automatique
(Equipe Sédimentologie et géologie marine du DGO)*

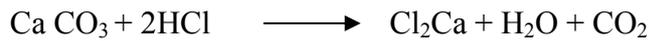
Le calcimètre automatique peut fonctionner pour quatre gammes de masse :

- gamme 100 mg de 90 à 150 mg
- gamme 250 mg de 200 à 300 mg
- gamme 1 g de 900 à 1100 mg
- gamme 2 g de 1900 à 2100 mg

La précision de la mesure est fonction du poids de l'échantillon auquel est adaptée automatiquement une quantité d'acide injectée et un volume d'expansion. La gamme 250 mg a été retenue pour l'analyse de nos échantillons. La montée de la pression est directement affichée sur l'écran pendant la réaction du sédiment avec l'acide et le taux de CaCO_3 s'affiche à la fin des mesures.

2.4.2.2. Principe du calcimètre

Il mesure le volume de CO_2 dégagé dans un tube manométrique après attaque du sédiment à l'acide chlorhydrique, suivant la formule :



Pour chaque échantillon, il met en mémoire la masse, la courbe de montée en pression sur 100 points, le taux calculé et les données peuvent être traitées sur ordinateur.

2.4.2.3. Traitement des résultats

L'appareil donne les résultats en % CaCO_3 du sédiment total. Il faut ramener cette teneur en CaCO_3 à la masse de sédiment sans sel, en appliquant la formule suivante :

$$\% \text{CaCO}_3 = (\text{masse de sédiment totale} \times \% \text{CaCO}_3 \text{ mesuré}) / \text{masse de sédiment sans sel}$$

2.4.3. Analyse carbone/soufre

L'analyse C/S permet de déterminer les proportions en carbone total et en soufre contenues dans nos échantillons.

2.4.3.1. Mode opératoire

L'échantillon à doser en poudre lyophilisée et homogénéisée à l'aide d'une spatule est pesé avec précision et placé dans un creuset en céramique.

La précision de la mesure de la masse de sédiment à doser est très importante car un écart de moins de 10 mg entre les valeurs entraîne des marges d'erreur variables dans les résultats. D'où la nécessité d'avoir une masse équivalente pour tous les échantillons analysés. Nos échantillons dosés avaient une masse moyenne de 50 mg.

On y rajoute une dose de deux activateurs de fusion (limaille de fer et étain). Les teneurs en carbone total et en soufre sont déterminées par photométrie d'adsorption des infrarouges, à l'aide de l'analyseur LECO CS-125 de l'équipe TGM du DGO.

2.4.3.2. Principe du LECO CS-125

Le principe du LECO CS-125 est de pyrolyser un échantillon contenant un ensemble d'accélérateur composé de limaille de fer et d'étain qui assure une combustion totale. Le creuset contenant l'échantillon est ensuite placé dans un four à induction et sous flux d'oxygène pur. La combustion à 1300°C permet la formation de CO_2 et SO_2 . Les gaz sont entraînés par le flux d'oxygène injecté jusqu'à la cellule infrarouge, où ils sont détectés. La source infrarouge est constituée d'un filament en nichrome (alliage nickel - chrome), dont la longueur d'onde de détection est de 4,3 μm pour le CO_2 et de 7,4 μm pour le SO_2 . Avant chaque série d'analyses, la calibration de l'appareil est effectuée à l'aide d'anneaux d'acier dont les teneurs en C et S sont connues (%C = 0,162 \pm 0,003 ; %S = 0,0188 \pm 0,0013).

2.4.3.3. Corrections des mesures

- Pour le carbone total

L'appareil donne les mesures de carbone total en %. Vu la forte salinité de nos échantillons, une correction de sel est nécessaire. Il faut ramener le % C total mesuré à la masse sans sel de sédiment, selon la formule suivante:

$$\% \text{ C total} = (m_{\text{tot}} \times C_{\text{mes}}) / m$$

où : m_{tot} : masse de sédiment dosé en mg

C_{mes} : concentration mesurée

m : masse de sédiment corrigée du sel en mg

$m =$ masse de sédiment initiale – masse du sel (la masse de sel est obtenue à partir des teneurs en sel mesurées)

Calcul du carbone organique

Une analyse du carbone organique totale a été effectuée. Les résultats se sont avérés inexploitable, sans doute à cause d'une décarbonatation incomplète des carbonates de magnésium contenus dans nos échantillons. Les teneurs en carbone organique ont donc été calculées à partir du carbone total mesuré et des teneurs en carbonates.

Le carbone total comprend le carbone organique et le carbone inorganique. Le carbone organique contenu dans les échantillons est donc déduit du carbone total à l'aide de la formule :

$$C_{\text{organique}} = C_{\text{total}} - C_{\text{inorganique}}$$

Le carbone inorganique s'obtient à partir du taux de CaCO_3 mesuré dans les échantillons.

$$C_{\text{inorganique}} = 12\% \text{ CaCO}_3$$

$$\% \text{ C organique} = C_{\text{total}} - 12\% \text{ CaCO}_3$$

- Pour le Soufre

Pour les mesures de S total, deux corrections ont été réalisées.

Une première correction des mesures a été effectuée à l'aide d'une courbe d'étalonnage : concentration réelle en fonction de la concentration mesurée. Deux groupes de standards ont été confectionnés.

- Un groupe de standards a été confectionné à partir de sulfanilamide ($4\text{-NH}_2\text{C}_6\text{H}_4\text{SO}_2\text{NH}_2$) et de bicarbonate de sodium (NaHCO_3), avec une gamme de concentration qui s'étend de 0 à 2% de S. Le % S mesuré par l'analyseur est alors corrigé à partir de l'équation suivante :

$$\% \text{ S corrigé} = 0,2103 C^2 + 0,9565 C + 0,0462$$

où C est le %S mesuré

Cette correction s'applique pour les teneurs en S < 2%.

- Le second groupe de standards a été confectionné à partir de sulfate de magnésium ($\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$) et de carbonate de calcium (CaCO_3), avec une gamme de concentration qui s'étend de 0 à 10. Le % S mesuré par l'analyseur est alors corrigé à partir de l'équation suivante :

$$\% \text{ S corrigé} = 0,7654 \text{ C} + 0,3744$$

où C est le %S mesuré

Cette correction s'applique pour les teneurs en S > 2%.

Le soufre mesuré ici englobe le sulfate des eaux interstitielles et le soufre des sédiments.

Il faut donc soustraire la masse de soufre du sulfate des eaux interstitielles dans chaque échantillon, connaissant la masse de sel de chacun.

Les carottes proviennent de sites différents avec des caractéristiques distinctes. La correction du S est donc spécifique à chaque carotte.

- La carotte 1030 - fosse Valdivia

Caractéristiques des eaux interstitielles :

$$[\text{SO}_4^{2-}] = 72 \text{ mmol/l}$$

$$\text{Salinité} = 242$$

$$\text{MM}_{\text{SO}_4^{2-}} = 96 \text{ g/mol}$$

$$\text{Pour } 242 \text{ g de sel} \rightarrow 6,912 \text{ g de } \text{SO}_4^{2-}$$

$$m_S = 2,304 \text{ g}$$

$$1 \text{ g de sel} \rightarrow 9,52 \cdot 10^{-3} \text{ g de S}$$

$$\text{Masse de S de } \text{SO}_4 = \text{Masse de sel} \times 9,52 \cdot 10^{-3}$$

$$\% \text{ de S de } \text{SO}_4 = (\text{Masse de sel} \times 9,52 \cdot 10^{-3} \times 100) / \text{masse de sédiment sans sel}$$

$$\% \text{ S} = \% \text{ S corrigé} - \% \text{ de S de } \text{SO}_4$$

- La carotte 1013 - fosse Suakin

Caractéristiques des eaux interstitielles :

$$[\text{SO}_4^{2-}] = 33 \text{ mmol/l}$$

$$\text{Salinité} = 147$$

$$\text{MM}_{\text{SO}_4^{2-}} = 96 \text{ g/mol}$$

$$\text{Pour } 147 \text{ g de sel} \rightarrow 3,168 \text{ g de } \text{SO}_4^{2-}$$

$$m_S = 1,056 \text{ g}$$

$$1 \text{ g de sel} \rightarrow 7,18 \cdot 10^{-3} \text{ g de S}$$

$$\text{Masse de S de } \text{SO}_4 = \text{Masse de sel} \times 7,18 \cdot 10^{-3}$$

$$\% \text{ de S de } \text{SO}_4 = (\text{Masse de sel} \times 7,18 \cdot 10^{-3} \times 100) / \text{masse de sédiment sans sel}$$

$$\% \text{ S} = \% \text{ S corrigé} - \% \text{ de S de } \text{SO}_4$$

- Les carottes 1034 – hors fosse ; 1015 – plaine Suakin ; 1037 – fosse Thétis

Les carottes 1034 et 1015 sont des carottes prélevées hors fosses. Les paramètres utilisés pour la correction du S sont ceux de la mer Rouge. La fosse Thétis ne contenant pas de saumure, la

correction de S dans les sédiments de la carotte 1037 est identique à celle des carottes hors fosses.

Caractéristiques

$[\text{SO}_4^{2-}] = 33 \text{ mmol/l}$

Salinité = 40

$\text{MM}_{\text{SO}_4^{2-}} = 96 \text{ g/mol}$

Pour 40 g de sel $\rightarrow 3,168 \text{ g de SO}_4^{2-}$

$m_S = 1,056 \text{ g}$

1g de sel $\rightarrow 0,0264 \text{ g de S}$

Masse de S de $\text{SO}_4 = \text{Masse de sel} \times 0,0264$

% de S de $\text{SO}_4 = (\text{Masse de sel} \times 0,0264 \times 100) / \text{masse de sédiment sans sel}$

% S = % S corrigé - % de S de SO_4

CONCLUSION

L'échantillonnage haute résolution réalisé (un échantillon environ tous les 5 cm), ainsi que les méthodes adéquates choisies permettent de constituer la base de données requise pour mener à bien notre étude. La stratigraphie des carottes sera établie à partir des courbes isotopiques, doublées de datations AMS ^{14}C . Des répliqués de mesures seront effectués pour toutes les analyses, afin de rendre fiable les résultats.

Chapitre III : Biostratigraphie et Paléoenvironnement

Introduction

La mer Rouge est un bassin confiné dans lequel on note une amplification des signaux de la variation climat/océan. A titre d'exemple, la baisse du niveau marin de -120 m au stade 2 (Fairbanks, 1989), a entraîné un phénomène local lié à l'augmentation de la salinité : les zones aplanctoniques (Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1988 ; Almogi-labin *et al.*, 1991 ; Hemleben *et al.*, 1996). Il apparaît essentiel de connaître la stratigraphie des carottes de notre étude, afin de suivre l'évolution de paramètres spécifiques (carbonates, soufre, carbone organique et assemblages de foraminifères) qui permettront de retracer le paléoenvironnement qui régnait lors du dépôt de ces sédiments.

I- Présentation des résultats

Cinq carottes ont été étudiées au cours de ce travail. Il s'agit des carottes MD92-1037 (fosse Thétis), MD92-1030 (fosse Valdivia), MD92-1034 (hors fosse), MD92-1013 (fosse Suakin) et MD92-1015 (plaine Suakin) prélevées lors de la mission REDSED 1992. Une description lithologique, des analyses isotopiques, des mesures de salinité, des analyses de calcimétrie, de carbone/soufre ont été effectuées sur ces colonnes sédimentaires. Ces carottes ont également fait l'objet d'analyses micropléontologiques. Ces analyses ont permis entre autres de déterminer les différents faciès constituant ces colonnes sédimentaires et de définir le cadre stratigraphique de notre étude. Les mesures de salinité nous ont permis de corriger les prises d'échantillons de la masse de sel avant toute exploitation des résultats des analyses chimiques. Des niveaux de sapropèles ont été identifiés par le biais des variations des teneurs en carbone organique et soufre des sédiments. L'analyse de la microfaune planctonique a permis l'établissement de biozones au sein des stades isotopiques reconnus.

1.1. Lithologie des carottes

A partir des observations visuelles du sédiment (vase, silt, sable), de ses constituants principaux (tests d'organismes) et de son granoclassement apparent, quatre catégories de faciès ont été distinguées :

1. Les vases pélagiques silto-argileuses. Elles constituent l'essentiel de la sédimentation dans les carottes. Ces vases représentent la sédimentation typique du Quaternaire en mer Rouge, avec des teneurs élevées (70-80%) de carbonates (Taviani, 1998). Différents faciès peuvent être distingués d'après leur couleur. On observe en général des vases beiges, des vases grises et des vases grises de teinte plus ou moins soutenue.
2. Un niveau de calcaire induré. Il renferme des restes de ptéropodes visibles à l'œil nu. Ce niveau de calcaire induré se retrouve dans pratiquement toutes les carottes de l'étude. Il constitue en mer Rouge un repère stratigraphique daté de la dernière période glaciaire

(Milliman *et al.*, 1969 ; Almogi-Labin *et al.*, 1986 ; Taviani, 1998). En effet, pendant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG), les eaux de la mer Rouge ont atteint une salinité très élevée, 53 (Hemleben *et al.*, 1996), qui s'est traduite par la précipitation inorganique de carbonates et la formation de ce niveau induré aragonitique mis en évidence dans de nombreuses carottes prélevées en mer Rouge (Milliman *et al.*, 1969 ; Ivanova, 1985 ; Almogi-labin *et al.*, 1991).

3. Les niveaux de sapropèles. Leur présence est confirmée grâce aux variations de teneurs en carbone organique et en soufre. Ce sont des vases de couleur noire, contenant un taux élevé de carbone organique (> 2 %), associé à de fortes teneurs en soufre et à un faible taux de carbonate. Des niveaux de sapropèles datés de 8 Ka BP ont déjà été recensés en mer Rouge (Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1988).
4. Les turbidites. Elles présentent un granoclassement croissant et renferment à leur base de nombreux tests de foraminifères et de ptéropodes. Leur épaisseur est très variable, de quelques millimètres à plusieurs centimètres.

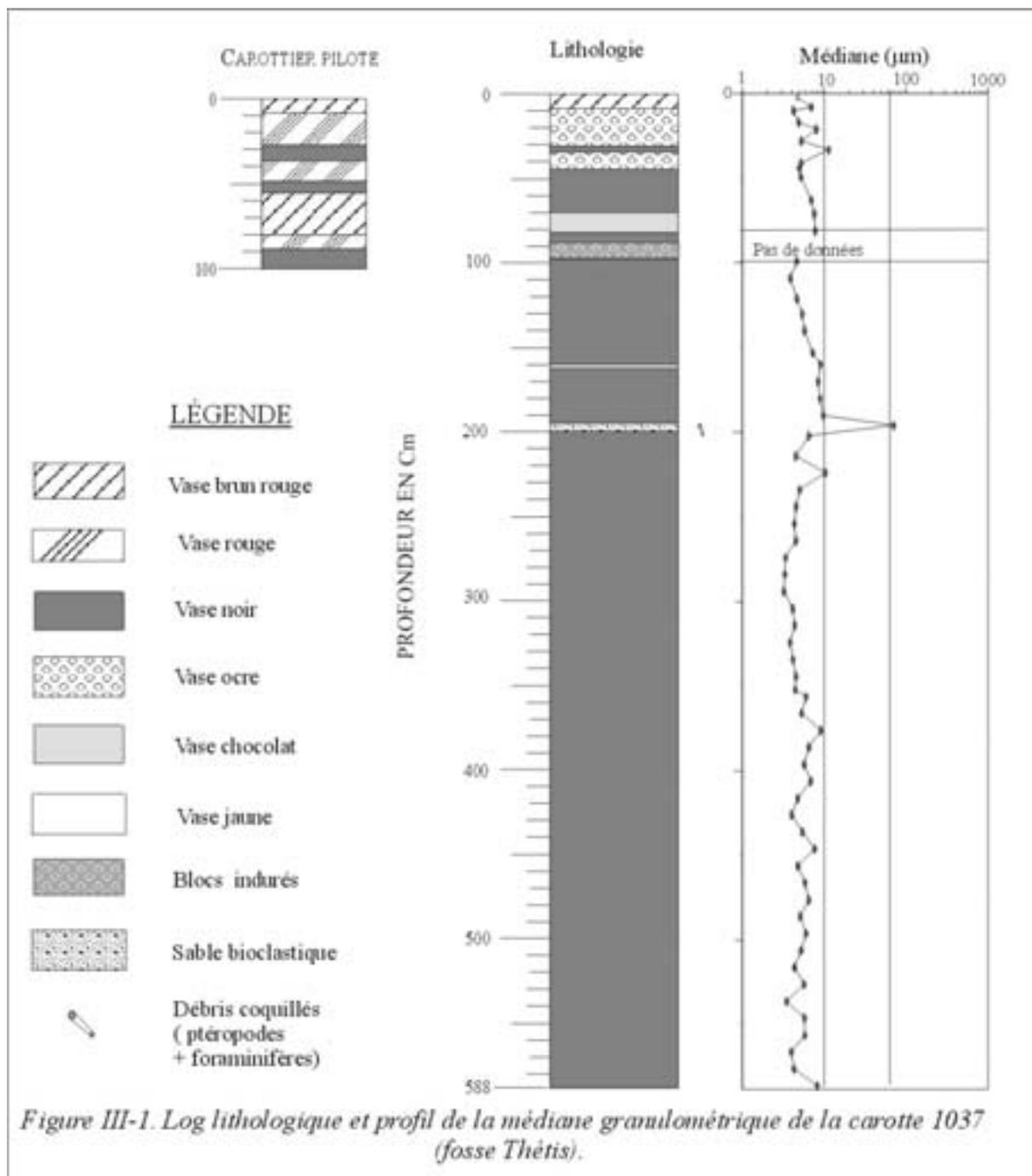
L'agencement de ces différents faciès et les variations de la médiane granulométrique sont décrits ci-dessous pour chaque carotte.

1.1.1. La carotte 1037 - fosse Thétis

La carotte 1037 prélevée au centre du bassin principal (bassin NE) de la fosse Thétis, à 1763 mètres de profondeur, mesure 615 cm dont 588 cm ont été étudiés. Elle est constituée de vase (médiane <10µm) avec, de la base à 88 cm une série relativement homogène et au sommet une unité litée et colorée (*figure III-1*).

- De la base à 88 cm de profondeur, on observe un niveau noir très mou, à texture argileuse, dans lequel s'intercale une fine couche jaune à 160 cm et un niveau ocre de turbidite contenant des ptéropodes à 198 cm. On observe aussi un niveau de blocs indurés de 98 à 88 cm.
- De 88 cm au sommet, la série devient litée et de coloration variée. En effet, on y observe des vases de couleur rouge, jaune, marron, chocolat, noir et des vases brunes présentant des nuances brun-rouge.

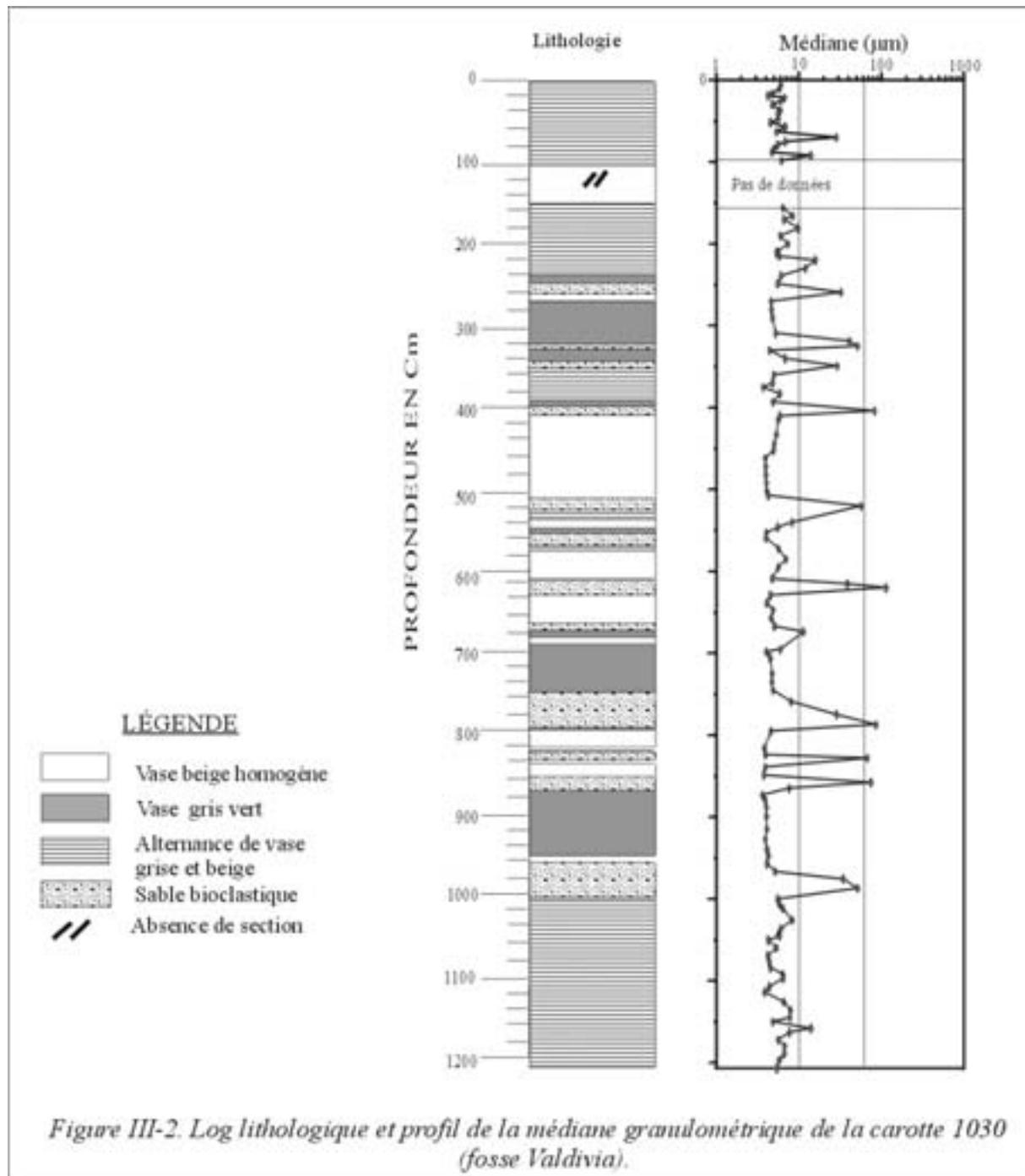
Le carottier pilote prélevé à proximité du site de prélèvement de la carotte 1037, est constitué d'une série litée très colorée, constituée d'une alternance de niveaux brun rouge à rouge et noir.



1.1.2. La carotte 1030 - fosse Valdivia

La carotte 1030, qui mesure 1270 cm dont 1207 cm ont fait l'objet de cette étude, a été prélevée dans la fosse Valdivia à 1605 mètres de profondeur. Elle est constituée d'une alternance de vases de couleurs différentes, avec des niveaux à lamines de couleur et d'épaisseur variable (*figure III-2*). On distingue des niveaux homogènes et épais (centimétriques à décimétriques) et des niveaux à lamines de couleur gris vert, beige et gris

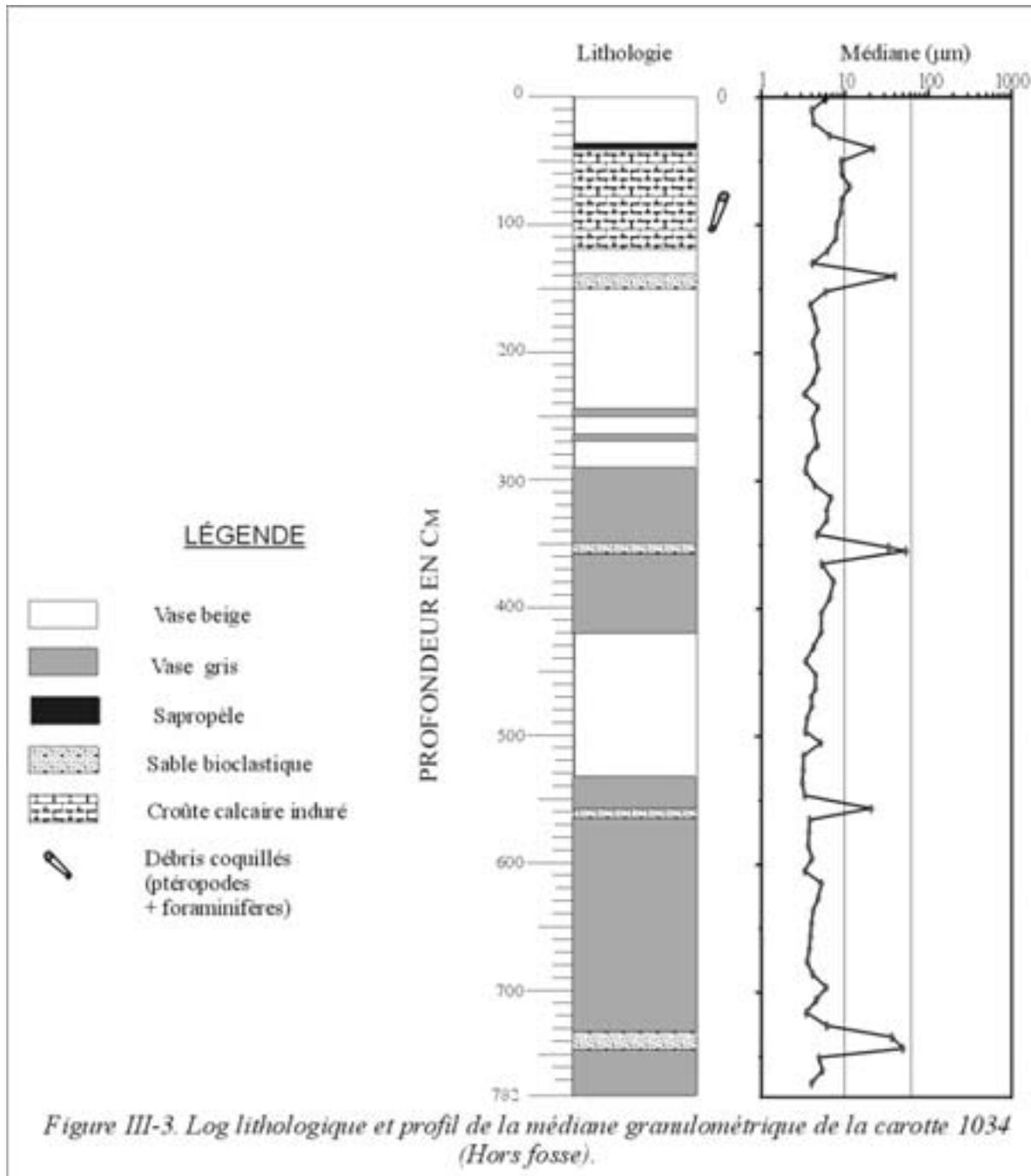
noir, localisés au sommet et à la base de la carotte. La médiane dans ces niveaux est $<10\mu\text{m}$. Les vases sont d'aspect compact avec de nombreuses intercalations sableuses.



1.1.3. La carotte 1034 - hors fosse

La carotte 1034 est localisée hors de l'axe de la mer Rouge. Elle a été prélevée à 990 mètres de profondeur et mesure 795 cm dont 782 cm ont été étudiés. Les sédiments de cette carotte sont homogènes (*figure III-3*). Ils sont constitués de vase beige à grise, de texture lisse

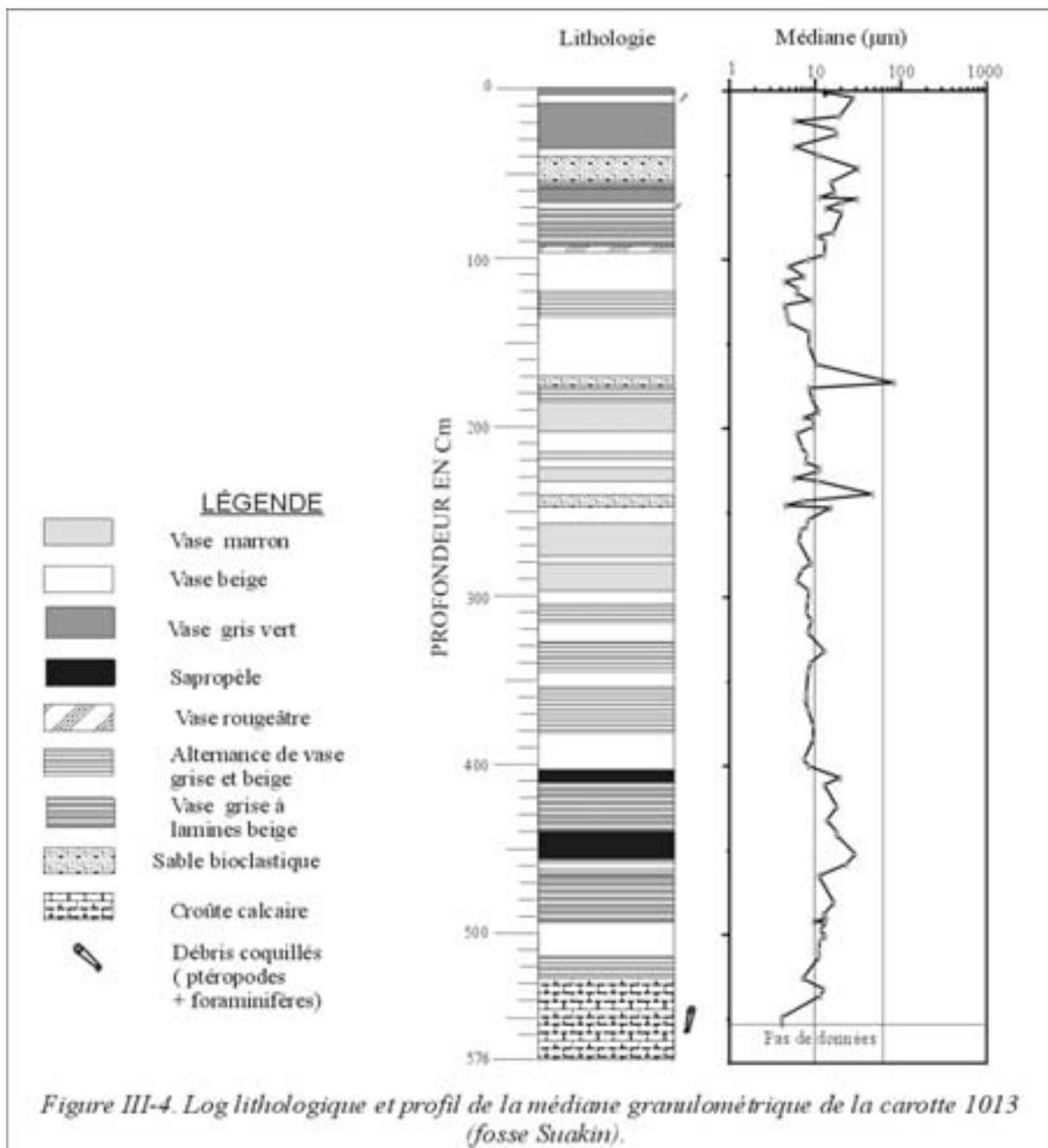
et d'aspect gras. Suivant le profil de la médiane, on observe en général des sédiments fins argileux, dont la taille des grains est $<10\mu\text{m}$. On y distingue des passées sableuses, en alternance avec les vases. De 40 à 121 cm de l'interface, on observe un niveau de calcaire induré, riche en ptéropodes, surmonté d'un lit de couleur plus ou moins noire.



1.1.4. La carotte 1013 - fosse Suakin

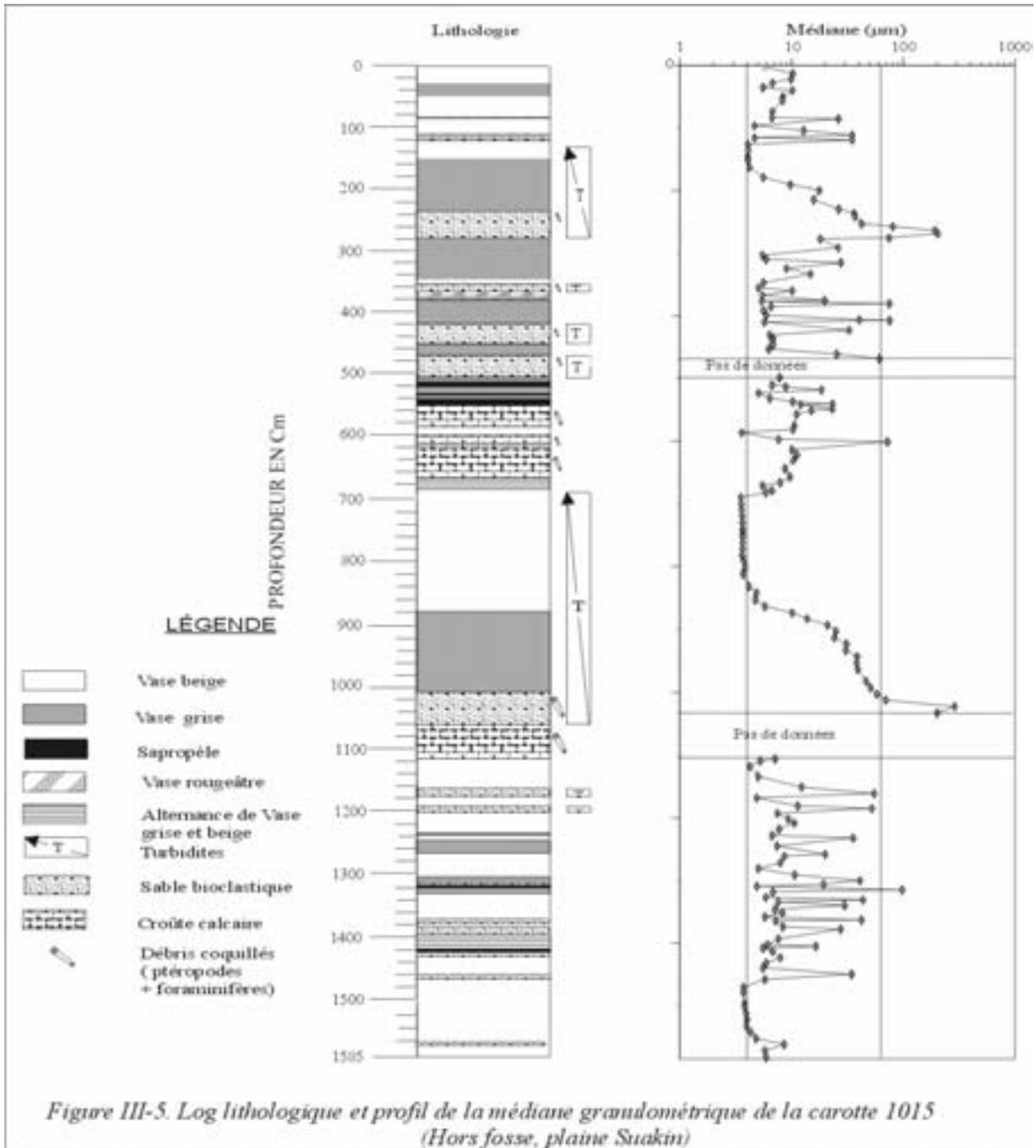
La carotte 1013, longue de 580 cm dont 576 cm ont été étudiés, a été prélevée dans le bassin ouest de la fosse Suakin, à 2753 mètres de profondeur. D'un point de vue

macroscopique, les sédiments de la carotte 1013 sont composés de vase beige à grise, de texture lisse et parfois sableuse où l'on reconnaît des restes biologiques (ptéropodes) (figure III-4). Les sédiments sont de nature silteuse (médiane >10 µm) du sommet à 100 cm et de 400 cm à la base de la carotte. Entre 100 et 400 cm, ils sont constitués d'une succession de fins litages de couleurs très diverses. Vers la base de la carotte, on distingue deux niveaux gris de teinte soutenue, situés à 404 cm et 439 cm. De 527 cm à la base de la carotte, on observe un épais (~ 30 cm) niveau à ptéropodes.



1.1.5. La carotte 1015 – plaine Suakin

Cette carotte a été échantillonnée dans la plaine de la fosse Suakin, à 1969 mètres de profondeur. Elle mesure 1585 cm de long. La totalité de la colonne sédimentaire a été étudiée. Les sédiments sont composés de vase carbonatée beige à grise riche en silts vers le sommet de la carotte (*figure III-5*).



On observe de nombreux lits centimétriques sableux (turbidites) contenant des tests de foraminifères et de ptéropodes. La courbe de la médiane présente dans ces niveaux un granoclassement croissant, remarquable dans cette carotte. Entre 555 cm et 650 cm, on

rencontre trois niveaux de blocs calcaires indurés et un niveau à brèche de blocs minéralisés à 1050 cm de profondeur. On observe des niveaux gris noir à 518 et 549 cm de profondeur et vers la base de la carotte à 1306 et 1405 cm.

1.2. Stratigraphie des carottes

Le cadre stratigraphique repose sur les mesures isotopiques du foraminifère planctonique *Globigerinoides ruber* ($\delta^{18}\text{O}$), de datations complémentaires et de l'analyse quantitative de la microfaune planctonique.

Les résultats obtenus de l'étude du rapport isotopique de l'oxygène (*annexe I, page 197*) ont été difficiles à interpréter seuls pour la plupart des carottes, à l'exception de ceux obtenus pour la carotte 1034 (hors fosse). L'établissement d'une chronologie s'appuie sur l'interprétation des courbes de $\delta^{18}\text{O}$ par rapport à la courbe de standard SPECMAP (Imbrie *et al.*, 1984). Mais cependant, les marqueurs classiquement observés en stratigraphie isotopique n'ont pu être reconnus avec précision.

Afin d'établir la stratigraphie des carottes, les données isotopiques de l'oxygène ont donc été associées aux résultats des datations AMS ^{14}C , qui ont servi de repères. Dix datations ont été effectuées sur les carottes. Les résultats sont présentés dans le *tableau III-1*.

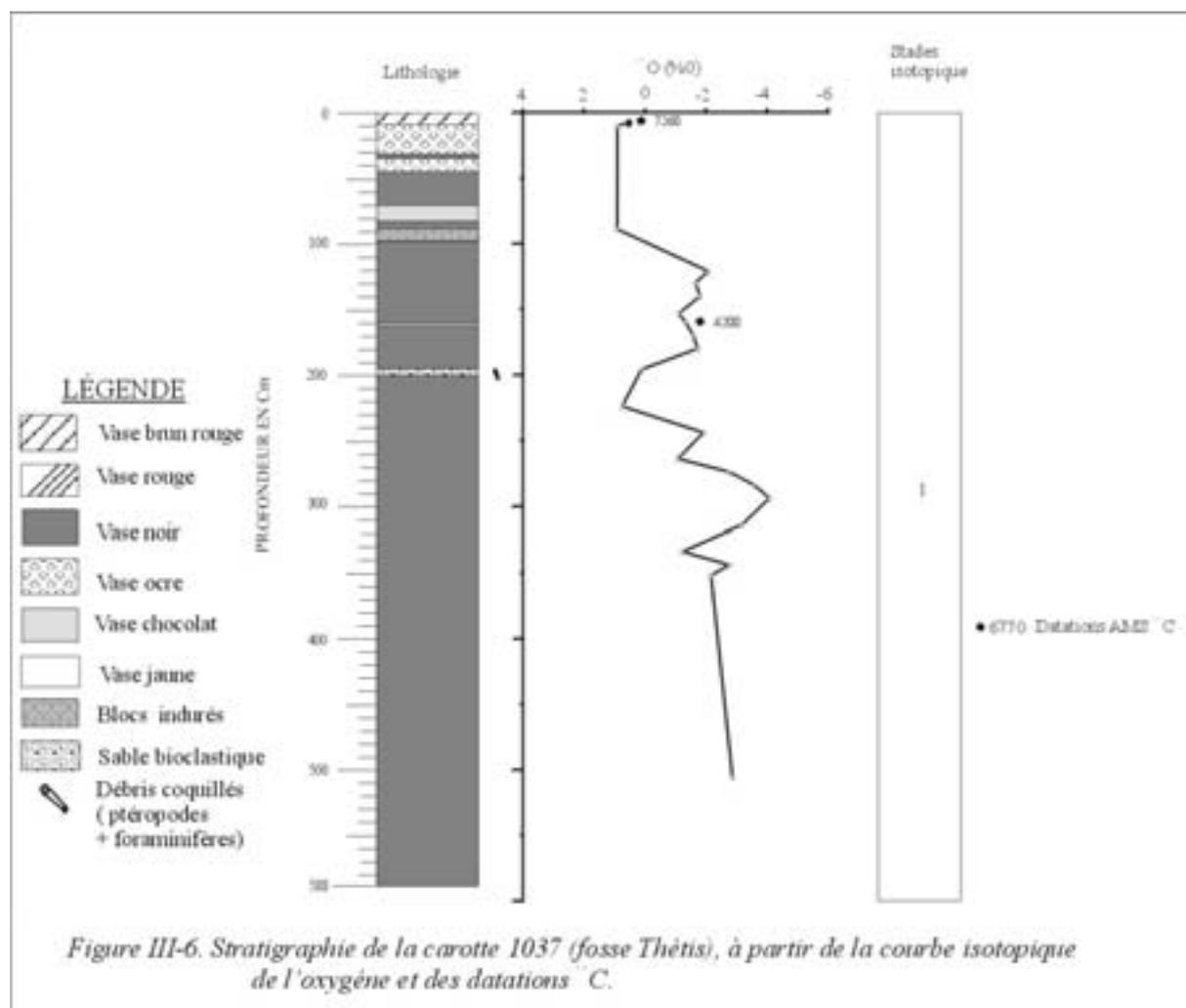
Carotte	Profondeur (cm)	Ages AMS ^{14}C (ans BP)
1034, hors fosse	10	6770 ± 50
	162	37810 ± 550
1013, fosse Suakin	4	1585 ± 40
	199	5030 ± 45
	384	9980 ± 50
1015, plaine Suakin	135	7300 ± 45
1030, fosse Valdivia	211	24030 ± 120
	404	30100 ± 250
1037, fosse Thétis	8	7260 ± 50
	160	4200 ± 45

Tableau III-1 : Résultats des datations AMS ^{14}C des carottes de l'étude.

A partir de ces datations, des taux de sédimentation moyens ont été calculés pour chaque carotte.

1.2.1. La carotte 1037 - fosse Thétis

Les datations réalisées sur cette carotte se situent à 8 cm du sommet dans un niveau perturbé (dont on ne tiendra pas compte) et dans la vase jaune située à 160 cm de profondeur. Les résultats donnent à 8 cm un âge de 7260 ± 50 ans BP et à 160 cm, 4200 ± 45 ans BP. La carotte 1037 est donc représentative du stade 1, avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ négatives, qui oscillent entre -1‰ et -2‰ (figure III-6).



1.2.2. La carotte 1030 - fosse Valdivia

Deux datations ont été réalisées sur cette carotte. Les résultats suggèrent que le stade 3 commence à partir de 211 cm (24030 ± 120 BP) de profondeur et ce jusqu'au moins 404 cm (30100 ± 250 BP). La courbe de $\delta^{18}\text{O}$ variant peu par la suite, on serait toujours dans le stade 3, jusqu'à la base de la carotte (figure III-7). Les sédiments de cette carotte appartiennent donc au stade 3. Les sédiments du carottier pilote sont attribués au stade 1, avec des valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ variant entre -1‰ et -2‰ . Le stade 2 absent serait probablement dans la portion

manquante de la carotte. Le taux de sédimentation le long de la carotte 1030, basé sur les âges ^{14}C , est de 32 cm/ 1000 ans.

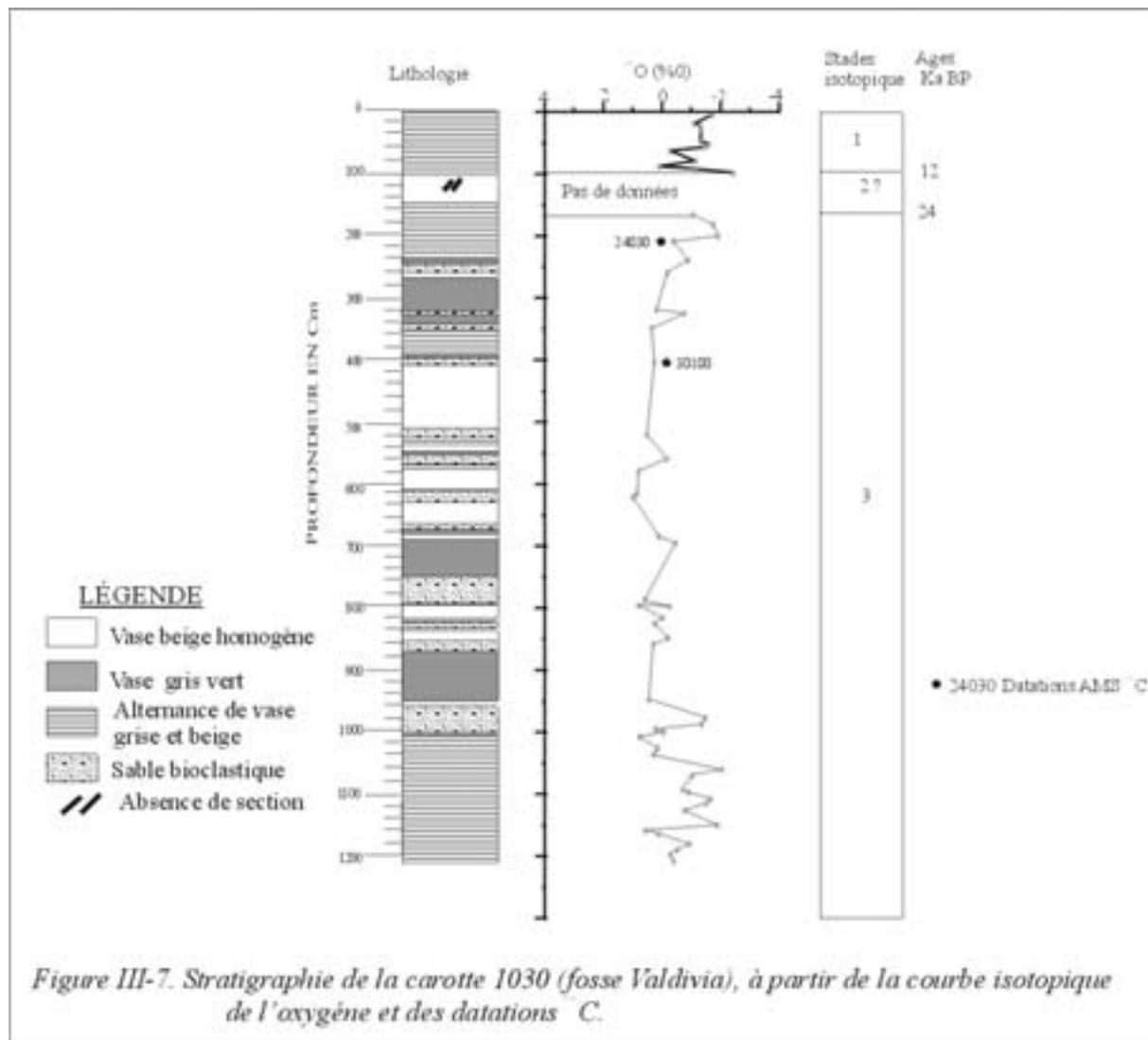


Figure III-7. Stratigraphie de la carotte 1030 (fosse Valdivia), à partir de la courbe isotopique de l'oxygène et des datations ^{14}C .

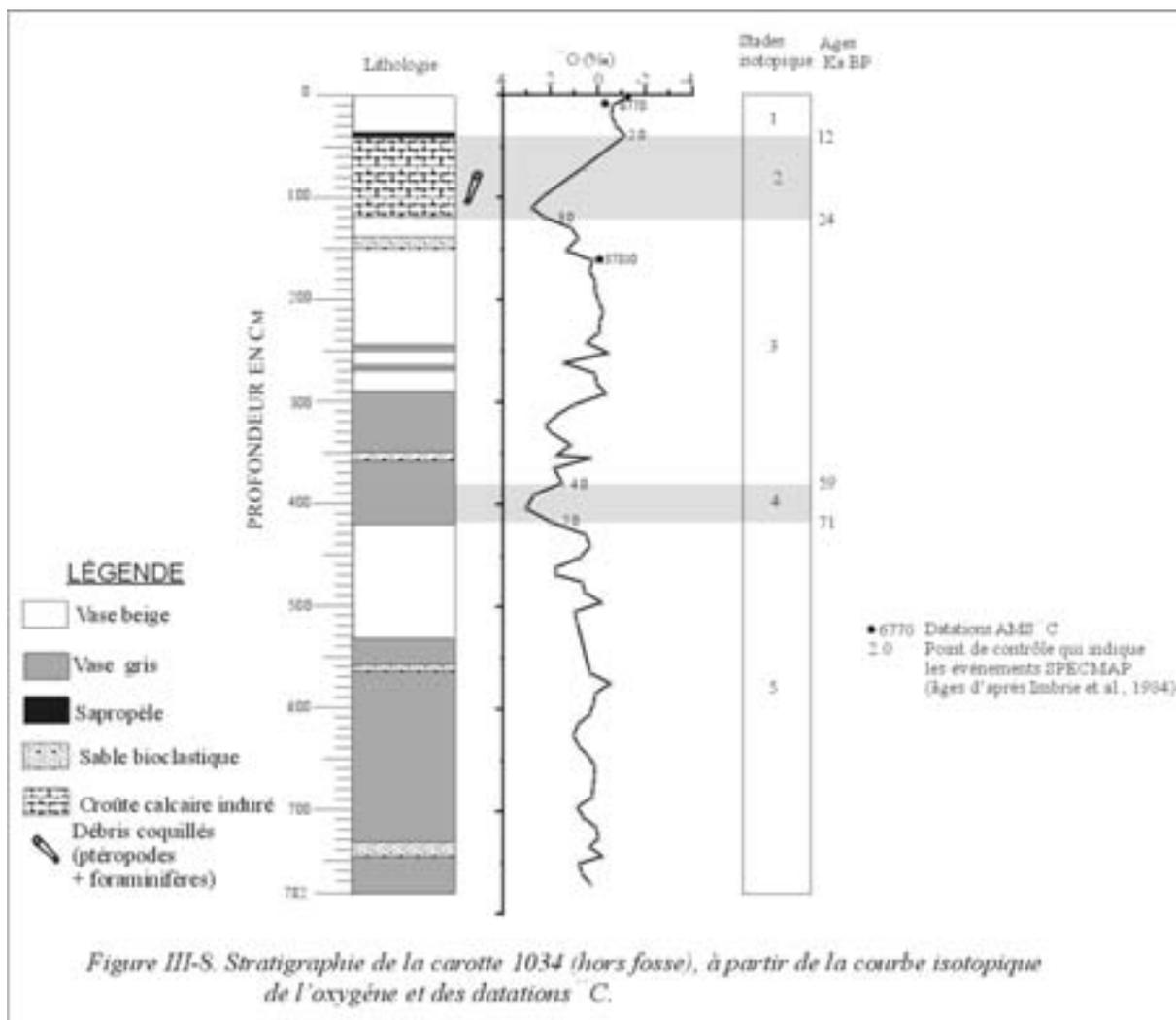
1.2.3. La carotte 1034 - hors fosse

Les limites des stades isotopiques ont été positionnées par comparaison avec l'échelle de temps SPECMAP. Les stades 1 à 5 sont parfaitement identifiés (figure III-8). Les résultats des deux datations AMS ^{14}C réalisées sur cette carotte sont en accord avec ces délimitations.

Le tableau III-2 donne la position des événements isotopiques retenus en fonction de la profondeur dans la carotte 1034.

Profondeurs (cm)	Evénements	Âges (Ka BP)
40	2.0	12
130	3.0	24
379	4.0	59
418	5.0	71

Tableau III-2 : Points de contrôle retenus pour la carotte 1034 (hors fosse). Les âges des événements sont fournis par Imbrie et al. (1984).



Le taux de sédimentation moyen dans chaque stade isotopique peut alors être calculé à partir des âges fournis par Imbrie et al., (1984) (tableau III-3).

Stade isotopique	Taux de sédimentation moyen (cm/1000 ans)	Taux de sédimentation moyen en mer Rouge (cm/1000 ans)
1	3	3-6
2	9	3-16 (Iia) et 2-9 (Iib)
3	7	2,6-3,7
4	3,25	3,6-5

Tableau III-3 : Taux de sédimentation moyen des sédiments de la carotte 1034 et en mer Rouge (Ivanova, 1985).

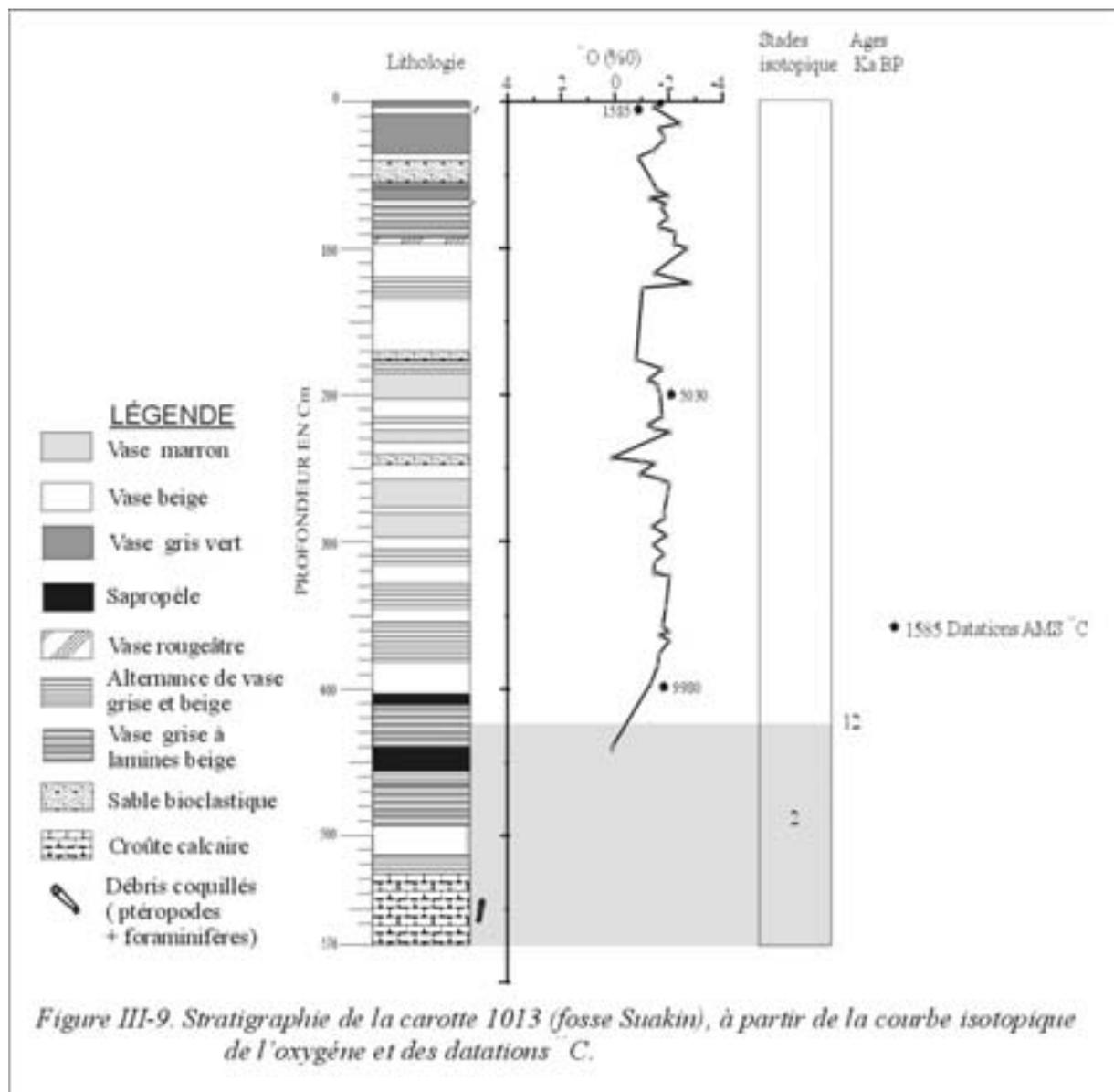
Le taux de sédimentation moyen des sédiments de la mer Rouge varie entre 3 et 10 cm/1000 ans (Ivanova, 1985). Les résultats obtenus pour la carotte 1034 s'intègre bien dans cette estimation générale.

Ivanova (1985) a réalisé une étude sur des carottes du sud de la mer Rouge. Elle a déterminé pour chaque stade des taux de sédimentation qui sont en accord avec ceux obtenus présentement à l'exception du stade 3 de la carotte 1034 (hors fosse) (tableau III-3). La différence observée au stade 3 pourrait être due à la situation géographique de la carotte 1034, qui a été prélevée au Nord de la mer Rouge.

1.2.4. La carotte 1013 - fosse Suakin

La courbe de $\delta^{18}\text{O}$ présente peu de variations, avec des valeurs légères qui oscillent entre -1‰ et -2‰ (figure III-9). Cependant à la base de la carotte, on observe une valeur plus lourde. Les datations AMS ^{14}C réalisées suggèrent que les sédiments de la carotte 1013 couvrent le stade 1 et le stade 2. Le stade 2 étant caractéristique de valeur élevée du $\delta^{18}\text{O}$. On observe aussi le niveau à ptéropodes et la rareté de foraminifères planctoniques vers la base de la carotte.

Le taux de sédimentation le long de cette carotte est variable. De 4 cm à 199 cm, il est de 57 cm/1000 ans et de 199 cm à 384 cm, il passe à 37 cm/1000 ans, soit un taux moyen de sédimentation de 47 cm/ 1000 ans à l'Holocène. Le pas d'échantillonnage était de un échantillon tous les 5 cm. Chaque échantillon correspond de ce fait à un enregistrement tous les 100 ans environ. On obtient donc avec la carotte 1013 (fosse Suakin) un enregistrement haute résolution de l'Holocène en mer Rouge.



1.2.5. La carotte 1015 – plaine Suakin

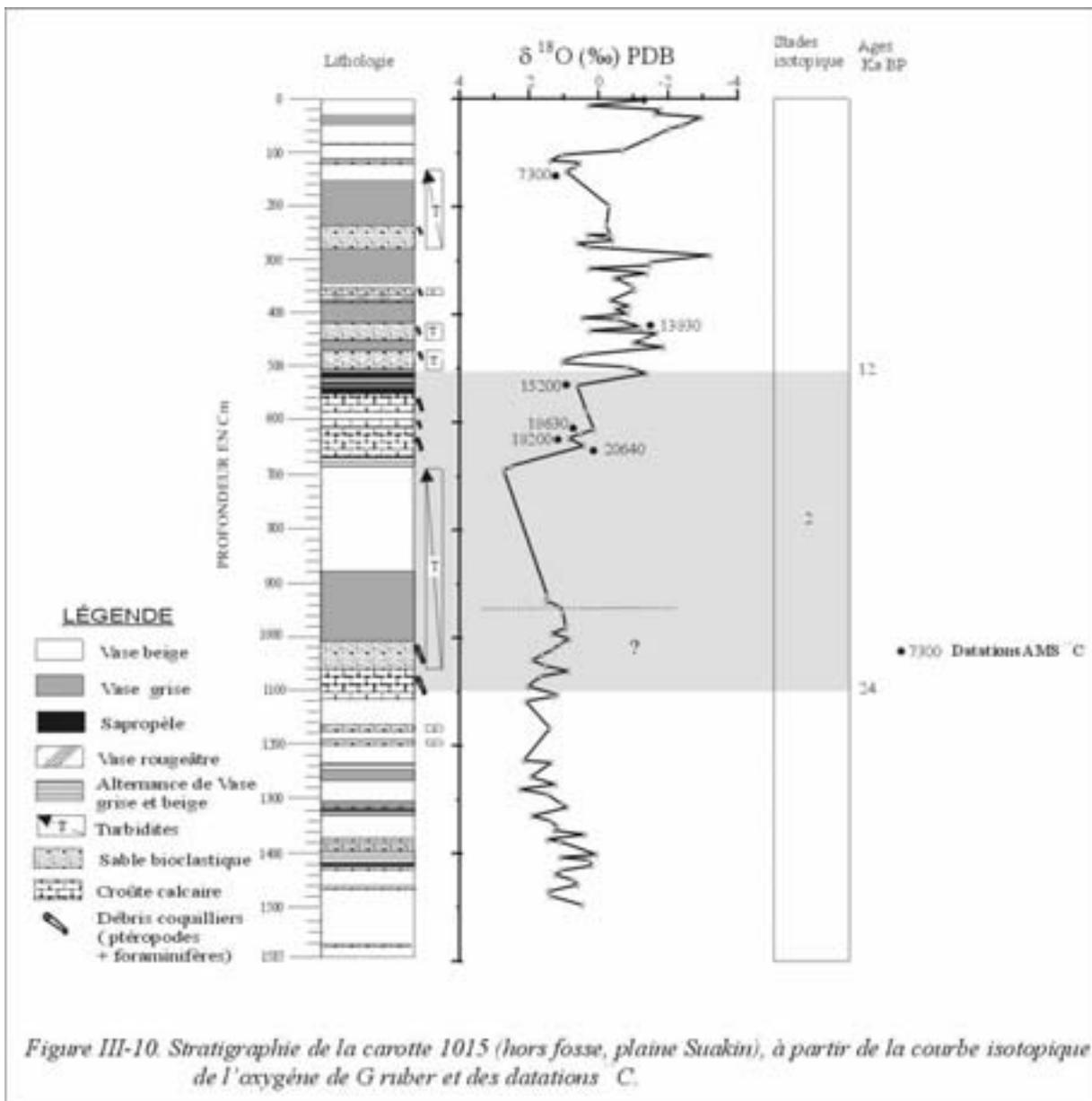
Nous avons pu bénéficier pour cette carotte de cinq datations réalisées par Hoffmann *et al.*, (1998). Ces résultats ont été complétés par une datation effectuée dans le cadre de notre étude (tableau III-4).

Ces datations confirment l'interprétation de la stratigraphie isotopique à savoir la reconnaissance des stades 1 à 3 (figure III-10). Selon la courbe de $\delta^{18}\text{O}$, le stade 2 se situerait à 500 cm, c'est-à-dire plus haut que la limite déterminée par les dates ^{14}C de Hoffmann *et al.* (1998). En effet, la mesure effectuée à 420 cm qui a fourni un âge de 13830 ans, a été faite dans un niveau de turbidite. Ce résultat n'a donc pas été pris en compte dans la délimitation des stades isotopiques.

Profondeur (cm)	Matériel	Âges (ans BP)
135	Foraminifères	7300 ± 45*
420	Turbidite	13 830 ± 690
530	Croûte lithifiée	15 200 ± 280
602	Croûte lithifiée	18 630 ± 890
630	Croûte lithifiée	18 200 ± 565
650	Croûte lithifiée	20 640 ± 1010

Tableau III-4 : Résultats des datations ^{14}C de la carotte 1015 (Hoffmann et al., 1998).

* Résultat AMS ^{14}C de cette étude.



Remarque : Si l'on tient compte des valeurs isotopiques, on pourrait situer la limite stade 2-stade 3 à 950 cm. Cependant, l'analyse granulométrique nous incite à plus de prudence compte tenu de la qualité pélagique du sédiment. Nous préférons malgré ces incertitudes, placer la limite stade 2-stade 3 à 1100 cm.

Une estimation moyenne du taux de sédimentation établi à partir des datations donne :
 36 cm/ 1000 ans entre 135 et 420 cm,
 93 cm/ 1000 ans entre 420 cm et 530 cm
 18 cm/ 1000 ans entre 530 et 650 cm

On observe un taux de sédimentation faible dans les niveaux de croûtes carbonatées et de sapropèles (18 cm/1000 ans) et en revanche très élevée dans les zones de turbidites (93 cm/1000 ans). Le taux de sédimentation moyen dans la plaine Suakin où la carotte 1015 a été prélevée est de 35-40 cm/1000 ans (Baumann *et al.*, 1973).

Résumé

Les carottes étudiées couvrent les dernières périodes du Quaternaire. Elles couvrent les stades 1 à 5. Le *tableau III-6* résume le cadre stratigraphique des carottes.

Carotte	Stade isotopique	Profondeur (cm)		Taux de sédimentation (cm/1000 ans)	
1034	1	0		3	
	2	40		9	
	3	130		7	
	4	379		3,25	
	5	418		-	
1013	1	0	4 -199	57	47*
			199 - 384	37	
	2	430		-	
1015	1	0	135-420	36**	
			420-530	93**	
	2	500	530-650	18**	
	3	1100		-	
1030	1	CP		-	
	3	Carotte entière		32	
1037	1	Carotte entière		-	

Tableau III-5 : Cadre stratigraphique des carottes, avec le taux de sédimentation moyen dans chaque stade isotopique. () taux de sédimentation moyen. (**) Hoffmann et al., 1998.*

L'enregistrement des variations du $\delta^{18}\text{O}$ le long des carottes montre une influence de la variation glaciaire/interglaciaire (*annexe I, pages 200*).

De fortes valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ ont été mesurées pendant les périodes glaciaires. Les valeurs se répartissent sur un large intervalle, avec une différence d'amplitude de 5-6 ‰, ce qui est largement supérieure à l'amplitude de variation océanique normale qui est 1‰ à 2‰. Cette forte amplitude de variation qu'on retrouve en mer Rouge est due à l'état confiné du bassin, à cause de l'importante évaporation (208 cm/an ; Ahmad et Sultan, 1987) et des échanges limités avec l'océan ouvert, qui amplifient les signaux normaux de la variation climat/océan.

1.3. Variations des teneurs en sel, en soufre, en carbonates et carbone organique

Les teneurs en soufre, en carbonates et en carbone organique ont été déterminées dans la totalité des carottes. Les données sont reportées en *annexe II, page 212*.

- Les teneurs en soufre (S) des échantillons analysés sont en général faibles (<0,5%) et constantes. Toutefois des teneurs plus élevées ont été observées, comme par exemple dans la carotte 1013 (fosse Suakin), où à 458 cm de profondeur, la concentration en S mesurée est de 12,85 %. C'est la plus forte valeur de l'étude. Les valeurs moyennes oscillent autour de 0,2% pour toutes les carottes, sauf pour la carotte 1030 où ces valeurs sont plus élevées et oscillent autour de 1,5%.
- Les teneurs en carbonates sont élevées (>40 %), avec les plus fortes valeurs (80 %) dans la carotte 1034 (hors fosse). Elles varient en fonction de la nature des composants présents dans les sédiments. Dans les niveaux à ptéropodes, elles sont supérieures à 50%. Faibles au sommet des turbidites elles augmentent vers la base, composée de tests de ptéropodes et de foraminifères.
- Les teneurs en carbone organique déterminées sont variables d'une carotte à l'autre. Quelques niveaux de sapropèles ont été reconnus. Ils sont caractérisés par de fortes teneurs en carbone organique associées à des enrichissements en soufre et à de faibles teneurs en carbonates.

Remarque :

Ces teneurs en carbonates, en carbone organique et en soufre ont été préalablement corrigées des teneurs en sel. Pour rappel, il faut savoir que les analyses chimiques réalisées dans cette étude (calcimétrie, carbone/soufre, dosage de métaux) nécessitent de connaître la masse de la portion de particules utilisée.

Les valeurs des teneurs en sel sont présentées en *annexe II, page 212*. Elles sont très hétérogènes. Les carottes des fosses à saumure (1013 et 1030) présentent les plus fortes valeurs. Les carottes 1015 et 1034 prélevées hors des fosses présentent des teneurs

assimilables à celle de l'eau de mer Rouge (~4%). La carotte 1037 prélevée dans la fosse Thétis présente des teneurs en sel dont la variation ne permet pas de la classer dans les deux groupes précédents. Au sommet de la carotte, les valeurs décelées se rapprochent de celles obtenues dans les carottes des fosses à saumure et vers la base, elles avoisinent la salinité des sédiments des carottes hors fosse. Ces variations sont spécifiques et méritent une attention particulière.

Les résultats des analyses de calcimétrie et de carbone/soufre sont présentés conjointement avec les résultats des teneurs en sel mesurées dans les échantillons.

1.3.1. La carotte 1037 - fosse Thétis

- Variations des teneurs en sel

Les teneurs en sel des 79 échantillons prélevés dans cette carotte varient de 14 à 3% (*figure III-11*). Ces valeurs sont relativement fortes pour une fosse dont l'exploration n'a pas décelé la présence de saumure.

L'enregistrement de la teneur en sel des sédiments présente une évolution variable. Ces teneurs sont élevées au sommet, avec des valeurs caractéristiques des sédiments des fosses à saumure (moyenne de 12% comme dans la carotte 1030, fosse Valdivia). Puis elles diminuent progressivement vers la base, pour atteindre des valeurs semblables à celles décelées dans les carottes 1015 et 1034 (moyenne 3,5%). Cette évolution laisse présager l'existence d'une solution dont la salinité était différente de celle de l'eau de mer à une certaine période de l'histoire de la fosse.

Si une saumure a déjà existé, des témoins de sa présence, entre autres des salinités élevées, devraient également être décelés dans les eaux interstitielles de la carotte. En effet, la solution située à l'interface eau/sédiment est piégée entre les particules solides, puis elle est enfouie dans la colonne sédimentaire au fur et à mesure que se déposent les sédiments. Ces eaux interstitielles enregistrent donc l'histoire de la solution située à l'interface eau-sédiment.

Nous avons réalisé des mesures de salinité sur quelques échantillons d'eaux interstitielles récoltés lors de la mission RedSed (1992).

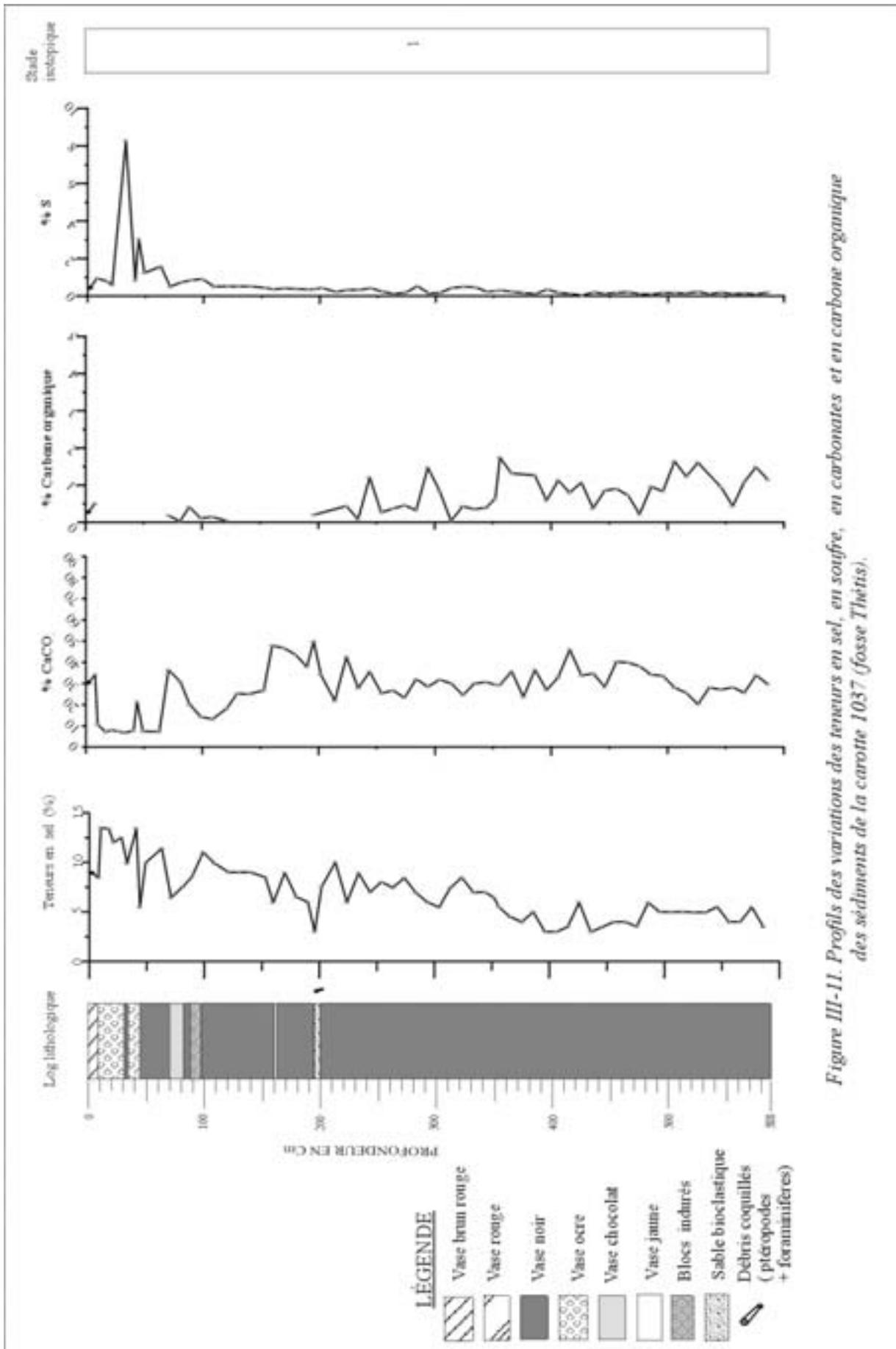


Figure III-11. Profils des variations des teneurs en sel, en soufre, en carbonates et en carbone organique des sédiments de la carotte 1037 (fosse Thétis).

Echantillonnage des eaux interstitielles

Immédiatement après la remontée à bord du navire, les échantillons utilisés pour le prélèvement des eaux interstitielles ont été collectés. Des sections de 10 cm de long, espacées d'un mètre environ ont été pressées sous pression d'azote. Les eaux ainsi récupérées ont été filtrées à 0,45µm, acidifiées à l'acide nitrique suprapur puis stockées à l'abri de la lumière et à 4°C, dans des flacons en polypropylène préalablement lavés (Blanc, 1987 ; Anschutz, 1993).

Résultats

Les résultats des mesures de salinité effectuées sur les eaux interstitielles de la carotte 1037 (fosse Thétis) sont présentés dans le *tableau III-6*.

Niveau	salinité
CP 60-70	44
I 20-30	46
I 110-120	46
II30-40	44
II60-70	43
V 70-80	44
VI 50-60	43

Tableau III-6: Salinité des eaux interstitielles de la carotte 1037

Les salinités des eaux interstitielles de la carotte 1037 sont légèrement supérieures à celle de l'eau de mer normale (40). Les plus fortes valeurs ont été déterminées dans la partie supérieure de la carotte. C'est également dans cette zone que les sédiments ont présenté des teneurs élevées en sel.

Les teneurs en sel des sédiments au sommet de la carotte 1037 sont comparables à celles des fosses à saumures et la salinité des eaux interstitielles est sensiblement supérieure à celle de l'eau de mer. Tout ceci témoignerait de l'existence dans le passé d'une saumure dans la fosse Thétis. Son absence présentement dans la fosse peut avoir plusieurs explications : (1) le fluide hydrothermal qui alimente la fosse n'est pas suffisamment salé et se dilue dans l'eau de mer, (2) la topographie de la fosse ne permet pas la préservation d'une saumure.

L'existence de cette saumure sera discutée dans le chapitre IV, à la lumière des processus de formation des minéraux qui constituent cette colonne sédimentaire.

- Variations des teneurs en soufre, carbonates et carbone organique

Les teneurs en S des sédiments sont relativement élevées au sommet de la carotte, faibles (~0,2%) et peu variables vers la base (*figure III-11*).

On observe une augmentation des teneurs entre 0 et 73 cm, dans des niveaux colorés. Le maximum est de 8,27% à 33 cm dans le niveau ocre.

De 109 cm à la profondeur finale de la carotte les valeurs faibles, sont <0,2% dans les sédiments de couleur noire.

On observe plusieurs intervalles de diminution des teneurs en carbonates dans les échantillons

- De 8 cm où les teneurs sont de 34,08%, elles passent à 36,34% à 71 cm, avec les plus faibles valeurs inférieures à 10% enregistrées dans le niveau de couleur ocre ;
- Le second intervalle de diminution des teneurs se situe entre 71 cm et 160 cm, où l'échantillon prélevé dans la couche jaune contient 47,84% de carbonates. La teneur minimale dans cet intervalle est de 13,20% à 109 cm. Le niveau de blocs indurés à 99 cm, contient 14% de carbonates ;
- La teneur maximale en carbonates dans cette carotte est de 50%, dans le niveau à ptéropodes situé à 196 cm. De cette profondeur à 416 cm (46%) on observe une décroissance des valeurs qui varie entre 21% et 46% ;
- La dernière phase de diminution des valeurs s'étend de 416 cm à 526 cm, où les sédiments contiennent 20,2% de carbonates.

La teneur en carbone organique est très variable le long de la colonne sédimentaire.

Les variations des teneurs en sel des sédiments et les salinités des eaux interstitielles de la carotte 1037, laissent présager l'existence d'une saumure dans le passé dans la fosse Thétis.

Les enregistrements des carbonates, du carbone organique et du soufre le long des sédiments de la carotte 1037 sont variables. Ces sédiments datés du stade 1 présentent au sommet de la carotte une période d'appauvrissement en carbonates et d'enrichissement relatif en soufre.

1.3.2. La carotte 1030 - fosse Valdivia

137 échantillons ont été prélevés dans cette carotte. Les teneurs des paramètres déterminés dans cette carotte sont très variables (*figure III-12*). Les sédiments de cette carotte couvrent le stade isotopique 3.

Les teneurs en sel varient de 9 à 25% (*figure III-12*). Le profil est caractérisé par des valeurs élevées qui sont localisées dans les niveaux sableux. La teneur moyenne est de 12% dans la carotte. Les plus fortes valeurs ont été décelées au sommet du carottier pilote, puis on observe une décroissance des valeurs vers la base, avec des valeurs semblables à celle obtenues dans la carotte. Ces fortes valeurs de salinité s'expliquent par le fait que la fosse Valdivia renferme un corps de saumure de 75 m d'épaisseur, caractérisé par une température de 33, 7°C et une salinité de 242 (Pierret, 1998).

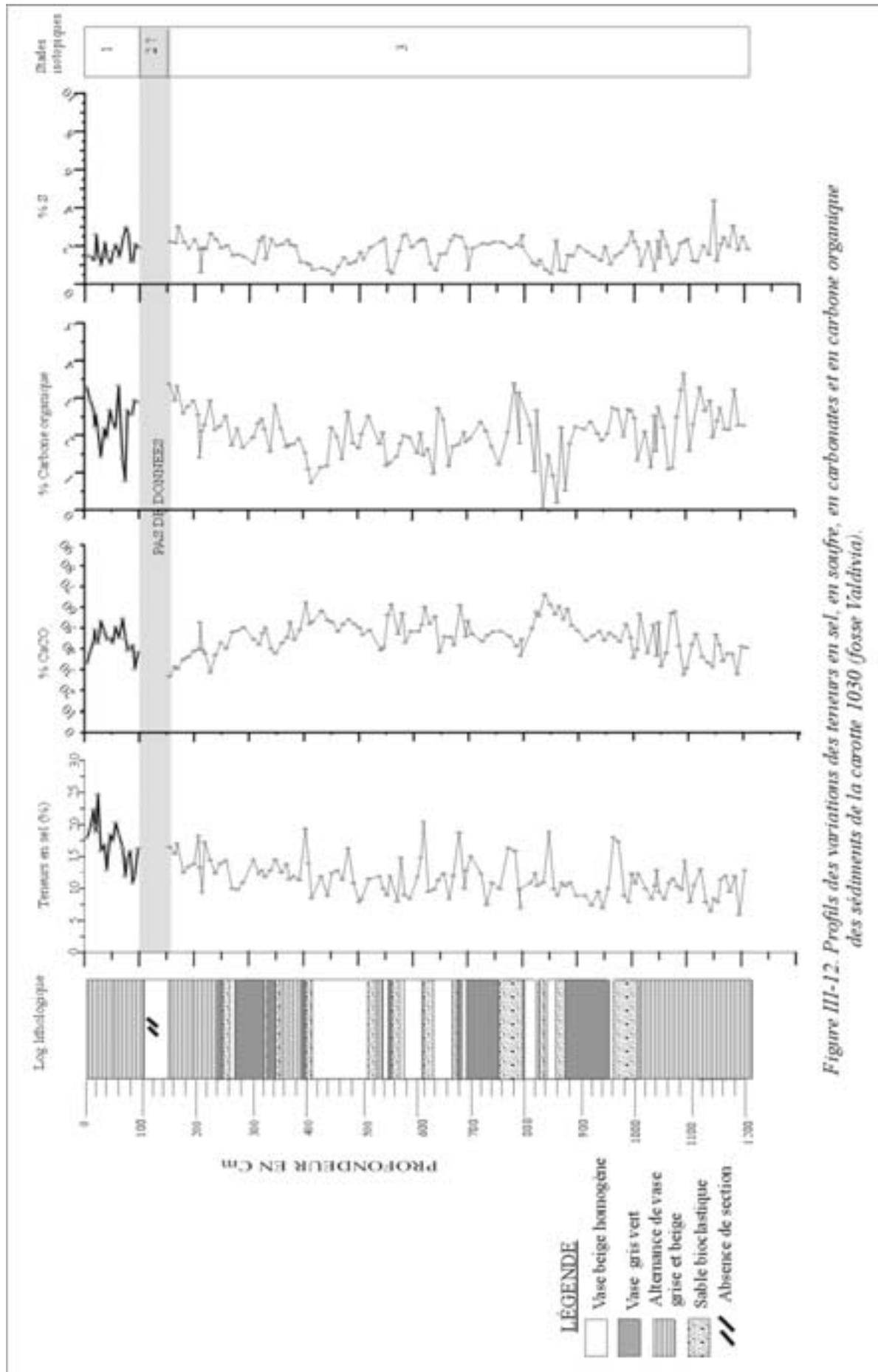


Figure III-12. Profils des variations des teneurs en sel, en soufre, en carbonates et en carbone organique des sédiments de la carotte 1030 (fosse Valdivia).

Les variations de la teneur en S en fonction de la profondeur sont importantes, avec un profil en forme de zigzag. La plus faible valeur est de 0,5% à 452 cm et le maximum est de 4,37% à 1207 cm.

Le profil est caractérisé par des intervalles à faibles teneurs en S (<2%) ; entre 393 cm (1,15%) et 507 cm (1,30%) ; entre 869 cm (1,98%) et 1049 cm (2%).

Ailleurs dans la carotte, les valeurs de S mesurées sont élevées et très variables.

On observe deux intervalles d'augmentation, dans l'enregistrement des teneurs en CaCO₃ le long de cette carotte. De 32 % de CaCO₃ à 5 cm, les teneurs augmentent et atteignent une valeur de 54,5% à 70 cm, puis diminuent jusqu'à 92 cm (30,19 %). Ensuite, on note un enrichissement progressif des sédiments en carbonates de 156 cm (26,71%) à 869 cm (36,51%), avec un pic de 62,33% à 404 cm. On observe une tendance à la baisse des teneurs à partir de 901 cm où elles atteignent le maximum (66%) jusqu'à la base de la carotte.

On remarque en général une évolution en opposition des concentrations de carbonates et de carbone organique dans les sédiments de la carotte 1030. Ces sédiments possèdent les plus fortes teneurs en carbone organique de l'étude, avec des valeurs qui oscillent entre 1% et 3,65%, avec un minimum de 0,05% à 900 cm de profondeur, où les carbonates ont une teneur de 66%. On observe une diminution des valeurs de 5 cm (3,28%) à 92 cm (2,94%), avec un minimum à 75 cm (0,77%). La décroissance des teneurs dans les sédiments de 156 cm (3,37%) à 849 cm (3,38%) est graduelle, avec un minimum à 415 cm (0,72%). De cette profondeur à 961 cm (2,23%), on observe une autre phase de décroissance, avec la plus faible teneur en carbone organique de la carotte à 901 cm (0,05%). Les valeurs remontent ensuite jusqu'à la base de la carotte, et atteignent le maximum (3,65%) à 1159 cm.

Les sédiments de la carotte 1030 (fosse Valdivia) présentent des teneurs en sel élevées, avec une moyenne de 12%. Ces valeurs se justifient par le fait que la fosse Valdivia renferme un corps de saumure caractérisée par une salinité de 242.

La carotte 1030 est marquée par une alternance de vases de couleurs et d'épaisseurs variables, avec de nombreuses intercalations sableuses. Les paramètres mesurés sont très variables, ce que reflète la lithologie. Les sédiments de cette carotte représentent le stade 3.

1.3.3. La carotte 1034 - hors fosse

Sur les 78 échantillons disponibles pour cette carotte correspondant aux stades isotopiques 1 à 5, seuls 17 ont fait l'objet de mesures de salinité. Les valeurs sont faibles, par rapport à celles des carottes des fosses. Elles oscillent entre 3 et 1,5% (*figure III-13*).

Ces sédiments possèdent les plus faibles valeurs en soufre de notre étude (*figure III-13*). Le profil est très peu variable et la teneur moyenne de S dans les échantillons est d'environ 0,2%, avec une valeur isolée de 0,7% à 40 cm de profondeur.

Les teneurs en carbonates sont relativement constantes et élevées avec une moyenne de 70%. Ce sont les plus fortes valeurs de cette étude. Un minimum de 39% a été enregistré, à 40 cm de profondeur, dans le niveau gris.

Le profil du pourcentage de carbone organique en fonction de la profondeur, fait apparaître une variation des teneurs entre 0,02% à 2%. On note la présence d'un niveau de sapropèle au stade 1, à 40 cm de profondeur contenant 0,7% de S, 2% de carbone organique et 39% CaCO₃.

La carotte 1034 présente des sédiments homogènes du stade 5 au stade 1. Ces sédiments sont fortement enrichis en carbonate de calcium (~70%). On y rencontre quelques passées sableuses et un niveau de sapropèle, pendant le stade 1 à 40 cm de profondeur dont les caractéristiques sont : 2 % de Carbone organique; 0,7% de soufre et 39% de CaCO₃.

1.3.4. La carotte 1013 - fosse Suakin

Des mesures de salinité ont été effectuées sur les 100 échantillons récoltés dans cette carotte couvrant les stades isotopiques 1 et 2. Les valeurs varient entre 8 et 30‰, avec une moyenne de 16‰ (*figure III-14*).

La fosse Suakin contient deux corps de saumure. La température et la salinité de la saumure inférieure sont de 23,5°C et 147. La saumure supérieure est caractérisée par une température de 23,3°C et une salinité de 145.

Les teneurs en soufre de cette colonne sédimentaire sont relativement homogènes et faibles (<0,3%), à l'exception du niveau de vase gris situé à la base de la carotte entre 400 et 458 cm (*figure III-14*). Dans ce niveau, on note une augmentation du pourcentage de soufre, avec la présence de 2 pics. Le premier maximum (7,45%) est atteint à 407 cm de profondeur. Entre 439 et 458 cm, les teneurs en soufre augmentent progressivement et passent de 4,3 à 12,85%, à 458 cm.

Les teneurs en carbonates sont élevées au sommet (environ 45%) et faibles de 321cm à la base de la carotte. Dans cette partie, on distingue deux zones de décroissance des teneurs. Le premier minimum se situe à 332 cm où le % CaCO₃ = 21,17%. A partir de cette profondeur, la proportion de CaCO₃ augmente et atteint un maximum de 55,95% à 396 cm. On observe par la suite une décroissance jusqu'à 452 cm (%CaCO₃=6,37%), et une augmentation progressive vers la base de la carotte.

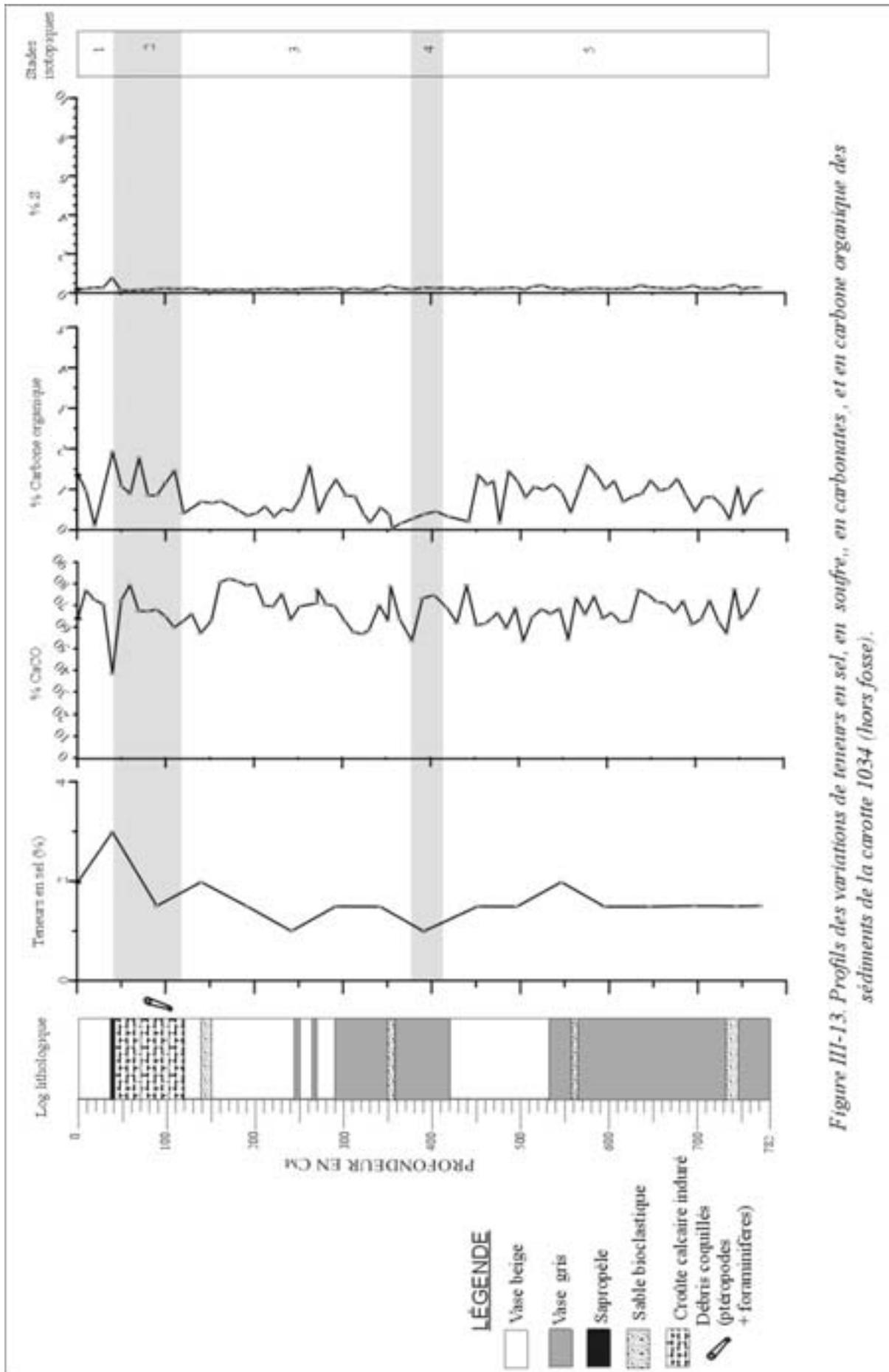


Figure III-13. Profils des variations de teneurs en sel, en soufre, en carbonates, et en carbone organique des sédiments de la carotte 1034 (hors fosse).

Les sédiments de la carotte 1013 ont des teneurs en carbone organique qui fluctuent de 0,4% à 2,50%. Le niveau situé entre 400 et 458 cm de profondeur riche en soufre, présente aussi des valeurs élevées en carbone organique. Dans cet intervalle daté du stade 2, on note la présence de 2 niveaux de sapropèles avec des teneurs en carbone organique qui varient entre 1,7 et 2,5%. Ce sont des vases gris foncé. La couche 1 de sapropèle à 407 cm, contient 1,7% de carbone organique et 7,45% de S ; la couche 2 de sapropèle est située entre 439 et 458 cm, dans le niveau très riche en S; à 439 cm, la teneur en carbone organique et en soufre est respectivement de 2 % et de 4,3%. A 458 cm on a déterminé 1,27% de carbone organique et 12,84 % de S. En dessous de 458 cm, les teneurs en carbone organique diminuent (~ 1%) vers la base du niveau riche en soufre. Ces fortes teneurs en S témoignent des conditions anoxiques lors du dépôt de ces niveaux. Ailleurs, dans la carotte, on observe des niveaux présentant de fortes teneurs en carbone organique (>2%), mais associés à de faibles teneurs en S. Ce sont le niveau de vase gris-vert à 26 cm du sommet, le niveau de sable situé à 173 cm et un niveau à 182,5 cm.

Les sédiments de la carotte 1013 présentent des teneurs en sel élevées (moyenne 16%). Cette carotte a été prélevée dans la fosse Suakin qui contient deux corps de saumure dont la salinité est de 147 pour la saumure inférieure et 145 pour la saumure supérieure.

La carotte 1013 présente deux niveaux de sapropèles pendant le stade 2. La couche 1 de sapropèle à 407 cm contient 1,7% de carbone organique, 7,45% de soufre. La couche 2 de sapropèle située entre 439-458 cm renferme au sommet 2% de carbone organique et 4,3% de soufre et à la base 1,27% de carbone organique et 12,84% de soufre. On observe de 527 cm à la base de la carotte un niveau de calcaire induré riche en ptéropodes daté également du stade 2.

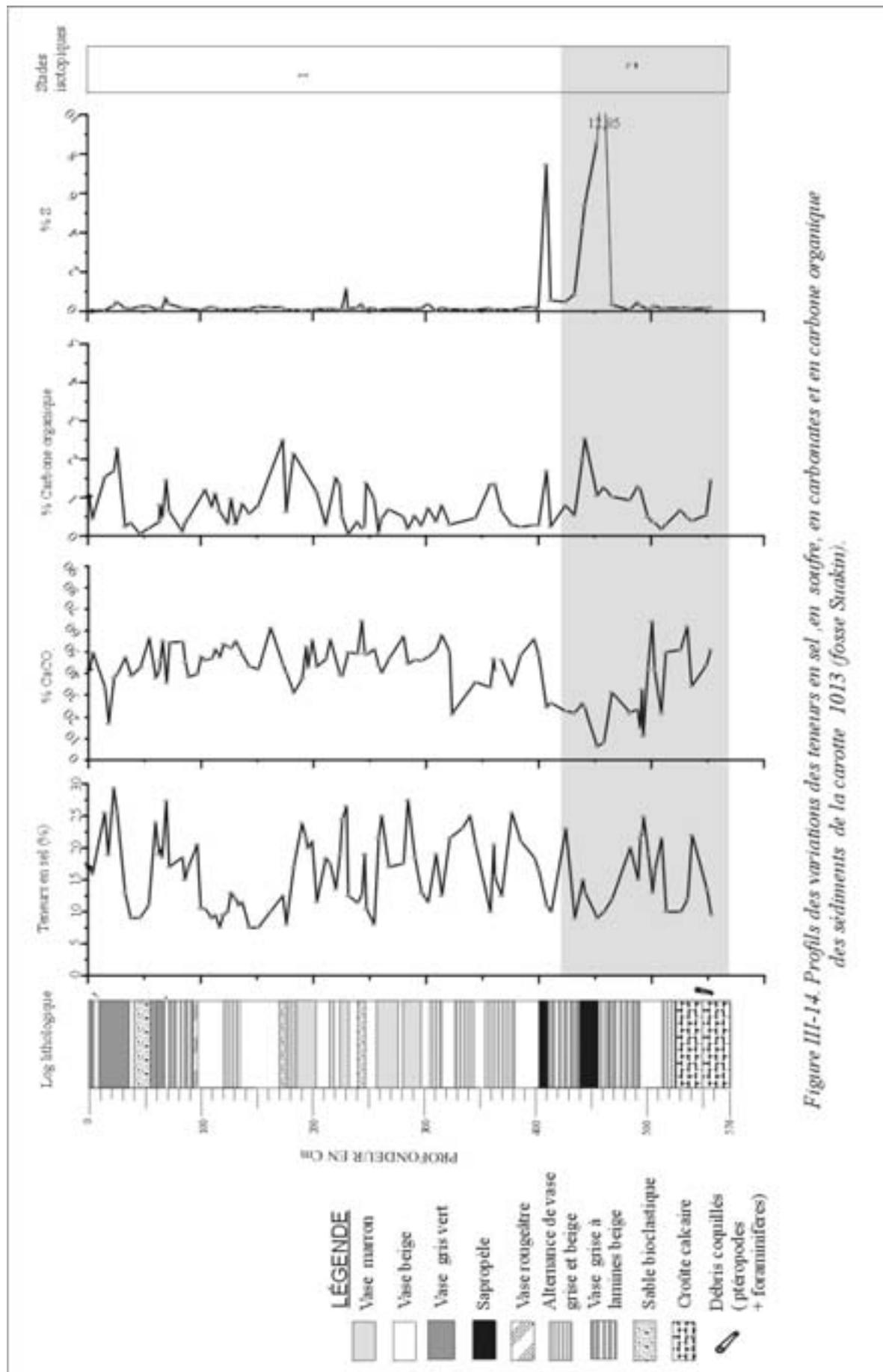


Figure III-14. Profils des variations des teneurs en sel, en soufre, en carbonates et en carbone organique des sédiments de la carotte 1013 (fosse Stratkin).

1.3.5. La carotte 1015 – plaine Suakin

Les sédiments de la carotte 1015 couvrent les stades 1 à 3. Pour cette carotte, 32 échantillons sur les 188 disponibles ont fait l'objet de mesure de teneur en sel. Les valeurs varient de 1,5 à 3%, comme celles obtenues dans la carotte 1034, également prélevée hors fosse (*figure III-15*).

Le profil de la variation du pourcentage de soufre déterminé dans les échantillons de la carotte 1015, en fonction de la profondeur, fait apparaître 5 niveaux présentant de fortes teneurs en soufre (*figure III-15*). L'échantillon IV 91-92 de couleur sombre situé à 518 cm contient 1,92% de soufre. Entre 541 et 551cm, on note une augmentation de la teneur en S. Dans cette zone, les valeurs de S varient du sommet (2,32% à 541 cm) à la base (1,95% à 551 cm), en passant par un maximum 4,54% qui est atteint à 549 cm. On remarque une légère augmentation de la proportion de S au sommet du niveau de calcaire induré situé à 1052 cm. Le pourcentage de S est de 1,99 à 1062 cm. L'évolution de S à la base de la carotte est marquée par la présence de 2 pics à 1306 cm et 1405 cm, dont les valeurs sont respectivement de 3,2% et 2,1%. Ces pics ont été identifiés dans des niveaux sombres.

Le profil des carbonates est très fluctuant, avec des valeurs qui varient entre 78% (à 269 cm) et 8% (à 549 cm). On observe trois niveaux stratigraphiques où les teneurs diminuent.

- De 485 cm (%CaCO₃=69,4%), les teneurs diminuent jusqu'à 549 cm (%CaCO₃=8,7%). Les plus faibles valeurs sont obtenues dans des niveaux de couleur sombre.
- Entre 812 cm (%CaCO₃=63%) et 1032 cm (%CaCO₃=75,3%), les valeurs décroissent jusqu'à atteindre 36,44% à 912 cm. On observe alors une augmentation progressive de ces teneurs dans le niveau de turbidite situé entre 1000 et 1100 cm.
- De 1032 cm à la base de la carotte, on observe une décroissance des proportions de carbonates qui sont très variables, avec les plus faibles valeurs (25%) dans divers niveaux.

Les teneurs en carbone organique sont faibles (<0,50%). Les plus fortes teneurs ont été déterminées dans des niveaux de vase de couleur sombre. On dénombre 4 couches de sapropèles dans cette carotte. La couche 1 de sapropèle est située à 518 cm, renferme 1,8% de carbone organique et 1,92% de S ; la couche 2 de sapropèle est à 549 cm de profondeur et contient 1,4% de carbone organique et 4,54% de S. Ces deux couches de sapropèles sont datées du stade 2. Plus bas, vers la base de la carotte, à 1306 et 1405 cm on rencontre les couches 3 et 4 avec 2,3% et 2,2% de carbone organique et 3,2% et 2,1% de S. Ces couches de sapropèles se sont déposées au stade 3. Le niveau de calcaire induré à 1052 cm, possède 1,3% de carbone organique. Les niveaux de vase situés à 435 cm avec 1,03% de carbone organique, à 752 et 762 cm de profondeur avec respectivement 1,1% et 1,18% de carbone organique, contiennent de faibles teneurs en soufre.

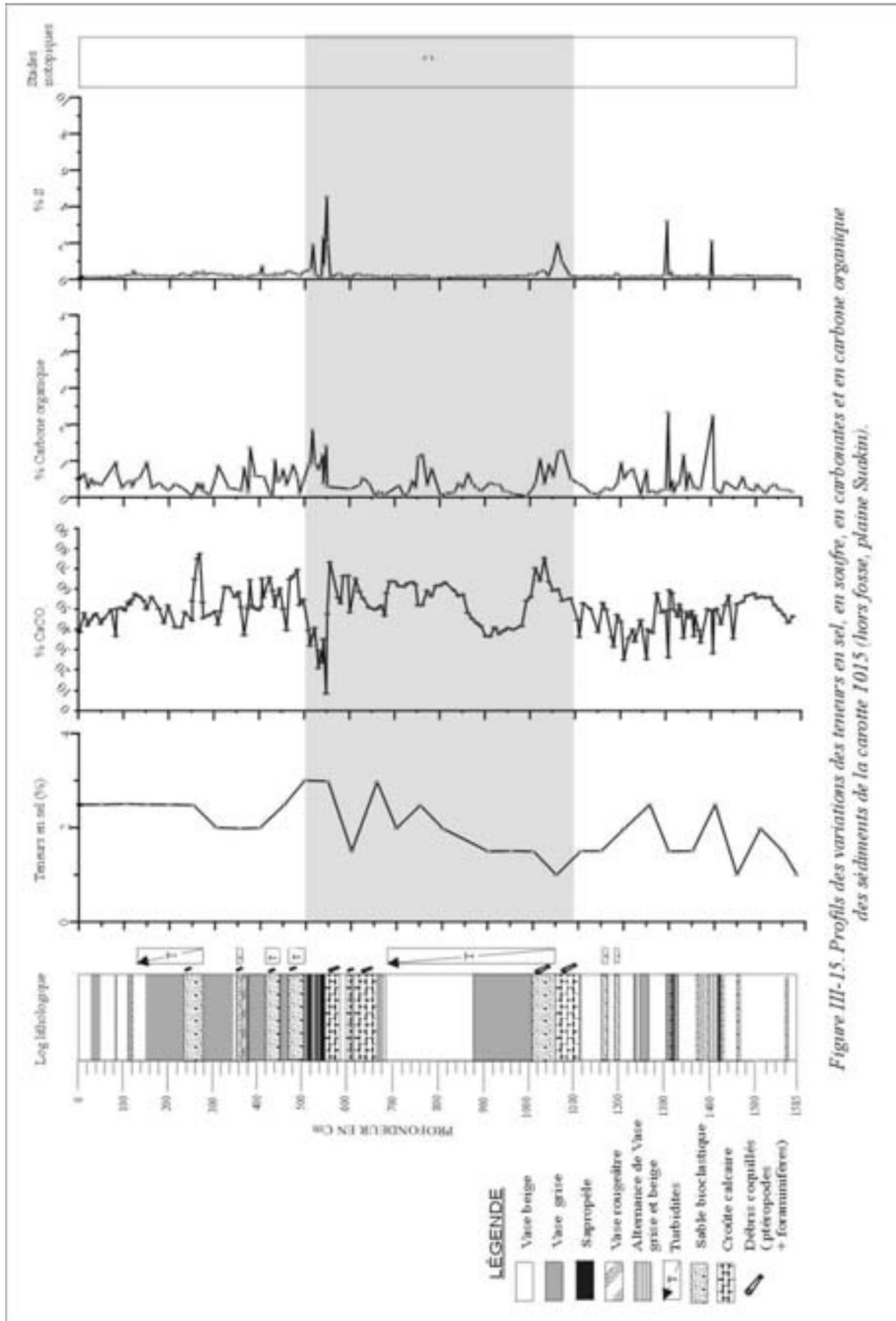


Figure III-15. Profils des variations des teneurs en sel, en soufre, en carbonates et en carbone organique des sédiments de la carotte 1015 (hors fosse, plaine Suédoise).

La carotte 1015 présente de nombreux niveaux de turbidite, des croûtes calcaires et quatre niveaux de sapropèles. Ces sédiments couvrent les stades isotopiques 1 à 3. Le niveau 1 situé à 518 cm contient 1,8% de carbone organique et 1,92% de soufre ; le niveau 2 situé à 549 cm contient 1,4% de carbone organique et 4,54% de S ; les niveaux 1 et 2 se sont déposés au stade 2. Les couches 3 et 4 situées à 1306 et 1405 cm sont datées du stade 3. Elles renferment respectivement 2,3% et 2,2% de carbone organique et 3,2% et 2,1% de soufre.

1.4. Etude des foraminifères planctoniques

L'étude micropaléontologique réalisée dans le cadre de cette étude est basée sur l'analyse des foraminifères planctoniques. Après avoir été extraits des sédiments ils ont été déterminés et comptés dans la fraction > 150 µm.

1.4.1. Résultats

La richesse en foraminifères planctoniques est variable d'une carotte à l'autre (annexe III, page 223). Les espèces rencontrées sont principalement des espèces épineuses de type tropical à subtropical. *Globigerinoides ruber* est l'espèce la plus abondante, et se retrouve dans toutes les carottes. Elle est associée avec des fréquences variables à *G. sacculifer*, *Hastigerina pelagica*, *G. rubescens*, *Orbulina universa* et *H. siphonifera*. Ces espèces forment le groupe SPRUDTS, espèces subtropicales moins fréquentes, c'est à dire *Globigerinoides sacculifer*, *Hastigerina pelagica*, *Globigerina rubescens*, *Orbulina universa*, *Globigerina digitata*, *Globoturborotalia tenella* et *Hastigerina siphonifera* (Rohling *et al.*, 1998). Les espèces *Globigerina bulloides* et *G. calida* ont été aussi observées dans la microfaune étudiée. Quelques individus de l'espèce non-épineuse *Globorotalia menardii* ont été observés dans les carottes 1013 (fosse Suakin) et 1015 (plaine Suakin).

La variation du nombre de foraminifères planctoniques par gramme de sédiment en fonction de la profondeur, fait apparaître des intervalles stériles dits zones "aplanctoniques", dans lesquelles il existe très peu ou pas de foraminifères. Ces zones ont été déjà recensées en mer Rouge et, sont caractéristiques de la dernière période glaciaire (Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1988 ; Thunell *et al.*, 1988 ; Almogi-labin *et al.*, 1991 ; Hemleben *et al.*, 1996). Les courbes du nombre absolu indiquent qu'un très faible nombre d'individus ont survécu dans ces zones. Ce sont des épisodes sédimentaires en général constitués de croûte carbonatée riche en ptéropodes du genre *Creseis*, dont la taille est millimétrique et que l'on peut aisément

reconnaître à l'œil nu. En ce qui concerne les passées turbiditiques, le sommet est très pauvre en foraminifères et la base est enrichie en foraminifères.

Pour chaque carotte, les variations du nombre de foraminifères, et celles du pourcentage des espèces *G. ruber* et *G. sacculifer* (espèces majoritaires) et du groupe SPRUDTS sont représentées en fonction de la profondeur. Les profils des autres espèces déterminées sont présentés en *annexe III, pages 243-247*.

1.4.2. Détermination des biozones

L'analyse qualitative et quantitative de la microfaune planctonique a permis de différencier diverses biozones (écozones) au sein des stades isotopiques reconnus. Ces biozones prennent en compte les variations des proportions de *G. sacculifer* et de *G. ruber*. *G. ruber* est une espèce oligotrophe, avec un seuil de salinité (> 49) supérieure à celui de *G. sacculifer* (environ 47) (Bé et Hamlin, 1967 ; Bé et Tolderlund, 1971 ; Hemleben, 1989). Les variations de ces deux espèces constituent un outil d'interprétation paléo-écologique dans les zones tropicales-subtropicales, qui ont connues des périodes de fortes salinités.

- Le stade isotopique 1 est subdivisé en trois biozones 1a, 1b et 1c.

La biozone 1a est définie par l'abondance de *G. sacculifer* par rapport à *G. ruber*.

% *G. sacculifer* > % *G. ruber*

La biozone 1b est caractérisée par une proportion relativement équivalente des deux espèces considérées.

% *G. sacculifer* ~ % *G. ruber*

La biozone 1c enfin marque une période au cours de laquelle on observe une large supériorité du nombre de *G. sacculifer* sur celui de *G. ruber*, c'est-à-dire comme dans la biozone 1a.

% *G. sacculifer* >> % *G. ruber*

Si l'on considère que *G. ruber* se développe dans des conditions de salinité supérieure à *G. sacculifer*, on peut supposer que dans la biozone 1b les conditions environnementales (température et salinité importante), ont gêné le développement de *G. sacculifer*. Conditions oligotrophiques en surface et salinité forte semble donc être les caractéristiques de l'environnement des eaux superficielles de la biozone 1b.

En ce qui concerne les biozones 1a et 1c, un développement plus important de *G. sacculifer* dénote (comme à l'heure actuelle) une salinité d'environ 40 et une température proche de l'actuel.

- Dans le stade 2, les deux biozones déterminées sont proches de celle définies par Ivanova (1985).

La biozone 2a présente une diminution de la proportion de *G. sacculifer* par rapport à *G. ruber*. % *G. sacculifer* diminue. Les conditions peuvent rappeler celle de la biozone 1b, mais une très faible productivité est à envisager.

La biozone 2b est défini par une quantité de *G. ruber* supérieure à celle de *G. sacculifer*.

% *G. ruber* > % *G. sacculifer*

La tendance à la baisse de *G. sacculifer* par rapport à *G. ruber* est un indice de l'adaptabilité (la tolérance) de *G. ruber* à des conditions écologiques rudes, en l'occurrence ici, une forte élévation de salinité.

- La biozone 3 correspond aux limites du stade isotopique 3, avec une supériorité de l'espèce *G. ruber* sur l'espèce *G. sacculifer*.

% *G. ruber* > % *G. sacculifer*

- La biozone 4, reconnue dans le stade 4, présente une abondance de *G. ruber*.

% *G. ruber* > % *G. sacculifer*

Remarquons que la biozone 3 se différencie de la biozone 4, par une diminution du nombre de foraminifères dans les sédiments. Le stade 3 est un interstade dans le dernier cycle glaciaire qui s'étend du stade 4 au stade 2, où *G. ruber* domine. La salinité élevée et le milieu beaucoup plus oligotrophe empêche le développement des autres espèces.

- La biozone 5 qui marque le stade isotopique 5, n'a été reconnue que dans la carotte 1034 (hors fosse). Tout comme au stade 1, on n'observe pas de dominance nette de *G. sacculifer* sur *G. ruber*. Il existe par endroit, des inversions de la proportion des deux espèces. Ce qui semble attester d'une certaine variabilité dans le milieu avec comme référence les conditions actuelles (biozone 1a).

La succession de ces biozones dans chaque carotte est présentée ci-dessous.

1.4.2.1. La carotte 1037 - fosse Thétis

Dans la carotte 1037, on observe un épisode dépourvu de foraminifères planctoniques entre 28 et 63 cm (*figure III-16*). De 63 cm à 352 cm, les proportions relativement constantes (>5000 individus/g), sont ponctuées par des décroissances à 89 cm (328 individus), 190 cm (800 individus) et à 304 cm (1508 individus). On remarque par la suite une réduction progressive du nombre de foraminifères entre 352 et 376 cm. Vers la base de la carotte, la microfaune est peu abondante, avec un nombre d'individus quasi constant (~1000 individus/g).

Les dépôts de cette carotte, sont attribués à la biozone 1b (stade 1), avec des proportions de *G. sacculifer* et de *G. ruber* qui représentent environ 35%.

1.4.2.2. La carotte 1030 - fosse Valdivia

Les proportions de foraminifères planctoniques sont très variables dans cette carotte, avec de fortes augmentations (> 5000 individus/g) dans les niveaux sableux (*figure III-17*). Dans le carottier pilote, les foraminifères sont abondants, avec une moyenne de 2500 individus/g. On note toutefois une tendance à la réduction progressive du nombre de foraminifères au sommet de la carotte, dans les niveaux où alternent des vases de différentes couleurs. De 250 cm à 1060 cm les variations sont fortes. Cette zone renferme la majorité des niveaux sableux de la carotte. De 1060 cm à la base de la carotte, on observe une augmentation du nombre de foraminifères.

Dans le carottier pilote (stade 1), les variations de *G. sacculifer* et *G. ruber* sont identiques à celles de la biozone 1b.

Le stade 2 absent serait aplanctonique, comme dans toutes les carottes de la mer Rouge.

Dans le stade 3, les variations du pourcentage de l'espèce *G. ruber* et *G. sacculifer* se font en sens opposés, avec une prépondérance de l'espèce *G. ruber*.

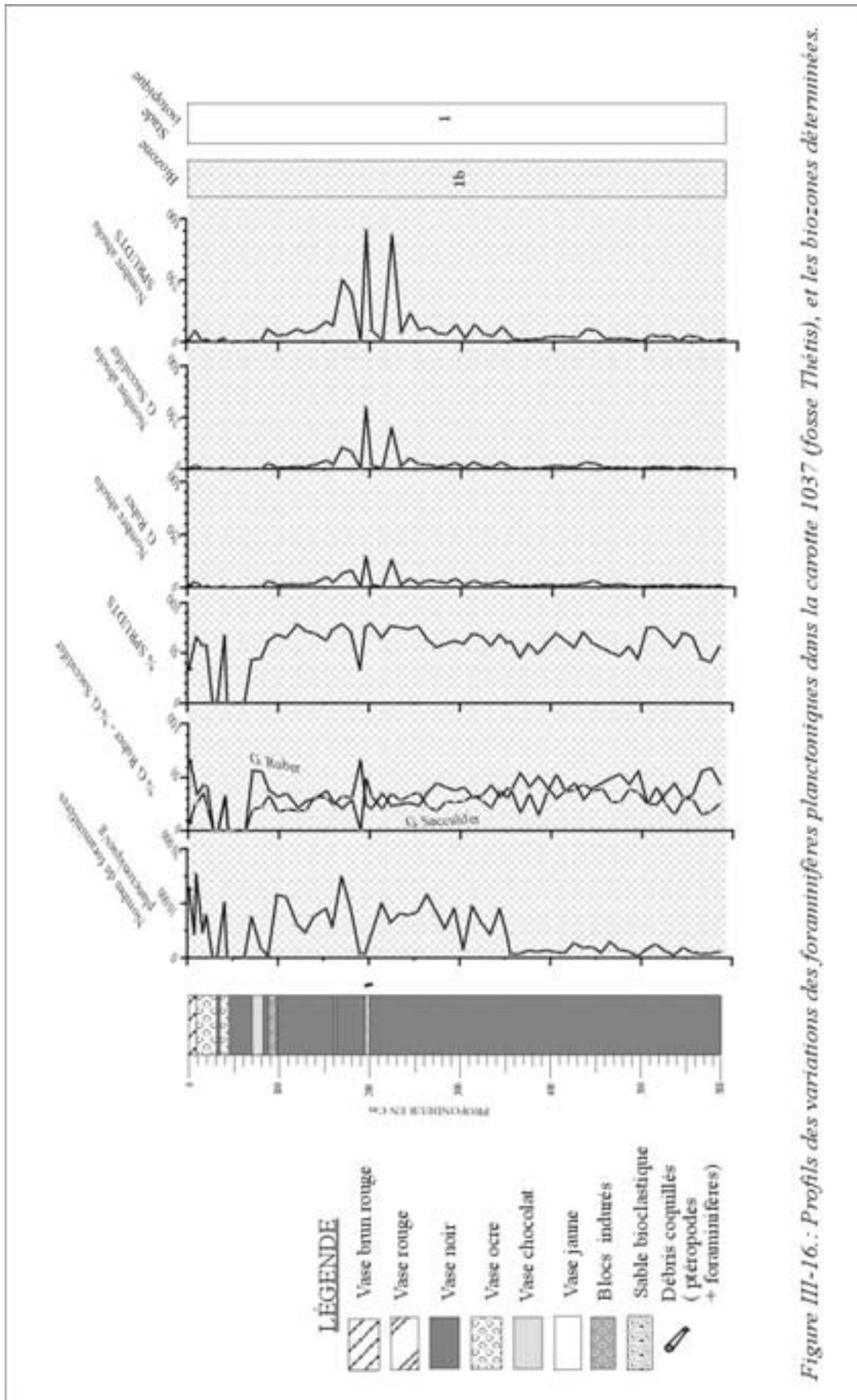


Figure III-16.: Profils des variations des foraminifères planctoniques dans la carotte 1037 (fosse Thétis), et les biozones déterminées.

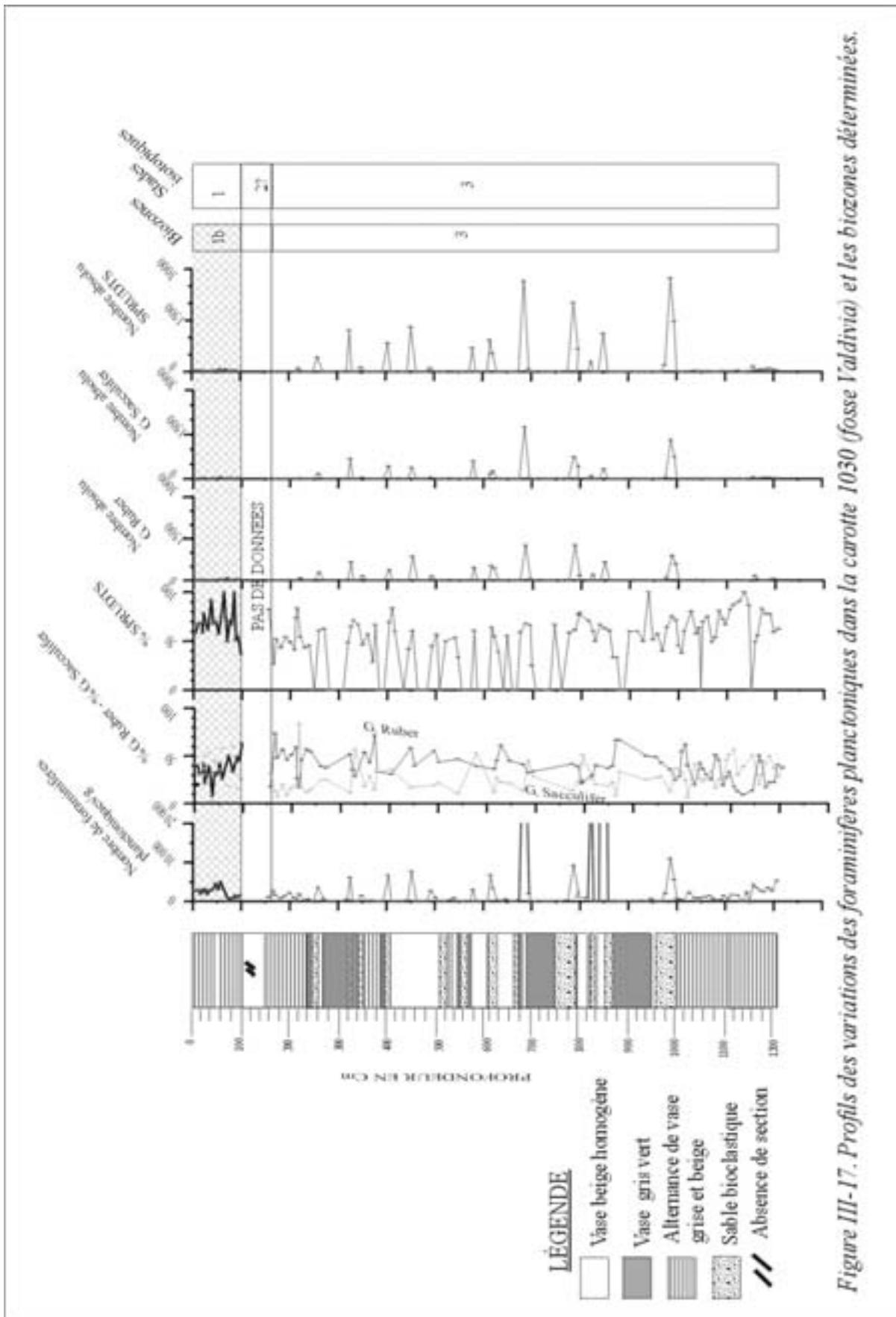


Figure III-17. Profils des variations des foraminifères planctoniques dans la carotte 1030 (fosse Valdivia) et les biozones déterminées.

1.4.2.3. La carotte 1034 - hors fosse

Les sédiments de la carotte 1034 sont les plus riches en foraminifères planctoniques, avec une moyenne de 5000 individus par gramme de sédiment (*figure III-18*). Cette séquence correspond au dernier cycle climatique (stade 1 à 5).

Durant les stades interglaciaires, la microfaune est abondante et l'on observe une variation inverse du pourcentage de *G. ruber* et *G. sacculifer*. Alors que dans le stade 1, la proportion de *G. ruber* est inférieure à celle de *G. sacculifer*, cette tendance s'inverse dans les stades 3 et 5.

Une diminution considérable du nombre total de foraminifères (<130 individus) est observée entre 50 et 110 cm, dans le niveau de calcaire induré, riche en ptéropodes. Cette zone aplanctonique est localisée dans le stade 2. Les pourcentages élevés de *G. ruber* et de *G. sacculifer*, traduisent le fait qu'ils constituent en majorité l'assemblage des foraminifères planctoniques déterminés dans cette zone. Enfin, le stade 4 se manifeste par une diminution moins drastique qu'au stade 2 de la population planctonique.

Le stade 1 est caractérisé par la biozone 1c.

La fréquence de *G. sacculifer* atteint un maximum (60%), tandis que l'espèce *G. ruber* voit sa fréquence passer de 50 à 20 %.

Le stade 2 représenté par du calcaire induré, riche en ptéropodes, est pauvre en foraminifères planctoniques. Les biozones 2a et 2b sont identifiées.

Dans la biozone 2a, on remarque une décroissance de *G. sacculifer* et dans la biozone 2b, une augmentation de *G. ruber*.

Au stade 3 (biozone 3), la population planctonique augmente. *G. ruber* et *G. sacculifer* sont présents simultanément, avec une nette supériorité de *G. ruber* (> 40%) sur *G. sacculifer* (< 30%). Leur proportion évolue en opposition de phase.

Dans la biozone 4 (stade 4), on note une diminution du nombre total de foraminifères planctoniques par gramme. Les deux espèces sont présentes, avec toujours une prépondérance de *G. ruber* sur *G. sacculifer*.

Dans le stade 5, où la biozone 5 a été définie, l'évolution de *G. ruber* et de *G. sacculifer* est semblable à celle reconnue dans le stade 3. On observe toutefois des inversions ponctuelles par endroit, de l'abondance de *G. ruber* par rapport à celle de *G. sacculifer*.

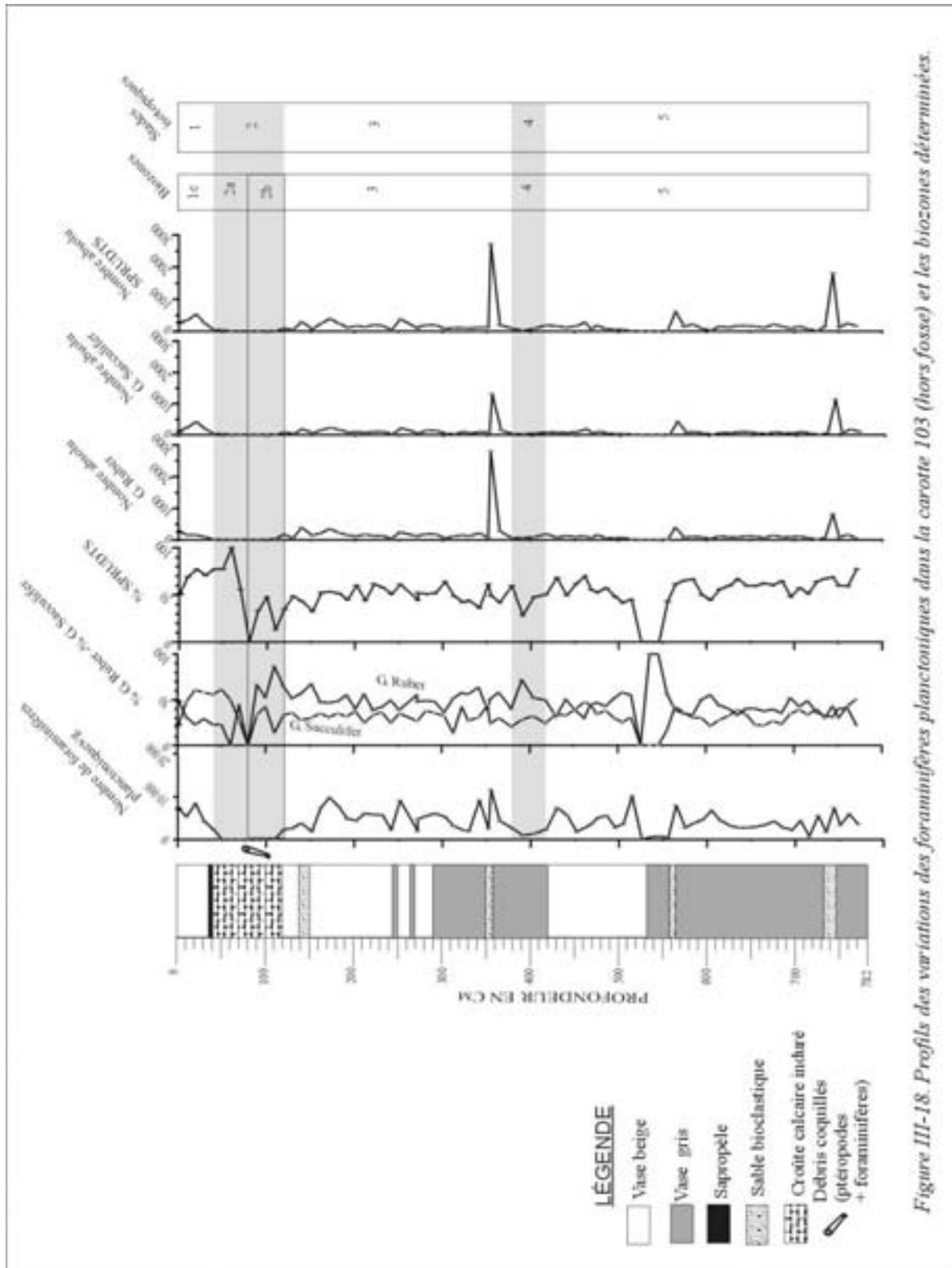


Figure III-18. Profils des variations des foraminifères planctoniques dans la carotte 103 (hors fosse) et les biozones déterminées.

1.4.2.4. La carotte 1013 - fosse Suakin

Les foraminifères planctoniques ont une fréquence moyenne de 250 individus par gramme dans cette carotte (*figure III-19*). Les variations du nombre de foraminifères planctoniques sont marquées par de fortes valeurs dans les niveaux sableux situés à 54 cm, 66 cm, 173 cm et 309 cm. Dans ces niveaux, le nombre d'individus par gramme de sédiment est supérieur à 2000. On note une diminution des foraminifères au sommet de la turbidite située entre 135 et 173 cm, et de 411 cm à la base de la carotte. Le niveau à ptéropodes contient très peu de foraminifères planctoniques.

Dans le stade 1, les variations de *G. sacculifer* et *ruber* font apparaître les biozones 1a, 1b et 1c.

Dans la biozone 1a, (du sommet à 173 cm) le pourcentage de *G. sacculifer* est supérieur à celui de *G. ruber*. *G. sacculifer* varie de 30 à 50% et *G. ruber* de 30 à 10%.

Dans la biozone 1b, (173 à 309 cm) les proportions des deux espèces sont sensiblement égales et varient autour de 30%.

Dans la biozone 1c, (309 à 410 cm) le pourcentage de *G. sacculifer* augmente jusqu'à 60%, tandis que celui de *G. ruber* diminue et atteint 10%. L'évolution des proportions se fait donc en sens opposé.

Dans le stade 2, les foraminifères planctoniques sont rares, tandis qu'on observe une abondance de ptéropodes. Des individus de *Globorotalia menardii* ont été déterminés dans 3 échantillons (III 139-140 ; III 141-142 ; IV 2-3) situés entre 439 et 452 cm, dans des niveaux sombres.

1.4.2.5. La carotte 1015 - hors fosse

Les dépôts de cette carotte sont pauvres en foraminifères planctoniques avec en moyenne 500 individus par gramme (*figure III-20*). On observe une augmentation de la microfaune planctonique à la base des turbidites, (5000 individus par gramme).

Dans le stade 1, une distribution identique des fréquences de *G. ruber* et *G. sacculifer*, a permis de reconnaître les biozones 1a, 1b et 1c.

La biozone 1a s'étend du sommet de la carotte à 291 cm de profondeur. Le pourcentage de *G. ruber* qui varie entre 40 et 20%, est inférieure à celui de *G. sacculifer* qui oscille entre 20 et 50%.

Dans la biozone 1b, (291 à 430 cm), les deux espèces précitées représentent environ 35% chacune.

La biozone 1c (430 à 500 cm) se caractérise par une augmentation de *G. sacculifer* qui atteint 60-70% et une diminution de *G. ruber* qui passe à 10%.

Dans le stade 2, les foraminifères planctoniques sont rares dans les croûtes calcaires très riches en ptéropodes.

Dans le stade 3, les individus de l'espèce *G. ruber* sont plus abondants que ceux de *G. sacculifer*.

Récapitulatif des biozones

Le tableau suivant présente les différentes biozones identifiées dans les carottes étudiées.

Carotte	Stade isotopique	Profondeur (cm)	Biozones
1034	1	0	1c
	2	40	2a et 2b
	3	130	3
	4	379	4
	5	418	5
1013	1	0	1a
		173	1b
		309	1c
	2	430	2
1015	1	0	1a
		291	1b
		430	1c
	2	500	2
	3	1100	3
1030	1	Carottier pilote	1b
	3	Carotte entière	3
1037	1	Carotte entière	1b

Tableau III-7 : Tableau récapitulatif des différentes biozones déterminées dans les carottes.

1.5. Etude des foraminifères benthiques dans la carotte 1015 (plaine Suakin)

Une analyse qualitative des foraminifères benthiques a été réalisée sur les sédiments de la carotte 1015, prélevée à 1969 m de profondeur dans la plaine Suakin. Aucune analyse quantitative a proprement parlé n'a pu être effectuée à cause de la pauvreté des échantillons (~10 individus par échantillon). L'approche quantitative reste visuelle.

Fenton (1998) a étudié les foraminifères benthiques de la carotte 1017 prélevée à proximité du site de la carotte 1015, à 570 m de profondeur. Il y note une dominance des espèces de la famille des *Uvigerinidés* dans les sédiments du stade 1. Le stade 2 se manifeste par une augmentation des *Miliolidés* dans les sédiments. Enfin, les *Bolivina spp.* sont les espèces les plus abondantes dans les sédiments du stade 3, avec *Bolivina subreticulata* l'espèce majoritaire. La microfaune benthique déterminée à été subdivisé en trois groupes :

- les espèces majoritaires du stade 3 (indicatrices de faible oxygénation (Murray, 1991 ; Gupta, 1994)) ;
- les espèces dominantes dans les périodes glaciaires (indicatrices de salinité élevée (Halicz et Reiss, 1981 ; Locke, 1981)) ;
- les espèces des périodes interglaciaires (stade 1).

En dépit de la pauvreté des sédiments de la carotte 1015 en foraminifères benthiques, des assemblages ont également été déterminés dans les stades 1 à 3. Les espèces présentes dans les niveaux de sapropèles (du stade 3), ont été associées à l'assemblage du stade 3. Ces espèces sont également considérées comme des indicateurs d'environnements faiblement oxygénés. Il est bien connu que les sapropèles se forment dans une colonne d'eau stratifiée, stagnante et par conséquent pauvre en oxygène (Ivanova, 1985 ; Almogi-Labin *et al.*, 1991). Les assemblages déterminés dans la carotte 1015 sont semblables à ceux de la carotte 1017, sauf pour le stade 2, dans lequel aucuns foraminifères benthiques n'a été déterminés. Le tableau III-10 présente les différentes espèces reconnues dans les stades isotopiques 1 à 3.

	Espèces	Caractéristiques
Stade 1	<i>Uvigerina hollicki</i> <i>Cibicides ungerianus</i> <i>Hyalinea balthica</i> <i>Glandulina laevigata</i> <i>Gyroidina altiformis</i> <i>Eponides punctatus</i> <i>Quinqueloculina lamarkiana</i>	Indicateurs de périodes interglaciaires
Stade 2	Aucuns foraminifères benthiques	
Stade 3	<i>Cancris auriculus</i> <i>Bolivina italica</i> <i>Eponides punctatus</i> <i>Bolivina subreticulata</i> <i>Bulimina marginata</i> <i>Uvigerina hollicki</i> <i>Cassidulina laevigata</i> <i>Miliolinella subotunda</i> <i>Triloculina tricarinata</i>	Indicateurs de sous-oxygénation

Tableau III-10 : Différentes espèces de foraminifères benthiques déterminées dans la carotte 1015 (plaine Suakin).

1.5.1 Faune présente dans les sapropèles et le stade 3

Le nombre de foraminifères benthiques dans les niveaux de sapropèles est très faible. Les espèces rencontrées sont : *Cancris auriculus*, *Bolivina italica*, *Eponides punctatus*.

Ces espèces se retrouvent à travers le stade 3, mais en quantité plus faible. Ce qui pourrait suggérer une possible similitude entre l'environnement de dépôt des sapropèles et celui du stade 3. Cette différence de proportion pourrait être attribuée au degré de sous-oxygénation, qui aurait pu être plus élevé pendant le dépôt des sapropèles.

D'autres espèces marquent également le stade 3, comme *Bulimina marginata*, *Uvigerina hollicki*, *Cassidulina laevigata* (tableau II-10).

L'assemblage du stade 3 est dominé par l'espèce *Bolivina subreticulata*. Elle est par contre peu présente dans le stade 1.

1.5.2 Faune interglaciaire

Le stade 1 est une "vraie" période interglaciaire, mais le stade 3 est considéré comme un interstade chaud à l'intérieur du dernier cycle glaciaire qui s'étend du stade 4 au stade 2. Ici, nous considérons le stade 3 comme un interglaciaire.

Les espèces de foraminifères benthiques majoritaires dans cette période sont considérées comme des indicateurs interglaciaires. *Cibicides ungerianus*, *Hyalinea balthica*, *Glandiluna laevigata* et *Gyroidina altiformis* sont considérés comme des "vrais" indicateurs interglaciaires, avec une abondance au stade 1.

1.5.3 Faune glaciaire

Aucuns foraminifères benthiques n'a été déterminé dans les sédiments du stade 2.

Résumé.

L'analyse des foraminifères benthiques dans la carotte 1015 (plaine Suakin) a montré que :

- *Bolivina subreticulata*, espèce qui tolère de forte salinité et des conditions de faible oxygénation (Gupta, 1994) est l'espèce la plus représentée dans la carotte, majoritairement dans les sédiments du stade 3.
- les foraminifères benthiques présents dans les niveaux sapropéliques, qui se forment dans une colonne d'eau stratifiée et stagnante (Ivanova, 1985), sont également présents en abondance dans les sédiments du stade 3, période caractérisée par une mauvaise ventilation en mer Rouge (Almogi-Labin *et al.*, 1998).
- pendant le maximum glaciaire, les *Miliolidés*, espèces tolérant de fortes salinités (Halicz et Reiss, 1981) sont abondantes dans les sédiments de la carotte 1017 prélevée à 570 m.

Les sédiments de la carotte 1015 prélevée à 1969 m de profondeur ne renferment pas de foraminifères benthiques. Cette absence pourrait être attribuée à l'anoxie des eaux de fond.

1.6. Enregistrement du $\delta^{13}\text{C}$

1.6.1 Généralités

Sur la planète, on distingue trois réservoirs mondiaux de carbone :

- la biosphère contient 8% du volume total de carbone, avec un rapport isotopique $\delta^{13}\text{C}$ plus élevé sur les continents (-25‰) que dans les océans (-20‰) ;
- l'atmosphère, avec 3% du volume total et $\delta^{13}\text{C}$ compris entre -8 ‰ et -7 ‰ ;
- et l'océan avec 89% du volume de carbone et $\delta^{13}\text{C}$ ~1‰ à 2‰.

La distribution du ^{13}C dans les océans est contrainte par plusieurs phénomènes :

- l'équilibre entre le CO_2 atmosphérique, celui produit lors de la photosynthèse et l'évaporation à la surface de l'eau ;
- le mélange entre masses d'eau de différentes compositions isotopiques ;
- le réapprovisionnement par les modèles de circulation océanique générale et la pompe de CO_2 dans les eaux profondes ;
- l'addition *in situ* de CO_2 provenant de la décomposition de la matière organique et inorganique dans les eaux intermédiaires (Pujol et Vergnaud-Grazzini, 1989).

La photosynthèse des eaux de surface extrait préférentiellement du ^{12}C d'eau de mer, causant un enrichissement en ^{13}C du CO_2 dissous dans les eaux de surface. Aussi la distribution des valeurs de ^{13}C du CO_2 dissous sera-t-elle étroitement liée à la teneur en nutriments et en oxygène des masses d'eaux et fortement dépendante des schémas de circulation océanique (Broecker et Peng, 1982).

En ce qui concerne la composition isotopique du carbone dans les tests de foraminifères planctoniques, de nombreux facteurs l'influencent :

- la composition isotopique du CO_2 total dissous qui dépend du volume de CO_2 échangeable à l'échelle du globe, du temps de résidence des eaux profondes, de la profondeur de la tranche d'eau et de sa position par rapport à la zone d'oxygène minimum et à la surface ;
- la profondeur d'habitat du foraminifère ;
- du fractionnement vital ;
- et de l'effet thermique,

le facteur prépondérant étant le carbone inorganique dissous. Si l'on considère le cas où $\delta^{13}\text{C}$ diminue, cela revient à considérer une augmentation de ^{12}C ; cette dernière peut-être due à des

apports d'eaux continentales de ruissellement, riches en ^{12}C , ou l'oxydation de la matière organique dans l'océan, riche en ^{12}C et qui se dissous et enfin le transfert en latitude du CO_2 atmosphérique vers l'océan.

1.6.2 Résultats de l'analyse du $\delta^{13}\text{C}$ de nos carottes

Dans notre étude, les analyses isotopiques de ^{13}C ont été effectuées sur le foraminifère planctonique *G. ruber*. Les variations des compositions isotopiques de l'ensemble des carottes sont présentées dans la *figure III-21*. *G. ruber* a un habitat superficiel. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ mesurées sur cette espèce reflèteraient donc les caractéristiques des eaux de surface.

En considérant le stade 1, on remarque une tendance à l'augmentation des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ du Nord (carotte 1037-fosse Thétis) au Sud (carotte 1015-plaine Suakin). Les valeurs évoluent d'une moyenne de $-0,5\text{‰}$ à 1‰ . Cette tendance se retrouve également dans les températures des eaux de surface qui sont inférieures à 26°C au Nord de la mer Rouge et, atteignent des valeurs supérieures à 30°C au Sud (chapitre I, *figure I-11*).

Au stade 2, on observe une évolution inverse des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$, avec une baisse des valeurs du Nord au Sud. Les valeurs qui ont une moyenne de $1,5\text{‰}$ dans la carotte 1034 (centre) diminuent au Sud, pour atteindre 1‰ dans la carotte 1015 (plaine Suakin). Les températures sont de 28°C au centre et varient entre 24 et 25°C au Sud (chapitre I, *figure I-10*).

Au stade 3, les variations sont peu significatives avec des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dont la moyenne avoisine 1‰ du Nord au Sud.

Le stade 4, uniquement représenté dans la carotte 1034, présente des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ dont l'évolution est semblable à celle du stade 2.

Le stade 5, également représenté que dans la carotte 1034, présente des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ élevées, avec une moyenne de $1,5\text{‰}$, comme au stade 1.

En résumé, on remarque qu'il existe une covariance entre l'augmentation du $\delta^{13}\text{C}$ et de la température des eaux de surface du Nord au Sud de la mer Rouge. En revanche, l'évolution latitudinale s'inverse au passage entre stade glaciaire et interglaciaire. Ainsi, l'augmentation des températures et des valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ s'effectue du Nord au Sud au stade 1 (période interglaciaire) et, du Sud vers le Nord au stade glaciaire 2. Les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ au stade 3 présentent peu de variations latitudinales.

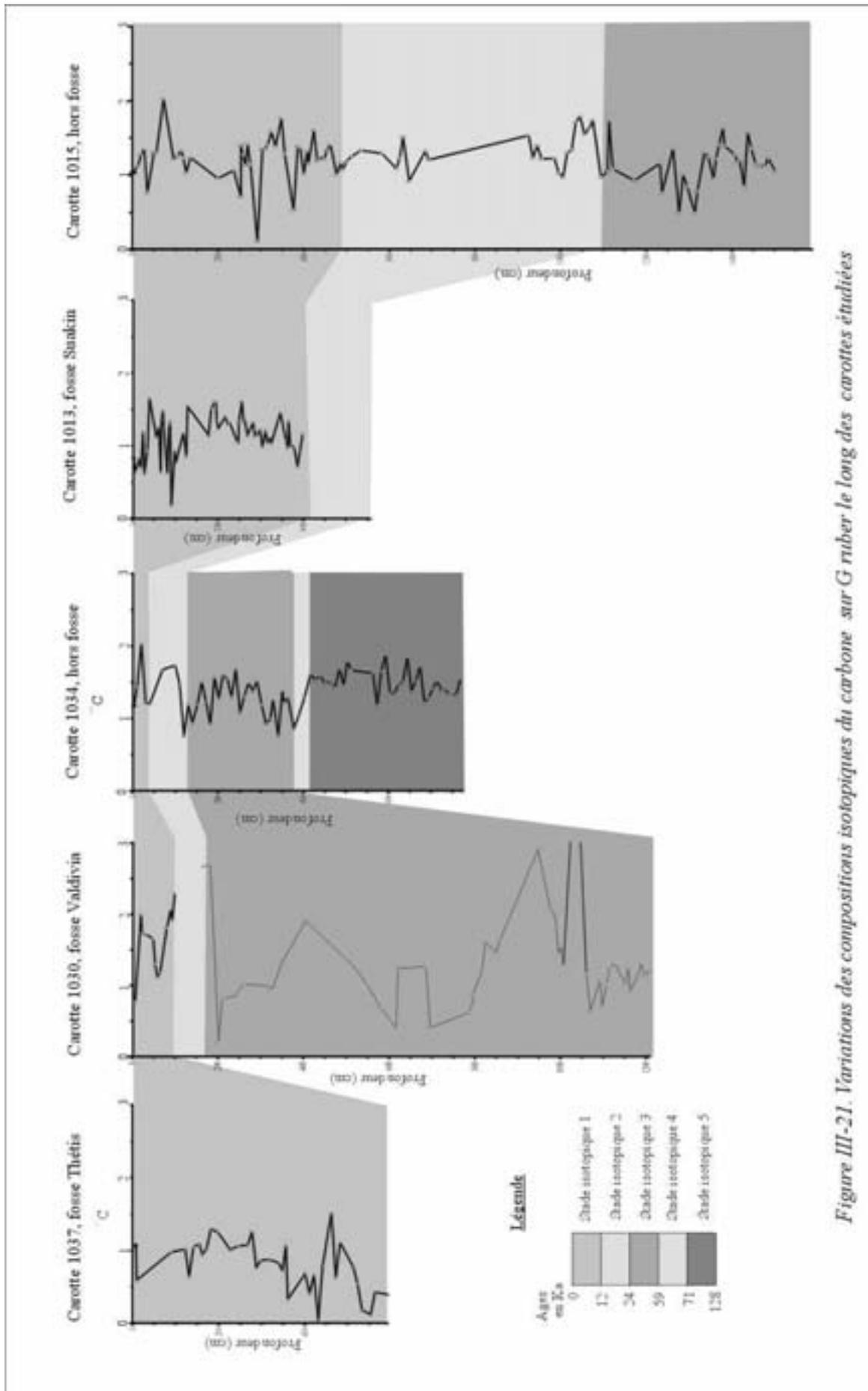


Figure III-21. Variations des compositions isotopiques du carbone sur *G ruber* le long des carottes étudiées

Remarque :

La photosynthèse, suivie d'un export vers le fond de matière organique à partir de la zone euphotique, agit comme " une pompe biologique" qui diminue la pression partielle de CO₂ dans les eaux de surface. La majorité des eaux chaudes oligotrophiques de surface sont ainsi pauvres en CO₂ tandis que les valeurs les plus élevées sont mesurées dans les zones eutrophiques relativement restreintes aux upwellings (Walsh *et al.*, 1985 ; Martin *et al.*, 1987 ; Wollast, 1991). Il est connu que la photosynthèse des eaux de surface extrait préférentiellement du ¹²C d'eau de mer, causant un enrichissement en ¹³C du CO₂ dissous dans les eaux de surface.

II. Discussion

Les carottes de notre étude ont fourni un enregistrement qui inclut la dernière période glaciaire et qui s'étend jusqu'au stade 5 pour la carotte 1034 prélevée hors de l'axe de la mer Rouge. La principale conclusion qui en découle est que la mer Rouge est très sensible aux variations du niveau marin et donc très influencée par l'alternance des cycles glaciaire / interglaciaire.

Les résultats de nos carottes sont en accord avec ceux d'études déjà effectuées en mer Rouge, qui ont mis en évidence l'élévation de la salinité pendant la dernière période glaciaire et la présence d'un niveau de sapropèle au stade 1. Mais en plus, cette étude nous a permis d'identifier de nouvelles biozones au stade 1 et de déterminer des niveaux de sapropèles plus anciens, qui sont datés des stades 2 et 3.

2.1. Biozonation du stade 1

Les analyses de $\delta^{18}\text{O}$ et de ¹⁴C effectuées dans cette étude ont permis d'établir la stratigraphie de nos carottes. De nombreuses études biostratigraphiques et paléo-océanographiques (Rosenberg-Herman, 1965 ; Herman *et al.*, 1969 ; Berggren, 1969 ; Berggren et Boersma, 1969 ; Chen, 1969 ; McIntry, 1969 ; Risch, 1976 ; Halicz et Reiss, 1981 ; Almogi-Labin, 1982) réalisées en mer Rouge ont permis de déterminer des biozones, caractéristiques des stades isotopiques 1 à 5. Ces biozones sont déterminées sur la base des variations de l'abondance de *G. sacculifer* et *G. ruber*. Ces deux espèces sont reconnues comme étant des bons outils d'interprétation paléo-écologique, dans les milieux de forte salinité. Elles sont sensibles aux variations de salinité des eaux de surface. *G. sacculifer* ne peut pas vivre dans des eaux dont la salinité est supérieure à 47, alors que *G. ruber* a un seuil de tolérance de salinité plus large (> 49) (Thunell *et al.*, 1988). La biozone précédemment établie pour le stade 1 (Holocène) en mer Rouge, se caractérise par une supériorité du nombre des espèces de *G. sacculifer* sur celui de *G. ruber* et caractérise le rétablissement de la faune

de l'Océan Indien, qui précède la déglaciation (Herman *et al.*, 1969 ; Berggren et Boersma, 1969).

L'enregistrement haute résolution de l'Holocène (un échantillon pour 100 ans environ) obtenu pour la carotte 1013 (fosse Suakin) fait apparaître pour la première fois, une nouvelle biozation plus détaillée de l'Holocène en mer Rouge. La zone A de Berggren et Boersma (1969) a été subdivisée en trois biozones (1a, 1b, 1c), qui se caractérisent également par les variations du pourcentage des deux espèces. Cependant, on ne note pas toujours dans ces biozones une dominance de l'espèce *G. sacculifer*.

Dans la biozone 1a, les proportions de *G. sacculifer* sont supérieures à celle de *G. ruber* et varient entre 30-50%. Celles de *G. ruber* varient entre 10-30%.

Dans la biozone 1b, les proportions des deux espèces considérées sont quasi égales (environ 35%).

La biozone 1c est caractérisée par un pourcentage croissant de *G. sacculifer* jusqu'à un maximum de 60% et une diminution concomitante de *G. ruber*, dont le pourcentage est inférieur à 10%.

Les autres carottes de l'étude ayant traversé partiellement le stade 1, on y retrouve en partie l'assemblage déterminé dans la carotte 1013 (fosse Suakin). Dans la carotte 1034 (hors fosse), dont le sommet a été daté de 6770 ans BP, l'enregistrement du stade 1 est représenté par la biozone 1c. Dans la carotte 1015 échantillonnée dans la plaine Suakin, on retrouve les trois biozones du stade 1. Les dépôts de la carotte 1037 (fosse Thétis) sont attribués à la biozone 1b. Le carottier pilote de la carotte 1030 (fosse Valdivia) serait représentatif de la biozone 1b.

2.2. Elévation de la salinité pendant la dernière période glaciaire

La mer Rouge a connu au stade 2 un phénomène local lié à l'augmentation de la salinité. L'enregistrement obtenu dans les carottes 1034 (hors fosse), 1013 (fosse Suakin) et 1015 (plaine Suakin) est semblable à ceux d'études déjà effectuées en mer Rouge (Locke et Thunell, 1988, Thunell *et al.*, 1988 ; Hemleben *et al.*, 1996). Il montre avec évidence que la salinité a augmenté au cours du Dernier Maximum Glaciaire (DMG). Comme on le sait déjà, cette période se caractérise par des zones dépourvues de foraminifères planctoniques, attribuées selon les travaux antérieurs à la forte salinité des eaux (Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1987 ; Almogi-Labin *et al.*, 1991 ; Hemleben *et al.*, 1996), l'augmentation de la salinité ayant créé des conditions hostiles au développement vital de la microfaune. Les zones aplanctoniques ont déjà été recensées aux stades isotopiques 2, 6 et 12 (Ivanova, 1985 ; Locke et Thunell, 1988 ; Thunell *et al.*, 1988 ; Almogi-Labin *et al.*, 1991 ; Hemleben *et al.*, 1996 ; Fenton *et al.*, 2000). Dans nos carottes, elles n'ont pu être observées qu'au stade 2.

Des ptéropodes du genre *Creseis acicula* ont également été observés dans les zones aplanctoniques de nos carottes, en accord avec les résultats de Almogi-Labin *et al* (1986 ; 1991 ; 1998). L'état d'encroûtement de ces tests aragonitiques prouve l'existence d'un bassin hyper-salé à cette période (Almogi-Labin *et al.*, 1986 ; 1991). Almogi-Labin *et al.*, (1986 ; 1991 ; 1998) ont attribué l'origine de l'aragonite encroûtée des ptéropodes localisés dans les niveaux de période de glaciation maximum des carottes MD76-140, KL13 et 11, à la sur saturation en aragonite des eaux profondes, à cause de l'élévation de la salinité et/ou de la température (Herman, 1965 ; Chen, 1969 ; Milliman *et al.*, 1969).

Les particules sédimentaires grossières du stade 2 (fortes valeurs de la médiane granulométrique) sont aussi liées à l'augmentation de la salinité. Des observations similaires ont été faites sur les sédiments du DMG dans d'autres carottes de la mer Rouge (Milliman *et al.*, 1969 ; Ivanova, 1985 ; Locke et Thunnel, 1988 ; Almogi-labin *et al.*, 1991). Cette croissance est attribuée aux particules lithifiées, cimentées par la précipitation d'aragonite inorganique, ce qui laisse supposer également que les eaux profondes étaient sur-saturées en aragonite (Milliman *et al.*, 1969 ; Ivanova, 1985 ; Almogi-labin *et al.*, 1991).

2.3. Présence de périodes d'anoxie et de dysoxie en mer Rouge

Les sédiments marins normaux de la mer Rouge sont constitués principalement de vases carbonatées. Les études précédentes ont montré que cette sédimentation classique est interrompue par la formation de croûtes calcaires au stade 2 et de niveaux de sapropèles au stade 1 (carotte 1034, hors fosse). Toutefois d'autres niveaux de sapropèles, plus anciens, ont été déterminés dans cette étude, dans les carottes 1013 (fosse Suakin) et 1015 (plaine Suakin). Ils se sont mis en place aux stades 2 et 3. On sait présentement, à partir des études faites sur la mise en place du sapropèle du stade 1 (chapitre I), que les sapropèles se forment dans une colonne d'eau stratifiée et stagnante. La mise en évidence dans cette étude de niveaux de sapropèles aux stades 2 et 3 prouve l'existence en mer Rouge d'intervalles de sous-oxygénation des eaux de fond pendant ces périodes climatiques.

2.3.1. Anoxie des eaux de fond au stade 2

En Général, les foraminifères benthiques sont utilisés pour reconstruire les changements intervenus dans le milieu marin. Ils vivent au fond des eaux et enregistrent ainsi les transformations qui interviennent dans la colonne d'eau. A ce titre, ils constituent de bons marqueurs de l'oxygénation des eaux de fond.

L'absence des foraminifères benthiques dans les sapropèles au stade 2, dans la carotte 1015 (plaine Suakin), est le reflet d'une faible oxygénation des eaux de fond, ce qui est confirmé

par la préservation du fort taux de carbone organique dans les sapropèles. Les causes possibles de la faible oxygénation des eaux de fond sont (1) l'augmentation de la productivité de surface et/ou (2) la stagnation dans la colonne d'eau.

- Augmentation de la productivité de surface

Une augmentation de la productivité dans les eaux de surface aurait entraîné une augmentation de l'apport en matière organique dégradable dans les eaux de fond, apportant ainsi des éléments nutritifs à la communauté benthique et augmentant la consommation d'oxygène dans les eaux de fond. Aucune évidence de l'augmentation de la productivité de surface associée aux sapropèles de la mer Rouge n'est mise en évidence dans cette étude. De plus, l'analyse des sapropèles de la carotte 1015 (plaine Suakin) a montré qu'ils sont constitués de matière organique d'origine essentiellement terrigène, avec une faible contribution de matière organique marine autochtone (Hoffmann *et al.*, 1998). Cela prouve que l'augmentation de la productivité de surface n'est pas la cause de l'enrichissement en carbone organique observé dans les sédiments.

- Stagnation dans la colonne d'eau

Le mécanisme de stagnation dans la colonne d'eau, qui rend compte de l'anoxie des eaux de fond, est dû à une stratification de densité de la colonne d'eau. Cette stratification empêche les échanges verticaux et la ventilation des eaux de fond.

Il est connu qu'au stade 2, la baisse du niveau marin a entraîné une forte hausse de salinité des eaux en mer Rouge. La salinité des eaux de surface avoisinait 53 et celle des eaux profondes était supérieure à 55 (Hemleben *et al.*, 1996). L'augmentation de la salinité favorise la formation d'une colonne d'eau salée et stratifiée.

La matière organique des sapropèles de la carotte 1015 (plaine Suakin) provient du lessivage des pentes de la mer Rouge, lors de la baisse du niveau marin (Hoffmann *et al.*, 1998). Cette carotte est localisée à 150 km de la côte. Dans ce cas, l'anoxie des eaux de fond n'est probablement pas due à une forte productivité primaire dans les eaux de surface, comme c'est le cas des sapropèles Holocène de la mer Noire, mais plutôt due à une stagnation dans la colonne d'eau. Les sapropèles holocènes de la mer Noire se sont eux formés suite à une augmentation de l'apport de matière organique pendant une période de forte productivité planctonique, et non suite à la présence d'eau de fond anoxique (Calvert et Pederson, 1993).

2.3.2. Sous-oxygénation des eaux de fond au stade 3

Gupta (1994) a étudié du matériel provenant de la mer Rouge et a découvert une faune benthique riche, principalement composée de formes calcaires. Cet assemblage d'eau

profonde de la mer Rouge est confiné entre 800 et 1800 m et est caractérisé par la dominance de l'espèce *Bolivina subreticulata*, une espèce qui vit dans des environnements hyper-salés à faible oxygénation.

L'analyse de la microfaune benthique de la carotte 1015 (plaine Suakin) au stade 3, fait apparaître une faune riche et diversifiée. On note une dominance d'individus de la famille des Bolivinidés et des Uvigerinidés. Les espèces de la famille des Bolivinidés tolèrent des niveaux d'oxygène <0,1 ml/l et ceux de la famille des Uvigerinidés des niveaux d'oxygène <0,14 ml/l. Les Bolivinidés sont accompagnés par d'autres foraminifères benthiques qui survivent dans des environnements faiblement oxygénés. Au stade 3, dans la carotte KL 11 Hemleben *et al.*, (1996), ont noté la présence d'un intervalle qui ne contient pas d'épifaune. L'absence d'épifaune traduirait le fait qu'un changement soit intervenu dans les eaux profondes de la mer Rouge, affectant leur habitat. Almogi-Labin *et al.*, (1996) ont observé une décroissance générale du nombre de foraminifères agglutinés depuis 60 Ka BP, au début du stade 3, suggérant une forte altération dans la circulation en mer Rouge à cette période.

Le stade 3 (59-24 Ka BP) est reconnu comme une période pendant laquelle les eaux profondes de la mer Rouge étaient sous - oxygénées (Almogi-Labin *et al.*, 1998). L'étude des ptéropodes a permis d'établir la structure de la colonne d'eau de surface. La présence de ptéropodes épipelagiques indique une forte stratification des eaux de surface et une faible oxygénation des eaux profondes. Le développement de l'abondance des ptéropodes épipelagiques dans les eaux de surface de la mer Rouge est dû à l'accroissement de la mousson SW, qui donne naissance à un climat humide (Almogi-Labin *et al.*, 1998).

La faible oxygénation des eaux en subsurface résulterait soit d'une forte productivité en surface ou d'une modification de la circulation dans le bassin. Les courbes de $\delta^{13}\text{C}$ (mesuré sur le foraminifère planctonique *G. ruber* et du nombre absolu des foraminifères planctoniques, ne font ressortir aucune modification significative au stade 3. Suite à ces constatations, nous proposons une modification de la circulation à cette période. Le niveau marin maximal au début du stade 3, était 70 m plus bas que le niveau actuel (Shackleton, 1987 ; Bard *et al.*, 1996), assèchant le Golfe de Suez (profondeur maximale 73 mètres). La formation d'eau profonde est liée à l'apport des eaux denses du golfe de Suez (Maillard et Soliman, 1986 ; Cember, 1988 ; Tragou et Garrett, 1997). Cette eau profonde est constituée d'un mélange des eaux superficielles de la mer Rouge et des eaux denses du Golfe de Suez. L'assèchement du Golfe de Suez entraîne la perte de cette source d'eau oxygénée. On assiste alors à un ralentissement de la formation de l'eau profonde, qui ne se résume plus qu'au mélange des eaux en surface. L'intensification de la mousson SW (Almogi-labin *et al.*, 1998) apportant humidité et vents NW (Maillard et Soliman, 1986 ; Cember, 1988 ; Tragou et Garrett, 1997) et par conséquence baisse de température et de salinité des eaux en surface, affecte le mélange et bloque le processus de formation de l'eau profonde. L'arrêt de formation de l'eau profonde entraîne une faible oxygénation des eaux de fond.

2.4. Relation paléoproduktivité et les fluctuations de l'intensité des vents de la mousson

Les systèmes d'upwelling de la côte Est africaine (upwelling de Somalie et de Socotra) et celui de la mer d'Arabie se déclenchent actuellement en réponse aux vents de la mousson Sud-Ouest. Des études basées sur les variations des marqueurs de productivité et de mousson dans de longues séries sédimentaires ont montré que l'intensification de la paléoproduktivité et de la mousson Sud-Ouest sont synchrones et, que ce lien a existé durant le Quaternaire (Prell *et al.*, 1980 ; Duplessy, 1982 ; Anderson et Prell, 1993 ; Hermelin *et al.*, 1995).

Dans le golfe d'Aden, pour la période actuelle, Auras-Schudnagies *et al.*, (1989) montrent que l'assemblage faunistique qui marque l'upwelling local n'apparaît qu'en saison d'été pendant la mousson Sud-Ouest. Dans des sédiments plus anciens, Ivanova (1985) relie une baisse considérable de la température des eaux de surface à l'intensification de l'upwelling local entre 40 000 et 50 000 ans (stade isotopique 3). Cet intervalle correspond à une phase de renforcement de la mousson Sud-Ouest enregistrée en mer d'Arabie et dans le bassin de Somalie.

En mer Rouge, la période glaciaire est marquée par une décroissance de la mousson Sud-Ouest (avec prédominance de la mousson Nord-Est). Cette baisse de l'intensité de la mousson Sud-Ouest qui marque la période glaciaire a été également enregistrée en mer d'Arabie et dans le bassin de Somalie (Prell *et al.*, 1980 ; Duplessy, 1982 ; Anderson et Prell, 1993 ; Fontugne *et al.*, 1986 ; Sirocko *et al.*, 1991). Elle serait induite par les grandes étendues de glace qui couvraient en permanence le continent asiatique et empêchaient son réchauffement pendant l'été. De ce fait, le contraste de pression entre le continent asiatique et l'océan Indien reste faible et insuffisant pour déclencher la mousson Sud-Ouest (Duplessy, 1982).

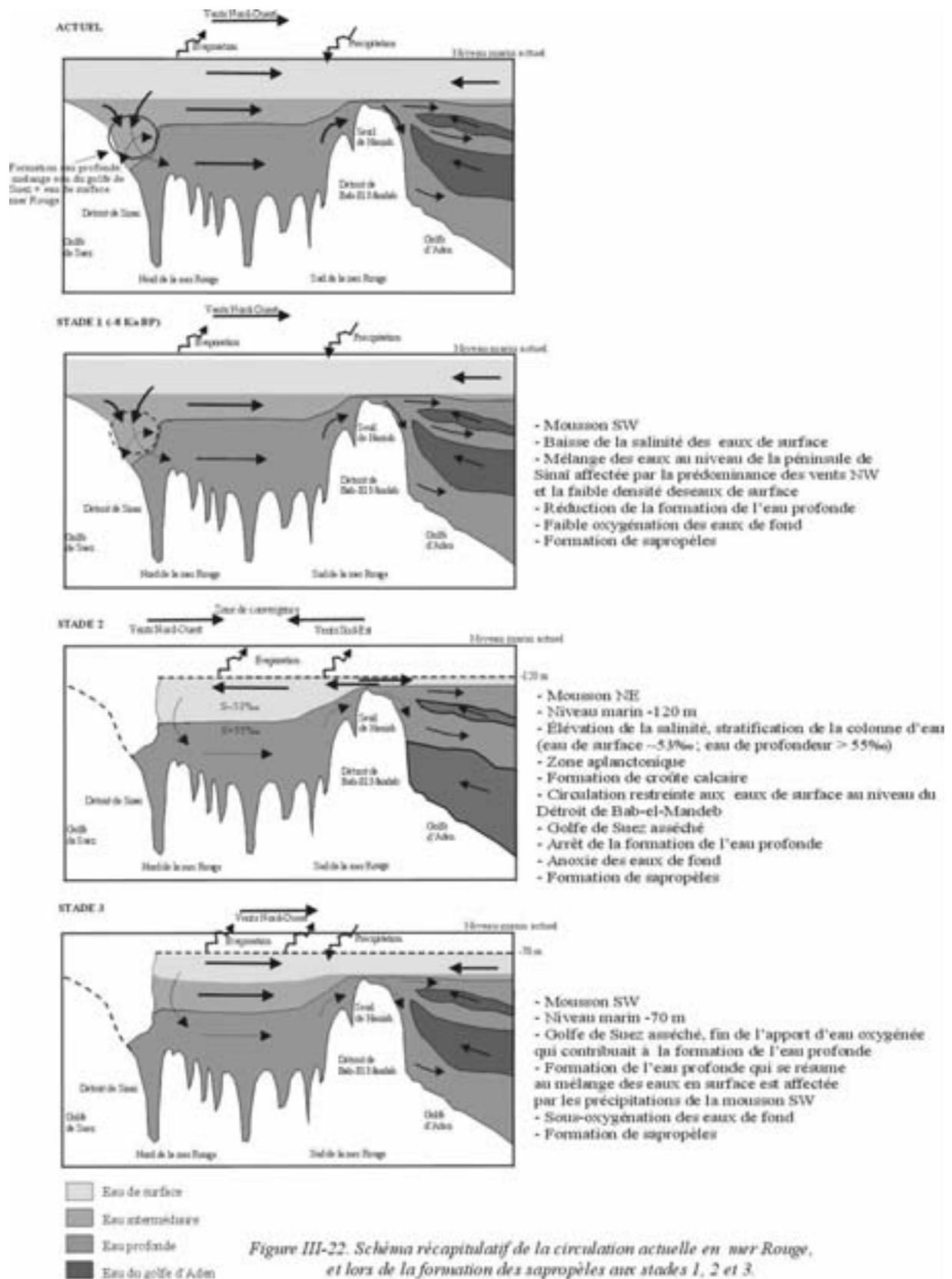
D'une manière générale dans nos carottes, on note au stade 2 de fortes valeurs de $\delta^{13}\text{C}$. Ce qui signifie, en terme de productivité, que la période glaciaire est marquée par une faible productivité.

L'enregistrement haute résolution obtenue pour la carotte 1013 (fosse Suakin), fait ressortir pour les variations de $\delta^{13}\text{C}$ à l'Holocène deux phases : une première phase d'accroissement de la productivité (400 à 100 cm) et une période pendant laquelle la productivité a tendance à baisser (100cm au sommet de la carotte).

Si on compare les variations de la productivité à celles de l'intensité de la mousson, on constate que les périodes de faible productivité pendant le glaciaire correspondent à une réduction de l'intensité des vents de mousson Sud-Ouest. Les variations de la productivité au stade 1, pourraient s'expliquer par une variation de l'intensité de la mousson Sud-Ouest.

On peut donc conclure que, comme en mer d'Arabie et dans le bassin de Somalie, où de nombreux travaux montrent que l'intensification de la paléoproduktivité et de la mousson Sud-Ouest sont synchrones (Prell *et al.*, 1980 ; Duplessy, 1982 ; Anderson et Prell, 1993 ; Hermelin *et al.*, 1995), en mer Rouge ces deux évènements sont également en phases aux stades 1 et 2.

La *figure III-22* fait un récapitulatif de la circulation actuelle en mer Rouge et, lors de la formation des sapropèles aux stades 1, 2 et 3, avec un accent sur la formation de l'eau profonde. L'arrêt ou la diminution de la formation de l'eau profonde entraîne une mauvaise oxygénation des eaux de fond et donc une meilleure préservation de la matière organique.



CONCLUSION

Le couplage entre la biostratigraphie et la stratigraphie isotopique complétée par quelques datations ^{14}C , a permis d'établir le cadre chrono - stratigraphique des carottes 1037 (fosse Thétis), 1030 (fosse Valdivia), 1034 (hors fosse), 1013 (fosse Suakin) et 1015 (plaine Suakin). Ces carottes couvrent les dernières périodes du Quaternaire. Les stades isotopiques 1 à 5 ont été reconnus dans la carotte 1034. La carotte 1015 a enregistré les stades 1 à 3 et la carotte 1013, les stades 1 et 2. La carotte 1030 renferme des sédiments du stade 3, et la carotte 1037, des sédiments du stade 1.

La distribution de la microfaune planctonique est variable d'une carotte à l'autre, avec une plus grande abondance dans les stades interglaciaires. Les espèces déterminées sont essentiellement épineuses de type tropical à subtropical. A partir de la variation quantitative de deux espèces, *Globigerinoides ruber* et *G. sacculifer*, des biozones ont été établies dans les stades isotopiques prédéfinis.

L'enregistrement haute résolution de l'Holocène (un échantillon pour 100 ans environ) dans la carotte 1013 (fosse Suakin), a permis de déterminer trois nouvelles biozones (1a, 1b et 1c) par rapport à celles précédemment définies par Ivanova (1985). La biozone 1a est définie par une abondance de *G. sacculifer*. La biozone 1b est caractérisée par une proportion relativement équivalente des deux espèces considérées. La biozone 1c, marque une période au cours de laquelle on observe une large supériorité du nombre de *G. sacculifer* sur celui de *G. ruber*.

Le stade 2 est représenté par les biozones 2a et 2b, identiques à celles de Ivanova (1985).

La biozone 2a présente une diminution de la proportion de *G. sacculifer* par rapport à *G. ruber*. La biozone 2b est définie par une quantité de *G. ruber* supérieure à celle de *G. sacculifer*. Les stades 3, 4 et 5 sont représentés par les biozones 3, 4, 5, avec une supériorité de *G. ruber* sur *G. sacculifer*. Le stade 4, est marqué par une diminution du nombre de foraminifères.

Les biozones déterminées dans cette étude ont une valeur régionale et sont caractéristiques des sédiments de la zone centrale de la mer Rouge, située entre 19 et 22°N.

Les sédiments de la mer Rouge qui se sont formés pendant le dernier maximum glaciaire, sont caractérisés : (1) par une baisse considérable ou l'absence de foraminifères planctoniques, avec la formation de la zone aplanctonique ; (2) par une baisse du nombre des foraminifères benthiques, avec une augmentation des milliolidés, espèces qui tolèrent de fortes salinités ; (3) par la précipitation inorganique de carbonates et la formation d'un niveau aragonitique induré.

Ces changements sont dus à la forte salinité des eaux au-delà de 53 (Hemleben *et al.*, 1996). De telles salinités sont dues au bas niveau marin qui restreint les échanges entre la mer Rouge et l'océan ouvert à travers le détroit peu profond de Bab-el-Mandeb.

Un niveau de sapropèle a également été déterminé au stade 1 dans la carotte 1034 (hors fosse) comme mentionné dans d'autres études effectuées en mer Rouge.

La formation de sapropèle au stade 1 coïncide avec une période de haut niveau marin et la prédominance de la mousson SW, avec son corollaire de climat humide et de vents NW. L'association de ces deux facteurs a entraîné une baisse de salinité et de densité des eaux de surface, ce qui a créé une stratification dans la colonne d'eau. La stratification empêche la formation des eaux profondes, causant ainsi une stagnation des eaux de fond.

Notre étude a permis d'identifier des niveaux sapropéliques plus anciens aux stades 2 et 3 dans les carottes 1013 (fosse Suakin) et 1015 (plaine Suakin), qui prouvent l'existence d'intervalles de faible oxygénation des eaux de fond en mer Rouge.

La preuve de l'anoxie des eaux de fond au stade 2 est fournie par la présence de niveaux de sapropèles dans la carotte 1015 (plaine Suakin). La formation des sapropèles nécessite la stagnation au fond d'une colonne d'eau stratifiée. Ces niveaux sont dépourvus de foraminifères benthiques, et la matière organique est essentiellement d'origine terrigène, avec une faible contribution de la matière organique marine (Hoffmann *et al.*, 1998). Cela exclut la formation de ces sapropèles par une augmentation de la productivité primaire, et soutient l'hypothèse d'une stagnation dans la colonne d'eau suite à l'anoxie. La matière organique des sapropèles du stade 2, dans la carotte 1015 (plaine Suakin) est d'origine essentiellement terrigène (Hoffmann *et al.*, 1998). Elle provient du lessivage des pentes de la mer Rouge lors de la baisse du niveau marin.

L'enregistrement des foraminifères benthiques et des ptéropodes indique la présence d'intervalles de faible oxygénation au stade 3. Cette période est associée à la dominance de la mousson SW (qui installe des climats humides et ralentit la formation de l'eau profonde actuellement en mer Rouge) et à un niveau marin inférieur de 70 mètres à celui du niveau actuel. Un niveau aussi bas aurait asséché le Golfe de Suez (profondeur maximale 73 m). De nos jours, le Golfe de Suez est une importante source d'eau profonde oxygénée en mer Rouge (Cember, 1988 ; Tragou et Garrett, 1997). La perte de cette eau oxygénée, qui contribue à la formation de l'eau profonde, au stade 3, a créé une mauvaise ventilation dans le bassin, et a conduit à un environnement benthique pauvre en oxygène.

Chapitre IV : Etude des métaux

Introduction

L'activité hydrothermale en mer Rouge se matérialise par l'enrichissement en métaux des sédiments des fosses qui sont remplies de saumure. Certains sites, comme les fosses Atlantis II, Discovery, Néréus et Thétis contiennent des sédiments hautement métallifères. Les processus responsables de la formation des saumures et des sédiments ont été étudiés dans la fosse Atlantis II, qui est la plus importante et la plus minéralisée (Bäcker et Richter, 1973 ; Pottorf et Barnes, 1983 ; Zierenberg et Shanks, 1986 ; Blanc, 1987 ; Anschutz, 1993 ; Anschutz *et al.*, 1995 ; Anschutz et Blanc, 1995a, b ; Monnin et Ramboz, 1996 ; Anschutz *et al.*, 1999 ; Blanc *et al.*, 1998 ; Pierret, 1998 ; Pierret *et al.*, 2001). D'autres fosses, Thétis, Valdivia, Chain, Port-Soudan, Suakin ont fait l'objet d'études récentes qui ont permis de caractériser l'influence de l'hydrothermalisme dans les sédiments (Pierret, 1998 ; Pierret *et al.*, 2000 a, b ; 2001). Cependant, il n'existe aucune donnée stratigraphique pour ces fosses. Aucune relation ne peut être établie entre les périodes climatiques et l'activité hydrothermale, comme c'est le cas pour la fosse Atlantis II. Il est connu pour cette fosse, que les sédiments métallifères hydrothermaux sont plus abondants à l'Holocène qu'au stade 2 (Bäcker et Richter, 1973 ; Anschutz, 1993 ; Anschutz et Blanc, 1995a ; Blanc *et al.*, 1998). Le cadre stratigraphique des carottes établi au chapitre III, permettra pour la première fois, d'avoir une image globale des événements hydrothermaux et climatiques en mer Rouge.

Dans notre étude, le fer, le manganèse et le zinc ont été mesurés le long des colonnes sédimentaires. Les résultats de ces mesures sont reportés en *annexe IV, page 239*.

Ce sont les métaux majeurs, issus du lessivage de la croûte océanique, qui sont apportés par les fluides hydrothermaux. L'enregistrement de ces métaux permettra de suivre l'évolution de l'activité hydrothermale au cours des différentes périodes climatiques traversées, pour chacune des carottes étudiées. La première partie de ce chapitre présente les résultats de l'évolution spatiale et temporelle des concentrations des métaux. La deuxième partie est une discussion, qui a pour objectif de comprendre le mécanisme de répartition des minéralisations hydrothermales en mer Rouge, au cours des stades climatiques définis.

I. Présentation des résultats

1.1. Variation des concentrations en métaux

La stratigraphie établie pour les carottes étudiées permet de suivre l'évolution des concentrations métalliques au cours des périodes climatiques traversées. Ces teneurs ne sont pas constantes et varient aussi bien d'une carotte à l'autre que d'un stade isotopique à l'autre. Les carottes 1013 (fosse Suakin), 1037 (fosse Thétis) et 1030 (fosse Valdivia) ont préalablement fait l'objet d'une analyse minéralogique par Pierret (1998). Différentes phases

minérales ont été déterminées et des unités lithostratigraphiques ont été établies. Pour ces carottes, nos résultats seront présentés conjointement avec ceux de Pierret (1998).

Du point de vue des teneurs en métaux dosés (Fe, Mn, Zn), les carottes étudiées peuvent être regroupées en deux catégories :

- les carottes 1013 (fosse Suakin) et 1037 (fosse Thétis) présentent les concentrations les plus élevées,
- les carottes 1034, 1015 et 1030 présentent de faibles valeurs.

Pour faciliter la lecture des graphiques, les échelles des concentrations sont différentes pour chaque éléments et pour chaque groupe de carottes.

Les carottes 1034, 1015 et 1030 utilisent les mêmes échelles spécifiques à chaque élément.

Fe : 0 → 60 g/kg ; Mn : 0 → 20 g/kg ; Zn : 0 → 1 g/kg

Les carottes des fosses Thétis (1037) et Suakin (1013) présentant de très fortes valeurs ont des échelles identiques, pour chaque élément dosé.

Fe : 0 → 450 g/kg ; Mn : 0 → 160 g/kg ; Zn : 0 → 10 g/kg

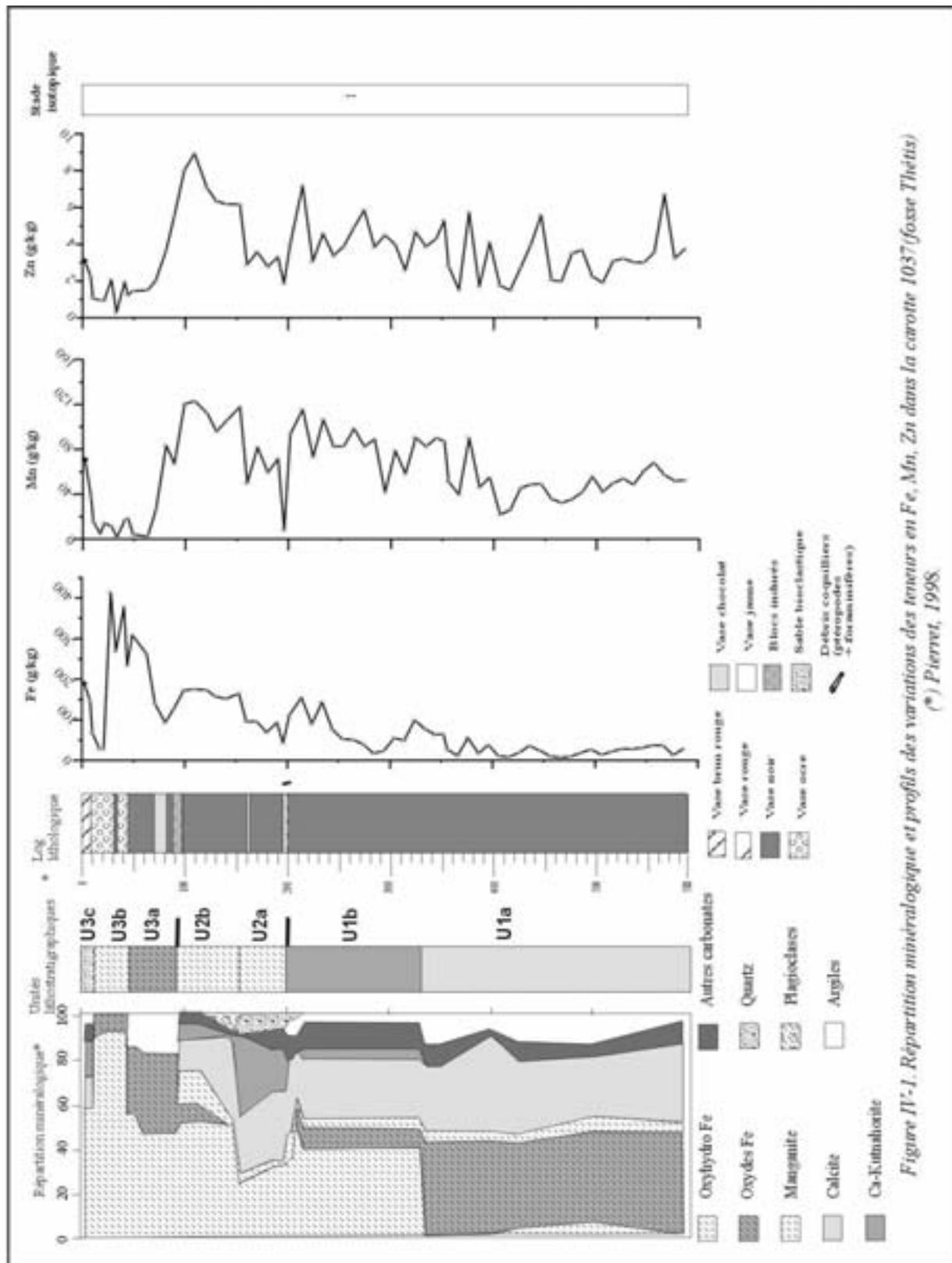
Les carottes sont présentées successivement selon leur localisation géographique, du nord au sud.

1.1.1. La carotte 1037 - fosse Thétis

1.1.1.1. Variation des concentrations métalliques

La carotte 1037 (fosse Thétis) présente les concentrations en Fe, Mn et Zn les plus élevées de l'étude (*figure IV-1*). Cette carotte a enregistré le stade 1.

- Les 20 premiers centimètres de la carotte se caractérisent par une décroissance progressive de haut en bas de la teneur en métaux dans les sédiments.
- On observe par la suite une forte augmentation des concentrations en Fe, entre 20 et 60 cm. Elles passent de 28,36 g/kg à 21 cm et atteignent 414,24 g/kg à 28 cm de profondeur. Dans cet intervalle, les valeurs de Mn et Zn restent relativement faibles.
- De 63 à 196 cm, les teneurs en Mn et Zn augmentent jusqu'à atteindre un maximum à 109 cm ([Mn] = 12,30 g/kg ; [Zn] = 8,73 g/kg), après quoi elles diminuent pour atteindre un premier minimum à 196 cm, dans le niveau turbiditique. Les teneurs en Zn et en Mn y sont respectivement de 1,87 et 7,92 g/kg. Les teneurs en Fe diminuent jusqu'à 81 cm puis augmentent et suivent la même évolution que celles de Mn et Zn. La concentration en Fe dans les sédiments à 196 cm de profondeur est de 42,33 g/kg.
- De 196 à 406 cm, on observe une forte variabilité des concentrations dans les sédiments, qui demeurent élevées, avec une diminution progressive vers 406 cm. A cette profondeur, les valeurs sont faibles. [Fe] = 10,58 g/kg ; [Mn] = 21,78 g/kg ; [Zn] = 1,76 g/kg .
- De 406 cm à la base de la carotte, on note un enrichissement progressif des sédiments en Mn et Zn. Quant-aux valeurs de Fe, elles restent relativement faibles.



1.1.1.2. Répartition minéralogique

La colonne sédimentaire de la carotte 1037 (fosse Thétis) a été précédemment décrite par Pierret (1998) et la répartition minéralogique est représentée dans la *figure IV-1*. La carotte 1037 peut être divisée en trois unités principales :

- l'unité 1 située entre la base et 200 cm de profondeur, comprend deux sous-unités, U1a et U1b, avec une tendance à l'augmentation des teneurs de U1a à U1b.

U1a est constituée d'oxydes et de carbonates (calcite, argiles, magnésite). Les minéraux oxydés (hématite, magnétite, manganite et goethite) sont plus importants.

U1b contient de la goethite, de la manganite, de la calcite, des argiles et de la magnétite.

- l'unité 2 située entre 200 et 95 cm de profondeur, comprend également deux sous-unités.

U2a comprend de la goethite et un peu de manganite associé à de la calcite, de la Ca-kutnahorite et du quartz.

U2b est constituée de goethite, de manganite et de calcite.

- l'unité 3, de 95 cm au sommet, comprend trois sous-unités, avec une anti-corrélation entre les teneurs de Fe et celles de Mn et Zn, dans les sous unités U3b et U3c.

U3a contient 85% de l'ensemble (hématite, goethite, lépidocrocite) avec des argiles.

U3b n'est formée que d'oxydes et d'oxyhydroxydes de fer.

U3c est le sommet de la carotte, elle comprend une majorité d'oxyhydroxydes de fer (goethite et lépidocrocite) associés à environ 35% de carbonates et 5% d'argiles.

Butuzova et Lyapunov (1995) ont décrit des carottes de la fosse Thétis dans lesquelles ils ont également noté cette alternance de niveaux ferri-manganifères et de niveaux seulement ferrifères.

Résumé

La carotte 1037 (fosse Thétis) n'a échantillonné que le stade 1. Les teneurs en métaux dans ses sédiments sont les plus élevées de l'étude. On observe une décroissance graduelle des teneurs vers la base de la carotte. On note également une variation intra stade des métaux, avec une anti-corrélation au sommet de la carotte (entre 20 et 70 cm) entre Fe et Mn. Ce niveau contient 80 à 100% d'oxydes ferrifères (Pierret, 1998).

Ailleurs dans la carotte les variations se font en phase, avec une baisse des valeurs de Fe vers la base de la carotte, tandis que celles de Mn et de Zn restent relativement élevées. Dans cette partie de la carotte les sédiments sont constitués d'un mélange d'oxydes de Fe et de Mn (Pierret, 1998).

1.1.2. La carotte 1030 - fosse Valdivia

1.1.2.1. Variation des concentrations métalliques

Les teneurs en Fe, Mn et Zn des sédiments de la carotte 1030 sont très variables (*figure IV-2*). Ces sédiments sont datés du stade 3. Les profils présentent la même allure générale. Ils sont marqués par des diminutions brutales de concentrations, à des profondeurs identiques.

- On observe une diminution lente des concentrations du sommet de la carotte à 37 cm. Dans cette zone, on note une valeur de 19 g/kg de Fe à 21 cm.

- Entre 37 et 410 cm, les concentrations augmentent progressivement. On observe un pic de fer à 79 cm (33 g/kg). Les variations du Zn dans les sédiments font apparaître deux pics : à 230 cm (0,39 g/kg) et à 259 cm (0,40 g/kg). A ces profondeurs, on note aussi de fortes valeurs en Fe (à 230 cm 34 g/kg ; à 259 cm 33 g/kg) et en Mn (à 230 cm et à 259 cm 4 g/kg).

- Entre 37 et 410 cm, les concentrations augmentent progressivement. On observe un pic de fer à 79 cm (33 g/kg). Les variations du Zn dans les sédiments font apparaître deux pics : à 230 cm (0,39 g/kg) et à 259 cm (0,40 g/kg). A ces profondeurs, on note aussi de fortes valeurs en Fe (à 230 cm 34 g/kg ; à 259 cm 33 g/kg) et en Mn (à 230 cm et à 259 cm 4 g/kg).

- On observe une baisse de moitié des valeurs entre 410 et 415 cm. Pour Fe les valeurs passent de 16 g/kg à 7 g/kg ; les teneurs en Mn passent de 4 à 1 g/kg ; Les valeurs de Zn passent de 0,08 à 0,18 g/kg.

- Entre 415 et 859 cm, on note une tendance à l'augmentation des concentrations.

- Les valeurs de Fe et de Mn diminuent entre 859 cm (Fe 23 g/kg et Mn 3 g/kg) et 869 cm (Fe 10 g/kg ; Mn 2 g/kg).

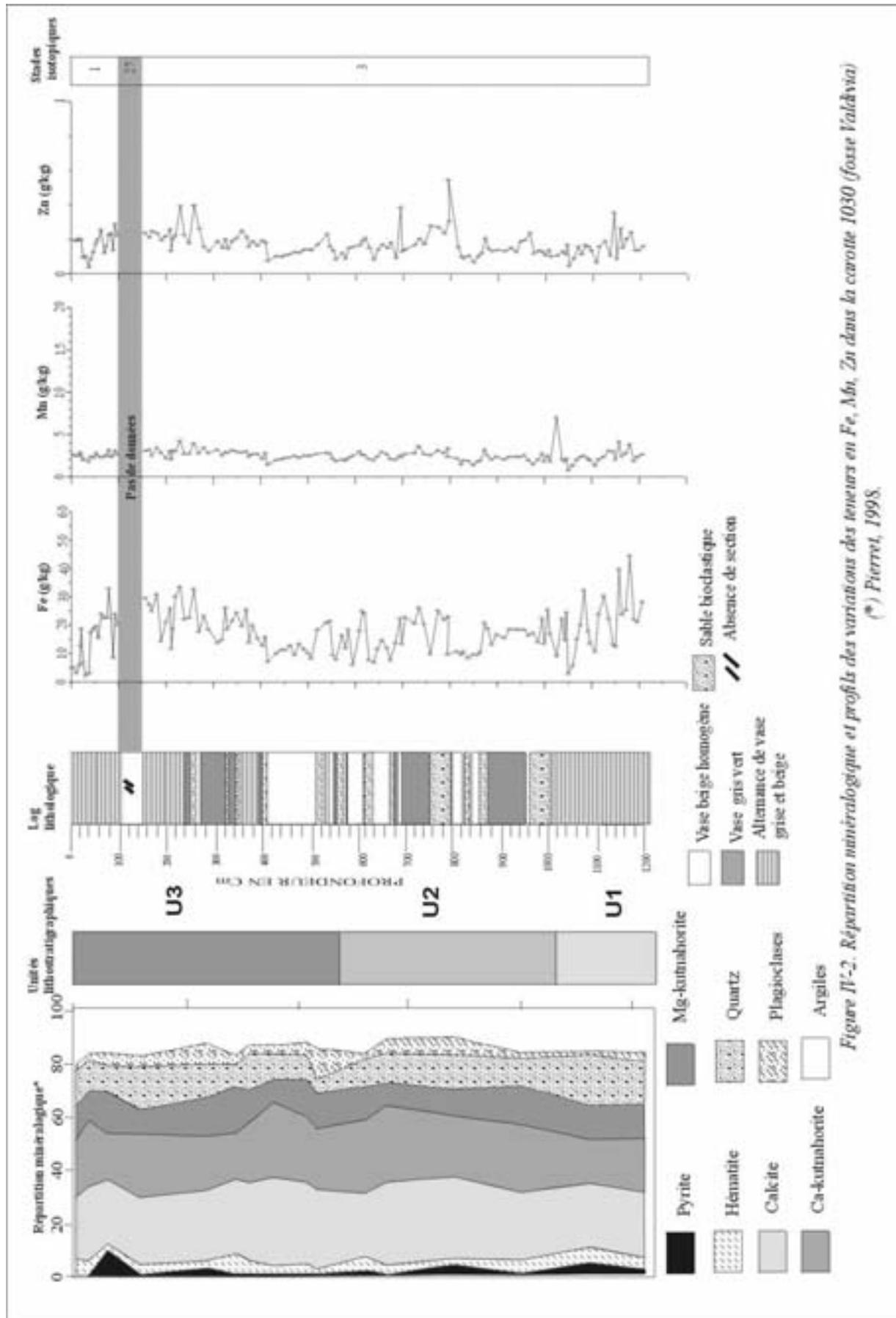
- On observe par la suite, entre 869 et 927 cm une faible variation des concentrations en Fe qui sont en moyenne de 10 g/kg. Celles de Mn varient entre 1 et 2 g/kg.

Les valeurs de Zn augmentent progressivement et atteignent un premier pic de 0,38 g/kg à 715 cm et un second à 869 cm (0,55 g/kg). Les valeurs diminuent alors jusqu'à atteindre 0,07 g/kg à 911 cm.

- De 927 cm à la base de la carotte, les valeurs augmentent. On observe une baisse simultanée des concentrations à 1112 cm de profondeur (Fe 3 g/kg ; Mn 1 g/kg ; Zn 0,04 g/kg). Les valeurs de Fe sont fortes de 1112 cm à la base, avec un maximum à 1242 cm (44 g/kg). On note un pic de Mn à 1088 cm (7 g/kg). A 1207 cm, on observe un pic, avec une teneur en Zn de 0,35 g/kg.

1.1.2.2. Répartition minéralogique

L'analyse minéralogique réalisée sur les sédiments montre peu de variations. Toutefois, trois niveaux ont pu être identifiés, avec des distinctions essentiellement dues aux intercalations sableuses (Pierret, 1998) (*figure IV-2*).



- L'unité 1, de la base à 1060 cm de profondeur est riche en quartz (17,5%).
- L'unité 2, située entre 1060 et 580 cm, comprend du quartz (11%), de la calcite et de la Ca-kutnahorite.
- L'unité 3, entre 580 et le sommet, contient de l'hématite, des plagioclases et de la pyrite.

Résumé

Les sédiments de la carotte 1030 (fosse Valdivia) posent un problème stratigraphique. Cette carotte ne renferme que des sédiments du stade 3. Les variations des métaux n'y sont pas significatives, bien que cette carotte ait été prélevée dans une fosse. Les profils de concentration en métaux/profondeur sont quasiment rectilignes, avec peu de variations des concentrations.

Cette faible évolution des métaux se traduit dans la composition minéralogique de la carotte. Elle est composée de carbonates (53 à 70%) et de silicates (29 à 38%), qui constituent les phases majeures (Pierret, 1998).

1.1.3. La carotte 1034 - hors fosse

Les profils des métaux dosés présentent très peu de variations le long des différentes périodes climatiques traversées (*figure IV-3*). Les profils de Fe et Zn peu variables, présentent une évolution similaire. Ils sont marqués par de légers enrichissements localisés.

Les variations des teneurs en Fe de 0 à 100 cm sont marquées par la présence d'un pic à 40 cm de profondeur, au sommet du niveau induré. La valeur déterminée est de 15,98 g/kg. On note aussi une augmentation relative des teneurs entre 300 et 350 cm de profondeur. La teneur maximale atteinte dans cette zone est de 10,54 g/kg à 330 cm. Hors de ces deux zones, les valeurs déterminées dans la colonne sédimentaire varient peu, avec des valeurs moyennes de 6 g/kg.

Les zones d'enrichissements en Zn dans la carotte 1034, se situent du sommet à 172 cm et entre 300 et 400 cm. On observe un pic de 0,17 g/kg de Zn à 40 cm, au sommet du niveau induré. Deux autres valeurs du même ordre ont été déterminées à 313 cm (0,10 g/kg de Zn) et à 352 cm (0,11 g/kg de Zn). Les autres valeurs déterminées sont quasi constantes, et inférieures à 0,06 g/kg.

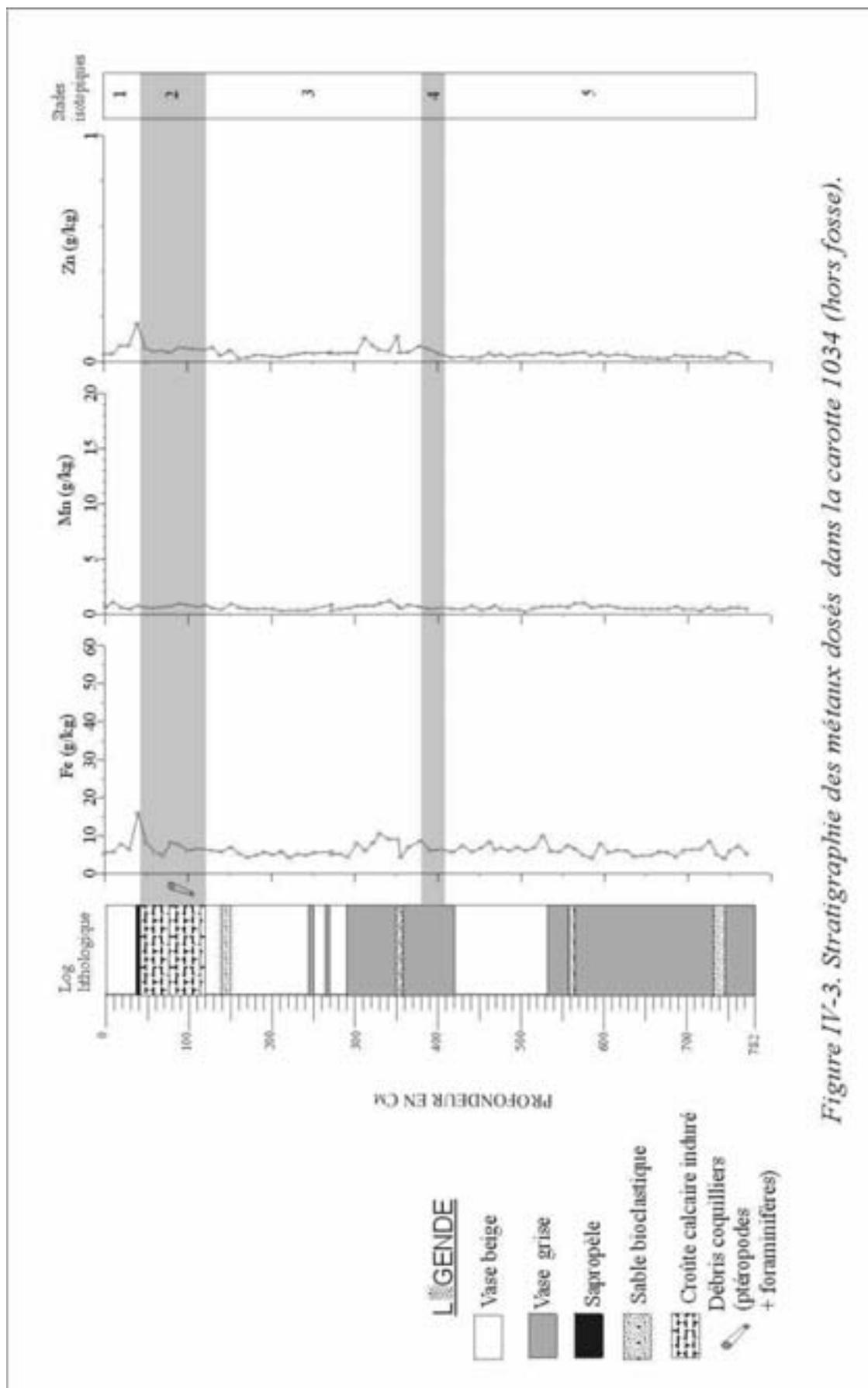


Figure IV-3. Stratigraphie des métaux dosés dans la carotte 1034 (hors fosse).

Le profil des variations des teneurs en Mn le long de la colonne sédimentaire est quasi rectiligne. Les valeurs déterminées sont en général inférieures à 1 g/kg. On observe toutefois des teneurs supérieures à 1, dans les zones d'enrichissements en Fe et en Zn. A 10 cm de profondeur, la teneur en Mn est de 1,12 g/kg. A 330 cm et 342 cm les teneurs sont respectivement de 1,01 g/kg et de 1,2 g/kg. Vers la base de la carotte, on observe une augmentation uniquement des concentrations en Mn. Les valeurs déterminées à 565 cm et 575 cm sont respectivement de 1,01 g/kg et de 1 g/kg.

La carotte 1034 est la carotte la plus pauvre en métaux de l'étude. Elle a enregistré les stades 1 à 5, sans toutefois montrer de grandes variations de concentration en métaux.

La carotte 1034 est constituée essentiellement de vases calcaires renfermant des coquilles de foraminifères (avec une forte proportion de globigérine) et de ptéropodes. Les quelques passées détritiques qui interrompent cette sédimentation calcaire contiennent du quartz, des feldspaths et des argiles. Cette sédimentation résulte des apports biogènes de la mer Rouge et des apports détritiques des côtes. Le matériel détritique résultant de l'érosion hydrologique des continents est très faible en raison de la rareté des cours d'eau qui se jettent en mer Rouge. Par contre l'apport éolien est important, car il existe des plateaux désertiques qui s'étendent de chaque côté de la mer Rouge, avec une activité volcanique intense dans certaines régions environnantes.

La concentration des métaux varie faiblement au cours des différentes périodes climatiques traversées. L'une des caractéristiques de la mer Rouge est la présence d'activité hydrothermale au niveau de la zone axiale. L'activité hydrothermale diffuse identifiée à l'axe des dorsales matures (Marchig *et al.*, 1986 ; Blanc, 1994) apporte à l'eau de mer divers éléments (Mn, Fe, Zn ...). La carotte 1034 est située hors de l'axe de la mer Rouge. Le matériel est donc suffisamment loin d'une fosse pour être affranchi des apports hydrothermaux directs. Même s'il existe une décharge hydrothermale diffuse au niveau de l'axe de la mer Rouge, son effet est certainement négligeable par rapport au matériel apporté par les fluides hydrothermaux dans les fosses. La carotte 1034 reflète donc le fond biodétritique, non hydrothermal de la mer Rouge.

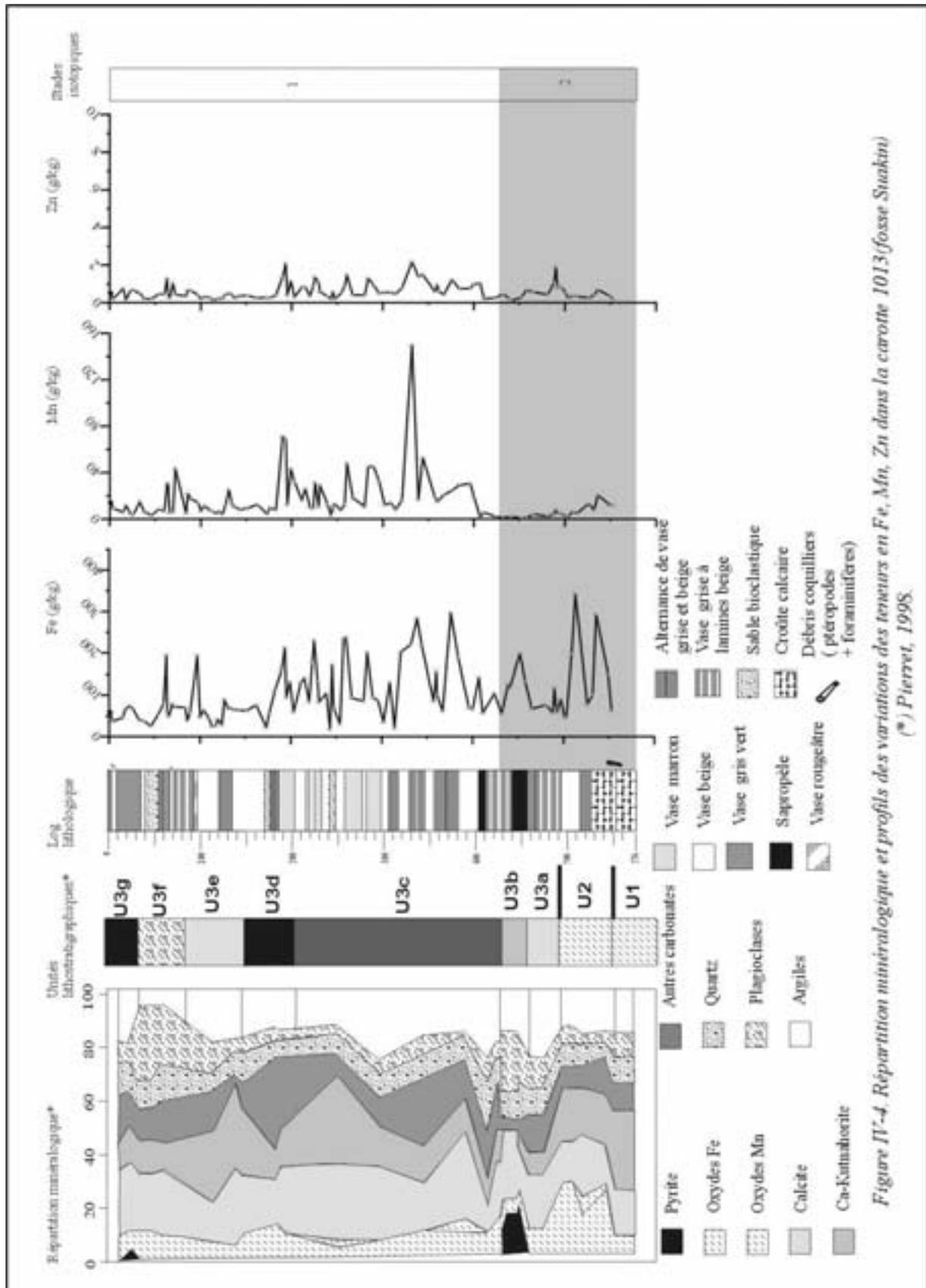
1.1.4. La carotte 1013 - fosse Suakin

1.1.4.1. Variation des concentrations métalliques

Les carottes 1013 (fosse Suakin) et 1037 (fosse Thétis) présentent les plus fortes teneurs en métaux. L'évolution des métaux est quasi similaire au stade 1, avec une diminution des concentrations à la limite stade1-stade2 (*figure IV-4*).

On note une augmentation progressive des concentrations de Fe dans les sédiments.

- Les teneurs en Fe sont peu variables de 0 à 173 cm, avec la présence de 2 pics. Un pic à 63 cm dans la couche gris-vert, avec une teneur de 194,54 g/kg et le second pic à 97 cm, dans le niveau rougeâtre qui contient 192,94 g/kg de Fe.



- De 173 cm à 314 cm, on note un premier intervalle d'augmentation, avec une forte variabilité des valeurs. Les plus fortes valeurs ont été déterminées dans les niveaux de couleur marron, où elles atteignent 200 g/kg.

- De 314 cm à la base de la carotte, on note une deuxième phase d'augmentation des teneurs en Fe dans les sédiments, avec des valeurs supérieures à 250 g/kg. On observe cependant, une diminution des teneurs entre 400 et 500 cm, à la transition stade 1-2, avec des valeurs semblables à celles de l'intervalle 0-173 cm. Les profils de Mn et de Zn présentent une évolution similaire. Les concentrations faibles au sommet de la carotte jusqu'à 173 cm, augmentent fortement entre 173 et 400 cm, puis chutent brutalement, à partir de 400 cm. Ensuite elles augmentent progressivement vers la base de la carotte.

On distingue trois niveaux de variations des concentrations de Mn le long de la colonne sédimentaire.

- De 0 à 173 cm, on remarque deux pics de Mn à 64 cm (30,62 g/kg) et à 72 cm (43,38 g/kg).

- A partir de 173 cm, jusqu'à 396 cm, on note une augmentation des valeurs qui atteignent 70,96 g/kg à 190 cm. La plus forte teneur en Mn dans les sédiments (149,63 g/kg), a été déterminée à 332 cm de profondeur.

- A 396 cm, on observe une chute brutale des valeurs, qui passe de 30,55 g/kg à 1,25 g/kg à 407 cm. Cette période marque la transition du stade 1 au stade 2. Vers la base de la carotte, on note une augmentation progressive des concentrations.

Les teneurs en Zn sont variables entre 173 et 400 cm de profondeur. On observe 2 pics au sommet et à la base de cet intervalle. A 193,5 cm, la concentration est de 2,08 g/kg et à 332 cm, elle atteint 2,13 g/kg. On note une forte diminution des valeurs, qui passent de 1,04 g/kg à 0,21 g/kg entre 407 cm et 411 cm (transition stade 1 et 2). L'évolution des teneurs vers la base de la carotte reste constante, identique à celle de l'intervalle 0-173 cm, avec un pic de 1,92 g/kg à 490 cm.

1.1.4.2. Répartition minéralogique

La carotte 1013 (fosse Suakin) a traversé les stades isotopiques 1 et 2. Le début du stade 1 est marqué par de fortes valeurs en Fe, Mn et Zn. Les enregistrements obtenus des métaux sont très variables au sein d'une même période et cette variabilité se retrouve dans la répartition minéralogique effectuée par Pierret *et al.*, (2000a) (*figure IV-4*). La carotte 1013 est constituée de trois unités principales.

- L'unité 1 : De la base à 555 cm, se situe dans le stade 2. Elle représente la base du niveau à ptéropodes. L'unité 1 est constituée de carbonates représentant la phase majeure avec 31% de Ca-kutnahorite et 17% de calcite, associées à 6% de dolomite, 2% de magnésite et 1% de mangano-sidérite. Les silicates représentant 37% sont constitués d'argiles, de quartz et de plagioclases. L'hématite est le seul oxyde de fer et constitue 6% de la composition minéralogique.

- L'unité 2, située entre 555 et 497 cm est datée du stade 2. Elle comprend des oxydes de Fe et de Mn sous la forme de goethite (15 à 27%) et de manganite (quelques pour cent). C'est dans cette unité que les plus fortes teneurs en Fe de la carotte ont été enregistrées. On y note aussi une augmentation des valeurs de Mn. Les carbonates sont la Ca-kutnahorite (en proportion moindre par rapport à l'unité 1) et la calcite. Les silicates sont constitués d'argiles, de quartz et de plagioclases.

- L'unité 3 (497 cm au sommet) s'étend du stade 2 au stade 1. Elle est subdivisée en sept sous-unités, bien que constituée majoritairement de carbonates (Ca-kutnahorite, calcite) et de silicates (argiles, quartz, plagioclases).

Les sous-unités U3a et U3b marquent la fin du stade 2 qui se traduit par une baisse des teneurs en Mn et Zn. U3b renferme la couche 2 de sapropèle, dans laquelle on observe une augmentation des teneurs en Fe. La pyrite a été signalée dans cette sous unité, avec une proportion de 15-20%.

La sous-unité U3c, renferme les périodes de fortes fluctuations de Fe, Mn, Zn et représente le début de l'Holocène. La magnésite et la Mn-sidérite sont sporadiquement présentes (2%). L'hématite est présente avec des proportions comprises entre 3 et 9%, accompagnée parfois d'autres phases oxydées comme la ferrihydrite, la magnétite et la manganite en quantités mineures.

On note une diminution générale de la teneur en métaux dans le reste de la carotte, avec des pics dans la sous-unité U3f. De la pyrite a été retrouvée dans la sous unité U3g avec une teneur de 4%.

Résumé

Les sédiments de la carotte 1013 (fosse Suakin) sont datés de la fin du stade 2 et du début du stade 1. On note des variations interstade et intra-stade des concentrations en métaux.

- Le stade 2 est couvert par les sédiments des unités 1, 2 et des sous unités U3a et U3b.

L'unité 2 renferme les plus fortes concentrations de Fe de la carotte sous forme de goethite (15 à 27%). U3a renferme la couche 2 de sapropèle, qui contient 15-20% de pyrite (Pierret *et al.*, 2000a).

- Le début de l'Holocène est marqué par un enrichissement synchrone des éléments dosés, avec de fortes amplitudes de variations. Cette période est représentée par l'unité U3c et reflète les variations de minéralogie. Ces variations ponctuelles sont probablement liées à la structure litée de la carotte. Elle est constituée d'une succession de minces niveaux colorés, disparates.

Vers le sommet de la carotte, les variations sont plus réduites.

Les concentrations en Mn et Zn sont plus élevées dans le stade 1 que dans le stade 2. Cette tendance est moins perceptible dans les variations des teneurs en fer.

Cette variation interstade de la teneur en métaux dans la fosse Suakin se rapproche de ce qui a été décrit dans la fosse Atlantis II, qui est la fosse la plus minéralisée de la mer Rouge. Les sédiments de la fosse Atlantis II renferment au stade 1 des sédiments hautement métallifères constitués de niveaux à sulfures et oxydes (Bäcker et Richter, 1973 ; Anschutz, 1993 ; Anschutz et Blanc, 1995a ; Blanc *et al.*, 1998). Au stade 2 les sédiments biodétritiques du faciès DOP, qui est l'unité basale, contiennent moins de métaux hydrothermaux. Seuls trois passées à oxyhydroxydes de Fe y ont été observés (Bäcker et Richter, 1973 ; Blanc, 1987 ; Anschutz, 1993 ; Anschutz et Blanc, 1995a ; Blanc *et al.* ; 1998).

1.1.5. La carotte 1015 – plaine Suakin

Les profils de variation des concentrations en Fe, Mn, Zn en fonction de la profondeur, sont caractérisés par la succession de deux faciès chimiques, dans lesquelles l'allure des courbes de concentration est caractéristique (*figure IV-5*). Le faciès A est caractérisé par une forte variabilité des concentrations qui restent élevées. Dans le faciès B, on note une diminution graduelle des concentrations.

Ces faciès se succèdent le long de la colonne sédimentaire, avec des concentrations en métaux et des épaisseurs de sédiments différentes à chaque période et pour chaque élément étudié. Les stades isotopiques déterminés dans cette carotte (stades 1 à 3) sont marqués à la fois par la présence des deux faciès.

Le stade 1 s'étend du sommet à 500 cm de profondeur. On y observe :

- De 0 à 135 cm : Faciès A

Les concentrations de Fe varient de 31,59 g/kg (valeur maximale dans cette zone) à 35 cm à 12,32 g/kg à 111 cm.

On observe un pic de Mn (11,7 g/kg) à 50 cm de profondeur. La valeur minimale de Mn déterminée dans cette zone est de 1,34 g/kg à 111 cm.

Le profil des teneurs en Zn fait apparaître deux pics. Le premier pic est situé à 35 cm (0,25 g/kg). Le second pic est à 111 cm (0,3 g/kg), où les valeurs de Fe et Mn sont les plus faibles.

- De 135 à 264 cm : Faciès B

On note ici, trois paliers de décroissance des teneurs en Fe, Mn et Zn dans les sédiments. Ils sont marqués par des minima aux même profondeurs pour tous les éléments. Le premier minimum est atteint à 135 cm. Les valeurs à cette profondeur sont de 18,49 g/kg pour Fe ; 2,64 g/kg pour Mn et 0,13 g/kg pour Zn.

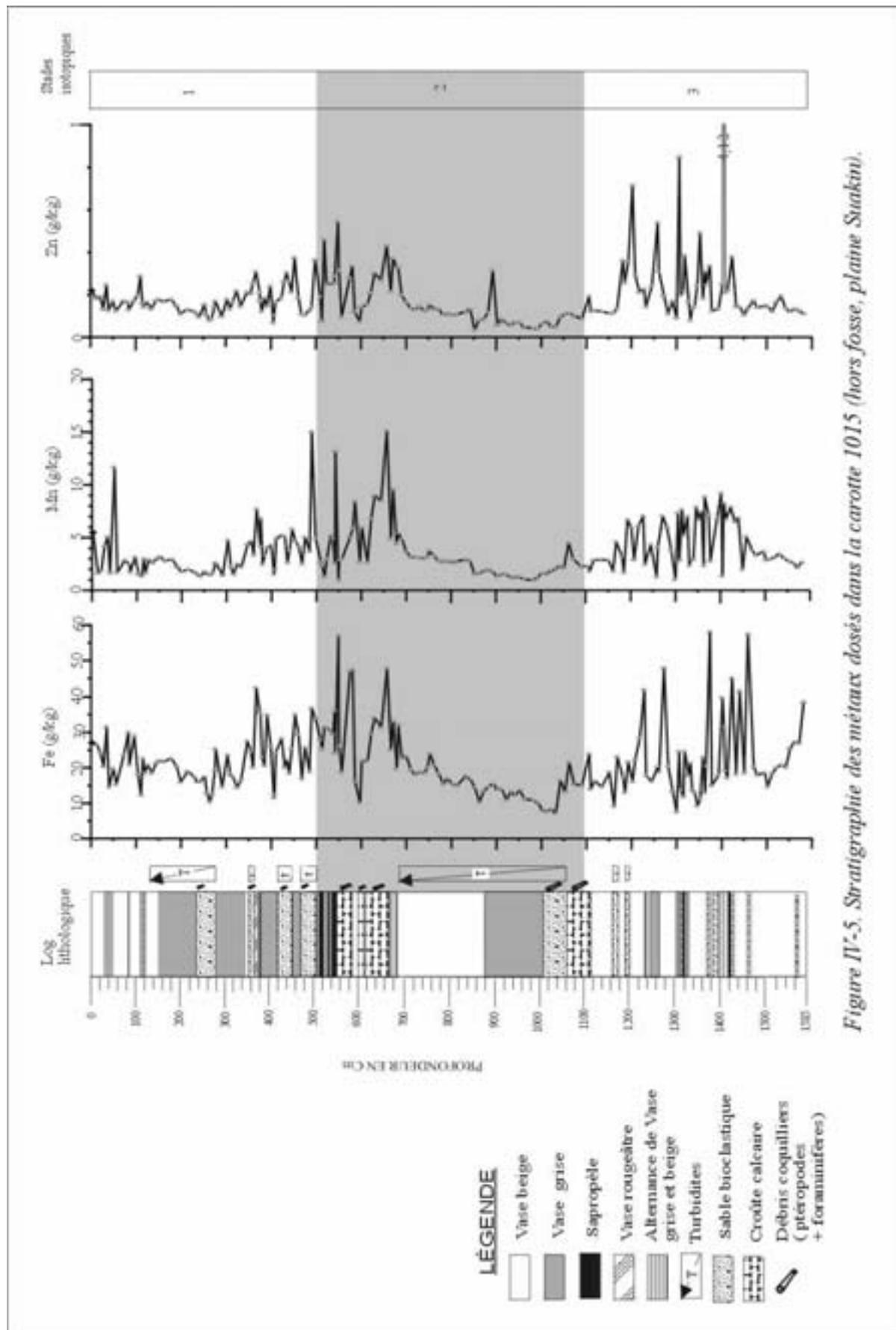


Figure IV-5. Stratigraphie des métaux dosés dans la carotte 1015 (hors fosse, plaine Suakim).

Le second minimum est atteint à 199 cm. Les teneurs sont respectivement de 16 g/kg, 1,8 g/kg et 0,11 g/kg, pour Fe, Mn et Zn.

- De 264 à 690 cm : Faciès A. Ce faciès est à cheval sur le stade 1 et 2. Le stade 2 s'étend de 500 à 1100 cm de profondeur.

La plus forte valeur de Fe dans cet intervalle est de 57 g/kg à 549 cm.

On y distingue trois pics de Mn : à 490 cm, à 542 cm et à 657 cm avec des teneurs de 15,02 g/kg, 13,18 g/kg et de 15,13 g/kg, respectivement.

Les concentrations en Zn augmentent progressivement dans cette zone, avec un maximum de 0,55 g/kg à 549 cm.

- De 690 à 1032 cm : Faciès B

Le faciès B est plus étendu.

Les teneurs en Fe sont décroissantes. Elles passent de 22,69 g/kg à 690 cm et atteignent 7,08 g/kg à 1032 cm.

Les concentrations en Mn passent de 4,90 g/kg à 690 cm, à 0,97 g/kg à 982 cm. On observe dans cet intervalle une chute brutale des valeurs entre 942 cm (2,80 g/kg) et 852 cm (1,55 g/kg). Entre 982 cm et 1032, on remarque une augmentation progressive des teneurs. A 1032 cm, la teneur en Mn est de 2,02 g/kg.

Dans cet intervalle, les valeurs de Zn passent de 0,2 g/kg à 690 cm, à 0,05 à 1032 cm. On y observe un pic de Zn (0,31 g/kg) à 892 cm.

- De 1032 à 1582 cm : Faciès A ; Ce faciès englobe les stades 2 et 3.

Les teneurs en Fe les plus fortes sont atteintes dans cette zone, à 1374 cm et à 1458 cm, avec respectivement 58,15 g/kg et 57,43 g/kg.

Les valeurs de Mn sont moins importantes que dans le faciès A précédent. La valeur la plus forte est de 9,19 g/kg à 1402 cm.

On note trois pics majeurs de Zn. Le premier est à 1202 avec 0,71 g/kg. Le second est situé à 1306 cm avec 0,85 g/kg de zinc. La plus forte teneur en Zn (4,12 g/kg) de la carotte 1015 a été déterminée à 1405 cm.

Résumé

La carotte 1015 (plaine Suakin), longue de 1585 cm, est représentative des stades 1 à 3. Les variations des teneurs en métaux dans les sédiments se font sous la forme d'une succession de deux faciès chimiques. Le faciès A est caractérisé par une forte variabilité des teneurs qui sont élevées. C'est dans ce faciès que l'on a relevé les plus fortes valeurs. Il est associé aux croûtes calcaires. Le faciès B, qui présente une diminution graduelle des concentrations est situé en général dans les turbidites. On observe successivement du sommet à la base de la carotte :

De 0 à 135 : le faciès A

De 135 à 264 : le faciès B

De 264 à 690 cm : le faciès A

De 690 à 1032 cm : le faciès B

De 1032 à 1582 cm : le faciès A

La succession de ces faciès met en évidence deux périodes d'enrichissement des sédiments en métaux. La première période se situe dans le stade 3 (1050 à 1500 cm). La seconde période d'augmentation de la teneur des métaux dans les sédiments (700 à 300 cm), s'étale de la fin du stade 2, dans les croûtes calcaires au début du stade 1, dans une zone où l'on rencontre de nombreux niveaux turbiditiques.

En mer Rouge, les sédiments peuvent être composés de matériaux détritiques, biogéniques et de minéraux ayant précipité à partir d'un fluide hydrothermal. Quelle est l'origine des sédiments métalliques de la carotte 1015 (plaine Suakin)?

Deux hypothèses peuvent être émises : ces sédiments sont d'origine détritique ou d'origine hydrothermale.

L'apport des particules détritiques dans la carotte 1015 peut être évalué par l'intermédiaire du taux de sédimentation. Le taux de sédimentation " normal " ne peut pas être directement calculé à partir des âges obtenus par ^{14}C et des épaisseurs des sédiments qui composent la carotte 1015, parce qu'elle renferme un grand nombre de niveaux turbiditiques. Il faut retrancher les turbidites pour avoir le taux de sédimentation " normal " des sédiments de cette carotte, puisqu'on peut considérer que ces dépôts correspondent à des dépôts évènementiels instantanés.

En considérant les limites d'âges absolus du stade 2, 12 000-24 000 ans BP, (Imbrie *et al.*, 1984), qui s'étend de 500 à 1100 cm, le taux de sédimentation apparent est de 50 cm/ 1000 ans. Lorsqu'on recalcule ce taux en retranchant l'épaisseur du niveau de turbidite situé entre 690 et 1100 cm, il passe à 16 cm/ 1000 ans. Dans le stade 1 le taux de sédimentation apparent est de 50 cm/1000 ans, entre 530 cm (15200 ans) et 135 cm (7300 ans). Le taux de sédimentation, sans les turbidites, serait de 20 cm/ 1000 ans (*tableau IV-1*).

Stade isotopique	Profondeurs (cm)	Zones d'enrichissement en métaux (cm)	Taux de sédimentation (cm/1000 ans)
1	0-500		50 / 20*
2	500-1100	530-690	50 / 16*

Tableau IV-1: Taux de sédimentation dans la carotte 1015.

* *taux de sédimentation normal sans les turbidites*

Le taux de sédimentation au stade 2, hormis les turbidites, est équivalent à celui des croûtes calcaires, 16 cm/ 1000 ans. Hoffmann *et al.*, (1998) ont calculé un taux de 18 cm/1000 ans, pour ces croûtes calcaires. La sédimentation au stade 2 dans la carotte 1015, se résumerait donc aux

dépôts des croûtes calcaires. Ce niveau en mer Rouge constitue un horizon stratigraphique de la dernière période glaciaire (Milliman *et al.*, 1969 ; Almogi-Labin *et al.*, 1986 ; Taviani, 1998).

Au stade 2 les zones d'enrichissement en métaux sont localisées dans les croûtes calcaires (530-690 cm).

Le taux de sédimentation "normal" le long de la colonne sédimentaire varie peu du stade 2 au 1. Il passe de 16 cm/1000 ans à 20 cm/1000 ans. Pour un taux de sédimentation à peu près constant, on observe une augmentation de la teneur en métaux dans les sédiments du stade 2, ce qui exclut tout enrichissement par effet de dilution. L'origine de ces métaux n'est donc probablement pas détritique.

Hoffmann *et al.*, (1998) ont étudié la carotte 1015. Ils ont également observé, entre 550 et 650 cm de profondeur, un enrichissement en minéraux non carbonatés, dans les croûtes calcaires. En effet, les rapports élémentaires Fe/Al et Mn/Al mettent en évidence une décroissance de Fe et Mn par rapport à Al. Ces rapports indiquent l'importance des apports détritiques et authigènes, Al provenant des minéraux argileux détritiques et Fe et Mn des oxydes hydrothermaux formés à l'axe. Les estimations du taux de sédimentation ayant montrées de faibles variations au stade 2, ces anomalies minéralogiques reflèteraient donc une augmentation du Fe et Mn hydrothermal.

Les métaux de la carotte 1015 (plaine Suakin) ont une origine hydrothermale.

1.2. Synthèse des variations temporelles et spatiales des concentrations

Les figures IV-6 à 9 présentent les corrélations stratigraphiques élémentaires de l'ensemble des carottes étudiées et le tableau IV-2 donne les concentrations moyennes par stade.

Les principaux points de ces résultats sont :

- les plus fortes teneurs en métaux ont été décelées dans les carottes des fosses. Les sédiments de la carotte 1037, fosse Thétis, présentent les plus fortes teneurs en métaux. La fosse Thétis est l'une des fosses les plus minéralisées de la mer Rouge, après la fosse Atlantis II (Bäcker et Schoell, 1972 ; Bignell *et al.*, 1976 ; Butuzova *et al.*, 1990 ; Scholten *et al.*, 1991). La carotte 1013 (fosse Suakin) est la seconde carotte la plus enrichie en métaux de l'étude. La carotte 1030, bien que prélevée dans une fosse, la fosse Valdivia, présente des sédiments nettement moins enrichis que celles prélevées dans les fosses Suakin et Thétis. Les teneurs déterminées dans cette carotte sont légèrement inférieures à celle de la carotte 1015, prélevée dans la plaine qui surplombe la fosse Suakin.
- hors fosse, la profondeur de prélèvement semble jouer un rôle dans l'enrichissement en métaux des sédiments. Parmi les carottes hors fosse, la carotte 1015 se différencie de la carotte 1034 par des teneurs élevées en métaux. La carotte 1034 est de loin la plus pauvre en métaux. Elle a été prélevée hors de l'axe de la mer Rouge. La carotte 1015, prélevée à

1969 mètres de profondeur, renferme plus de métaux que la carotte 1034 prélevée à 990 mètres.

Carottes	Profondeur (cm)	Stade isotopique	Teneur moyenne en Fe (g/kg)		Teneur moyenne en Mn (g/kg)		Teneur moyenne en Zn (g/kg)	
			Moy.	Ecart/moy	Moy.	Ecart/moy	Moy.	Ecart/moy
1037, fosse Thétis	Carotte entière	1	89	67,84	59	26,83	3	1,43
1030, fosse Valdivia	Carotte entière	3	17	6,01	2	0,48	0,2	0,05
1034, hors fosse	0	1	8	3	0,7	0,18	0,07	0,04
	40	2	6	0,90	0,7	0,12	0,05	0,01
	130	3	6	1,45	0,6	0,19	0,03	0,02
	379	4	6	0,22	0,5	0,06	0,03	0,01
	418	5	6	0,95	0,6	0,14	0,03	0,007
1013, fosse Suakin	0	1	99	53,40	19	13	0,6	0,33
	430	2	118	59,16	6	3,82	0,5	0,29
1015, plaine Suakin	0	1	22	5,44	3	1,58	0,2	0,05
	500	2	21	7,94	3	1,90	0,2	0,09
	Croûtes calcaires		30		5		0,3	
	1100	3	22	7,89	4	2,03	0,3	0,19

Tableau IV-2 : Concentrations moyennes et écarts à la moyenne des métaux par stade dans les carottes étudiées.

- pour un stade donné, la teneur en métaux est fonction de la zone de prélèvement (fosse, hors fosse). Les carottes des fosses présentent de fortes teneurs en métaux au stade 1. La carotte 1015 (plaine Suakin) présente deux périodes d'enrichissement ; le stade 2 et le stade 3. Les stades dans lesquels on observe des enrichissements en métaux hors fosse (stades 2 et 3, dans la carotte 1015) correspondent à des périodes d'appauvrissement des sédiments en métaux dans les fosses (stade 2, dans la carotte 1013, fosse Suakin), ainsi que dans la fosse Atlantis II.

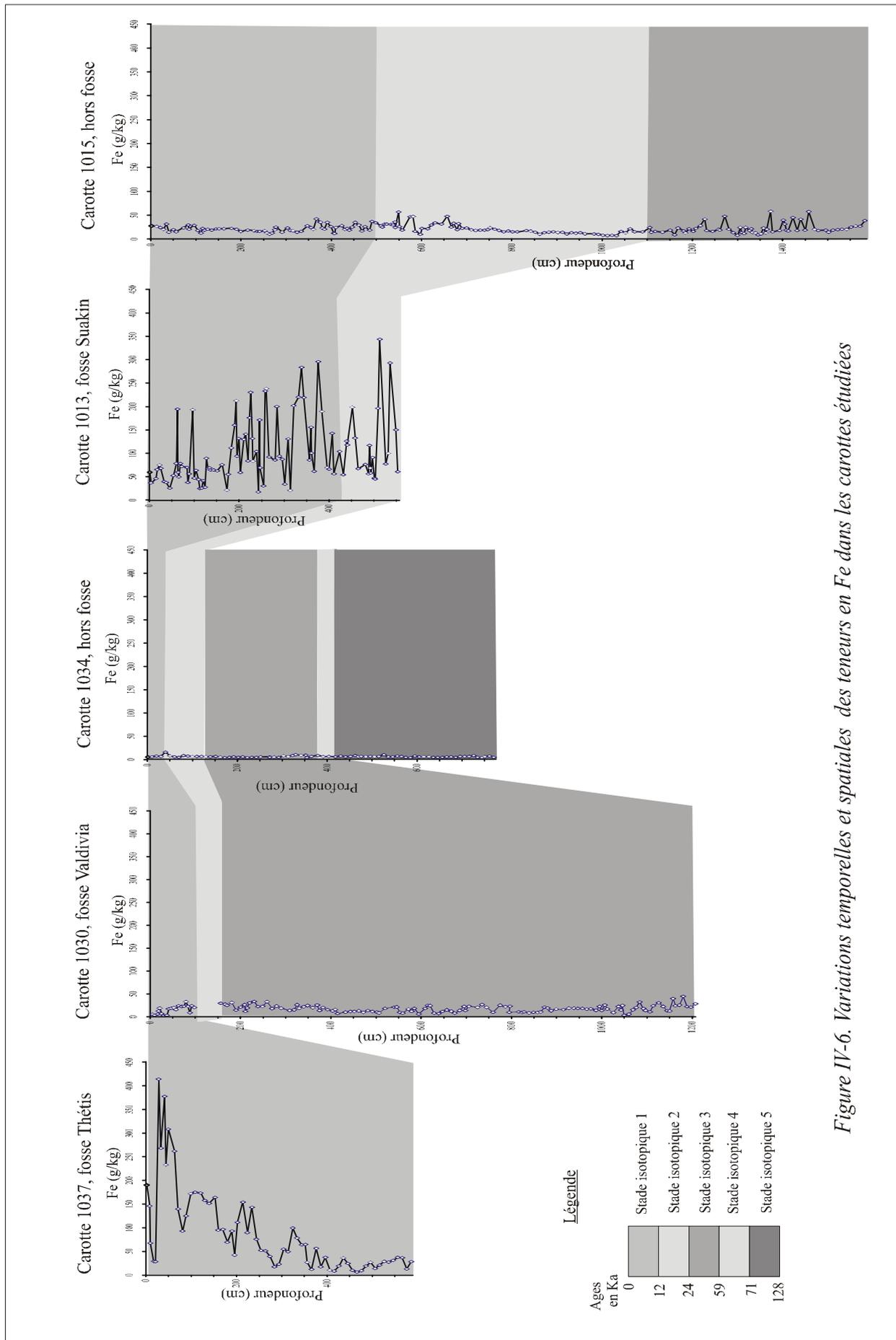
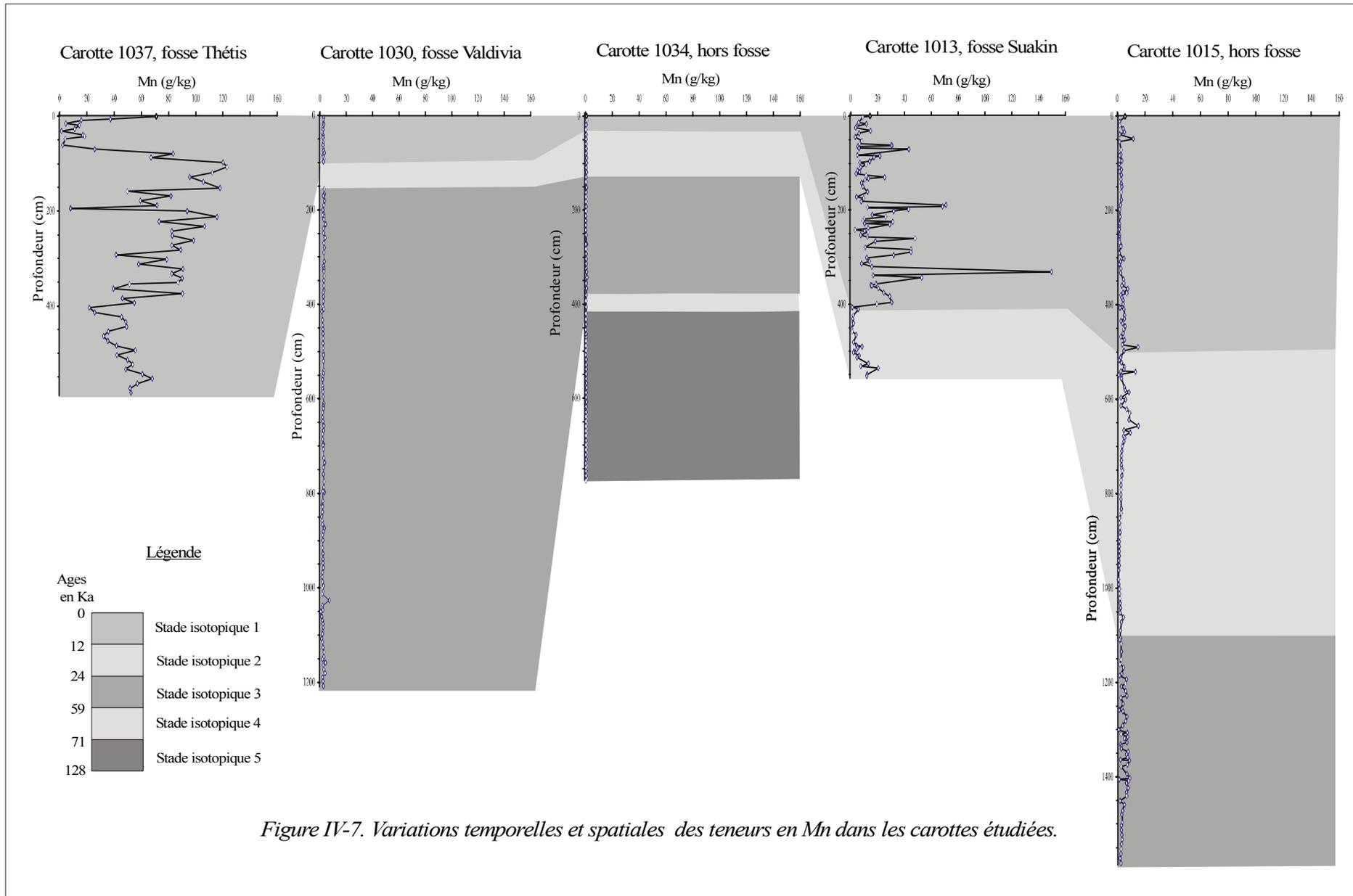
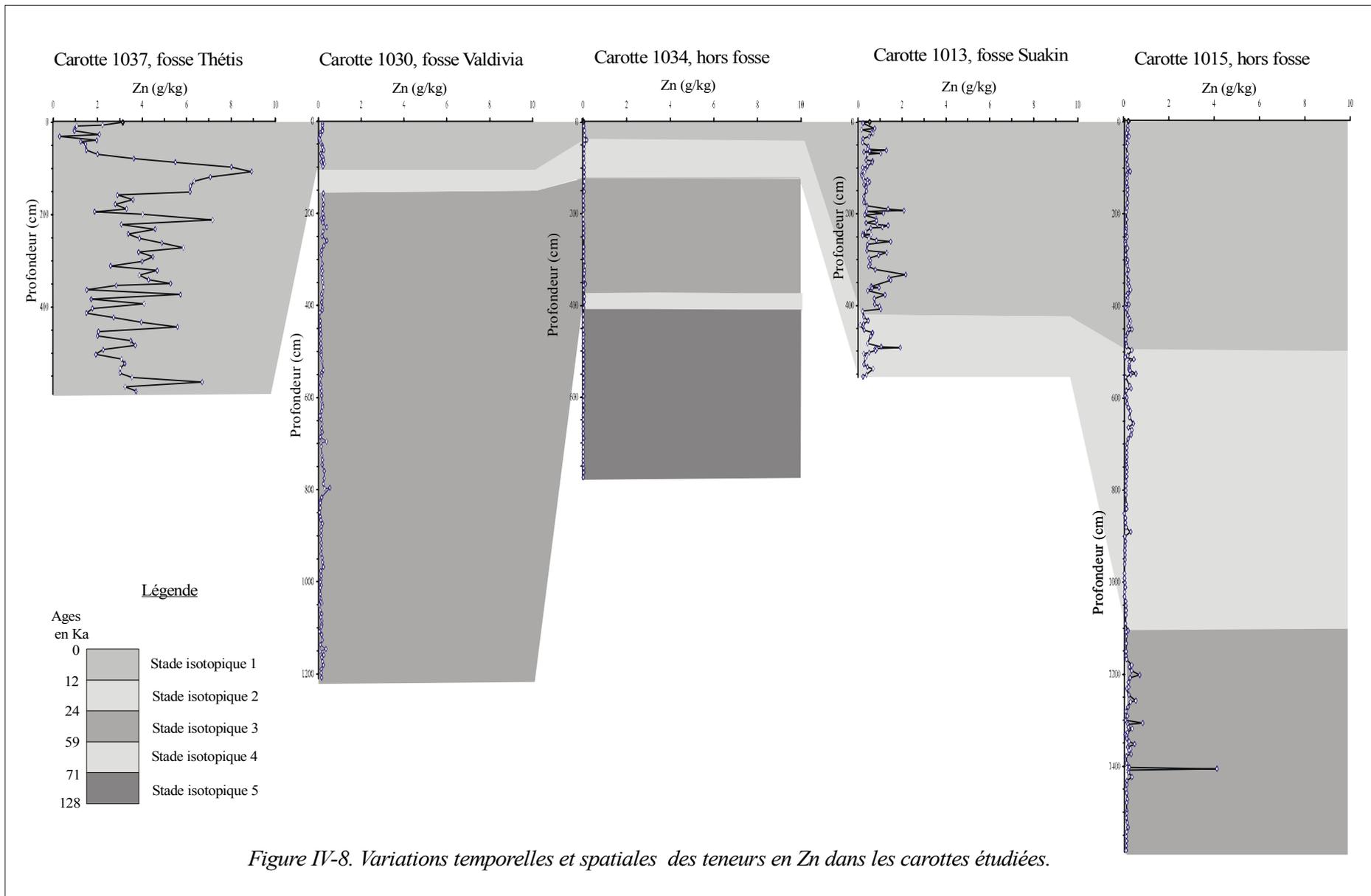


Figure IV-6. Variations temporelles et spatiales des teneurs en Fe dans les carottes étudiées





II. Discussion

L'étude des foraminifères benthiques dans la carotte 1015 (plaine Suakin) a montré que les concentrations en oxygène des eaux de fond de la mer Rouge avaient varié au cours du Quaternaire (chapitre III). Les eaux de fond étaient sous oxygénées au stade 3 et anoxiques au stade 2. Les sédiments de la carotte 1015, qui sont enrichis en métaux hydrothermaux, se sont donc formés dans des environnements sub-oxiques à anoxiques.

Les fosses de la mer Rouge sont généralement remplies d'un ou de plusieurs corps de saumure. Anschutz *et al.*, (2000) ont montré que les saumures pouvaient persister plusieurs millénaires dans les bassins sans être continuellement alimentées par des fluides hydrothermaux. Ces fosses constituent alors des bassins profonds anoxiques. Les sédiments de ces fosses sont plus ou moins minéralisés. La similitude entre l'environnement dans lequel se sont formés les sédiments métallifères de la carotte 1015 (plaine Suakin), avec celui des fosses est la sous-oxygénation.

Partant de cette constatation, la question qui se pose est de savoir comment se fait la distribution des particules hydrothermales en mer Rouge, particulièrement au cours des périodes de sous-oxygénation des eaux de fond ?

Pour comprendre ce mécanisme, nous allons voir dans un premier temps comment se comportent les métaux étudiés (Fe, Mn et Zn) en fonction des variations redox du milieu (1).

La suite de notre analyse sera axée sur les mécanismes qui se déroulent dans les fosses. Ces fosses sont le siège d'activité hydrothermale, avec formation de sédiments métallifères. Les sédiments de la fosse Atlantis II sont constitués d'unités à sulfures et oxydes (Bäcker et Richter, 1973 ; Anschutz et Blanc, 1995a). Comment se forment ces minéraux métallifères (2)?

Et enfin, quelle est l'influence de l'installation de l'anoxie sur la formation des sédiments métallifères de ces fosses (3)?

2.1. Comportement du Fe, Mn et Zn en fonction des conditions d'oxydo-réduction

Les éléments chimiques dont le comportement est affecté par les variations des conditions d'oxydo-réduction, peuvent être subdivisés en deux catégories (Calvert et Pedersen, 1993) :

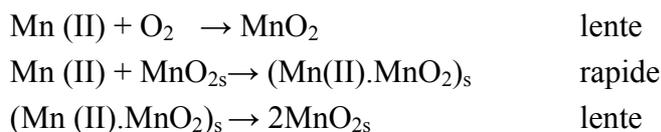
- la première catégorie regroupe les éléments dont la valence varie en fonction des conditions redox existantes et forment des oxydes insolubles en milieu oxygéné. Le manganèse et le fer appartiennent à ce groupe.
- la seconde catégorie regroupe les éléments qui ne subissent pas de variations de valence, mais qui forment des sulfures insolubles en présence de sulfures en milieu anoxique, tels que le zinc.

2.1.1. Le fer et le manganèse

L'importance du Mn dans l'environnement marin, découle du fait qu'il est le dixième élément en terme d'abondance dans la croûte terrestre, avec une concentration moyenne de 0,093% (Glasby, 2000). Il se présente principalement sous trois états d'oxydo-réduction ; Mn(II), Mn(III) et Mn(IV). La forme Mn(II) est soluble en milieu réduit. Les formes oxydées Mn(III) et Mn(IV) sont stables en milieux oxygène mais très insolubles à l'état dissous.

Le Mn se trouve dans le milieu marin sous forme Mn^{2+} et $MnCl^+$. Mais le Mn^{2+} étant thermodynamiquement instable en présence d'oxygène, s'oxyde lentement en oxydes insolubles Mn(III) et Mn(IV), et il peut également précipiter en milieu anoxique sous forme de carbonates de Mn(II) généralement en solution solide avec $CaCO_3$ (Millederburg *et al.*, 1987 ; Mucci, 1988). La concentration en Mn dissous dans l'océan est de l'ordre de 0,2 à 3 nmol/kg, ce qui est au-dessus de la concentration à l'équilibre par rapport à MnO_2 ou $MnOOH$ (Glasby, 2000). Cette situation reflète la faible vitesse d'oxydation de Mn^{2+} .

Murray et Brewer, (1977) ont étudié la cinétique d'oxydation de Mn^{2+} et ont proposé la séquence de réaction suivante :



Comparativement au Mn, le Fe est le quatrième élément le plus abondant dans la croûte terrestre, avec une concentration moyenne de 5,17%, et un rapport Mn/Fe moyen de 0,02 (Glasby, 2000). Il existe, sous deux formes : l'ion ferrique oxydé, Fe(III) et l'ion ferreux réduit, Fe(II). La forme Fe(III) est stable en présence d'oxygène, mais elle est très insoluble et forme des oxydes ou oxyhydroxydes. La forme Fe(II) est stable en milieu anoxique. Elle est soluble en absence de sulfure mais elle précipite sous forme de sulfures insolubles en présence de S dissous.

En présence d'eau, la surface de l'oxyde de fer est hydratée (Bruland, 1983). Le fer existe en milieu marin principalement sous forme $Fe(OH)_3$ et $Fe(OH)^{2+}$ et $FeCl^+$. La concentration du fer dans l'eau de mer varie de 0,1 à 2,5 nmol.kg⁻¹ (Bruland, 1983), donnant un rapport Mn/Fe proche de l'unité. Ce rapport est supérieur à celui de la croûte terrestre. Les oxyhydroxydes de fer possèdent une grande capacité d'adsorption aussi bien de cations que d'anions.

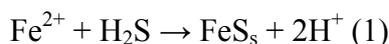
Dans l'environnement sédimentaire marin, la formation de sulfures de fer peut s'effectuer,

- dans le sédiment au cours de la diagénèse (Berner, 1970 ; Berner, 1984 ; Schallreuten, 1984 ; Fischer, 1986 ; Canfield et Berner, 1987 ; Sassano, 1989),
- depuis la colonne d'eau ou à l'interface eau-sédiment lorsque l'environnement est anoxique (Raiswell et Berner, 1985 ; Wilkin et Barnes, 1996 ; Canfield *et al.*, 1996 ;

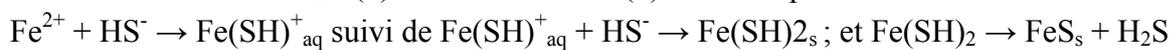
Wilkin *et al.*, 1997 ; Henneke *et al.*, 1997), comme par exemple dans les environnements anoxiques,

- par précipitation directe lors des manifestations hydrothermales. Dans le contexte particulier de l'hydrothermalisme océanique, les sulfures de fer peuvent se trouver dans les dépôts métallifères ou être plus directement "hydrothermaux" en résultant de l'arrivée des fluides minéralisés chauds chargés en Fe et en S réduits qui forment les cheminées, les dépôts massifs de sulfures et les sédiments hydrothermaux (Bäcker *et al.*, 1985 ; Janecky et Shanks, 1988 ; Sassano et Schrijver, 1989 ; Halbach *et al.*, 1993 ; Hannington *et al.*, 1995 ; Herzig et Hannington, 1995 ; Koski *et al.*, 1988 ; Zierenberg *et al.*, 1993).

Le mécanisme de formation de FeS qui résulterait de la réaction entre du Fe à l'état d'oxydation II (1) et du sulfure d'hydrogène, ou du disulfure d'hydrogène (2) se fait selon les réactions :



$\text{Fe}^{2+} + 2\text{HS}^- \rightarrow \text{FeS} + \text{H}_2\text{S}$ (2) où le mécanisme (2) se décompose en :



(Raiswell, 1982 ; Berner, 1984 ; Sweeney et Kaplan, 1973 ; Middelburg, 1991 ; Rickard, 1989 ; Schoonen et Barnes 1991 ; Rickard *et al.*, 1995)

2.1.2. Le zinc

Zn est un élément chalcophile, concentré dans les dépôts sulfurés de la croûte terrestre. Le Zn est présent dans les eaux anoxiques profondes, à des concentrations d'environ 8 nmol kg⁻¹ (Glasby, 2000), principalement sous forme Zn²⁺, ZnOH⁺, ZnCO₃ et ZnCl⁺. Dans les environnements anoxiques riches en sulfure, on assiste à la formation de sulfure de zinc (ZnS) insoluble qui précipite. Dans les bassins anoxiques tels que la fosse de Cariaco, le fjord de Framverren (Norvège), Saanich Inlet (Colombie Britannique) et la mer Noire, la concentration en Zn dissous décroît d'un facteur de 2 à 10 des eaux supérieures oxygénées aux eaux anoxiques sous-jacentes (Jacobs et Emerson, 1982 ; Jacobs *et al.*, 1985,1987 ; Landing et Lewis, 1991 ; Haraldson et Westerlund, 1988,1991).

2.2. Formation des minéraux métallifères

Des études sur la mise en place des sédiments métallifères des fosses de la mer Rouge et leur évolution ont été réalisées essentiellement sur du matériel de la fosse Atlantis II, dont les processus sont maintenant bien connus (Bischoff, 1969 ; Bignell, 1975 ; Shanks et Bischoff, 1977 ; Dymond, 1988 ; Pottorf et Barnes, 1983 ; Zierenberg et Shanks, 1983 ; Anschutz, 1993 ; Anschutz et Blanc, 1995 a, b ; Blanc *et al.*, 1998 ; Monnin et Ramboz, 1996 ; Pierret *et al.*, 2000b). Les processus de précipitation des métaux se déroulent dans cinq principaux

environnements (Blanc *et al.*, 1998) : (1) à l'interface saumure-eau de mer, (2) dans la saumure anoxique, (3) au lieu de décharge du fluide hydrothermal, (4) dans les filons, (5) dans le sédiment.

Les sédiments métallifères de ces fosses sont en grande partie composés d'oxydes de Fe et Mn et de sulfures. Les différents modes de formation de ces minéraux sont résumés dans le paragraphe ci-dessous.

2.2.1. Les oxydes de Fe et de Mn

Des processus totalement différents peuvent conduire à la formation de phases minérales identiques, mais pour les oxydes de Fe et de Mn, ils sont ubiquistes.

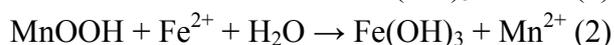
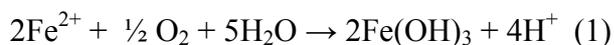
L'interface saumure-eau de mer constitue une barrière qui sépare la saumure anaérobie, riche en métaux dissous et l'eau de mer oxygénée. La majorité des oxydes/oxyhydroxydes de Fe(III) et Mn(III,IV) contenus dans les sédiments précipite à partir de cette interface, par oxydation de Fe (II) et Mn(II) dissous.

2.2.1.1. Les oxydes de Fe

Les oxydes de fer identifiés dans les sédiments de la fosse Atlantis II, sont la ferrihydrite, la goethite, la lépidocrosite, l'hématite et la magnétite.

Les oxydes de Fe(III) peuvent se former :

- par oxydation (par O₂ dissous) de Fe(II) à l'interface entre la saumure anaérobie et l'eau de mer oxygénée (réaction 1)
- Ou par oxydation de Fe(II) dans la saumure au contact de MnOOH, fort accepteur d'électron (réaction 2) (Chruckov *et al.*, 1973 ; Schwertmann et Fischer, 1973 ; Karim, 1984 ; Taylor, 1984) (*Figure IV-9*).



Les hydroxydes ferriques Fe(OH)₃ sont des monomères de fer, qui constituent des octaèdres, vont s'assembler (nFe(OH)₃) et construire un réseau qui donne la ferrihydrite. Dans la saumure la ferrihydrite et Fe(OH)₃ oxydent spontanément H₂S formant alors du sulfate et des ions Fe²⁺ (Candfield, 1989 ; Stumm et Sulzberger, 1992). La ferrihydrite se déposera après épuisement de H₂S. Minéral instable, la ferrihydrite aura tendance à se transformer en hématite (Fe₂O₃) ou en goethite (α-FeOOH).

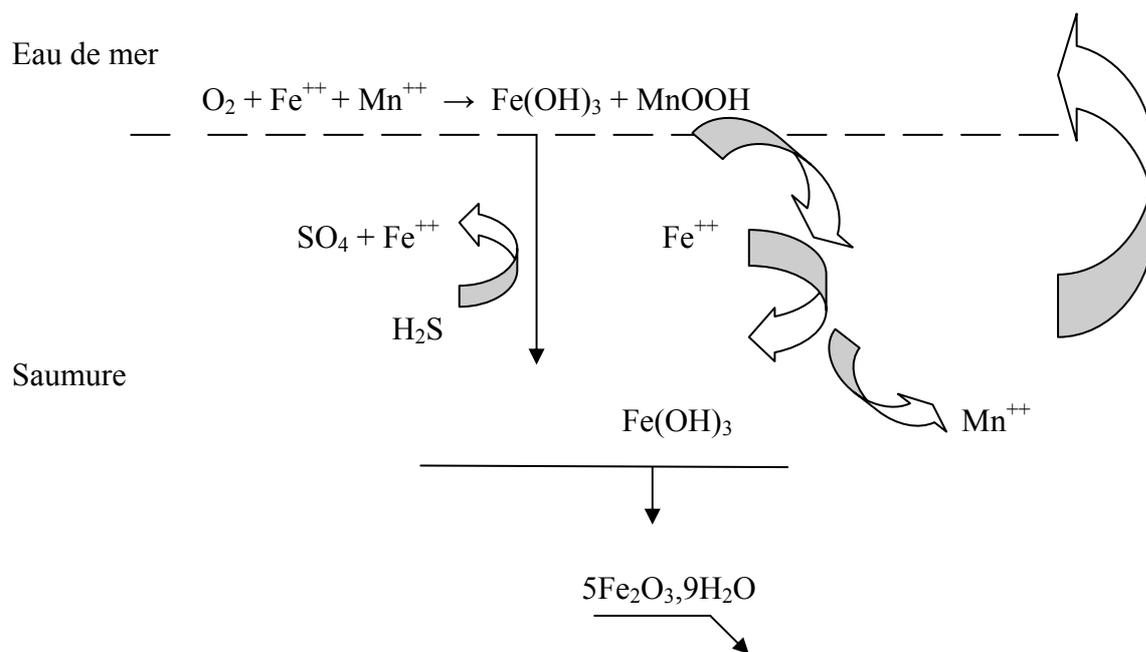


Figure IV-9 : Cycle d'oxydo-réduction du fer dans la saumure réduite d'Atlantis II (Anschutz, 1993).

2.2.1.2. Les oxydes de Mn

Les espèces manganifères sont la manganite, la groutite et la todorokite. Les réactions qui se déroulent en surface consistent en l'oxydation de Mn(II) après qu'il ait été adsorbé à la surface d'un minéral (oxyde de fer, argiles, carbonates). Des études expérimentales et des observations sur le terrain ont montré que ce processus accélère l'oxydation du manganèse (Morgan *et al.*, 1984). L'interface entre la saumure et l'eau de mer est un lieu où se forme un grand nombre de phases, en particulier les oxydes de fer. Il s'agit donc d'un site favorable à l'oxydation de Mn. En présence d'oxygène, Mn(III) (c'est-à-dire manganite et groutite) sont thermodynamiquement moins stables que le Mn(IV) (todorokite) (Bricker, 1965).

Ces oxydes de Mn(III,IV) formés à l'interface, sont réduits dans la saumure par le fer ferreux, qui s'oxyde et précipite, et Mn(II) est relâché et réintroduit dans le cycle d'oxydo-réduction (figure IV-9). Les oxydes de Mn ne vont se déposer que lorsque le milieu deviendra plus riche en Mn oxydé qu'en Fe(II).

La fosse Thétis constitue le second site le plus minéralisé de la mer Rouge, après la fosse Atlantis II. Ces sédiments sont divisés en plusieurs unités qui se différencient essentiellement par les teneurs en phases ferrifères et manganifères (Butuzova *et al.*, 1990 ; Scholten *et al.*,

1991 ; Butuzova et Lyapunov, 1995 ; Pierret, 1998 ; Pierret *et al.*, 2000b). Aucune saumure n'a pourtant été décelée dans cette fosse (Pierret, 1998).

La carotte 1037 (fosse Thétis) a été précédemment décrite par Pierret (1998). Elle peut être divisée en trois unités principales (*Figure III-21*).

Les unités U1 et U2 sont composés de 20 à 50% d'oxydes ferrifères et de 5 à 15% de manganite, alors que l'unité U3 n'est composée que d'oxydes ferrifères pour 80 à 100%. La formation des oxydes se déroule à l'interface saumure-eau de mer et dans la saumure réduite (Anschutz et Blanc, 1995a). Les mécanismes de formation des sédiments de la fosse Thétis sont comparables à ceux de la fosse Atlantis II. Ainsi, la présence en abondance d'oxydes de fer dans l'unité U3, indique que la saumure ne contenait pas suffisamment d'agent réducteur de Fe(III), tel que H₂S, pour réduire les oxydes de fer qui précipitent depuis l'interface. Ces derniers sédimentent alors dans la fosse. Les oxydes de Mn sont presque inexistantes dans cette unité, parce qu'ils sont réduits par Fe(II). L'apparition des oxydes de Mn dans les unités sous jacentes (U2 et U3) indique une formation dans un environnement moins réduit.

C'est dans les niveaux enrichis à oxydes de fer (U3) que les plus fortes teneurs en sel ont été déterminées, avec une décroissance des valeurs dans les unités U2 et U1. Cette évolution des teneurs en sel qui est liée à la présence intermittente d'une saumure, se retrouve également dans la composition et les processus de formation des sédiments de la carotte 1037 (fosse Thétis). Ces sédiments se seraient alors formés par précipitation à partir d'une saumure.

Scholten *et al.*, (1991) en se basant sur les rapports Fe/Mn des différents faciès ont également proposé qu'une saumure intermittente ait existé dans la fosse.

On peut donc effectivement envisager l'existence d'une saumure dans la fosse Thétis, lors du dépôt des niveaux à oxydes de fer. Cette saumure serait moins dense que celle de la fosse Atlantis II par exemple, mais tout aussi enrichie en métaux. Sa faible densité pourrait alors expliquer son absence dans la fosse, car elle se dilue dans l'eau de mer.

2.2.2. Les sulfures

La découverte de fumeurs noirs et de dépôts de sulfures massifs au niveau de la Ride Est, Pacifique à 21°N (REP) (Francheteau *et al.*, 1979) confirme que la formation de la croûte océanique est intimement liée à la formation de dépôts métallifères sur le plancher océanique. L'existence de fluides riches en métaux et en H₂S dissous a également été reconnue sur les sites hydrothermaux de type REP. Au niveau des sites hydrothermaux sous-marins actifs où les solutions chaudes (350°C) sont directement émises dans l'eau de mer (Von Damm, 1990), la totalité de H₂S précipite sous forme de sulfures. Une faible proportion des sulfures se dépose sur le site (Rona, 1988), mais la majorité des éléments précipite dans le panache où se mélangent le fluide hydrothermal et l'eau de mer. Les particules sont ensuite dispersées et

rapidement oxydées. L'excès de métaux dissous est mélangé à l'eau de mer et précipite sous la forme d'oxydes à distance de la source. Les minéraux néoformés sont disséminés dans le bruit de fond de la sédimentation biogéochimique. De ce fait, il ne se forme aucun gisement concentré de sulfures, en dehors de la cheminée active. Le type de cheminées qu'on retrouve au niveau des rides océaniques du Pacifique et de l'Atlantique sont très rares en mer Rouge. Il n'y a que dans la fosse Kébrit que des cheminées ont été observées, juste au dessus de l'interface eau de mer/saumure (Blum et Puchet, 1991).

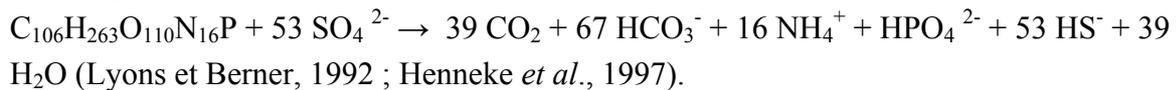
Des niveaux de sulfures de Fe, Zn et Cu ont été décrits dans les carottes de la fosse Atlantis II (Bäcker et Richter, 1973 ; Anschutz et Blanc, 1995a), mais le mécanisme d'accumulation des sédiments d'Atlantis II est différent de celui des sources hydrothermales. La principale différence est la présence de saumure dans la fosse Atlantis II. Le mécanisme proposé par Anschutz (1993), Anschutz et Blanc (1995a) est le suivant : les fluides minéralisateurs d'Atlantis II, denses du fait de la forte salinité, ont évolué en système fermé sous une saumure. La précipitation des sulfures a eu lieu au moment du refroidissement du fluide (effet de trempe). Il est possible que le site de décharge des fluides ait formé une cheminée sulfurée, mais la majorité des particules s'est formée dans la saumure près de la source, au cours du refroidissement rapide et s'est répandue dans la fosse. La particularité du système Atlantis II est que le mécanisme d'accumulation est différent de celui des sources hydrothermales, puisqu'il a lieu dans un environnement confiné (la fosse), et le fluide minéralisateur n'a pas formé de panache dans l'eau de mer, parce qu'il était dense.

La présence de sulfures dans l'unité 1 (faciès DOP) de la fosse Atlantis II est compatible avec une activité bactérienne sulfato-réductrice contemporaine au dépôt (Anschutz, 1993 ; Anschutz et Blanc, 1995a). Cette hypothèse est appuyée par les valeurs négatives de $\delta^{34}\text{S}$ de la pyrite (de -35‰ à -20‰) dans le faciès DOP, qui sont caractéristiques de la réduction bactérienne du sulfate de l'eau (Kaplan *et al.*, 1969 ; Shanks et Bischoff, 1980). La transformation de SO_4^{2-} en H_2S est la principale réaction d'oxydation anaérobie de la matière organique dans les sédiments marins (Jorgensen *et al.*, 1983). H_2S est ensuite transformé en sulfures métalliques, notamment en pyrrhotite (FeS), en greigite (Fe_3S_4) puis en pyrite (FeS_2) (Berner, 1971 ; Morse *et al.*, 1979). Ces réactions limitent la solubilité du fer dans les sédiments anoxiques (Berner, 1967 ; Murray *et al.*, 1978 ; Boulègue *et al.*, 1982). Le fer est fourni soit par la réduction des oxydes ferri-fères par l'intermédiaire de la respiration bactérienne, soit par la réduction des oxydes de fer par H_2S . Les espèces les plus réactives sont la ferrihydrite et la lépidocrocite (Pyzik et Sommer, 1981 ; Candfield, 1989 ; Candfield *et al.*, 1992).

Des teneurs en pyrite de l'ordre de 15 à 20% ont été déterminées dans la carotte 1013 (fosse Suakin) (Pierret *et al.*, 2000a). Cette pyrite a une structure régulière et une forme framboïdale (Pierret *et al.*, 2000a). L'hypothèse de la formation de la pyrite par l'activité

biologique est appuyée par la présence de matière organique et de bactéries dans la fosse Suakin (Heitzer *et al.*, 1976).

La relation entre la pyrite et la matière organique a été notée il y a longtemps par Bakwell (1815). Il décrit une expérience dans laquelle de la mousse poussa accidentellement dans un flacon de sulfate de fer (II) et, des cristaux de pyrite recouvrirent les pousses après quelque temps. En fait, c'est Beijerinck (1895) qui démontra l'existence d'un certain nombre de bactéries capable de réduire les sulfates en sulfures d'hydrogène. La décomposition de la matière organique par la réduction bactérienne des sulfates conduit à la formation de sulfure d'hydrogène selon la réaction (réaction de sulfato-réduction, avec MO=C₁₀₆H₂₆₃O₁₁₀N₁₆P) :



(Lyons et Berner, 1992 ; Henneke *et al.*, 1997). Cette réduction a lieu sous l'interface eau – sédiment, après enfouissement de la matière organique. En présence donc, de matière organique et de bactéries sulfato-réductrices, les ions sulfates peuvent être réduits (Berner, 1969 et 1972 ; Schallreuter, 1984 ; Raiswell et Berner, 1985 ; Sawlowicz, 1993 ; Wilkin *et al.*, 1997). Ce processus nécessiterait une absence d'oxygène (Berner, 1984), et le milieu anoxique est obtenu par dégradation de la matière organique qui remplace O₂ par CO₂. Dans ce cas, les facteurs limitants sont la quantité de matière organique enfouie, et surtout la teneur en Fe délivré dans le sédiment (Raiswell, 1982 ; Middelburg, 1991 ; Anschutz *et al.*, 2000) ; les ions sulfates étant abondants dans l'eau de mer.

Une concentration en pyrite de 15 à 20%, est très élevée pour des sédiments marins. La formation de pyrite par activité micro-biologique, est limitée par la présence d'oxydes de fer disponibles. Elle ne dépasse donc pas quelques pour cents, même dans les environnements les plus anoxiques et les sédiments marins les plus enrichis en matière organique (Jorgensen, 1977 ; Berner, 1981). Alors, des teneurs en pyrite qui avoisinent 20%, nécessitent un apport supplémentaire de fer, en plus de l'apport détritique. Cet apport supplémentaire peut avoir plusieurs origines :

- Raiswell et Candfield, (1998) ont étudié la source de fer dans la formation de pyrite des sédiments marins : les oxydes de fer réagissent pour former des sulfures, ensuite le fer des silicates et des basaltes est mobilisé. Dans l'unité U3b qui contient 15-20% de pyrite, de l'hématite et/ou de la ferrihydrite ont été identifiés et il semblerait que la production de H₂S ait limité la formation de pyrite, puisque l'hématite et la ferrihydrite réagissent rapidement (Candfield *et al.*, 1992 ; Schallreuter et Konta, 1986).
- Schallreuter et Konta (1986) ont proposé que le fer nécessaire à la pyritisation dans des black-shales d'Angola a été apporté par du matériel détritique, mais aussi par du verre volcanique. Du verre volcanique a été observé dans les sédiments de la fosse Suakin (Bäcker *et al.*, 1975 ; Jedwab *et al.*, 1989 ; Bosch *et al.*, 1994 ; Pierret *et al.*, 2000b).
- le fer peut provenir du lessivage des niveaux de shales (lors de la formation de la saumure) intercalés dans les dépôts évaporitiques miocènes de la mer Rouge. En effet, ces

shales sont parfois riches en fer et Manheim et Siems (1974) y ont mesuré des teneurs en fer pouvant atteindre 20% du sédiment total.

2.3. Conséquence de l'installation de l'anoxie dans le régime de précipitation des métaux en mer Rouge

Au niveau des dorsales médio-océaniques, telles que la Ride Est Pacifique et la Ride médio-Atlantique, la salinité des fluides hydrothermaux bien que différente dans chaque site, ne dépasse jamais 8% de NaCl (Edmond *et al.*, 1982 ; Von Damm *et al.*, 1985 ; Von Damm *et al.*, 1988 ; 1995), et les minéralisations forment des cheminées et des monts de sulfures. La différence entre la minéralisation au niveau de ces rides et la minéralisation hydrothermale dans les fosses de la mer Rouge est principalement due à la présence de saumure dans ces fosses. Les fluides hydrothermaux salés de la mer Rouge sont piégés dans des dépressions et la précipitation des métaux au niveau des saumures forme des niveaux minéralisés dans les fosses.

Les saumures sont des lacs sous-marins de solutions plus denses, plus salées et plus chaudes que l'eau de mer. En mer Rouge, ces saumures sont piégées dans des dépressions, créant un environnement confiné, anoxique, en dessous de l'eau de mer oxygénée. Issues soit du lessivage des évaporites miocènes ou de réaction à différentes températures avec le basalte, ces eaux salées sont enrichies en métaux par rapport à l'eau de mer. L'interface saumure-eau de mer forme une barrière, qui sépare l'eau de mer oxygénée, et les saumures salées, anoxiques et enrichies en métaux dissous. Elle constitue donc à la fois, une interface oxique-anoxique et de densité. Les mécanismes de précipitation des oxydes prennent place à cette interface, et dans la fosse elle-même, par réaction entre le fer ferreux dissous et les oxydes de Mn néoformés (Anschutz, 1993 ; Blanc *et al.*, 1998). Les métaux ainsi formés précipitent et sédimentent dans les fosses, d'où la formation de sédiments plus ou moins minéralisés dans les fosses de la mer Rouge.

Nous avons vu au chapitre III que la mer Rouge a connu au Quaternaire des variations de la concentration en oxygène des eaux de fond. Au stade 3 les eaux de fond étaient sous-oxygénées et anoxiques au stade 2.

L'installation de ce nouvel environnement va conduire à une variation de la profondeur de l'interface oxique-anoxique, qui ne correspond plus aux interfaces saumure-eau de mer dans les fosses. Ceci aura donc un impact sur la précipitation des métaux dans les fosses. Au cours de ces périodes de sous-oxygénation des eaux de fond, la profondeur de l'interface oxique-anoxique va diminuer, les eaux de fond de la mer Rouge étant anoxiques. Les saumures étant concentrées en métaux, ceux-ci vont diffuser, de la saumure vers l'eau de mer de fond anoxique et se répandre sur une plus grande surface. L'interface saumure-eau de mer ne joue

donc plus le rôle de barrière d'oxydo-réduction. Le phénomène de diffusion moléculaire qui régit le transfert d'élément n'affectant pas significativement la salinité des saumures (Blanc *et al.*, 1990 ; Anschutz *et al.*, 1995), cette interface saumure-eau de mer demeure toujours une barrière de densité. Le nouveau front redox où se déroulent les mécanismes de précipitation des métaux au contact de l'oxygène dissous est une interface plus étendue composée d'eau de mer. Les métaux vont se répandre sur une plus grande surface, gouvernés par les courants de circulation des masses d'eau. Ceux qui vont se déposer dans les fosses seront en quantité moindre, par rapport aux périodes d'oxygénation "normales".

L'augmentation de la teneur en métaux hors fosse est le reflet de la sous-oxygénation des eaux de fond. On assiste à la formation d'une nouvelle interface oxique-anoxique moins profonde, différente de l'interface saumure-eau de mer, au niveau de laquelle se forment les oxydes. Ces métaux se dispersent sur une plus grande surface et peu de métaux précipitent dans les fosses. Les sédiments formés dans les fosses pendant ces périodes sont donc appauvris en métaux et on observe un enrichissement des sédiments hors fosse. La *figure IV-10* est une représentation schématique du processus de formation des métaux en période d'oxygénation normale (a) et en période de sous-oxygénation (b), le long d'un tronçon de la zone axiale.

Application aux sites étudiés

2.3.1. La fosse Atlantis II

L'analyse minéralogique quantitative des carottes 684 et 683 de la fosse Atlantis II, a permis à Anschutz et Blanc (1995a) d'établir des unités stratigraphiques, plus détaillées que la séquence proposée par Bäcker et Richter, (1973). Ces unités sont caractérisées par des associations minéralogiques spécifiques issues des apports hydrothermaux, biogéniques, de la sédimentation détritique et d'intenses transformations secondaires. Les phases minérales majeures sont les sulfures, les sulfates, les carbonates et les oxydes.

La carotte 684 est constituée à la base (unité 1 ; faciès DOP) de sédiments biodétritiques enrichis en métaux. On y note des carbonates, des silicates et vers le sommet de cette unité, on observe des niveaux à pyrite et oxyde (passées à goethite). Cette unité s'est déposée entre 23000 et 11000 ans BP. Les sédiments métallifères sus jacents sont constitués de deux unités à sulfures (unités 2 et 4), séparées par des unités d'oxydes de Fe et de Mn (unité 3). La carotte 683, du bassin SW repose sur du basalte daté d'environ 6000 ans BP (Anschutz et Blanc, 1995a). Elle est constituée de deux unités : l'unité L avec majoritairement des oxydes de Fe et de l'anhydrite, et l'unité U qui contient des sulfures, des oxydes et silicates de Fe.

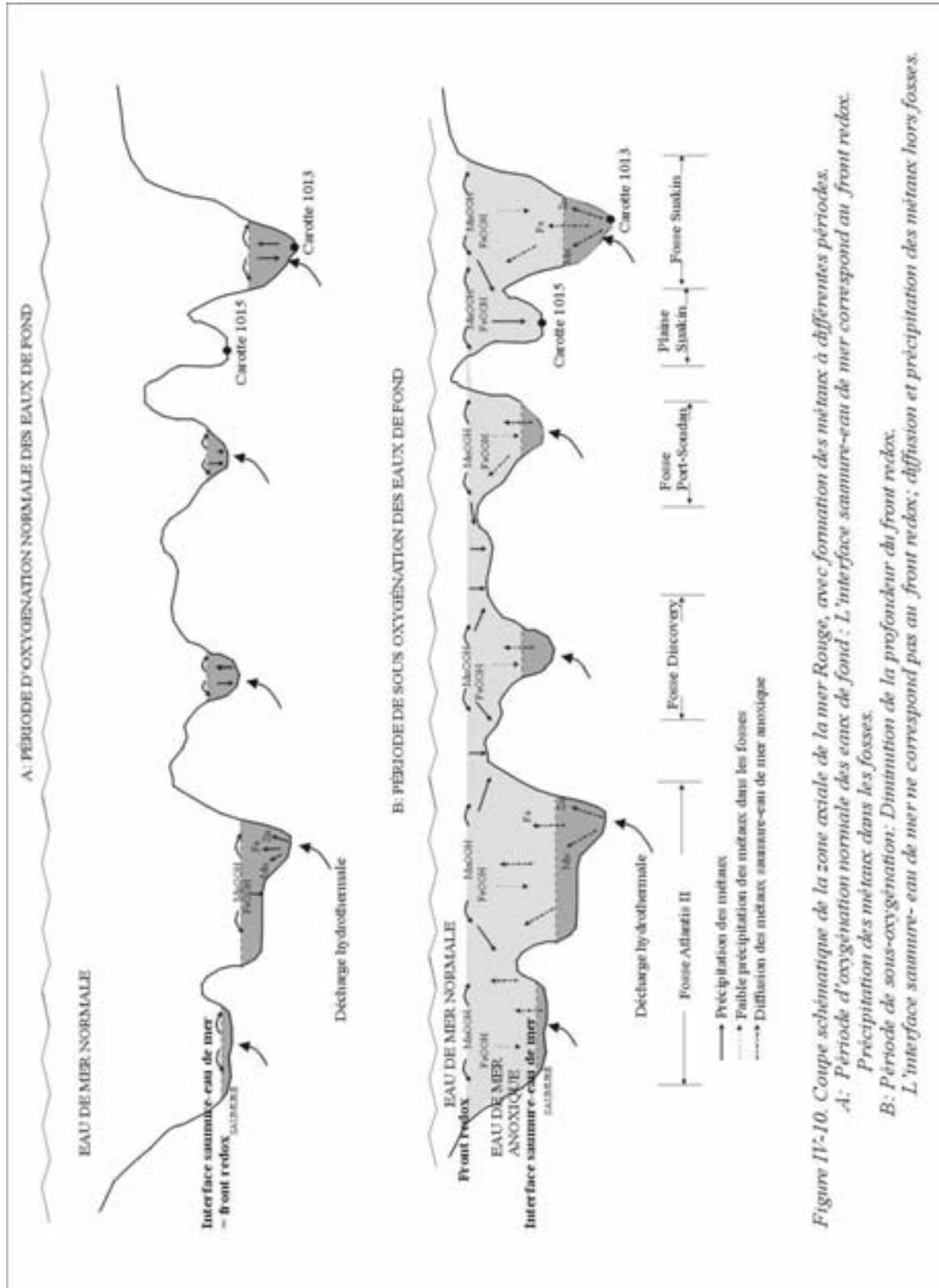


Figure 11-10. Coupe schématique de la zone axiale de la mer Rouge, avec formation des métaux à différentes périodes.
 A: Période d'oxygénation normale des eaux de fond : L'interface saumure-eau de mer correspond au front redox.
 B: Période de sous-oxygénation: Diminution de la profondeur du front redox.
 L'interface saumure- eau de mer ne correspond pas au front redox; diffusion et précipitation des métaux hors fosses.

La fraction métallifère est dominante dans les dépôts holocènes, et moindre dans les sédiments du stade 2. Les sédiments métallifères proviennent essentiellement de fluides hydrothermaux qui alimentent la saumure (Zierenberg et Shancks, 1988 ; Anschutz *et al.*, 1995).

Anschutz (1993) a interprété la différence de concentration en métaux hydrothermaux entre les sédiments des stades 1 et 2 de la fosse Atlantis II, en termes de variation de l'intensité du débit des fluides minéralisateurs. Les sédiments constituant le stade 1, qui sont des unités à sulfures et à oxydes, marquent une période d'intensification des apports de fluide (Anschutz et Blanc, 1995a).

A la lumière des résultats de cette étude, une nouvelle interprétation peut être envisagée. L'hydrothermalisme a toujours été de même intensité aux stades 1 et 2 dans la fosse Atlantis II mais étant donné l'anoxie des eaux de fond de la mer Rouge au stade 2, il y a eu diffusion et précipitation des métaux hors fosse.

2.3.2. La fosse Suakin

La répartition des métaux dans les sédiments de la carotte 1013 (fosse Suakin) montre une faible concentration des sédiments en métaux au stade 2, par rapport à ceux du stade 1. Cette distribution est bien perceptible dans l'évolution des teneurs en Mn et Zn. Les valeurs de Fe présentent très peu de différence entre le stade 1 et le stade 2.

Les sédiments du stade 2 présentent de faibles teneurs en Mn et sont enrichis en Fe. L'évolution de Mn et Fe au stade 2 s'explique par le cycle d'oxydo-réduction du fer décrit par Anschutz (1993) dans la saumure de la fosse Atlantis II. Les oxydes de Mn qui sont formés à l'interface saumure-eau de mer sont réduits lors de leur passage dans la saumure par les ions Fe^{2+} . Les oxydes de Mn ne se déposeront que lorsque le milieu sera plus riche en oxydes de Mn qu'en Fe^{2+} .

Les faibles concentrations élémentaires dans la fosse au stade 2 s'expliqueraient par l'influence de la présence d'eaux de fond anoxiques en mer Rouge. Les métaux vont diffuser vers l'eau de mer et se répandre sur une plus grande surface. Ce qui a pour conséquence la réduction de la quantité de métaux qui va se déposer dans la fosse, par effet de dilution.

Au stade 1, on assiste au retour à de meilleures conditions d'oxygénation des eaux en mer Rouge, avec le rétablissement de la microfaune benthique et planctonique. La profondeur de l'interface redox va baisser et coïncider avec l'interface saumure-eau de mer dans la fosse. Les métaux qui se forment à l'interface précipitent et sédimentent dans la fosse uniquement; d'où l'augmentation des teneurs dans les sédiments pendant le stade 1.

2.3.3. Plaine Suakin - carotte 1015

Hoffmann *et al.*, (1998), ont déterminé dans la carotte 1015 une période d'enrichissement en métaux d'origine hydrothermale. Cette zone coïncide avec la formation de croûtes calcaires datées du stade 2. Ils ont donc attribué la formation de ces sédiments métallifères à l'influence d'un facteur climatique externe, en l'occurrence la dernière période glaciaire.

Les sédiments de cette même carotte, qui se sont déposés au stade 3 sont aussi enrichis en métaux. L'enrichissement des sédiments dans les deux stades, serait lié à la sous-oxygénation des eaux de fond. Le système qui s'est installé en mer Rouge au cours des périodes de faible oxygénation des eaux de fond peut être évoqué pour expliquer la formation de sédiments métallifères dans la carotte 1015 aux stades 2 et 3. La distribution des métaux qui se répandent hors des fosses, est régi par la circulation des masses d'eau. Au stade 2, la circulation des masses d'eau était bi - directionnelle, avec une entrée d'eau en surface provenant de l'océan Indien, et une sortie d'eau en subsurface, du nord vers le sud (Rohling, 1994). La carotte 1015 est située à l'extrémité sud de la zone axiale. Cette situation géographique lui permettrait donc de capter les métaux issues des fosses et drainées par les masses d'eau sortantes.

2.4. Calcul de bilan

La composition chimique des sédiments de la carotte 1015 (plaine Suakin), permet d'établir un bilan de matière entre la fraction solide et les solutions qui fournissent la matière. Les sédiments du stade 2 présentent un enrichissement en métaux par rapport à ceux du stade 1. Ce bilan de matière donne une estimation de la quantité et de l'origine des métaux apportée au stade 2.

La carotte 1015 a été prélevée à 1969 mètres de profondeur. Il est connu que les eaux de fond en mer Rouge étaient anoxiques au stade 2 (chapitre III). C'est cette anoxie des eaux de fond, avec diminution de la profondeur de l'interface redox, qui est à l'origine de la redistribution hors fosse des métaux hydrothermaux. Ceux-ci pourraient avoir pour origine principale la fosse Atlantis II qui est la fosse la plus active, du point de vue hydrothermal. Des apports peuvent aussi être faits par les autres fosses de la zone axiale. L'étendue de cette surface d'enrichissement peut être estimée à partir de la profondeur à laquelle se situait l'interface oxygène-anoxique au stade 2. On pourra alors à partir de cette surface évaluer l'apport de la fosse Atlantis II sur une telle surface, puisque des calculs de bilan ont déjà été faits pour cette fosse. La comparaison des différents résultats nous permettra de tirer des conclusions quant à l'origine des métaux.

2.4.1. Estimation de la profondeur et calcul de la surface du front redox

La *figure IV-11* représente la carte topographique de la zone médiane de la mer Rouge (Laughton, 1970 ; Bäcker *et al.*, 1975).

Le phénomène d'enrichissement des sédiments en métaux hydrothermaux a été observé dans les sédiments de la carotte 1015 (plaine Suakin) prélevée à 1969 m de profondeur et pas dans ceux de la carotte 1034 prélevée à 990 m de profondeur. La profondeur du front redox au stade 2 se situerait donc dans cet intervalle de profondeur (1000 m à 2000 m).

L'alimentation en métaux hydrothermaux des sédiments de la carotte 1015 (plaine Suakin) nécessite une connexion entre la plaine Suakin et les fosses sources. L'isobathe 1600 m permet d'établir une connexion entre la plaine Suakin (carotte 1015), la fosse Atlantis II, et un grand nombre d'autres fosses (telles que Discovery, Chain, Port-Soudan, Suakin). A partir de 1800 m de profondeur, il n'existe plus de connexion avec la fosse Atlantis II. On propose l'isobathe 1600 m, comme étant la profondeur maximale à laquelle se situait l'interface oxygène-anoxique au stade 2 en mer Rouge.

Le calcul de la surface du front redox a été fait à l'aide du logiciel de cartographie MAPINFO. La carte topographique est scannée puis importée dans ce logiciel. Quatre coordonnées sont rentrées pour recalibrer la carte. Le contour 1600 est redessiné, puis la surface est calculée automatiquement par le logiciel.

La surface du front redox ainsi calculée, est estimée à environ 5500 km².

Les sédiments de la carotte 1015 présentent au stade 2 des teneurs en métaux supérieures à celles du stade 1. Si l'on considère cette carotte comme représentative des sédiments qui se sont déposés au stade 2, un bilan de masse sur la surface du front redox peut être estimé, à partir des concentrations élémentaires déterminées dans la carotte 1015.

2.4.2. Calcul du bilan de matière sur la surface redox

2.4.2.1. Rappel des concentrations des sédiments de la carotte 1015 (plaine Suakin)

Les concentrations moyennes élémentaires des sédiments aux stades 1 et 2, sont données dans le *tableau IV-3*.

Stade isotopique	Profondeur (cm)	Fe	Mn	Zn	Taux de sédimentation (cm/1000 ans)
1	0-500	22	3	0,17	20
2	530-690	30	5	0,26	16
Différence de concentration (stade 2 - stade 1)		8	2	0,09	

Tableau IV-3: Teneurs élémentaires moyennes (g/kg), et taux de sédimentation au stade 1 et 2.

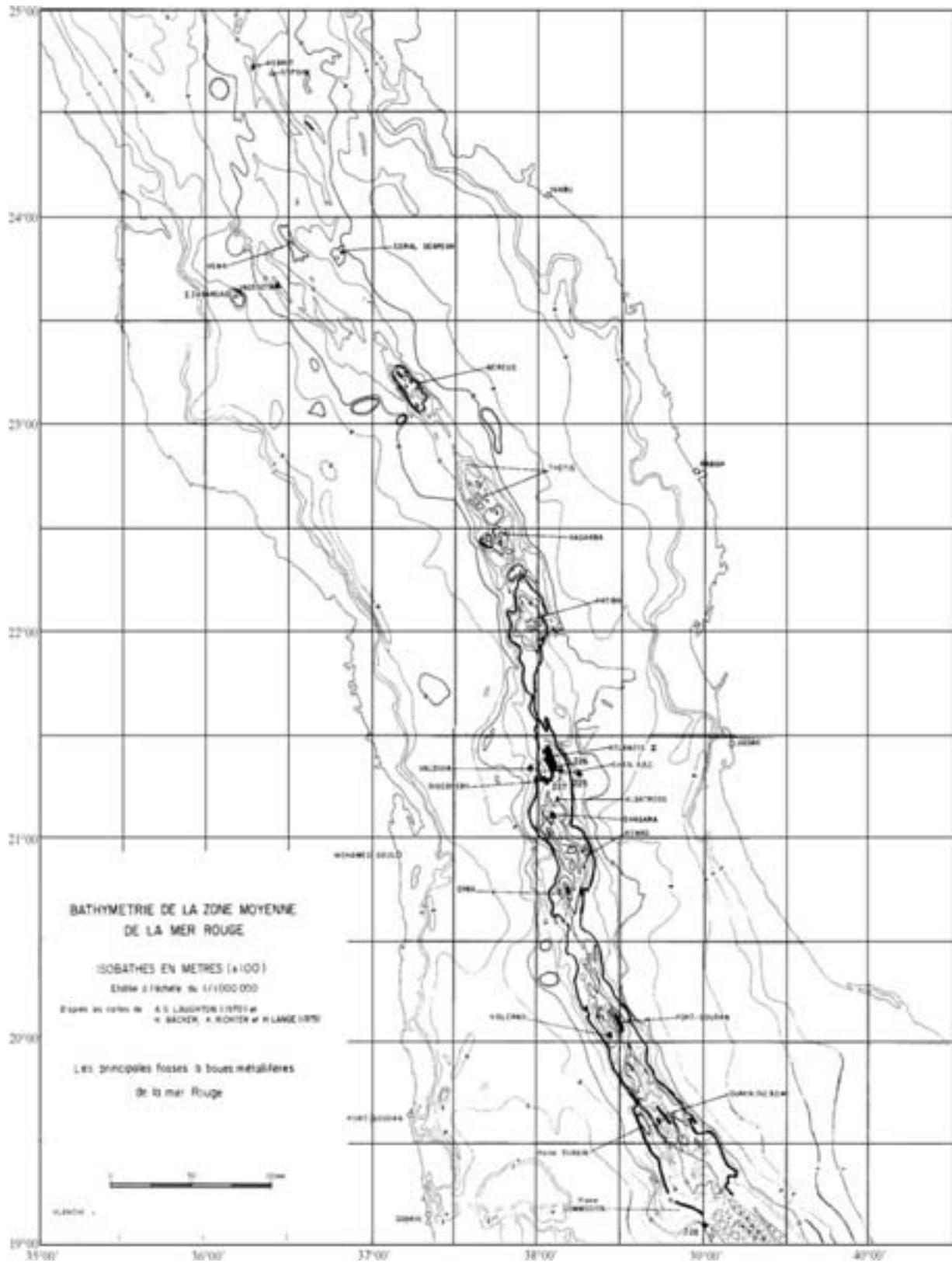


Figure IV-11 : Carte bathymétrique de la zone médiane de la mer rouge, avec en trait épais, l'isobathe 1600 m (Laughton, 1970 ; Bäcker et al., 1975)

On note un enrichissement en métaux des sédiments du stade 2 par rapport à ceux du stade 1. Cet enrichissement est de l'ordre de 8 g/kg pour le Fe, 2 g/kg pour le Mn et 0,09 g/kg pour le Zn.

2.4.2.2. Calcul du bilan

Le calcul de bilan de matière est basé sur la densité des boues et sur la masse de la fraction solide, dans une colonne de 1x 1 cm (tableau IV-4).

	Stade 2
Teneur en eau (%)	33
Epaisseur (cm)	130
Densité (g/cm ³)	2,65
Masse des particules (g)	230

Tableau IV-4: Caractéristiques physiques des sédiments de la carotte 1015, au stade 2.

Le taux de sédimentation au stade 2 est de 16 cm/1000 ans. Pour une section de 1 m², le taux d'accumulation sédimentaire calculé est de 190 kg/Ka/m². En considérant ce taux, on peut calculer la masse des métaux accumulée pendant le stade 2 dans la carotte 1015 (tableau IV-5).

	Concentration (g/kg)	Taux de dépôt (kg/m ²)
Fe	8	1,5
Mn	2	0,4
Zn	0,09	0,017

Tableau IV-5 : Concentrations (g/kg) et taux de dépôts élémentaires (kg/m²) accumulés au stade 2.

Ces résultats obtenus pour la carotte 1015 peuvent être considérés comme une estimation de la masse de métaux accumulée sur la surface du front redox (5500 km²) au stade 2.

2.4.3. Rappel du bilan de masse de la fosse Atlantis II

Des calculs de bilan de matière ont déjà été faits sur la fosse Atlantis II, qui couvre une surface de 60 km² (Anschutz, 1993 ; Anschutz et Blanc, 1995a).

Les calculs de bilan effectués pour la fosse Atlantis II sont basés sur les données des carottes 684 (bassin W) et 683 (bassin SW). Les sédiments de cette fosse sont datés des stades 1 et 2. Les sédiments de l'unité 1 dans la carotte 684 sont datés du stade 2. Cette unité est composée d'une fraction biodétritique et d'une fraction à oxyhydroxydes de fer (Anschutz, 1993). Le taux d'accumulation des sédiments métallifères est de 130-162 kg/ka/m² (Anschutz et Blanc, 1995a). Les masses élémentaires (Fe, Mn, Zn) dans cette fraction à oxyhydroxydes de fer sont calculées à partir de leurs concentrations moyennes (*tableau IV-6*)

	Fe	Mn	Zn
Concentrations moyennes (g/kg)	448,44	16,55	3,90
Taux de dépôt (kg/km ² /ka)	58.10 ⁶	2.10 ⁶	0,5.10 ⁶

Tableau IV-6: Concentrations moyennes et taux de dépôts élémentaires accumulés dans la fraction oxyhydroxydes de fer de l'unité 1, carotte 684 (fosse Atlantis II).

Ces valeurs sont généralisées pour toute la fosse Atlantis II, c'est-à-dire pour une surface de 60 km². L'apport de la fosse Atlantis II à l'enrichissement des sédiments en métaux hydrothermaux au stade 2 peut être évalué à partir de ces résultats. Pour cela, les résultats de la fosse sont extrapolés à la surface du front redox, c'est-à-dire à 5500 km².

2.4.4. Extrapolation des valeurs de la fosse Atlantis II à une surface de 5500 km²

L'estimation de la masse de sédiments accumulée se fait selon la formule suivante :

$$\text{Masse}_{5500 \text{ km}^2} = (60 \times \text{taux d'accumulation}_{60 \text{ km}^2}) / 5500$$

Les résultats obtenus pour chaque élément sont :

$$\text{Fe}_{5500 \text{ km}^2} \sim 6.10^5 \text{ kg/km}^2/\text{ka}$$

$$\text{Mn}_{5500 \text{ km}^2} \sim 2.10^4 \text{ kg/km}^2/\text{ka}$$

$$\text{Zn}_{5500 \text{ km}^2} \sim 5.10^3 \text{ kg/km}^2/\text{ka}$$

2.4.5. Comparaison des résultats

Pour valider toutes les hypothèses émises (profondeur et surface de l'anoxie, la fosse Atlantis II comme source de métaux), les différents résultats obtenus pour la fosse Atlantis II et la carotte 1015 seront comparés. Le *tableau IV-7* résume les différents résultats obtenus.

Ces valeurs sont basées sur des extrapolations. Les résultats de la carotte 1015 (plaine Suakin), qui constitue un point, sont extrapolés sur une surface de 5500 km², de même que ceux de la fosse Atlantis II. On suppose aussi que la distribution des métaux sur la surface anoxique est homogène, ce qui n'est certainement pas le cas, à cause de la topographie du

fond de la mer Rouge. On note la présence de fosses et de plaines dans la zone axiale du bassin. Ces valeurs sont donc à considérer comme des ordres de grandeur.

	Fe	Mn	Zn
Atlantis II (kg/km ² /ka)	6.10 ⁵	2.10 ⁴	5.10 ³
Carotte 1015 (kg/5500 km ² /ka)	15.10 ⁵	40.10 ⁴	20.10 ³

Tableau IV-7: Tableau comparatif des taux de dépôts accumulés, calculés à partir des valeurs de la fosse Atlantis II et de la carotte 1015.

Néanmoins, ils semblent valider l'hypothèse de la position de l'interface oxique-anoxique à 1600 mètres de profondeur, puisque nous observons les mêmes ordres de grandeurs. Cependant, la différence entre les valeurs de la fosse Atlantis II réparties sur 5500 km², et celles de la carotte 1015 sur cette même surface, peut s'expliquer par le fait que la fosse Atlantis II ne constitue pas la seule source de métaux. Les sédiments de la carotte 1015, et donc les sédiments recouverts par la surface anoxique, sont alimentés par plusieurs fosses. En effet, l'isobathe 1600 m, considérée comme la profondeur de l'interface oxique-anoxique, établit la connexion entre plusieurs fosses. Il est tout à fait envisageable, que ces dernières puissent tout comme la fosse Atlantis II contribuer à l'apport de métaux.

CONCLUSION

La distribution des métaux dans les carottes fait apparaître de fortes concentrations en métaux dans les carottes des fosses Suakin (1013) et Thétis (1037) au stade 1. La carotte 1030 (fosse Valdivia) est particulière, car ces sédiments datés du stade 3, présentent moins de métaux par rapport aux précédentes et même par rapport à la carotte 1015 (plaine Suakin). Hors fosse, la profondeur de prélèvement semble jouer un rôle dans l'enrichissement en métaux des sédiments. La carotte 1015 prélevée à 1969 m renferme des sédiments plus enrichis en métaux que la carotte 1034 échantillonnée à 990 mètres de profondeur. La carotte 1034, représente le bruit de fond non hydrothermal de la mer Rouge.

La carotte 1015 dans la plaine Suakin renferme deux épisodes d'enrichissement des sédiments, aux stades 2 et 3, contrairement aux carottes des fosses Suakin et Atlantis II, qui présentent au stade 2 des sédiments appauvris en métaux. Cette évolution inverse des métaux dans les fosses et hors fosse est liée à la variation de la profondeur de l'interface redox qui résulte de la variation de l'oxygénation des eaux de fond. Le mécanisme de répartition des particules hydrothermales proposé est le suivant :

- En période d'oxygénation " normale ", l'interface saumure-eau de mer constitue une barrière de densité et de potentiel redox. Les métaux qui se forment à cette interface précipitent dans les fosses. On assiste alors à la formation de sédiments hautement minéralisés dans les fosses comme c'est le cas dans les fosses Thétis, Suakin et Atlantis II au stade 1.
- Pendant les périodes de sous-oxygénation des eaux de fond, on assiste à la formation d'une nouvelle interface oxique-anoxique moins profonde. Cette nouvelle interface est plus étendue et composée d'eau de mer. Les métaux vont diffuser des saumures vers l'eau de mer de fond anoxique, l'interface saumure-eau de mer ne servant plus que de barrière de densité. Les métaux vont se répandre sur une plus grande étendue et la quantité de métaux qui se déposera dans les fosses sera moindre qu'en temps d'oxygénation normale des eaux de fond. On assiste ainsi, à la formation de sédiments appauvris en métaux dans les fosses Suakin et Atlantis II et de sédiments enrichis en métaux dans la plaine Suakin au stade 2.

Un calcul de bilan de masse a été fait à partir des résultats obtenus pour la carotte 1015 (plaine Suakin). Ces résultats extrapolés à la surface du front redox, sont comparables à celles de la fosse Atlantis II, pour une même surface. Quoique étant des ordres de grandeur, ces résultats semblent valider l'hypothèse de la profondeur du front redox au stade 2, à 1600 mètres, avec une surface d'environ 5500 km².

Conclusion générale

1. Rappel des objectifs

Une vingtaine de fosses a été répertoriée dans la zone axiale de la mer Rouge (Miller *et al.*, 1966). Ces dépressions bathymétriques représentent une des grandes originalités de la mer Rouge et se caractérisent par la présence de saumures chaudes et/ou de sédiments métallifères. Les processus hydrothermaux responsables de la formation des saumures et des sédiments métallifères des fosses de la mer Rouge ont été essentiellement étudiés dans la fosse Atlantis II, la fosse la plus importante et la plus minéralisée (Bäcker et Richter, 1973 ; Pottorf et Barnes, 1983 ; Zierenberg et Shancks, 1986 ; Blanc, 1987 ; Anschutz, 1993 ; Anschutz et Blanc, 1995a, b ; Blanc *et al.*, 1998 ; Pierret *et al.*, 2000b).

L'étude minéralogique et stratigraphique des sédiments de cette fosse, montre une abondance de métaux hydrothermaux dans les sédiments Holocène, tandis qu'ils sont présents en quantité moindre dans ceux du stade 2 (Bäcker et Richter, 1973 ; Anschutz et Blanc, 1995a ; Blanc *et al.*, 1998). Il n'existe pas de données stratigraphiques pour les autres fosses. Le but de cette étude était d'établir une stratigraphie de l'hydrothermalisme en mer Rouge, d'identifier les relations possibles entre les changements climatiques récents et l'activité hydrothermale. La synthèse de cette étude devait également aboutir à comprendre les mécanismes de répartition des particules hydrothermales hors fosse.

Cette étude pluridisciplinaire a été réalisée sur cinq carottes, dont trois ont été prélevées dans des fosses (carotte 1037 - fosse Thétis, carotte 1030 – fosse Valdivia et carotte 1013 – fosse Suakin), une dans la plaine Suakin (carotte 1015) et une dernière localisée hors de la zone axiale (carotte 1034).

2. Résultats

Outre la stratigraphie de l'hydrothermalisme, objectif principal de cette étude, des niveaux de sapropèles ont été identifiés dans les carottes. Les sapropèles sont des indices de variation de la productivité et/ou de l'oxygénation des eaux de fond. Aucune variation de la productivité n'ayant été mise en évidence dans cette étude, ces sapropèles reflètent des variations de l'oxygénation des eaux de fond. Une nouvelle biozonation de l'Holocène a également été mis en évidence grâce aux variations du pourcentage des espèces de foraminifères planctoniques *Globigerinoides ruber* et *G. sacculifer*.

2.1. Biozonation à l'Holocène

L'enregistrement haute résolution de l'Holocène acquis dans cette étude (carotte 1013 - fosse Suakin) a permis d'établir une biozonation plus détaillée de cette période climatique. Elle est basée sur les variations de fréquence de *Globigerinoides ruber* et de *G. sacculifer*. Cette

nouvelle biozation montre que les pourcentages de *G. sacculifer* ne sont pas toujours supérieurs à ceux de *G. ruber*, comme précédemment défini à l'Holocène par Herman, 1986 et Berggren et Boersma, 1969. On dénombre 3 biozones 1a, 1b et 1c. Dans la biozone 1a, les proportions de *G. sacculifer* sont supérieures à celles de *G. ruber*, dans la biozone 1b, les proportions des deux espèces sont équivalentes et dans la biozone 1c, le pourcentage de *G. sacculifer* est supérieur à celui de *G. ruber*.

2.2. Variations de l'oxygénation des eaux de fond de la mer Rouge : périodes d'anoxie et de dysoxie

Des niveaux de sapropèles ont été identifiés aux stades 1 (carotte 1034 – hors fosse), 2 et 3 (carottes 1013 – fosse Suakin, 1015 – plaine Suakin). Les eaux de fond de la mer Rouge ont donc connu des périodes de sous-oxygénation, autres que celle précédemment mise en évidence au stade 1 (Ivanova, 1985 ; Locke et Thunnel, 1988). Les périodes de sous-oxygénation aux stades 1 et 3 sont liées dans cette étude au processus de formation de l'eau profonde, qui affecté par la mousson SW et son corollaire de climat humide et de vents NW, s'amenuise.

En effet, un niveau de sapropèle a déjà été identifié au stade 1 et également dans la carotte 1034 (hors fosse). Son processus de formation est lié à la remontée post-glaciaire du niveau marin au stade 1. La baisse de la salinité et de la densité des eaux de surface est due à l'augmentation du flux d'eau entrant en provenance de l'océan Indien, et à l'accroissement des précipitations dû à la mousson SW. La faible densité des eaux de surface et la dominance des vents NW associée à la mousson SW, a affecté le mélange des eaux dans la péninsule du Sinaï au Nord. Il en résulte une diminution de la production de l'eau profonde, qui entraîne la stagnation et la diminution de l'oxygénation des masses d'eau profonde. La faible oxygénation des eaux de fond associée à un apport continu en matière organique des eaux de surface, conduit à une meilleure préservation de la matière organique et à la formation de niveau sapropélique.

La preuve de l'anoxie au stade 2 est fournie par la présence de niveaux de sapropèle dans la carotte 1015 (plaine Suakin). Il est bien connu que la formation de sapropèle nécessite la stagnation au fond d'une colonne d'eau stratifiée. Les niveaux de sapropèle de la carotte 1015 sont dépourvus de foraminifères benthiques et la matière organique est d'origine essentiellement terrigène, avec une faible contribution de la matière organique d'origine marine (Hoffmann *et al.*, 1998). Cela exclut une formation des sapropèles par augmentation de la productivité et soutient l'hypothèse d'une stagnation au fond de la colonne d'eau due à l'anoxie.

L'enregistrement des foraminifères benthiques et des ptéropodes dans la carotte 1015 (plaine Suakin) indique la présence d'intervalles de faible oxygénation au stade 3. Cette période est associée à la dominance de la mousson SW (qui installe des climats humides et ralentit la formation de l'eau profonde actuellement en mer Rouge) et à un niveau marin inférieur de 70 mètres à celui du niveau actuel (Shackleton, 1987 ; Bard *et al.*, 1996). Un niveau aussi bas aurait asséché le Golfe de Suez (profondeur maximale 73 m). De nos jours, le Golfe de Suez est une importante source d'eau profonde oxygénée en mer Rouge (Cember, 1988 ; Tragou et Garrett, 1997). La perte de cette eau oxygénée, qui contribue à la formation de l'eau profonde, au stade 3, a créé une mauvaise ventilation dans le bassin, et conduit à un environnement profond pauvre en oxygène.

2.3. Stratigraphie de l'hydrothermalisme

- La carotte 1037 - fosse Thétis

La carotte 1037 a été échantillonnée au centre du bassin principal, le bassin nord-est. Elle mesure 6,15 m. Ses sédiments couvrent le stade isotopique 1, et sont composés d'une alternance de vase homogènes de diverses couleurs.

Actuellement la fosse Thétis ne contient pas de saumure. Elle représente le second site métallifère de la mer Rouge, après la fosse Atlantis II. Les mesures de teneur en sel des sédiments et de salinité des eaux interstitielles, font apparaître des valeurs relativement fortes au sommet de la carotte. Les valeurs décelées dans les sédiments du sommet ont une moyenne d'environ 12%, et sont équivalentes à celles de la carotte 1030 (fosse Valdivia). La salinité des eaux interstitielles varie entre de 44 et 46 dans ces niveaux. Les teneurs en sel des sédiments diminuent progressivement vers la base, pour atteindre des valeurs de 3%, équivalentes à celles des carottes 1034 (hors fosse) et 1015 (plaine Suakin). Une telle évolution laisse présager de l'existence d'une saumure dans le passé dans la fosse Thétis. Cette présence passée de saumure est soutenue par les mécanismes de formation des niveaux ferrifères et ferri-manganifères qui composent la colonne sédimentaire. La formation de ces niveaux se déroulent à l'interface saumure-eau de mer et dans la saumure elle-même (Anschutz, 1993 ; Blanc *et al.*, 1998). L'existence d'une saumure intermittente a déjà été évoquée par Scholten *et al.*, (1991), sur la base des rapports Fe/Mn.

L'absence de la saumure peut s'expliquer par diverses raisons, comme une homogénéisation rapide avec l'eau de mer soit par diffusion moléculaire, soit par advection due à des courants de fond. La bathymétrie de la fosse n'est pas propice à la conservation d'une saumure peu dense.

- La carotte 1030 - fosse Valdivia

La carotte 1030 qui mesure 11,52m a été échantillonnée dans la fosse Valdivia. Cette carotte pose un problème stratigraphique, car elle ne renferme que des sédiments du stade 3. Les sédiments du carottier pilote prélevé à proximité couvrent le stade 1. Les sédiments de la carotte 1030 sont constitués de vase homogène d'épaisseur centimétrique à décimétrique qui alternent avec des niveaux à lamines de couleur variable. Cette colonne sédimentaire renferme de nombreuses passées sableuses.

La fosse Valdivia contient un corps de saumure, qui proviendrait soit d'un lessivage en subsurface d'évaporite (Pierret *et al.*, 2001) ou d'une dissolution sous-marine des évaporites mises en affleurement par l'activité tectonique (Bäcker *et al.*, 1975).

Les teneurs en métaux des sédiments sont faibles relativement à ceux des fosses Suakin (carotte 1013) et Thétis (carotte 1037). Cette faible évolution des teneurs se reflète dans la composition minéralogique de la carotte, qui est composée de carbonates (53 à 70%) et de silicates (29 à 38%) (Pierret, 1998).

- La carotte 1034 - hors fosse

La carotte 1034 mesure 7,95m. Elle a été prélevée hors de l'axe de la mer Rouge, à 990 mètres de profondeur. Ses sédiments ont enregistré les stades isotopiques 1 à 5.

Les sédiments de cette carotte sont essentiellement composés de vase carbonatée d'origine biogène, avec une teneur moyenne en CaCO₃ de 70%. Cette sédimentation typique du Quaternaire en mer Rouge, est interrompue par deux événements : la formation de croûtes calcaires renfermant de nombreux tests de ptéropodes au stade 2 et d'un niveau de sapropèles au stade 1, à 40 cm de profondeur. Le taux de sédimentation dans cette carotte, calculé à partir des dates ¹⁴C et des âges fournis par Imbrie *et al.*, (1984) est conforme à celui donné pour les sédiments marins normaux de la mer Rouge (3-10 cm/1000 ans) (Ivanova, 1985). Ceux-ci se déposent depuis les stades isotopiques 5 ou 6 (les derniers 150 000 ans : Ivanova, 1985).

La teneur en métaux dans les sédiments est très faible et varie peu le long des différentes périodes climatiques. Cette carotte, de par sa localisation hors de l'axe de la mer Rouge, est peu influencée par l'hydrothermalisme diffus à l'axe des dorsales matures, qui apporte des métaux aux sédiments (Marchig *et al.*, 1986 ; Blanc, 1994). La teneur en métaux dans les sédiments de la carotte 1034 est négligeable par rapport à celle des sédiments des fosses. La carotte 1034 constitue donc le bruit de fond non hydrothermal de la mer Rouge.

- La carotte 1013 - fosse Suakin

La carotte 1013 a été prélevée dans le bassin ouest de la fosse Suakin. Elle mesure 5,8m et ses sédiments couvrent les stades isotopiques 1 et 2. Les sédiments de cette fosse sont constitués de fins lits de couleurs diverses. Deux niveaux de sapropèles ont été déterminés dans le stade 2.

La fosse Suakin renferme deux corps de saumure, qui provient du lessivage d'évaporites miocènes avec une interaction à basse température avec le basalte ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,70801$) (Pierret *et al.*, 2000b ; 2001).

L'enregistrement des teneurs en métaux le long de la colonne sédimentaire, fait apparaître des variations inter stade et intra stade.

De fortes teneurs en métaux ont été décelées dans les sédiments du stade 1, par rapport à ceux du stade 2. Cette distribution est bien perceptible pour les variations de Mn et de Zn, et moins pour celles de Fe. Au stade 1, les variations sont ponctuelles dans les sédiments laminés.

Au stade 2, les teneurs en Fe sont supérieures à celles du Mn. Les variations au stade 2, entre Fe et Mn sont décrites par le cycle d'oxydo-réduction proposé par Anschutz (1993). La formation des oxydes de fer prend place à l'interface saumure-eau de mer et dans la saumure réduite, par réaction entre le Fe^{2+} et les oxydes de Mn néoformés. Ceux-ci sont donc réduits dans la saumure, et ne se déposeront que lorsque le milieu sera appauvri en Fe^{2+} . C'est ce qui explique la distribution de Fe et Mn dans les sédiments au stade 2.

- La carotte 1015 – plaine Suakin

La carotte 1015 a été prélevée dans la plaine qui surplombe la fosse Suakin, à 1969 m de profondeur. Elle mesure 15,8m et ses sédiments couvrent les stades 1 à 3. Elle renferme de nombreux niveaux de turbidites d'épaisseur variable. Quatre niveaux de sapropèles ont été déterminés dans les stades 2 et 3.

Les sédiments de cette carotte bien que située hors fosse, renferment de fortes teneurs en métaux aux stades 2 et 3. La période d'enrichissement au stade 2 se situe dans les croûtes calcaires, qui présentent un taux de sédimentation de 16 cm/1000 ans, avoisinant celui du stade 1, 20 cm/1000 ans. Ce taux de sédimentation à peu près constant, exclut une origine détritique de ces métaux et favorise l'origine hydrothermale.

2.4. Synthèse et mécanisme de répartition des particules hydrothermales

L'étude des cycles climatiques et des événements hydrothermaux qui se sont succédés en mer Rouge nécessite une approche pluridisciplinaire. Le couplage de l'étude biostratigraphique et le dosage des métaux le long des colonnes sédimentaires étudiées, a permis d'obtenir l'évolution temporelle, quantitative et spatiale des métaux hydrothermaux dans la zone d'étude.

- L'enregistrement fourni par la carotte 1034 prélevée à 990m hors de l'axe reflète le bruit de fond biodétritique, non hydrothermal de la mer Rouge. Elle couvre les stades isotopiques 1 à 5, sans montrer de grandes variations de teneurs en métaux.
- Les sédiments des fosses Thétis (carotte 1037) et Suakin (carotte 1013) sont les plus enrichis en métaux hydrothermaux, particulièrement au stade 1.
- Les sédiments du stade 1 dans la fosse Suakin contiennent plus de métaux hydrothermaux que ceux du stade 2. Cela concorde avec les observations faites dans la fosse Atlantis II (Bäcker et Richter, 1973 ; Anschutz et Blanc, 1995a).
- La carotte 1015 prélevée à 1969 m dans la plaine qui surplombe la fosse Suakin présente deux périodes d'enrichissement des sédiments en métaux hydrothermaux : stade 3 et stade 2.

Les principales constatations qui ressortent de cette synthèse sont :

1- Hors fosse, la profondeur du site semble jouer un rôle dans l'enrichissement en métaux des sédiments. La carotte 1034 prélevée à 990 m de profondeur hors de l'axe de la mer Rouge présente des sédiments très peu minéralisés. Les sédiments de la carotte 1015 prélevée à 1969 m de profondeur dans la plaine Suakin présente des sédiments métallifères comparables à ceux des fosses.

2- Les cycles climatiques qui présentent des sédiments appauvris en métaux dans les fosses (exemple stade 2), présentent hors fosse des sédiments enrichis en métaux. Cette distribution des métaux hydrothermaux dans les sédiments est le reflet de la variation de la profondeur de l'interface oxique-anoxique dans la fosse. Cette variation de profondeur se fait en réponse à la diminution de la concentration en oxygène des eaux de fond.

En effet, en temps d'oxygénation " normal " des eaux de fond de la mer Rouge (exemple stade 1), l'interface saumure-eau de mer constitue à la fois une barrière de densité et de potentiel redox. Les métaux apportés par les fluides hydrothermaux précipitent à cette

interface et sédimentent dans les fosses, d'où la formation de sédiments enrichis en métaux dans les fosses Atlantis II, Thétis, et Suakin.

Pendant les périodes de faible oxygénation des eaux de fond (exemple au stade 2), une nouvelle interface redox moins profonde se forme dans la fosse. L'interface saumure-eau de mer ne sert plus que de barrière de densité. Les métaux diffusent de la saumure vers l'eau de mer de fond anoxique, et se répandent sur une surface plus étendue. Ils précipitent au niveau du front redox, au contact de l'oxygène. Pendant ces périodes donc, peu de métaux précipitent et sédimentent dans les fosses, d'où la formation au stade 2, de sédiments appauvris en métaux hydrothermaux dans les fosses Atlantis II et Suakin, et enrichis en métaux dans la carotte 1015 prélevée dans la plaine Suakin.

Un calcul de bilan a été fait à partir des données de la carotte 1015 (plaine Suakin) acquises dans cette étude et de la fosse Atlantis II (Anschutz et Blanc, 1995a). Les résultats obtenus suggèrent que le front redox au stade 2 se situait à 1600 m de profondeur et recouvrait une surface d'environ 5500 km².

A la fin de cette étude, on ne peut pas prétendre qu'il y a une relation entre les cycles climatiques et les évènements hydrothermaux en mer Rouge. Cependant, les cycles climatiques ont une influence sur la répartition des métaux d'origine hydrothermale.

Références Bibliographiques

- Ahmad F. et Sultan S. A. R., (1987) – On the heat balance terms in the central region of the Red Sea. *Deep-Sea Research*, v. 34, p. 1757-1760.
- Ahmad F., S.A.R. Sultan et M.O. Moammar (1989) - Monthly Variations of Net Flux at the Air-Sea Interface in Coastal waters Near Jeddah, Red Sea. *Atmosphere-Ocean*, v. 27, 2, p. 40-413.
- Almogi-Labin A., Hemleben C., Meishner D., (1998) - Carbonate preservation and climatic changes in the central Red Sea during the last 380 Kyr as recorded by pteropods. *Marine Micropaleontology*, v. 33, p. 87-107.
- Almogi-Labin A., Hemleben C., Meischer D. et Erlenkeuser H., (1996) - Response of Red sea deep-water agglutinated foraminifera to water-mass changes during late Quaternary. *Marine Micropaleontology*, v. 28, p. 283-297.
- Almogi-labin A., Hemleben C., Meischer D. et Erlenkeuser H., (1991) - Paleoenvironmental events during the last 13,000 years in the central Red Sea as recorded by pteropoda. *Paleoceanography*, v. 6, p. 83-98.
- Almogi-Labin A., Luz B. et Duplessy J.C., (1986) - Quaternary paleo-oceanography, pteropod preservation and stable isotope record of the Red Sea. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 57, p. 195-211.
- Almogi-labin A., (1982) - Stratigraphic and paleoceanographic significance of the Late Quaternary from deep sea cores in the Gulf of Aqaba (Elat) and northernmost Red Sea. *Marine Micropaleontology*, v. 7, p. 53-72.
- Alt J.C., (1995) - Subseafloor processes in Mid-Ocean Ridge hydrothermal systems. In Seafloor hydrothermal systems : Physical, Chemical, Biological and Geological interactions. *Geophysical Monograph by the American Geophysical Union*, p. 85-114.
- Alt J. C., (1988) - Hydrothermal oxide montronite deposits in the Eastern Pacific. *Marine Geology*, v. 81, p. 221-239.
- Altherr R., Henjes-Kunst F., Puchelt H. et Baumann A., (1988) - Volcanic activity in the Red Sea axial trough : evidence for a large mantle diapir ? *Tectonophysics* , v. 150, p. 121-133.
- Anderson D. M. et Prell W. L., (1993) - A 300-Kyr record of upwelling off Oman during the late quaternary : Evidence of the asian southwest monsoon - *Paleoceanography*, v. 8, p. 193-208.
- Anschutz P., Blanc G., Monnin C. et Boulègue J., (2000) - Geochemical dynamics of the Atlantis II Deep (Red Sea): Composition of metalliferous sediment pore waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, n° 23, p. 3995-4006.
- Anschutz P., Blanc G., Chatin F., Geiller M. et Pierret M. C., (1999) - Hydrographic change during 20 years in the brine-filled basins of the Red Sea. *Deep Sea Research Part I*, v. 46, p. 1779-1792.

- Anschutz P., Turner J. S. et Blanc G., (1998) - The development of layering, the fluxes through double-diffusive interfaces, and the location of hydrothermal sources of brines in the Atlantis II Deep (Red Sea). *Journal of geophysical Research*, v. 103, p. 27809-27819.
- Anschutz P. et Blanc G., (1996) - Heat and salt fluxes in the Atlantis II Deep (Red Sea). *Earth and Planetary Science Letters*, v. 142, p. 147-159.
- Anschutz P. et Blanc G., (1995a) - Chemical mass balances in metalliferous deposits from Atlantis II Deep, Red Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 59, n°23, p. 4205-4218.
- Anschutz P. et Blanc G., (1995b) - Diagenetic evolution of the DOP faciès from the Atlantis II Deep (Red Sea) : evidence of early hydrothermal activity. *Oceanologica Acta*, v. 18, n° 1, p. 105-112.
- Anschutz P., Blanc G. et Stille P., (1995).- Origin of fluids and the evolution of the Atlantis II Deep hydrothermal system, Red Sea : Strontium isotopic study. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 59, N° 23, 4799-4808.
- Anschutz P., (1993) - Genèse et évolution géochimique des sédiments metallifères de la fosse Atlantis II (Mer Rouge). Thèse de l'Université Louis Pasteur, Strasbourg. 228 p.
- Auras-Schudnagies A., Kroon D., Ganssen G., Hemleben C. et Van Hinte J.E., (1989) - Distributional pattern of planktonic foraminifers and pteropods in surface waters and top core sediments of the Red Sea, Gulf of Aden and western Arabian Sea, controlled by the monsoonal regime and other ecological factors. *Deep Sea Research*, v. 7, p.1515-1533.
- Auras-Schudnagies A., Kroon D., Ganssen G., Hemleben C. et Van Hinte J.E., (1988) - Biogeographic evidence from planktonic foraminifers and pteropods for Red Sea anti-monsoonal surface currents. In : Brummer, G-J.A. et Kroon D. 1988. *Planktonic foraminifers as tracers of ocean-climate history*. p. 203-227.
- Bäcker H., Lange J. et Marchig V., (1985) - Hydrothermal activity and sulphide formation in axial valleys of the Pacific Rise crest between 18 and 22°S. *Earth and Planetary Science letters*, v. 72, p. 9-22.
- Bäcker H., Lange K. et Richter M., (1975) - Morphology of the Red Sea central graben between Subair Islands and abul Kizan. *Geologisches Jahrbuch*. D13, p. 79-123.
- Bäcker H. et Richter H., (1973) - Die rezente hydrothermal-sedimentäre Lagestätte Atlantis II Tief im Roten Meer. *Geologisch Rundschau*, v. 62, p. 697-741.
- Bäcker H. et Schoell M., (1972) - New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red Sea. *Nature Physical Science*, v. 240, p. 153-158.
- Bard E., Jouannic C., Hamelin B., Pirazzoli P., Arnold M., Faure G., Sumosusastro P. et Syaefudin, (1996) – Pleistocene sea levels and tectonic uplift based on dating of corals from Sumba island, Indonesia, *Geophysical Research Letters*, v. 23, p. 1473-1476.

- Bard E., Arnold M., Duprat J. et Duplessy J. C., (1987) – Reconstruction of the last deglaciation : deconvolved records of $\delta^{18}\text{O}$ profiles, micropaleontological variations and accelerator mass spectrometric ^{14}C dating, *Climate Dynamics*, v. 1, p. 101-112.
- Baumann A., Richter H. et Schoell M., (1973) - Suakin Deep : brines and hydrothermal sediments in the deepest part of the Red Sea. *Geologisch Rundschau*, v. 62, p. 684-697.
- Bé A.W.H. et Tolderlund D.S., (1971) - Distribution and ecology of living planktonic foraminifera in surface waters of the Atlantic and Indian Oceans. In : Funnell B.M. and Riedel W.R. (Eds.). *The micropaleontology of the oceans*. p.105-149.
- Bé A.W.H. et Hamlin W.H., (1967) - Ecology of Recent planktonic foraminifera. Part 3. Distribution in the North Atlantic during the summer of 1962. *Micropaleontology*, v. 13, n°1, p. 87-106.
- Berggren W. A., (1969) – Micropaleontologic investigations of Red Sea cores. Summation and synthesis of results, In : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), " *Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p.329-335.
- Berggren W.A. et Boersma A., (1969) – Late Pleistocene and Holocene planktonic foraminifera from the Red Sea. In : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), " *Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p. 282-298.
- Berner R. A., (1984) - Sedimentary pyrite formation : An update. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 48, p. 605-615.
- Berner R. A., (1980) - Early diagenesis : a theoretical approach. New York, Princeton Univ. Press 241 p.
- Berner R. A., (1973) - Phosphate removal from sea water by adsorption on volcanogenic ferric oxides. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 18, p. 77-86.
- Berner R. A., (1971) - Principles of chemical sedimentology. McGraw-Hill, New York, 240 p.
- Berner R. A., (1970) - Sedimentary pyrite formation. *American Journal of Science*, v. 268, p. 1-23.
- Berner R. A., (1969) - The synthesis of framboidal pyrite. *Economic Geology*, v. 64, p. 383-384.
- Berner R. A., (1967) - Thermodynamic stabilities of sedimentary iron sulfides. *American Journal of Science*, v. 265, p. 773-785.
- Besse D. et Taviani M., (1982) – The last quaternary sapropelitic level in the Red Sea : its micropaleontological-mineralogical characteristics and paleoceanographic significance. Proceedings INQUA XI Congress, Moscow. Abstracts, v. 1. p. 36.

- Bignell R. D., (1978) - Genesis of the Red Sea metalliferous sediments. *Marine Mining 1*, n°3, p. 209-235.
- Bignell R.D., et Ali S.S., (1976) - Geochemistry and stratigraphy of Nereus Deep, Red Sea. *Geologisches Jahrbuch D17*, p. 173-186.
- Bignell R. D., (1975) - Timing, distribution and origin of submarine mineralization in the Red Sea. *Trans. Instn. Min. Metall.*, v. 84 B-B4, B5-B6.
- Bischoff J. L., (1969) - Red Sea geothermal brine deposits : their mineralogy, chemistry, and genesis. In : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), " *Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p. 368-401.
- Blanc G., Anschutz P. Pierret M.C., (1998) - Metalliferous sedimentation in the Atlantis II Deep : a geochemical insight. In B. H. Purcer and D. W. J. Bosence (Eds.), " *Sedimentation and tectonics of Rift Basins : Red Sea-Gulf of Aden* ", Chapman et Hall. p. 510-524.
- Blanc G., Boulègue J., et Michard A., (1995) - Isotope compositions of the Red Sea hydrothermal end-member. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences*, v. 320, p. 1187-1193.
- Blanc G. et Anschutz P., (1995) - New stratification in the hydrothermal brine system of the Atlantis II Deep, Red Sea. *Geology*, v. 23-6, p. 543-546.
- Blanc G., (1994) - Geochemical studies on selected sediment samples from the Lau backarc basin : evidence for hydrothermal ponded sediments. In : Proceedings of the Ocean Drilling Program, *Scientific Results*. v. 135, p. 689-707.
- Blanc G., Boulègue J., et Charlou J. L., (1990) - Profils d'hydrocarbures légers dans l'eau de mer, les saumures et les eaux interstitielles de la fosse Atlantis II (mer Rouge). *Océanologica Acta*, v. 13, n°2, p. 187-197.
- Blanc G., (1987) – Géochimie de la fosse Atlantis II (Mer Rouge). Evolution spatio-temporelle et rôle de l'hydrothermalisme. Thèse de l'Univ. Pierre et Marie Curie, Paris VI, 233 p.
- Blanc G., Boulègue J., Badaut D. et Stoff P., (1986) – Premiers résultats de la campagne océanographique Hydrotherm (Mai 85) du Marion-Dufresne sur la fosse Atlantis II (mer Rouge). *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences de Paris*, v. 302, n°2, p. 175-180.
- Blum N. et Puchet H., (1991) - Sedimentary-hosted polymetallic massive sulfide deposits of the Kebrit and Shaban Deeps, Red Sea. *Mineralium Deposita*, v. 26, p. 217-227.
- Bohannon R. G. et Eitrem S. L., (1991) – Tectonic development of passive continental margins of the southern and central Red Sea with a comparison to Wilkes land, Antarctica. *Tectonophysics* , v. 198, p. 129-154.
- Boldrin A. et Rabitti S., (1990) - Hydrography of the brines in the Bannock and Tyro anoxic basins (Eastern Mediterranean). *Marine Chemistry* , v. 31, p. 21-33.

- Bonatti E., (1987) – Rifting or drifting in the Red Sea ?. *Nature*, v. 330, p. 692-693.
- Bonatti E., (1985) - Punctiform initiation of seafloor spreading in the Red Sea during transition from a continental to an oceanic crust. *Nature*, v. 316, p. 33-37.
- Bosch D., Lancelot J., Boulegue J., (1994) – Sr, Nd and Pb isotope constraints on the formation of the metalliferous sediments in the Nereus Deep, Red Se. *Earth and Planetary Science Letters*, 123, p. 299-315.
- Boulègue J., Lord III C. J. et Church T. M., (1982) - Sulfur speciation and associated trace metals (Fe, Cu) in the pore waters of Great marsh, Delaware. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 453-464.
- Brewer P. G., Densmore C. D., Munns R. et, Stanley R. J., (1969) - Hydrography of the Red Sea brines. *In* : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), " *Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p. 138-152.
- Bricker O. P., (1965) - Some stability relations in the Mn-O₂-H₂O at 25°C and one atmosphere total pressure. *Amer. Mineral.*, v. 50, p. 1296-1354.
- Broecker W. S. et Peng T. H. (1982) – Carbon cycle : 1985. Glacial to interglacial changes in the operation of the global carbon cycle. *Radiocarbon*, v.28, n°2a, p.309-327.
- Bruland K. W., (1983) - Trace elements in sea-water. *In* : Riley J. P. and Chester R. (Eds), *Chemical oceanography*. Academic Press, London, p. 157-220.
- Bubnov V. A., Fedorova V. S. et Shcherbinin A. D., (1977) - New data on brines in the Red Sea. *Oceanology*, v. 17-4, p. 395-400.
- Butuzova G. Y. et Lyapunov S. M., (1995) - Rare earth elements in hydrothermal-sedimentary deposits from the Red Sea. *Lithology and Mineral Ressources 1*, p. 13-26.
- Butuzova G. Y., Drits V. A., Morozov A. A. et Gorschkov A. I., (1990) - Processes of formation of iron-manganese oxyhydroxides in the Atlantis II and Thétis Deep of the Red Sea. *Spec. Publs. Int. Ass. Sedimentology*, v.11, p. 57-72.
- Calvert S. E. et Pederson T. F., (1993) - Geochemistry of recent oxic and anoxic marine sediments : Implications for the geological record. *Marine Geology*, v. 113, p. 67-88.
- Canfield D. E., Lyons T. W. et Raiswelle R., (1996) - A model for iron deposition to euxinic Black sea sediments. *American Journal of Science*, v. 296, p. 818-834.
- Candfield D. E., Raiswell R. et Botrell S., (1992) - The reactivity of sedimentary iron minerals toward sulfide. *American Journal of science*, v. 292, p. 659-683.
- Candfield D. E., (1989) - Reactive iron in marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 53, p. 619-632.
- Canfield D. E. et Berner R. A., (1987) - Dissolution and pyritization of magnetite in anoxic marine sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 645-659.

- Caulet J. P., Venec-Peyret M-T., Vergnaud-Grazzini C. et Nigrini C., (1992) - Variation of south somalian upwelling during the last 160 Ka : radiolarian and foraminifera records in core MD 85674. *In* : Summerhayes C. P., Prell W. L. et Emeis K. C., (Eds.), " *Upwelling systems : Evolution since the Early Miocene* ". Geol. Soc. Spec. Publ., London, v. 64, p. 379-390.
- Cember P. R., (1988) – On the sources, formation, and circulation of Red Sea Deep Water, *Journal of Geophysical Research*, v. 93, n° C7, p. 8175-8191.
- Chase R.L., (1969) : Basalt from the axial trough of the Red Sea. *In* : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), " *Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p. 122-128.
- Cheminée J. L., Henikian R., Talandier R., Albarède F., Devey C. W., Francheteau J. et Lancelot Y., (1989) - Geology of an active hot spot : Teahitia-Mehatia region in the South pacific. *Marine Geophysical Research*, v. 11, p. 27-50.
- Chen C., (1969) – Pteropods in the hot brine sediments of the Red Sea . *In* : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), " *Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p. 313-316.
- Chiba H., (1995) - Chemical modeling of seawater-rock intercation : Effect of rock-type on the fluid chemistry and mineral assemblage. *In* : H. Sakai et Y. Nozaki (Eds.). *Biogeochemical Processes and Ocean Flux in the Western Pacific*, Terra Scientific Publishing Company, Tokyo, p. 469-486.
- Chuckrov F. V., Zvyagin B. B., Gorskhov A. I., Yermilova L. P. et Balaskova V., (1973) - Ferrihydrite. *Izvest. Intern. Geol. Rev.*, v.16, p. 1131-1143.
- CLIMAP (1981) – Seasonal reconstruction of the Earths surface at the last glacial maximum, *Geol. Soc. Am. Map and Chart series*.
- Cochran J.R. et Martinez F., (1988) - Evidence from the northern Red Sea on the transition from continental to oceanic rifting. *Tectonophysics*, v. 153, p. 25-53.
- Cochran J.R., (1983) : A Model for Development of Red Sea. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 67, p. 41-69.
- Courtillot V. (1982) – Propagating rifts and continental breakup, *Tectonics*, v. 1, n° 3 ; p. 239-250.
- Currie R. I., Fischer A. E. et Hargraves P. M., (1973) – Arabian Sea upwelling. *In* : Jacobs J. et al. (Eds.), " *Ecological Studies 3 : The Biology of the Indian Ocean* ", Springer New York, N. Y., p. 37-52.
- Danielson L. G., Dyrssen et graneli A., (1980) -Chemical investigations of Atlantis II and Discovery brines ine the Red Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 44, p. 2051-2065.

- De Lange G. J., Boerlrijk N. A. I. M., Catalano G., Klinkhammer G. P., Middelburg J. J., Müller D. W., Ullman W. J., Van Gaans P. et Woittiez J. R. W., (1990)- Sulphate-related equilibria in the hypersaline brines of the Tyro and Bannock Basins, Eastern Mediterranean. *Marine Chemistry*, v. 31, p. 89-112.
- Deuser W. G., Ross E. H. et Waterman L. S., (1976) – Glacial and pluvial periods : their relationship revealed by Pleistocene sediments of the Red Sea and Gulf of aden, *Science*, v. 191, p. 1168-1170.
- Deuser W. G. et Degens E. T., (1969) – $^{18}O/^{16}O$ and $^{13}C/^{12}C$ ratios of fossils from the hot brine deep area of the central RedSea. In : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), " *Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p. 336-347.
- Doe B.R., (1994) - Zinc copper and lead in mid-ocean ridge basalts and the source rock control on Zn/Pb in ocean-ridge hydrothermal deposits. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, n°10, p.2215-2223.
- Duplessy J.C., (1982) - Glacial to interglacial contrast in the northern Indian Ocean. *Nature*, v. 295, p. 494-498.
- Dupré B., Blanc G., Boulègue J. et Allègre C. J., (1988) – Metal remobilization at a spreading centre studied using lead isotopes. *Nature*, v. 333, p. 165-167.
- Dymond J. et Roth S., (1988) - Plume dispersed hydrothermal particles : A time-serie record of settling flux from the Endeavour Ridge using moored sensors. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, p. 2525-2536.
- Edmond J. M., Von Damm K. L., McDuff R. E. et Measures C. I., (1982) - Chemistry of hot springs on the East Pacific Rise and their effluent dispersal. *Nature*, v. 297, p. 187-191.
- Edmond J.M., Measures C., McDuff R.E., Chan L.H., Collier R., Grant B., Gordon L. I. et Corliss J. B., (1979) - Ridge crest hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean : the Galapagos data. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 46, p. 1-18.
- Eissen J.P., Juteau T., Joron J.L., Dupré B., Humler E. et Al' Mukhamedov A., (1989) - Petrology and geochemistry of basalt from the Red Sea axial rift at 18° North. *Journal of Petrology*, v. 30, p. 791-839.
- El-Sabh M.I. et Beltagy A.I., (1983) - Hydrography and Chemistry of the Gulf of Suez during September 1966. *Bulletin of the Institute for Oceanography and Fisheries*,v. 9, p. 78-89.

- Fairbanks R. C., (1989) - A 17,000 year glacio-eustatic sea level record : Influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep ocean circulation. *Nature*, v. 342, p. 637-642.
- Favre P. et Stampeli G.M., (1992) - From rifting to passive margin ; the example of the Red Sea, Central Atlantic and Alpine tethys. *Tectonophysics*, v. 215, p. 69-97.
- Fenton M., Geiselhart S., Rohling E. J., Hemleben C., (2000) – Aplanktonic zones in the Red Sea. *Marine Micropaleontology*, v. 40, p. 277-294.
- Fischer I. St J., (1986) - Pyrite formation in bioturbated clays from Jurassic of Britain. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p. 517-523.
- Fontugne M.R. et Duplessy J.C., (1986) - Variations of the monsoon regime during the Upper Quaternary : Evidence from carbon isotopic record of organic matter in north Indian Ocean sediment cores. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoceanography*, v. 56, p.69-88.
- Francheteau J., Needham H. D., Choukroune P., Juteau T., Seguret M., Ballard R. D., Fox P. J., Normark W., Carranza A., Cordoba D., Guerrero J., Rangin C., Bougault H., Cambon P., et Hekinian R., (1979) - Massiv deep-sea sulphide deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature*, v. 277, p. 145-178.
- Gassen G. et Kroon D., (1991) - Evidence for Red Sea surface circulation from oxygen isotopes of modern surface waters and planktonic foraminiferal tests. *Paleoceanography*, v. 6, p. 73-82.
- German C. R., Higgs N. C., Thomson J., Mills R., Elderfield H., Blusztajn J., Fler A. P. et Bacon M. P., (1993) - A geochemical study of metalliferous sediment from the TAG hydrothermal mound, 26°08'N, Mid-Atlantic Ridge. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, N°B6, p. 9683-9692.
- Girdler R.W., (1984) - The evolution of the Gulf of Aden and Red Sea in space and time. *Deep-Sea research*, v. 31, 6-8a, p. 747-762.
- Glasby G. P., (2000) - Manganese : Predominant Role of Nodules and Crusts. In : Schutz H. D. et Zabel M. (Eds.), "*Marine Geochemistry*", Springer, p. 335-372.
- Glasby G. P., (1974) - Mechanism of enrichment of the rares elements in marine manganese nodules. *Marine Chemistry*, v. 1, p. 105-125.
- Goll R. M., (1969) – Radiolaria : the history of a brief invasion, In : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), "*Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p. 306-312.
- Guenoc P., Pautot G. et Coutelle A., (1988) - Surficial structures of the northern Red Sea axial valley from 23°N to 28°N : time and space evolution of neo-oceanic structures. *Tectonophysics*, v. 153, p.1-23.

- Guney M., Al-Marhoun M. A. et Nawab Z. A., (1988) – Metalliferous submarine sediments of the Atlantis II Deep, Red Sea, *Canadian Institute Mininig Bulletin*, v. 81, p. 33-39.
- Guney M., Al-Marhoun M. A. et Nawab Z. A., (1988) – Metalliferous submarine sediments of the Atlantis II Deep, Red Sea, *Canadian Institute Mininig Bulletin*, v. 81, p. 33-39.
- Gupta A. K., (1994) – Holocène deep-sea benthic foraminifera and watermasses in th Indien Ocean and Red Sea. *Journal Geological Society of India*. V. 43. P. 691-703
- Halbach P., Pracejus B. et Märten A., (1993) - Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the Central Okinawa Trough, Japan. *Economic Geology*, v. 88, p. 2210-2225.
- Halicz E. et Reiss Z., (1981) - Paleoecological relations of foraminifera in a desert enclosed sea- The Gulf of Aqaba. *Marine Ecology*, v. 2, p. 15-34.
- Hannington M. D., Jonasson I. R., Herzig P. M. et Petersen S., (1995) - Physical and chemical processes of seafloor mialization at Mid-Ocean Ridges. *In : Geophysical Monograph 91, "Seafloor Hydrothermal Systems ; Physical, Chemical, Biological and Geological interactions"*. Copyright 1995 by the American Geophysical Union. p. 115-157.
- Haraldson C. et Westerlund S., (1988) – Trace metals in the water columns of the Black Sea and Framvaren Fjord. *Marine Chemistry*, v. 23, p. 417-424.
- Haraldson C. et Westerlund S., (1991) – Total and suspended cadmium, cobalt, copper, iron, lead, manganese, nikel and zinc in the water column of the Black Sea. *In : J. W. Murray and E. Izdar (Eds.), "Black Sea Oceanography"*. Kluwer, Dordrecht, p. 161-172.
- Hartmann M., Scholten J. C., Stoffers P. et Wehner F., (1998) - Hydrographic structure of brine-filled deeps in the Red Sea- new results from the Shaban, kebrit, Atlantis II and Discovery Deep. *Marine Geology*, v. 144, p. 311-330.
- Hartmann M., (1980) - Atlantis II Deep geothermal brine system. Hydrographic situation in 1977 and changes since 1965. *Deep Sea Research*, v. 27A, p. 161-171.
- Hein J. R., Yeh H. W., Gunn S. H., Gibbs A. E. et Wang C. H., (1994) - Composition and origin of hydrothermal ironstones from central Pacific seamounts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p. 179-189.
- Heitzer R. D. et Ottow C. G., (1976) - Vorkmmen und eigenschaften halophiler denitrifizierender bakterien aus sedimented vom Suakin- und Thetis-Tief des Roten Meeres. *Geologisches Jahrbuch D17*, p. 215-229.
- Hekinian R., Hoffert M., Larqué P., Cheminée J. L., Stoffers P. et Bideau D., (1993) - Hydrothermal Fe and Si oxyhydroxide deposits from south Pacific intraplate volcanoes and east Pacific Rise axial and off-axial regions. *Economic Geology*, v. 88, p. 2099-2121.

- Hemleben C., Meischner D., Zahn R., Almogi-Labin A., Erlenkeuser H, Hiller B., (1996) - Three hundred eighty thousand year long isotope and faunal records from the Red sea.- *Paleoceanography*, v. 11,n° 2, p. 147-156.
- Hemleben C. Sprindler M. et Anderson O.R., (1989) - Modern planktonic foraminifera. Springer-Verlag, p.363.
- Henneke E., Luther II G. W., De Lange G. J., Hoefs J., (1997) - Sulfur speciation in anoxic hypersaline sediments from the Eastern Mediterranean Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 61, p. 307-321.
- Herman Y., (1971) – Vertical and horizontal distribution of petropods in Quaternary sequences. In : B. M. Funnell (Ed.), " *The Micropaleontology of Oceans* ", p. 463-486.
- Herman Y. et Rosenberg P.E., (1969) - Mineralogy and micropaleontology of a goethite bearing core. In : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), " *Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p. 448-459.
- Herman Y., (1965) - Evidence of climatic changes in Red Sea cores. In : Congress of the International Association of Quaternary Research, " *Means of correlations of quaternary succession* ", v. 8, p.325-348.
- Hermelin J. O. R. et Shimmiel G. B., (1995) - Impact of productivity events on the benthic foraminiferal fauna in the Arabian sea over the last 150.000 years. *Paleoceanography*, v. 10, 1, p. 85-116.
- Herzig P. M. et Hannington M. D., (1995) - Polymetallic massive sulfides at the modern seafloor ; a review. *Ore Geology review*, v. 10, 2 , p. 95-115.
- Hoffman P., Schwark L., Brachert T., Badaut D., Rivière M. et Purcer B.H., (1998) - Sedimentation, organic geochemistry and diagenesis of cores from the axial zone of the Red Sea : Relationships to rift dynamics and climate. In : B. H. Purcer et D.W.J. Bosence (EDS.), " *Sedimentation and tectonics of rift basins : Red Sea-Gulf of Aden* ", Chap.G2 p.479-504.
- Honorez J., Laverne C., Hubberten H., Emmermann R. et Muehlenbachs K., (1983) - Alteration processes in layer 2 basalts from Deep Sea Drilling Project Hole 504B, Costa Rica Rift. *Initial Reports DSDP*, v. 69, p. 509-546.
- Imbrie J., Shackleton N. J., Pisias N. G., Morely J. J., Prell W. L., Martinson D. G., Hays J. D., McIntyre A. et Mix A. C., (1984) - The orbital theory of Pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. In : Berger A., Imbrie J., Hays J. D., Kukla G., Saltzman B. (Eds.), " *Milankovitch and Climate* ", D. Reidel, Hingham, Massachusetts, p. 269-305.

- Ivanova E. V., (1985) - Late Quaternary biostratigraphy and paleotemperatures of the Red Sea and Gulf Aden based on planktonic foraminifera and pteropods. *Marine Micropaleontology*, v. 9, p. 335-364.
- Izzeldin A.Y., (1987) - Seismic, gravity and magnetic surveys in the central part of the Red Sea : their interpretation and implications for the structure and evolution of the Red Sea. *Tectonophysics*, v. 143, p. 269-306.
- Izzeldin A.Y., (1982) – On the structure and evolution of the Red Sea. thèse Université Louis Pasteur, Strasbourg.
- Jacobs L., Emerson S., et Husted S. S., (1987) – Trace metal geochemistry in the Criaco Trench, *Deep Sea Research.*, v. 34, p. 965-981.
- Jacobs L., Emerson S., et Skei J., (1985) – Partitioning and transport of metals across the O₂/H₂S interface in a permanently anoxic basin : framvaren Fjord, Norway, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 1433-1444.
- Jacobs L. et Emerson S., (1982) – Trace metal solubility in an anoxic fjord, *Earth Planetary Science Letters*, v. 60, p. 237-252.
- Janecky D. R. et Shanks III W. C., (1988) - Computational modeling of chemical and sulfur isotopic reaction processes in seafloor hydrothermal systems : Chimneys, massive sulfides, and adjacent alteration zones. *Canadian Mineralogist.*, v. 26, p. 805-822.
- Jarrige J. J., Ott d'Estevou P., Buroillet P.F., Prat P., Richert J.P. et Thiriet J.P., (1990) - The multi-stage tectonic evolution of the Gulf of Aden and Red Sea continental rift from field observations. *Tectonics*, v. 9, n°3, p.441-465.
- Jedwab J., Blanc G., et Boulègue J., (1989) – Vanadiferous minerals from the Nereus Deep, Red Sea. *Terra Nova*, 1, p.188-194.
- Jolivet L. (1995) – La cinématique des plaques. In : Hermann (Ed.), " *La déformation des continents : exemples régionaux* ", Chap. I, p. 5-43.
- Jongsam D., Fortuin A. R., Huson W., Troelstra S. R., Klaver G. T., Peters J. M., Van Harten D., De Lange G. J. et Ten Haven H. L., (1983) - Discovery of an anoxic basin within the Strabo Trench, Eastern Mediterranean. *Nature*, v. 305, p. 795-797.
- Jorgensen B. B., (1977) - The sulfur cycle of a coastal marine sediment (Limfjorden, Denmark). *Limnology Oceanography*, v. 22, p. 814-832.
- Jorgensen D., Fortuin A. R., Huson W., Troelstra S. R., Klaver G. T., Peters J. M., Van Harten D., De Lange G. J. et Ten Haven H. L., (1983) – Discovery of an anoxic basin within the Strabo Trench, eastern Mediterranean. *Nature*, v. 305, p. 795-797.
- Kaplan I. R., Sweeney R. E. et Nissenbaum A., (1969) - Sulfur isotope studies on Red Sea geothermal brines and sediments. In : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), " *Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p. 474-498.

- Karim Z., (1984) - Characteristics of ferrihydrites formed by oxidation of FeCl₂ solutions containing differeny amounts of silica. *Clays and Clay Minerals*, v. 32, p. 131-184.
- Kleijne A., Kroon D. et Zevenboom W., (1988) - Phytoplankton and foraminiferal frequencies in Northern Indian Ocean and Red Sea surface waters. In : Brummer, G-J.A., and Kroon D. (Eds.) " *Planktonic foraminifers as tracers of ocean-climate history* ". p. 271-283.
- Koski R. A., Shanks III W. C., Bohrson W. A., Oscarson R. L., (1988) -The compilation of massive sulfide deposits from the sedimented-covered floor of Escabana Trough, gorda Ridge : Implications for depositional processes. *Canadian Mineralogist*, v. 26, p. 655-673.
- Ku T. L., Thurber D. L. et Mathieu G. G., (1969) – Radio carbon chronology of Red Sea sediments, In : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), " *Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p. 348-359.
- Landing W. M. et Lewis B. L., (1991) – Thermodynamic modeling of trace metal speciation in the Black Sea, In : J. W. Murray and E. Izdar (Eds.), " *Black sea Oceanography* ", Kluwer, Dordrecht, p. 125-160.
- Laughton A. S., (1970) – A new bathymetric chart of the Red Sea. *Phil. Trans. Roy. Soc. London*, A 267, p. 21-22.
- Le Pichon X et Gaulier J.M., (1988) - The rotation of Arabia and the Levant fault system. *Tectonophysics*, v. 153, p. 271-294.
- Le Pichon X. et Cochran J.R., (1988) - The Gulf of Suez and Red Sea rifting. *Tecnophysics*, v. 153, p. 1-320.
- Le Pichon X., francheteau J., (1978) - A plate tectonic analysis of the Red Sea, Gulf of Aden area. *Tectonophysics*, v. 46, p. 369-406.
- Libes S. M., (1992) – An introcudtion to marine biogeochemistry. John Wiley and Sons Inc. New York, Chichester, Brisbane, Toronto, Singapore. P.734.
- Locke S. M. et Thunnel R. C., (1987) - Paleoceanographic record of the glacial-interglacial cycle in the Red sea and Gulf of Aden. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoceanography*, v. 64, p. 163-187.
- Lowell R.P., Rona P.A. et Von Herzen R.P., (1995) - Seafloor hydrothermal systems. *Journal of Geophysical Research*, v. 100, p. 327-352.
- Lowell J.D. et Genick G. J., (1972) - Sea-floor spreadingand structural evolution of the southern Red sea. *American Association Petroleum Geologists Bulletin*, v. 56, n°2, p. 247-259.
- Luther III G. W., Catalano G., De lange G. J. et Woittiez J. R. W., (1990) - Reducted sulfur in the hypersaline anoxic basins of the mediterranean sea. *Marine Chemistry*, v. 31, p. 137-152.

- Luz B. et Reiss Z., (1983) – Stable carbon isotopes in Quaternary foraminifera from the Gulf of Aqaba (Elat), Red Sea, *Utrecht Micropaleontological Bulletin*, v. 30, p. 129-140.
- Lyons T. W. et Berner R. A., (1992) - Carbon-sulfur-iron systematics of the uppermost deep-water sediments of the Black Sea. *Chemical Geology*, v. 99, p. 1-27.
- Maillard C. et Soliman G., (1986) – Hydrography of the Red Sea and exchanges with the Indian Ocean in summer, *Oceanologica Acta*, v. 9, n° 3, p. 249-269.
- Makris J. et Rihm R., (1991) – Shear controlled evolution of the Red Sea : pull apart model, *Tectonophysics*, v. 198, p. 441-466.
- Manheim F., (1974) – Red Sea Geochemistry. *Initial reports of the deep sea drilling project*. v. 23. p. 975-998.
- Manheim F. T. et Siems D. E., (1974) – Chemical analyses of Red Sea sediments. Initial reports of the deep sea drilling project. v. 23. p. 923-938.
- Marchig V., Erzinger J. et Heinze P. M., (1986) - Sediment in the black smoker area of the East Pacific Rise (18,5°S). *Earth and Planetary Science letters*, v. 79, p. 93-106.
- Martin J. H., Knauer G. A., Karl M.D., et Broenkow W. W. (1987) – Carbon cycling in the northeast Pacific. *Deep Sea Research*, v.34, p. 267-285.
- McIntyre A., (1969) – The coccolithophorida in Red Sea, *In* : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), " *Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p. 299-305.
- Menzies M., Baker J., Bosence D., Dart C., Davison I., (1992) - The timing of magmatism, uplift and crustal extension – preliminary observations from Yemen. *In* : Storey B. (Ed.), " *Magmatism and continental breakup* ", Geological Society of London, Special publication, v. 68, p. 293-304.
- Middelburg J. J., (1991) - Organic carbon, sulfur, and iron in recent semi-euxinic sediments of Kau Bay, Indonesia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 815-828.
- Middelburg J. J., De Lange G. J. et van der Weijden C. H., (1987) - Manganese solubility control in marine pore waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 51, p. 759-763.
- Miller A. R., Densmore C. D., Degens E. T., Hathamaj J. C., Manheim F. T., McFarlin P. F., Pocklington H., et Jokela A., (1966) – Hot brines and recent iron deposits in deeps of the Red Sea, *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 42, p. 1103-1115.
- Miller S.P., Macdonald K.C. et Lonsdale P., (1985) - Near bottom magnetic profile across the Red Sea. *Marine Geophysical Research*, v. 1, p. 401-418.
- Milliman J.D., Ross D.A. et Ku T.L., (1969) - Precipitation and lithification of deep sea carbonates in the Red Sea. *Journal of sedimentary Petrology*, v. 39, p.724-736.

- Monnin C. et Ramboz C., (1996) - The anhydrite saturation index of the pondered brines and sediment pore waters of the Red Sea Deeps. *Chemical Geology*, v. 127, p. 141-159.
- Monin A. S. et Plakhin E. A., (1982) - Stratification and space-time variability of Red Sea hot brines. *Deep Sea Research*, v. 29- 11A, p. 1271-1291.
- Morcos S.A., (1970) - Physical and Chemical Oceanography of the Red Sea. *Oceanography and Marine Biology Annual Review*, v. 8, p. 73-202.
- Morgan C. L. et Selk B. W., (1984) - Ore analysis of massive sulfides from three spreading centers. *Proc. 16th Ann. Offshore tech. Cong.*, OTC Paper 4777.
- Morse J. W. et Berner R. A., (1979) - The chemistry of calcium and carbonate in deep oceans. In : Jenne A. E. (ed.), " *Chemical Modeling, Speciation, Sorption, Solubility and Kinetics in Aqueous System* ", Amer. Chem. Soc. Symp., 93, washington D. C., p. 499-535.
- Mucci A., (1988) - Manganese uptake during calcite precipitation from seawater : Conditions leading to the formation of a pseudokutnahorite. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, p. 1859-1868.
- Müller C., (1973) - Calcareous nannoplankton assemblages of Pleistocene-Recent sediments of the Mediterranean Sea. *Bulletin Geology Society Greece*, v. 10, p. 133-144.
- Murray J. W., (1979) – Iron oxides. In : Ribbe P. J. (Ed.), " *Marine Minerals* ", American Mineralogical Society, p. 47-98.
- Murray J. W., Grundmanis V. et Smethie W. M., (1978) - Interstitial water chemistry in the sediments of Saanich Inlet. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 42, p. 1011-1026.
- Murray J. W. et Brewer P. G., (1977) - Mechanisms of removal of manganese, iron and other trace metals from seawater. In : Glasby G. P. (Ed.), " *Marine Manganese Deposits* ", Elsevier Publ. Co., Amsterdam, p. 291-325.
- Mustafa H.E.Z., Nawab Z., Horn R. et Le Lann F., (1984) - Economic interest of hydrothermal deposits. The Atlantis II project. Proceedings of 2nd international seminar on offshore mineral resources. Brest 1984 p. 509-539.
- Nawab Z., (1984) - Red Sea mining, a new area. *Deep Sea Research*, v. 31, p. 813-824.
- Neumann A. C. et McGill D. A., (1962) – Circulation of the Red Sea in early summer. *Deep Sea Research*, v. 8, p. 223-235.
- Noy D.J., (1978) - A comparison of magnetic anomalies in the Red Sea and the Gulf Aden ; In : Ramberg I. B. & Neumann E. R. (Eds.), " *Tectonics and Geophysics of continental rifts* ", D. Reidel Publishing Company, p. 279-287.
- Padlor N. et Anati D.A., (1979) - Seasonal variations of temperature and salinity in the Gulf of Elat (Aqaba). *Deep-Sea research*, v. 26, p. 661-672.

- Patzert W., (1974) – Wind-induced reversal in red Sea circulation. *Deep-Sea research*, v. 21, p. 109-121.
- Pautot G., Guennoc P., Coutelle A., Lyberis N., (1984) – Discovery of a large brine deep in the northern Red Sea. *Nature*, v. 310, p. 133-136.
- Pautot G., (1983) - Les fosses de la Mer Rouge : approche géomorphologique d'un stade initial d'ouverture océanique réalisée à l'aide du seabeam. *Oceanologica Acta*, v. 6, p. 235-244.
- Petit-Maire N., Sanlavill P. et Zhong-Wei Y., (1994) - Changements globaux et paléomoussons : la zone de transition afro-asiatique au cours des derniers 140,000 ans. *Geochronique*, v. 50, p.16-19.
- Pierret M. C., Clauer N., Bosch D., Blanc G. et France-Lanord C., (2001) – Chemical and isotopic ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, δD) constraints to the formation processes of Red-Sea brines. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, p. 1259-1275.
- Pierret M.C., Blanc G., Clauer N., (2000a) - Sur l'origine de la pyrite framboïdale dans les sédiments de la fosse Suakin (mer Rouge). *Comptes Rendus de l' Academie des Sciences*, v. 330, p. 1-8.
- Pierret M. C., Clauer N. et Blanc G., (2000b) – Influence hydrothermale dans les sédiments de fosses de la mer Rouge par l'étude de quelques éléments traces. *Océanologica Acta*, v. 23, n°7, p. 783-792.
- Pierret M.C., (1998) - Les saumures et les sédiments des sept fosses de l'axe de la mer Rouge (19°-23°N). Etude minéralogique, géochimique et isotopique. Rôle de l'hydrothermalisme. Thèse, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 352 p.
- Pottorf R.J. et Barnes H.L., (1983) - Mineralogy, geochemistry and ore genesis of hydrothermal sediments from Atlantis II Deep, Red Sea. *Economic Geology Monograph*, v. 5, p.198-223.
- Prell W. L., Murray D. W. et Clemens S. C., (1992) - Evolution and variability of the Indian ocean Summer Monsoon : Evidence from the Western Arabian Sea Drilling Program. In : R. A. Duncan et al., (Eds.). " *Synthesis of results from scientific drilling in the Indian Ocean. Geophysical Monograph* ", v. 70, p. 447-469.
- Prell *et al.*, (1991) – Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. College Station, Texas. v. 117. P.638.
- Prell W. L. et Van Campo E., (1986) - Coherent response of Arabia sea upwelling and pollen transport to late Quaternary monsoonal winds. *Nature*, v. 323, p. 526-528.
- Prell W.L., (1984) - Monsoonal climate of the Arabian Sea during the late Quaternary : A response to changing solar radiation. In : Berger A. L. (Ed.), " *Milankovitch and Climate* ", Part 1 Reidel, Hingham, Mass. p. 346-366.

- Prell W.L. et Streeter H.F., (1981) - Temporal and spatial patterns of monsoonal upwelling along Arabia : A modern analogue for the interpretation of Quaternary SST anomalies. *Journal of Marine Research*, v. 40, p.143-155.
- Prell W. L., Hutson W. H., Williams D. F., Bé W. H., Geitzenauer K. et Molfino B. (1980) – Surface circulation of the Indian Ocean during the Last Glacial Maximum, approximately 18 000 yr BP. *Quaternary Research*, v. 14, p. 309-336.
- Pujol C. et Vergnaud-Grazzini C. (1989) – Paleoceanography of the last deglaciation in the Alboran Sea (Western Mediterranean). Stable isotopes and planktonic foraminiferal records. *Marine Micropaleontology*, v. 15, p.187-217.
- Pyzik A. et Sommer S. E. (1981) – Sedimentary iron monosulfides : kinetics and mechanisms of formation. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 45, p. 687-698.
- Rady M.A., El-Sabh M.I., T.S. Murty et Backhaus J.O., (1994) - Numerical Modeling of tides in the Gulf of Suez, Egypt. *Marine Geodesy*, v. 17, p. 11-36.
- Raiswell R. et Candfield D. E., (1998) – Sources of iron for pyrite formation in marine sediments. *American Journal of Sciences*, v. 298, p.219-245.
- Raiswell R. et Berner R. A., (1985) - Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. *American Journal of Sciences*, v. 285 p. 710-724.
- Raiswell R., (1982) - Pyrite texture, isotopic composition and the availability of iron. *American Journal of Sciences*, v. 282, p.1244-1263.
- Reiss Z. et Hottinger (1984) - The Gulf of Aqaba. *Ecological Studies*, v. 50, Springer Verlag, Berlin/Heidelberg, p. 1-354.
- Reiss Z., Luz B., Almogi-Labin A., Halicz E., Winter A., Wolf M. et Ross D. A., (1980) - Late Quaternary paleoceanography of the Gulf of Aqaba (Elat), Red Sea. *Quaternary Research*, v. 14, p. 294-308.
- Rickard D., Schoonen M. A. A. et Luther III G. W., (1995) - Chemistry of iron sulfides in sedimentary environments. In : Vairamurthy M. A. et Schoonene M. A. (Eds.), "Geochemical transformations of sedimentary sulfur " Washington D. C., American Chemical Society Symposium 612, chap. 9, p. 168-193.
- Rickard D., (1989) - Experimental concentration-time curves for iron (II) sulphide precipitation process in aqueous solutions and their interpretation. *Chemical Geology*, v. 78, p. 315-324.
- Rihm R., (1996) – Diemittelozeanischen Rücken : das grösste Vulkansysteme der Erde. *Meer und Museum*, v. 12, Deutsches Museum für Meereskunde und Fischerei, Stralsund, p. 61-68.

- Rihm R. et Henke C. H., (1998) –Geophysical studies on early tectonic controls on Red Sea. In B. H. Purcer and D. W. J. Bosence (Eds.), " *Sedimentation and tectonics of Rift Basins : Red Sea-Gulf of Aden* ", Chapman et Hall. p. 27-49.
- Risch H., (1976) – Microbiostratigraphy of core-sections of the Red Sea. *Geologisches Jahrbuch* D17, p. 3-14.
- Robinson M.K., (1974) - Atlas of Monthly Mean Sea Surface and Subsurface Temperature and Depth of the top of the Thermocline. In : " *L'Océanographie Physique de la Mer Rouge* ", Symposium de l'Association Internationale des Sciences Physiques de l'océan, CNEXO, Paris, v. 2, p. 29-54.
- Rohling E.J., Fenton M., Jorissen F.J., Bertrand P., Ganssen G. et Caulet J.P., (1998) - Glacial sea level low stands of the last 500,000 years. *Nature*, v. 394, p. 162-165.
- Rohling E.J. et Zachariasse W.J., (1996) - Red Sea outflow during the last glacial maximum. *Quaternary International*, v. 31, p.77-83.
- Rohling E.J., (1994) - Glacial conditions in the Red Sea. *Paleoceanography*, v. 9, n°5, p.653-660.
- Rona P. A., (1988) - Hydrothermal mineralization at oceanic ridge. *Canadian Mineral.*, v. 26, p. 431-465.
- Rosenbauer R.J., Bischoff J.L. et Radtke A.S., (1983) - Hydrothermal alteration of graywacke and basalt by 4 molal NaCl. *Economic geology*, v. 78, p. 1701-1710.
- Rosenberg-Herman Y., (1965) – Etude des sédiments quaternaires de la mer Rouge. *Ann. Inst. Oceanogr.*, Monaco, Masson et Co., Paris. v. 42. P.339-430.
- Rossignol-Strick M., (1985) - Mediterranean Quaternary sapropels, an immediate response of the African monsoon to variation of insolation. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, v. 49, p. 237-263.
- Rossignol-Strick M., (1983) - African monsoons, an immediate climate response to orbital insolation. *Nature*, v. 303, p. 46-49.
- Saager P. M., Schijf J., De Baar H. J. W., (1993) - Trace-metal distribution in seawater and anoxic brines in the eastern Mediterranean Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 57, p. 1419-1432.
- Sassano G. P. et Schrijver K., (1989) - Framboidal pyrite : Early diagenetic, late-diagenetic, and hydrothermal occurrences from the acton vale quarry, cambro-ordovician, Quebec. *American Journal of Science*, v. 289, p. 167-179.
- Sawlowicz Z., (1993) - Pyrite framboids and their development : a new conceptual mechanism. *Geologische Rundschau*, v. 82, p. 148-156.

- Schallreuter R. et Konta J., (1986) – Original mineral association and gypsum in cretaceous black shales, Angola Basin. *N. Jb. Miner. Mh.* v. H4, p. 181-192.
- Schallreuten R., (1984) - Framboidal pyrite in deep-sea sediments. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Projects*, v. 75, p. 875-891.
- Schoell M. et Hartmann M., (1978) - Changing hydrothermal activity in the Atlantis II deep geothermal system. *Nature*, v. 274, p. 784-785.
- Schoell M. et Risch H., (1976) - Oxygen and carbon isotope analyses on planktonic foraminifera of core VA 01-188 P (Southern Red Sea). *Geologisches Jahrbuch.*, D17, p. 15-32.
- Schoell M. et Hartmann M., (1973) – Detailed temperature structure of the hot brines in the Atlantis II deep area (Red Sea), *Marine Geology*, v. 14, p.1-14.
- Scholten J. C., Stoffers P., Walters P. et Plüger W., (1991) - Evidence for episodic hydrothermal activity in the Red Sea from the composition and formation of hydrothermal sediments, Thétis Deep. *Tectonophysics*, v. 190, p. 109-117.
- Schoonen M. A. A. et Barnes H. L., (1991) - Mechanisms of pyrite and marcasite formation from solution : III. Hydrothermal processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 55, p. 3491-3504.
- Schwertmann U. et Fischer W. R., (1973) - Natural amorphous ferric hydroxide. *Geoderma*, v. 10, p. 237-247.
- Shackleton N. J., (1987) – Oxygen isotopes and sea level, *Quaternary Science Reviews*, v. 6, p. 183-190.
- Shanks III W. C. et Bischoff J. L., (1980) - Geochemistry, sulfur isotope composition and accumulation rates of the Red Sea geothermal deposits. *Economic Geology*, v. 75, p. 445-449.
- Shanks III W. C. et Bischoff J. L., (1977) - Ore transport and deposition an the red Sea geothermal syatem : a geochemical model. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 41, p. 1507-1519.
- Siedler G., (1968) – Conditions of layering and water movements in the entrance of the red Sea (summary). *Sonderdruck ains*, Metfor " Forschungsergebnisse" Reite A, Heft Gebruder Borntraeger. Berlin Stuttgart.
- Siroko F., Sarnthein M., Lange H. et Erlenkeuser H., (1991) - Atmospheric summer circulation and coastal upwelling in the Arabian Sea during the Holocene and the last glaciation. *Quaternary Research*, v. 36, p. 72-93.
- Stoffers P. et Ross D. A., (1977) – Sedimentary history of the Red Sea, *Min. res. Bull.*, 22-H.

- Stoffers P., et Ross D.A., (1974) - Sedimentary history of the Red sea. *Initial reports of the Deep Sea Drilling Projects*, v. 23, p.849-878.
- Stuiver M., Reimer P. J., McCulloch M. T. et Lambeck K. (1995) – High-precision U-series dating of corals from Western Australia and implications for the timing and duration of the Last Interglacial. *Earth and Planetary Science letters*, v. 135, p. 115-130.
- Stumm W. et Morgan J. J., (1996) – Aquatic Chemistry, 3rd Ed. Wiley.
- Stumm W. et Sulzberger B., (1992) - The cycling of iron in natural environments : considerations based on laboratory studies of heterogeneous redox processes. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 56, p. 3233-3257.
- Sweeney R. E. et Kaplan I. R., (1973) - Pyrite framboids formation : laboratory synthesis and marine sediments. *Economic Geology*, v. 68, p. 618-634.
- Taviani M., (1998) Axial sedimentation of the Red Sea transitional region (22°-25°) : pelagic, gravity flow and sapropel deposition during the late Quaternary. In : Prucer B. H. et Bosence D.W.J. (Eds.), " *Sedimentation and tectonics of rift basins : Red Sea-Gulf of Aden* ". Chap.G1 p.467-478.
- Taviani M., (1995) – The ever changing climate : late quaternary paleoclimatic modifications of the Red Sea region as deduced from coastal and deep-sea geological data, *Geological Survey of Egypt, Special Publication*, v. 70, p. 193-200.
- Taylor R. M., (1984) - Influence of chloride on the formation of iron oxides from Fe(II) chloride. II- Effect of [Cl] on the formation of lepidocrocite and its crystallinity. *Clays and Clay Minerals*, v. 32, p. 175-180.
- Thunell R. C., Locke S. M. et Williams D. F., (1988) - Glacio-eustatic sea-level control on Red Sea salinity. *Nature*, v. 334, p. 601-604.
- Tolderlund D. S. et Bé A. W. H., (1971) – Seasonal distribution of planktonic foraminifera in the western North Atlantic, *Micropaleontology*, v. 17, n°3, p. 297-329.
- Tragou E. et Garrett C., (1997) – The shallow thermohaline circulation of the Red Sea, *Deep Sea Research* 1, v. 44, p. 1355-1376.
- Turner J. S., (1969) - A physical interpretation of the observations of the hot brine layers in the Red Sea. In : Degens E. T. and Ross A. D. (Eds.), " *Hot Brines and Recent heavy Metal Deposits in the Red Sea* ", Springer Verlag, Berlin, p. 164-173.
- Van Campo E., Duplessy J.C. et Rossignol-Strick M., (1982) - Climatic conditions deduced from a 150 kyr oxygen isotope – Pollen record from the Arabian Sea. *Nature*, v. 296, p. 56-59.
- Von Damm K. L., (1995) - Controls on the chemistry and temporal variability of seafloor hydrothermal fluids. In : Humphris S. E., Zierenberg R. A., Mullineaux L. S. et Thomson R. E. (Eds.) " *Seafloor hydrothermal systems : Physical, Chemical, Biological, and*

- Geological interactions* ". American Geophysical Union. Geophysical Monograph 91, p. 222-247.
- Von Damm K. L., (1990) - Seafloor hydrothermal activity : Black smoker chemistry and chimneys. *Ann. Rev. Earth and Planetary Sciences*, v. 18, p. 173-204.
- Von Damm K. L., (1988) - Systematics of postulated on submarine hydrothermal solution chemistry. *Journal of Geophysical Research*, v. 93, p. 4551-4561.
- Von Damm K. L., Edmond J.M., Measures C. I. et Grant B., (1985) - Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Gutamas basin, Gulf of California. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 49, p. 2221-2237.
- Walsh J. J., Premuzic E. T., Gaffney J. S., Rowe G. T., Hartbottle G., Stoenner R. W., Balsam W. L., Betzer P. R. et Macko S. A. (1985) – Organic storage of CO₂ on continental slope off the mid-Atlantic Bight, the southern Bering sea and the Peru coast. *Deep Sea Research*, v. 37, p. 853-883.
- Werner F. et K. Lange, (1975) - A bathymetric survey of the sill area between the Red Sea and the Gulf of Aden. *Geologisches Jahrbuch*, v. 13, p. 125-130.
- Whitmarsh R.B., Weser D.E., Ross D.A., (1974) - *Initial Reports Deep Sea Drilling Projects*, v. 23, Washington DC, U. S. Gov. Printing Office.
- Wilkin R. T., Barnes H. L. et Brantley S. L., (1997) - The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments : An indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, n° 20, p. 3897-3912.
- Wilkin R. T. et Barnes H. L., (1996) - Pyrite formation by reactions of iron monosulfides with dissolved inorganic and organic sulfur species. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, n° 21, p. 4167-4179.
- Winckler G., Aeschbach-hertig W., Kipfer R., Botz R., Rübél A. P., Bayer R. et Stoffers P., (2001) - Constraints on origin and evolution of Red Sea brines from helium and argon isotopes. *Earth Planetary Science Letters*, v. 184, p. 671-683.
- Winter A., Almogi-Labin A., Erez Y., Halicz., Luz B., et Reiss Z., (1983) - Salinity tolerance of marine organisms deduced from Red Sea Quaternary record. *Marine Geology*, v. 53, p. 17-22.
- Woelk S. et Quadfasel D., (1996) – renewal of deep water in the Red Sea during 1982-1987, *Journal of Geophysical Research*, v. 101, C8, 18, 155-118, 165.
- Wollast R. (1991) – The coastal organic carbon cycles : fluxes, sources and sinks. In : R. F. C. Mantoura, J. M. Martin and R. Wollast (Eds). " *Ocean margin processes in the global change*" p.356-381.

- Zierenberg R. A., Koski R. A., Morton J. L., Bouse R. M. et Shanks W. C., (1993) - Genesis of massive sulfide deposits on a sediment-covered spreading center, Escanaba Trough, Southern Gorda Ridge. *Economic Geology*, v. 88, p. 2069-2098.
- Zierenberg R. A. et Shanks III W. C., (1988) - Isotopic studies of epigenetic features in metalliferous sediments, Atlantis II deep, Red Sea. *Can. Mineral.*, v. 26, p. 737-753.
- Zierenberg R.A., et Shanks III W.C., (1986) – Isotopic variations on the origin of the Atlantis II, Suakin and Valdivia brines, Red Sea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 50, p.2205-2214.
- Zierenberg R. A. et Shanks III W. C., (1983) - Mineralogy and geochemistry of epigenetic features in metalliferous sediments, Atlantis II Deep, Red Sea. *Economic Geology*, v. 78, p. 57-72.

ANNEXES

ANNEXE I

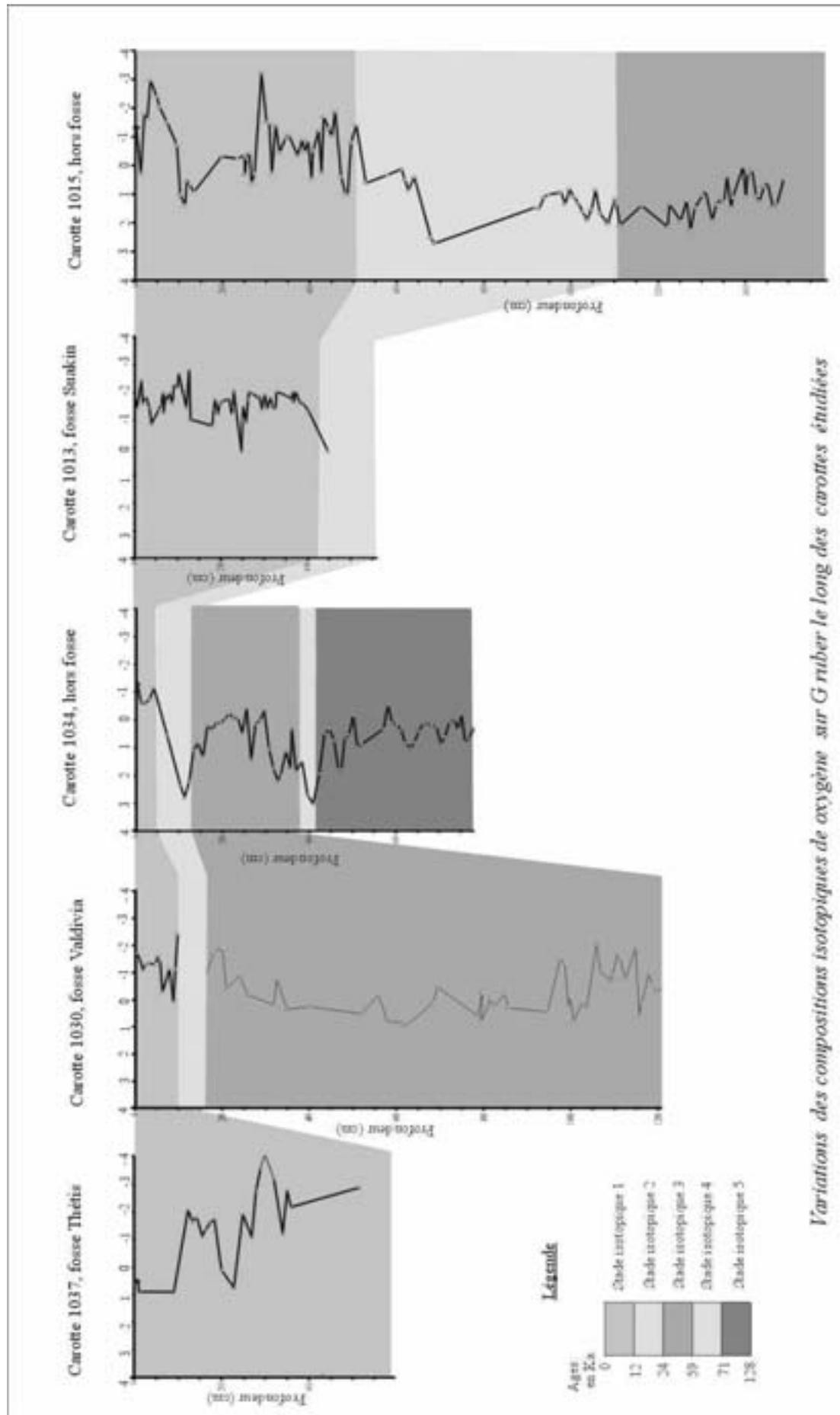
- Tableaux et graphiques des résultats des mesures isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$) et du carbone ($\delta^{13}\text{C}$) effectuées sur les tests de *G. ruber*.

Annexe I. : Valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$.

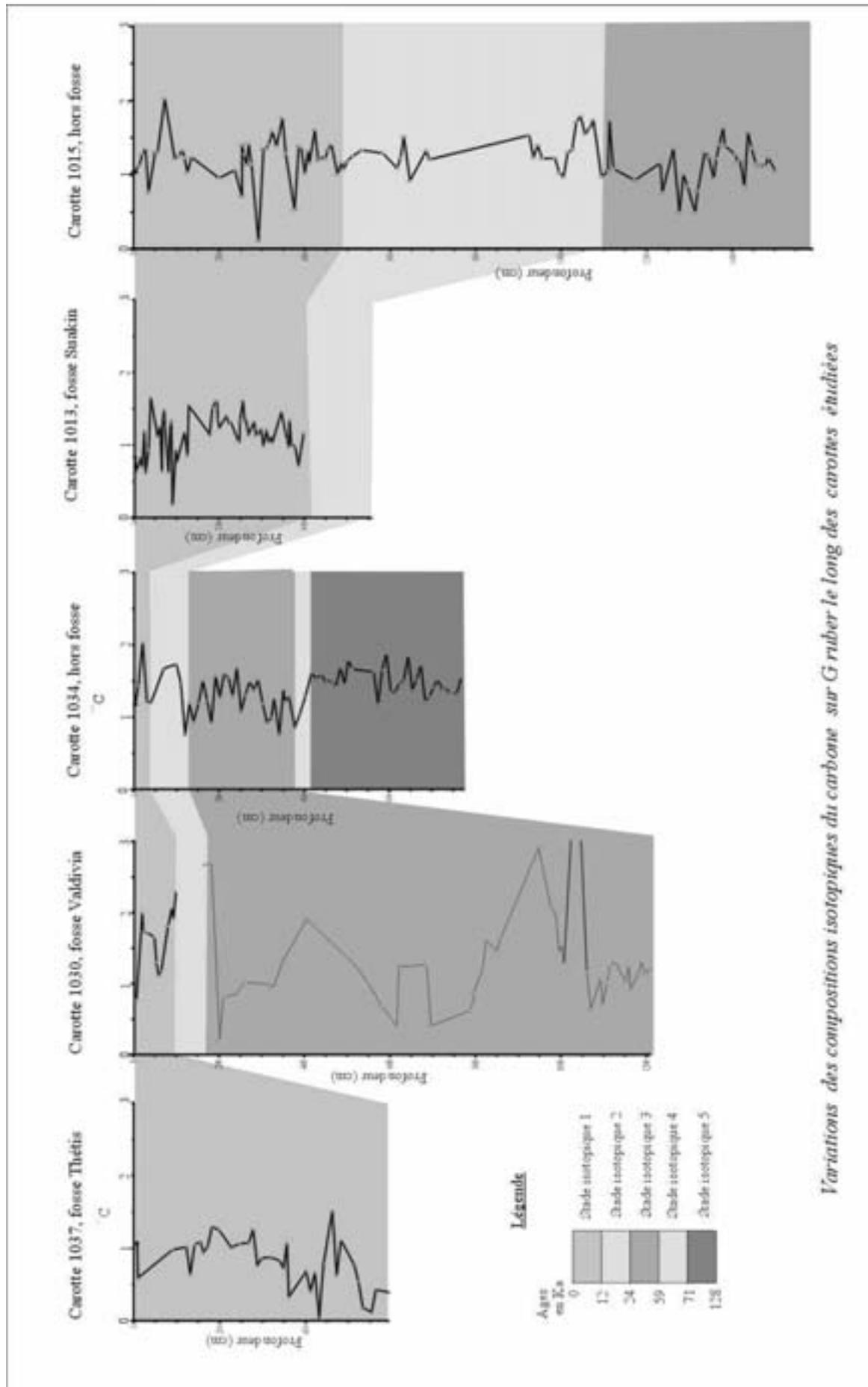
Carotte 1034			Carotte 1034			Carotte 1013			Carotte 1015		
Prof.(cm)	d13C	d18O	Prof.(cm)	d13C	d18O	Prof.(cm)	d13C	d18O	Prof.(cm)	d13C	d18O
2	1,17	-1,30	615	1,34	0,84	245,5	1,05	-1,01	315	1,40	0,28
10	1,43	-0,62	626	1,47	1,02	247	1,34	-1,49	324	1,58	-1,39
20	2,03	-0,58	636	1,50	0,80	254	1,60	-0,93	333	1,38	-0,44
30	1,21	-0,75	646	1,85	0,40	258	1,33	-1,74	347	1,77	-0,94
40	1,20	-1,15	656	1,37	0,13	260,5	1,36	-2,03	355	1,28	-1,03
70	1,67	0,56	666	1,52	0,14	267	1,15	-1,97	375	0,53	-0,33
100	1,73	2,34	676	1,72	0,19	280	1,32	-1,83	385	1,38	-0,89
110	1,46	2,79	686	1,22	0,24	284	1,14	-1,87	391	1,37	-0,47
120	0,76	2,23	696	1,28	0,86	290	1,16	-1,38	399	1,02	-0,85
130	1,19	1,11	706	1,41	0,60	296	1,22	-1,92	407	1,32	0,47
140	0,94	0,83	716	1,51	0,06	302	0,99	-1,42	410	1,15	-0,52
152	1,20	1,32	726	1,39	-0,01	309	1,20	-1,83	423	1,60	-1,21
162	1,50	0,22	735	1,40	0,35	314	1,04	-1,49	430	1,20	0,26
172	1,23	0,34	744	1,33	-0,19	321	1,12	-1,44	435	1,24	-1,69
182	0,92	0,11	751	1,33	0,80	323	1,03	-2,02	446	1,21	-1,29
192	1,56	0,11	761	1,32	0,66	344	1,45	-1,90	453	1,34	-1,00
202	1,27	-0,04	771	1,55	0,31	357	1,08	-1,78	461	1,41	-1,87
212	1,59	-0,22	Carotte 1013			361	0,98	-2,02	475	1,01	0,39
222	1,55	-0,07	Prof.(cm)	d13C	d18O	363	1,34	-1,66	485	1,16	1,00
232	1,29	-0,06	1	0,83	-1,72	367	1,01	-2,03	490	1,08	1,04
242	1,68	0,48	4	0,64	-1,43	376	0,98	-1,64	498	1,18	-0,81
252	1,08	-0,43	15	0,82	-2,43	384	0,72	-1,60	510	1,25	-1,39
262	1,30	1,43	18	0,70	-1,61	396	1,16	-1,34	532	1,33	0,62
272	1,49	0,14	23	1,19	-1,80	439	-0,18	0,08	581	1,29	0,34
282	1,38	0,03	26	0,62	-1,83	441	-0,03	0,11	614	1,09	0,13
292	1,51	-0,32	33	0,93	-1,44	Carotte 1015			622	1,23	0,51
303	1,19	1,04	38	1,65	-0,86	Prof.(cm)	d13C	d18O	630	1,51	0,87
313	0,93	1,73	54	1,12	-1,38	2	1,04	-1,32	644	0,92	0,42
323	0,98	2,19	60	1,25	-1,55	13	1,12	0,30	682	1,32	2,52
330	1,26	1,97	64	0,65	-1,99	21	1,28	-1,78	690	1,21	2,72
342	0,76	1,13	66	1,37	-1,29	28	1,35	-1,62	922	1,53	1,47
352	1,38	1,75	69,5	1,47	-1,91	35	0,76	-2,97	932	1,23	1,50
355	1,21	0,30	72	1,25	-1,73	40	-0,53		942	1,40	1,12
365	1,28	1,84	79,5	0,63	-1,98	50	1,30	-2,39	952	1,22	1,03
379	0,86	1,50	84	1,29	-1,63	56	1,30	-2,03	982	1,22	0,94
391	1,05	2,71	86	1,33	-1,65	73	2,02	-1,50	992	1,04	1,35
404	1,28	3,02	89	0,19	-2,25	96	1,21	-0,71	1002	0,97	0,83
418	1,61	1,93	97	0,93	-2,20	104	1,25	1,03	1012	1,30	1,11
430	1,53	0,50	100	0,77	-2,69	115	1,33	1,39	1022	1,34	1,31
441	1,58	0,33	117	1,18	-1,47	119	1,23	0,53	1032	1,71	1,62
452	1,48	0,74	124	0,86	-2,83	126	1,03	0,67	1042	1,79	1,91
462	1,51	1,79	127	1,54	-1,02	135	1,23	0,93	1052	1,55	1,54
469	1,47	1,77	176	1,15	-0,80	199	0,96	-0,30	1062	1,62	0,86
476	1,42	0,66	182,5	1,52	-1,74	236	1,06	-0,23	1072	1,73	1,68
486	1,68	0,55	190	1,60	-1,25	252,5	0,71	-0,35	1090	0,98	2,04
496	1,45	-0,17	193,5	1,60	-1,62	252,5	1,40	0,32	1106	1,05	1,18
505	1,79	0,97	195	1,35	-1,56	257	1,27	-0,24	1109	1,74	1,31
515	1,66	0,88	199	1,24	-1,69	263,5	1,13	-0,41	1118	1,08	2,09
565	1,62	0,33	215	1,40	-1,76	268,5	1,42	0,62	1168	0,93	1,40
575	1,18	-0,53	220,5	1,31	-1,22	275	1,14	0,29	1228	1,16	2,15
585	1,66	0,11	223,5	1,31	-1,50	291	0,11	-3,22	1232	0,76	1,35
595	1,88	0,17	225,5	1,32	-2,04	303	1,35	-1,50	1258	1,36	1,94
605	1,35	0,35	243	1,06	0,12	309	1,35	-1,48	1272	0,49	1,23

Annexe I. : Valeurs $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$.

Carotte 1015			Carotte 1030			Carotte 1037		
Prof.(cm)	d13C	d18O	Prof.(cm)	d13C	d18O	Prof.(cm)	d13C	d18O
1281	1,00	2,27	787	0,62	0,59	356	0,33	
1291	0,84	1,47	797	0,83	-0,26	396	0,68	
1309	0,49	1,05	795	0,87	0,81	406	0,41	
1315	0,78	0,89	816	1,20	-0,02	416	0,66	
1331	1,30	1,92	824	1,60	0,26	426	0,04	
1340	1,24	1,36	849	1,47	-0,21	436	0,80	
1352	0,95	1,18	858	1,63	0,30	446	-1,08	
1358	1,22	1,27	947	2,90	0,45	456	1,51	
1365	1,40	0,38	976	2,07	-1,48	466	0,62	
1374	1,63	1,48	987	1,98	-1,34	476	1,11	
1378	1,39	1,12	995	1,45	0,23	506	0,77	-2,87
1402	1,27	0,05	1000	1,53	-0,06	516	0,54	
1408	1,17	1,10	1007	1,28	0,77	526	0,18	
1413	1,20	0,26	1026	3,43	0,15	546	0,12	
1423	0,84	0,18	1037	4,35	0,29	556	0,43	
1432	1,58	1,07	1060	1,17	-2,04	586	0,39	
1440	1,36	1,25	1069	0,64	-1,02			
1450	1,14	0,73	1092	1,06	-0,70			
1458	1,12	0,60	1097	0,71	-0,90			
1471	1,11	1,45	1107	1,01	-1,65			
1479	1,23	1,38	1114	1,23	-1,50			
1496	1,05	0,48	1126	1,31	-0,77			
Carotte 1030			1150	1,03	-1,89			
Prof.(cm)	CJ d13C	CJ d18O	1158	1,23	0,57			
5	0,77	-1,71	1163	0,91	0,14			
19	1,99	-1,09	1180	1,13	-0,93			
21	1,73	-1,29	1189	1,30	-0,52			
30	1,71	-1,33	1197	1,13	-0,28			
47	1,65	-1,31	1207	1,19	-0,39			
52	1,29	-1,59	Carotte 1037					
57	1,11	-1,46	Prof.(cm)	CJ d13C	CJ d18O			
63	1,17	-0,28	8	1,07	0,51			
79	1,81	-1,13	10	0,59	0,90			
88	2,06	0,09	89	0,98	0,91			
92	1,91	-1,12	121	1,01	-2,07			
98	2,29	-2,43	130	0,64	-1,65			
166	2,67	-1,05	140	1,05	-1,81			
181	2,69	-1,74	153	1,09	-1,12			
200	0,19	-1,91	160	0,94	-1,32			
209	0,81	-0,38	170	1,02	-1,58			
239	0,85	-0,88	180	1,30	-1,73			
259	1,01	-0,17	196	1,25	0,11			
319	0,99	0,19	224	1,01	0,75			
325	0,94	-0,76	244	1,06	-1,91			
349	1,32	0,35	264	1,07	-1,08			
404	1,91	0,26	274	1,25	-2,76			
520	1,24	0,52	284	0,76	-3,58			
559	0,90	-0,17	294	0,86	-4,08			
579	0,68	0,79	304	-0,33				
615	0,41	0,85	314	0,87	-3,19			
620	1,24	1,00	334	0,83	-1,22			
685	1,26	0,11	344	0,72	-2,76			
695	0,40	-0,46	352	1,07	-2,16			



Variations des compositions isotopiques de l'oxygène sur Gruber le long des carottes étudiées



Variations des compositions isotopiques du carbone sur G ruber le long des carottes étudiées

ANNEXE II

- Tableaux des résultats des mesures de granulométrie, de salinité, de calcimétrie et de carbone/soufre effectuées sur les sédiments.

Résultats des paramètres granulométriques des sédiments

Niveau Carotte 1034	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm	Niveau Carotte 1034	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm
I 1-2	1	1,22	5,84	102,5	V 41-42	515	0,95	3,2	14,09
I 10-11	10	1,08	4,04	46,31	VI 2-3	526	0,96	3,17	10,95
I 20-21	20	1,06	4,21	50,65	VI 12-13	536	0,94	3,09	12,37
I 30-31	30	1,27	6,55	70,61	VI 22-23	546	0,97	3,31	16,22
I 40-41	40	2,47	21,92	68,74	VI 32-33	556	1,41	20,71	67,61
I 50-51	50	1,52	9,02	51,94	VI 41-42	565	1,03	3,8	32,89
I 60-61	60	1,51	9,17	47,2	VI 51-52	575	1,02	3,7	35,75
I 70-71	70	1,65	11,41	56,25	VI 61-62	585	0,99	3,64	32,04
I 80-81	80	1,53	9,17	80,54	VI 71-72	595	1,04	4,04	35,43
I 90-91	90	1,5	8,93	46,95	VI 81-82	605	0,97	3,32	16,62
I 100-101	100	1,38	8,04	42,53	VI 91-92	615	1,12	5,25	47,68
I 110-111	110	1,35	7,83	46,95	VI 102-103	626	1,1	4,79	37,96
I 120-121	120	1,29	6,18	43,82	VI 112-113	636	1,07	4,17	33,99
I 130-131	130	1,06	4,08	22,81	VI 122-123	646	1,04	3,98	33,46
I 140-141	140	2,06	39,63	145,19	VI 132-133	656	1,03	3,88	28,93
II 2-3	152	1,22	5,9	56,91	VI 142-143	666	1,02	3,76	36,21
II 12-13	162	1,03	3,86	31,82	VII 2-3	676	1,01	3,54	29,61
II 22-23	172	1,09	4,33	34,75	VII 12-13	686	1,04	4,11	44,48
II 32-33	182	1,11	4,69	40,92	VII 22-23	696	1,16	5,98	58,48
II 42-43	192	1,04	4,14	32,87	VII 32-33	706	1,1	4,53	41,44
II 52-53	202	1,07	4,53	45,12	VII 42-43	716	0,98	3,46	29,42
II 62-63	212	1,1	4,77	52,16	VII 52-53	726	1,14	6,11	35,95
II 72-73	222	1,07	4,23	43,51	VII 61-62	735	1,95	36,74	102,67
II 82-83	232	0,96	3,29	33,95	VII 70-71	744	1,81	49,56	338,23
II 92-93	242	1,08	4,73	50,26	VII 77-78	751	1,13	4,9	39,17
II 102-103	252	1,05	4,12	56,17	VII 87-88	761	1,12	5,37	52,71
II 112-113	272	1,1	4,7	61,72	VII 97-98	771	1,02	4	36,95
II 122-123	272	1,07	4,58	47,04	Niveau Carotte 1013	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm
II 132-133	282	1	3,59	40,43	I 1-2	1	2,08	13,09	65,64
II 142-143	292	0,97	3,38	32,82	I 4-5	4	2,8	28,06	217,87
III 3-4	303	1,13	4,33	32,52	I 15-16	15	2,68	19,26	66,38
III 13-14	313	1,29	6,81	54,87	I 18-19	18	1,36	5,74	21,98
III 23-24	323	1,3	6,04	35,73	I 23-24	23	2,5	17,04	82,44
III 30-31	330	1,3	6,13	47,19	I 26-27	26	2,54	17,82	91,15
III 42-43	342	1,13	4,66	42,53	I 33-34	33	1,35	5,76	25,91
III 52-53	352	2,14	33,6	106,66	I 38-39	38	1,71	10,61	41,9
III 55-56	355	2,12	54,1	306,63	I 46-47	46	2,53	31,98	98,25
III 65-66	365	1,2	5,29	49,56	I 54-55	54	1,92	15,16	132,77
III 79-80	379	1,4	7,33	50,13	I 60-61	60	2,47	16,88	60,24
III 91-92	391	1,27	6,65	39,22	I 63-64	63	1,83	11,19	55,11
III 104-105	404	1,14	5,22	35,28	I 64-65	64	3,04	30,98	480,94
III 118-119	418	1,15	5,21	49,35	I 66-67	66	2,55	20,65	70,01
III 130-131	430	1,09	4,2	43,87	I 69,5-70,5	69,5	2,03	13,28	68,73
III 141-142	441	1	3,39	32,13	I 72-73	72	2,45	20,48	89,52
IV 2-3	452	1,08	4,47	51,19	I 84-85	84	2,42	16,33	63,95
IV 12-13	462	1,07	4,45	38,99	I 86-87	86	1,79	10,79	225,76
IV 19-20	469	1,02	3,96	28,7	I 89-90	89	1,92	13,05	222,7
V 2-3	476	1,02	4,01	43,32	I 97-98	97	1,76	12,79	65,14
V 12-13	486	1	3,52	25,47	I 100-101	100	1,55	8,31	55,23
V 22-23	496	0,94	3,38	40,78	I 104-105	104	1,2	4,88	21,33
V 31-32	505	1,11	5,16	42,77					

Annexe II.

Niveau Carotte 1013	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm	Niveau Carotte 1013	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm
I 110-111	110	1,45	7,44	49,04	III 100-101	400	1,6	8,38	38,11
I 113-114	113	1,14	4,41	21,56	III 107-108	407	2,68	19,66	73,1
I 117-118	117	1,3	6,32	43,74	III 111-112	411	2,06	12,8	48,55
I 120-121	120	1,33	6,05	36,61	III 124-125	424	2,84	17,89	48,33
I 124-125	124	1,59	8,96	94,33	III 132-133	432	2,24	13,79	53,71
I 127-128	127	1,15	4,36	15,01	III 139-140	439	2,45	17,67	69,38
I 131-132	131	1,18	4,64	16,33	III 141-142	441	2,48	17,89	63,45
I 134-135	134	1,19	4,75	17,76	IV 2-3	452	4,62	29,26	77,29
I 137-138	137	1,22	4,89	18,5	IV 8-9	458	2,67	23,23	78,83
I 143-144	143	1,48	8,46	35,37	IV 15-16	465	1,98	11,04	43,61
II 1-2	151	1,49	8,4	36,48	IV 31-32	481	2,83	16,5	44,06
II 12-13	162	1,61	10,32	54,9	IV 38-39	488	2,39	12,57	36,72
II 23-24	173	3,75	83,62	344,9	IV 40-41	490	2,4	13,64	35,71
II 26-27	176	1,54	8,4	57,25	IV 42-43	492	1,77	9,69	30,88
II 32,5-33,5	182,5	1,56	9,17	66,06	IV 43-44	493	2,05	13,16	38,95
II 40-41	190	1,58	11,01	43,64	IV 47-48	497	2,02	11,57	33,2
II 43,5-44,5	193,5	1,28	7,38	25,7	IV 51-52	501	2,07	13,08	56,53
II 45-46	195	1,66	9,41	61,06	IV 53-54	503	2,02	11,34	33,51
II 49-50	199	1,5	9,56	44,07	IV 59-60	509	1,41	11,09	37,85
II 53-54	203	1,34	6,1	26,84	IV 63-64	513	1,63	11,16	62,59
II 61-62	211	1,42	6,97	29,84	IV 76-77	526	1,44	7,17	32,85
II 65-66	215	1,4	7,95	41,94	IV 82-83	532	2,06	12,65	69,41
II 71-72	220	1,48	7,77	49,46	IV 86-87	536	1,8	11,54	32,9
II 73,5-74,5	223,5	1,67	11,37	92,76	IV 99-100	549	1,07	4,07	15,94
II 75,5-76,5	225,5	1,49	10,56	50,58	IV 103-104	553	1,07	4,12	15,98
II 79,5-80,5	229,5	1,3	5,71	19,88	Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm
II 81-82	231	1,73	10,71	61,34	I 2-3	2	1,36	5,78	27,18
II 89-90	239	2,8	46,57	200,95	I 13-14	13	1,75	10,28	202,71
II 93-94	243	1,33	7,16	46,9	I 21-22	21	1,72	9,92	92,96
II 95,5-96,5	245,5	1,16	4,5	17,53	I 28-29	28	1,38	6,77	43,38
II 97-98	247	1,83	15,23	90,95	I 35-36	35	1,33	5,56	27,62
II 104-105	254	1,41	8,32	50,56	I 40-41	40	1,61	10,2	114,5
II 108-109	258	1,28	7,95	42,85	I 50-51	50	1,48	8,34	52,09
II 110,5-111,5	260,5	1,41	6,8	49,82	I 56-57	56	1,52	8,31	65,25
II 117-118	267	1,37	6,41	46,42	I 73-74	73	1,37	6,72	58,63
II 130-131	280	1,27	8,86	41,68	I 83-84	83	1,41	6,69	36,76
II 134-135	284	1,29	6,94	40,17	I 85-86	85	2,08	26,34	355,53
II 140-141	290	1,33	6,13	24,11	I 96-97	96	1,17	4,66	30,05
II 146-147	296	1,58	8,42	47,21	I 104-105	104	1,59	12,84	104,56
III 2-3	302	1,52	8,23	85,75	I 111-112	111	2,22	34,88	174,06
III 9-10	309	1,57	7,91	186,74	I 115-116	115	1,19	4,65	25,86
III 14-15	314	1,43	8,97	64,47	I 119-120	119	2,28	34,91	176,49
III 21-22	321	1,08	8,23	44,22	I 126-127	126	1,13	4,06	15,91
III 32-33	332	1,51	12,83	58,97	I 135-136	135	1,12	4,09	16,07
III 39-40	339	1,39	8,77	37,57	I 145-146	145	1,12	4,04	15,52
III 44-45	344	1,53	8,26	38,58	II 1-2	151	1,12	4,07	15,92
III 57-58	357	1,32	7,86	47,02	II 12-13	162	1,12	4,19	18,57
III 60-61	360	1,43	8,09	50,92	II 28,5-29,5	179	1,25	5,61	30,35
III 61-62	361	1,2	7,59	42,87	II 40,5-41,5	190	1,46	9,77	41,74
III 67-68	367	1,54	8,29	39,16	II 49-50	199	1,71	17,73	184,12
III 76-77	376	1,53	9,45	37,9	II 64,5-65,5	215	1,65	15,76	55,97
III 84-85	384	1,45	9,51	51,1	II 79-80	229	1,87	26,4	75,17
III 96-97	396	1,47	7,4	47,33					

Annexe II.

Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm	Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm
II 86-87	236	2,5	36,32	106,96	V 30-31	630	1,8	10,42	54,77
II 91-92	241	2,6	36,98	100,45	V 44-45	644	1,56	8,73	49,62
II 102,5-103,	253	2,59	42,46	145,92	V 57-58	657	1,81	9,69	34,69
II 107-108	257	3,54	80,6	378,1	V 66-67	666	1,58	7,91	37,89
I 113,5-114,	264	3,68	192	532,63	V 71-72	671	1,28	5,49	23,05
I 118,5-119,	269	2,85	203,92	616,01	V 79-80	679	1,35	6,69	43,44
II 125-126	275	2,57	74,74	488,5	V 82-83	682	1,3	5,88	28,84
II 127-128	277	1,77	18,03	74,18	V 90-91	690	1,03	3,52	11,48
II 141-142	291	1,95	26,04	110,4	V 100-101	700	1,04	3,54	11,81
III 3-4	303	1,27	5,47	42,35	V 110-111	710	1,04	3,57	11,78
III 9-10	309	1,34	5,93	41,28	V 120-121	720	1,04	3,6	12,25
III 15-16	315	1,95	27,72	229,8	V 130-131	730	1,05	3,62	12,36
III 24-25	324	1,53	8,99	169,34	V 140-141	740	1,05	3,64	12,61
III 33-34	333	1,68	14,75	319,03	V 147-148	747	1,05	3,64	12,53
III 47-48	347	1,31	5,61	38,31	VI 2-3	752	1,04	3,64	12,8
III 55-56	355	1,23	5,06	36,1	VI 12-13	762	1,05	3,63	12,48
III 60-61	360	1,54	10,14	63,87	VI 22-23	772	1,05	3,64	12,77
III 67-68	367	1,26	5,5	31,47	VI 32-33	782	1,04	3,6	12,58
III 75-76	375	1,88	19,84	156,68	VI 42-43	792	1,05	3,75	14,66
III 76-77	376	1,3	5,4	29,49	VI 52-53	802	1,07	3,81	14,38
III 80-81	380	2,94	74,96	466,85	VI 62-63	812	1,06	3,68	13,29
III 85-86	385	1,39	6,56	80,18	VI 82-83	832	1,09	4,16	18,44
III 91-92	391	1,29	5,61	32,03	VI 92-93	842	1,16	4,86	22,52
III 99-100	399	1,34	5,94	38,3	VI 102-103	852	1,15	4,73	23,08
II 105,5-106,	406	2,68	40,33	126,22	VI 112-113	862	1,23	5,78	31,84
III 107-108	407	3,47	75,75	203,38	VI 122-123	872	1,41	10,13	40,97
III 110-111	410	1,31	5,72	52,38	VI 132-133	882	1,53	13,8	45,46
III 123-124	423	1,92	32,66	545,72	VI 142-143	892	1,89	20,99	55,57
III 130-131	430	1,38	6,36	68,48	VII 2-3	902	2,29	24,99	60,42
III 135-136	435	1,47	6,86	51,6	VII 12-13	912	1,89	24,13	61,47
III 140-141	440	1,46	6,74	51,11	VII 22-23	922	2,22	31,11	148,12
III 146-147	446	1,45	6,87	65,19	VII 32-33	932	2,54	30,62	76,35
IV 3-4	453	1,39	6,27	40,27	VII 42-43	942	2,98	38,72	129,93
IV 11-12	461	2,64	25,45	72,36	VII 52-53	952	3,62	38,13	89,35
IV 18-19	468	3,21	61,21	418,82	VII 62-63	962	3,14	39,05	95,86
IV 48-49	498	1,52	7,84	78,04	VII 82-83	982	4,46	46,51	113,25
IV 60-61	510	1,43	6,71	41,68	VII 92-93	992	3,01	51,12	173,76
IV 63-64	513	1,59	8,9	43,41	VII 102-103	1002	3,45	58,03	197,77
IV 68-69	518	2,27	18,55	72,73	VII 112-113	1012	2,63	69,8	377,91
IV 73-74	523	1,24	5,07	27,2	VII 122-123	1022	4,56	288,39	568,45
IV 82-83	532	1,53	6,39	31,04	VII 132-133	1032	2,89	201,31	596,91
IV 87-88	537	1,66	10,26	56,69	IIX 56-57	1106	1,46	7,13	43,87
IV 91-92	541	2,61	23,21	74,4	IIX 59-60	1109	1,21	5,25	40,96
IV 92-93	542	1,91	12,02	58,89	IIX 68-69	1118	1,12	4,22	18,82
IV 99-100	549	3,57	23,17	62,82	IIX 84-85	1134	1,2	5,04	29,47
IV 101-102	551	1,96	15,01	67,86	IIX 101-102	1151	1,53	12,31	60,28
IV 107-108	557	1,93	11,1	54,73	IIX 111-112	1161	3,24	54,82	227,48
IV 125-126	575	1,85	10,57	50,31	IIX 118-119	1168	1,22	4,88	21,27
IV 131-132	581	1,85	10,3	42,55	IIX 131-132	1181	1,72	11,39	60,2
IV 136-137	586	1,02	3,59	15,87	IIX 135-136	1185	4,51	52,41	138,03
IV 147-148	597	1,28	7,68	50,4	IIX 143-144	1193	1,57	7,47	33,12
V 1-2	601	3,32	72,48	311,85	IX 2-3	1202	1,64	9,35	57,38
V 14-15	614	1,76	10,12	58,75	IX 8-9	1208	1,66	10,58	59,29
V 22-23	622	2,02	11,18	52,27	IX 18-19	1218	1,56	7,74	41,34

Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm	Niveau Carotte 1030	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm
IX 28-29	1228	1,47	6,69	31	CP 25-26	25	1,34	6,05	42,59
IX 32-33	1232	3,24	35,69	138,81	CP 30-31	30	1,18	4,77	25,43
IX 45-46	1245	1,44	7,44	41,67	CP 37-38	37	1,26	5,96	37,38
IX 58-59	1258	2,62	19,99	74,4	CP 41-42	41	1,3	5,56	32,95
IX 61-62	1261	1,63	8,63	48,31	CP 47-48	47	1,28	5,65	32,18
IX 72-73	1272	1,6	7,94	46,79	CP 52-53	52	1,17	4,53	24,39
IX 81-82	1281	1,24	5,06	21,69	CP 57-58	57	1,49	6,85	39,41
IX 91-92	1291	1,49	10,7	47,19	CP 63-64	63	1,18	5,36	33,05
IX 100-101	1300	3,36	41,09	123,98	CP 70-71	70	2,14	28,27	106,56
IX 106-107	1306	2,51	19,36	63,11	CP 75-76	75	1,36	6,87	36,61
IX 109-110	1309	1,19	4,88	24,03	CP 79-80	79	1,27	5,57	33,55
IX 115-116	1315	4,14	97,76	356,63	CP 84-85	84	1,15	4,97	30,98
IX 118-119	1318	1,46	6,82	34,56	CP 88-89	88	1,14	4,72	30,62
IX 127-128	1327	1,32	5,87	33,17	CP 92-93	92	1,77	13,97	67,17
IX 131-132	1331	3,51	43,6	121,84	CP 98-99	98	1,35	6,15	32,75
IX 134-135	1334	1,54	7,57	49,77	II 6-7	156	1,43	6,42	30,18
IX 140-141	1340	2,55	29,91	133,69	II 16-17	166	1,6	8,36	38,7
IX 146-147	1346	1,47	7,09	47,03	II 20-21	170	1,45	6,63	34,97
X 2-3	1352	1,55	8,29	56,52	II 31-32	181	1,65	9,77	55,38
X 8-9	1358	1,3	5,76	32,26	II 40-41	190	1,35	5,97	28,36
X 13-14	1363	3,74	42,3	111,61	II 50-51	200	1,52	7,35	52,44
X 15-16	1365	1,45	7,21	45,83	II 59-60	209	1,29	5,52	31
X 24-25	1374	1,66	8,37	50,51	II 61-62	211	1,23	5,38	34,4
X 28-29	1378	3,19	27,62	62,2	II 65-66	215	1,3	5,81	29,17
X 43-44	1393	1,48	7,62	54,07	II 70-71	220	1,88	15,88	92,51
X 52-53	1402	1,38	6,1	32,68	II 80-81	230	1,75	11,92	56,76
X 55-56	1405	2,24	16,53	60,81	II 89-90	239	1,34	6,09	30,47
X 58-59	1408	1,29	5,54	31,73	II 99-100	249	1,25	5,57	29,35
X 63-64	1413	1,37	6,77	41,85	II 109-110	259	2,35	32,16	162,4
X 73-74	1423	1,64	7,94	46,73	II 120-121	270	1,13	4,6	26,43
X 82-83	1432	1,32	5,94	40,48	II 130-131	280	1,14	4,67	29,07
X 90-91	1440	1,29	5,54	38,59	III 140-141	290	1,12	4,79	31,34
X 100-101	1450	2,62	34,55	105,7	III 9-10	309	1,15	5,23	33,94
X 108-109	1458	1,36	5,78	49,95	III 19-20	319	2,42	40,91	125,2
X 121-122	1471	1,07	3,7	12,77	III 25-26	325	2,3	51,26	338,44
X 129-130	1479	1,07	3,71	12,77	III 30-31	330	1,08	4,41	25,95
X 146-147	1496	1,07	3,79	13,6	III 40-41	340	1,26	6,84	40,68
XI 2-3	1502	1,08	3,79	13,79	III 49-50	349	2,03	29,14	151,47
XI 12-13	1512	1,1	3,92	15,19	III 60-61	360	1,14	4,98	26,73
XI 22-23	1522	1,11	4	15,66	III 70-71	370	1,14	4,8	23,14
XI 32-33	1532	1,11	3,94	14,44	III 75-76	375	1,03	3,7	16,62
XI 42-43	1542	1,13	4,3	17,28	III 83-84	383	1,23	5,88	37,88
XI 52-53	1552	1,18	4,83	20,83	III 93-94	393	1,12	4,86	32,29
XI 62-63	1562	1,41	8,57	31,54	III 104-105	404	2,37	82,48	440,73
XI 72-73	1572	1,26	5,78	25,31	III 110-111	410	1,17	5,91	44,07
XI 82-83	1582	1,25	5,94	30,01	III 115-116	415	1,15	5,6	46,27
Niveau Carotte 1030	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm	III 133-134	433	1,13	5,33	46,42
CP 5-6	5	1,36	6,04	32,22	III 144-145	444	1,11	5,05	43,19
CP 10-11	10	1,33	5,82	38,71	IV 2-3	452	1,11	4,93	42,74
CP 17-18	17	1,21	4,72	30,54	IV 12-13	462	1,03	3,92	23,44
CP 19-20	19	1,12	4,23	19,97	IV 22-23	472	1,03	3,97	24,43
CP 21-22	21	1,44	6,71	48,21	IV 32-33	482	1,03	3,98	24,65
					IV 42-43	492	1,04	4,03	24,9

Annexe II.

Niveau Carotte 1030	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm	Niveau Carotte 1030	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm
IV 52-53	502	1,04	4,08	26,52	IX 98-99	1043	1,28	5,66	30,13
IV 57-58	507	1,06	4,27	30,74	IX 101-102	1046	1,24	5,81	34,33
VI 2-3	520	2,17	56,68	257,68	IX 105-106	1050	1,1	4,26	24,33
VI 20-21	540	1,38	8,25	64,4	IX 115-116	1060	1,26	5,34	24,68
VI 28-29	546	1,17	5,57	36,09	IX 124-125	1069	1,12	4,21	21,55
VI 35-36	553	1,04	4,05	28,99	IX 131-132	1076	1,13	4,36	23,14
VI 41-42	559	1,03	4,01	30,58	IX 139-140	1084	1,14	4,54	22,52
VI 54-55	572	1,17	5,64	43,67	IX 147-148	1092	1,38	6,34	33,96
VI 67-68	585	1,28	6,96	45,41	X 2-3	1097	1,22	6,46	38,91
VI 77-78	595	1,16	5,64	43,28	X 12-13	1107	1,14	4,39	19,02
VI 91-92	609	1,11	4,77	27,62	X 19-20	1114	1,07	3,87	17,66
VI 97-98	615	2,16	38,71	196,23	X 31-32	1126	1,42	6,57	42,06
VI 102-103	620	2,59	114,39	446,74	X 41-42	1136	1,47	7,87	45,91
VI 111-112	629	1,08	4,53	34,08	X 50-51	1145	1,54	7,76	40,47
VI 121-122	639	1,03	4,1	31,69	X 55-56	1150	1,16	4,84	28,98
VII 2-3	647	1,13	4,86	30,02	X 63-64	1158	1,67	14	74,51
VII 12-13	657	1,08	4,61	28,75	X 68-69	1163	1,43	7,7	44,6
VII 22-23	667	1,13	5,09	35	X 77-78	1172	1,27	5,62	31,43
VII 29-30	674	1,38	11,3	77,69	X 85-86	1180	1,37	6,72	37,57
VII 50-51	695	1,22	5,95	58,88	X 94-95	1189	1,41	6,65	36,39
VII 53-54	698	1,03	4,04	25,15	X 102-103	1197	1,24	5,79	39,42
VII 61-62	706	1,1	4,51	24,23	X 112-113	1207	1,24	5,42	32,22
VII 80-81	725	1,12	4,73	26,23	Niveau	Prof.	D(v,0,10)	D(v,0,50)	D(v,0,90)
VII 90-91	735	1,12	4,71	26,52	Carotte 1037	(cm)	µm	µm	µm
VII 100-101	745	1,14	4,86	26,12	CP 3-4	3	0,91	4,14	29,27
VII 114-115	759	1,31	8,05	50,81	CP 12-13	12	0,39	1,56	8,3
VII 130-131	775	2,08	28,61	94,41	CP 20-21	20	0,37	1,19	6,54
VII 142-143	787	2,78	85,62	353,35	CP 30-31	30	1,14	20,84	311,39
VIII 12-13	795	1,09	4,58	27,22	CP 40-41	40	0,57	2,1	9,48
VIII 21-22	816	1,02	3,82	22,02	CP 45-46	45	0,87	4,94	17,53
VIII 29-30	824	1,02	3,94	29,42	CP 50-51	50	0,92	7,37	29,85
VIII 33-34	828	2,16	67,12	276,5	CP 58-59	58	0,84	3,91	14,17
VIII 44-45	839	0,97	3,92	27,74	CP 70-71	70	0,8	4,42	18,69
VIII 54-55	849	0,97	3,79	26,65	CP 76-77	76	1,17	7,48	24,26
VIII 63-64	858	2,21	74,65	274,04	CP 81-82	81	1,22	6,49	21,27
VIII 70-71	865	1,18	7,65	57,17	CP 87-88	87	1,24	5,93	23,65
VIII 78-79	873	0,96	3,62	22,39	CP 91-92	91	0,89	4,16	17,85
VIII 85-86	880	1	3,91	20,84	CP 98-99	98	0,67	4	21,38
VIII 93-94	888	1	4,03	22,13	I 2-3	2	0,97	4,71	23,41
VIII 104-105	899	1,02	4,03	22,05	I 8-9	8	1,28	6,94	40,61
VIII 120-121	915	1,01	4,08	22,63	I 10-11	10	1,14	4,22	17,57
VIII 132-133	927	0,99	3,92	23,13	I 17-18	17	1,22	4,87	15,03
VIII 144-145	939	1,01	4,1	23,92	I 21-22	21	1,66	8,02	24,99
IX 2-3	947	1,02	4,26	25,31	I 28-29	28	1,65	5,27	26,67
IX 12-13	957	1	4,12	25,62	I 33-34	33	1,19	11,32	232,83
IX 22-23	967	1,1	5,16	33,92	I 41-42	41	1,11	5,23	21,34
IX 31-32	976	2,09	34,41	114,68	I 44-45	44	0,85	4,97	26,11
IX 42-43	987	2,19	51,26	411,36	I 49-50	49	0,98	5,17	22,69
IX 55-56	1000	1,25	5,57	38,03	I 63-64	63	1,08	6,96	28,38
IX 62-63	1007	1,29	5,83	36,41	I 71-72	71	1,21	7,57	26,09
IX 67-68	1012	1,23	6,41	41,85	I 81-82	81	1,18	7,8	29,94
IX 81-82	1026	1,59	8,28	45,14	I 99-100	99	0,79	4,62	28,73
IX 92-93	1037	1,25	6,04	38,11	I 109-110	109	0,76	3,86	26,36

Niveau Carotte 1037	Prof. (cm)	D(v,0,10) µm	D(v,0,50) µm	D(v,0,90) µm
I 121-122	121	0,76	4,63	29,97
I 130-131	130	0,88	5,4	28,18
I 140-141	140	0,88	5,74	36,01
II 3-4	153	0,98	7,22	38,09
II 10-11	160	1,31	9,01	43,34
II 20-21	170	1,31	8,41	35,38
II 30-31	180	1,37	8,89	34,25
II 40-41	190	1,31	9,69	34,79
II 46-47	196	5,99	70,43	613,97
II 52-53	202	0,99	6,54	37,99
III 2-3	214	0,83	4,51	18,73
III 12-13	224	1,43	10,29	76,08
III 22-23	234	0,95	5	20,2
III 32-33	244	0,93	4,53	20,06
III 42-43	254	0,86	4,32	17,42
III 52-53	264	0,93	4,52	14,89
III 62-63	274	0,62	3,36	15,07
III 72-73	284	0,72	3,3	25,1
III 82-83	294	0,71	3,22	16,94
III 92-93	304	0,7	4,14	23,22
III 102-103	314	0,9	4,36	21,34
III 112-113	324	0,8	3,83	18,94
III 122-123	334	0,83	4,15	23,89
III 132-133	344	0,91	4,52	19,06
III 140-141	352	0,84	4,43	21,51
VI 2-3	356	0,8	6,01	33,5
VI 12-13	366	0,77	5,28	31,77
VI 22-23	376	1,09	9,1	36,66
VI 32-33	386	0,9	6,49	33,58
VI 42-43	396	0,93	5,67	31,43
VI 52-53	406	0,86	6,87	38,65
VI 62-63	416	0,75	4,74	30,83
VI 72-73	426	0,74	4,01	27,75
VI 82-83	436	0,75	5,43	40,5
VI 92-93	446	0,97	7,64	36,03
VI 102-103	456	0,75	4,77	26,67
VI 112-113	466	0,86	5,83	32,5
VI 122-123	476	0,85	6,5	36,09
VI 132-133	486	0,74	5,1	31,94
VI 142-143	496	0,82	5,99	34,56
V 2-3	506	0,66	5,22	36,48
V 12-13	516	0,66	4,33	25,41
V 22-23	526	0,99	5,67	33,11
V 32-33	536	0,63	3,47	23,72
V 42-43	546	0,8	5,75	36,21
V 52-53	556	0,75	5,81	34,7
V 62-63	566	0,65	3,96	32,81
V 72-73	576	0,7	4,28	24,59
V 82-83	586	1,13	8,22	40,72

Résultats des mesures de salinité, calcimétrie et carbone organique/soufre des sédiments

Niveau Carotte 1034	Prof. (cm)	Salinité (%)	CaCO3 (%)	Carbone org. (%)	Soufre (%)	Niveau Carotte 1034	Prof. (cm)	Salinité (%)	CaCO3 (%)	Carbone org. (%)	Soufre (%)
I 1-2	1	2	65	1,34	0,19	V 41-42	515		65	1,05	0,31
I 10-11	10		78	0,95	0,21	VI 2-3	526		69	0,97	0,39
I 20-21	20		74	0,08	0,28	VI 12-13	536		67	1,12	0,22
I 30-31	30		71		0,26	VI 22-23	546	2	69	0,91	0,26
I 40-41	40	3	39	1,92	0,78	VI 32-33	556		55	0,41	0,16
I 50-51	50		73	1,07	0,16	VI 41-42	565		74	0,96	0,20
I 60-61	60		81	0,87	0,11	VI 51-52	575		67	1,58	0,23
I 70-71	70		68	1,77	0,16	VI 61-62	585		75	1,33	0,25
I 80-81	80		68	0,83	0,15	VI 71-72	595	1	65	0,99	0,22
I 90-91	90	2	69	0,84	0,21	VI 81-82	605		68	1,19	0,21
I 100-101	100		66	1,15	0,24	VI 91-92	615		63	0,67	0,22
I 110-111	110		61	1,45	0,21	VI 102-103	626		64	0,81	0,23
I 120-121	120		64	0,39	0,20	VI 112-113	636		78	0,87	0,39
I 130-131	130		67		0,24	VI 122-123	646	1	76	1,20	0,29
I 140-141	140	2	58	0,68	0,18	VI 132-133	656		73	0,96	0,26
II 2-3	152		64	0,65	0,15	VI 142-143	666		72	1,00	0,23
II 12-13	162		82	0,69	0,16	VII 2-3	676		68	1,25	0,22
II 22-23	172		83	0,59	0,20	VII 12-13	686		73	0,84	0,27
II 32-33	182		82	0,46	0,17	VII 22-23	696	2	62	0,43	0,37
II 42-43	192	1	80	0,33	0,15	VII 32-33	706		65	0,78	0,23
II 52-53	202		81	0,39	0,20	VII 42-43	716		73	0,80	0,24
II 62-63	212		71	0,57	0,18	VII 52-53	726		63	0,59	0,20
II 72-73	222		71	0,31	0,21	VII 61-62	735		58	0,24	0,34
II 82-83	232		76	0,51	0,19	VII 70-71	744	1	78	1,05	0,40
II 92-93	242	1	64	0,44	0,17	VII 77-78	751		65	0,37	0,20
II 102-103	252		71	0,78	0,20	VII 87-88	761		69	0,82	0,28
II 112-113	272		72	1,57	0,22	VII 97-98	771	2	79	0,97	0,27
II 122-123	272		78	0,40	0,21						
II 132-133	282		71	0,91	0,24	Niveau Carotte 1013	Prof. (cm)	Salinité (%)	CaCO3 (%)	Carbone org. (%)	Soufre (%)
II 142-143	292	1	71	1,23	0,25	I 4-5	4	32	50	0,45	0,01
III 3-4	303		64	0,82	0,15	I 15-16	15	51	33	1,54	0,05
III 13-14	313		58	0,81	0,24	I 18-19	18	38	17		
III 23-24	323		58	0,36	0,20	I 23-24	23	59	38	1,69	0,26
III 30-31	330		59	0,16	0,16	I 26-27	26	51	40	2,28	0,48
III 42-43	342	1	71	0,54	0,21	I 33-34	33	26	47	0,24	0,17
III 52-53	352		64	0,35	0,35	I 38-39	38	18	39	0,34	0,12
III 55-56	355		80	0,02	0,33	I 46-47	46	18	43	0,05	0,23
III 65-66	365		65	0,14	0,24	I 54-55	54	22	56	0,20	0,27
III 79-80	379		54	0,26	0,18	I 60-61	60	48	38		
III 91-92	391	1	74	0,37	0,27	I 63-64	63	38	41	0,36	0,06
III 104-105	404		76	0,44	0,24	I 64-65	64	40	46	0,81	0,16
III 118-119	418		70	0,31	0,25	I 66-67	66	37	55	0,47	0,10
III 130-131	430		63		0,20	I 69.5-70.5	69,5	55	36	1,46	0,68
III 141-142	441		80	0,18	0,27	I 72-73	72	34	54	0,64	0,36
IV 2-3	452	1	62	1,35	0,18	I 84-85	84	37	55	0,11	0,17
IV 12-13	462		63	1,09	0,22	I 86-87	86	30	45	0,32	0,13
IV 19-20	469		65	1,20	0,23	I 89-90	89	34	38	0,46	0,12
V 2-3	476		67	0,16	0,22	I 97-98	97	41	40		
V 12-13	486		60	1,44	0,26	I 100-101	100	21	48		0,07
V 22-23	496	1	70	1,19	0,28	I 104-105	104	21	46	1,20	0,12
V 31-32	505		54	0,78	0,17	I 110-111	110	18	47	0,75	0,24

Annexe II.

Niveau Carotte 1013	Prof. (cm)	Salinité (%)	CaCO3 (%)	Carbone org. (%)	Soufre (%)	Niveau Carotte 1013	Prof. (cm)	Salinité (%)	CaCO3 (%)	Carbone org. (%)	Soufre (%)
I 113-114	113	19	51	1,10	0,18	III 107-108	407	22	24	1,69	7,45
I 117-118	117	15	47	0,64	0,10	III 111-112	411	20	26	0,24	0,55
I 120-121	120	19	54		0,10	III 124-125	424	46	22	0,80	0,48
I 124-125	124	20	53	0,32	-0,02	III 132-133	432	18	22	0,53	0,85
I 127-128	127	26	52	0,97	0,09	III 139-140	439	30	26	2,01	4,30
I 131-132	131	24	55	0,31	-0,04	III 141-142	441	26	24	2,54	5,38
I 134-135	134	22	53	0,52	0,12	IV 2-3	452	18	6	1,05	8,57
I 137-138	137	23	49	0,84	0,10	IV 8-9	458	20	8	1,27	12,85
I 143-144	143	15	43	0,57	0,11	IV 15-16	465	24	31	1,02	0,33
II 1-2	151	15	42	0,79	0,24	IV 31-32	481	40	22	0,93	0,06
II 12-13	162	20	61		0,20	IV 38-39	488	30	23	1,29	0,46
II 23-24	173	25	44	2,50	0,21	IV 40-41	490	43	15	1,24	0,30
II 26-27	176	16	40	0,62	0,09	IV 42-43	492	45	33		
II 32.5-33.5	182,5	34	31	2,14	0,08	IV 43-44	493	50	11		
II 40-41	190	48	38		0,04	IV 47-48	497	38	42	0,49	0,11
II 43.5-44.5	193,5	43	52		0,08	IV 51-52	501	26	64	0,38	0,17
II 45-46	195	40	43			IV 53-54	503	33	42	0,35	0,28
II 49-50	199	42	55		0,06	IV 59-60	509	43	22	0,17	0,15
II 53-54	203	23	43	1,14	0,12	IV 63-64	513	20	50	0,29	0,17
II 61-62	211	37	47	0,28	0,11	IV 76-77	526	20	51	0,67	0,16
II 65-66	215	35	56		0,14	IV 82-83	532	24	62	0,48	0,20
II 71-72	220	27	44	1,52	0,11	IV 86-87	536	44	34	0,39	0,13
II 73.5-74.5	223,5	38	39	1,32	0,09	IV 99-100	549	27	44	0,54	0,16
II 75.5-76.5	225,5	49	39	0,52	0,06	IV 103-104	553	19	51	1,46	0,20
II 79.5-80.5	229,5	53			1,14	Niveau Carotte 1015					
II 81-82	231	25	50	0,04	0,14	I 13-14	13		48	0,65	0,13
II 89-90	239	23	49	0,37	0,17	I 21-22	21		42	0,24	0,11
II 93-94	243	25	64	0,20	0,37	I 28-29	28		45	0,51	0,10
II 95.5-96.5	245,5	38	49	0,24	0,08	I 35-36	35		47	0,34	0,14
II 97-98	247	21	49	1,38	0,13	I 40-41	40		48	0,42	0,11
II 104-105	254	16	51	0,96	0,16	I 50-51	50	2	43	0,33	0,13
II 108-109	258	43	44	0,07	0,06	I 56-57	56		45		0,13
II 110.5-11.5	260,5	50	40	0,45	0,00	I 73-74	73		50		0,13
II 117-118	267	34	47	0,69	0,13	I 83-84	83		37	0,96	0,10
II 130-131	280	35	57	0,50		I 85-86	85		50	0,67	0,20
II 134-135	284	55	44	0,18		I 96-97	96		51	0,26	0,13
II 140-141	290	37	46	0,52	0,12	I 104-105	104	3	49	0,36	0,26
II 146-147	296	26	46	0,27	0,15	I 111-112	111		53	0,44	0,24
III 2-3	302	23	48	0,72	0,36	I 115-116	115		52	0,45	0,24
III 9-10	309	38	51	0,38	0,04	I 119-120	119		55	0,28	0,47
III 14-15	314	25	58	0,80	0,18	I 126-127	126		57	0,48	0,23
III 21-22	321	43	50	0,29	0,10	I 135-136	135		56	0,53	0,28
III 32-33	332	46	21		0,09	I 145-146	145		54	0,78	0,19
III 39-40	339	50			0,07	II 1-2	151	2	50	0,96	0,23
III 44-45	344	41	36	0,46	0,07	II 12-13	162		56	0,25	0,21
III 57-58	357	20	33	1,34	0,15	II 28.5-29.5	178,5		50	0,40	0,19
III 60-61	360	41	47		0,07	II 40.5-41.5	190		43	0,27	0,21
III 61-62	361	31	41	1,35	0,08	II 49-50	199	2	52	0,18	0,17
III 67-68	367	25	46	0,65	0,10	II 64.5-65.5	214,5		41	0,36	0,18
III 76-77	376	51	34	0,29	0,06	II 79-80	229		41	0,26	0,33
III 84-85	384	42	48	0,24	0,17	II 86-87	236		48		0,22
III 96-97	396	37	56	0,28	0,23	II 91-92	252,5		44		0,19
III 100-101	400	33	49	0,27	0,10						

Annexe II.

Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	Salinité (%)	CaCO3 (%)	Carbone org. (%)	Soufre (%)	Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	Salinité (%)	CaCO3 (%)	Carbone org. (%)	Soufre (%)
II 102.5-103.5	252,5	2	54	0,04	0,30	V 22-23	622		59	0,32	0,30
II 107-108	257		65		0,41	V 30-31	630		55	0,54	0,21
II 113.5-114.5	263,5		75	0,38	0,28	V 44-45	644		51	0,37	0,22
II 118.5-119.5	268,5		77	0,23	0,36	V 57-58	657	3	50	0,02	0,16
II 125-126	275		53	0,38	0,44	V 66-67	666		51	0,15	0,18
II 127-128	277		46	0,16	0,24	V 71-72	671		52		0,11
II 141-142	291		47	0,08	0,35	V 79-80	679		47	0,08	0,14
III 3-4	303	2	49	0,49	0,28	V 82-83	682		58		0,18
III 9-10	309		42	0,87	0,25	V 90-91	690		64		0,11
III 15-16	315		49	0,00	0,29	V 100-101	700	2	64		0,24
III 24-25	324		61		0,20	V 110-111	710		61	0,32	0,18
III 33-34	333		61	0,25	0,27	V 120-121	720		61	0,04	0,18
III 47-48	347		56		0,13	V 130-131	730		63	0,12	0,22
III 55-56	355	2	58	0,21	0,18	V 140-141	740		63	0,46	0,21
III 60-61	360		51	0,17	0,20	V 147-148	747		62	0,26	0,19
III 67-68	367		37	0,82	0,02	VI 2-3	752	2	52	1,10	0,16
III 75-76	375		50	0,21	0,18	VI 12-13	762		52	1,18	0,16
III 76-77	376		52	0,13	0,14	VI 22-23	772		59	0,33	0,21
III 80-81	380		64	1,37	0,22	VI 32-33	782		56	0,79	0,05
III 85-86	385		52		0,21	VI 42-43	792		62		0,07
III 91-92	391		50		0,23	VI 52-53	802	2	62	0,01	0,10
III 99-100	399	2	49		0,30	VI 62-63	812		63	0,10	0,09
III 105.5-106.5	405,5		51		0,73	VI 82-83	832		59	0,13	0,13
III 107-108	407		65		0,35	VI 92-93	842		57	0,39	0,18
III 110-111	410		56	0,56	0,20	VI 102-103	852		57	0,25	0,12
III 123-124	423		66	0,14	0,24	VI 112-113	862		48	0,66	0,17
III 130-131	430		59	0,05	0,20	VI 122-123	872		45	0,37	0,14
III 135-136	435		51	1,03	0,33	VI 132-133	882		43	0,27	0,14
III 140-141	440		56	0,43	0,23	VI 142-143	892		42	0,18	0,18
III 146-147	446		60	0,45	0,33	VII 2-3	902	1	37	-0,39	0,19
IV 3-4	453	2	50	0,76	0,25	VII 12-13	912		36	0,40	0,14
IV 11-12	461		40	0,33	0,44	VII 22-23	922		41	0,35	0,17
IV 18-19	468		65	0,59	0,44	VII 32-33	932		38	0,35	0,21
IV 25 a 26	475		66	0,89	0,35	VII 42-43	942		39	0,17	0,15
IV 35-36	485		69	0,55	0,27	VII 52-53	952	2	41	0,16	0,17
IV 40-41	490		52	0,10	0,20	VII 62-63	962		40	0,10	0,17
IV 48-49	498	3	55	0,45	0,43	VII 82-83	982		42		0,19
IV 60-61	510		39	0,91	0,52	VII 92-93	992		54	0,03	0,19
IV 63-64	513		32	0,86	0,54	VII 102-103	1002	1	56	0,17	0,29
IV 68-69	518		37	1,85	1,92	VII 112-113	1012		70	0,37	0,23
IV 73-74	523		41	0,96	0,29	VII 122-123	1022		64	1,06	0,42
IV 82-83	532		21	0,76	0,14	VII 132-133	1032		75	0,36	0,50
IV 87-88	537		29		0,14	VII 142-143	1042		64	0,92	0,17
IV 91-92	541		24	1,17	2,32	IIX 2-3	1052	1	59	0,56	0,78
IV 92-93	542		35	0,37	0,76	IIX 12-13	1062		60	1,24	1,99
IV 99-100	549	3	9	1,41	4,54	IIX 22-23	1072		54	1,29	0,98
IV 101-102	551		47	0,29	1,95	IIX 40-41	1090		55	0,51	0,19
IV 107-108	557		73		0,13	IIX 56-57	1106	2	45	0,39	0,17
IV 125-126	575		56		0,31	IIX 59-60	1109		36		0,11
IV 131-132	581		53		0,30	IIX 68-69	1118		53	0,31	0,15
IV 136-137	586		66		0,14	IIX 84-85	1134		50	0,12	0,17
IV 147-148	597		67		0,21	IIX 101-102	1151	2	39	0,09	0,12
V 1-2	601	1	48		0,09	IIX 111-112	1161		53	0,18	0,22
V 14-15	614		65		0,29	IIX 118-119	1168		50	0,26	0,17

Annexe II.

Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	Salinité (%)	CaCO3 (%)	Carbone org. (%)	Soufre (%)	Niveau Carotte 1030	Prof. (cm)	Salinité (%)	CaCO3 (%)	Carbone org. (%)	Soufre (%)
IIIX 131-132	1181		36	0,19	0,15	CP 10-11	10	19	38	2,94	1,46
IIIX 135-136	1185		31		0,12	CP 17-18	17	22	43	2,71	1,24
IIIX 143-144	1193		47	0,38	0,32	CP 19-20	19	20	49	2,23	1,47
IX 2-3	1202	2	44	0,95	0,18	CP 21-22	21	19	43	2,57	2,61
IX 8-9	1208		25	0,51	0,13	CP 25-26	25	25	43	2,15	1,55
IX 18-19	1218		35	0,70	0,13	CP 30-31	30	16	53	1,42	1,01
IX 28-29	1228		40	0,78	0,19	CP 37-38	37	17	48	2,19	2,18
IX 32-33	1232		34	0,61	0,14	CP 41-42	41	13	44	1,93	1,39
IX 45-46	1245		44	0,08	0,15	CP 47-48	47	18	45	2,68	1,11
IX 58-59	1258	2	25	0,74	0,15	CP 52-53	52	17	43	2,35	1,75
IX 61-62	1261		40	0,12	0,14	CP 57-58	57	20	50	2,18	2,07
IX 72-73	1272		38	0,18	0,21	CP 63-64	63	18	45	3,33	1,43
IX 81-82	1281		58	0,10	0,17	CP 70-71	70	16	55	1,35	2,45
IX 91-92	1291		48	0,20	0,14	CP 75-76	75	12	45	0,77	2,98
IX 100-101	1300	1	49	0,21	0,27	CP 79-80	79	15	39	2,67	2,72
IX 106-107	1306		26	2,33	3,20	CP 84-85	84	16	40	2,55	1,18
IX 109-110	1309		59	0,19	0,23	CP 88-89	88	11	42	2,57	1,15
IX 115-116	1315		58	0,47	0,41	CP 92-93	92	12	30	2,94	2,11
IX 118-119	1318		50	0,12	0,16	CP 98-99	98	16	38	2,89	1,91
IX 127-128	1327		46	0,41	0,17	II 6-7	156	17	27	3,37	2,22
IX 131-132	1331		52	0,34	0,17	II 16-17	166	15	31	2,93	2,16
IX 134-135	1334		50		0,17	II 20-21	170	17	30	3,32	3,01
IX 140-141	1340		36	1,16	0,16	II 31-32	181	13	35	2,59	2,20
X 2-3	1352	2	46	0,67	0,17	II 40-41	190	13	36	2,77	1,86
X 8-9	1358		49		0,20	II 50-51	200	14	39	2,92	2,32
X 13-14	1363		37	0,26	0,15	II 59-60	209	18	40	2,54	1,83
X 15-16	1365		47	0,31	0,14	II 61-62	211	13	53	1,40	0,63
X 24-25	1374		39	0,21	0,27	II 65-66	215	9	39	2,11	1,91
X 28-29	1378		33	0,24	0,14	II 70-71	220	17	38	2,27	1,83
X 43-44	1393		50		0,16	II 80-81	230	14	29	2,93	2,66
X 52-53	1402	2	49		0,19	II 89-90	239	12	37	2,14	2,34
X 55-56	1405		28	2,24	2,11	II 99-100	249	14	43	2,24	1,89
X 58-59	1408		49	0,24	0,12	II 109-110	259	14	40	2,51	2,02
X 63-64	1413		50		0,15	II 120-121	270	10	48	1,73	1,50
X 73-74	1423		43	0,10	0,17	II 130-131	280	10	49	2,17	1,55
X 82-83	1432		52	0,43	0,16	III 140-141	290	11	50	1,67	1,43
X 90-91	1440		57		0,11	III 9-10	309	15	44	1,94	1,09
X 100-101	1450	1	35		0,14	III 19-20	319	12	42	2,32	2,29
X 108-109	1458		52	0,21	0,22	III 25-26	325	13	47	2,43	2,48
X 121-122	1471		54	0,56	0,20	III 30-31	330	12	50	2,16	1,32
X 129-130	1479		56	0,26	0,21	III 40-41	340	13	40	1,56	2,35
X 146-147	1496		58	0,17	0,19	III 49-50	349	15	38	2,81	2,01
XI 2-3	1502	2	55	0,35	0,20	III 60-61	360	13	43	2,17	2,09
XI 12-13	1512		56	0,22	0,16	III 70-71	370	14	45	1,69	2,30
XI 22-23	1522		56	0,11	0,17	III 75-76	375	11	53	1,74	2,06
XI 32-33	1532		56	0,28	0,16	III 83-84	383	12	44	1,76	2,01
XI 42-43	1542		52	0,35	0,17	III 93-94	393	11	49	1,91	1,15
XI 52-53	1552	1	50	0,22	0,19	III 104-105	404	19	62	1,53	1,11
XI 62-63	1562		47	0,20	0,17	III 110-111	410	14	52	1,10	1,01
XI 72-73	1572		43	0,20	0,17	III 115-116	415	9	53	0,72	0,74
XI 82-83	1582	1	46	0,15	0,16	III 133-134	433	12	58	1,14	0,84
						III 144-145	444	9	54	1,17	0,72
						IV 2-3	452	12	53	2,20	0,49

Annexe II.

Niveau	Prof.	Salinité	CaCO3	Carbone	Soufre	Niveau	Prof.	Salinité	CaCO3	Carbone	Soufre
Carotte 1037	(cm)	(%)	(%)	org. (%)	(%)	Carotte 1037	(cm)	(%)	(%)	org. (%)	(%)
I 44-45	44	5	21		3,03	V 62-63	566	4	26	1,09	0,14
I 49-50	49	10	7		1,23	V 72-73	576	5	34	1,48	0,10
I 63-64	63	11	7		1,57	V 82-83	586	3	30	1,15	0,18
I 71-72	71	6	36	0,18	0,50						
I 81-82	81	8	31	0,03	0,73						
I 89-90	89	9	20	0,41	0,85						
I 99-100	99	11	14	0,11	0,90						
I 109-110	109	10	13	0,14	0,51						
I 121-122	121	9	18	0,04	0,51						
I 130-131	130	9	25		0,51						
I 140-141	140	9	25		0,51						
II 3-4	153	9	27		0,44						
II 10-11	160	6	48		0,35						
II 20-21	170	9	47		0,41						
II 30-31	180	7	44		0,37						
II 40-41	190	6	38		0,35						
II 46-47	196	3	50	0,20	0,37						
II 52-53	202	8	34		0,43						
III 2-3	214	10	22		0,21						
III 12-13	224	6	43	0,44	0,32						
III 22-23	234	9	28	0,08	0,32						
III 32-33	244	7		1,21	0,42						
III 42-43	254	8	25	0,27	0,23						
III 52-53	264	7	27	0,37	0,12						
III 62-63	274	8	23	0,46	0,17						
III 72-73	284	7	32	0,33	0,53						
III 82-83	294	6	29	1,47	0,14						
III 92-93	304	5	32	0,84	0,17						
III 102-103	314	7	30	0,03	0,43						
III 112-113	324	8	24	0,43	0,49						
III 122-123	334	7	30	0,35	0,47						
III 140-141	352	6	29	0,64	0,27						
VI 2-3	356	6	29	1,74	0,30						
VI 12-13	366	5	36	1,32	0,22						
VI 22-23	376	4	24		0,16						
VI 32-33	386	5	36	1,26	0,12						
VI 42-43	396	3	27	0,59	0,34						
VI 52-53	406	3	33	1,13	0,17						
VI 62-63	416	3	46	0,80	0,12						
VI 72-73	426	6	34	1,07	0,03						
VI 82-83	436	3	35	0,38	0,20						
VI 92-93	446	3	28	0,85	0,12						
VI 102-103	456	4	40	0,90	0,17						
VI 112-113	466	4	40	0,73	0,20						
VI 122-123	476	4	38	0,22	0,11						
VI 132-133	486	6	34	0,96	0,09						
VI 142-143	496	5	34	0,83	0,17						
V 2-3	506	5	28	1,64	0,16						
V 12-13	516	5	26	1,23	0,14						
V 22-23	526	5	20	1,60	0,23						
V 32-33	536	5	28		0,10						
V 42-43	546	6	27	0,95	0,19						
V 52-53	556	4	28	0,44	0,10						

ANNEXE III

- Ecologie des espèces de foraminifères planctoniques déterminées
- Tableaux et graphiques des résultats de l'analyse quantitative et qualitative des foraminifères planctoniques.

- Ecologie des espèces de foraminifères déterminées

Globigerinoides ruber (d'Orbigny), 1839

Il existe deux variétés de *G. ruber* : la variété *rosea* (rose), généralement plus grosse, et la variété *alba* (blanche) qui vit de préférence dans les eaux à températures légèrement inférieures. *G. ruber* est une espèce épipélagique, en équilibre avec l'eau et donc bien adaptée pour les analyses isotopiques, pour la reconstitution des paléo-températures et paléo-salinités de surface. Les températures et salinités tolérées sont estimées à 16-31°C et 22-49 ‰ respectivement (Hemleben *et al.*, 1988).

Globigerinoides sacculifer (Brady), 1877

C'est une espèce tropicale vivant dans la zone épipélagique. Cette espèce carnivore se nourrit principalement de copépodes. *G. sacculifer* est euryhalin, et supporte des salinités variant de 24 et 47. Elle tolère des températures variant entre 14° et 31°C (Hemleben *et al.*, 1988).

Globigerinella (ou Hastigerina) siphonifera (d'Orbigny), 1839a

Largement présente dans les 100 premiers mètres, elle peut vivre plus en profondeur. Elle montre une tolérance pour les températures comprises entre 11° et 30°C et pour des salinités comprises entre 27 et 45. C'est une espèce carnivore.

Globigerinita glutinata (Egger), 1893

G. glutinata se retrouve en abondance dans les eaux de surface des zones tropicales/subtropicales à polaires est une espèce cosmopolite dans l'océan mondial. Elle peut tolérer un large éventail de température et de salinité (Hemleben *et al.*, 1988).

Globigerina bulloides d'Orbigny, 1826

C'est une espèce des régions de transition à polaire. Elle est caractéristique des zones d'upwelling. On rencontre *G. bulloides* principalement dans et au-dessus de la thermocline, et dans la colonne d'eau supérieure à 400 mètres (Hemleben *et al.*, 1988).

Globoturborotalia rubescens (Hofter), 1956

Espèce vivant occasionnellement dans les eaux chaudes à tempérées. Dans les échantillons récents, on distingue nettement le pigment rouge étalé sur tout le test, ce qui le différencie de *G. ruber* qui a seulement la spire interne rouge (Hemleben *et al.*, 1988).

Globoturborotalia tenella (Parker), 1958

La différence entre cette espèce et *G. rubescens* est la présence d'une ouverture secondaire située derrière la dernière loge (Hemleben *et al.*, 1988).

Orbulina universa d'Orbigny, 1839a

On retrouve cette espèce carnivore dans les zones tropicale à sub-polaire. Sa taille est fonction de la température et des éléments nutritifs. Elle tolère les températures de 12°-31°C et les salinités comprises dans l'intervalle 23 - 46 (Hemleben *et al.*, 1988).

Neogloboquadrina dutertrei (d'Orbigny), 1839a

On observe une large variation dans le nombre de loge par spire. Les espèces avec un grand nombre de loges vivent dans les eaux tropicales et celles possédant le moins de loges se retrouvent dans les zones de transition. Espèce plutôt herbivore, son intervalle de tolérance de salinité et de température se situe entre 25–46 et 13°-33°C respectivement (Hemleben *et al.*, 1988).

Neogloboquadrina pachyderma (Ehrenberg), 1861

On distingue deux types : l'espèce à enroulement dextre vit dans les régions polaires à sub-polaires et tolère des salinités allant jusqu'à 82 (Hemleben *et al.*, 1988) ; l'espèce à enroulement senestre vit dans les régions polaires.

Pullenata Obliqueloculata (Parker et Jones), 1865

Espèce tropicale non-épineuse à enroulement spectro-spirale.

- Résultats de l'analyse qualitative et quantitative des foraminifères planctoniques.

Construction des graphiques du pourcentage des foraminifères planctoniques en fonction de la profondeur.

Le calcul du pourcentage de chaque espèce s'est fait à partir du nombre total d'individus de foraminifères compté. Dans certains carottes l'amplitude de variation de ce nombre était très important. On obtenait des courbes présentant de nombreux pics, rendant difficile l'interprétation. Pour rendre plus homogène les courbes, nous avons réalisé un « lissage » des courbes. Tous les échantillons dont le contenu en foraminifères était inférieur à 100 individus (toutes espèces confondues) ont été éliminés. Ces échantillons sont marqués dans les tableaux par des bandes grises.

Pourcentage des différentes espèces de foraminifères planctoniques déterminées dans les sédiments

Niveau Carotte 1034	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. bulloides		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
I 1-2	1	7245	49	257	23	121	5	24	2	9	14	73	1	6	4	22	3	17	51	272
I 10-11	10	5369	31	160	48	248	6	31	1	7	13	68	0	0	0	0	1	3	69	357
I 20-21	20	8390	23	156	61	413	3	19	1	7	9	63	1	4	0	0	3	19	77	524
I 30-31	30	4255	29	98	58	197	6	20	0	0	2	7	0	0	5	17	0	0	71	241
I 40-41	40	2490	23	13	56	31	5	3	0	0	15	8	0	0	0	0	2	1	77	43
I 50-51	50	72	23	12	61	33	16	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	77	42
I 60-61	60	3	0	0	50	1	50	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	2
I 70-71	70	31	44	9	28	6	17	3	0	0	6	1	0	0	0	0	6	1	56	11
I 80-81	80	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
I 90-91	90	6	67	2	33	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	33	1
I 100-101	100	69	52	15	43	12	0	0	0	0	5	1	0	0	0	0	0	0	48	14
I 110-111	110	126	87	35	13	5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	5
I 120-121	120	2299	65	177	33	90	1	3	0	0	0	0	0	0	0	0	1	3	35	95
I 130-131	130	2693	51	48	36	34	7	6	1	1	5	5	0	0	0	0	0	0	49	45
I 140-141	140	3786	57	385	28	188	5	35	0	0	3	22	0	0	0	0	7	48	43	293
II 2-3	152	1912	67	143	30	64	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	5	33	69
II 12-13	162	7371	47	218	35	161	4	17	0	0	4	20	0	0	1	4	9	39	53	242
II 22-23	172	9789	47	344	31	228	6	41	1	4	7	49	0	0	1	7	9	64	53	393
II 32-33	182	7819	48	230	35	167	2	9	1	3	7	32	0	0	1	6	6	28	52	246
II 42-43	192	4899	55	149	32	86	1	3	1	3	6	15	0	0	0	0	5	14	45	121
II 52-53	202	4444	40	111	37	104	3	7	3	9	8	22	0	0	1	2	8	22	60	167
II 62-63	212	6061	56	171	25	76	0	0	0	0	14	42	0	0	1	2	5	15	44	135
II 72-73	222	5839	39	126	33	108	3	9	1	4	10	32	0	0	1	4	13	43	61	200
II 82-83	232	5719	42	127	36	110	1	3	2	7	8	23	1	3	0	0	9	28	58	174
II 92-93	242	2292	49	42	25	21	5	4	0	0	5	4	0	0	1	1	16	14	51	44
II 102-103	252	9091	39	241	35	217	6	37	1	6	4	25	1	6	0	0	14	87	61	377
II 112-113	272	2034	55	109	27	53	1	3	0	0	7	13	1	3	1	3	7	14	45	88
II 122-123	272	4786	48	135	26	74	4	10	0	0	5	14	0	0	0	0	17	48	52	147
II 132-133	282	5541	49	187	38	144	3	13	0	0	3	13	0	0	0	0	7	25	51	195
II 142-143	292	6080	48	181	36	135	2	9	0	0	8	29	0	0	1	2	6	22	52	196
III 3-4	303	5287	36	48	32	43	5	7	0	0	12	16	1	1	1	2	13	17	64	85
III 13-14	313	3150	51	115	13	30	3	6	0	0	1	2	0	0	0	0	32	71	49	109
III 23-24	323	2277	58	152	42	112	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	42	112
III 30-31	330	1957	56	119	27	58	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	16	34	44	93
III 42-43	342	9108	63	212	31	102	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6	19	37	122

Niveau Carotte 1034	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. bulloides		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
III 52-53	352	2530	39	76	44	85	5	10	0	0	6	11	0	0	0	0	7	14	61	120
III 55-56	355	11628	51	2805	24	1315	0	0	0	0	4	219	0	0	1	44	21	1139	49	2717
III 65-66	365	4343	58	277	30	144	2	7	0	0	0	0	0	0	0	0	11	50	42	201
III 79-80	379	2687	40	62	20	31	0	0	1	2	0	0	1	2	0	0	37	56	60	91
III 91-92	391	992	72	65	28	26	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	28	26
III 104-105	404	1373	52	91	32	56	0	0	2	3	6	11	0	0	0	0	7	13	48	83
III 118-119	418	2456	49	187	24	92	6	23	2	8	7	27	1	4	10	38	0	0	51	191
III 130-131	430	7388	32	75	34	81	4	9	4	9	15	35	1	3	2	5	8	20	68	161
III 141-142	441	5768	50	126	33	82	7	16	0	0	2	5	0	0	0	0	8	20	50	124
IV 2-3	452	1864	38	100	40	104	6	16	0	0	5	14	0	0	1	4	10	25	62	162
IV 12-13	462	2808	30	120	47	189	11	45	0	0	3	14	0	0	0	0	8	31	70	278
IV 19-20	469	3665	45	59	45	60	1	2	0	0	3	4	0	0	0	0	6	8	55	73
V 2-3	476	5075	47	160	34	116	4	12	0	0	2	8	1	4	1	2	11	38	53	180
V 12-13	486	5600	43	58	38	52	4	5	2	3	9	12	0	0	0	0	5	6	57	78
V 22-23	496	2864	52	55	30	32	2	2	0	0	3	4	0	0	0	0	13	14	48	51
V 31-32	505	3706	58	74	25	33	4	5	0	0	2	2	0	0	2	2	10	12	42	54
V 41-42	515	10111	55	12	31	7	1	0	0	0	8	2	0	0	0	0	5	1	45	10
VI 2-3	526	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 12-13	536	667	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 22-23	546	800	100	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 32-33	556	517	57	4	17	1	3	0	3	0	17	1	3	0	0	0	0	0	43	3
VI 41-42	565	7962	39	390	42	428	4	38	1	13	3	26	0	0	1	6	11	109	61	620
VI 51-52	575	2798	35	80	36	84	3	7	3	7	3	7	1	3	1	2	18	41	65	151
VI 61-62	585	3804	33	110	30	100	5	16	2	8	8	28	2	6	1	2	18	60	67	219
VI 71-72	595	4649	50	86	30	52	3	5	0	0	6	10	0	0	0	0	11	19	50	86
VI 81-82	605	6735	55	35	21	13	2	1	1	1	3	2	1	1	1	0	16	10	45	28
VI 91-92	615	4497	44	118	28	74	1	3	0	0	6	15	0	0	3	8	18	49	56	149
VI 102-103	626	3239	40	83	33	67	8	17	2	5	6	13	2	3	2	5	7	14	60	124
VI 112-113	636	2745	33	88	39	104	5	13	3	8	9	23	0	0	2	5	10	25	67	177
VI 122-123	646	2808	40	117	34	98	1	2	1	2	8	23	1	2	1	4	14	42	60	173
VI 132-133	656	3020	40	103	23	58	4	9	0	0	6	15	0	0	1	3	26	67	60	152
VI 142-143	666	3468	38	68	22	39	2	4	0	0	3	5	0	0	0	0	36	65	62	113
VII 2-3	676	4247	40	140	27	95	0	0	0	0	1	4	0	0	0	0	33	115	60	214
VII 12-13	686	2834	35	86	23	57	6	14	2	4	6	16	1	2	3	8	23	57	65	156
VII 22-23	696	2263	52	96	34	64	0	0	0	0	6	11	1	2	3	6	3	6	48	90
VII 32-33	706	4346	43	113	39	104	4	12	0	0	3	8	0	0	1	4	9	25	57	151
VII 42-43	716	765	49	66	34	46	4	6	0	0	2	3	0	0	0	0	11	15	51	70

Niveau Carotte 1013	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		G. menardii		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
III 61-62	361	230	13	31	75	173	1	2	9	22	1	2	0	0	0	0	0	0	87	199
III 63-64	363	373	15	56	67	249	0	0	16	61	0	0	1	5	1	2	0	0	85	319
III 67-68	367	301	22	66	55	165	2	7	13	38	2	6	2	5	4	13	0	0	82	247
III 76-77	376	30	22	7	58	17	0	0	13	4	3	1	0	0	4	1	0	0	82	25
III 84-85	384	371	24	88	53	195	2	9	18	66	1	4	2	6	1	3	0	0	77	286
III 96-97	396	594	22	133	58	346	0	2	12	74	0	2	1	8	5	30	0	0	83	492
III 100-101	400	328	10	34	63	206	1	3	16	52	0	0	10	34	0	0	0	0	90	295
III 107-108	407	515	3	14	55	285	1	6	19	100	1	6	20	104	0	0	0	0	97	501
III 111-112	411	11	65	7	22	2	0	0	11	1	0	0	2	0	0	0	0	0	35	4
III 124-125	424	12	68	8	33	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	33	4
III 132-133	432	36	53	19	46	17	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	48	17
III 139-140	439	93	57	53	39	36	1	0	3	2	0	0	0	0	0	0	1	0	43	40
IV 8-9	458	3	77	2	23	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	23	1
IV 15-16	465	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 40-41	490	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 42-43	492	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 43-44	493	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 47-48	497	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 51-52	501	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 53-54	503	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 59-60	509	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 63-64	513	12	59	7	23	3	0	0	5	1	0	0	5	1	9	1	0	0	50	6
IV 76-77	526	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 82-83	532	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 86-87	536	0	0	0	50	0	0	0	50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0
IV 99-100	549	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 103-104	553	2	33	1	50	1	0	0	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	67	1

Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		G. bulloides		G. menardii		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
I 2-3	2	67	49	33	22	15	0	0	20	13	0	0	1	1	8	5	0	0	0	0	34	51
I 13-14	13	618	25	155	57	350	1	6	15	94	0	0	0	0	2	14	0	0	0	0	463	75
I 21-22	21	606	25	152	47	284	3	21	18	106	1	9	0	0	5	33	0	2	0	0	454	75
I 28-29	28	156	34	53	44	68	1	1	15	24	0	0	0	0	5	8	0	0	0	0	103	66
I 35-36	35	73	27	20	46	33	1	1	23	17	0	0	0	0	3	2	0	0	0	0	53	73
I 40-41	40	799	28	225	43	344	2	13	17	136	1	9	1	6	8	66	0	0	0	0	575	72
I 50-51	50	329	49	160	19	62	0	2	20	65	1	2	2	6	10	32	0	0	0	0	169	51
I 56-57	56	547	44	240	26	144	1	6	16	90	3	14	3	17	7	36	0	0	0	0	307	56

Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		G. bulloides		G. menardii		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
I 73-74	73	511	43	220	39	199	1	6	8	41	1	3	1	5	7	35	0	0	0	0	290	57
I 83-84	83	32	29	9	59	19	2	0	5	2	0	0	0	0	5	1	0	0	0	0	23	71
I 85-86	85	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
I 96-97	96	1157	34	391	47	545	3	29	11	129	1	11	1	11	4	41	0	0	0	0	766	66
I 104-105	104	250	36	91	42	106	2	5	13	33	1	2	1	2	5	11	0	0	0	0	160	64
I 111-112	111	27	37	10	54	14	1	0	5	1	0	0	0	0	3	1	0	0	0	0	17	63
I 115-116	115	640	24	154	53	341	3	16	16	100	0	0	3	16	2	10	0	0	1	3	486	76
I 119-120	119	640	32	207	42	270	2	13	15	98	1	8	0	0	7	43	0	0	0	0	433	68
I 126-127	126	18	42	8	52	9	0	0	5	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	10	58
I 135-136	135	14	36	5	51	7	0	0	9	1	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	9	64
I 145-146	145	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
II 1-2	151	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
II 12-13	162	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
II 28,5-29,5	178,5	11	11	1	41	5	13	1	5	1	16	2	0	0	6	1	8	1	0	0	10	89
II 40,5-41,5	190	14	38	5	49	7	3	0	1	0	1	0	1	0	1	0	4	1	0	0	9	62
II 49-50	199	1103	32	357	56	622	1	9	8	92	0	0	1	6	1	9	1	6	0	3	746	68
II 64,5-65,5	214,5	8	50	4	34	3	5	0	5	0	2	0	0	0	5	0	0	0	0	0	4	50
II 79-80	229	11	39	4	37	4	5	1	2	0	8	1	6	1	3	0	0	0	0	0	7	61
II 86-87	236	71	27	19	39	27	6	4	11	8	2	1	0	0	10	7	5	4	1	0	52	73
II 91-92	252,5	78	28	22	28	22	7	6	7	5	5	4	1	1	17	13	6	5	0	0	56	72
II 102,5-103,5	252,5	707	25	174	34	238	7	52	7	49	1	9	0	2	15	104	11	78	0	0	533	75
II 107-108	257	2935	32	943	34	1008	6	172	9	271	1	25	2	57	10	295	6	164	0	0	1992	68
II 113,5-114,5	263,5	8533	26	2226	56	4786	3	278	7	575	0	0	1	93	3	260	3	297	0	19	6307	74
II 118,5-119,5	268,5	1968	18	353	74	1456	1	23	4	80	0	0	1	23	2	34	0	0	0	0	1615	82
II 125-126	275	401	29	117	61	244	0	0	3	13	0	0	3	13	3	10	0	0	1	3	284	71
II 127-128	277	14	23	3	16	2	10	2	3	0	8	1	1	0	16	2	23	3	0	0	11	77
II 141-142	291	199	32	65	18	35	3	6	4	9	3	6	2	3	25	49	13	26	0	0	135	68
III 3-4	303	59	23	14	52	30	3	2	12	7	0	0	0	0	7	4	3	2	0	0	45	77
III 9-10	309	90	29	26	58	52	3	3	10	9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	64	71
III 15-16	315	470	30	142	47	222	3	14	15	69	1	5	1	3	4	17	0	0	0	0	329	70
III 24-25	324	783	30	233	44	345	4	29	16	128	1	6	0	3	4	29	1	10	0	0	550	70
III 33-34	333	1938	36	697	48	937	3	51	10	190	0	0	2	38	1	25	0	0	0	0	1241	64
III 47-48	347	239	25	61	40	96	6	15	13	32	2	4	1	3	9	23	2	5	0	0	178	75
III 55-56	355	185	26	48	46	85	4	8	12	23	0	0	0	0	8	14	4	7	0	0	137	74
III 60-61	360	28	41	11	28	8	4	1	11	3	2	0	2	0	12	3	0	0	0	0	17	59
III 67-68	367	21	47	10	19	4	0	0	4	1	0	0	0	0	23	5	8	2	0	0	11	53
III 75-76	375	1509	46	701	32	478	2	32	11	162	0	0	2	28	5	70	2	37	0	0	808	54

Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		G. bulloides		G. menardii		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
III 80-81	380	1087	21	143	47	323	1	7	23	158	1	4	5	33	4	26	0	0	0	0	551	79
III 85-86	385	292	27	78	43	125	1	2	19	54	1	2	2	5	8	22	0	0	0	0	210	73
III 91-92	391	131	31	39	44	55	1	1	13	16	0	0	0	0	10	13	0	0	0	0	86	69
III 99-100	399	3	40	1	27	1	13	0	7	0	0	0	0	0	13	0	0	0	0	0	2	60
III 105,5-106,5	405,5	205	26	76	32	95	7	21	15	43	4	12	6	17	10	31	0	0	0	0	217	74
III 107-108	407	1219	36	352	29	283	2	23	7	69	0	0	2	15	17	168	8	76	0	0	635	64
III 110-111	410	617	30	256	44	369	1	8	21	178	0	0	2	13	2	21	0	0	0	0	589	70
III 123-124	423	1005	51	383	45	340	1	4	2	12	0	0	1	8	0	0	0	0	1	4	368	49
III 130-131	430	880	40	358	40	358	4	36	14	129	0	0	2	16	1	8	0	0	0	0	547	60
III 135-136	435	587	31	160	45	232	3	16	14	74	1	7	2	9	3	16	0	0	0	0	354	69
III 140-141	440	489	26	143	54	296	1	4	14	79	0	0	0	2	3	16	1	6	0	0	402	74
III 146-147	446	730	23	178	59	457	1	4	15	112	0	0	3	21	0	0	0	0	0	0	594	77
IV 3-4	453	377	25	65	65	168	0	0	8	21	0	0	1	2	1	1	0	0	0	0	193	75
IV 11-12	461	11	41	6	31	5	2	0	8	1	0	0	2	0	9	1	8	1	0	0	9	59
IV 18-19	468	1928	35	851	46	1103	0	9	8	206	0	0	5	112	4	93	2	47	0	0	1571	65
IV 25 -26	475	566	28	178	59	371	0	0	5	31	0	0	0	0	3	21	5	31	0	0	454	72
IV 35-36	485	439	31	98	54	171	0	0	8	26	0	0	1	4	2	8	3	9	0	0	218	69
IV 40-41	490	552	17	105	69	434	0	2	9	53	1	4	4	24	1	6	0	0	0	0	524	83
IV 48-49	498	716	19	179	70	666	0	3	6	54	0	0	1	14	3	28	1	9	0	0	774	81
IV 60-61	510	259	11	22	74	149	2	3	11	23	1	1	2	4	0	0	0	0	0	0	181	89
IV 63-64	513	1	0	0	100	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	100
IV 68-69	518	547	7	38	81	442	1	6	3	16	0	1	3	17	2	11	3	17	0	0	509	93
IV 73-74	523	86	31	25	59	48	1	1	6	5	0	0	0	0	1	1	2	2	0	0	55	69
IV 82-83	532	4	50	2	19	1	0	0	0	0	0	0	0	0	31	1	0	0	0	0	2	50
IV 87-88	537	30	22	10	47	21	0	0	0	0	0	0	0	0	13	6	19	9	0	0	36	78
IV 91-92	541	1	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	67	1	0	0	0	0	1	67
IV 92-93	542	3	91	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	9	0	0	0	0	9
IV 99-100	549	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	0	100
IV 101-102	551	1	100	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 107-108	557	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	0	0	0	0	0	100
IV 125-126	575	41	30	17	61	34	0	0	0	0	0	0	0	0	9	5	0	0	0	0	39	70
IV 131-132	581	1	100	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 136-137	586	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IV 147-148	597	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V 1-2	601	1459	45	479	37	401	1	10	8	88	0	0	1	10	5	59	2	24	0	0	591	55
V 14-15	614	88	49	38	42	33	0	0	3	2	0	0	1	1	1	1	4	3	0	0	40	51
V 22-23	622	26	58	17	8	2	0	0	17	5	0	0	8	2	0	0	8	2	0	0	12	42

V 30-31	630	29	33	7	42	9	0	0	13	3	0	0	4	1	8	2	0	0	0	0	14	67
V 44-45	644	6	36	3	36	3	0	0	0	0	0	0	0	0	11	1	18	1	0	0	5	64
V 57-58	657	4	29	1	57	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	7	0	7	0	2	71
V 66-67	666	10	49	6	47	6	0	0	0	0	0	0	0	0	4	1	0	0	0	0	7	51
V 71-72	671	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V 79-80	679	25	51	13	36	9	0	0	2	0	0	0	2	0	9	2	0	0	0	0	12	49
V 82-83	682	49	43	24	54	30	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	31	57
V 90-91	690	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	0	0	0	100
V 100-101	700	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		G. bulloides		G. menardii		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
V 110-111	710	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V 120-121	720	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V 130-131	730	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V 140-141	740	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
V 147-148	747	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 2-3	752	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 12-13	762	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 22-23	772	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 32-33	782	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 42-43	792	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 52-53	802	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 62-63	812	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 82-83	832	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 92-93	842	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 102-103	852	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 112-113	863	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 122-123	872	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VI 132-133	882	8	47	5	40	5	0	0	2	0	0	0	0	0	11	1	0	0	0	0	6	53
VI 142-143	892	4	19	1	44	2	0	0	6	0	0	0	13	0	19	1	0	0	0	0	3	81
VII 2-3	902	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VII 12-13	912	127	32	41	42	55	1	1	4	6	1	2	0	0	9	11	11	14	0	0	89	68
VII 22-23	922	603	46	310	38	257	1	4	4	25	0	0	0	2	9	61	3	21	0	0	371	54
VII 32-33	932	317	49	126	30	78	2	5	7	19	0	0	1	3	7	18	3	9	0	0	132	51
VII 42-43	942	330	40	185	35	161	1	4	6	30	1	5	0	1	8	36	8	38	0	0	274	60
VII 52-53	952	4	33	1	0	0	8	0	0	0	17	1	8	0	17	1	17	1	0	0	2	67
VII 62-63	962	56	31	17	23	13	3	2	16	9	3	2	4	2	12	6	9	5	0	0	38	69
VII 82-83	982	700	35	224	21	135	3	19	6	37	4	22	1	4	16	103	15	94	0	0	413	65
VII 92-93	992	2109	38	1198	22	705	2	56	7	224	1	34	1	45	16	504	12	392	0	0	1959	62

Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		G. bulloides		G. menardii		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
VII 102-103	1002	4255	46	1706	35	1294	1	20	2	78	0	0	1	39	11	392	5	196	0	0	2020	54
VII 112-113	1012	10431	32	2700	42	3632	1	64	11	900	0	32	2	161	6	482	7	579	0	0	5850	68
VII 122-123	1022	5465	31	2673	62	5449	0	0	5	411	0	0	1	51	2	154	0	0	0	0	6066	69
VII 132-133	1032	4010	26	600	54	1261	0	0	6	150	0	0	1	30	12	270	0	0	1	30	1741	74
VII 142-143	1042	420	43	174	45	181	0	0	7	29	0	0	2	7	4	14	0	0	0	0	231	57
IIIX 2-3	1052	170	45	83	40	75	0	0	6	12	0	0	2	4	6	12	0	0	0	0	103	55
IIIX 12-13	1062	158	45	76	40	68	0	0	8	13	0	0	3	4	5	8	0	0	0	0	93	55
IIIX 22-23	1072	236	52	100	43	83	0	0	4	7	0	0	0	0	0	0	0	0	2	3	93	48
IIIX 40-41	1090	343	35	126	46	163	1	2	11	38	0	0	0	0	6	20	3	9	0	0	231	65
IIIX 56-57	1106	480	49	210	44	188	0	0	0	0	0	0	0	1	7	29	0	0	0	0	217	51
IIIX 59-60	1109	77	44	39	32	28	1	0	1	0	1	1	0	0	17	15	5	5	0	0	50	56
IIIX 68-69	1118	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IIIX 84-85	1134	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IIIX 101-102	1151	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IIIX 111-112	1161	3360	31	673	27	584	3	55	14	302	2	48	2	41	13	275	9	206	0	0	1511	69
IIIX 118-119	1168	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IIIX 131-132	1181	2	40	1	20	0	0	0	0	10	0	0	0	0	30	1	0	0	0	0	1	60
IIIX 143-144	1193	44	29	11	33	13	1	0	5	2	0	0	0	0	19	7	12	5	0	0	28	71
IX 2-3	1202	5	36	2	48	2	0	0	0	0	0	0	0	0	16	1	0	0	0	0	3	64
IX 8-9	1208	441	32	161	39	199	0	0	0	2	0	2	0	0	19	95	10	52	0	0	349	68
IX 18-19	1218	474	42	241	49	282	0	0	0	0	0	0	0	0	6	35	2	10	1	4	331	58
IX 28-29	1228	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IX 32-33	1232	1054	42	422	49	500	0	0	1	7	0	0	0	0	4	37	4	45	0	0	590	58
IX 45-46	1245	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IX 58-59	1258	545	46	262	53	305	0	0	1	4	0	0	0	0	0	2	0	0	0	2	313	54
IX 61-62	1261	540	45	261	54	316	0	0	0	0	0	0	0	0	1	6	0	0	0	0	322	55
IX 72-73	1272	610	54	287	45	241	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	242	46
IX 81-82	1281	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IX 91-92	1291	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IX 100-101	1300	999	43	381	21	191	2	20	5	41	0	4	0	0	14	122	15	130	0	0	507	57
IX 106-107	1306	1116	49	619	47	588	0	0	2	21	0	0	0	0	3	31	0	0	0	0	640	51
IX 109-110	1309	60	61	37	39	23	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	23	39
IX 115-116	1315	6087	45	2296	39	1978	0	0	6	283	0	0	0	0	7	353	4	212	0	0	2826	55
IX 127-128	1327	52	54	30	31	17	0	0	1	1	0	0	0	0	11	6	2	1	0	0	25	46
IX 131-132	1331	3	80	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	20	1	0	0	0	0	1	20
IX 134-135	1334	980	44	365	19	159	1	6	3	27	1	6	2	15	22	180	9	75	0	0	467	56
IX 140-141	1340	17	35	5	26	4	0	0	0	0	0	0	0	0	39	6	0	0	0	0	9	65

Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		G. bulloides		G. menardii		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
IX 146-147	1346	25	45	8	31	6	0	0	2	0	0	0	0	0	21	4	0	0	0	0	10	55
X 2-3	1352	623	45	309	25	176	1	7	3	23	0	3	2	13	17	120	5	33	1	7	382	55
X 8-9	1358	231	61	204	36	120	0	0	1	2	0	0	0	0	2	7	0	0	0	0	130	39
X 13-14	1363	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X 15-16	1365	101	64	73	36	42	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	42	36
X 24-25	1374	119	59	54	37	34	0	0	0	0	0	0	0	0	3	2	0	0	2	1	37	41
X 28-29	1378	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X 43-44	1393	215	50	111	32	71	0	0	0	0	0	0	0	0	12	27	4	10	0	1	109	50
X 52-53	1402	488	52	241	39	183	0	0	0	0	0	0	0	0	9	43	0	0	0	0	227	48
X 55-56	1405	96	55	51	40	37	0	0	0	0	0	0	0	0	5	5	0	0	0	0	42	45
X 58-59	1408	58	53	29	45	25	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	0	27	48
X 63-64	1413	26	47	16	35	12	0	0	0	0	0	0	0	0	18	6	0	0	0	0	19	53
X 73-74	1423	146	50	72	34	49	0	0	0	0	0	0	1	2	10	14	4	5	1	2	72	50
X 82-83	1432	32	52	18	37	13	0	0	0	0	0	0	0	0	11	4	0	0	0	0	17	48
X 90-91	1440	199	59	100	40	68	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	0	0	0	0	70	41
X 100-101	1450	193	47	68	30	44	0	0	1	1	0	0	0	0	14	20	8	12	0	0	77	53
X 108-109	1458	381	55	179	42	139	0	0	0	0	0	0	0	0	3	11	0	0	0	0	149	45
X 121-122	1471	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X 129-130	1479	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X 146-147	1496	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XI 2-3	1502	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XI 12-13	1512	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XI 22-23	1522	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XI 32-33	1532	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XI 42-43	1542	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XI 52-53	1552	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XI 62-63	1562	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XI 72-73	1572	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
XI 82-83	1582	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Niveau Carotte 1030	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. bulloides		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		SPRUDTS			
CP 5-6	5	2673	42	21	20	10	24	12	1	0	8	4	0	0	0	0	1	0	58	29		
CP 10-11	10	3018	32	18	29	16	22	12	2	1	10	6	0	0	0	0	1	0	68	39		
CP 17-18	17	1904	31	11	36	13	13	4	2	1	13	4	0	0	1	0	7	2	69	24		
CP 19-20	19	3030	42	8	30	6	11	2	0	0	21	4	0	0	0	0	0	0	58	12		
CP 21-22	21	2381	21	9	49	20	15	6	0	0	11	5	0	0	1	1	0	0	79	32		
CP 25-26	25	3226	31	10	41	14	13	4	3	1	12	4	0	0	0	0	2	1	69	23		

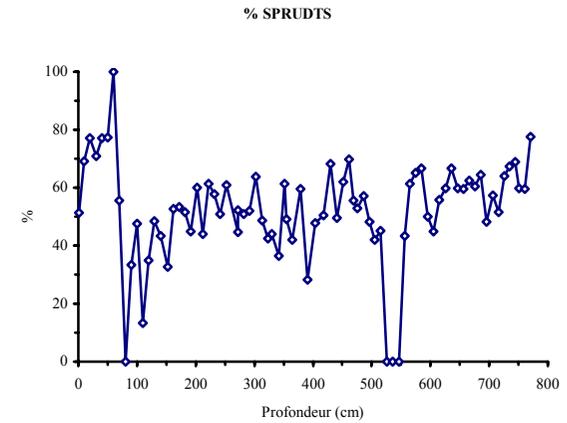
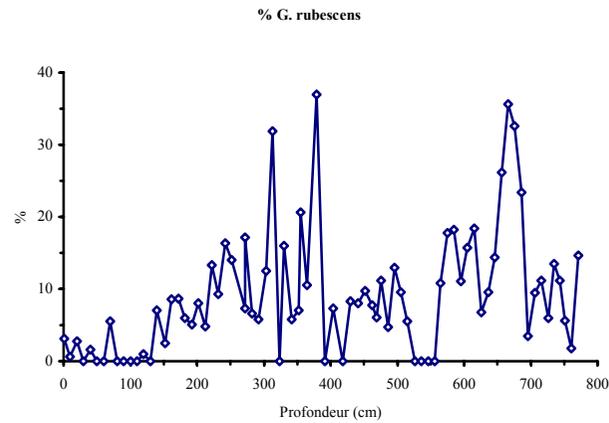
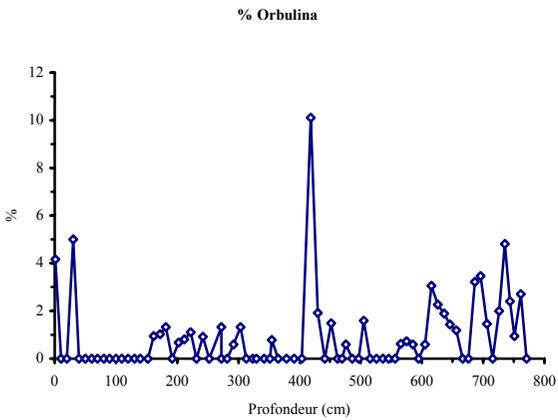
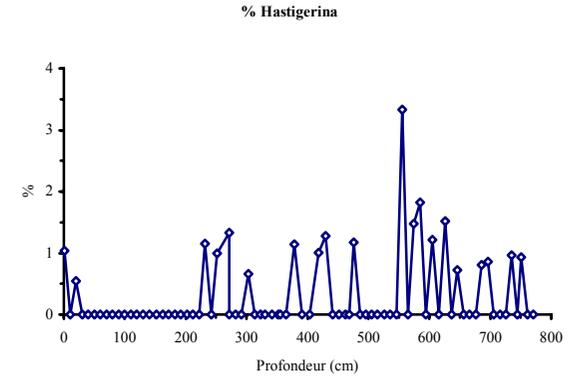
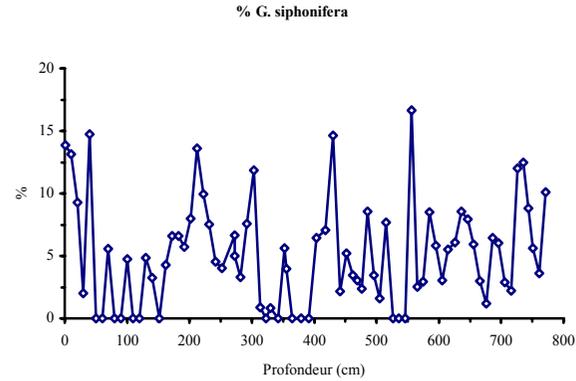
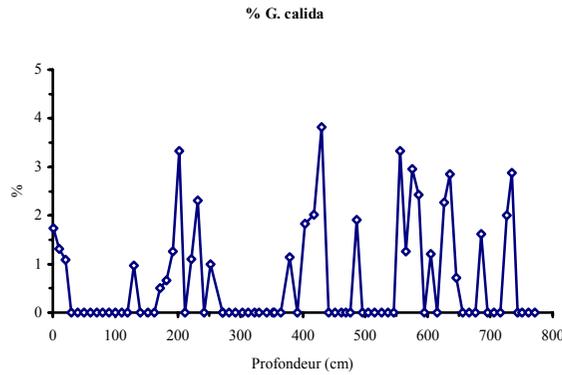
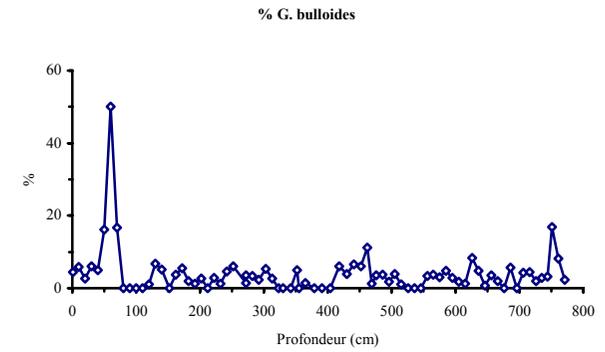
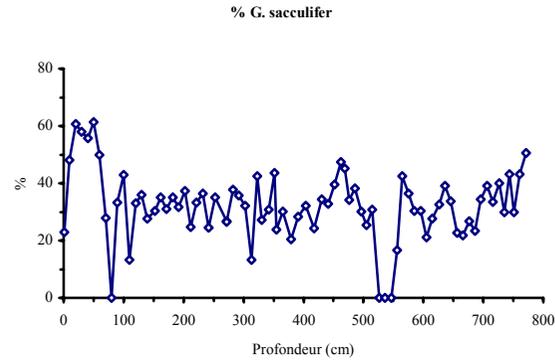
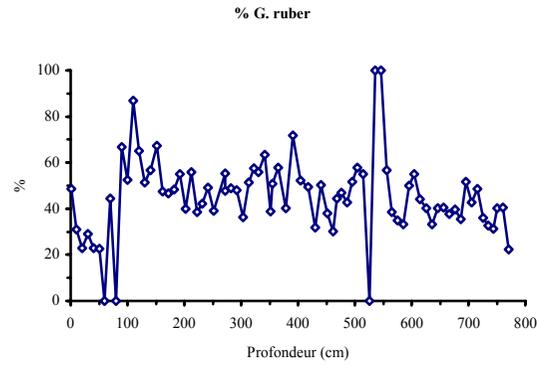
Niveau Carotte 1030	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. bulloides		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
VII 100-101	745	77	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	17	0	50	1	67	1
VII 114-115	759	22	100	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VII 130-131	775	320	41	17	14	5	4	2	1	0	10	4	0	0	1	1	29	12	59	24
VII 142-143	787	9288	39	1272	23	742	6	212	1	42	13	424	0	0	12	382	6	212	61	2014
VIII 2-3	795	2233	21	179	51	430	8	72	0	0	4	36	0	0	8	72	7	57	79	666
VIII 12-13	797	1217	23	7	42	12	4	1	0	0	4	1	0	0	16	5	12	3	77	22
VIII 21-22	816	867	29	4	26	4	6	1	2	0	18	3	4	1	9	1	6	1	71	10
VIII 29-30	824	35556	40	199	20	99	3	15	0	0	10	50	0	0	12	60	15	75	60	298
VIII 33-34	828	11	50	1	30	1	0	0	0	0	0	0	0	0	20	1	0	0	50	1
VIII 44-45	839	98	33	0	0	0	0	0	0	0	17	0	0	0	0	0	50	1	67	1
VIII 54-55	849	181895	37	661	19	331	6	110	2	33	15	276	1	11	14	254	6	110	63	1124
VIII 63-64	858	100	40	10	22	6	7	2	0	0	6	2	2	1	12	3	10	3	60	15
VIII 70-71	865	103	67	2	8	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	17	0	33	1
VIII 78-79	873	133	67	1	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	33	0
VIII 85-86	880	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VIII 93-94	888	16	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
VIII 104-105	899	79	40	0	60	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	60	1
VIII 120-121	915	71	40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	60	1	60	1
VIII 132-133	927	226	50	1	25	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	25	1	50	1
VIII 144-145	939	17	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	100	0
IX 2-3	947	740	49	3	27	2	0	0	0	0	0	0	0	0	11	1	14	1	51	3
IX 12-13	957	173	43	1	29	1	14	0	0	0	7	0	0	0	7	0	0	0	57	2
IX 22-23	967	47	60	1	0	0	0	0	0	0	40	0	0	0	0	0	0	0	40	0
IX 31-32	976	2029	36	111	13	39	2	7	0	0	21	65	1	3	22	68	5	16	64	199
IX 42-43	987	10982	25	894	37	1329	6	204	2	77	6	230	1	51	13	460	11	383	75	2734
IX 50-51	995	5587	29	584	36	744	13	266	1	27	4	80	0	0	6	133	10	213	71	1461
IX 55-56	1000	721	55	31	33	19	5	3	0	0	4	2	0	0	0	0	4	2	45	26
IX 62-63	1007	566	62	18	24	7	9	3	0	0	4	1	0	0	0	0	0	0	38	11
IX 67-68	1012	306	40	1	7	0	20	1	0	0	7	0	0	0	0	0	27	1	60	2
IX 81-82	1026	2269	20	5	41	10	18	4	0	0	1	0	0	0	17	4	2	0	80	19
IX 92-93	1037	862	42	23	26	14	17	9	0	0	3	2	0	0	2	1	9	5	58	32
IX 98-99	1043	917	36	18	23	11	4	2	0	0	19	9	0	0	4	2	13	6	64	31
IX 101-102	1046	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
IX 105-106	1050	974	30	10	26	9	9	3	0	0	26	9	4	1	4	1	0	0	70	24
IX 115-116	1060	1185	25	6	34	9	16	4	0	0	16	4	0	0	0	0	9	2	75	19
IX 124-125	1069	1463	51	20	16	6	4	2	0	0	6	2	0	0	4	2	18	7	49	19
IX 131-132	1076	672	46	3	26	2	5	0	3	0	5	0	0	0	3	0	13	1	54	4

Niveau Carotte 1030	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. bulloides		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
IX 139-140	1084	284	19	1	24	1	14	0	0	0	14	0	5	0	10	0	14	0	81	3
IX 147-148	1092	485	28	5	46	8	7	1	0	0	8	1	0	0	2	0	8	1	72	12
X 2-3	1097	1522	33	15	51	23	8	3	0	0	4	2	0	0	0	0	4	2	67	30
X 12-13	1107	771	18	3	57	10	14	2	0	0	8	1	0	0	0	0	3	1	82	14
X 19-20	1114	1721	13	2	30	6	36	7	3	0	7	1	2	0	0	0	10	2	87	16
X 31-32	1126	1543	9	4	39	16	28	12	0	0	6	2	0	0	0	0	19	8	91	38
X 41-42	1136	16	0	0	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	67	0	100	1
X 50-51	1145	2313	14	3	50	12	28	7	0	0	5	1	0	0	0	0	4	1	86	20
X 55-56	1150	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
X 63-64	1158	4333	51	165	20	65	9	29	0	0	8	25	0	0	0	0	13	43	49	162
X 68-69	1163	3660	44	41	30	28	9	8	0	0	9	8	0	0	0	0	9	8	56	52
X 77-78	1172	2796	17	15	42	36	22	19	0	0	11	9	2	1	0	0	8	7	83	71
X 85-86	1180	2469	22	19	50	43	11	9	2	2	6	5	2	2	4	3	4	3	78	66
X 94-95	1189	3507	22	29	37	48	20	26	0	0	13	17	0	0	1	1	6	7	78	100
X 102-103	1197	2797	41	56	28	39	3	5	0	0	5	6	0	0	2	3	21	29	59	82
X 112-113	1207	5333	38	28	39	29	7	5	4	3	5	4	0	0	4	3	4	3	63	47
Niveau Carotte 1037	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. bulloides		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		SPRUDTS	
CP 3-4	3	20400	25	9	12	4	10	4	3	1	12	4	2	1	0	0	36	13	75	27
CP 12-13	12	9000	22	1	0	0	0	0	11	0	0	0	0	0	0	0	67	2	78	3
CP 20-21	20	167	25	0	25	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	0	75	1
CP 30-31	30	40	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	67	0	67	0
CP 40-41	40	67	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	100	0
CP 45-46	45	133	0	0	50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	50	0	100	1
CP 50-51	50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CP 58-59	58	1000	100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CP 70-71	70	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CP 76-77	76	200	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	100	0	100	0
CP 81-82	81	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CP 87-88	87	7359	33	31	11	10	5	5	5	4	19	18	1	1	1	1	24	23	67	62
CP 91-92	91	1333	100	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
CP 98-99	98	5000	60	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	40	1	40	1
I 2-3	2	12667	66	7	8	1	3	0	0	0	8	1	0	0	0	0	16	2	34	4
I 8-9	8	4395	42	24	26	15	7	4	2	1	10	6	1	0	0	0	13	7	58	34
I 10-11	10	15417	34	24	26	18	13	9	10	7	1	0	0	0	0	0	16	11	66	46
I 17-18	17	4667	43	2	36	2	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	14	1	57	2
I 21-22	21	7857	42	8	22	4	15	3	0	0	4	1	0	0	0	0	18	4	58	11

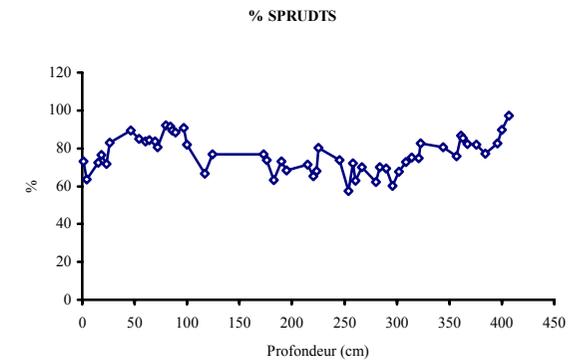
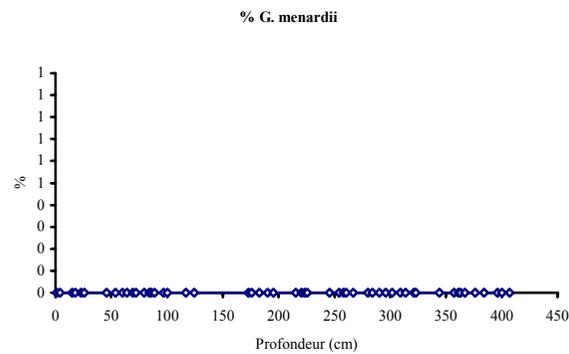
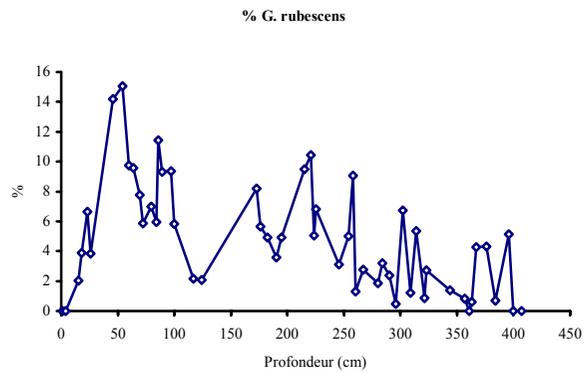
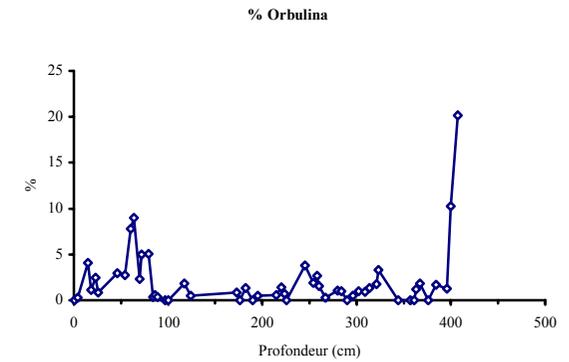
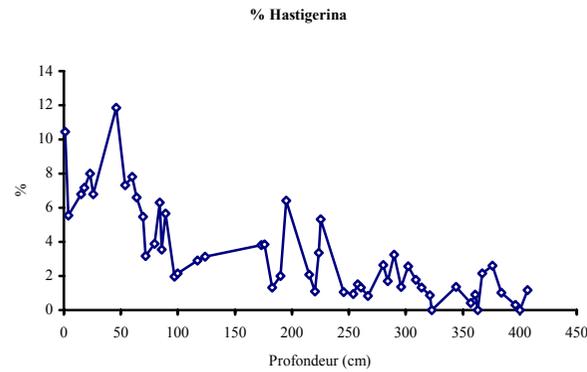
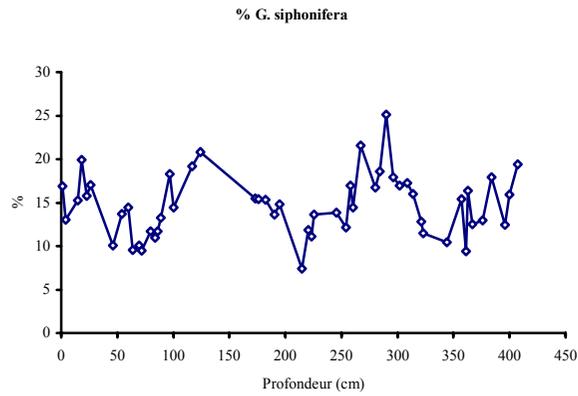
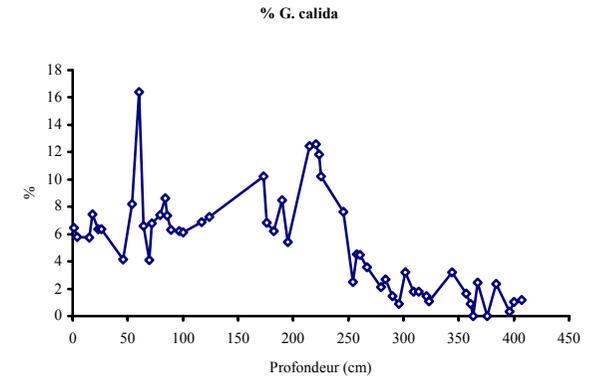
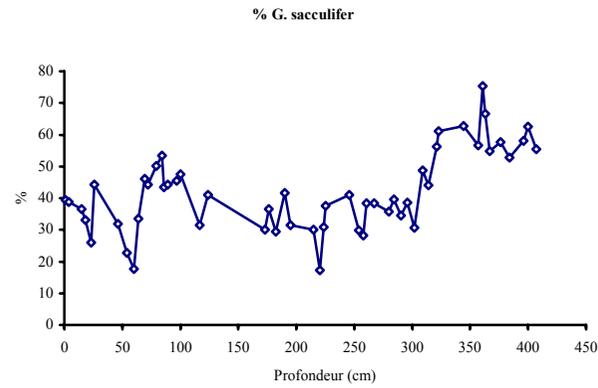
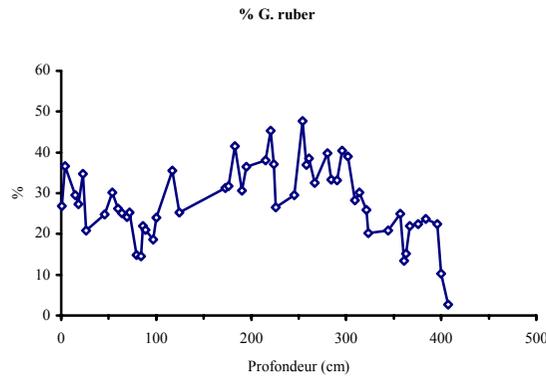
Niveau Carotte 1037	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. bulloides		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
I 28-29	28	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
I 33-34	33	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
I 41-42	41	10143	32	8	34	8	15	4	0	0	4	1	0	0	0	0	14	3	68	17
I 44-45	44	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
I 49-50	49	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
I 63-64	63	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
I 71-72	71	7500	57	5	20	2	13	1	0	0	10	1	0	0	0	0	0	0	43	4
I 81-82	81	1800	56	1	22	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22	1	44	1
I 89-90	89	328	38	31	33	27	15	13	0	0	6	5	0	0	1	1	6	5	62	51
I 99-100	99	11556	32	11	17	6	15	5	1	0	4	1	0	0	0	0	31	11	68	24
I 109-110	109	11167	35	15	20	9	13	6	1	0	6	3	1	1	1	0	23	10	65	28
I 121-122	121	6136	21	14	19	12	30	19	1	1	8	5	0	0	0	0	21	14	79	52
I 130-131	130	4613	28	14	20	10	27	13	0	0	4	2	1	0	0	0	21	10	72	36
I 140-141	140	7605	30	20	32	21	19	13	1	0	7	5	0	0	0	0	10	7	70	46
II 3-4	153	9050	38	50	31	41	15	20	0	0	7	10	0	0	1	1	9	12	62	83
II 10-11	160	5643	27	24	24	21	11	9	3	3	24	21	2	2	0	0	9	8	73	64
II 20-21	170	14904	21	67	33	104	14	43	3	9	20	64	2	6	0	0	8	25	79	251
II 30-31	180	9104	29	80	30	84	13	36	3	7	18	49	1	3	0	0	6	17	71	197
II 40-41	190	800	67	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	33	1	33	1
II 46-47	196	715	25	147	50	300	16	94	1	6	7	41	1	6	0	0	1	6	75	453
II 52-53	202	3842	21	12	32	19	22	13	3	2	20	12	0	0	0	0	2	1	79	47
III 2-3	214	10000	35	2	20	1	10	1	0	0	10	1	0	0	0	0	25	2	65	4
III 12-13	224	6424	23	130	35	200	19	106	1	5	11	61	0	3	3	16	8	43	77	434
III 22-23	234	8111	25	12	28	14	23	11	3	1	8	4	1	0	0	0	14	7	75	37
III 32-33	244	7803	26	41	33	52	13	20	3	4	12	19	1	2	6	9	6	9	74	115
III 42-43	254	8458	23	14	36	22	22	14	3	2	10	6	1	1	2	2	2	2	77	48
III 52-53	264	11583	36	34	22	21	15	14	5	4	17	15	2	2	1	1	2	2	64	60
III 62-63	274	8526	44	27	19	11	19	11	1	1	13	8	1	1	0	0	3	2	56	33
III 72-73	284	5344	41	21	27	14	18	9	3	2	8	4	1	0	1	0	2	1	59	30
III 82-83	294	9077	38	41	27	29	18	19	2	2	11	12	1	1	0	0	4	4	62	67
III 92-93	304	1508	41	10	28	7	16	4	0	0	11	3	1	0	2	0	1	0	59	14
III 102-103	314	9500	31	31	33	34	19	19	2	2	11	11	1	1	3	3	0	0	69	70
III 112-113	324	6375	33	15	28	13	19	9	1	0	9	4	1	0	0	0	9	4	67	31
III 122-123	334	4313	43	16	21	8	20	8	1	1	4	1	0	0	0	0	12	4	57	22
III 132-133	344	9040	32	28	38	33	16	14	3	3	8	7	0	0	2	2	2	2	68	60
III 140-141	352	4135	40	19	30	15	15	7	0	0	7	3	1	1	3	1	5	2	60	29
V 2-3	356	704	38	7	38	7	5	1	1	0	13	2	0	0	0	0	4	1	62	11

Niveau Carotte 1037	Prof. (cm)	Nbre foram/g	G. ruber		G. sacculifer		G. bulloides		G. calida		G. siphonifera		Hastigerina		Orbulina		G. rubescens		SPRUDTS	
			%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb
V 12-13	366	687	54	8	16	2	4	1	4	1	9	1	4	1	3	0	4	1	46	7
V 22-23	376	1375	41	7	35	6	6	1	3	1	12	2	0	0	2	0	2	0	59	10
V 32-33	386	1082	51	12	14	3	2	1	2	1	4	1	0	0	4	1	22	5	49	12
V 42-43	396	1394	40	14	37	13	5	2	2	1	4	1	0	0	2	1	11	4	60	20
V 52-53	406	1017	30	9	53	16	9	3	0	0	7	2	0	0	0	0	0	0	70	21
V 62-63	416	904	38	11	36	11	3	1	1	0	9	3	0	0	1	0	12	4	62	19
V 72-73	426	2677	45	13	39	11	1	0	0	0	8	2	0	0	2	1	5	1	55	16
V 82-83	436	1832	29	21	44	31	6	4	2	2	4	3	0	0	5	3	10	7	71	50
V 92-93	446	1989	40	31	37	28	3	2	0	0	12	9	0	0	4	3	3	2	60	45
V 102-103	456	942	45	11	40	10	7	2	2	0	5	1	0	0	1	0	0	0	55	13
V 112-113	466	2943	50	12	27	7	3	1	2	0	10	2	0	0	0	0	9	2	50	12
V 122-123	476	1459	53	16	27	8	3	1	2	1	10	3	0	0	0	0	5	1	47	14
V 132-133	486	1179	43	6	39	6	7	1	2	0	7	1	0	0	0	0	2	0	57	8
V 142-143	496	269	56	4	36	3	4	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0	44	3	
VI 2-3	506	1602	25	9	25	9	22	8	6	2	16	5	0	0	1	0	6	2	75	26
VI 12-13	516	2500	25	6	41	11	19	5	1	0	9	2	0	0	2	0	4	1	75	20
VI 22-23	526	1292	35	13	25	9	21	7	2	1	8	3	1	0	1	0	7	2	65	24
VI 32-33	536	458	44	4	15	1	22	2	0	0	15	1	0	0	4	0	0	0	56	5
VI 42-43	546	1864	30	10	30	10	19	6	0	0	2	1	0	0	8	3	11	4	70	24
VI 52-53	556	1016	34	10	29	9	10	3	3	1	9	3	0	0	2	0	13	4	66	19
VI 62-63	566	708	56	5	15	1	0	0	6	1	15	1	0	0	0	0	9	1	44	4
VI 72-73	576	786	59	6	18	2	5	0	5	0	11	1	0	0	0	0	2	0	41	4
VI 82-83	586	1113	44	10	26	6	12	3	1	0	8	2	0	0	0	0	9	2	56	13

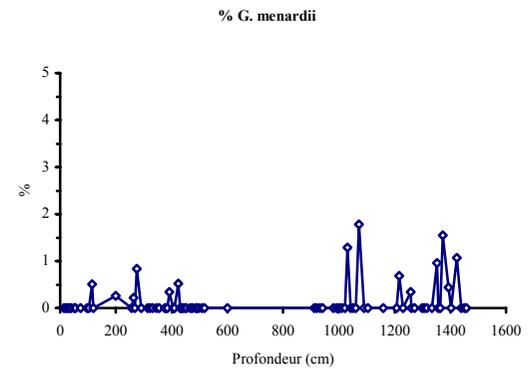
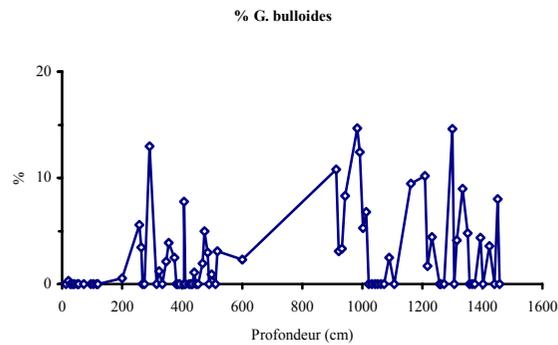
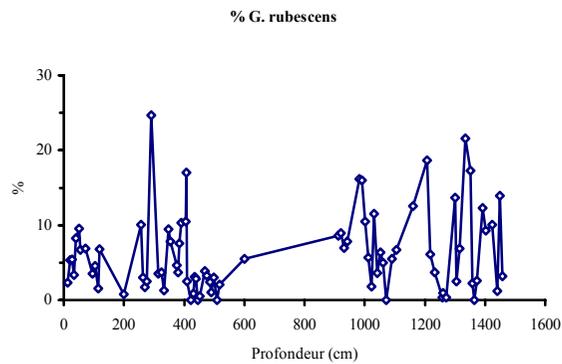
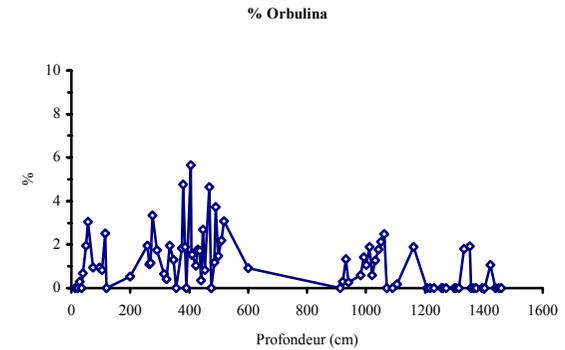
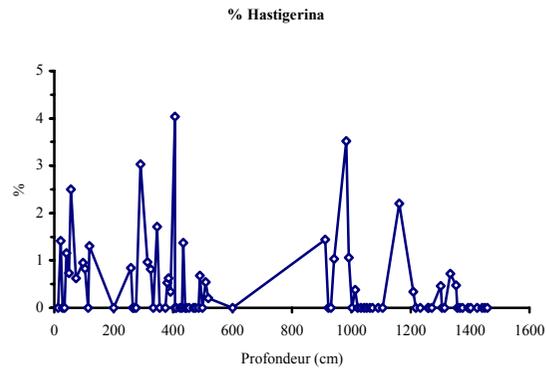
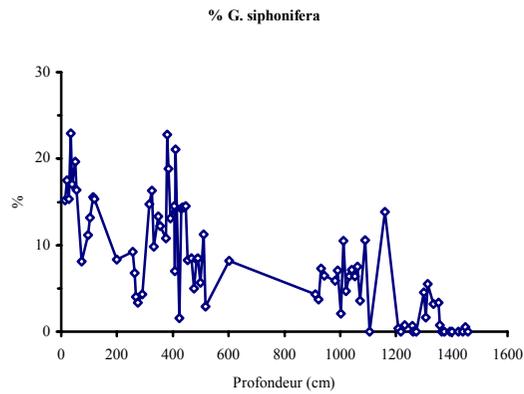
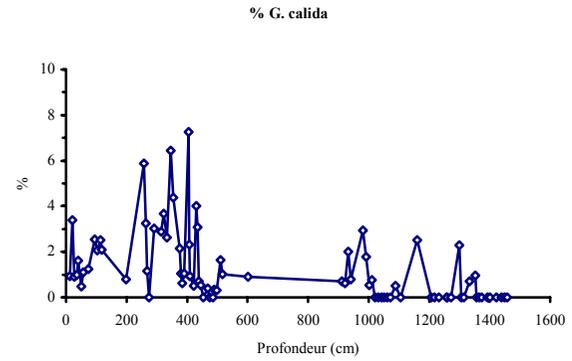
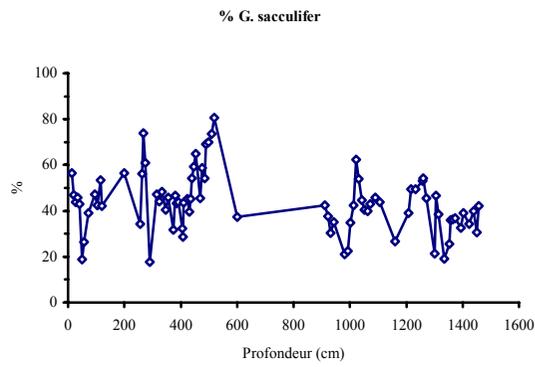
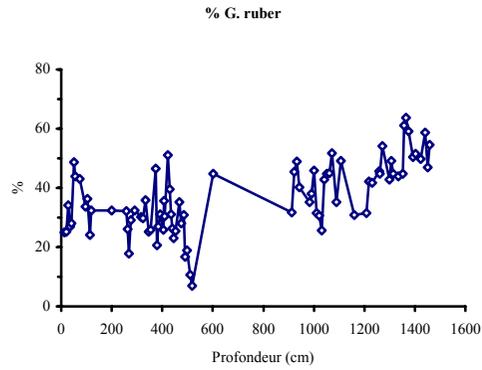
Graphiques de la variation du pourcentage de chaque espèce de foraminifères planctoniques déterminées en fonction de la profondeur : Carotte 1034



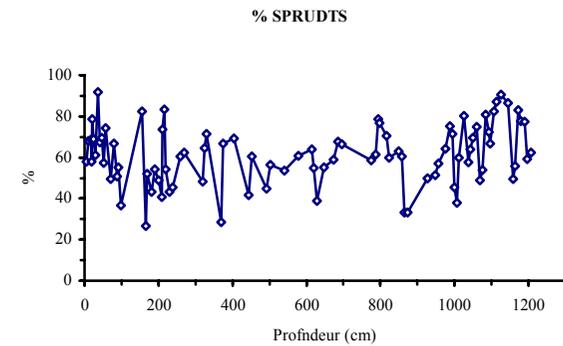
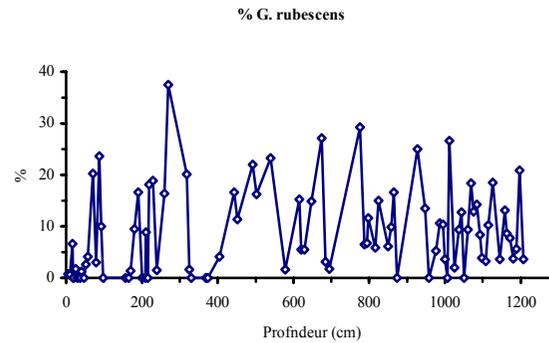
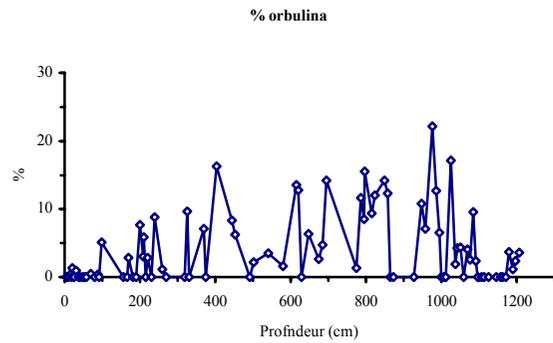
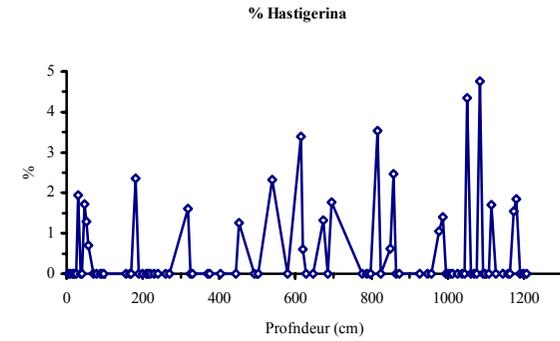
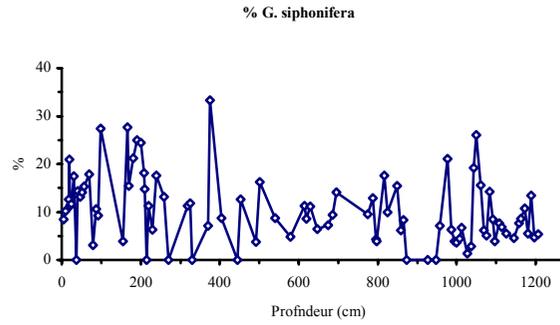
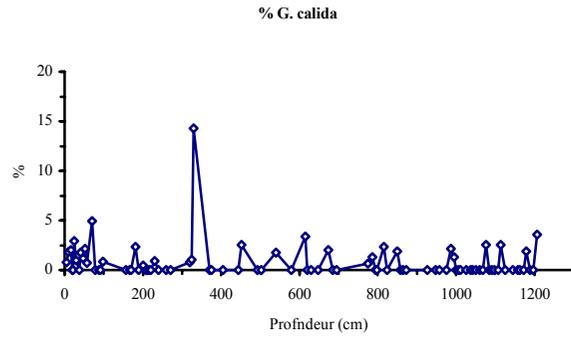
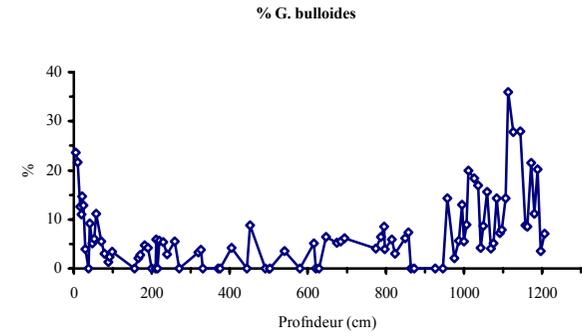
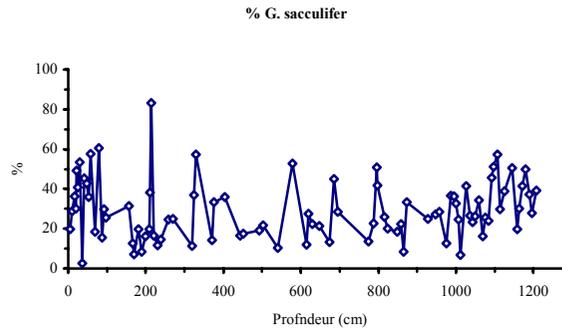
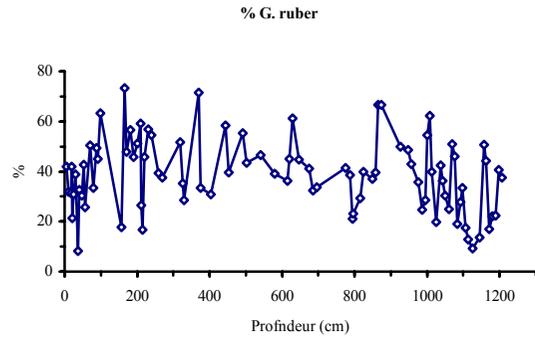
Graphiques de la variation du pourcentage de chaque espèces de foraminifères planctoniques déterminées en fonction de la profondeur : Carotte 1013



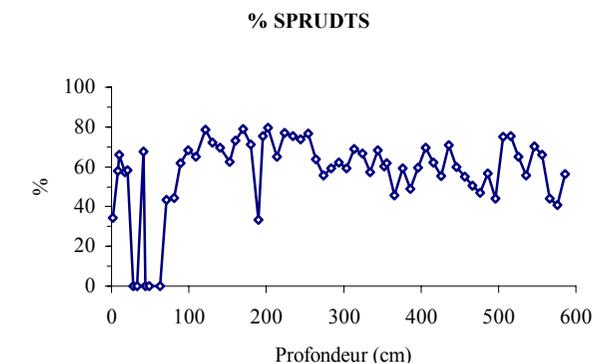
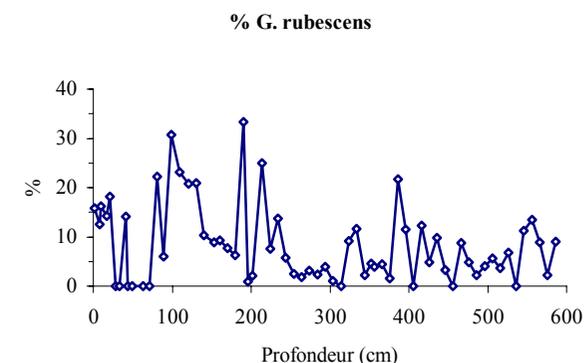
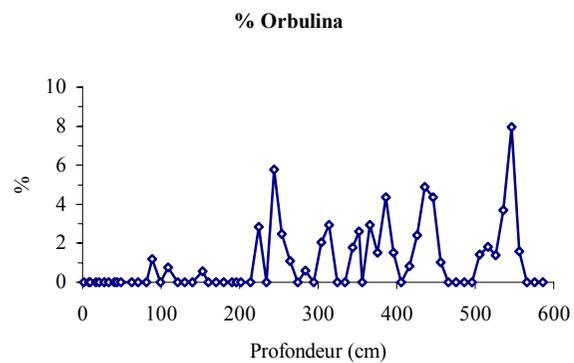
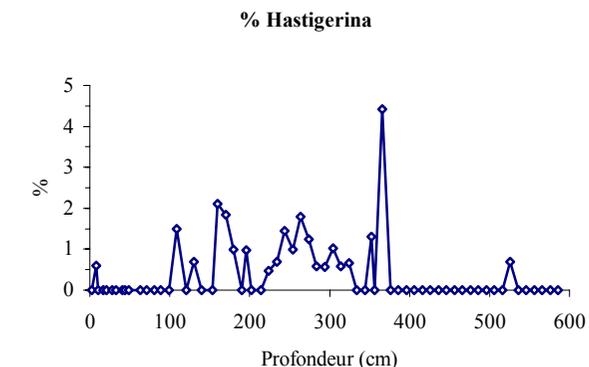
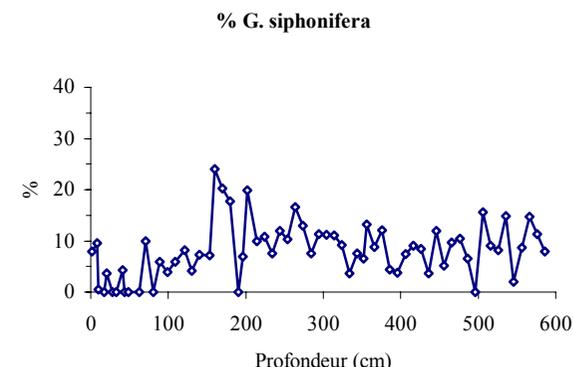
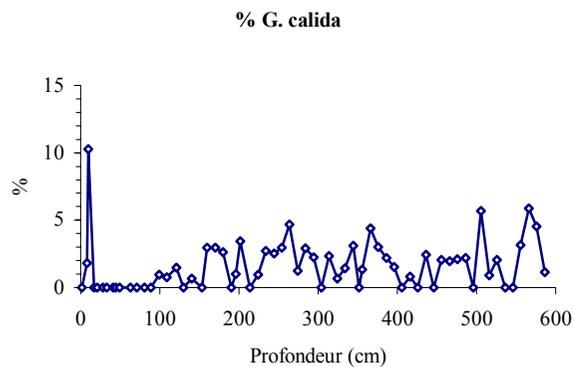
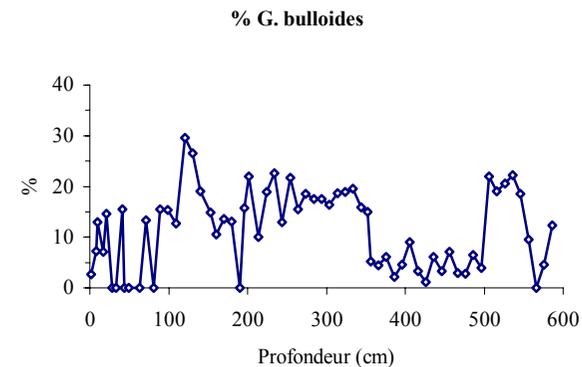
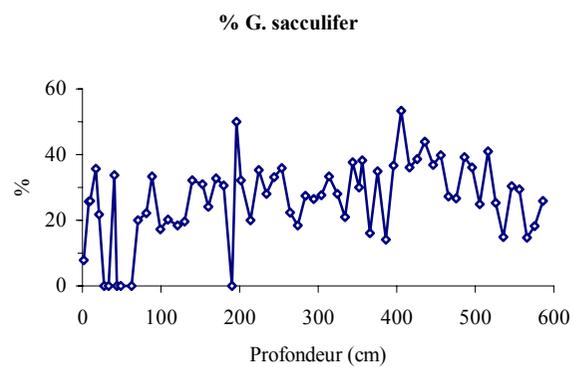
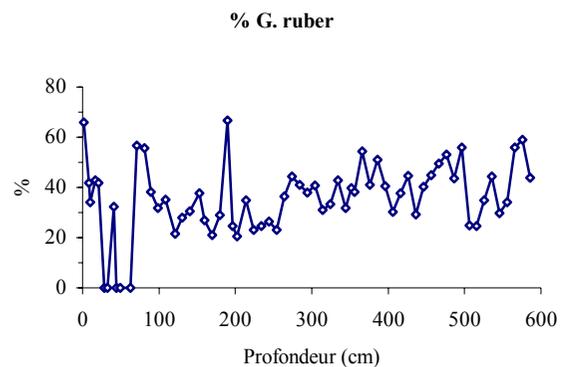
Graphiques de la variation du pourcentage de chaque espèce de foraminifères planctoniques déterminées en fonction de la profondeur : Carotte 1015



Graphiques de la variation du pourcentage de chaque espèces de foraminifères planctoniques déterminées en fonction de la profondeur : Carotte 1030



Graphiques de la variation du pourcentage de chaque espèces de foraminifères planctoniques déterminées en fonction de la profondeur : Carotte 1037



ANNEXE IV

- Tableaux des teneurs en Fe, Mn, Zn des sédiments.
- Glossaire des minéraux

Annexe IV : Teneurs en Fe , Mn, Zn (g/kg).

Niveau Carotte 1034	Prof. (cm)	Fe (g/kg)	Mn (g/kg)	Zn (g/kg)	Niveau Carotte 1034	Prof. (cm)	Fe (g/kg)	Mn (g/kg)	Zn (g/kg)
I 1-2	1	5,54	0,67	0,03	VI 32-33	556	7,33	0,67	0,03
I 10-11	10	5,72	1,12	0,03	VI 41-42	565	6,49	1,01	0,04
I 20-21	20	7,75	0,59	0,07	VI 51-52	575	4,79	1,00	0,04
I 30-31	30	6,40	0,49	0,07	VI 61-62	585	4,11	0,61	0,03
I 40-41	40	15,98	0,79	0,17	VI 71-72	595	7,84	0,76	0,04
I 50-51	50	8,11	0,60	0,06	VI 81-82	605	5,49	0,81	0,03
I 60-61	60	5,72	0,59	0,05	VI 91-92	615	6,13	0,62	0,03
I 70-71	70	4,82	0,68	0,05	VI 102-103	626	6,03	0,52	0,03
I 80-81	80	8,24	0,77	0,04	VI 112-113	636	4,48	0,50	0,02
I 90-91	90	7,54	0,99	0,06	VI 122-123	646	4,70	0,50	0,02
I 100-101	100	6,04	0,84	0,06	VI 132-133	656	4,76	0,48	0,02
I 110-111	110	6,49	0,68	0,06	VI 142-143	666	5,78	0,50	0,01
I 120-121	120	6,42	0,83	0,05	VII 2-3	676	5,49	0,48	0,02
I 130-131	130	6,06	0,55	0,06	VII 12-13	686	4,38	0,71	0,03
I 140-141	140	5,80	0,44	0,03	VII 22-23	696	6,26	0,44	0,02
II 2-3	152	6,90	0,96	0,05	VII 32-33	706	6,34	0,48	0,02
II 12-13	162	5,17	0,58	0,02	VII 42-43	716	6,42	0,34	0,02
II 22-23	172	4,22	0,49	0,02	VII 52-53	726	8,54	0,65	0,02
II 32-33	182	4,80	0,48	0,03	VII 61-62	735	4,94	0,39	0,02
II 42-43	192	5,64	0,52	0,03	VII 70-71	744	3,97	0,44	0,02
II 52-53	202	4,92	0,47	0,02	VII 77-78	751	6,07	0,60	0,04
II 62-63	212	5,73	0,33	0,02	VII 87-88	761	7,15	0,59	0,04
II 72-73	222	4,21	0,38	0,03	VII 97-98	771	5,03	0,48	0,02
II 82-83	232	5,12	0,38	0,03	Niveau	Prof.	Fe	Mn	Zn
II 92-93	242	4,82	0,39	0,04	Carotte 1013	(cm)	(g/kg)	(g/kg)	(g/kg)
II 102-103	252	5,50	0,53	0,04	I 4-5	4	36,79	8,98	0,21
II 112-113	272	5,74	0,88	0,04	I 15-16	15	45,76	5,95	0,75
II 122-123	272	4,95	0,36	0,04	I 18-19	18	65,46	11,71	0,15
II 132-133	282	5,19	0,48	0,04	I 23-24	23	74,92	4,49	0,63
II 142-143	292	4,32	0,55	0,04	I 26-27	26	68,03	3,61	0,66
III 3-4	303	8,00	0,75	0,04	I 33-34	33	39,96	14,84	0,50
III 13-14	313	6,04	0,79	0,10	I 38-39	38	37,93	6,17	0,21
III 23-24	323	8,18	0,79	0,07	I 46-47	46	25,43	3,34	0,20
III 30-31	330	10,54	1,01	0,05	I 54-55	54	52,63	8,37	0,46
III 42-43	342	9,00	1,19	0,05	I 60-61	60	78,56	6,76	0,44
III 52-53	352	9,09	0,74	0,11	I 63-64	63	194,54	30,23	1,28
III 55-56	355	4,26	0,53	0,04	I 64-65	64	59,73	30,62	0,52
III 65-66	365	6,95	0,86	0,04	I 66-67	66	49,54	5,38	0,26
III 79-80	379	8,59	0,67	0,07	I 69.5-70.5	70	78,47	6,14	1,04
III 91-92	391	5,98	0,45	0,05	I 72-73	72	71,69	43,38	0,43
III 104-105	404	6,33	0,61	0,03	I 84-85	84	70,22	4,92	0,35
III 118-119	418	5,71	0,51	0,02	I 86-87	86	37,88	21,76	0,66
III 130-131	430	7,23	0,47	0,02	I 89-90	89	56,22	17,45	0,64
III 141-142	441	5,78	0,76	0,02	I 97-98	97	192,94	14,20	0,42
IV 2-3	452	6,77	0,40	0,02	I 100-101	100	47,22	6,89	0,20
IV 12-13	462	8,34	0,55	0,04	I 104-105	104	63,65	11,52	0,31
IV 19-20	469	6,19	0,77	0,03	I 110-111	110	44,19	7,63	0,29
V 2-3	476	6,75	0,44	0,03	I 113-114	113	24,73	6,77	0,15
V 12-13	486	5,99	0,44	0,02	I 117-118	117	25,70	4,93	0,17
V 22-23	496	6,94	0,45	0,03	I 120-121	120	41,91	6,66	0,21
V 31-32	505	6,03	0,24	0,03	I 124-125	124	27,70	4,04	0,23
V 41-42	515	6,72	0,54	0,03	I 127-128	127	89,28	11,48	0,42
VI 2-3	526	9,97	0,70	0,04	I 131-132	131	67,57	25,23	0,51
VI 12-13	536	5,89	0,71	0,04	I 134-135	134	69,17	13,25	0,44
VI 22-23	546	5,75	0,74	0,03	I 137-138	137	64,75	10,59	0,26

Annexe IV : Teneurs en Fe , Mn, Zn (g/kg).

Niveau Carotte 1013	Prof. (cm)	Fe (g/kg)	Mn (g/kg)	Zn (g/kg)	Niveau Carotte 1013	Prof. (cm)	Fe (g/kg)	Mn (g/kg)	Zn (g/kg)
I 143-144	143	64,11	8,19	0,36	IV 47-48	497	90,82	4,51	0,79
II 1-2	151	62,21	9,18	0,38	IV 51-52	501	47,28	2,39	0,50
II 12-13	162	75,69	12,55	0,25	IV 53-54	503	44,98	2,06	0,25
II 23-24	173	21,67	4,36	0,28	IV 59-60	509	196,31	6,38	0,37
II 26-27	176	55,10	9,67	0,26	IV 63-64	513	343,30	4,74	0,33
II 32.5-33.5	183	111,91	7,90	0,41	IV 76-77	526	77,34	13,16	0,25
II 40-41	190	159,98	70,96	1,36	IV 82-83	532	100,03	7,64	0,41
II 43.5-44.5	194	212,30	68,48	2,08	IV 86-87	536	292,73	20,56	0,68
II 45-46	195	93,99	12,42	0,38	IV 99-100	549	150,04	12,38	0,37
II 49-50	199	132,00	43,10	1,14	IV 103-104	553	61,01	11,96	0,21
II 53-54	203	59,00	31,99	0,30	Niveau				
II 61-62	211	130,01	16,03	0,82	Carotte 1015				
II 65-66	215	141,21	26,08	0,83	III 76-77	376	35,36	6,81	0,17
II 73.5-74.5	224	175,90	9,22	0,86	III 80-81	380	22,90	2,48	0,12
II 75.5-76.5	226	230,24	31,48	1,36	III 85-86	385	20,60	3,29	0,18
II 81-82	231	83,23	28,97	0,58	III 91-92	391	34,93	4,07	0,15
II 89-90	239	104,44	13,01	0,35	III 99-100	399	26,04	4,28	0,24
II 93-94	243	17,74	3,28	0,21	III 105.5-106.5	406	12,54	1,54	0,07
II 95.5-96.5	246	171,05	10,51	0,58	III 107-108	407	11,46	1,98	0,10
II 97-98	247	69,21	13,09	0,20	III 110-111	410	24,35	4,91	0,17
II 104-105	254	30,18	7,52	0,49	III 123-124	423	28,22	5,21	0,18
II 108-109	258	232,98	12,48	0,83	III 130-131	430	20,15	5,09	0,26
II 110.5-11.5	261	238,13	47,96	1,48	III 135-136	435	22,22	2,61	0,30
II 117-118	267	92,58	18,23	0,41	III 140-141	440	18,43	3,79	0,27
II 130-131	280	85,60	10,87	0,39	III 146-147	446	25,33	5,79	0,21
II 134-135	284	200,19	45,11	1,29	IV 3-4	453	34,97	4,68	0,38
II 140-141	290	94,12	44,95	0,92	IV 11-12	461	29,34	4,14	0,18
II 146-147	296	87,22	32,06	0,50	IV 18-19	468	16,88	2,50	0,11
III 2-3	302	34,47	12,09	0,55	IV 25 - 26	475	25,79	5,05	0,10
III 9-10	309	130,87	13,98	0,54	IV 35-36	485	18,96	3,67	0,12
III 14-15	314	20,79	8,23	0,47	IV 40-41	490	36,87	15,03	0,14
III 21-22	321	201,70	15,76	0,77	IV 48-49	498	33,95	4,89	0,36
III 32-33	332	220,08	149,63	2,16	IV 60-61	510	27,93	2,71	0,19
III 39-40	339	283,45	16,67	1,39	IV 63-64	513	25,26	2,32	0,08
III 44-45	344	219,04	52,83	1,49	IV 68-69	518	31,32	1,28	0,46
III 57-58	357	85,57	19,10	0,60	IV 73-74	523	31,39	2,98	0,25
III 60-61	360	155,78	15,05	0,95	IV 82-83	532	30,54	5,19	0,25
III 61-62	361	100,72	15,93	0,63	IV 87-88	537	29,60	4,90	0,25
III 67-68	367	61,40	20,67	0,44	IV 91-92	541	36,06	2,57	0,25
III 76-77	376	296,05	24,68	1,22	IV 92-93	542	24,20	13,18	0,29
III 84-85	384	189,44	29,07	0,73	IV 99-100	549	57,02	0,98	0,55
III 96-97	396	69,60	30,55	0,76	IV 101-102	551	26,15	2,85	0,32
III 100-101	400	66,42	19,47	0,97	IV 107-108	557	18,77	2,98	0,09
III 107-108	407	142,77	1,25	1,04	IV 125-126	575	47,03	5,04	0,28
III 111-112	411	56,58	5,67	0,21	IV 131-132	581	47,44	5,82	0,34
III 124-125	424	103,83	1,94	0,26	IV 136-137	586	16,29	8,44	0,12
III 132-133	432	54,37	1,62	0,46	IV 147-148	597	10,04	2,67	0,07
III 139-140	439	126,12	1,91	0,24	V 1-2	601	22,03	5,98	0,14
III 141-142	441	117,63	2,09	0,09	V 14-15	614	21,91	2,66	0,15
IV 2-3	452	198,42	0,79	0,27	V 22-23	622	29,64	6,80	0,21
IV 8-9	458	132,32	0,99	0,66	V 30-31	630	34,19	8,98	0,30
IV 15-16	465	66,95	4,08	0,57	V 44-45	644	31,41	8,48	0,27
IV 31-32	481	76,42	2,14	0,43	V 57-58	657	47,80	15,13	0,43
IV 38-39	488	56,58	4,38	1,04	V 66-67	666	24,94	4,88	0,21
IV 40-41	490	117,00	8,38	1,92	V 71-72	671	33,26	9,55	0,37
IV 42-43	492	68,54	4,92	0,76	V 79-80	679	19,66	4,45	0,33
IV 43-44	493	58,00	5,28	0,85	V 82-83	682	32,19	5,41	0,33

Annexe IV : Teneurs en Fe , Mn, Zn (g/kg).

Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	Fe (g/kg)	Mn (g/kg)	Zn (g/kg)	Niveau Carotte 1015	Prof. (cm)	Fe (g/kg)	Mn (g/kg)	Zn (g/kg)
V 90-91	690	22,69	4,90	0,20	IX 72-73	1272	47,88	7,04	0,20
V 100-101	700	23,31	3,67	0,16	IX 81-82	1281	20,43	5,94	0,11
V 110-111	710	19,38	3,17	0,14	IX 91-92	1291	13,44	3,79	0,17
V 120-121	720	18,23	3,12	0,13	IX 100-101	1300	7,65	1,04	0,09
V 130-131	730	18,75	3,08	0,14	IX 106-107	1306	24,61	7,32	0,85
V 140-141	740	18,46	3,03	0,13	IX 109-110	1309	13,66	2,84	0,20
V 147-148	747	20,04	3,17	0,13	IX 115-116	1315	11,88	7,66	0,22
VI 2-3	752	23,95	3,76	0,15	IX 118-119	1318	24,59	5,21	0,39
VI 12-13	762	20,72	3,25	0,13	IX 127-128	1327	17,75	7,00	0,17
VI 22-23	772	18,33	2,79	0,13	IX 131-132	1331	21,35	2,37	0,08
VI 32-33	782	15,48	2,71	0,11	IX 134-135	1334	13,83	2,95	0,13
VI 42-43	792	16,95	2,76	0,11	IX 140-141	1340	13,08	2,89	0,14
VI 52-53	802	15,35	2,64	0,11	IX 146-147	1346	9,19	7,87	0,24
VI 62-63	812	14,93	2,74	0,11	X 2-3	1352	11,16	6,74	0,49
VI 82-83	832	17,62	2,92	0,12	X 8-9	1358	22,98	7,47	0,18
VI 92-93	842	16,71	2,81	0,13	X 13-14	1363	12,90	2,37	0,31
VI 102-103	852	14,46	1,56	0,03	X 15-16	1365	20,51	8,85	0,25
VI 112-113	862	10,23	1,61	0,08	X 24-25	1374	58,15	7,16	0,34
VI 122-123	872	13,37	1,83	0,08	X 28-29	1378	15,01	2,78	0,12
VI 132-133	882	14,60	1,95	0,11	X 43-44	1393	17,86	6,87	0,13
VI 142-143	892	15,51	1,82	0,31	X 52-53	1402	39,78	9,19	0,25
VII 2-3	902	13,97	1,32	0,06	X 55-56	1405	31,50	1,33	4,12
VII 12-13	912	14,02	1,51	0,09	X 58-59	1408	19,15	8,26	0,21
VII 22-23	922	10,85	1,51	0,07	X 63-64	1413	17,13	6,76	0,22
VII 32-33	932	13,21	1,27	0,06	X 73-74	1423	45,10	7,89	0,38
VII 42-43	942	12,28	1,22	0,07	X 82-83	1432	18,11	6,53	0,14
VII 52-53	952	13,67	1,31	0,07	X 90-91	1440	41,44	6,86	0,14
VII 62-63	962	11,15	1,06	0,05	X 100-101	1450	18,56	1,99	0,10
VII 82-83	982	10,83	0,97	0,04	X 108-109	1458	57,43	5,08	0,14
VII 92-93	992	10,02	1,21	0,04	X 121-122	1471	20,14	3,80	0,17
VII 102-103	1002	8,09	1,60	0,06	X 129-130	1479	18,00	3,34	0,14
VII 112-113	1012	7,56	1,57	0,08	X 146-147	1496	18,61	3,66	0,15
VII 122-123	1022	8,30	1,84	0,05	XI 2-3	1502	14,63	2,87	0,15
VII 132-133	1032	7,08	2,02	0,05	XI 12-13	1512	18,44	2,96	0,12
VII 142-143	1042	16,48	2,29	0,10	XI 22-23	1522	19,99	3,18	0,17
IIIX 2-3	1052	13,13	2,13	0,11	XI 32-33	1532	20,80	3,44	0,19
IIIX 12-13	1062	21,53	4,51	0,11	XI 42-43	1542	20,17	3,04	0,14
IIIX 22-23	1072	15,33	2,97	0,10	XI 52-53	1552	25,49	2,77	0,12
IIIX 40-41	1090	15,08	2,25	0,09	XI 62-63	1562	27,29	2,62	0,13
IIIX 56-57	1106	23,99	2,29	0,19	XI 72-73	1572	26,91	2,19	0,12
IIIX 59-60	1109	14,03	1,80	0,12	XI 82-83	1582	38,55	2,64	0,11
IIIX 68-69	1118	16,19	2,85	0,13					
IIIX 84-85	1134	14,65	2,92	0,12	Niveau Carotte 1030	Prof. (cm)	Fe (g/kg)	Mn (g/kg)	Zn (g/kg)
IIIX 101-102	1151	18,69	2,83	0,11	CP 10-11	10	3,14	2,43	0,19
IIIX 111-112	1161	9,15	1,84	0,12	CP 17-18	17	5,85	2,53	0,20
IIIX 118-119	1168	23,07	4,59	0,14	CP 19-20	19	12,56	2,84	0,19
IIIX 131-132	1181	17,27	3,22	0,36	CP 21-22	21	18,76	2,46	0,20
IIIX 135-136	1185	13,05	1,68	0,26	CP 25-26	25	6,83	2,04	0,09
IIIX 143-144	1193	21,66	6,69	0,36	CP 30-31	30	2,17	2,25	0,10
IX 2-3	1202	16,11	5,93	0,71	CP 37-38	37	3,00	1,75	0,04
IX 8-9	1208	22,43	2,92	0,29	CP 41-42	41	17,33	2,35	0,09
IX 18-19	1218	28,34	6,10	0,21	CP 47-48	47	18,77	2,27	0,12
IX 28-29	1228	41,79	7,05	0,23	CP 52-53	52	19,74	2,78	0,18
IX 32-33	1232	17,77	2,48	0,14	CP 57-58	57	15,55	2,44	0,20
IX 45-46	1245	16,17	4,32	0,24	CP 63-64	63	24,05	2,30	0,25
IX 58-59	1258	20,23	1,29	0,54	CP 70-71	70	22,51	2,39	0,12
IX 61-62	1261	18,79	4,08	0,31	CP 75-76	75	22,93	2,56	0,16

Annexe IV : Teneurs en Fe , Mn, Zn (g/kg).

Niveau Carotte 1030	Prof. (cm)	Fe (g/kg)	Mn (g/kg)	Zn (g/kg)	Niveau Carotte 1030	Prof. (cm)	Fe (g/kg)	Mn (g/kg)	Zn (g/kg)
CP 79-80	79	32,94	3,17	0,22	VI 111-112	629	7,72	2,10	0,15
CP 84-85	84	22,58	2,36	0,23	VI 121-122	639	6,89	1,95	0,08
CP 88-89	88	8,58	2,42	0,14	VII 2-3	647	11,62	2,37	0,14
CP 92-93	92	24,04	3,05	0,29	VII 12-13	657	14,65	2,91	0,17
CP 98-99	98	20,20	2,63	0,22	VII 22-23	667	11,96	2,64	0,15
II 6-7	156	29,58	3,05	0,24	VII 29-30	674	7,68	2,08	0,18
II 16-17	166	27,34	3,21	0,21	VII 40-41	685	13,76	2,00	0,09
II 20-21	170	24,98	2,48	0,25	VII 50-51	695	22,32	2,49	0,38
II 31-32	181	31,01	3,44	0,23	VII 53-54	698	13,41	2,34	0,13
II 40-41	190	14,46	2,83	0,19	VII 61-62	706	22,82	2,70	0,14
II 50-51	200	21,10	2,21	0,22	VII 80-81	725	20,62	2,79	0,17
II 59-60	209	25,93	3,00	0,26	VII 90-91	735	26,23	3,59	0,20
II 61-62	211	11,77	2,06	0,13	VII 100-101	745	20,47	2,70	0,17
II 65-66	215	18,87	3,07	0,20	VII 114-115	759	9,86	2,53	0,28
II 70-71	220	30,09	3,01	0,22	VII 130-131	775	25,08	3,11	0,27
II 80-81	230	33,56	4,24	0,39	VII 142-143	787	21,87	2,80	0,23
II 89-90	239	22,11	2,69	0,23	VIII 2-3	797	23,02	3,37	0,30
II 99-100	249	22,67	2,71	0,18	VIII 12-13	795	9,67	2,36	0,55
II 109-110	259	32,81	3,94	0,40	VIII 21-22	816	10,71	2,16	0,15
II 120-121	270	17,72	2,76	0,26	VIII 29-30	824	9,59	1,45	0,10
II 130-131	280	23,20	3,41	0,16	VIII 33-34	828	10,70	1,92	0,09
II 140-141	290	18,58	2,78	0,13	VIII 44-45	839	8,43	1,88	0,10
III 9-10	309	13,83	3,20	0,19	VIII 54-55	849	9,68	1,36	0,07
III 19-20	319	14,89	2,52	0,15	VIII 63-64	858	9,65	1,76	0,10
III 25-26	325	26,22	2,89	0,20	VIII 70-71	865	10,57	1,92	0,12
III 30-31	330	18,61	2,82	0,15	VIII 78-79	873	20,81	3,16	0,20
III 40-41	340	21,71	3,12	0,19	VIII 85-86	880	18,87	2,50	0,15
III 49-50	349	24,48	2,96	0,21	VIII 93-94	888	13,20	2,04	0,13
III 60-61	360	19,65	2,84	0,25	VIII 104-105	899	16,70	2,36	0,14
III 70-71	370	25,54	2,99	0,21	VIII 120-121	915	15,46	2,03	0,13
III 75-76	375	13,93	2,39	0,16	VIII 132-133	927	18,63	2,36	0,15
III 83-84	383	19,99	2,66	0,19	VIII 144-145	939	18,60	2,34	0,13
III 93-94	393	15,40	2,67	0,16	IX 2-3	947	18,47	2,34	0,19
III 104-105	404	12,79	2,13	0,19	IX 12-13	957	18,44	2,50	0,19
III 110-111	410	15,78	2,77	0,18	IX 22-23	967	16,45	1,94	0,24
III 115-116	415	7,15	1,43	0,08	IX 31-32	976	17,20	1,49	0,12
III 133-134	433	10,08	1,96	0,10	IX 42-43	987	14,02	2,01	0,13
III 144-145	444	11,37	2,08	0,10	IX 50-51	995	22,34	2,73	0,12
IV 2-3	452	11,29	2,22	0,11	IX 55-56	1000	13,51	1,82	0,11
IV 12-13	462	12,82	2,28	0,11	IX 62-63	1007	25,44	2,45	0,14
IV 22-23	472	9,56	2,47	0,13	IX 67-68	1012	16,87	1,80	0,10
IV 32-33	482	13,51	2,25	0,12	IX 81-82	1026	9,15	7,02	0,11
IV 42-43	492	11,47	2,46	0,14	IX 92-93	1037	22,25	2,09	0,13
IV 52-53	502	9,98	2,46	0,14	IX 98-99	1043	14,72	1,79	0,11
IV 57-58	507	8,29	2,50	0,14	IX 101-102	1046	24,51	2,12	0,17
VI 2-3	520	18,43	2,72	0,17	IX 105-106	1050	2,93	0,76	0,04
VI 20-21	540	20,95	2,80	0,23	IX 115-116	1060	5,67	1,32	0,09
VI 28-29	546	21,53	2,72	0,16	IX 124-125	1069	15,04	1,99	0,16
VI 35-36	553	9,52	2,16	0,13	IX 131-132	1076	20,16	2,30	0,11
VI 41-42	559	7,93	1,84	0,08	IX 139-140	1084	32,30	2,47	0,17
VI 54-55	572	16,44	2,04	0,12	IX 147-148	1092	17,92	2,14	0,16
VI 61-62	579	11,87	1,91	0,09	X 2-3	1097	13,75	1,95	0,13
VI 67-68	585	18,42	2,19	0,15	X 12-13	1107	10,65	1,33	0,06
VI 77-78	595	6,10	2,45	0,16	X 19-20	1114	23,82	2,01	0,16
VI 91-92	609	18,05	2,99	0,17	X 31-32	1126	30,26	2,35	0,19
VI 97-98	615	24,99	2,58	0,19	X 41-42	1136	22,26	3,05	0,10
VI 102-103	620	24,22	2,55	0,21	X 50-51	1145	13,16	2,99	0,35

Annexe IV : Teneurs en Fe , Mn, Zn (g/kg).

Niveau	Prof.	Fe	Mn	Zn	Niveau	Prof.	Fe	Mn	Zn
Carotte 1030	(cm)	(g/kg)	(g/kg)	(g/kg)	Carotte 1037	(cm)	(g/kg)	(g/kg)	(g/kg)
X 55-56	1150	12,51	2,00	0,09	VI 2-3	506	13,94	42,17	1,91
X 63-64	1158	39,64	4,12	0,26	VI 12-13	516	21,44	49,91	3,08
X 68-69	1163	23,79	2,43	0,15	VI 22-23	526	28,73	53,74	3,22
X 77-78	1172	25,32	2,77	0,20	VI 32-33	536	27,76	48,59	3,02
X 85-86	1180	44,49	3,81	0,24	VI 42-43	546	31,06	60,72	3,01
X 94-95	1189	22,17	1,86	0,14	VI 52-53	556	37,02	68,01	3,54
X 102-103	1197	21,19	2,36	0,14	VI 62-63	566	36,91	57,17	6,70
X 112-113	1207	28,20	2,61	0,16	VI 72-73	576	13,14	51,87	3,24
Niveau	Prof.	Fe	Mn	Zn	VI 82-83	586	28,20	52,44	3,74
Carotte 1037	(cm)	(g/kg)	(g/kg)	(g/kg)	CP 12-13	12	17,68	3,45	0,76
I 49-50	49	308,64	4,06	1,46	CP 20-21	20	29,11	8,16	1,16
I 63-64	63	262,34	2,39	1,50	CP 30-31	30	153,70	1,56	0,49
I 71-72	71	139,88	25,87	2,00	CP 40-41	40	54,57	11,97	1,63
I 81-82	81	92,72	83,48	3,63	CP 45-46	45	157,54	27,42	2,18
I 89-90	89	125,11	67,16	5,50	CP 50-51	50	271,52	2,16	0,48
I 99-100	99	171,96	120,13	8,01	CP 58-59	58	149,81	2,28	1,70
I 109-110	109	175,14	123,02	8,93	CP 70-71	70	101,29	1,67	1,43
I 121-122	121	173,60	112,07	7,07	CP 76-77	76	104,92	5,17	2,64
I 130-131	130	157,62	95,73	6,34	CP 81-82	81	35,90	29,77	2,32
I 140-141	140	151,64	105,67	6,18	CP 87-88	87	20,51	17,10	1,88
II 3-4	153	164,44	117,82	6,15	CP 91-92	91	47,98	104,42	3,57
II 10-11	160	95,21	49,68	2,89	CP 98-99	98	84,23	132,45	6,54
II 20-21	170	96,29	81,81	3,59	I 2-3	2	190,16	71,16	3,13
II 30-31	180	69,45	59,29	2,79	I 8-9	8	145,72	37,24	2,22
II 40-41	190	93,15	71,50	3,31	I 10-11	10	67,55	15,81	1,06
II 46-47	196	42,33	7,92	1,87	I 17-18	17	28,84	4,58	0,96
II 52-53	202	111,58	93,72	4,03	I 21-22	21	28,37	14,35	0,95
III 2-3	214	154,36	115,55	7,18	I 28-29	28	414,24	11,15	2,08
III 12-13	224	89,33	73,12	3,06	I 33-34	33	268,74	1,38	0,29
III 22-23	234	143,47	106,51	4,58	I 41-42	41	377,83	17,05	1,96
III 32-33	244	75,66	82,39	3,38	I 44-45	44	233,16	18,45	1,25
III 42-43	254	52,09	82,72	3,88					
III 52-53	264	50,99	98,36	4,89					
III 62-63	274	39,74	82,50	5,86					
III 72-73	284	17,49	88,99	3,85					
III 82-83	294	22,88	41,52	4,49					
III 92-93	304	54,85	78,76	4,00					
III 102-103	314	49,10	58,02	2,57					
III 112-113	324	99,01	90,46	4,68					
III 122-123	334	78,02	82,46	3,87					
III 132-133	344	63,56	90,14	4,30					
III 140-141	352	64,74	87,03	5,29					
V 2-3	356	26,76	51,31	2,83					
V 12-13	366	11,67	39,61	1,52					
V 22-23	376	56,09	90,19	5,73					
V 32-33	386	17,56	46,15	1,71					
V 42-43	396	37,49	54,83	4,09					
V 52-53	406	10,58	21,78	1,76					
V 62-63	416	8,65	25,93	1,50					
V 72-73	426	19,09	45,42	2,71					
V 82-83	436	35,89	48,62	3,96					
V 92-93	446	24,27	49,13	5,59					
V 102-103	456	10,33	35,71	2,04					
V 112-113	466	6,78	32,23	1,99					
V 122-123	476	9,24	35,40	3,50					
V 132-133	486	18,73	41,65	3,68					
V 142-143	496	26,91	55,62	2,25					

Formules chimiques des oxydes de fer et de manganèse et les sulfures déterminés dans la fosse Atlantis II.

➤ **Oxydes de fer**

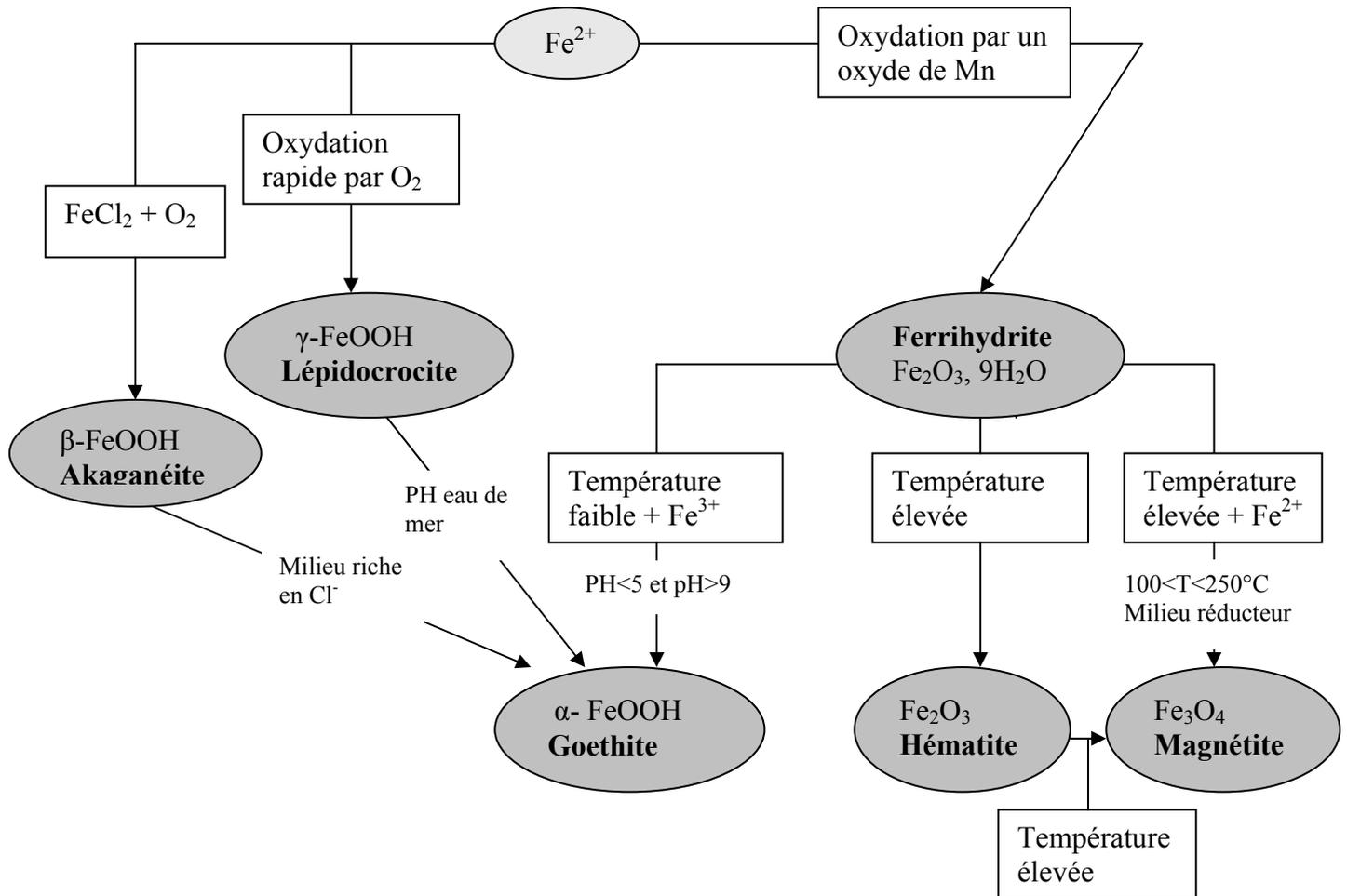


Schéma des différentes voies de formation des oxydes de fer dans la fosse Atlantis II (Anschutz, 1993 ; Blanc et al., 1998)

➤ **Oxydes de manganèse**

Manganite : $\gamma\text{-MnOOH}$
 Groutite : $\alpha\text{-MnOOH}$
 Todorokite : Mn_2O_3

➤ **Sulfures de fer**

Pyrite : FeS_2
 Sphalérite : ZnS
 Chalcopyrite : CuFeS_2
 Cubanite : CuFe_2S_3

Résumé.

Cette étude pluridisciplinaire couplant des approches de biostratigraphie, de sédimentologie et de géochimie isotopique et élémentaire a permis d'établir une relation entre les cycles climatiques et l'hydrothermalisme en mer Rouge.

La mer Rouge est un jeune océan semi-fermé dans lequel l'activité hydrothermale se manifeste au sein de la zone axiale par la présence de fosses à saumure et/ou de sédiments minéralisés. Le caractère confiné de ce bassin, le rend extrêmement sensible aux variations océanographiques globales, en particulier celles liées à la cyclicité glaciaire et aux variations du niveau marin qui en résultent.

L'étude porte sur cinq carottes prélevées au cours de la mission RedSed MD73 (1992) dans la partie centrale de la mer Rouge. Elles sont localisées du nord au sud dans la fosse Thétis, la fosse Valdivia, hors de l'axe, dans la fosse Suakin et dans la plaine Suakin.

Le cadre chrono-stratigraphique des carottes a été défini à partir des données isotopiques de *G. ruber* couplé à des datations AMS¹⁴C. Ces colonnes sédimentaires couvrent les derniers cycles climatiques du Quaternaire correspondant aux stades isotopiques 1 à 5. L'enregistrement haute résolution des variations de *Globigerinoides ruber* et de *G. sacculifer* à l'Holocène (un échantillon environ tous les 146 ans) a permis d'établir une nouvelle biozonation plus détaillée de cette période, qui est caractérisée par la succession de trois biozones. L'enregistrement des variations du carbone organique et de celles du soufre le long des carottes a permis d'identifier des niveaux de sapropèles aux stades 2 et 3, en plus de celui déjà répertorié au stade 1. La présence de ces sapropèles est un indice de sous-oxygénation des eaux de fond.

L'enregistrement des métaux hydrothermaux (Fe, Mn, Zn) pendant les périodes climatiques prédéfinies, fait ressortir une abondance de ces métaux dans les sédiments de la plaine Suakin au Dernier Maximum Glaciaire (DMG) et au stade 3 et un appauvrissement en ces métaux des sédiments de la fosse Suakin au DMG, comme cela a déjà été observé dans la fosse Atlantis II. Le stade 1 est caractérisé dans les fosses Atlantis II, Thétis et Suakin par de fortes concentrations en métaux hydrothermaux dans les sédiments.

L'évolution spatiale et temporelle des concentrations métallifères dans les sédiments, nous permet de proposer le mécanisme suivant qui rend compte de cette répartition :

- En période d'oxygénation "normale" (stade 1), l'interface saumure-eau de mer assure une double fonction de barrière de densité et de barrière redox. Les métaux précipitent à cette interface et forment des niveaux hautement minéralisés dans les fosses, comme c'est le cas dans les fosses Atlantis II, Thétis et Suakin.

- En période de sous-oxygénation des eaux de fond, cette interface saumure-eau de mer se réduit à une interface de densité et on assiste à la formation d'une nouvelle interface redox moins profonde. Les métaux des saumures diffusent vers l'eau de fond anoxique. Ils s'oxydent à la nouvelle interface redox, qui est plus étendue et se répandent hors fosse. Peu de métaux sédimentent pendant ces périodes dans les fosses. D'où la formation de sédiments enrichis en métaux hydrothermaux dans la plaine Suakin et de sédiments peu minéralisés dans les fosses Atlantis II et Suakin au DMG.

Un bilan de matière, basé sur les résultats acquis dans la plaine Suakin a permis de placer le front redox au DMG à 1600 m de profondeur, avec une superficie de 5500 km².

Mots clés : Mer Rouge, fosse, foraminifères planctoniques, stratigraphie, isotopes, hydrothermalisme, sapropèles, anoxie, saumure, interface redox.

Abstract.

This multidisciplinary study yields approaches, including biostratigraphy, sedimentology, elementary and isotopic geochemistry, allowed us to establish a relation between climatic events and hydrothermalism in the Red Sea.

The Red Sea is a marginal basin, with bathymetric depressions located along the axis, filled with hot brines and/or metalliferous sediments owing to hydrothermal activity. This enclosed basin is extremely sensitive to global climate changes and sea level variations.

This study is carried out on five cores collected in the central part of the Red Sea, during the RedSed MD73 cruise (1992). They have been taken from the north-to the south in the Thétis Deep, Valdivia Deep, outside the axis, in the Suakin Deep and Suakin plain.

Time stratigraphic frameworks have been obtained for these cores on the basis of the oxygen isotope record based on single specimens of *G. ruber*, supported by AMS ^{14}C results. They provide an uninterrupted record that covers isotopic stages 1 to 5. High-resolution records of planktonic foraminifera *Globigerinoides ruber* and *G. sacculifer* in the Holocene (one sample each 146 yrs) allow us to establish a new biostratigraphic assemblage characterized by three zonations in this climatic period. Down-core organic carbon and sulfur variations show sapropelic horizons in stages 2 (Last Glacial Maximum) and 3 together with the one already identified in stage 1. These sapropelic horizons indicate the occurrence of a low oxygen content of the deep waters during that time.

Metalliferous sediments have been found in the Suakin plain during LGM and stage 3, whereas the Suakin Deep, sediments formed during the LGM, contained little metalliferous particles, as in the one of the Atlantis II Deep. Deposits of stage 1 in the Thétis, Suakin and Atlantis II Deep are very rich in metalliferous particules.

Spatial and temporal variations of metalliferous concentrations in sediments allow us to suggest a mechanism of distribution of hydrothermal particles :

- When deep waters are well oxygenated (stage 1), the brine/water interface plays the role of redox and density boundaries. Metalliferous particles precipitate at this interface. Thus, highly metalliferous deposits are formed in deeps, such as Suakin, Thétis and Atlantis II.
- During periods of low oxygen content of deep waters, this brine water interface plays only the role of a density barrier, and a new shallow redox interface is formed. Metalliferous particles migrate to this new interface and spread over a large area. Sediments which are formed during these periods in the deeps, are poorly enriched in metals, such as in the Atlantis II and Suakin Deeps during LGM because of metal dispersion. Outside the deeps, sediments are enriched in metalliferous particles, like in the Suakin plain sediments.

Balance calculation suggest that during LGM, the redox interface was located at 1600 m covering a surface of 5500 km².

Key words : Red Sea, planktonic foraminifera, stragtigraphy, isotopes, hydrothermal, sapropels, anoxic, brine, redox barrier.