



HAL
open science

Caractérisation environnementale, morphosédimentaire et stratigraphique du Golfe du Morbihan pendant l'Holocène terminal : implications évolutives

Lucia Perez-Belmonte

► **To cite this version:**

Lucia Perez-Belmonte. Caractérisation environnementale, morphosédimentaire et stratigraphique du Golfe du Morbihan pendant l'Holocène terminal : implications évolutives. Stratigraphie. Université de Bretagne Sud, 2008. Français. NNT: . tel-02382565

HAL Id: tel-02382565

<https://hal.science/tel-02382565>

Submitted on 27 Nov 2019

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

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



THESE DE L'UNIVERSITE DE BRETAGNE SUD
sous le sceau de L'université Européenne de Bretagne

pour obtenir le titre de :
DOCTEUR DE L'UNIVERSITE DE BRETAGNE SUD
LABEL DOCTORAT EUROPEEN

Mention : Géologie Marine
École Doctorale Pluridisciplinaire 0376

présentée par

Lucía Pérez Belmonte

Préparée au *Laboratoire d'Etudes et Modélisation des Environnements Littoraux* attaché à Géosciences Rennes Et au *Departamento de Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio (XM1)* de la Universidad de Vigo, España.

Caractérisation
environnementale,
morphosédimentaire et
stratigraphique du Golfe du
Morbihan pendant
l'Holocène terminal :
implications évolutives

Thèse soutenue le 5 Décembre 2008

devant le jury composé de :

Bernadette TESSIER

Directrice de recherche CNRS / *rapporteuse*

Ana PASCUAL

Profesora titular Universidad del Pais Vasco, España / *rapporteuse*

Francisco FATELA

Professor Auxiliar Universidade de Lisboa, Portugal / *rapporteur*

Benjamin P. HORTON

Assistant Professor University of Pennsylvania, USA / *examineur*

Jean Yves REYNAUD

Maître de Conférences Muséum National d'Histoire Naturelle /
examineur

Guillermo FRANCES PEDRAZ

Profesor titular Universidad de Vigo, España / *Co-directeur de thèse*

Evelyne GOUBERT

Maître de Conférences Université Bretagne Sud / *Directeur de thèse*

*A José Ladislao Pérez
y Amparo Belmonte*

Sommaire

LISTE DES FIGURES	IV
LISTE DES TABLEAUX.....	VII
INTRODUCTION	9
CHAPITRE 1. LE GOLFE DU MORBIHAN : DONNÉES ANTÉRIEURES ET CARACTÉRISTIQUES	11
I. Caractéristiques physiographiques du Golfe du Morbihan	11
II. Caractéristiques hydrographiques et océanographiques du Golfe du Morbihan	13
<i>II.1. Cadre climatique</i>	<i>13</i>
<i>II.2. Cadre hydrodynamique : houle, marée et courantologie associée</i>	<i>14</i>
<i>II.3. Cadre hydrologique : apports continentaux.....</i>	<i>17</i>
III. Cadre géologique et structural.....	19
<i>III.1. Le cadre structural</i>	<i>20</i>
<i>III.2. La plate-forme continentale adjacente</i>	<i>22</i>
IV. Les données sédimentologiques antérieures.....	23
<i>IV.1. La répartition des sédiments.....</i>	<i>23</i>
<i>IV.2. Origine des sédiments.....</i>	<i>27</i>
<i>IV.3. L'importance de l'herbier à zostères.....</i>	<i>27</i>
V. Activités humaines.....	28
CHAPITRE 2. CONTEXTE CLIMATIQUE À L'ÉCHELLE GLOBALE ET RÉGIONALE	29
I. Du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène	29
<i>I.1. La transgression Flandrienne : une déglaciation rapide mais non monotone</i>	<i>29</i>
<i>I.2. L'Holocène : notre fenêtre de temps</i>	<i>32</i>
II. Chronologie des événements climatiques à l'Holocène	32
III. Facteurs contrôlant les variations climatiques au cours de l'Holocène.....	37
IV. Courbe du niveau marin pour l'Holocène en Bretagne - Comparaison.....	41
CHAPITRE 3. CARACTÉRISATION MORPHO-SÉDIMENTAIRE DU SYSTÈME TIDAL DU GOLFE DU MORBIHAN	45
I. Introduction : Systèmes macrotidaux - Environnements de dépôts tidaux	45
II. Matériels et Méthodes	48
<i>II.1. Acquisitions géophysiques : Missions Géogolfe, BenSonar et Orsane.</i>	<i>48</i>
<i>II.2. Méthodes d'interprétation</i>	<i>49</i>
<i>II.3. Données complémentaires.....</i>	<i>49</i>
III. Résultats	52
<i>III.1. Du gaz dans les sédiments.....</i>	<i>52</i>
<i>III.2. Caractéristiques des paliers bathymétriques.....</i>	<i>57</i>
<i>III.3. Les formes de fond transverses.....</i>	<i>59</i>
<i>III.4. Formes de fond longitudinales : Barres de chenal tidal</i>	<i>62</i>
<i>III.5. Les formes de fond déposées après la barrière structurale de l'Île aux Moines... 65</i>	<i>65</i>

IV. Interprétations et synthèse	67
IV.1. Zone orientale, développement des plaines de marée	67
IV.2. Zone de Transition : une variété des formes de fond couvrent le fond des chenaux	70
IV.3. Zone externe	71
IV.4. Synthèse	75
V. Discussion.....	77
VI. Conclusions	79
CHAPITRE 4. CONTEXTE BIOSÉDIMENTAIRE ACTUEL DU GOLFE DU MORBIHAN : L'ÉTUDE DES FORAMINIFÈRES ACTUELS DANS DES MILIEUX LITTORAUX.....	81
<i>Resumé</i>	81
I. Avant-propos. Considérations générales sur la diversité, l'écologie et la distribution des foraminifères benthiques : histoire et applications	81
I.1. Diversité	81
I.2. Les débuts de l'écologie des foraminifères benthiques	82
I.3. Distribution bathymétrique des foraminifères benthiques dans les océans. Variables environnementales contrôlant cette distribution	83
I.4. Sur le mode de vie des foraminifères benthiques et leur position dans le sédiment : épifaune et endofaune.....	86
I.5. Sur le choix d'un assemblage vivant, mort ou total.....	87
I.6. Les études de distribution spatiale des foraminifères benthiques dans des environnements littoraux : applications	88
II. L'étude de la distribution des foraminifères benthiques dans des environnements subtidaux : exemple du Golfe du Morbihan.....	89
III. Méthodologie.....	90
III.1. Plan de position des différentes missions en mer	90
III.2. Acquisition et traitement des échantillons à bord	91
III.3. Traitement des échantillons au laboratoire.....	93
III.4. Stockage des données et traitements statistiques.....	94
IV. Les grandes caractéristiques bio-sédimentaires du Golfe	97
V. Résultats	99
V.1. Abondance	99
V.2. Richesse spécifique.....	99
V.3. Indices de diversité	101
V.4. Dominance.....	103
V.5. Espèces	104
V.6. Assemblages	106
VI. Discussion.....	115
VI.1. Abondance	115
VI.2. Diversité	115
VI.3. Espèces	117
VI.4. Assemblages	127
VII. Conclusions	131
CHAPITRE 5. LE REMPLISSAGE TARDI-HOLOCENE DU GOLFE DU MORBIHAN : UNE ÉTUDE PALEOENVIRONNEMENTALE.....	133
I. Résumé	133
II. Introduction	134
III. Matériels et Méthodes.....	134

III.1.	<i>Mission Carottage : ViVan 2005</i>	134
III.2.	<i>Procédures au laboratoire : ouverture, description et échantillonnage des carottes</i>	137
III.3.	<i>Stockage des données et traitement statistique</i>	139
IV.	Résultats	139
IV.1.	<i>Description des carottes</i>	139
IV.2.	<i>Datations</i>	141
IV.3.	<i>Variabilité verticale des assemblages de foraminifères benthiques</i>	145
IV.4.	<i>Traitement statistique des assemblages de foraminifères</i>	153
V.	Interprétations et discussion	156
V.1.	<i>Calibration des biofaciès</i>	157
V.2.	<i>Contraintes taphonomiques</i>	161
V.3.	<i>Reconstruction environnementale pour chaque carotte</i>	163
V.4.	<i>Limites de l'interprétation</i>	169
V.5.	<i>Evolution de la macroflore</i>	169
V.6.	<i>Des implications sur l'état de santé actuel du Golfe</i>	169
VI.	Conclusions	171
SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS GENERALES.		173
REMERCIEMENTS AGRADECIMIENTOS ACKNOWLEDGEMENTS		175
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES		177
ANNEXE 1 : LISTE TAXONOMIQUE ET PLANCHES PHOTO DES FORAMINIFERES		192
ANNEXE 2 : DONNEES DES COMPTAGES DES FORAMINIFERES ACTUELS		197
ANNEXE 3 : DONNEES DES COMPTAGES DES FORAMINIFERES FOSSILES		203
ANNEXE 4 : LOG LITHOLOGIQUE DES CAROTTES SEDIMENTAIRES		207
ANNEXE 5 : DATATIONS		215

LISTE DES FIGURES

Figure 1. Localisation et repères géographiques du Golfe du Morbihan (SHOM, IGN et U. Rennes I).	11
Figure 2. Carte bathymétrique du Golfe du Morbihan. Cotes digitalisées d'après le SHOM, 2002 et affleurements rocheux d'après le SIAGM.....	12
Figure 3. L'ensoleillement. Mesure par héliographe et spatialisation à partir des valeurs satellitaires (d'après MÉTÉO FRANCE OUEST).....	13
Figure 4. Roses des vents, reconstituées sur la côte lorientaise, indiquant une direction dominante ouest/sud-ouest (d'après MÉTÉO FRANCE OUEST).	13
Figure 5. Courantologie de surface à marée montante (modifiée de Marcos et al., 1995)	15
Figure 6. Les bassins versants de Bretagne (modifié d'après Nicolas Brault et David Menier, dans Menier 2003). Le bassin versant du Golfe du Morbihan.	17
Figure 7. Carte géologique simplifiée à partir de la carte géologique de France (BRGM, 1996).....	19
Figure 8. Principaux axes structuraux du Massif Armoricaïn et conséquences dans le comportement tecto-sédimentaire des marges associées au Massif Armoricaïn (d'après Bonnet, 1998, modifié par Menier, 2004).....	21
Figure 9. Portion de la plate-forme interne sud-armoricaine adjacente au Golfe du Morbihan. Carte des variations de pentes et reconstitution des paléo-cours des vallées incisées en Baie de Quiberon/Vilaine (Menier, 2004).....	22
Figure 10. Distribution en pourcentages de la fraction argile < 4 µm (en haut), et de la fraction grossière > 150 µm (en bas).	25
Figure 11. Courbes de variation du niveau marin depuis 18 000 ans BP, d'après Fairbanks, 1989 (en rouge) et Bard et al., 1990 (en bleu).....	29
Figure 12. Synthèse des 7 différentes études sur les variations locales du niveau marin relatif estimées à partir des datations des paléorivages à différentes profondeurs (Lambeck et al., 2002).....	31
Figure 13. Résumé des derniers épisodes climatiques en Atlantique Nord d'après (deMenocal et al., 2000; Martínez-Cortizas et al., 1999).....	36
Figure 14. Variations des valeurs annuelles de l'indice NAO depuis 1830 et une moyenne glissante : en rouge phase positive ; en bleu phase négative. (Source : Climatic Research Unit, University of East Anglia, UK).....	39
Figure 15. Représentation schématique de l'Oscillation Nord Atlantique (Source : Martin Visbeck et Heidi Cullen, Lamont Doherty Earth Observatory, NOAA).	39
Figure 16. Courbes de variations du niveau marin reproduites d'après Morzadec-Kerfourn (1974).	43
Figure 17. Synthèse des caractéristiques climatiques et eustatiques de l'Holocène réalisée par Martine Clet en 2005.....	44
Figure 18. (A) Schéma de dépôt des environnements sédimentaires pour un estuaire dominé par la marée avec une forme d'entonnoir. (B) Variation longitudinale des trois processus physiques préférentiels. (C) Variation longitudinale de la fraction granulométrique. D'après Dalrymple and Choi (2007) ; modifiée de Dalrymple et al., (1992).	46
Figure 19. Plan de position de la mission Géogolfe (Février 2002) sur la carte bathymétrique du SHOM © 2002.	50
Figure 20. Plan de position des campagnes sonar latéral BenSonar (orange) et Orsane (rouge), et de l'ensemble des échantillons de surface prélevés (points noirs) et le niveau zéro de basse mer (vert, d'après SHOM © 2002).....	50

Figure 21. Bathymétrie à partir de données multifaisceaux et lidar (Louvart and Grateau, 2005).....	51
Figure 22. Les faciès sismiques à gaz et leur distribution dans le Golfe du Morbihan.....	53
Figure 23. Cartographie des teneurs des sédiments en matière organique (en haut) et en argile (en bas).....	54
Figure 24. Localisation des carottes avec les indications de compaction lors du carottage. ...	56
Figure 25. Carotte V11, du secteur sud oriental montrant un sédiment très fin, argileux, avec des restes de matière organique végétale et avec des figures d'échappement de gaz (bulles déformées).....	56
Figure 26. Profil 29, le plus à terre acquis à marée haute montrant les faciès de la zone intertidale et subtidale.....	57
Figure 27. Evolution du remplissage des chenaux d'Est vers l'Ouest, exemple du chenal au sud de l'Île d'Arz.....	58
Figure 28. Morphologies transverses simples. Des rides et des petites dunes dans les zones internes des chenaux tidaux.....	59
Figure 29. Banc sableux du Banc de Creizic du bassin occidental du Golfe du Morbihan.	61
Figure 30. Barre longitudinale d'axe de chenal.....	62
Figure 31. Barre longitudinale de marge de chenal.....	64
Figure 32. Corps en forme d'éventail à l'Est du rétrécissement entre la pointe d'Arradon et l'Île aux Moines.....	65
Figure 33. Corps en forme de lobe à l'Est du rétrécissement entre la pointe de Saint Nicolas et l'Île aux Moines.....	66
Figure 34. Sectorisation morphobathymétrique du Golfe du Morbihan.....	67
Figure 35. Croisement des profils illustrant la zone orientale du Golfe. En bleu les faciès de vase et en jaune les faciès de remplissage des chenaux.....	69
Figure 36. Caractéristiques des barres tidales de la Baie de Fundy (Dalrymple and Rhodes, 1995).....	70
Figure 37. Modèle morphologique théorique pour les deltas de flot dans des contextes mésotidaux. Les flèches indiquent la direction du courant tidal dominant (redessiné d'après Hayes, 1980).....	71
Figure 38. Diagramme de stabilité en fonction de la vitesse du courant unidirectionnel et de la taille des grains (Ashley, 1990).....	72
Figure 39. Représentation logarithmique des dunes <i>s.l.</i> basée sur un échantillon de 1 491 formes transverses (Flemming, 1988). Le cadre rouge projette la situation des dunes du bassin occidental du Golfe d'après leurs dimensions (hauteur et longueur d'onde, en mètres).....	73
Figure 40. Relation entre l'amplitude des dunes et la profondeur d'eau. Les profondeurs sont calculées pour une marée moyenne. Pour une même dune, la plus forte valeur de H est retenue (Berné, 1991, voir aussi Allen, 1984 et Yalin 1964). Le cadre rouge projette la situation des dunes du bassin occidental du Golfe d'après leur hauteur et la profondeur où elles se trouvent, en mètres.....	73
Figure 41. Le croisement des profils du bassin occidental laisse voir une zone érosive ou de non dépôt et un banc sableux couvert par de dunes tidales. D'après l'architecture interne des dunes actuelles et passées le régime dominant de transport est et a toujours été le jusant.....	74
Figure 42. Scénario de dépôt des environnements sédimentaires du Golfe du Morbihan. Distribution en carte et en coupe suivant les gradients hydrodynamiques et sédimentologiques.....	76
Figure 43. Carte des provinces biogéographiques faite par Boltovskoy, 1965 : en rouge sont marquées les régions où dominant les foraminifères d'eaux chaudes, en blanc les régions	

des foraminifères d'eaux tempérées et en bleu les régions des foraminifères d'eaux froides.....	83
Figure 44. Diminution de la densité des faunes de foraminifères avec la profondeur (Fontanier et al., 2002).....	84
Figure 45. Modèle TROX : le microhabitat des foraminifères en fonction de l'oxygénation et de la disponibilité de nourriture (Jorissen et al., 1995).....	85
Figure 46. Plan de position des missions réalisées en mer pour les prélèvements de sédiment de surface.....	92
Figure 47. Stockage des données de comptages sur le SIG ArcGIS 9.2. Création des nouveaux <i>shapefiles</i> à partir des résultats des assemblages et représentation de la distribution des foraminifères benthiques par assemblage.	95
Figure 48. Cartes sédimentologiques de Marcaillou et al. (1996) : argiles, silts, sables, matières organiques, eau et phosphore.....	98
Figure 49. Abondance des foraminifères benthiques du Golfe du Morbihan. L'abondance est donnée en nombre de tests par 50 cm ³ . En dessous de 5 100 individus par 50 cm ³ l'abondance n'est pas représentée. Chaque campagne est représentée avec un niveau de gris différent. En vert la cartographie de l'herbier d'après Denis (1978).	99
Figure 50. Richesse spécifique de l'assemblage vivant. La taille des bulles représente le nombre d'espèces vivantes dans chaque assemblage et la couleur la campagne.....	100
Figure 51. Richesse spécifique de l'assemblage mort.....	101
Figure 52. Indice de diversité alpha de Fisher pour l'assemblage mort.....	102
Figure 53. Indice de diversité de Shannon (H) pour l'assemblage mort.....	102
Figure 54. Indice de dominance D pour l'assemblage mort.	103
Figure 55. Dendogramme des espèces en mode R.....	104
Figure 56. Cluster en mode Q et DCA des assemblages morts de tous les échantillons de surface.	106
Figure 57. Assemblage 0.....	109
Figure 58. Assemblage 1.....	110
Figure 59. Assemblage 2.....	111
Figure 60. Assemblage 3.....	112
Figure 61. Assemblage 4.....	113
Figure 62. Assemblage 5.....	114
Figure 63. Distribution d' <i>Ammonia tepida</i> et <i>beccarii</i> , assemblage mort.	118
Figure 64. Distribution d' <i>Haynesina germanica</i> , assemblage mort.....	119
Figure 65. Distribution d' <i>Eggeroides scabrus</i> , assemblage mort.	120
Figure 66. Distribution d' <i>Elphidium excavatum</i> forma <i>selsyensis</i> et forma <i>lidoensis</i> , assemblage vivant (en haut : janvier 2004 ; en bas : avril 2004).	122
Figure 67. Distribution des <i>Elphidium</i> spp : <i>E. aculeatum</i> / <i>E. earlandi</i> / <i>E. gunteri</i> / <i>E. magellanicum</i> et <i>E. crispum</i> / <i>E. poeyanum</i> / <i>E. pulvereum</i> , assemblage mort.....	123
Figure 68. Distribution de <i>Lobatula lobatula</i> et de <i>Planorbulina mediterraneensis</i> , assemblage mort.	124
Figure 69. Distribution des espèces agglutinées accessoires, assemblage mort.	126
Figure 70. Scénario du comportement biosédimentaire du système tidal du Golfe du Morbihan.	130
Figure 71. Plan de position de la mission ViVan.....	136
Figure 72. Plan de position des carottes choisies pour notre étude et projection de ces carottes dans une coupe terre mer.....	137
Figure 73. Ouverture des carottes et traitement des échantillons.....	138

Figure 74. Feuille de comptage et traitement statistique des foraminifères des carottes. La variabilité verticale de l'abondance relative est aussi réalisée sur Excel, puis représentée avec le log lithologique sur Adobe Illustrator.	139
Figure 75. Log sédimentaire synthétique des carottes (voir le reste de carottes en annexe 3).	141
Figure 76. Datations des quatre carottes analysées et modèle d'âge (profondeur décompactée sur le modèle d'âge, âges cal BP).	142
Figure 77. Profil <i>Geogolfe 29</i> avec la projection des carottes V8 et V9 (carottes décompactées).	143
Figure 78. Corrélation lithochronologique (carottes décompactées).	144
Figure 79. Variabilité verticale des foraminifères de la carotte V1.	146
Figure 80. Variabilité verticale des foraminifères de la carotte V5.	148
Figure 81. Variabilité verticale des foraminifères de la carotte V7.	150
Figure 82. Variabilité verticale des foraminifères de la carotte V9.	152
Figure 83. Cluster mode Q en tenant compte de toutes les espèces.	153
Figure 84. Cluster en mode Q sans différencier les morphotypes d' <i>Ammonia</i>	154
Figure 85. DCA ordonnant les échantillons dans un espace non dimensionnel. Les polygones montrent les regroupements issus des résultats du cluster en mode Q.	155
Figure 86. Calibration avec des assemblages actuels de foraminifères et des environnements sédimentaires actuels.	158
Figure 87. Biofaciès trouvés dans les carottes à partir des assemblages fossiles de foraminifères benthiques.	160
Figure 88. DCA ordonnant les échantillons selon deux axes principaux, l'axe 1 correspondant au confinement et l'axe 2 correspondant à la salinité.	161
Figure 89. Interprétation des carottes V1 et V5.	165
Figure 90. Interprétation des carottes V7 et V9.	168

LISTE DES TABLEAUX

Tableau 1. Vitesse de courant moyenne dans quelques points du Golfe du Morbihan, de la Rivière d'Auray jusqu'à l'île d'Arz, d'après SOGREAH, 1974.	15
Tableau 2. Surface et débits liquides et solides annuels des rivières du bassin versant du Golfe du Morbihan (d'après Gaudet, 1995 en Marcaillou et al., 1996).	17
Tableau 3. Caractéristiques hydrologiques du Golfe dans le bassin occidental et le bassin oriental (Manaud, 1976).	18
Tableau 4. Répartition des sédiments (d'après Manaud, 1976).	24
Tableau 5. Caractéristique des carottes prélevées lors de la campagne ViVan dans le Golfe du Morbihan.	55
Tableau 6. Caractéristiques des champs des dunes du bassin occidental du Golfe du Morbihan.	60
Tableau 7. Types de barres longitudinales et leurs dimensions.	63
Tableau 8. Espèces de foraminifères benthiques déterminées dans le Golfe du Morbihan présentées par ordre d'abondance relative et classées selon les limites de dominance données par Fatela (1994).	105
Tableau 9. Position et longueur des carottes prélevées au cours de la mission ViVan.	135

INTRODUCTION

Le Golfe du Morbihan, un des joyaux les plus précieux de la Bretagne Sud, a été au fil du temps objet de convoitise et de conflit, source d'inspiration et il n'a jamais laissé les hommes indifférents. Depuis les premiers établissements au Néolithique, l'homme a su apprécier la diversité de ses ressources naturelles, son climat doux et la beauté de ses anses tranquilles et abritées.

En terme d'appropriation scientifique, le Golfe du Morbihan a été étudié avec une approche biologique en raison de sa forte productivité naturelle (poissons et bivalves) et induite par l'homme avec le développement de la conchyliculture (revue dans (Afli and Glémarec, 1999; Glémarec, 1964)). Son hydrodynamisme, caractérisé par les plus forts courants tidaux de France, a fait l'objet d'une étude et d'une modélisation numérique (Marcos et al., 1995). Cependant, du point de vue de la géologie marine moderne, rien n'avait été réalisé jusqu'à présent, mise à part l'analyse systématique de quelques échantillons de sédiment de surface réalisée par une équipe mixte d'Ifremer et de l'Odem (Marcaillou et al., 1996).

L'objet de cette thèse a été la réalisation d'un état des lieux de la sédimentologie du Golfe du Morbihan à partir de différentes approches : une approche géomorphologique (bathymétrie, sismique), une approche biosédimentaire (échantillons de surfaces, foraminifères actuels) et une approche biostratigraphique (carottes, foraminifères fossiles, datations). Ainsi, on a pu d'abord caractériser l'état actuel du Golfe en tant qu'environnement sédimentaire macrotidal en différenciant chaque subenvironnement et ensuite reconstituer l'histoire environnementale du Golfe, depuis son envahissement par la mer jusqu'à la situation actuelle, afin d'apporter des informations pour mieux comprendre l'évolution actuelle et mieux estimer les évolutions futures.

Le rapport de thèse est donc construit sur le schéma suivant :

Un premier chapitre réunit les informations bibliographiques dont nous disposons. Cela nous permet de faire le bilan de ce que nous savons déjà sur le Golfe et de ce que nous ignorons, en ouvrant l'esprit à de nouvelles questions à poser.

Un deuxième chapitre conceptuel aborde le contexte climatique de notre fenêtre de temps à étudier (en plus du contexte actuel) pour faire un rappel et un résumé de la variabilité climatique et eustatique de l'Holocène, des forçages externes et internes aux niveaux global, régional et local.

Le troisième chapitre est centré sur le contexte géomorphologique et sédimentologique du Golfe, il aborde les différents sous-environnements tidaux du système macrotidal du Golfe du Morbihan à différents niveaux : (1) au niveau des objets de dépôt (catalogue de formes de fond), (2) au niveau de chaque palier bathymétrique (l'intertidal, le subtidal...), (3) au niveau du système total et de sa dynamique sédimentaire par rapport aux courants tidaux et à la répartition des environnements sédimentaires en fonction du gradient hydrodynamique.

De même dans le chapitre quatre, la répartition de biofaciès est étudiée et présentée à partir des assemblages de foraminifères benthiques, en fonction de plusieurs variables environnementales (pas seulement le gradient hydrodynamique). Il s'agit d'une étude de la distribution de foraminifères benthiques qui nous aidera à répondre à différentes questions : comment la diversité et la dominance d'espèces varient dans l'espace ? quelle est la provenance des espèces allochtones ? comment se distribuent les espèces de foraminifères dans le Golfe ? quels facteurs environnementaux contrôlent leur absence, leur présence et leur dominance ? Enfin, un scénario de comportement biosédimentaire du Golfe est proposé.

Le dernier chapitre concerne l'histoire sédimentaire et environnementale du Golfe à partir de l'étude lithologique et micropaléontologique des carottes sédimentaires prélevées dans la partie orientale du Golfe. Pour l'interprétation des carottes, nous nous sommes appuyée sur les chapitres précédents. Ainsi le contexte géomorphologique nous a servi pour mettre en relation les carottes en voyant la continuité des corps sédimentaires dans l'espace. De même la connaissance des assemblages actuels de foraminifères a été utilisée pour calibrer les assemblages fossiles afin d'avoir une interprétation plus précise. Parallèlement, cette interprétation est discutée dans le cadre du contexte paléoclimatique résumé précédemment. Avec l'ensemble de ces données nous avons pu décortiquer l'histoire sédimentaire enregistrée dans les sédiments du bassin interne du Golfe du Morbihan. Une synthèse et des conclusions générales rappellent les points les plus importants de cette thèse. Un commentaire autocritique analysant les points faibles des approches méthodologiques mises en oeuvre dans les études des environnements littoraux clôt ce manuscrit.

CHAPITRE 1. LE GOLFE DU MORBIHAN : DONNÉES ANTÉRIEURES ET CARACTÉRISTIQUES

I. Caractéristiques physiographiques du Golfe du Morbihan

Les côtes de Bretagne Sud, où se situe le Golfe du Morbihan, présentent une grande variété d'environnements littoraux. Le Golfe du Morbihan, baie-semi fermée, est protégé des influences hydrodynamiques du large par Belle-Île puis par l'arc formé par la Presqu'île de Quiberon, les îles d'Houat et Hoëdic et par la Pointe du Croisic. Cet arc délimite les Baies de Quiberon et de Vilaine caractérisées par des profondeurs inférieures à 30 m. Ces deux baies s'ouvrent vers l'océan par respectivement, le passage de la Teignouse et le plateau de la Recherche.

Les eaux du Golfe du Morbihan se jettent dans la Baie de Quiberon par le goulet entre Port Navalo et Locmariaquer (Figure 1).

Les eaux de différentes rivières se jettent dans la Baie de Quiberon/Vilaine par différents systèmes estuariens : à l'est, estuaire de la Vilaine et la Rivière de Pénérf à l'est et Rivière de Crac'h et de Phillibert à l'ouest. Les eaux des rivières d'Auray, du Vincin et de Noyalò transitent par le Golfe du Morbihan avant de se jeter en Baie de Quiberon.

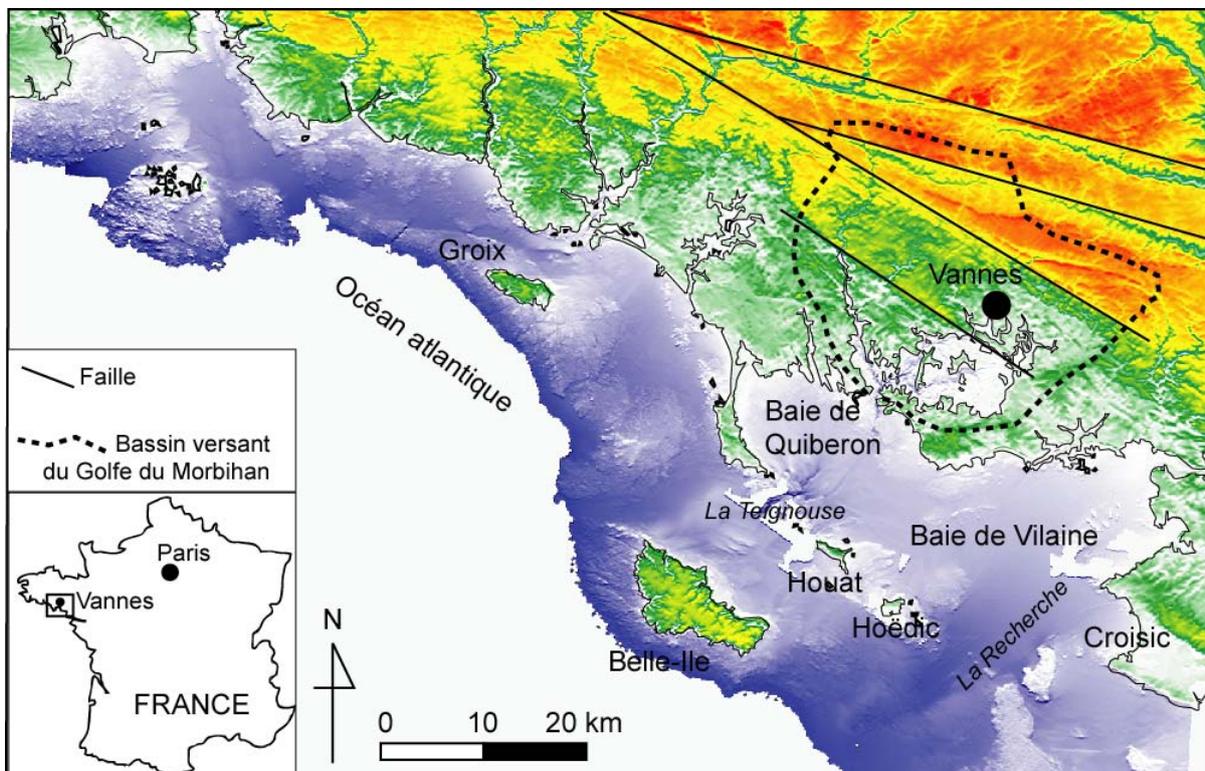


Figure 1. Localisation et repères géographiques du Golfe du Morbihan (SHOM, IGN et U. Rennes I).

Le Golfe du Morbihan est un bassin de relativement grandes dimensions : 20 km de long de port Navalo à Vannes et 16 km de large de Larmor Baden à Sarzeau. Avec un

périmètre de 250 km et une superficie de 11 450 Ha (Denis, 1978). À l'exception des falaises de Rhuys, au SE, en général, les côtes sont de faible altitude et le Golfe est caractérisé par de nombreux hauts fonds. Le Golfe du Morbihan est aussi connu par son grand nombre d'îles : 37 selon l'IGN et 42 selon le S.H.O.M. Les deux îles principales sont l'île aux Moines et l'île d'Arz. L'île aux Moines orientée NNE-SSW constitue une première limite naturelle entre deux sous bassins : un bassin oriental et un bassin occidental (Marcaillou et al., 1996). L'alignement Arz-Illur est une autre barrière naturelle également orientée NNE-SSW qui protège d'autant plus la partie orientale du bassin.

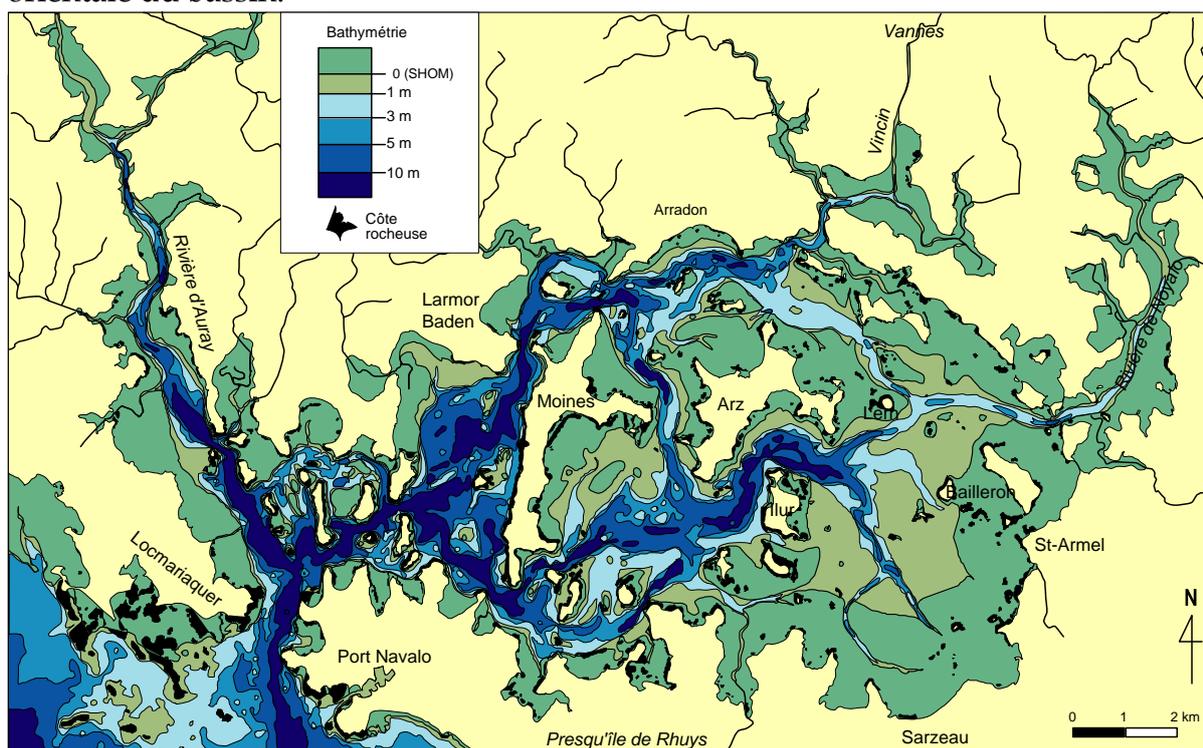


Figure 2. Carte bathymétrique du Golfe du Morbihan. Cotes digitalisées d'après le SHOM, 2002 et affleurements rocheux d'après le SIAGM.

Ainsi le gradient bathymétrique Est-Ouest est très marqué dans le Golfe. En allant d'Est en Ouest, on passe d'une zone plus abritée formée par de vastes platiers à marée séparés par des petits chenaux tidaux à une zone, à l'Ouest, plus externe, où les chenaux deviennent plus larges et profonds et où les platiers rétrécissent et n'existent que dans les petites anses barrées entre des hauts fonds et des pointes rocheuses (Figure 2).

II. Caractéristiques hydrographiques et océanographiques du Golfe du Morbihan

II.1. Cadre climatique

La Bretagne bénéficie d'un climat océanique tempéré des plus typiques, c'est-à-dire étés modérés et hivers cléments. Les pluies, quoique fréquentes, y sont peu abondantes, de l'ordre de 680 à 750 mm sur la frange littorale, en augmentation vers le domaine terrestre¹.

L'ensoleillement dépend, quant à lui, de la distance à la mer et de la latitude. Sur les zones côtières bretonnes il atteint 800 heures par an (Figure 3). Les zones côtières sont privilégiées : les brises de mer estivales repoussent les nuages vers l'intérieur. Ainsi, le littoral et les îles bretonnes, bénéficient d'une durée d'insolation importante. La température est comprise entre 5°C et 20°C, avec une moyenne annuelle de 11,8°C (amplitude thermique faible liée à l'effet modérateur de l'océan).

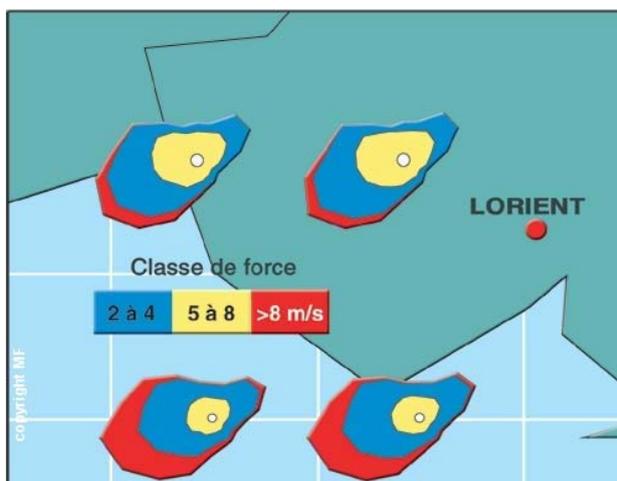
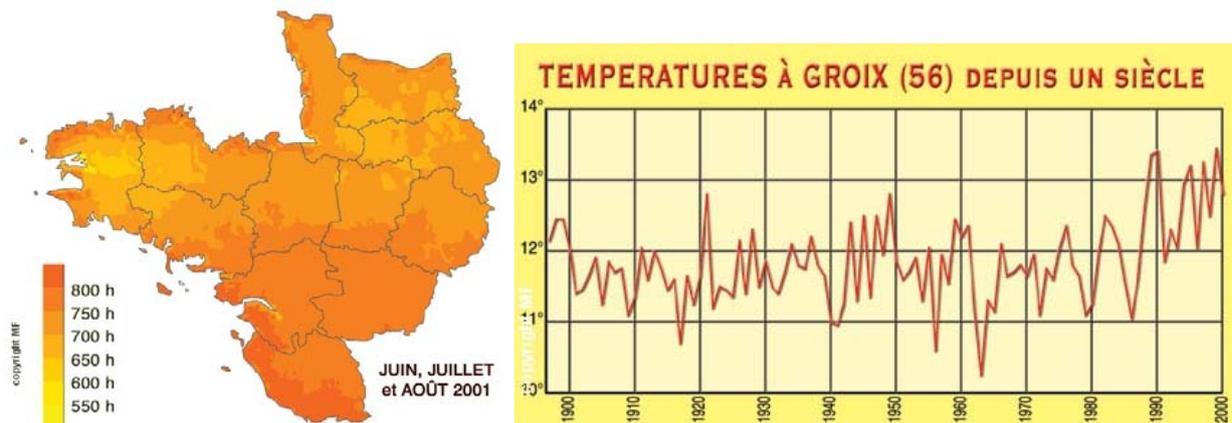


Figure 3. L'ensoleillement. Mesure par héliographe et spatialisation à partir des valeurs satellitaires (d'après MÉTÉO FRANCE OUEST).

Figure 4. Roses des vents, reconstituées sur la côte orientale, indiquant une direction dominante ouest/sud-ouest (d'après MÉTÉO FRANCE OUEST).

¹ Données compilés par Pamela HURON (Bretagne environnement) et en collaboration avec MÉTÉO FRANCE OUEST (Météo France, Direction interrégionale Ouest).

Les courants et les vents marins adoucissent les variations diurnes et saisonnières des températures. Fréquents et souvent forts, ces vents sont surtout orientés ouest/ sud-ouest et sont d'origine océanique (Figure 4).

II.2. Cadre hydrodynamique : houle, marée et courantologie associée

Le Golfe du Morbihan est une baie fermée par un étroit goulet entre Port Navalo et Locmariaquer, d'une largeur de 900 m pour 30 m de profondeur. De plus, il est protégé par des barrières structurales alignées de Nord-Ouest à Sud-Est : Belle-Île, l'axe Quiberon/Houat/Hoëdic/Le Croisic. Ces alignements protecteurs sont parallèles aux trains des houles préférentielles, venant du Sud-Ouest. Ainsi, le Golfe se trouve complètement **préservé des houles**.

Le Golfe se situe dans une région amphidromique macrotidale avec un marnage supérieur à 4 m. Ce marnage et les rétrécissements géomorphologiques des chenaux déterminent une courantologie intense et complexe associée à la marée.

Les premiers essais sur la **courantologie** du Golfe du Morbihan et la Baie de Quiberon faisaient partie d'une étude sur l'écologie des huîtres morbihannaises (Marteil, 1960). Cet auteur a observé les courants de surface associés au flot et au jusant à travers le traçage par flotteurs et ce uniquement dans la Rivière d'Auray et à l'extérieur du Golfe. D'après ces observations, il a énoncé quelques conclusions parmi lesquelles « que le Golfe du Morbihan 'appelle' les eaux de la Baie de Quiberon ainsi que celles de la Rivière d'Auray ».

En 1974, une étude effectuée à la demande de la Direction Départementale de l'Équipement a calculé théoriquement les orientations et vitesses des courants dans le Golfe à partir :

- d'observations et mesures marégraphiques « in situ » ;
- de calculs de volumes, de sections et d'après les données cartographiques ;
- de corrections de rugosités de fonds basées sur des sources bibliographiques.

Cette étude a donné la vitesse de courant moyenne en continu sur toute la tranche d'eau durant 15 cycles consécutifs de marée et ce en 14 points du Golfe. Les traits généraux courantologiques sont résumés dans le Tableau 1.

Points d'observation	Vitesse de courant	
	maxi en vive-eau (m/s)	maxi en morte-eau (m/s)
Ile Berder – La Jument	3,8	1,9
Confluence Rivière d'Auray – Golfe (Grand Mouton)	2,75	1,99
Confluence Rivière d'Auray - Bono	0,15 – 0,20	0,05 – 0,07
Est de l'Ile aux Moines	< 0,78	-
Chenal Nord Ile d'Arz	0,54	-
Chenal Sud Ile d'Arz	0,78	-

Tableau 1. Vitesse de courant moyenne dans quelques points du Golfe du Morbihan, de la Rivière d'Auray jusqu'à l'Ile d'Arz, d'après SOGREAH, 1974.

En 1995 est publiée la première modélisation des courants de surface du Golfe par le Conseil Général du Morbihan et EDF (Marcos et al., 1995) (Figure 5). Cette étude a permis, entre autres, d'estimer des volumes moyens d'eau transitant à chaque marée par des points fixes, dans ce cas par le goulet de Port Navalo. Les volumes d'eau oscillant dans le Golfe du Morbihan à chaque marée sont très conséquents : 495 millions de m³ en mortes eaux, 510 millions de m³ à marée moyenne et 530 millions de m³ en période de vives eaux (Marcos et al., 1995). Ainsi le marnage est de 5 m à l'entrée du Golfe et n'excède pas 4 m au Port de Vannes et 3 m à l'île de Bailleron (Denis, 1978).

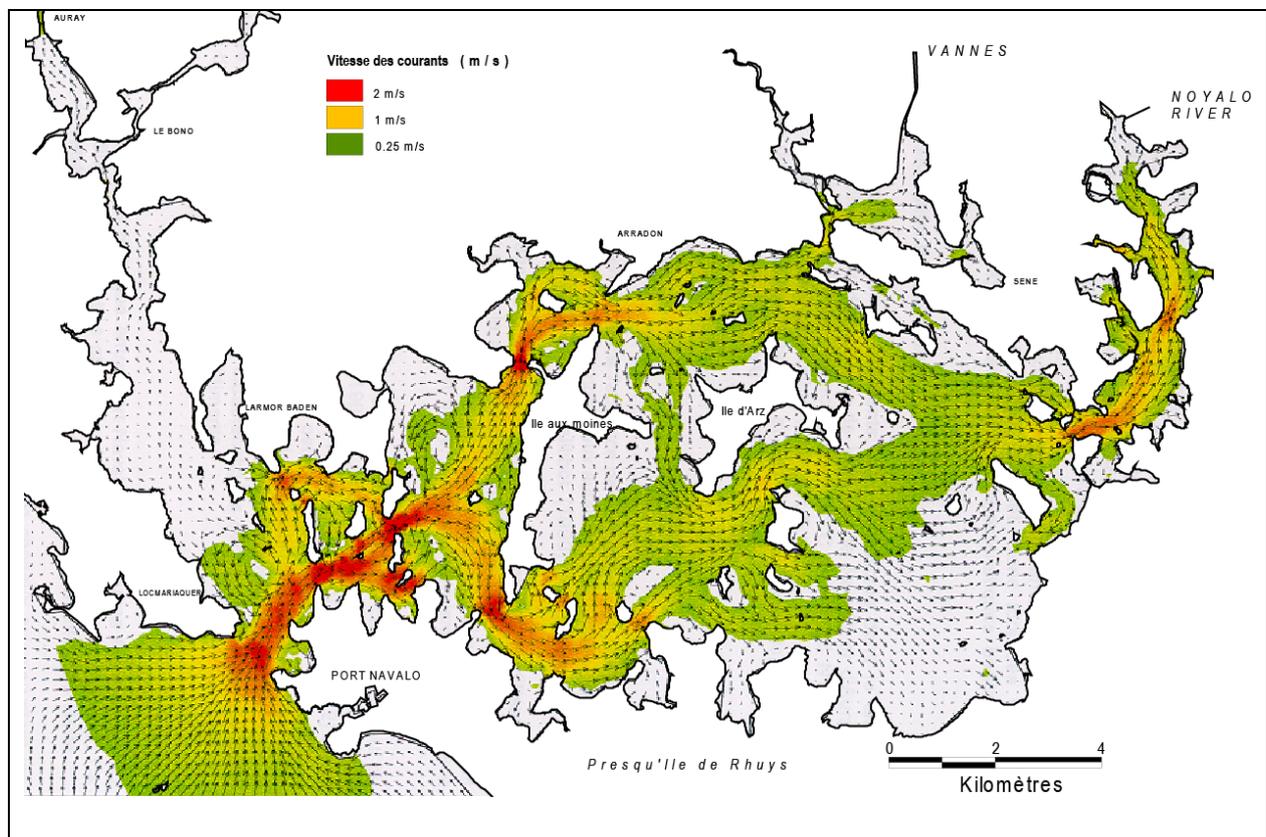


Figure 5. Courantologie de surface à marée montante (modifiée de Marcos et al., 1995)

Le régime de marée à l'intérieur du Golfe est complexe : après la pleine mer à Port Navalo (l'entrée du Golfe) le courant continue à entrer à cause du flot. Ceci fait que le plan d'eau est irrégulier de la zone la plus abritée à la zone externe. Ainsi, en vives eaux il y a une différence de plus de 1 mètre entre la hauteur de PM à l'extérieur et celle de PM en divers points de l'intérieur. En mortes eaux, le plan d'eau est à peu près partout à la même hauteur à PM.

En conséquence, les données bathymétriques doivent s'utiliser avec précaution car en conservant à l'intérieur le zéro de Port Navalo on a fait le choix, à l'intérieur, d'un zéro trop bas d'une quantité d'entre 0,4 et 0,95 m selon le point. Ceci explique pourquoi l'extension du domaine intertidal dans le Golfe se trouve surestimé dans les cartes SHOM©.

De plus, les hydrographes placés sous la responsabilité de la France se sont toujours efforcés de choisir le zéro hydrographique de telle façon que la hauteur d'eau disponible pour le navigateur soit toujours au moins égale à la profondeur portée sur les cartes (ou, en d'autres termes, que la hauteur résultant des calculs de marée soit toujours positive). Le zéro hydrographique est ainsi voisin du niveau des plus grandes basses mers, et le plus souvent au-dessous (d'après Shom).

II.3. Cadre hydrologique : apports continentaux

La surface de drainage du Golfe du Morbihan se trouve très rapidement limitée au Nord par les Landes de Lanvaux, correspondant à un système de compartiments allongés, soulevés ou affaissés, de direction WNW-ESE (liés au Cisaillement Sud Armoricaire, CSA), qui découpent la pénéplaine ancienne (Figure 6). Surimposé à cette limite structurale, le système hydrographique constitue un réseau plus ou moins encaissé, dont les parties basses ont été envahies par la remontée récente du niveau marin (transgression flandrienne) et constituent aujourd'hui l'environnement marin du Golfe.

La surface de drainage du Golfe est formée par cinq bassins versants principaux : le Loch (Rivière d'Auray), le Sal (rivière du Bono), le Marle (rivière de Vannes), le Vincin (rivière de Vannes) et le Liziec (rivière de Noyal). Le reste de l'apport en eau se ramenant à du ruissellement diffus. La superficie totale drainée est de **800 km²**. Quelques caractéristiques hydrologiques sont résumées dans le tableau 2.

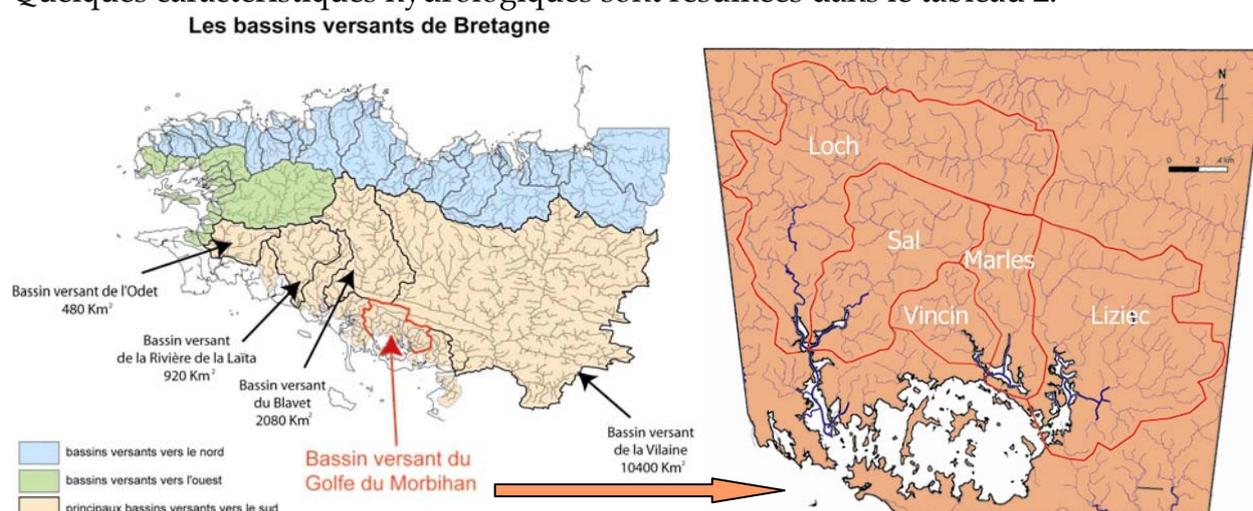


Figure 6. Les bassins versants de Bretagne (modifié d'après Nicolas Brault et David Menier, dans Menier 2003). Le bassin versant du Golfe du Morbihan.

<i>Sous-bassins versants</i>	<i>Surface drainée (km²)</i>	<i>Débit liquide annuel (10³ m³/an)</i>	<i>Débit solide annuel (t/an)</i>
LOCH (rivière d'Auray)	230	95358	1006
SAL (rivière du Bono)	94	34114	331
MARLE (rivière de Vannes)	30	10297	190
VINCIN (rivière de Vannes)	39	10611	-
LIZIEC (rivière de Noyal)	95	33008	409
Ruissellement côtier	312	-	-

Tableau 2. Surface et débits liquides et solides annuels des rivières du bassin versant du Golfe du Morbihan (d'après Gaudet, 1995 en Marcaillou et al., 1996).

L'apport d'eau douce en général est donc très faible, notamment dans la partie orientale du Golfe. Le principal apport débouche dans la Rivière d'Auray (bassin occidental du Golfe) alors que la Rivière de Noyal représente trois fois moins d'eau douce versée dans le bassin oriental. Néanmoins il existe peu de différence de salinité entre les deux bassins (Manaud, 1976; Marcaillou et al., 1996). Mais d'autres caractéristiques hydrologiques présentent des différences marquées, probablement liées à la courantologie associée à la marée.

Ainsi il apparaît que dans le bassin occidental, proche du goulet de connexion entre le Golfe et l'océan, les conditions physico-chimiques seront plus « marines », en accord avec le rapide renouvellement des eaux en Baie de Quiberon et de Vilaine (Manaud, 1976).

Le bassin oriental par contre, présente des conditions physico-chimiques estuariennes, proprement dites, avec un caractère plus variable dans l'espace et dans le temps. Ce comportement estuarien est restreint dans cette partie interne du Golfe à cause de l'amortissement de l'hydrodynamisme (Manaud, 1976).

Les caractéristiques hydrologiques de ces deux bassins sont résumées dans le tableau 3.

<i>Caractéristiques hydrologiques</i>	<i>Température moyenne</i>	<i>Turbidité</i>	<i>Salinité</i>	<i>Comportement</i>
Hydrologie du bassin occidental	13°C, homogénéité spatiale et temporelle	3.9 à 4.4 mg/l	32 et 32,5‰	A l'échelle du Mor Bras (Baie de Quiberon et de Vilaine), si l'une des caractéristiques varie, le bassin occidental ajuste ses propres caractéristiques en moins d'une semaine. → renouvellement rapide des eaux
Hydrologie du bassin oriental	13.5 à 15.5 °C	6.1 à 34.3 mg/l	30 et 31,5‰	dynamique estuarienne et amortissement de l'hydrodynamisme. dessalure modeste, faiblesse des apports d'eau douce

Tableau 3. Caractéristiques hydrologiques du Golfe dans le bassin occidental et le bassin oriental (Manaud, 1976).

III. Cadre géologique et structural

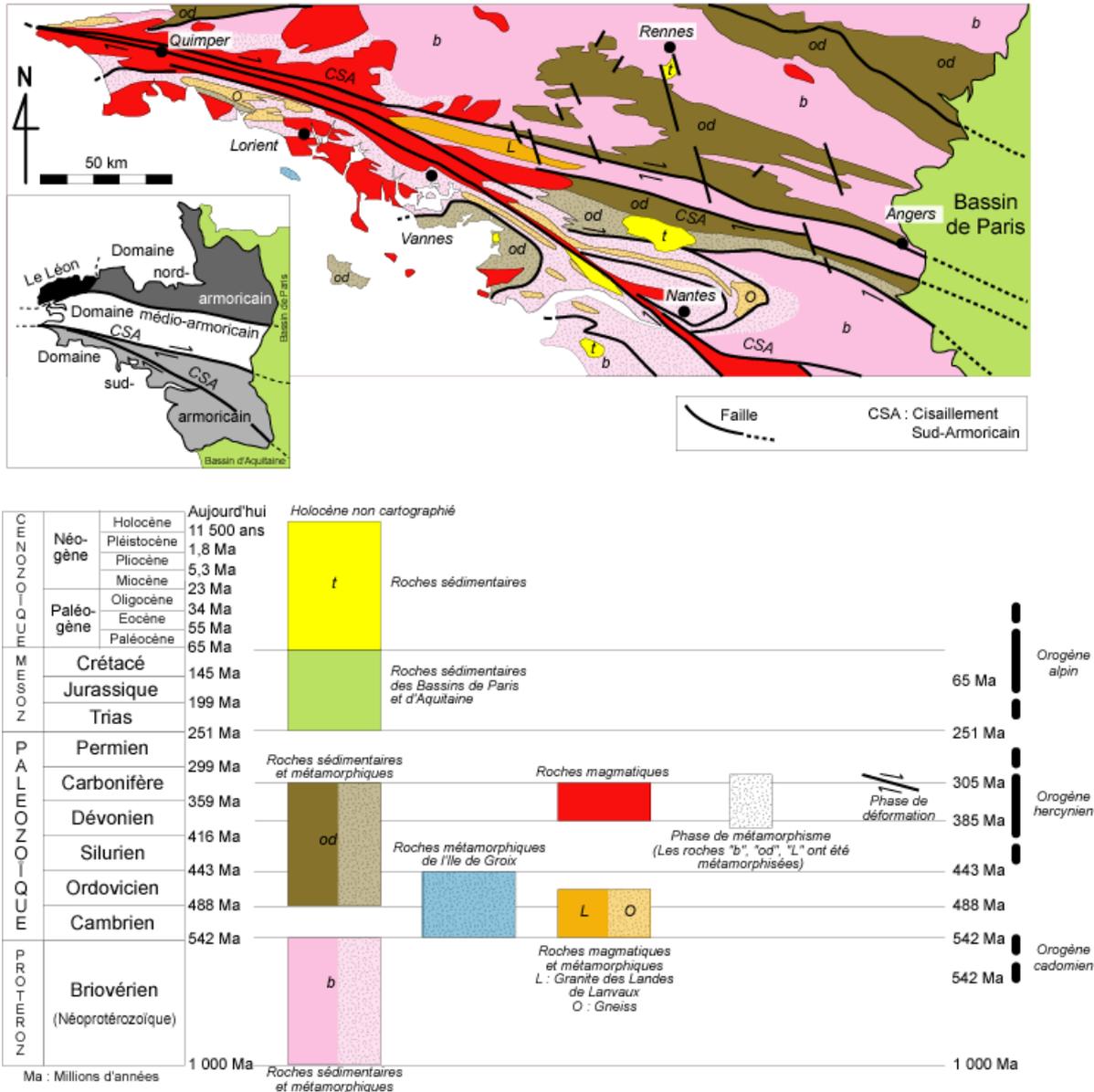


Figure 7. Carte géologique simplifiée à partir de la carte géologique de France (BRGM, 1996).

Le Golfe du Morbihan a subi l'histoire géologique de la partie sud du Massif Armoricaïn : un domaine de socle à l'histoire complexe, polyphasée, torturée, caractérisée par de longues périodes sédimentaires entrecoupées d'épisodes tectoniques, métamorphiques, plutoniques et volcaniques (Thomas, 1999; Thomas, 2005).

Dans ce contexte général, le Golfe du Morbihan se trouve sur un substratum constitué de roches magmatiques et métamorphiques mises en place au cours de l'orogène hercynien (380 Ma.). Il constitue un ensemble à compartiments et faciès multiples dans les gneiss, les migmatites, les granites et les micaschistes.

Sur la carte géologique simplifiée du Massif Armoricaïn (Figure 7), les grandes plages de couleurs rose et marron représentent les roches sédimentaires du Protérozoïque (antérieures à 540 millions d'années) et du Paléozoïque (de 540 à 300 millions d'années) et sont les témoins de mers et d'océans aujourd'hui disparus. Au sein de ces zones, à leur périphérie ou séparés par de grandes failles, s'individualisent des lobes de couleur rouge correspondant aux roches plutoniques. On ne relève aucune trace de formations mésozoïques mais des formations sédimentaires cénozoïques (tertiaires et quaternaires) : cette ère de hauts niveaux marins et ces affaissements ont permis des transgressions marines de forte ampleur. C'est ainsi que se déposent les sédiments carbonatés oligocènes aujourd'hui observés dans de petites accumulations (Rennes, Langon, Saffré...). Des mouvements tectoniques, entre l'Oligocène et le Miocène, ont réactivé les failles de direction N140-160 et permis, par effondrement, la préservation des sédiments sablo-carbonatés tertiaires.

Le Pliocène et la période Eoquaternaire sont essentiellement marqués par le dépôt des séries fluvio-estuariennes des sables rouges. Au Quaternaire, rythmé par les grandes périodes glaciaires et interglaciaires, se développe la plus grande partie des terrasses et des dépôts alluviaux associés. Il semble, d'après les études récentes, que le relief en Bretagne soit d'âge Pléistocène et que l'incision des vallées soit une réponse à une tectonique de grande ampleur (bombement lithosphérique du même type que le bombement éocène) qui serait liée à la convergence entre les plaques Afrique et Europe (formation des Alpes actuelles) (Thomas, 1999; Thomas, 2005).

III.1. Le cadre structural

Depuis le Protérozoïque supérieur (650 millions d'années environ), le domaine armoricaïn au sens large a été soumis à deux grands orogènes qui ont structuré la région.

Le premier, l'orogène cadomien (du nom latin de Caen : Cadomium), se situe entre 620 et 540 millions d'années. Il correspond globalement, dans le nord de la Bretagne actuelle (région de Guingamp, Baie de Saint-Brieuc), à une accrétion-collision de terrains allochtones qui s'accompagne de productions plutoniques importantes et d'émissions volcaniques (Erquy). À cet orogène correspondent, en Bretagne septentrionale, les directions structurales (chevauchements, décrochements) majeures orientées N70°.

Au Silurien, il y a environ 430 millions d'années, commence l'épisode tectonique qui a structuré, jusqu'à la fin du Carbonifère (290 millions d'années environ), tout le sud du massif armoricaïn ainsi que, dans une moindre mesure, le domaine centre armoricaïn. Des phénomènes métamorphiques de très haut grade ont lieu dont

certaines reliques affleurent dans les environs de Champtoceaux en Loire-Atlantique. Puis une compression nord-sud a provoqué le plissement des séries sédimentaires protérozoïques et paléozoïques et par le fonctionnement de grands cisaillements crustaux (cisaillements sud et nord armoricains), par la mise en place de leucogranites et monzogranites qui jalonnent ces grands accidents orientés selon des directions N110° à N130°.

Finalement, à la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque, le socle armoricain subit une ou plusieurs phases de fracturation. Ces événements donnent naissance à une famille de failles orientées N140°-160°, connues comme failles Kerforne. Lors de phases de déformations postérieures, ces failles rejouèrent et elles permirent le piégeage et la préservation de sédiments cénozoïques.

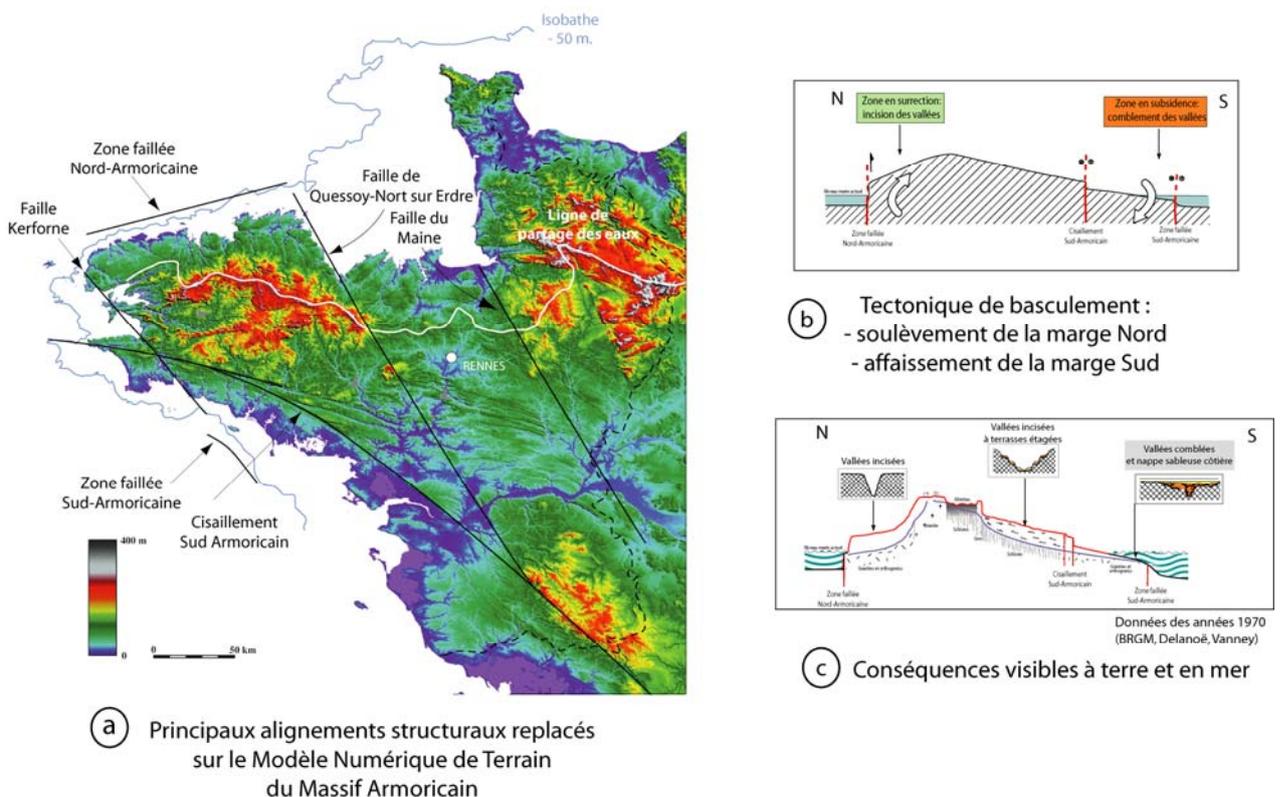


Figure 8. Principaux axes structuraux du Massif Armoricain et conséquences dans le comportement tecto-sédimentaire des marges associées au Massif Armoricain (d'après Bonnet, 1998, modifié par Menier, 2004)

Des études ont démontré une tectonique récente de basculement du massif armoricain autour des axes de fracturation principaux (Guillocheau et al., 1998; Menier, 2004; Menier et al., 2006) (Figure 8). Ainsi le soulèvement de la marge septentrionale montre des vallées incisées vidangées de sédiments, alors que la marge méridionale subit un affaissement qui favorise le remplissage des vallées incisées (Vanney, 1977).

III.2. La plate-forme continentale adjacente

La plate-forme continentale armoricaine est comprise entre le Golfe de Gascogne et la plate-forme d'Irlande et les Îles Britanniques. C'est une plate-forme continentale très large, peu pentue et relativement peu accidentée (Thinon, 1999; Vanney, 1977).

La partie qui nous intéresse, i.e. la plate-forme adjacente au littoral sud armoricain, a été étudiée par (Vanney, 1977). Il s'agit du socle sud armoricain, très accidenté suivant les lignes structurales préférentielles (N30°, N70°, N150°). La sédimentation sur la plate-forme se concentre au niveau du comblement des vallées incisées, les seules entités qui présentent un espace disponible suffisant.

Menier (2004) a retracé les paléo-cours de vallées incisées creusées dans la plate-forme et leurs remplissages (Figure 9). Les incisions des vallées sont peu prononcées en général et leur remplissage a été décrit du bas en haut comme ceci : des sédiments tertiaires carbonatés sur le socle hercynien ; des sédiments plio-quadernaires fluvio-estuariens ; des argiles subactuelles post-transgression flandrienne scellant l'ensemble (Menier, 2004; Menier et al., 2006; Vanney, 1977).

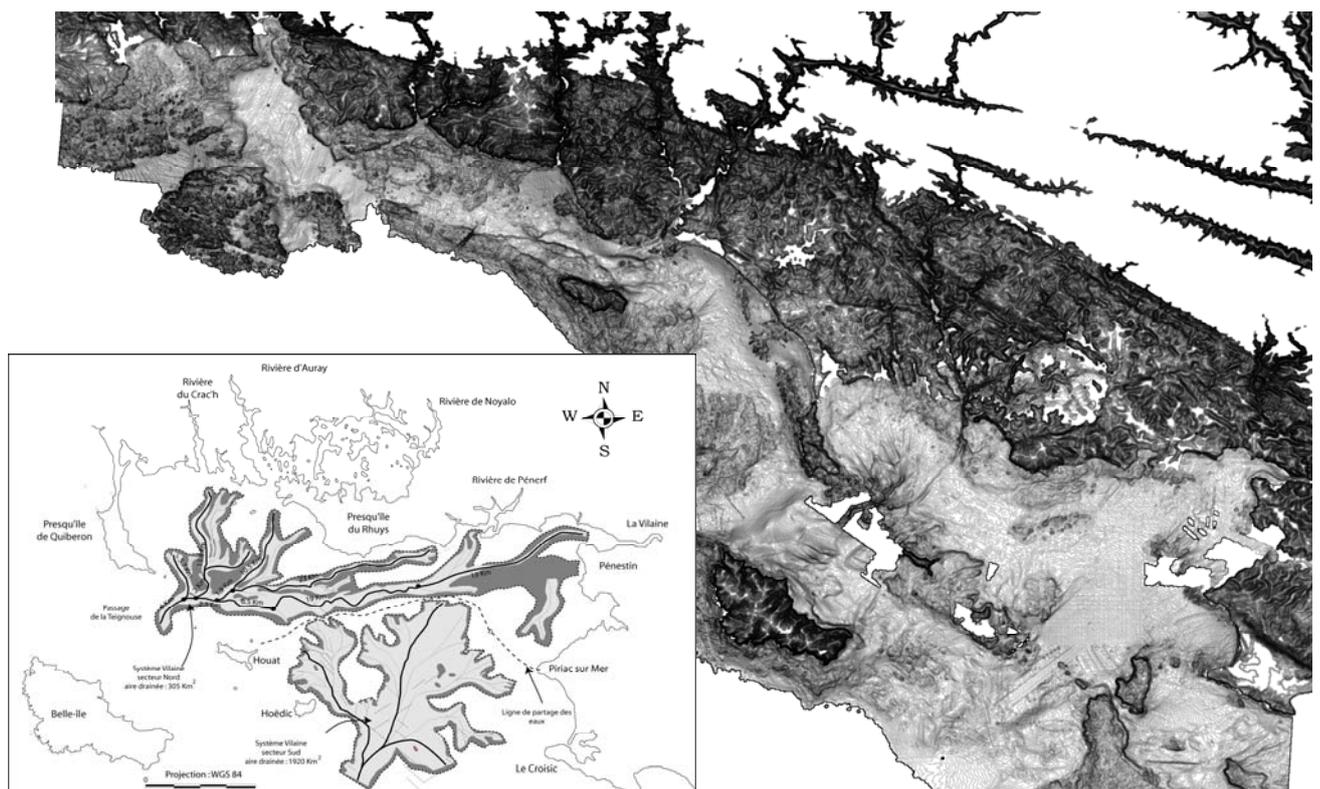


Figure 9. Portion de la plate-forme interne sud-armoricaine adjacente au Golfe du Morbihan. Carte des variations de pentes et reconstitution des paléo-cours des vallées incisées en Baie de Quiberon/Vilaine (Menier, 2004)

IV. Les données sédimentologiques antérieures

Très peu d'études sédimentologiques ont été menées dans le Golfe du Morbihan. Quelques cartes biosédimentaires ont été construites lors des études orientées vers la biologie marine (l'ostréiculture, études de macrobenthos, des espèces invasives, etc.) et elles apportent des informations importantes sur le fond marin du Golfe (Caillibot, 1990 ; Denis, 1978; Denis and Maheo, 1978; Maheo and Denis, 1987). D'autres cartes purement sédimentaires à plus petite échelle ont été construites, comme c'est le cas de la feuille de Lorient avec la carte sédimentologique des côtes de France (Pinot and Vanney, 1972). Néanmoins, seulement trois études sédimentologiques proprement dites et centrées sur le Golfe, ont été trouvées dans notre recherche bibliographique : (Glémarec, 1964; Marcaillou et al., 1996). (Glémarec, 1964) avec son étude bionomique de la partie orientale du Golfe a fait une granulométrie complète des sédiments fins (microgranulométrie par densimétrie, puis l'application de la loi de Stokes) moyens et grossiers (par tamisages humides). Cette analyse intégrale a été restreinte à seulement un tiers du Golfe et son maillage ne suit pas un patron constant mais au contraire, il est surtout centré dans les chenaux et marges des chenaux. Manaud (1976) reprend ces données et complète ces informations (d'un point de vue qualitatif) avec des points de dragage de contrôle faits par CNEXO en 1975 en tenant compte des parties centrales et occidentales du Golfe. Bien que trop parcellaires pour les mesures qualitatives ou trop succinctes pour les descriptions de visu des échantillons éparpillés dans l'ensemble du Golfe, les résultats sont fort intéressants pour se faire une idée de la répartition des sédiments dans le Golfe. Le tableau 4 recueille toutes les caractéristiques observées et/ou mesurées par les deux auteurs Glémarec et Manaud.

IV.1. La répartition des sédiments

Un gradient granulométrique en sens large est très présent de la zone la plus abritée (NE, E et SE) du Golfe vers la zone plus externe, à l'entrée du Golfe. Ce gradient granulométrique est directement lié au comportement hydrodynamique du Golfe et particulièrement à sa nette atténuation à l'Est des grandes îles. Mais en plus d'un gradient linéaire de granulométrie, il existe des différences spatiales de la sédimentation dans un même secteur ; ainsi des faciès de chenaux (d'axe de chenaux ou de versant) ou de plaine de marée présentent des caractéristiques bien distinctes. Dans les chenaux que les courants de marée empruntent, le sédiment reste toujours plus grossier, y compris dans l'Est du Golfe ainsi que dans les plaines adjacentes. Par opposition, tous les milieux de faible énergie, certaines anses et côtes sont soumises à une décantation de particules fines et à l'envasement.

GENERALITES			ZONATION			DEFINITION
	CARACTERES DU BASSIN VERSANT, SOURCE DE MATERIEL ET TYPE D'EROSION	DYNAMIQUE DE TRANSPORT ET DE DEPOT	DOMAINE GEOGRAPHIQUE	CADRE MORPHODYNAMIQUE	NIVEAU BATHY (S.H.)	
RIVIERES	Ensemble du Golfe : 1) <u>ROCHES INTRUSIVES ET METAMORPHIQUES</u> et leurs produits d'altération <u>Cailloutis, graviers, sables</u> Altération modérée par action chimique, mécanique et biologique	Ruissellement Courant fluvial Courant de marée	Rivière d'Auray du Bono, de Vannes	1) <u>RIAS</u> – organismes fluviaux peu importants à débit faibles a) Fond de chenal b) Rives	Amont Aval confluent	Vase sableuse + graviers Sablo-vaseux Graveleux Vase
GOLFE DU MORBIHAN	A l'est du Golfe : 2) <u>ROCHES SEDIMENTAIRES MEUBLES</u> (Miocène, Pliocène) et leurs produits d'altération. -fins graviers - sables et vases	Courant de marée Jusant agissant plus longtemps que le flot avec des vitesses plus faibles	OUEST de l'Île aux Moines	2) <u>BASSIN A MAREE</u> à entrée resserrée a) Chenaux principaux (forts courants) b) Bancs médians (courant moyen) c) Chenaux de compensation ; fond (courants moyens) d) Baies abritées (faible courant)	-10 -15 m -5 -10 m	Fond : cailloutis sur roche en place Cailloutis 50-80% sur graviers fins coquillier et maërl Sables hétérogènes envasés Gravier + 60%, vase +20% Vases molles avec ou sans herbier ; schorres au dessus du zéro NGF
			EST de l'Île aux Moines	a) Chenaux principaux (courant moyen) b) Pointes sous îles c) Platiers (près des pointes rocheuses) d) Platiers (courant faible) e) Petits chenaux f) Baies abritées g) Baies comblées	-5 -10 m +0,6 – 0 +0,5 – 0	Sable 50% ; Gravier 20% ; Vase 30% Hétérogène cailloutis sur gravier et sable envasé Homogène sablo-vaseux détritique (coquilles mortes) Semi-homogène : gravier propre sur gravier envasé Sables et graviers Vase 93% ; Sable 7% Vase compacte, enrichissement en gravier issu de la dégradation des falaises Vase compacte ; Lits de débris végétaux interstratifiés Vase très molle ; restes des coquilles à l'embouchure Vase molle, en surface seulement ; Herbier Z. marina Schorres
COTES	3) <u>APPORTS SEDIMENTAIRES D'ORIGINE MARINE</u> . Même type de roches +apports sédimentaires d'origine marine	Courants de marée Houle Courants de dérive littorale	Entrée du Golfe et côte océanique	3) Côte rocheuse en voie de régularisation. a) Haut estran b) Moyen à bas estran à faible pente	+1 à +5 m 0 à +1 m	PLAGES, teneur faible en calcaire Sable moyen, provenance autochtone Sable vaseux

Tableau 4. Répartition des sédiments (d'après Manaud, 1976).

Marcaillou et ses collaborateurs font en 1996 une étude systématique des caractéristiques sédimentaires dans le Golfe. Ils mesurent la granulométrie, les teneurs en eau, la matière organique et le phosphore total avec un maillage d'échantillonnage constant de 1' de longitude et 0,5' de latitude (soit 64 échantillons). Deux cartes extraites de ce travail sont présentées ici à titre d'exemple (Figure 10).

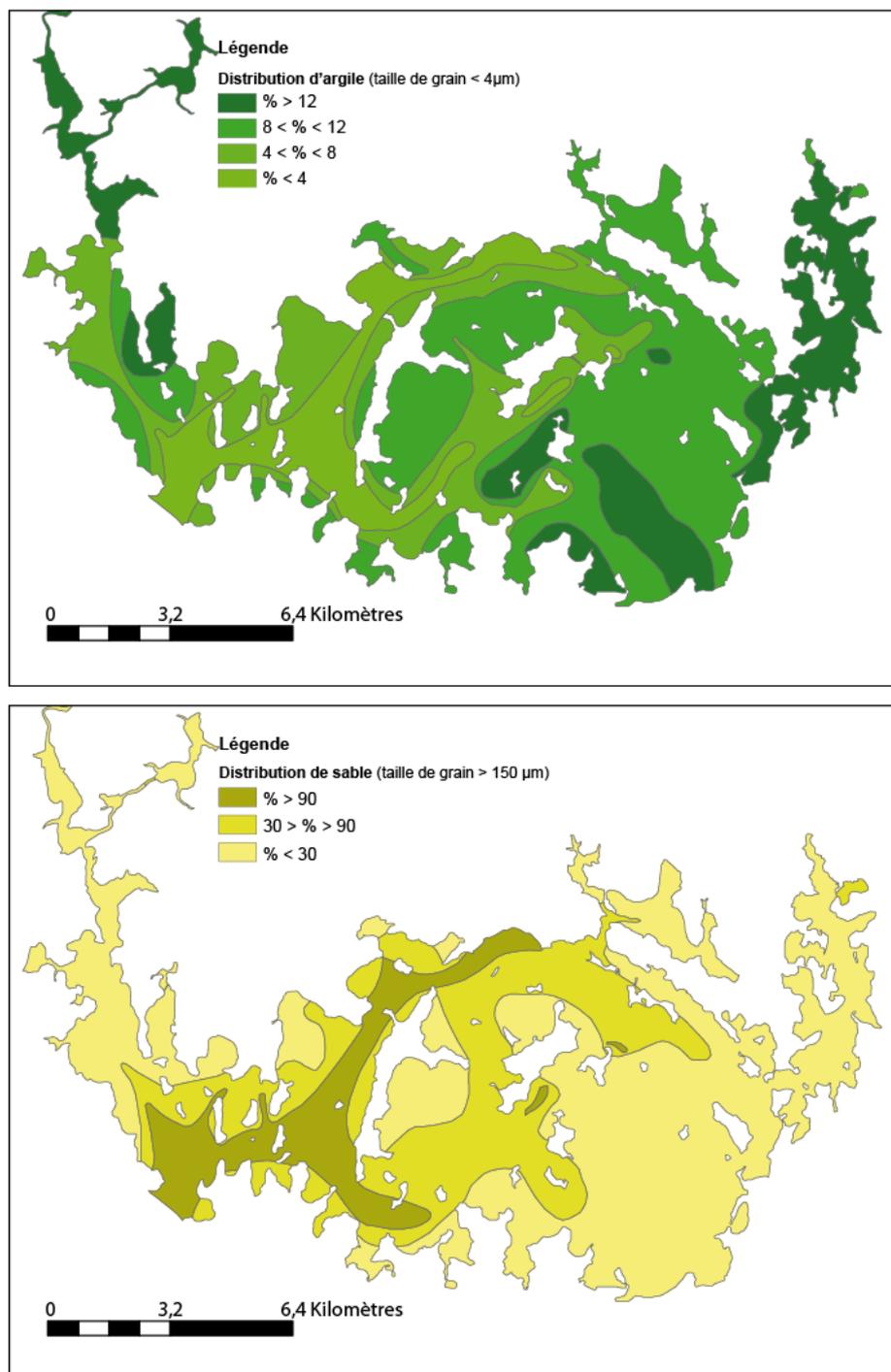


Figure 10. Distribution en pourcentages de la fraction argile <math>< 4 \mu\text{m}</math> (en haut), et de la fraction grossière >math>150 \mu\text{m}</math> (en bas).

Ils définissent ainsi deux grandes zones d'après leurs caractéristiques mesurées (mais sans mettre une limite nette entre les deux) : un bassin occidental et un bassin oriental.

IV.1.a. Le bassin occidental

Les sédiments sont nettement dominés par la fraction grossière : la moitié des échantillons est composée de plus de 30% de particules grossières et près d'un quart des échantillons en possèdent plus de 90%. Si l'on écarte les données de la partie amont de la Rivière d'Auray, la dominance des particules grossières est encore plus grande.

Par conséquent le cortège argilo-silteux est peu important : 53% des échantillons ont moins de 8% d'argile et près d'un quart moins de 4%. De même, la moitié des échantillons a moins de 35% de silts. Là encore, en exceptant les données de la partie amont de la Rivière d'Auray, 78% des échantillons ont moins de 8% d'argiles et 75% moins de 35% de silts.

Les teneurs en eau, en matière organique et en phosphore total sont faibles tout en exceptant aussi les données de l'estuaire interne de la Rivière d'Auray.

IV.1.b. Le bassin oriental

Le bassin oriental, caractérisé par une faible profondeur même dans les chenaux, présente une tendance complètement inversée par rapport au bassin occidental : seulement 22% des échantillons ont plus d'un 30% de particules grossières ; de plus la totalité de ces échantillons se trouve dans les chenaux contournant l'île d'Arz.

En revanche, la fraction argilo-silteuse devient supérieure : 70% des échantillons présentent plus de 8% d'argile et 39% des échantillons présentent plus de 12%.

La répartition des sablons est beaucoup plus homogène. On les trouve en proportions relativement constantes à l'Ouest comme à l'Est, mais c'est dans la zone de transition qu'ils dominent le cortège granulométrique.

Les teneurs en eau et en matière organique sont plus élevées, et présentent un gradient croissant vers les vasières de l'extrémité SE du Golfe et des estuaires (rivières de Vannes et de Noyal).

Les concentrations en phosphore total restent globalement faibles sauf dans les estuaires et au Nord de la Presqu'île de Rhuy où les ruissellements diffus sont importants.

IV.2. Origine des sédiments

La connaissance de l'origine des sédiments reste encore très fragmentaire, néanmoins quelques idées générales peuvent être énoncées :

Les sédiments grossiers seraient plutôt autochtones provenant de l'érosion de falaises locales (Denis, 1978).

Les sédiments fins seraient transportés du Mor-Bras (Baie de Quiberon/Vilaine), ou bien proviendraient de l'estuaire de la Vilaine ou d'autres estuaires plus lointains comme celui de la Loire (Mouchet, 1945, in Marcailloux et al, 1996).

Les sédiments fins sont assez pauvres en calcaire à l'intérieur du golfe : les herbiers à zostères et l'ensemble de la matière organique conduisent à un environnement très acide (Manaud, 1976). À l'opposé, pour les plages de la Presqu'île de Quiberon, la teneur en calcaire est beaucoup plus grande.

IV.3. L'importance de l'herbier à zostères

Dans les parties plus calmes du Golfe, notamment au SE du bassin, les vasières sont colonisées par un herbier à *Zostera marina* (pour le subtidal) et à *Zostera noltii* (pour l'intertidal inférieur). L'extension de cet herbier atteint les 2500 ha et il est parmi les plus grands d'Europe (Hubaud 1994, in Marcaillou et al, 1996). Toutefois il est sujet à des variations naturelles de densité, à l'influence de la température et à l'impact des activités humaines (Denis and Maheo, 1978).

L'importance de l'herbier sur le substratum vaseux du Golfe est notable d'un point de vue :

- écologique. Les zones occupées par l'herbier deviennent des nurseries et des refuges pour différentes espèces nectoniques. Mais, il contribue à l'appauvrissement de la biodiversité de la vasière car les conditions anoxiques générées sont difficilement supportables par une faune benthique endogée ou épigée.
- sédimentologique. L'herbier contribue à la modification de la qualité et de la quantité de la matière organique piégée ainsi qu'à l'accélération de la sédimentation des fractions fines.
- Géomorphologique. L'herbier a une influence sur le niveau de base de la vasière. Quand l'herbier est bien développé le niveau de base de la vasière augmente et les chenaux se creusent. À l'inverse, quand l'herbier passe par une période de faiblesse, le niveau de base de la vasière diminue et les chenaux se comblent (Manaud, 1976).

V. Activités humaines

Des vestiges de population permanente datent du Néolithique, période au cours de laquelle de nombreux édifices mégalithiques ont été construits autour du Golfe et restent presque intacts, sauf quelques-uns qui ont été partiellement submergés lors de la dernière remontée marine (3 000 ans BP, voir explication plus large dans le chapitre 2). Les Vénètes (V^e s. avant JC) cultivaient déjà des céréales au tour du Golfe et produisaient du sel (Visset et al., 1996).

Lors du recensement de 1990, la population permanente habitant le bassin versant du Golfe du Morbihan était de 140 608 habitants. Les deux principales communes (Vannes et Auray) représentent 40% de la population. Cependant il faut tenir compte des périodes touristiques quand les chiffres sont multipliés par trois (SIAGM, communication personnelle) ; car un des endroits les plus touristique de France est bien le Golfe du Morbihan et plus particulièrement la Presqu'île de Rhuys.

La frange littorale du bassin versant est caractérisée par une agriculture peu intensive, qui le devient davantage vers le Nord du département. Les activités industrielles sont très tournées vers le secteur agro-alimentaire (conserverie, biscuiterie) et restent peu importantes, ainsi que la pêche qui n'est qu'une relique complètement artisanale.

S'il y a une activité à souligner dans la région à part le tourisme, c'est l'ostréiculture. L'ostréiculture est l'activité humaine traditionnellement plus développée dans le Golfe puisque l'exploitation de bancs naturels d'huîtres remonte à l'époque gallo-romaine. Depuis 1971, seulement l'huître japonaise est cultivée, en raison de 9 000 tonnes par an (Section Régionale Conchylicole de Bretagne Sud, communication personnelle). La production de palourdes est aussi forte, de 2 à 3000 tonnes par an, elle se situe surtout dans la zone SE du Golfe.

CHAPITRE 2. CONTEXTE CLIMATIQUE À L'ÉCHELLE GLOBALE ET RÉGIONALE

Tous les environnements estuariens situés dans des vallées incisées de marges passives (comme c'est le cas du Golfe du Morbihan ainsi que d'autres estuaires et rias de la marge Atlantique Nord) ont subi leur épisode de remplissage au cours de la dernière transgression eustatique de 4^{ème} ordre, celle qu'on appelle la transgression flandrienne puis pendant la période de haut niveau marin. À la fin de la transgression flandrienne début l'Holocène, époque dont les événements climatiques majeurs sont décrits ci-dessous.

I. Du Dernier Maximum Glaciaire à l'Holocène

I.1. La transgression Flandrienne : une déglaciation rapide mais non monotone

Cette transgression commence après le Dernier Maximum Glaciaire quand le niveau de la mer se situait à -120 m en moyenne à échelle globale (Bard et al., 1990; Fairbanks, 1989; Lambeck et al., 2002) et aussi à échelle régionale (Lericolais et al., 2003; Reynaud et al., 1999), et finit vers 7 000 ans BP (age ¹⁴C) en moyenne à échelle globale (Lambeck et al., 2002).

Dans le cas de la dernière transgression glacio-eustatique il y a de plus en plus d'études sur son enregistrement et sur sa cause principale : la fonte des glaces.

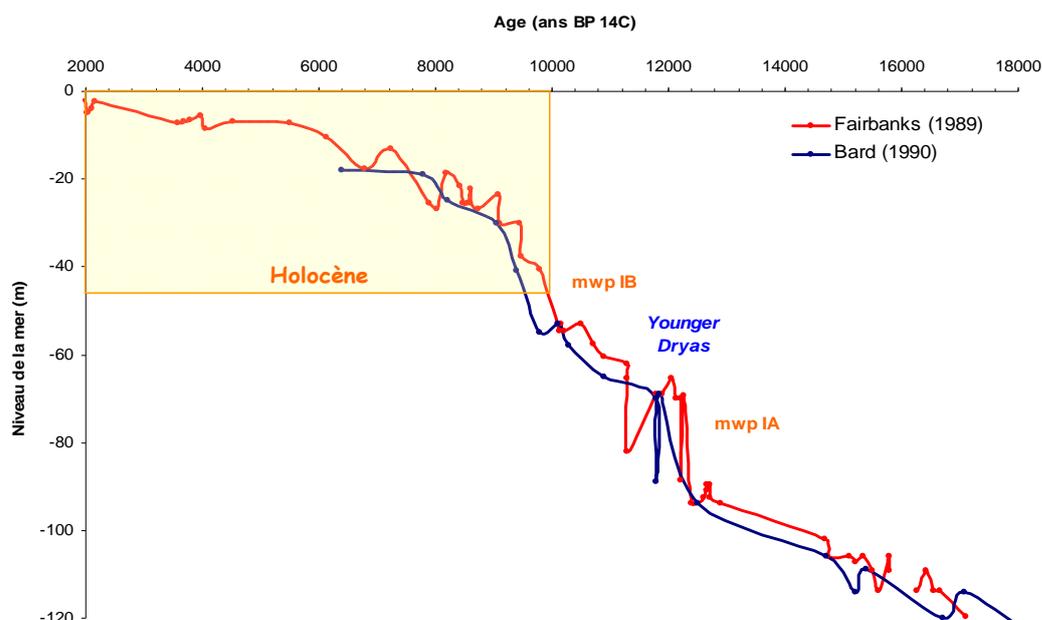


Figure 11. Courbes de variation du niveau marin depuis 18 000 ans BP, d'après Fairbanks, 1989 (en rouge) et Bard et al., 1990 (en bleu).

Ainsi, la première courbe détaillée sur les variations rapides du niveau de la mer a été construite par Richard Fairbanks en 1989. Il a fait des datations ^{14}C très serrées sur un forage prélevé dans les récifs coralliens de la Barbade, ce qui constitue un enregistrement continu et de très haute résolution qui permet d'apprécier les variations de vitesse dans la dernière remontée marine, à partir de 17 000 ans BP (âge ^{14}C). Un an plus tard, en 1990, Edouard Bard a repris les échantillons de Fairbanks pour calibrer sa courbe du niveau marin à partir des datations U/Th (Figure 11). Avec ces résultats, il a défini la dernière transgression comme non monotone, mais marquée par deux intervalles de remontée rapide, eux-mêmes produits par deux pulsations du taux de déglaciation majeur : *mwpIA* ($\approx 12\,000$ ans ^{14}C BP) et *mwpIB* ($\approx 9\,500$ ans ^{14}C BP)². Ces deux pulsations sont séparées par une courte période de refroidissement où il n'y a pas eu de fonte de glace mais une inversion momentanée du système, c'est l'événement *Younger Dryas*.

Après de nombreuses études sur les variations du niveau de la mer pendant le dernier cycle glaciaire (Blunier and Brook, 2001; Clark and Mix, 2002; Lambeck et al., 2002; Mulvaney, 2000; Peterson et al., 2000; Severinghaus and Brook, 1999; Sikes et al., 2000; Vidal et al., 1998; Waelbroeck et al., 2002) l'ensemble de la communauté scientifique accepte les résultats de Fairbanks et Bard comme assez justes et c'est surtout le *mwpIA* qui a été reconnu dans les études postérieures.

Lambeck et collaborateurs (2002) ont comparé des données de variations du niveau de la mer provenant de sept endroits différents (Figure 12), dont un correspond au travail de Fairbanks (1989) et Bard et al. (1990) à la Barbade. Entre les sept endroits, la cohérence est suffisante pour établir les généralités suivantes sur la dernière déglaciation (on parle de dates en âge ^{14}C corrigées et calibrées) :

- La fonte des glaces a commencé il y a environ 19 000 ans et la remontée initiale a dû être assez rapide, de l'ordre de 15 mètres en 500 ans.
- Entre 19 000 et 16 000 ans, le taux de déglaciation global était relativement lent avec des valeurs de 3,3 mm/an approximativement.
- Une période plus rapide est comprise entre 16 000 et 12 500 ans, avec un taux de déglaciation moyen de 16,7 mm/an. Au cours de cette période il y a un intervalle plus rapide (20 m en 500 ans) vers 14 000 ans qui correspond au *mwpIA* de Fairbanks (1989) et Bard et al. (1990).
- Entre 12 500 et 11 500 ans, la fonte des glaces s'arrête, coïncidant avec l'événement de refroidissement du *Younger Dryas*.

² *mwp*: meltwater pulse IA et IB, première et deuxième pulsations de déglaciation.

- Début de l'Holocène
- La remontée post *Younger Dryas* semble être rapide et uniforme, avec un taux de déglaciation de 15,2 mm/an, jusqu'à 8 500 ans coïncidant avec l'épisode froid et sec communément connu comme événement 8,2 (Alley et al., 1997). Dans son étude comparée Lambeck et al. (2002) n'identifie pas le *mwp* IB défini par Fairbanks (1989) vers 11 000 ans.
- À partir de 7 000 ans le volume d'eau dans les océans se stabilise mais le niveau actuel de la mer ne fut atteint que plus tard (à cause de la progradation des prismes littoraux en période de haut niveau).

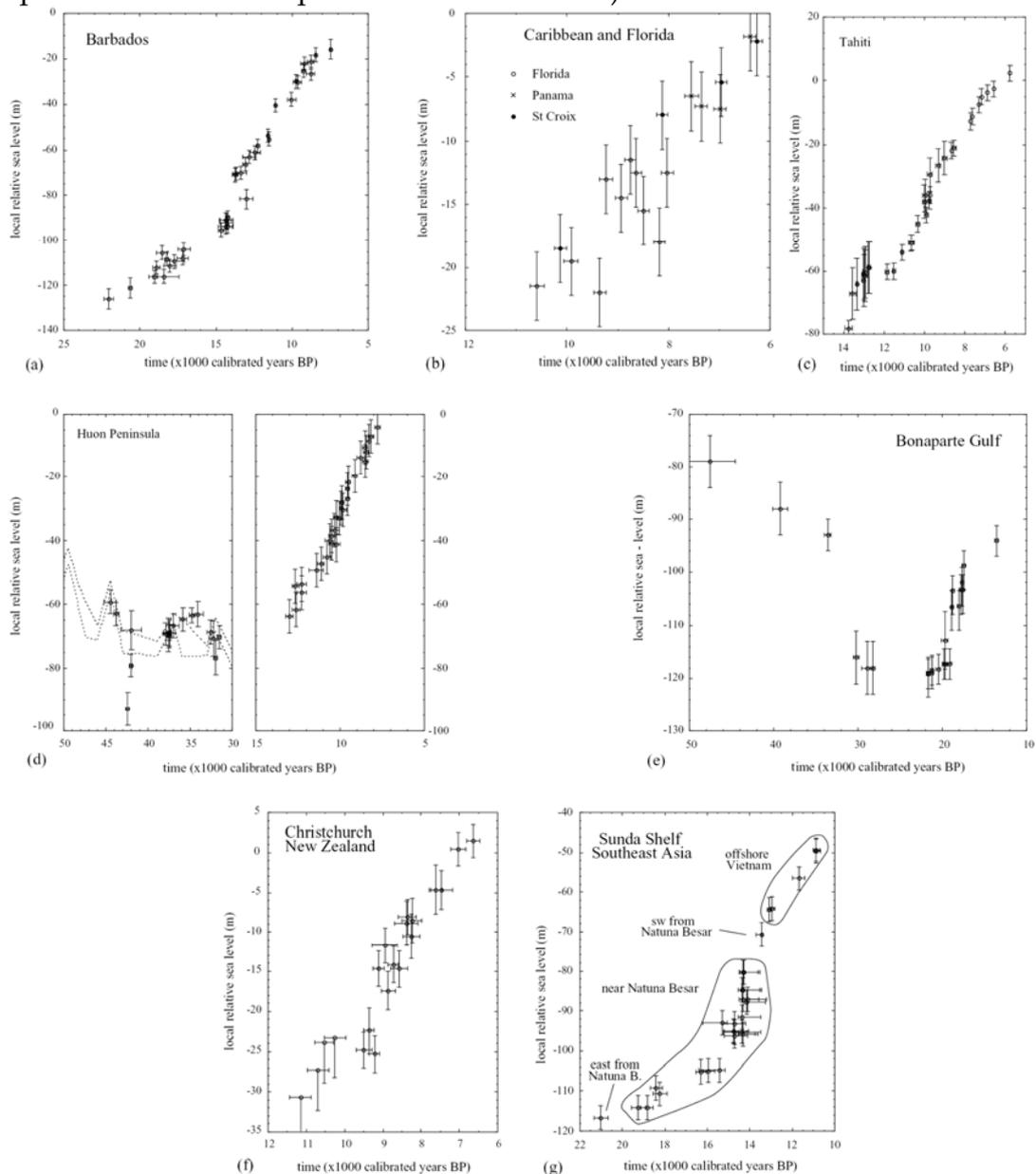


Figure 12. Synthèse des 7 différentes études sur les variations locales du niveau marin relatif estimées à partir des datations des paléorivages à différentes profondeurs (Lambeck et al., 2002).

I.2. L'Holocène : notre fenêtre de temps

L'Holocène comprend la fin de la transgression et la période de haut niveau ou de stabilisation du niveau de la mer jusqu'à nos jours. La plupart des membres de la communauté scientifique accordent que l'Holocène commence à partir de 10 ka ¹⁴C BP (11 700 cal BP) (deMenocal, 2001). À cette date nous nous trouvons en pleine transgression flandrienne et juste après l'événement froid du *Younger Dryas*, un événement qui au cours de l'Holocène, n'est pas le seul palier de cette transgression dite « rapide ». À 10 ka ¹⁴C BP, après la fonte d'une grande partie des glaces continentales, le niveau de la mer se trouve déjà à - 35 / - 40 m au niveau de la plateforme armoricaine (d'après la courbe du niveau marin de Morzadec-Kerfourn, 1974, voir Figure 16), les environnements estuariens de Bretagne Sud se trouvaient déplacés tout à fait au large, ne ressemblant pas à ceux qu'on connaît aujourd'hui. Le Golfe du Morbihan n'existait pas, à sa place il y a la confluence de trois rivières (Auray, Vincin et Noyal) au niveau de l'entrée actuelle du Golfe.

L'objectif de la partie suivante est de décortiquer la succession d'événements climatiques décrits en Atlantique Nord au cours de l'Holocène.

Ensuite nous porterons une attention spéciale aux variations du niveau de la mer en Bretagne avec une courbe proposée par Marie-Thérèse Morzadec-Kerfourn en 1974.

À la fin du chapitre, un tableau final réalisé par Martine Clet (2005) résume les événements les plus corroborés et les différentes nomenclatures (ainsi que les différentes chronologies) (Figure 17).

II. Chronologie des événements climatiques à l'Holocène

L'Atlantique Nord, en plus d'être l'échelle régionale qui nous intéresse, est la région la plus étudiée d'un point de vue paléoclimatique et donc la mieux connue. Ceci à cause des pays industrialisés qui sont autour et donc plus concernés par ses variations. Il y a eu beaucoup de missions océanographiques menées sur cet océan dont le couplage océano-atmosphérique est un des moteurs du climat Quaternaire. Ces missions avaient et ont encore comme objectif d'avoir une plus grande compréhension des anciens climats. De plus, d'autres études paléoclimatiques ont été faites aussi sur les continents comme des études de paléorivages, des études palynologiques sur des tourbes ou des études de l'avancements des glaciers... À l'Holocène tardif, on compte aussi sur des informations non négligeables provenant de l'archéologie, tel est le cas du Golfe du Morbihan, avec les très nombreux restes

des constructions des populations néolithiques autour du Golfe et même sur des lieux comme Gavrinis et Erlannic dont l'accès aujourd'hui est obligatoirement marin³. Pour les derniers 2 000 à 1 500 ans, il y a de très pertinentes contributions historiques par des écrits, des traditions populaires ou même des tableaux ou des gravures présentant un cadre climatique complètement différent de celui d'aujourd'hui au même endroit.

Ainsi la nomenclature des événements climatiques holocènes est assez variable : d'un côté il y a les périodes palynologiques (Boréal, Atlantique, Subboréal...), qui rendent compte des variations dans la végétation, elle-même dépendante d'autres facteurs comme l'altitude, la latitude, la continentalité... D'un autre côté il y a des périodes et des événements climatiques qui ont l'air de répondre à une échelle globale (comme l'Optimum Holocène, ou l'événement 8,2) corroborés par différents proxies. Et enfin, pour les derniers 2 000 à 1 500 ans, il y a une nomenclature influencée par l'histoire de la civilisation européenne, qui rend compte des moments d'expansion des populations, de grands empires et de développement de la culture et du progrès... mais aussi des moments d'isolement par la glace, des mauvaises cultures, des crises qui souvent aboutirent à des révolutions et/ou à des transitions d'un empire à un autre.

En compilant tous ces différents types de données il est possible d'établir une succession d'incidents climatiques qui ont eu lieu au cours de l'Holocène :

Vers 11 700 -10 500 cal BP s'est produite l'Oscillation Préboréale, qui coïncide avec la remontée rapide post-*Younger Dryas* ou la controversée deuxième pulsation de déglaciation nommée *mwp1B* par Fairbanks (1989), avec un taux de déglaciation de 15,2 mm/ans jusqu'à 8,5 ka cal BP.

Tout de suite après eut lieu le plus gros refroidissement de l'Holocène en Atlantique Nord, communément connu comme événement 8,2 ka cal BP (ca. 7 500 ¹⁴C BP) (Alley et al., 1997; Barber et al., 1999; von Grafenstein et al., 1998). Il s'agit d'un épisode froid et sec, d'un fonctionnement similaire au *YD*, et pendant lequel la température est descendue de l'ordre de 4 à 8°C au Groenland (Alley et al., 1997) et de 1.5 à 3°C sur nos côtes et dans les régions plus continentales en Europe (Klitgaard-Kristensen et al., 1998). Fairbanks (1989) l'avait identifié comme un ralentissement dans la remontée marine ou même une stabilisation.

³ Le tumulus de l'île de Gavrinis (3 500 ans av. J.C. soit ≈ 5 500 ans BP, avec un arrêt brutal de son utilisation vers 3 000 ans av. J.C.) et le double cromlech de l'île d'Erlannic.

Après l'événement 8,2 la presque totalité des glaces disparaît, ce qui influe directement sur la modification du climat de l'Atlantique Nord (Bianchi and McCave, 1999; Jennings et al., 2002).

L'Optimum Climatique commence au milieu de l'Holocène, un réchauffement à échelle globale de 1 à 4°C est décrit par de nombreux paléoclimatologues (Houghton et al., 1990; Rohling and De Rijk, 1999). Il est accompagné d'un maximum transgressif, qui a été enregistré comme une *maximum flooding surface* (mfs), décrite à différentes cotes d'altitude dans le monde. C'est ainsi qu'à certains endroits on a enregistré des niveaux de 10-15 mètres plus haut que l'actuel (Dominguez et al., 1987; Giresse et al., 1998), et à d'autres on n'a pas aperçu une telle transgression, comme c'est le cas dans l'Atlantique Nord où le maximum enregistré était de 1 à 5 mètres au dessus du niveau actuel dans le golfe de Cadix (SW Ibérie) (Dabrio et al., 2000; Hernández-Molina et al., 1994; Zazo, 1999) et de + 5 m dans les estuaires cantabriques (Cearreta, 1998; Gonzalez Diez et al., 1996). Sur les côtes bretonnes, Morzadec-Kerfourn (1974) a enregistré une augmentation relative du niveau marin qui n'arrive même pas au niveau actuel mais à - 4 m (Figure 16). Il est donc difficile d'établir une cote transgressive maximale à échelle globale, car à cette période les réajustements isostatiques post-fonte des glaciers jouaient encore et faussent les références par rapport aux continents (Dionne, 2002). L'établissement d'une cote uniquement due au glacioeustatisme paraît donc presque plus facile grâce à la modélisation qu'à l'observation. L'Optimum Climatique Holocène a été daté à 6 450 ¹⁴C BP dans le Golfe de Cadix (Dabrio et al., 2000; Goy et al., 1996; Zazo et al., 1996), un peu avant en Méditerranée (Rohling and De Rijk, 1999; Somoza et al., 1998) et plus tardivement en Bretagne, à 5 500 ¹⁴C BP (Morzadec-Kerfourn, 1985).

Depuis l'Optimum jusqu'au refroidissement suivant appelé *Neoglacial Period*, un remplissage par aggradation a été décrit pour les côtes espagnoles (Goy et al., 1996). Le *Neoglacial Period* fut d'abord décrit par (Porter and Denton, 1967) comme une période d'avancée des glaciers entre 6 000 et 3 000 ¹⁴C BP. En Atlantique Nord, la tendance est régressive, car liée au colmatage des dépressions estuariennes et côtières. Des niveaux éoliens apparaissent interstratifiés dans des paléosols vers la fin de la période, témoignant d'une variabilité climatique très rapide entre des conditions sèches et humides (Clave et al., 2001). Enfin, il a été daté vers 3 500 ¹⁴C BP pour le sud du Golfe de Gascogne (Martínez-Cortizas et al., 1999).

Le début du Subatlantique (ca. 3 000 BP) a été marqué par un régime continu de basses pressions en Atlantique Nord (Gonzalez-Alvarez et al., 2005; van Geel et al.,

1999). Une augmentation des apports fluviatiles et une accommodation du niveau de la mer ont été décrites dans le Golfe de Cadix (Dabrio et al., 2000; Fernandez-Salas et al., 2003). En Aquitaine, une tendance transgressive en relation avec un accroissement de l'humidité climatique a été mise en évidence entre 3 000 et 2 000 ans BP, se manifestant par des ré-invasions d'eaux à la fois d'origine continentale et marine dans les marais estuariens et côtiers et par un hiatus dans l'occupation humaine (Clave et al., 2001). Les températures semblent en baisse dans la première partie de cette période (vers 2 800 ans BP). Sur les côtes bretonnes on enregistre une transgression, T3 entre 3 400 et 3 000 ans BP (Morzadec-Kerfourn, 1974; Morzadec-Kerfourn, 1975; Morzadec-Kerfourn, 1985) bien corrélée avec l'événement transgressif Dunquerque 0 décrit pour les Pays Bas (Hageman, 1969).

Vers la fin du Subatlantique (entre 2 000 ans BP et l'actuel), les dépressions côtières et estuariennes sont comblées et les dépôts sont exportés vers la plate-forme continentale. Les conditions climatiques oscillent également entre des périodes sèches et froides (*Dark Ages, Little Ice Age*) et des périodes humides et chaudes (*Roman Warm Period et Medieval Warm Period*) (Figure 13) :

- Le **Roman Warm Period (RWP, 2 100-1 500 ¹⁴C BP)** n'a pas été reconnu partout, mais quelques écrits du IV^{ème} siècle indiquent que les conditions dans l'Atlantique Nord étaient plus favorables qu'elles ne le sont aujourd'hui (Bianchi and McCave, 1999; Li et al., 1996; McDermott et al., 2001), suffisamment pour permettre à des moines irlandais de s'aventurer sur la mer d'Islande sur les précaires embarcations de l'époque (Duplessy and Morel, 1990). Aussi en Galice, on a enregistré 2°C au dessus de la température annuelle moyenne (Martínez-Cortizas et al., 1999).
- **Dark Ages**, entre 500 et 1 000 AD* le froid reprend nos côtes et une nouvelle avancée des glaciers alpins est observée en Europe (Bianchi and McCave, 1999).
- À la fin du Moyen Age a lieu le **Medieval Warm Period (MWP)** ca. 800-1300 AD (Broecker, 2001; Grove and Switsur, 1994; Hughes and Diaz, 1994). Il y a encore un grand débat autour de l'existence et de l'ampleur géographique de cet intervalle climatique. Le premier auteur à énoncer le MWP fut Lamb (1963) (Bradley et al., 2003), il a utilisé des données historiques et paléoclimatiques concernant uniquement l'Europe occidentale où d'autres études montrent des preuves de son existence au moins pour nos côtes. Au début de cette période commencent les colonies vikings dans l'Atlantique Nord. L'Islande est colonisée à la fin du IX^{ème} siècle et un siècle plus tard, vers 982, Eric le Roux découvre celle qu'il appelle « le pays vert » pour le Groenland (Duplessy and Morel, 1990). Plus au Sud, au NW de l'Ibérie, une

* AD: *Annus domini*, ou le début de l'ère chrétienne.

anomalie positive de 1.5°C est enregistrée à cette période (Martínez-Cortizas et al., 1999).

- **Little Ice Age (LIA)** terme admis, d'après la plupart de glaciologues, pour nommer la dernière avancée des glaciers continentaux, qui s'observe sur une période d'environ 650 ans (depuis 1300 ans AD jusqu'à 1950 AD) (Grove, 2001). Cependant le *Little Ice Age* climatique est désigné comme un intervalle plus court (d'environ 330 ans) (c. AD 1570–1900) (Bradley and Jones, 1993) quand les températures d'été pour l'Hémisphère Nord (latitudes à partir de 20°N) étaient significativement inférieures à la moyenne entre 1961–1990 (Matthews and Briffa, 2005). Même s'il existe encore de nombreuses controverses au sujet de la durée (et du moment d'apparition et celui de disparition) de cet événement froid et au sujet de son appellation *ice age* (peut-être un trop grand mot selon quelques auteurs), ce qui reste incontestable c'est l'existence des deux pulsations de refroidissement : le Minimum de Maunder et celui de Dalton (Bard et al., 2000; Bauer et al., 2003; Shindell et al., 2001).

En effet le début et la fin de cette période sont discutables car toutes les avancées et tous les reculs des glaciers ne sont pas synchrones. Pour les dater, on a souvent utilisé le radiocarbone (comme il est courant dans les études sur le Quaternaire supérieur) tout en sachant que la fenêtre de temps du *LIA* n'est pas bien grande et que la précision du ¹⁴C n'est pas meilleure que ±100 ans avec 95% de confiance (±2 déviations standard). Cependant pour illustrer cette période il nous reste toujours des informations documentaires par des nombreuses peintures et gravures (le Roy Ladurie, 1967) qui fournissent des informations qualitatives sur les avancées des glaciers alpins dont l'emplacement chronologique est plus précis.

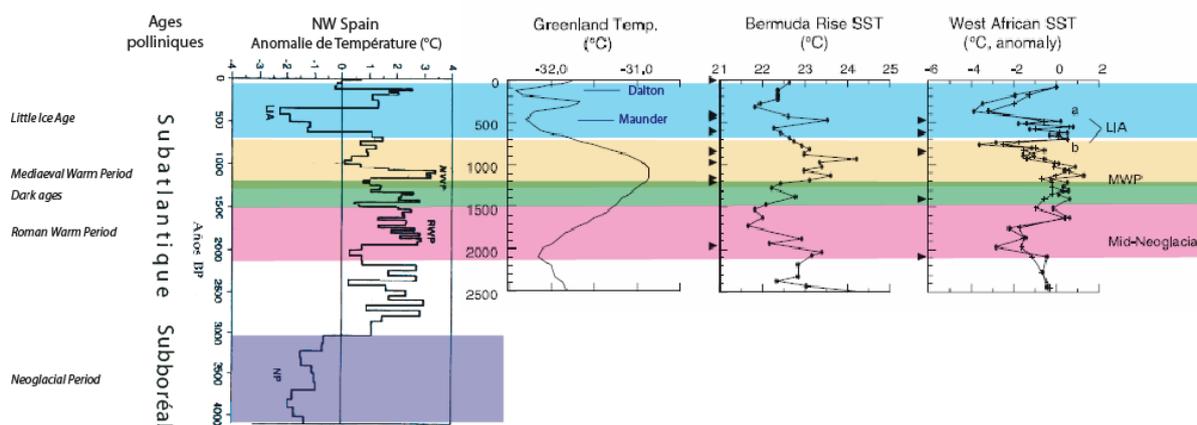


Figure 13. Résumé des derniers épisodes climatiques en Atlantique Nord d'après (deMenocal et al., 2000; Martínez-Cortizas et al., 1999).

III. Facteurs contrôlant les variations climatiques au cours de l'Holocène

Une fois vue la chronologie des événements climatiques au cours de la dernière transgression flandrienne et de l'Holocène reste à envisager les facteurs qui contrôlent ces événements, entreprise pas facile car il s'agit de variations à différentes échelles et pas toujours synchrones.

À *une échelle globale*, c'est l'insolation (énergie solaire par mètre carré reçue par la Terre), et plus particulièrement ses variations qui gèrent les masses d'air atmosphériques et leur couplage avec la surface de l'océan et donc les variations climatiques. Mais plusieurs facteurs externes interfèrent sur la façon dont nous recevons cette énergie solaire :

- Les paramètres orbitaux : excentricité, obliquité et précession gèrent les très célèbres cycles de Milankovitch, responsables des cycles eustatiques de 3^{ème} et 4^{ème} ordre dont on ne parlera pas car leur cyclicité a une période supérieure à la durée de notre fenêtre de temps.
- L'activité solaire et le nombre de taches. Leur périodicité et amplitude se traduisent en variations de 1 °C en moyenne. Zazo (1999) suggère que ce paramètre est un forçage externe prédominant dans les cycles de croissance d'une barrière littorale dans le Sud de l'Espagne.

À *une échelle régionale*, l'échelle de l'Atlantique Nord, des cyclicités climatiques rapides ont été très bien décrites pour le dernier stade glaciaire et l'Holocène : les cycles de Dansgaard-Oeschger, les événements d'Heinrich et les cycles de Bond. Toutes entraînent des variations très significatives de température et d'humidité se déclenchant très rapidement (quelques dizaines d'années) et dont la cyclicité ne peut pas être expliquée par des forçages externes comme ceux de la théorie de Milankovitch (Bond et al., 1997). Les cycles de Dansgaard-Oeschger seraient la conséquence des changements dans la circulation thermohaline dans l'Atlantique Nord à cause de fortes entrées d'eau douce par la Baie d'Hudson issues de la fonte partielle de la calotte Laurentide. Ces brusques changements de température ont une cyclicité de 1 500 ans environ, chaque cycle suivant enregistrant des températures de plus en plus basses au fur et à mesure que la calotte Laurentide grandit, au bout de 3, 4 ou 5 cycles la base de la calotte fondrait entraînant une décharge massive des icebergs enregistrée comme un événement de Heinrich (Bond et al., 1997). La répétition de l'ensemble de ces processus forme le cycle de Bond (Alley, 2000).

Ces oscillations, d'échelle millénaire, sont très évidentes pendant les périodes où l'extension des calottes glaciaires est très développée. Cependant elles sont beaucoup

plus faibles ou même absentes en périodes interglaciaires (Bond et al., 1997; Labeyrie, 2000).

Dans les derniers 8 000 ans les fluctuations millénaires détectées varient d'un endroit à l'autre avec une périodicité apparente de 1 500 et de 2 500 ans. Dans les carottes du Groenland il n'y a pas d'oscillations millénaires dans l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ durant les derniers 8 000 ans mais en revanche, des petites oscillations dans la teneur en poussières provenant des continents et dans la teneur en sel provenant de l'océan, présentent une périodicité de 2 600 ans et sont interprétées comme des variations dans l'intensité des vents (O'Brien et al., 1995). De même, une inspection détaillée des sédiments dans l'Atlantique Nord montre de petits intervalles avec des augmentations de concentration des minéraux présents dans ces niveaux (IRD) (Bond et al., 2001; Bond et al., 1997). Même si leur proportion est beaucoup moins importante que dans des périodes glaciaires, ils montrent de petites pulsations dans la dérive des icebergs, espacées d'un intervalle de 1 500 (± 500) ans aussi dans les derniers 10 000 ans. Une autre preuve d'une oscillation de 1 500 ans durant notre fenêtre de temps provient d'une carotte profonde au large de l'Islande qui montre des changements dans la granulométrie du sédiment, indiquant une variation dans la force des courants de fond (Bianchi and McCave, 1999). Les cycles de Bond ont été enregistrés dans différents environnements de dépôts continentaux et côtiers de la péninsule ibérique. Ainsi dans des dépôts lacustres, des fluctuations de teneurs en matière organique témoignent des cyclicités de 1 500 ans dont le dernier refroidissement coïncide avec le *LIA* (Luque Marín et al., 2003). Des phases de progradation ont été également décrites dans les environnements littoraux du sud de l'Ibérie (Dabrio et al., 2000; Goy et al., 1996; Zazo et al., 1996) et dans des environnements plus profonds (Fernandez-Salas et al., 2003; Hernández-Molina et al., 1994).

NAO et la récurrence des tempêtes

L'Atlantique Nord a son propre mécanisme atmosphérique qui a une influence importante sur le climat (températures, précipitations) tout autour du bassin atlantique, et tout particulièrement sur l'Europe : il s'agit de l'Oscillation Nord Atlantique (NAO). Cette oscillation (NAO) représente les changements typiques de la pression au niveau de la mer dans l'Atlantique Nord d'un hiver à l'autre. Plus précisément, l'indice NAO mesure la différence de pression entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande (Figure 14).

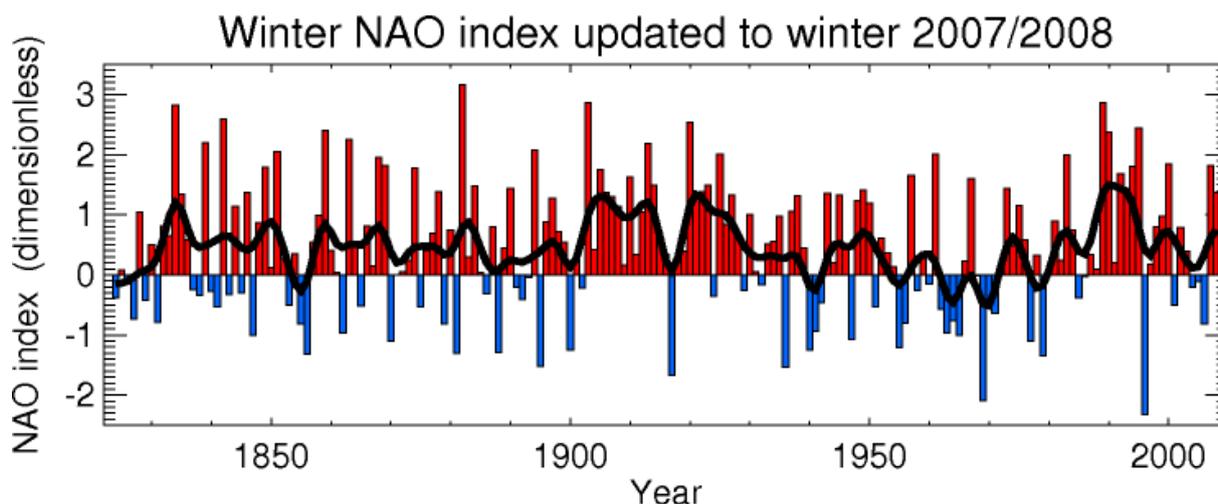


Figure 14. Variations des valeurs annuelles de l'indice NAO depuis 1830 et une moyenne glissante : en rouge phase positive ; en bleu phase négative. (Source : Climatic Research Unit, University of East Anglia, UK)

Les vents d'ouest traversant l'Atlantique à nos latitudes dépendent fortement de cette différence de pression : quand ils sont forts (indice NAO positif), ils extraient plus de chaleur et d'humidité de l'océan sous-jacent et l'apportent sur l'Europe. Au contraire, s'ils sont plutôt faibles (indice NAO négatif), ils apportent peu de chaleur et d'humidité sur l'Europe, qui est alors soumise aux influences froides et sèches de l'anticyclone de Sibérie.

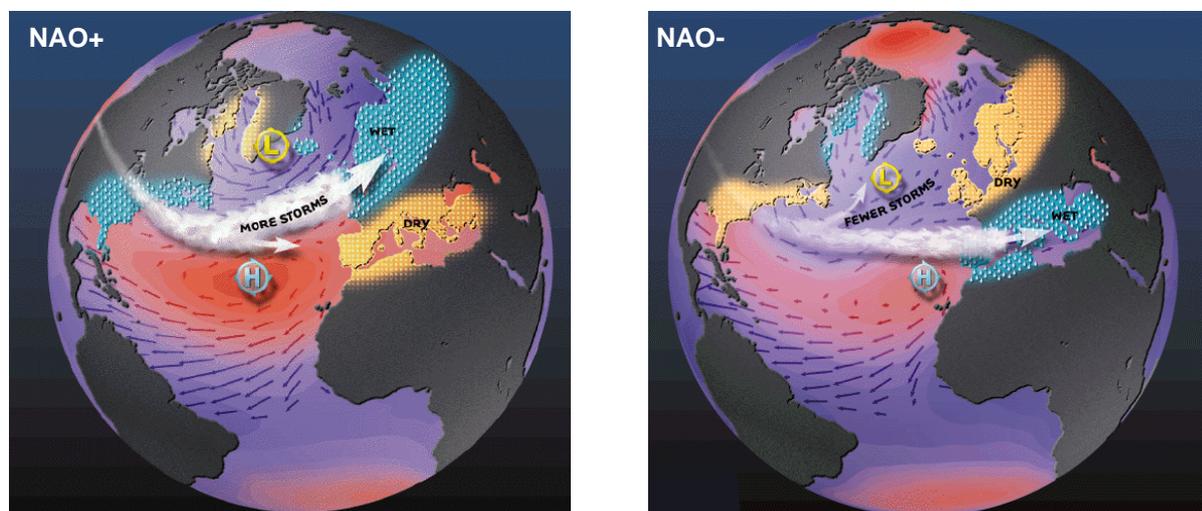


Figure 15. Représentation schématique de l'Oscillation Nord Atlantique (Source : Martin Visbeck et Heidi Cullen, Lamont Doherty Earth Observatory, NOAA).

Quand l'indice est positif, cela signifie qu'au cours de l'hiver, la pression est plus élevée que la moyenne à Lisbonne, et plus faible que la moyenne en Islande. Par conséquent, l'anticyclone des Açores (H) est plus fort que la normale, alors que la dépression d'Islande (L) est plus creuse.

Dans ces conditions, les vents d'ouest à sud-ouest, entre les deux systèmes, sont relativement forts : tempêtes et coups de vent sont plus fréquents et plus violents sur l'Europe septentrionale, affectant également la moitié nord de la France (indiqué par *MORE STORMS* sur la figure précédente). En contrepartie, ces régions bénéficient d'une grande douceur apportée par les masses d'air océaniques, mais aussi de précipitations accrues (*WET*). Quant à la moitié sud de la France, elle est à l'image du monde méditerranéen : temps sec et doux (*DRY*) (Figure 15).

Un indice négatif signifie que la pression associée à l'anticyclone des Açores (H) est plus faible que sa valeur normale d'hiver, alors que la dépression d'Islande (L) est à peine plus creuse. Par conséquent, les vents d'ouest ne sont pas très forts et les tempêtes sont rares (*FEWER STORMS*).

De plus, les perturbations circulent plus au sud et s'engouffrent en Méditerranée, apportant la pluie sur ses rivages (*WET*). Quant au nord de l'Europe (dont la moitié nord de la France), il passe sous l'influence de l'anticyclone de Sibérie : l'hiver est sec mais froid (*DRY*). À la limite entre les dépressions circulant en Méditerranée et l'air froid sur le nord de l'Europe, les précipitations peuvent se présenter sous forme de neige même en plaine (les prévisionnistes désignent ce type de situation sous l'appellation de "retour d'est").

Clavé et al. (2001) proposent un modèle conceptuel d'évolution du climat depuis 6 000 ans pour les marais de La Perroche. Ce modèle, qui explique les changements côtiers enregistrés, s'appuie sur les variations cycliques de 2 500 ans de l'activité solaire et sur une cyclicité hypothétique de l'Oscillation Nord Atlantique de l'ordre du millénaire.

Pirazzoli (Pirazzoli, 1991) souligne l'importance des tempêtes sur une longue durée ou des périodes répétées de basses pressions dans la période de redistribution des masses d'eau. Il porte sur les hauts niveaux marins, et tout particulièrement sur les interactions entre les dynamiques littorales liées à la stabilité altitudinale du plan d'eau et les dynamiques associées à des événements extrêmes. L'idée sous-jacente est de tenter de mesurer si des événements extrêmes ont une plus grande efficacité morphogénique en période de haut niveau marin stabilisé qu'en période de niveau instable. Il est possible aussi que les traces de tels événements ne soient pas conservées également dans les deux situations.

Après 3 000 ans BP, les alternances de tendances sont communes en France. Il existe des épisodes de crues sur les marais, ainsi que des moments d'aggradation de marais

corrélés avec des périodes de formation des dunes (Regnauld et al., 1996). En Bretagne Nord des restes préhistoriques ont été trouvés à des proximités des marais à sépultures sous des dépôts de *washover* ce qui indique un abandon soudain des lieux habités probablement dû à une récurrence de tempêtes après $2\,460 \pm 80$ ¹⁴C BP (Regnauld et al., 1996).

IV. Courbe du niveau marin pour l'Holocène en Bretagne - Comparaison

Marie-Thérèse Morzadec-Kerfourn (1974 et 1985) a fait une étude des variations du niveau de la mer en différents estuaires de la Bretagne (Figure 16). D'après les premiers résultats de son travail, elle affirmait que la remontée marine flandrienne avait été « irrégulière, avec des phases transgressives plus accélérées » (Morzadec-Kerfourn 1969, 1974). C'est dans les marais associés au système macrotidal de la Baie du Mont Saint Michel (marais de Dol-de-Bretagne), qu'elle a trouvé la plus grande résolution de faciès supratidaux pour la reconstruction du niveau marin relatif. À partir de datations radiocarbone des niveaux de silts calcaires (interstratifiés avec des niveaux tourbeux) témoignant des pulsations transgressives, elle a donc pu retracer une courbe du niveau marin relatif à une échelle locale (Morzadec-Kerfourn, 1985). À partir de ces travaux, quelques idées extrapolables peuvent être énoncées :

- Le ralentissement de la transgression flandrienne a lieu vers $5\,500 \pm 150$ ans BP.
- La phase transgressive la plus accusée était entre $4\,800 \pm 140$ et $4\,400 \pm 140$ ans BP. Cette période peut être mise en relation avec l'événement Calais III, décrit pour les Pays-Bas.
- Une autre transgression importante aurait lieu entre les $3\,400$ et $3\,000$ ans BP et pourrait être mise en relation avec l'événement Dunkerque 0, décrit pour les Pays-Bas.

Dans un essai de comparaison nous avons confronté les données de Morzadec-Kerfourn avec d'autres courbes détaillées pour l'Holocène :

- Fairbridge (1961), estime que dans les derniers $6\,000$ ans, l'océan a atteint des niveaux supérieurs à l'actuel avec des cotes de presque $+4.0$ m, il y a $5\,700$, $4\,900$, $3\,700$, $2\,400$, $2\,200$ et $1\,000$ ans.
- Mörner (Mörner, 1996) a fait une analyse comparée des courbes du niveau marin pour l'Holocène tardif et il conclut :
 - ➔ jusqu'à $5\,000$ - $6\,000$ ans BP, toutes les courbes du niveau marin étaient dominées par une remontée générale du niveau marin qui répondait vraiment à la fonte des calottes glaciaires.
 - ➔ alors que de $5\,000$ ans BP jusqu'à aujourd'hui, les variations enregistrées répondent à une redistribution irrégulière des masses d'eau partout dans le globe.

Cette redistribution peut-être contrôlée par des variations dans l'intensité des courants marins de surface, dans le système atmosphérique et peut être même dans quelques déformations du potentiel gravitationnel de surface.

D'après cette comparaison, nous pouvons en conclure qu'à l'exception de l'événement 8,2 et de la déglaciation subséquente, les trois courbes présentent peu de ressemblances. Ceci a été déjà établi par plusieurs auteurs soulignant l'importance des facteurs locaux (Stanley, 1995) et des incertitudes inhérentes aux indicateurs de paléoniveaux marins et aux différentes méthodes de calibrations des âges radiocarbone (Horton, 2007).

Courbes des variations apparentes du niveau de la mer en Bretagne (Morzadec-Kerfourn, 1974)

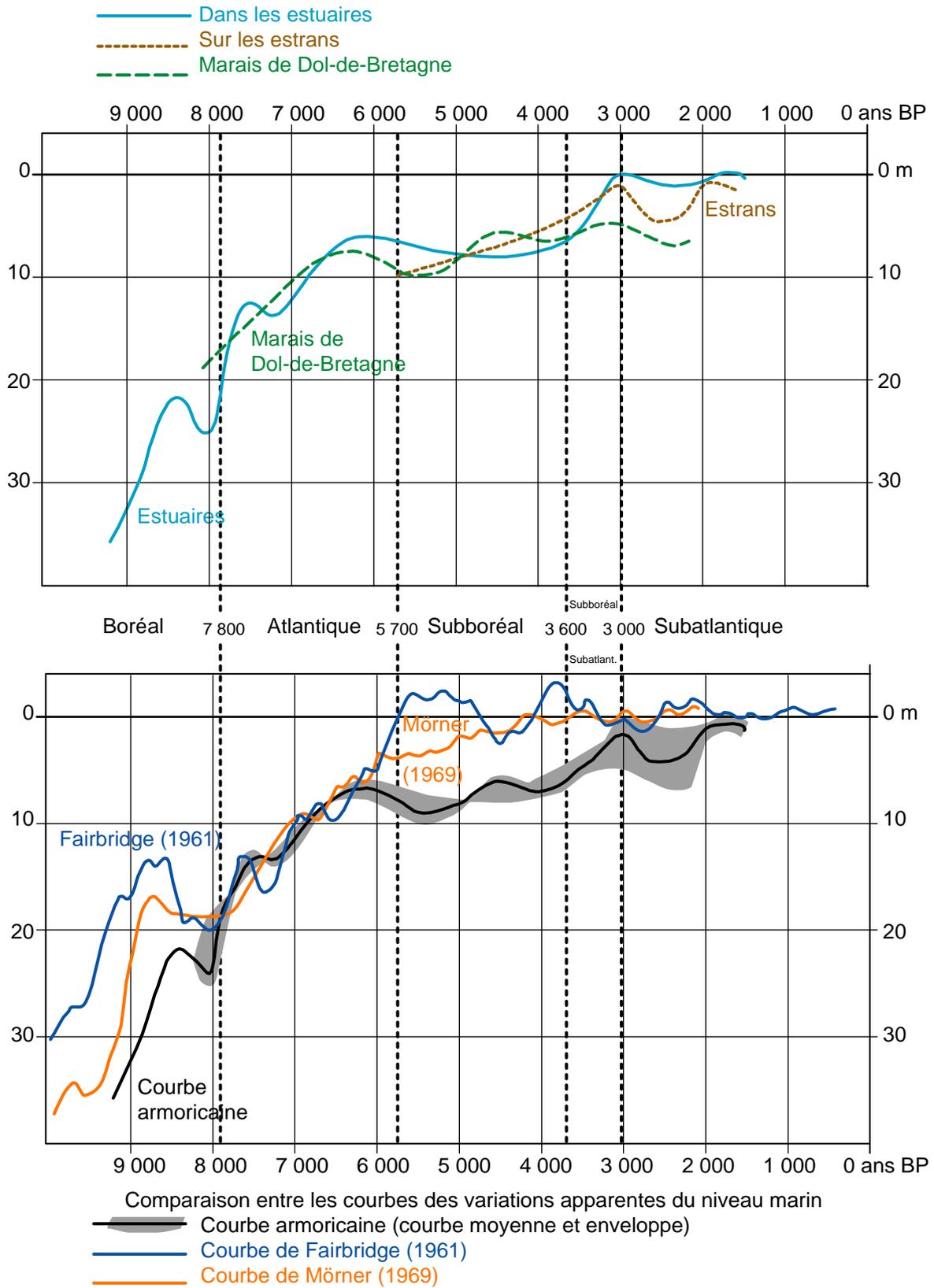


Figure 16. Courbes de variations du niveau marin reproduites d'après Morzadec-Kerfourn (1974).

Ages 14C Yr B.P.	Ages Cal. Yr AD/ B.C	Chronozones (Yr BP) (Mangerud et al., 1974)	Chronozones (Morzadec-Korf, 1974) * (de Beaulieu et al., 1985)	Périodes culturelles (Yr AD/BC)	Oscillations positives	Oscillations négatives (RCC : Rapid Climate Change)	Humidité	Remontée du niveau marin Vitesses moyennes	Corps sédimentaires construits *	Transgressions **	Fluctuations transgressives (hauts niveaux)	
1950 AD		Subatlantique (2700 BP à actuel)	Fin Subatlantique	Epoque contemporaine (1800 AD - actuel)								
500	1430			Epoque moderne (1500 - 1800 AD)		Petit Âge glaciaire (600 - 150 BP)						
1000	1060			Bas Moyen-Age (1300-1500 AD)		Moyen-Age central (1000 - 1300 AD)	Optimum médiéval					
1500	800			Haut Moyen-Age (500 - 1000 AD)				1200 - 1600 BP				
2000	0-14			Epoque gallo-romaine (300 - 500 AD)								
2500	640 BC			Empire romain (50 BC - 300 AD)								
3000	1200	Subboréal (5200 - 2700 BP)	Début Subatlantique	Age du Fer : La Tène (400 - 50 BC)								
3500	1800			Age du Fer : Hallstatt (750 - 400 BC)								
4000	2500			Age du Bronze final (1100 - 750 BC)								
4500	3100			Age du Bronze moyen (1300 - 1100 BC)								
5000	3800			Age du Bronze ancien (2500 - 1300 BC)								
5500	4400			Néolithique final (3300 - 2500 BC)								
6000	4900	Atlantique (8000 - 5200 BP)	Début Subboréal	Néolithique récent (3500 - 3300 BC)								
6500	5500			Néolithique moyen II (4200 - 3500 BC)								
7000	5900			Néolithique moyen I : Cerny (4700 - 4200 BC)								
7500	6400			N. ancien : Villeneuve-St-Germain								
8000	6900			N. ancien : Rubané du Bassin Parisien								
8500	7500			Mésolithique récent (6700 - 5500 BC)								
9000	8100	Boréal (9000 - 8000 BP)	Fin Boréal	Mésolithique moyen								
9500	8900				Début Boréal							
10000	9500	Préboréal (10000 - 9000 BP)	Fin Préboréal	Mésolithique ancien								
					Début Préboréal							

* (L'Homer et al., 2002)
 ** (Morzadec-Kerfourn, 1985)
 *** (Jelgersma, 1979).

Figure 17. Synthèse des caractéristiques climatiques et eustatiques de l'Holocène réalisée par Martine Clet en 2005.

CHAPITRE 3. CARACTÉRISATION MORPHO-SÉDIMENTAIRE DU SYSTÈME TIDAL DU GOLFE DU MORBIHAN

Résumé

La morphologie du fond marin actuel du Golfe du Morbihan a pu être décrite et étudiée en couplant différents types de données géophysiques (sismique THR, sonar latéral et sondeur multifaisceaux) acquis lors de plusieurs campagnes en mer entre Février 2002 et Juin 2006. Tous ces types de données nous ont permis de visualiser des objets sédimentaires à différentes échelles de résolution et selon différents angles : une vision en coupe est possible avec la sismique THR et un vision à plat avec l'imagerie acoustique. De même on a pu assurer la continuité de la cartographie de la plaine intertidale vers la zone supratidale à partir des orthophotos aériennes, avec l'objectif final d'une carte géomorphologique complète qui assemble tous les environnements tidaux du Golfe du Morbihan. Notre zone d'étude à cartographier comprend tous les environnements submergés à marée haute (MHHW) du Golfe du Morbihan et de la Rivière d'Auray et jusqu'à une profondeur de 25 m à la sortie du Golfe entre Locmariaquer et Port Navalo.

En intégrant tous les données on a pu mettre en évidence des plaines intertidales, dans les parties plus internes du système estuarien, délimitées par des chenaux tidaux allant de 0.5 m, de profondeur jusqu'à 25 m à l'entrée du Golfe.

Les chenaux présentent une variété de formes de fond dépositionnelles. Ainsi nous avons pu différencier des formes de fond transverses au courant résiduel comme de dunes tidales, distribuées en champs et bien caractérisées par leur situation bathymétrique et leurs dimensions. Des formes de fond longitudinales au courant résiduel ont été aussi décrites comme des barres tidales (soit rythmiques, soit isolées), celles-ci présentant des caractéristiques différentes en raison de leur situation bathymétrique et la morphologie (notamment la section) du chenal où elles se trouvent.

D'autres objets sédimentaires plus complexes ont été aussi trouvé dans le Golfe : des bancs sableux mixtes, un corps en forme d'éventail et des corps complexes situés à la sortie d'un chenal secondaire vers un chenal principal. Ce sont des corps peu décrits dans la littérature qui peuvent être le résultat d'une évolution des formes de fond plus simples (dunes ou barforms) et dont la morphologie s'explique par leur situation géographique dans des endroits où le contexte structural modifie très brusquement la courantologie.

I. Introduction : Systèmes macrotidaux - Environnements de dépôts tidaux

Les études faites sur le Golfe du Morbihan abordent des thématiques variées, la plupart centrées sur l'étude de la macroflore et la macrofaune comme on a pu voir dans le chapitre 1 (Afli and Glémarec, 1999; Glémarec, 1964) et quelques unes sur la caractérisation courantologique (Marcos et al., 1995) et sédimentologique (Marcaillou et al., 1996). Cependant l'étude morphosédimentaire du fond marin n'avait jamais été abordée. Pour comprendre le fonctionnement hydrosédimentaire du Golfe du Morbihan, il est donc nécessaire de caractériser ce golfe en tant qu'environnement sédimentaire à milieux de dépôt différents.

Dans la dernière vingtaine d'années il y a eu un fort intérêt pour les domaines estuariens. Des efforts se sont centrés sur la compréhension de leur fonctionnement dynamique, biologique et chimique en raison de leur potentiel de préservation de sédiments riches en matière organique. C'est ainsi que les connaissances sur les faciès estuariens et leur architecture interne se sont développées. Un premier essai de modélisation de ces environnements fut publié par Walker (1992) dans son fameux ouvrage *Facies Models*. Puis de nombreuses études ont été menées sur des systèmes

tidaux à très fort marnage qui peuvent servir de référence. Ces sites sont : la *Cobequid Bay*, dans la Baie de Fundy au Canada (Dalrymple et al., 1995; Dalrymple et al., 1992) et la *Fraser River* (Villard and Church, 2005). La plupart des documents bibliographiques sur les systèmes macrotidaux d'aujourd'hui sont des cas locaux, mais ils existent quelques ouvrages de synthèse (Dalrymple et al., 1992) ; Dalrymple and Choi 2007 ; (Dalrymple and Rhodes, 1995). Ces synthèses révisent :

- Tous les systèmes tidaux comme les *tidal flats*, les estuaires, ainsi que les deltas ou les plates-formes gouvernés par la marée et leur réponse à des variations du niveau de la mer (Dalrymple et al., 1992), et plus particulièrement les systèmes estuariens mis en place dans des vallées incisées lors de la remontée du niveau de la mer (Figure 18).
- Une caractérisation des figures principales formées par les courants tidaux, comme les dunes et les barres tidales.

Malgré l'importance des effets locaux de chaque estuaire, comme la géomorphologie héritée, il y a des traits généraux communs à tous les estuaires qui sont bien identifiés dans ces ouvrages de synthèse.

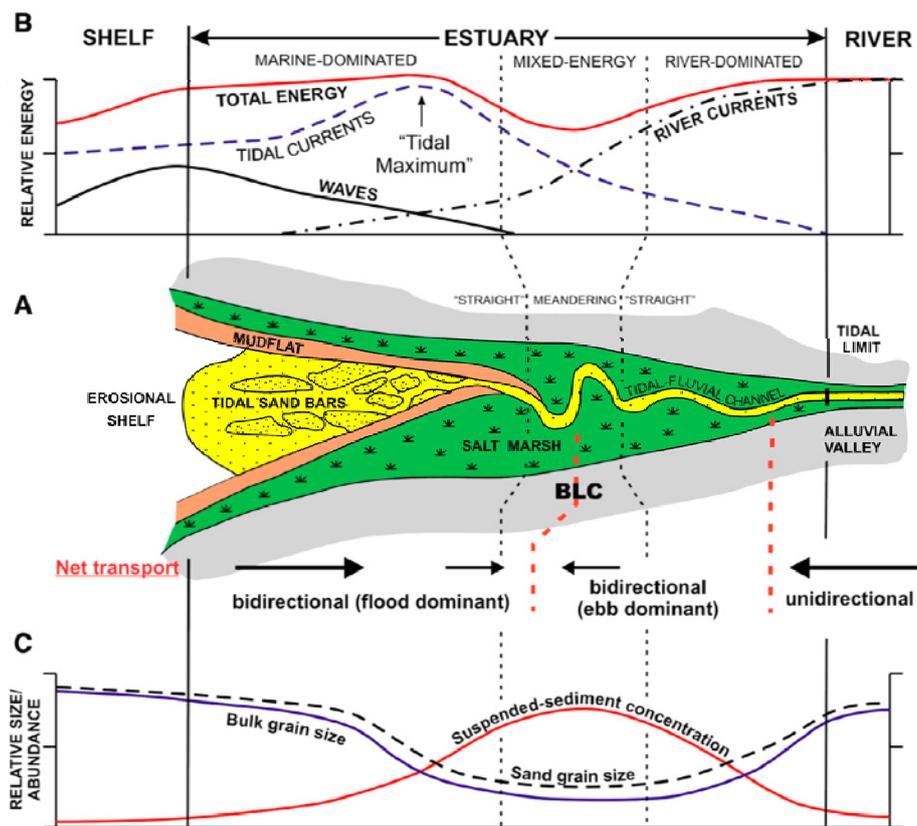


Figure 18. (A) Schéma de dépôt des environnements sédimentaires pour un estuaire dominé par la marée avec une forme d'entonnoir. (B) Variation longitudinale des trois processus physiques préférentiels. (C) Variation longitudinale de la fraction granulométrique. D'après Dalrymple and Choi (2007) ; modifiée de Dalrymple et al., (1992).

En France les systèmes macrotidaux bien connus, dont la caractérisation géomorphologique et stratigraphique a été faite, sont : la Baie du Mont Saint Michel (Billeaud et al., 2007; Tessier et al., 2006), le Bassin d'Arcachon (Fenies and Faugères, 1998; Porter et al., 1998) et la Baie de Marenne-Oléron (Bertin et al., 2005; Chaumillon et al., 2004; Weber, 2004). Ces différents ouvrages ont été utilisés pour aborder les données acquises sur le Golfe du Morbihan.

Dans un environnement de dépôt, l'intensité relative des processus sédimentaires dus à des agents de transport (marée, houle, dérive, tempêtes...) sera la responsable des caractéristiques morphologiques et sédimentaires des objets de dépôts. Mais le cadre géomorphologique est aussi important, car il est susceptible de modifier sensiblement ces agents de transport et donc leurs conséquences sur les objets de dépôt. Les environnements de dépôt qui nous intéressent se trouvent là où le marnage est assez important pour être le facteur de transport dominant. On peut ainsi décrire plus facilement les figures de dépôts tidaux typiques dans un environnement mégatidal que dans un environnement méso ou microtidal ; ces deux derniers étant plutôt dominés par des houles ou des tempêtes. Cependant certaines caractéristiques morphologiques locales peuvent provoquer des courants tidaux très forts dans des endroits à faible marnage à cause, par exemple, d'un rétrécissement morphologique qui va intensifier les courants tidaux.

Dans le Golfe du Morbihan, nous avons deux facteurs importants qui vont favoriser l'existence d'un environnement tidal bien développé, avec de grandes plaines tidales séparées par des chenaux où se développent des formes de fonds contrôlées par le flot et le jusant (barres, dunes...) :

1. Il existe un contexte mégatidal régional, en effet les cotes bretonnes ont en marnage largement supérieur à 4 m en moyenne.
2. Il existe des morphologies très complexes de vallées incisées avec des rétrécissements qui accélèrent les courants de flot et jusant.

Entre Février 2003 et Juin 2006, des missions géophysiques (sismique THR et sonar latéral) ont été menées dans le Golfe du Morbihan en collaboration avec l'Université de Caen avec l'objectif d'avoir une première vision des structures sédimentaires qui couvrent le socle très peu profond du Golfe. Récemment une nouvelle bathymétrie a été publiée par le SHOM et l'IGN, en couplant des données multifaisceaux avec des données lidar (Louvar et Grateau, 2005), qui laisse voir avec beaucoup de détails la morphologie du fond (Figure 21). Le couplage des données bathymétriques avec les données sismiques THR et sonar latéral acquises précédemment nous a permis de faire une première caractérisation du fond marin en caractérisant les différents environnements sédimentaires et en établissant un catalogue des formes de fond

existantes. Dans ce chapitre sont présentés les différents types de données, chacun à une résolution différente et utilisé avec des objectifs différents.

Les résultats sont exposés en caractérisant chaque palier bathymétrique du Golfe : la plaine de marée intertidale, la plaine de marée subtidale et les chenaux avec leur transition est-ouest. Puis, un panorama des formes de fond trouvées dans les chenaux est offert. Enfin, l'existence et la répartition dans le Golfe des formes de fond en tenant compte de la géomorphologie héritée du socle, de la sédimentologie ou type de fond et de l'hydrodynamisme sont discutées.

II. Matériels et Méthodes

II.1. Acquisitions géophysiques : Missions Géogolfe, BenSonar et Orsane.

Les résultats présentés ici sont principalement issus d'une prospection par sismique réflexion à très haute résolution, réalisée avec un boomer IKB-Seistec, adapté à la prospection en milieu très peu profond (2 m) (Simpkin and Davis, 1993). La bande de fréquence de ce boomer est de 1-10 Hz et la résolution verticale des données obtenues est de l'ordre de 25 cm, voire moins lorsque le plan d'eau est totalement plat. La pénétration du signal peut atteindre 150 m dans les argiles et jusqu'à 20 m dans des sédiments sableux. Le boomer et les hydrophones récepteurs sont fixés sur un catamaran de 2,50 m, et sont immergés à une profondeur d'environ 50 cm.

Pour la mission *Geogolfe* (2003), le catamaran était arrimé à couple du *Sepiola*, N/C de la station biologique de l'île de Bailleron (CNRS - Université de Rennes I), dans lequel étaient installés le moteur et le matériel informatique d'acquisition des données et de navigation. Les données ont été enregistrées à l'aide du logiciel Delph, raccordé directement, pour le positionnement des profils, à un GPS différentiel. Les données étaient ensuite dépouillées et traitées au BRGM par Isabelle Thinon. Un total de 98 km lignes sismiques a été acquis lors de la mission *Geogolfe*. La complexité de l'aire navigable a conditionné la forme de la maille choisie, malgré tout les profils sismiques couvrent le Golfe du Morbihan et la Rivière d'Auray (Figure 19).

Deux missions d'acquisition des données acoustiques ont aussi été réalisées : *BenSonar* (2003) et *Orsane* (2004) en utilisant un sonar à balayage latéral EdgeTech trainé aussi par le *Sepiola*, N/C de la station biologique de l'île de Bailleron (CNRS - Université de Rennes I) et avec les mêmes moyens de positionnement. Les données ont été ensuite dépouillées et traitées par Agnès Baltzer (Université de Caen) (Figure 20).

II.2. Méthodes d'interprétation

L'analyse des faciès sismiques (Mitchum et al, 1977) des différentes unités est basée sur la description des paramètres de la sismique réflexion. Ceux-ci sont la continuité, l'amplitude, la fréquence et la configuration. Ils caractérisent chaque unité sismique.

- La continuité (forte à faible, discontinue) : elle est associée à la continuité d'une strate. Une bonne continuité se matérialise par la présence de dépôts de grande extension latérale.
- L'amplitude (forte à faible) : elle informe sur les contrastes lithologiques ou contrastes d'impédance acoustique (Z) ($Z=dV$; d : densité du milieu ; V : vitesse de propagation des ondes acoustiques) et sur les variations latérales dans les unités. Elle permet de suivre latéralement un réflecteur.
- La fréquence (forte à faible) : elle correspond à l'espacement en ms temps double (TWTT) entre les réflexions sismiques.
- La configuration : elle représente la disposition verticale des réflexions et correspond au modèle de stratification.

II.3. Données complémentaires

Parallèlement à ces données sismiques, nous disposons également d'informations lithologiques et hydrodynamiques. Les informations lithologiques provenant de bennes de surface récoltées dans le Golfe lors des missions géophysiques et surtout lors des missions consacrées à l'étude de la microfaune benthique. Les données sont en accord avec une étude sédimentaire fait en 1996 par Ifremer-La Trinité et l'Odem (Observatoire Départemental de l'Environnement du Morbihan) (Marcaillou et al., 1996).

Ces données apportent des précisions importantes sur la nature et sur l'interprétation des dépôts identifiés en sismique.

Les données hydrodynamiques issues d'une modélisation faite par EDF (Marcos et al., 1995) permettent de caractériser précisément le contexte hydrodynamique et la variabilité morphologique actuel du site.

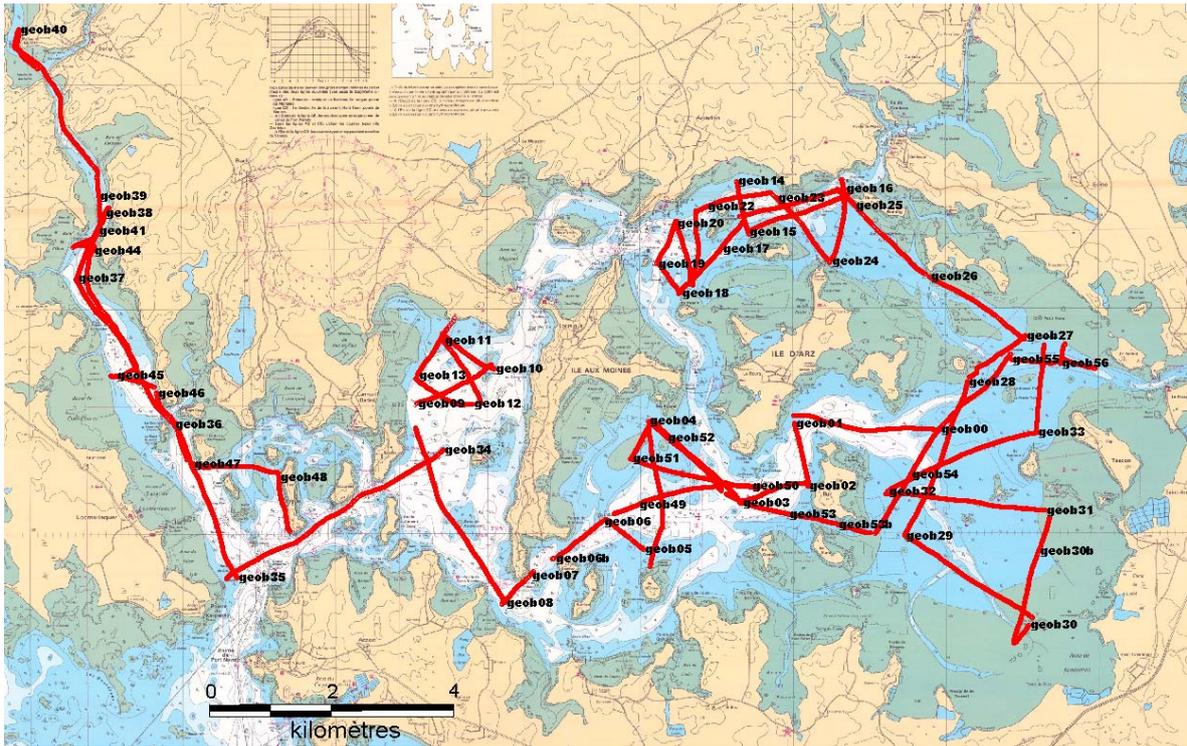


Figure 19. Plan de position de la mission Géogolfe (Février 2002) sur la carte bathymétrique du SHOM © 2002.

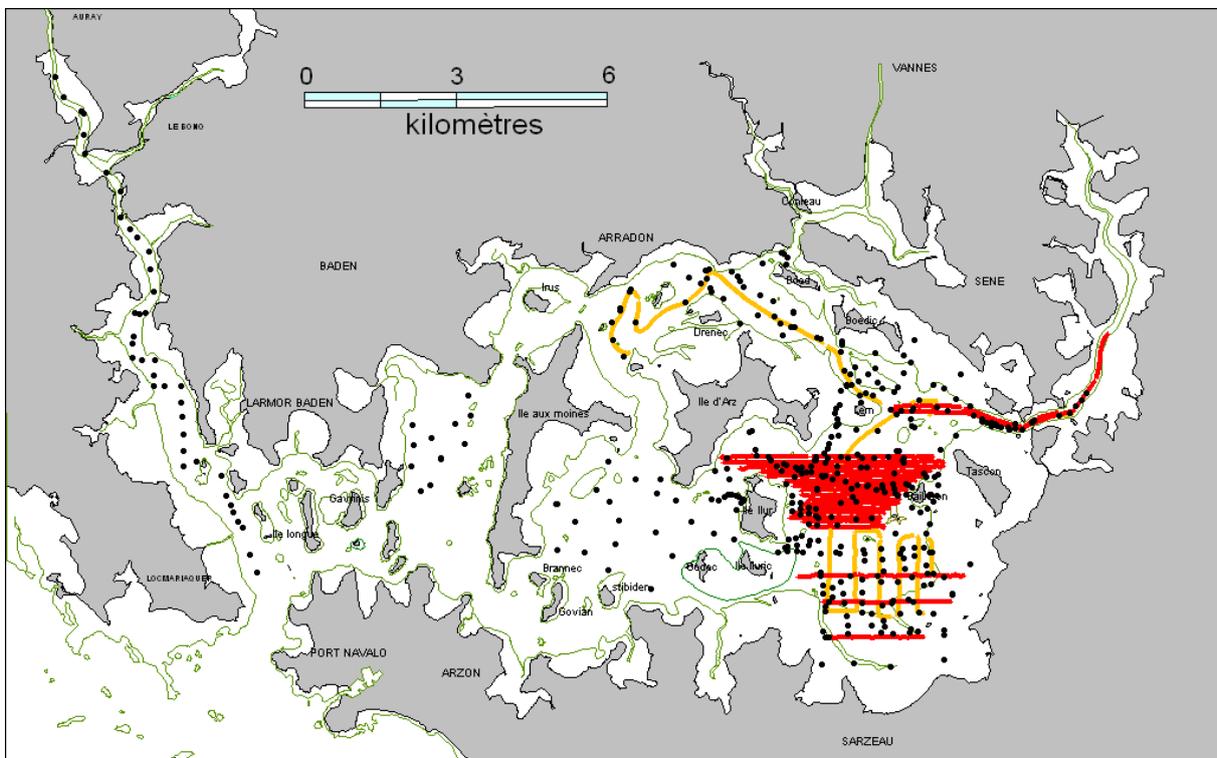


Figure 20. Plan de position des campagnes sonar latéral BenSonar (orange) et Orsane (rouge), et de l'ensemble des échantillons de surface prélevés (points noirs) et le niveau zéro de basse mer (vert, d'après SHOM © 2002).

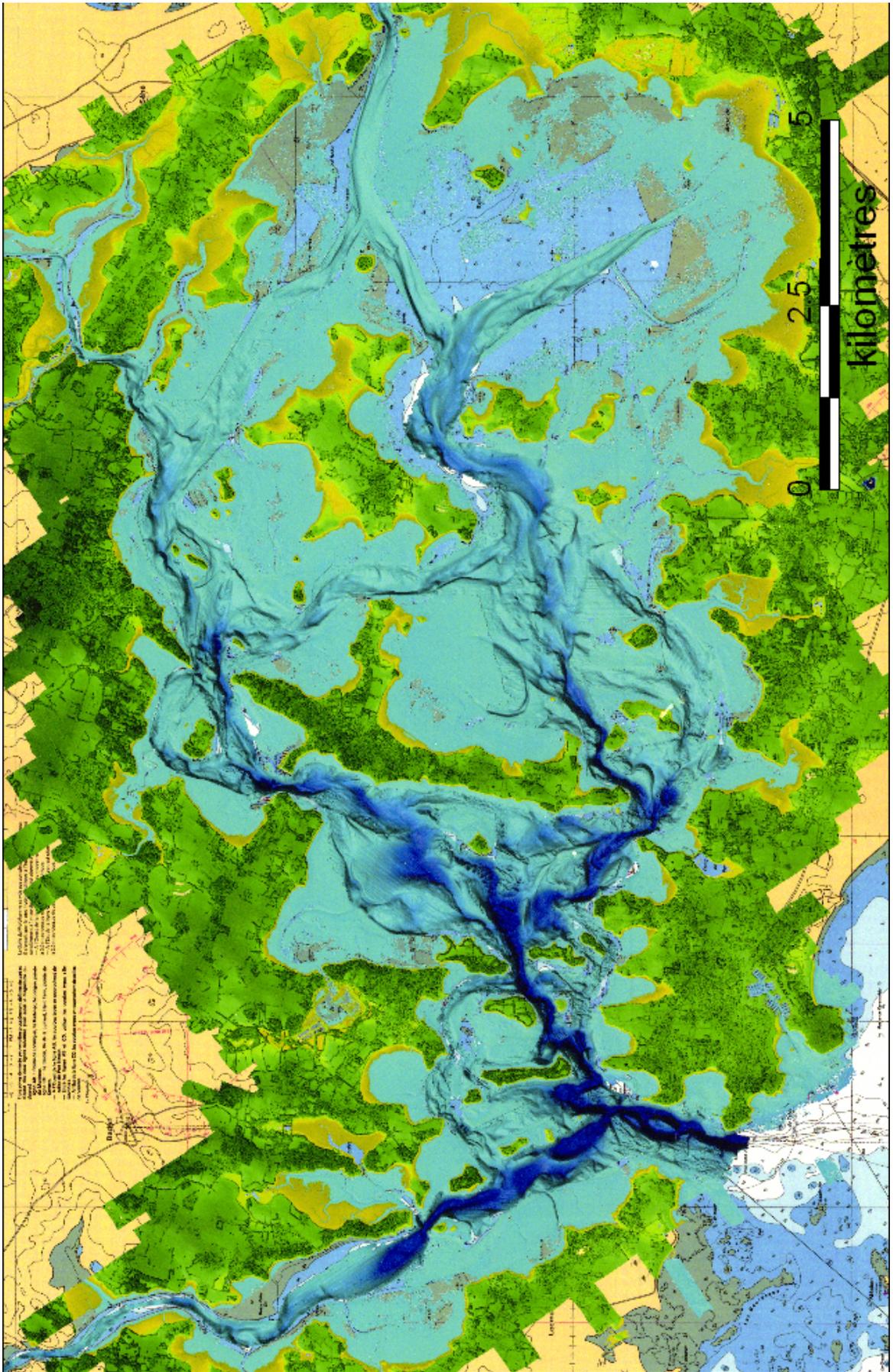


Figure 21. Bathymétrie à partir de données multifaisceaux et lidar (Louvar et Grateau, 2005).

III. Résultats

III.1. Du gaz dans les sédiments

Un des objectifs importants dans l'exploitation de ces données sismiques était celui de faire une étude de stratigraphie. Cependant quelques problèmes ont rendu difficile voire impossible la réalisation de cet objectif : les profils sont peu nombreux et de leur disposition dans l'espace ne permet que très rarement de visualiser la continuité des corps sédimentaires. De plus, on a du faire face à un autre problème assez récurrent dans ce type d'environnement estuarien, la présence de zones sourdes dues à du gaz.

En effet, sur les 98 km de lignes sismiques acquis dans le Golfe, 32 km étaient masqués par des écrans acoustiques. Trois différents types d'écran acoustiques ont pu être observés et décrits selon Garcia-Gil (2002). Ces différents types d'écrans acoustiques ont été cartographiés (Figure 22). La majorité des secteurs affectés par la présence de ces écrans est située dans la partie orientale du Golfe. La comparaison avec les données sédimentologiques de Marcaillou et al. (1996) indique qu'il s'agit principalement de zones à sédiments fins et riches en matières organiques (Figure 23).

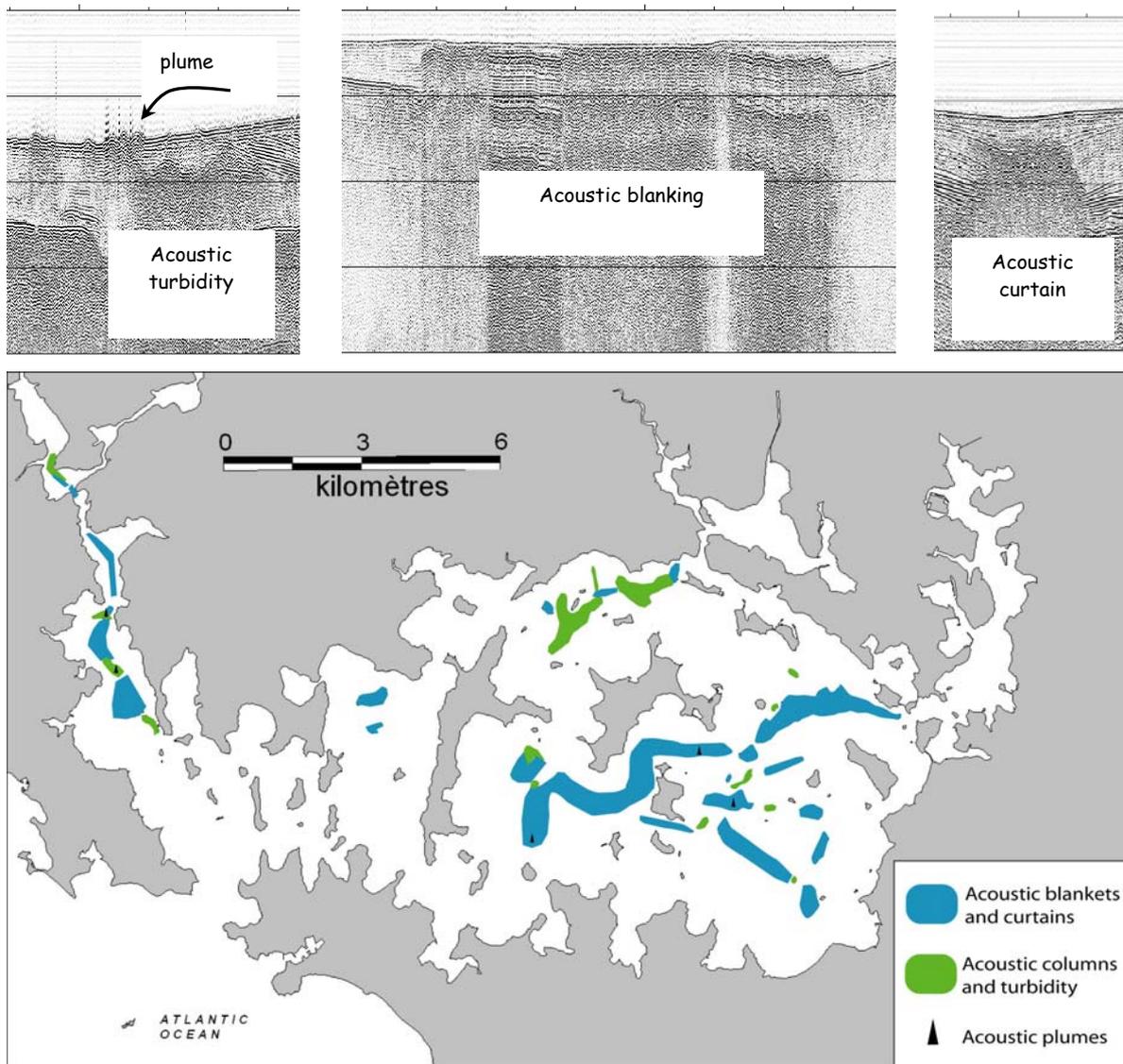


Figure 22. Les faciès sismiques à gaz et leur distribution dans le Golfe du Morbihan.

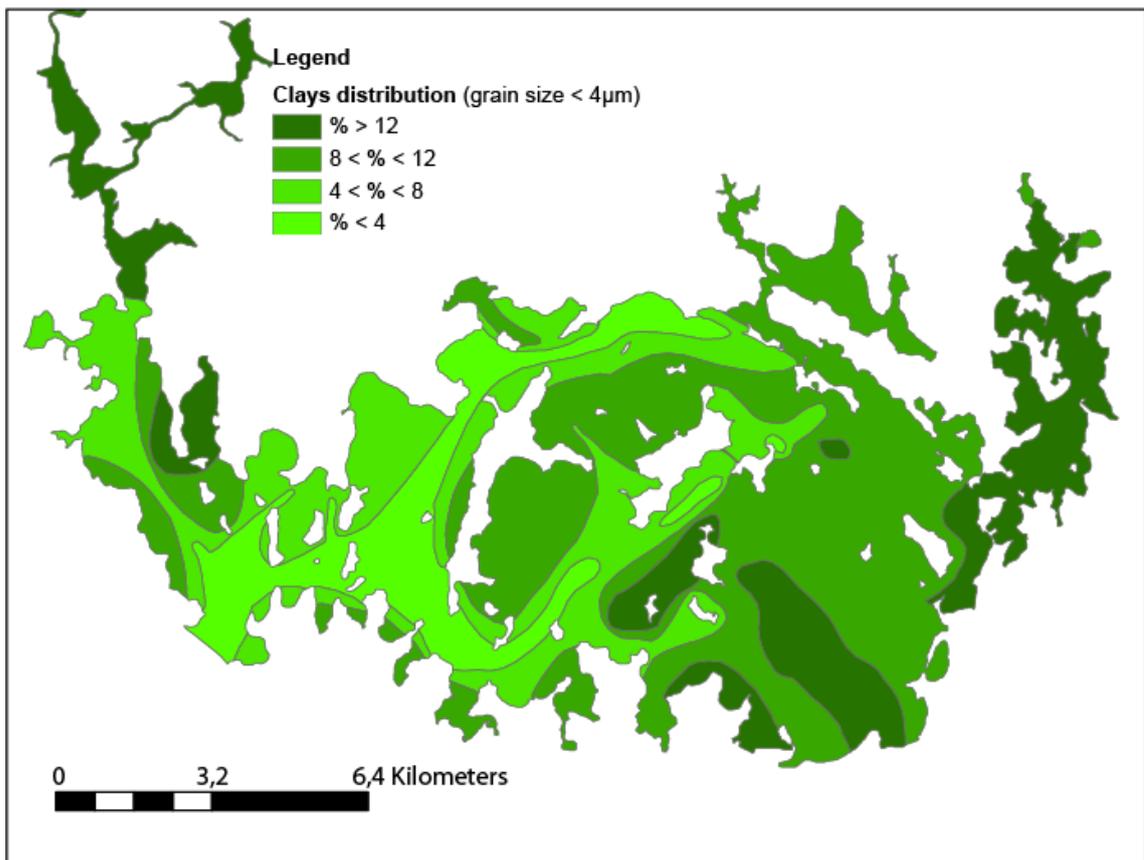
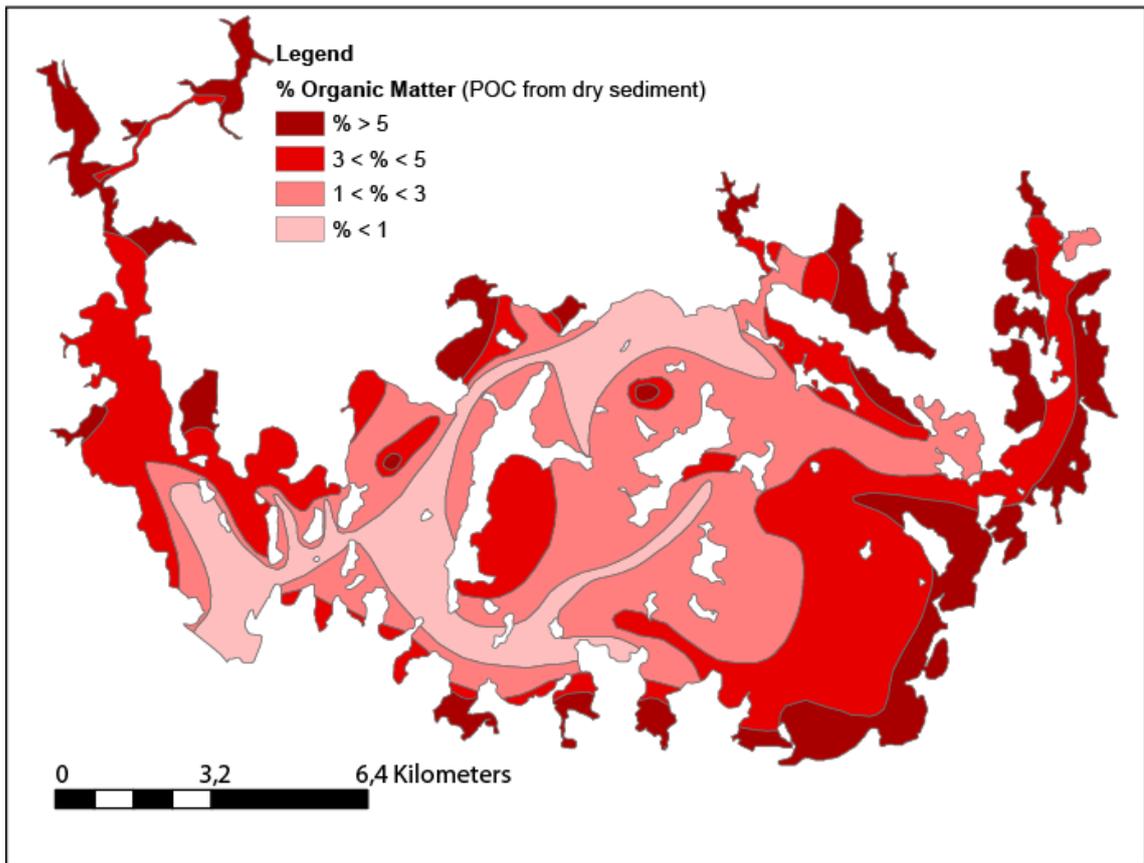


Figure 23. Cartographie des teneurs des sédiments en matière organique (en haut) et en argile (en bas).

De plus, les carottes sédimentaires prélevées dans le Golfe (voir chapitre 5) montrent un taux de compaction très élevé (Tableau 5), principalement dans le secteur sud-oriental où il peut atteindre 70% (Figure 24).

Ces carottes sont lithologiquement très homogènes, pour la plupart montrant une unité argileuse noire, réduite (avec quelques passages à débris de bioclastes), montrant des restes de végétaux visibles à l'œil nu et des trous étant interprétés comme des figures d'échappement de gaz (Figure 25).

n° Carotte	latitude GPS	longitude GPS	Pénétration (cm)	Longueur carotte (cm)	Compaction (%)
VIVAN 1	47° 32,701	2° 44,353	122	85	30
VIVAN 2	47° 32,795	2° 44,353	sac	sac	
VIVAN 3	47° 32,796	2° 44,355	170	50	71
VIVAN 4	47° 32,814	2° 44,574	220	71	68
VIVAN 5	47° 33,074	2° 44,900	222	74	67
VIVAN 6	47° 33,080	2° 45,120	276	59	79
VIVAN 7	47° 33,079	2° 45,114	190	104	45
VIVAN 8	47° 33,383	2° 45,227	308	104	66
VIVAN 9	47° 33,449	2° 45,466	282	78	72
VIVAN 10	47° 32,975	2° 46,156	296	73	75
VIVAN 11	47° 32,975	2° 46,156	285	64	78
VIVAN 12	47° 32,912	2° 46,227	317	101	68
VIVAN 13	47° 32,915	2° 46,226	157	84	46
VIVAN 14	47° 37,292	2° 45,037	10	10	0
VIVAN 15	47° 37,146	2° 44,851	40	30	25
VIVAN 16	47° 37,251	2° 44,614	140	55	61
VIVAN 17	47° 37,251	2° 44,614	199	127	36
VIVAN 18	47° 36,966	2° 46,492	238	114	52
VIVAN 19	47° 36,260	2° 46,037	130	25	81
VIVAN 20	47° 36,260	2° 46,037	173	53	69
VIVAN 21	47° 35,785	2° 45,815	sac	sac	
VIVAN 22	47° 35,785	2° 45,815	69	49	29
VIVAN 23	47° 35,582	2° 45,572	50	15	70
VIVAN 24	47° 35,545	2° 46,210	74	52	30
VIVAN 25	47° 35,716	2° 42,284	325	97	70
VIVAN 26	47° 35,716	2° 42,284	229	115	50
VIVAN 27	47° 37,040	2° 41,616	176	101	43
VIVAN 28	47° 37,550	2° 41,856	222	90	59

Tableau 5. Caractéristique des carottes prélevées lors de la campagne ViVan dans le Golfe du Morbihan.

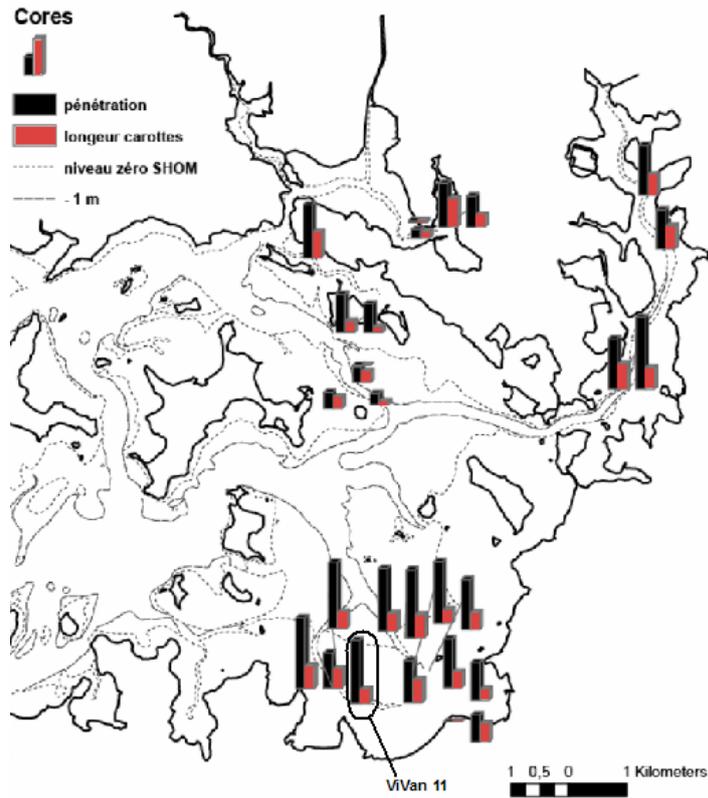


Figure 24. Localisation des carottes avec les indications de compaction lors du carottage.

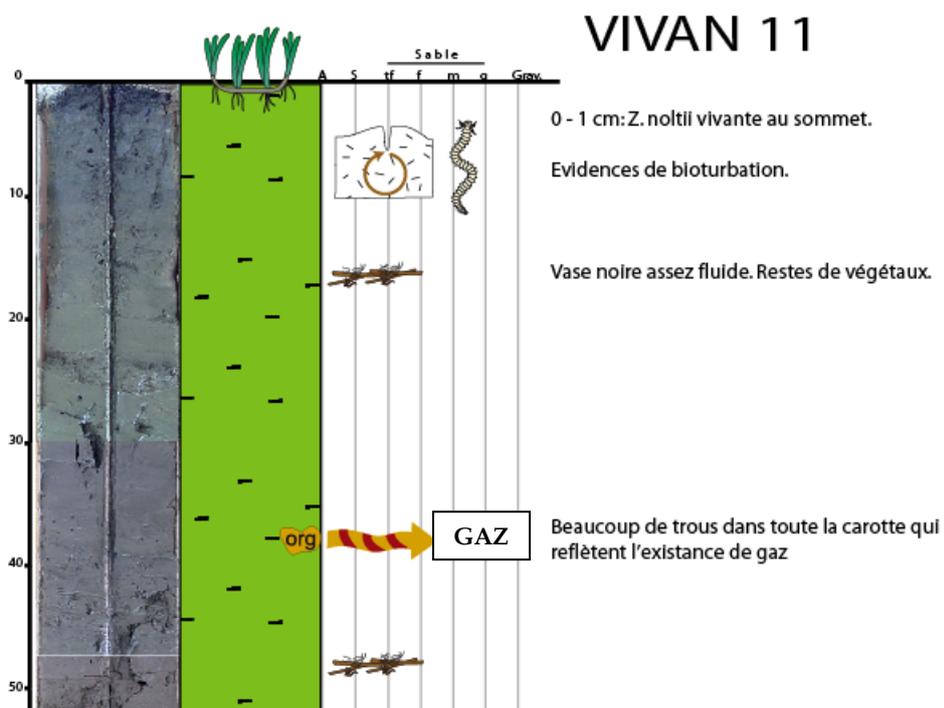


Figure 25. Carotte V11, du secteur sud oriental montrant un sédiment très fin, argileux, avec des restes de matière organique végétale et avec des figures d'échappement de gaz (bulles déformées).

III.2. Caractéristiques des paliers bathymétriques

III.2.a. L'intertidal

L'aire comprise entre le zéro de marée du SHOM et le trait de côte représente une surface d'environ 48,64 km² qui est alternativement inondée et découverte par la marée selon des cycles semi-diurnes.

La morphologie de cette aire correspond à celle d'une plaine assez plate et peu pentue. La signature sismique de cet environnement est peu continue, de basse amplitude et basse fréquence et avec une configuration subparallèle un peu chaotique et un peu transparente, souvent masquée par des signatures de gaz, correspondant à une sédimentologie assez fine (Figure 26).

III.2.b. Le subtidal

Cette aire toujours submergée, dont la limite supérieure est l'intertidal, est creusée par des chenaux de taille variée qui sont étudiés à part.

L'aire subtidale, surface plate (vasière) correspondant au prolongement de la plaine de marée intertidale, présente des caractéristiques similaires au domaine intertidal : même morphologie plate et peu pentue et même signature sismique. En revanche cette unité montre une partie basale un peu plus différencié : un peu plus continue, de basse amplitude et basse fréquence et avec une configuration parallèle et plus transparente, et aussi souvent masquée par des signatures de gaz (Figure 26).

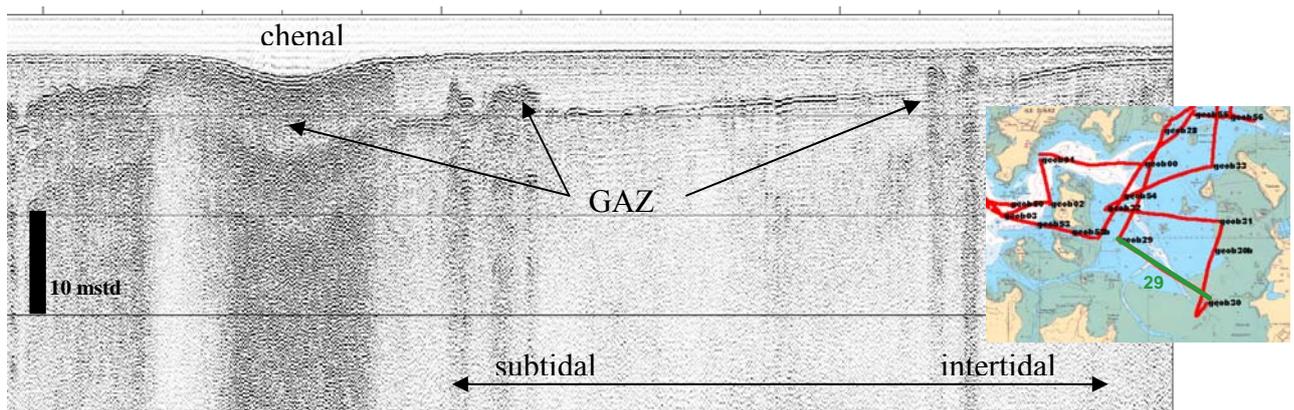


Figure 26. Profil 29, le plus à terre acquis à marée haute montrant les faciès de la zone intertidale et subtidale.

III.2.c. Les chenaux

Les chenaux traversent le Golfe d'Est en Ouest en s'alignant selon les directions préférentielles des failles de la Bretagne Sud (N30° et N150°). Cependant, d'Est en Ouest, ils évoluent en augmentant de section et de profondeur tandis que leur remplissage diminue (Figure 27). Pour les sédiments de surface présents dans ces chenaux, d'Est en Ouest, le matériel plus fin et homogène est remplacé par un matériel plus grossier et hétérogène.

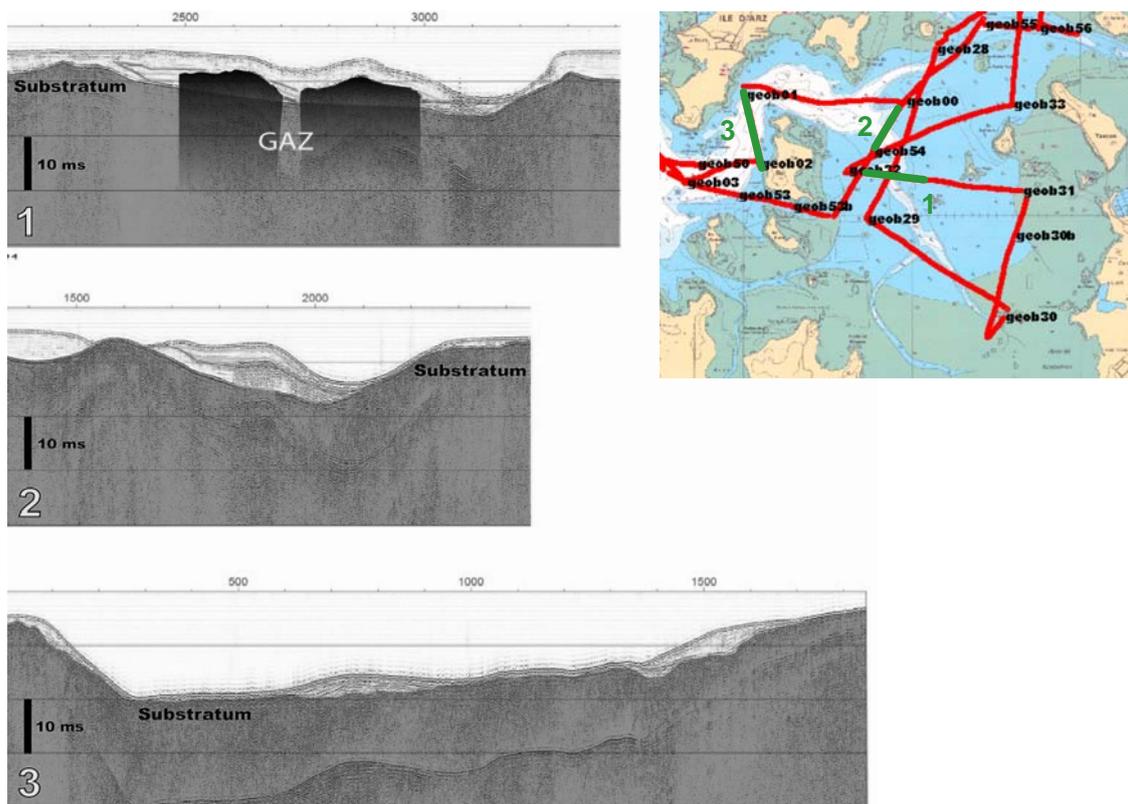


Figure 27. Evolution du remplissage des chenaux d'Est vers l'Ouest, exemple du chenal au sud de l'Île d'Arz.

- (1) La couverture sédimentaire dépasse les épaules de la vallée fossile. Le chenal peut commencer à migrer sous l'influence des courants de marée. Le sédiment est très fin, c'est l'unité de vase actuelle qui reste exposée à marée basse. On distingue quelques surfaces d'érosion à l'intérieur du remplissage de la vallée.
- (2) Le chenal est piégé dans la vallée fossile remplie à 70% par des sédiments. Ses possibles migrations ont donc été limitées par les épaules de la vallée fossile depuis la dernière invasion marine dans le Golfe. On observe une surface d'érosion très nette dans le remplissage de la vallée séparant deux sous-unités qui semblent être de la même nature.
- (3) La vallée est remplie à 20%. Le sédiment est grossier et hétérogène dans l'axe du chenal.

Les chenaux présentent une grande variété de formes de fond de dépôt telles que dunes et barres qui sont décrites en détail dans les parties suivantes.

III.3. Les formes de fond transverses

III.3.a. Morphologies simples : des rides transverses

Dans le fond des chenaux des parties estuariennes plus internes, il existe des champs de morphologies transverses de différentes tailles. C'est l'exemple du secteur le plus en amont du chenal d'Auray et des chenaux tidaux de la zone orientale du Golfe.

Dans le cas de la Rivière d'Auray en amont, à une profondeur de 10 m, le champ de dunes occupe une extension de 67 490 m², elles ont une longueur d'onde (L) de 30 m et une hauteur de 0,8 milliseconde temps double (mstd) (Figure 28-4)⁴.

Dans le cas des chenaux tidaux de la partie orientale, il existe des champs de petites dunes ou mégarides reconnaissables au sonar latéral (Figure 28-1 et -2). Ce sont des dunes de plus petite échelle, des rides, avec une L moyenne de 6 m à une profondeur de 3 m. Dans le chenal de Kerlévenant (Est du Golfe, partie plus interne), à une profondeur de 5 m, la taille des dunes est encore plus petite, on arrive à mesurer des dunes avec une L moyenne de 3 m (Figure 28-1).

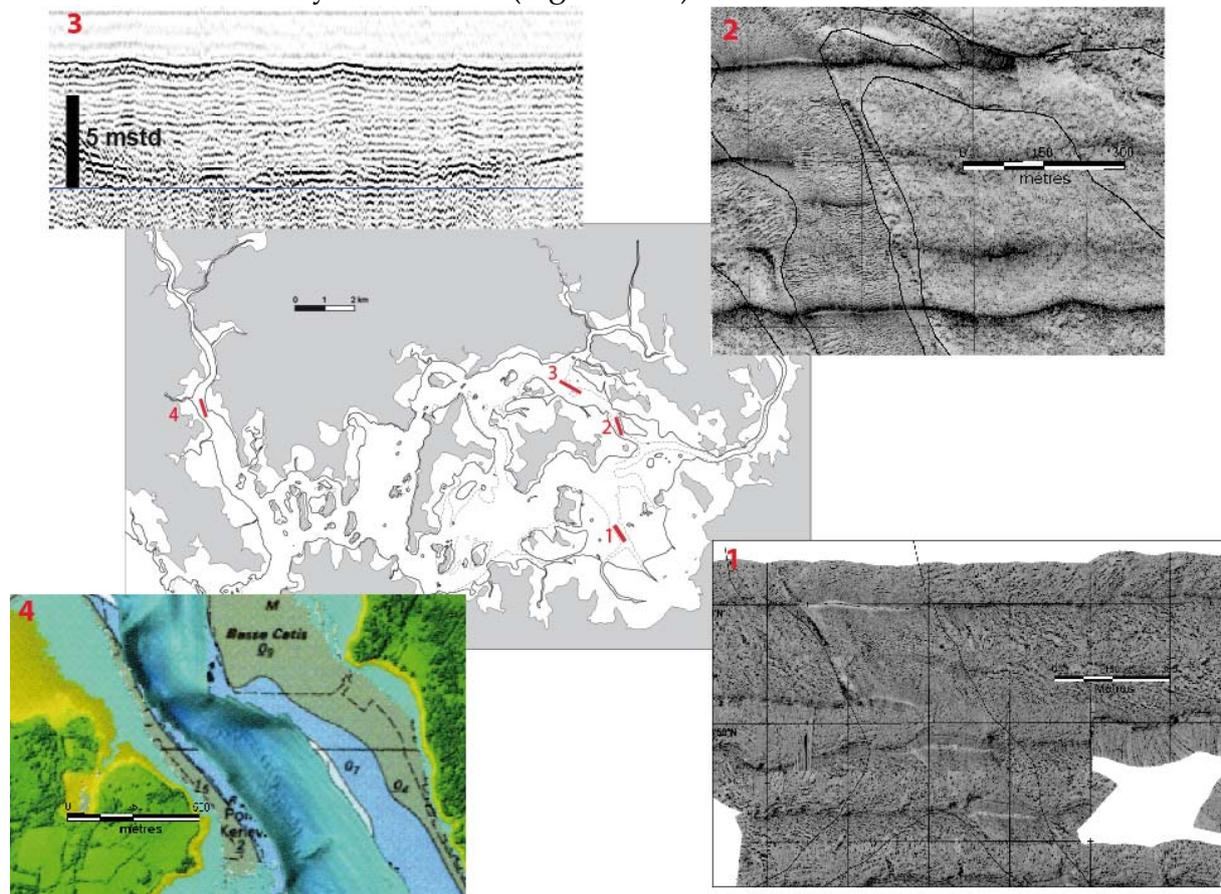


Figure 28. Morphologies transverses simples. Des rides et des petites dunes dans les zones internes des chenaux tidaux.

⁴ L'extension (ou l'aire) et L (longueur d'onde) ont été mesurées avec le software de SIG MapInfo©. L'H (amplitude) des formes de fond a été mesurée avec la sismique, c'est pourquoi elle est exprimée en mstd (milliseconde en temps double).

III.3.b. Morphologies complexes : Banc sableux avec deux champs de larges dunes associés

Un grand banc sableux se trouve à l'Est de l'île Berder, juste après le rétrécissement Berder - Jument, sur la rive droite du chenal principal venant du nord. Il est appelé Banc de Creïzic sur les cartes de navigation (SHOM, IGN) à cause de sa proximité de l'île de Creïzic, ce banc reste très peu profond à marée basse. Il occupe une aire de 43 920 m², si on estime une épaisseur moyenne de 11 mètres (pour 14 mstd) le volume de ce dépôt isolé atteint les 483 120 m³. La stratigraphique interne de cet objet de dépôt montre une dominance du jusant durant sa formation (Figure 29).

Deux champs de dunes apparaissent associés à ce grand banc, leurs dimensions moyennes sont résumées dans le tableau 6.

Dunes	L (longueur d'onde, en m)	H (hauteur en m)	Profondeur (m)	Extension (m ²)
Champ surimposant	40	1,4	2,25 - 3,75 (mesuré) 1,2 (min) 5,2 (max)	43 920
Champ contournant	80	2,8	12 (min) 16 (max)	83 550

Tableau 6. Caractéristiques des champs des dunes du bassin occidental du Golfe du Morbihan.

Le premier champ de dunes est surimposé au banc sableux. Ce sont des dunes transverses dont leur flanc plus raide (*foreset*) est incliné vers le sens du jusant.

Le second champ vient contourner le banc sableux et se place sur l'axe du chenal principal montant vers le chenal nord. Ces méga-formes de fond transverses présentent un sens de migration opposé au premier champ, car leur *foreset* est incliné vers le sens du flot. Leurs dimensions, extension et situation bathymétrique sont aussi différentes (plus grandes) que dans le premier champ de dunes.

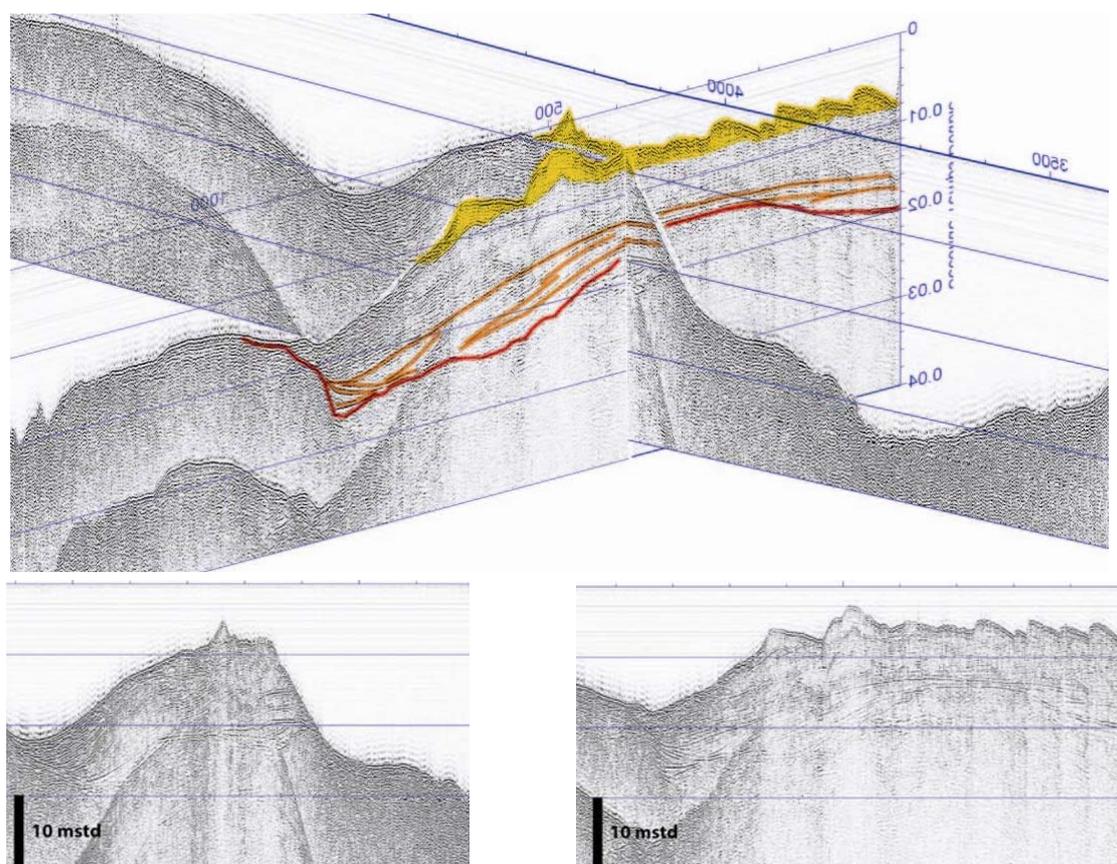
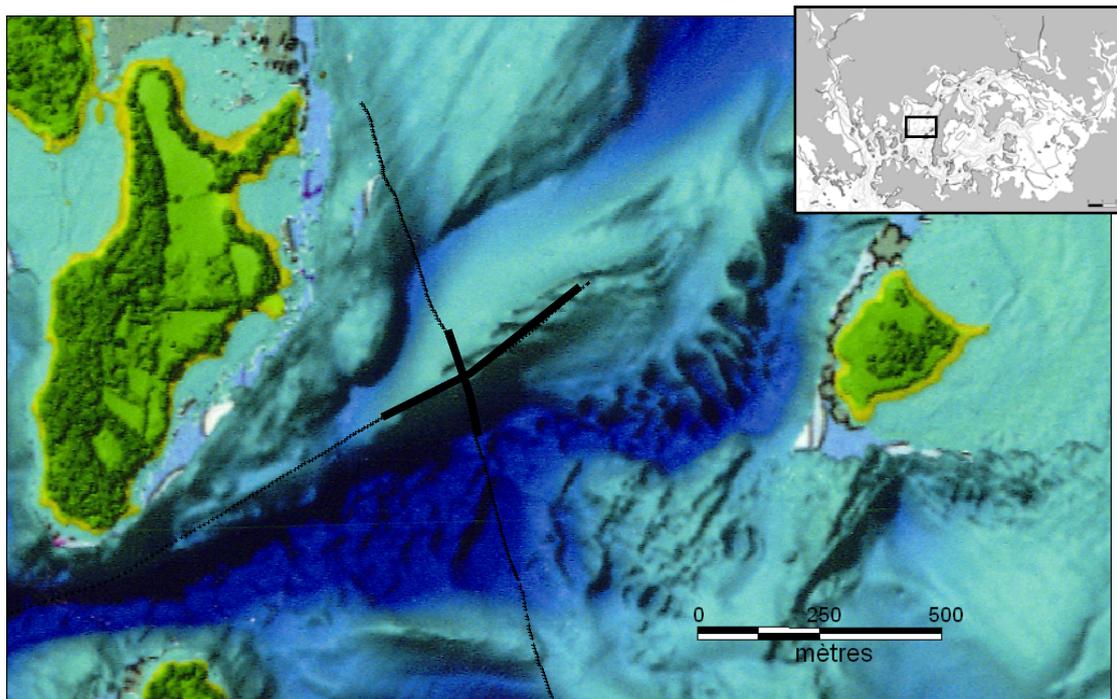


Figure 29. Banc sableux du Banc de Creizic du bassin occidental du Golfe du Morbihan.

III.4. Formes de fond longitudinales : Barres de chenal tidal

Deux types de barres de chenal ont été observés : les barres d'axe et les barres de marge. Les dimensions moyennes de ces figures sédimentaires sont résumées dans le Tableau 7.

III.4.a. Barres d'axe de chenal

Ces barres dans l'axe du chenal sont longitudinales, symétriques et parallèles (ou légèrement obliques) à la direction du courant (Figure 30). Ce type de morphologie présente une longueur d'onde autour de 900 mètres tout au long du chenal sud, jusqu'à son point de jonction avec le chenal de Noyal et le chenal tidal venant du sud-est (chenal de Kerlévenant).

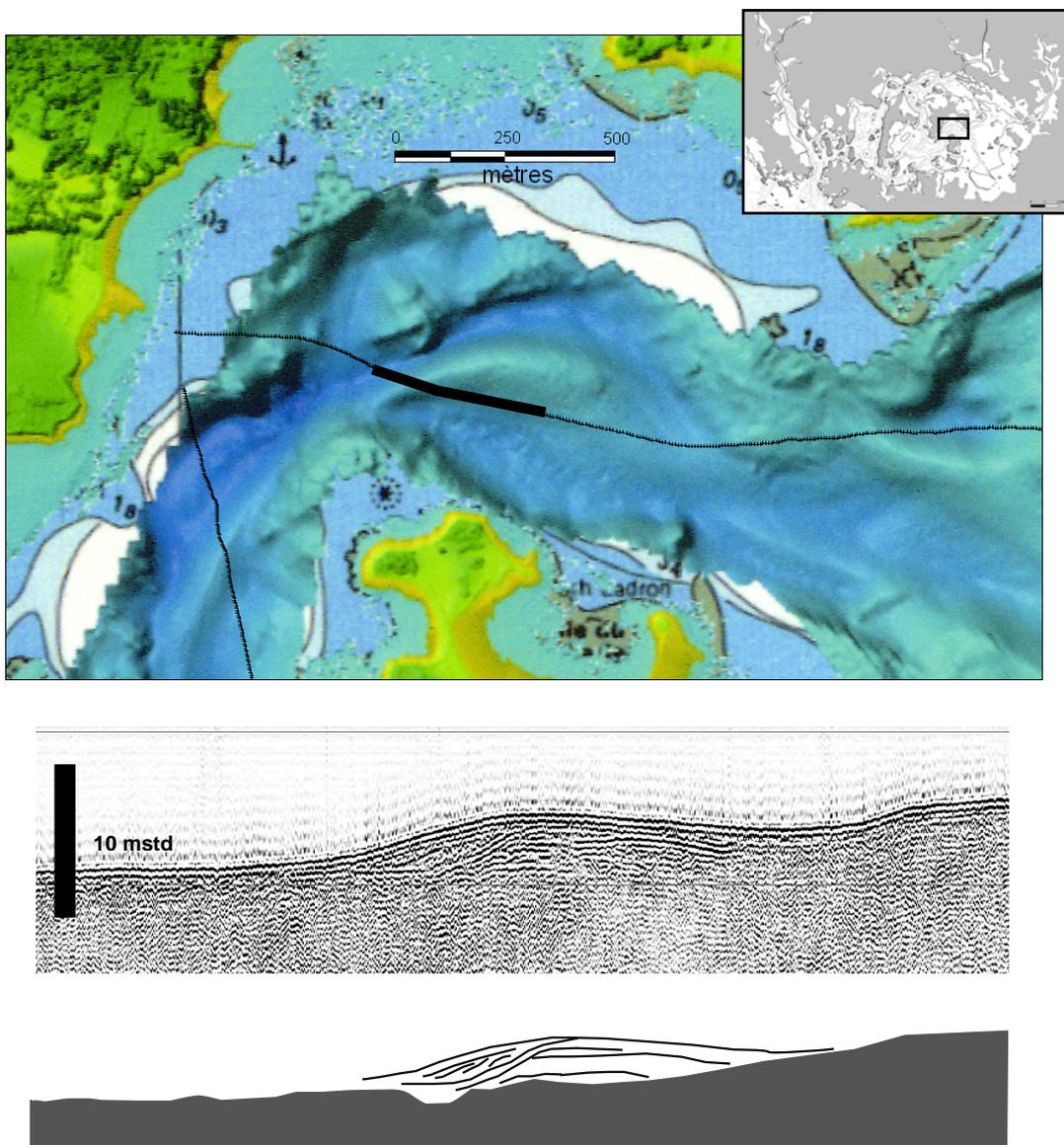


Figure 30. Barre longitudinale d'axe de chenal.

III.4.b. Barres de marge

Ces barres attachées à la marge du chenal sont longitudinales, asymétriques, avec des dunes surimposées.

Ce sont de formes de fond de plus grandes dimensions que celles des barres de l'axe du chenal et elles semblent isolées, ne présentant pas de rythmicité. Elles apparaissent soit attachées à une des rives du chenal (*bank attached*), soit traversant le chenal et attachées aux deux rives par les deux extrémités (*channel junction barform*) (Figure 31). Dans les deux cas elles présentent des dunes surimposées transverses au courant et à l'axe du chenal.

Tableau 7. Types de barres longitudinales et leurs dimensions.

Types de barres de chenal	Hauteur moyenne (m)	Longueur d'onde (m)	Longueur (m)	Largeur (m)
Barres d'axe	4 mstd	900	450	100
Barres de marge	7 mstd	-	1200	340

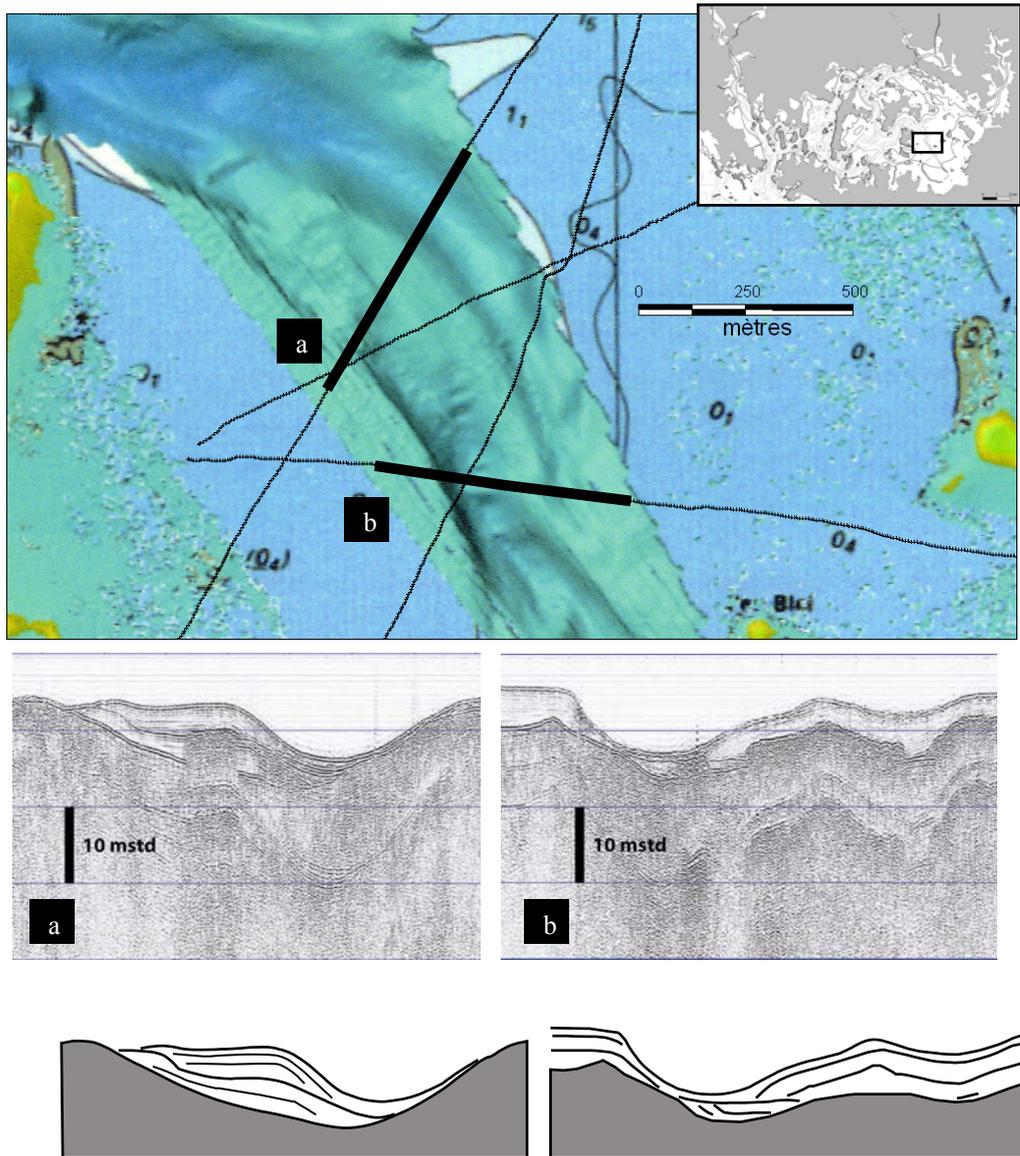


Figure 31. Barre longitudinale de marge de chenal

III.5. Les formes de fond déposées après la barrière structurale de l'Île aux Moines

L'Île aux Moines représente une barrière structurale N-S qui modifie très fortement les courants tidaux. Ainsi, elle crée des effets de goulet au Nord avec la Pointe d'Arradon et au Sud avec la Pointe de Saint-Nicolas, renforçant très vivement les courants de flot et de jusant. Des dunes transverses se trouvent au sein de ces deux seuils structuraux ainsi que des corps sédimentaires plus complexes observés plus à l'Est de ces deux rétrécissements. Au Nord, un corps en forme d'éventail semble être déposé et travaillé par un flot en relâchement relatif (après l'accélération au niveau du rétrécissement) puis refaçonné par un jusant qui érode latéralement les lobes (Figure 32).

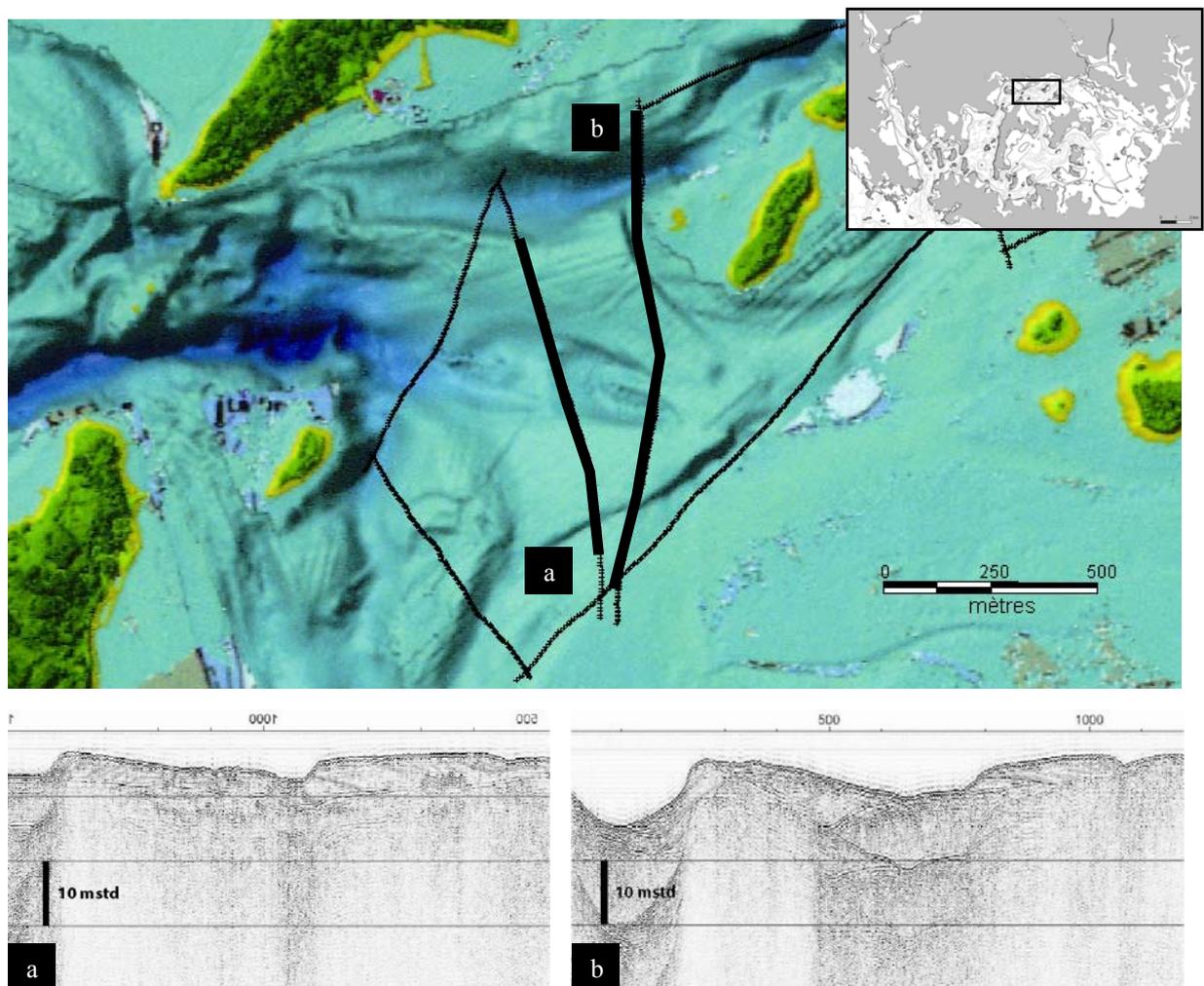


Figure 32. Corps en forme d'éventail à l'Est du rétrécissement entre la pointe d'Arradon et l'Île aux Moines.

Au sud, et aussi après un rétrécissement du même type, on trouve une autre morphologie semblable à un seul lobe qui paraît être résultat du même processus de relâchement de courant après un effet de goulet (Figure 33). Dans ce cas, d'après la géométrie de la forme de fond, le flot serait également responsable du dépôt net et le jusant serait responsable d'un refaçonnage en lui donnant une morphologie plus arrondie.

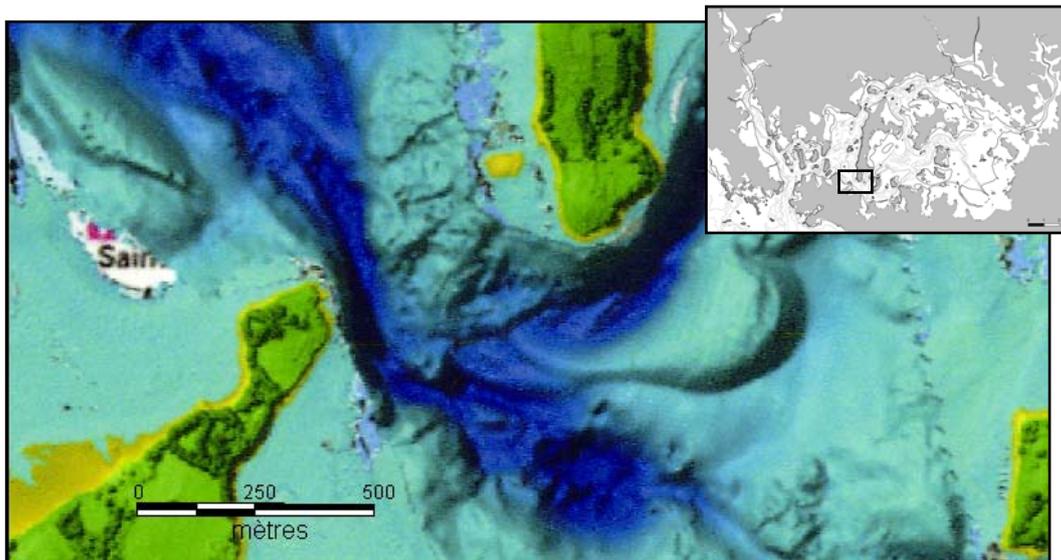


Figure 33. Corps en forme de lobe à l'Est du rétrécissement entre la pointe de Saint Nicolas et l'Île aux Moines.

IV. Interprétations et synthèse

D'après les données bathymétriques, le Golfe du Morbihan est un bassin asymétrique fermé par la presqu'île de Rhuys et communiquant avec l'Océan Atlantique par un étroit goulet entre Port Navalo et Locmariaquer. D'après sa bathymétrie faible et accidentée, le système est caractérisé par un réseau de chenaux tidaux évoluant de l'Est vers l'Ouest. On peut ainsi définir 3 zones caractérisées par la bathymétrie (Figure 34):

- I. Zone la plus orientale, abritée des courants, avec des petits chenaux tidaux (1-2m prof).
- II. Zone de transition, avec des gros chenaux (environ 10 m prof).
- III. Zone la plus occidentale, soumise à des forts courants : le goulet du Golfe.

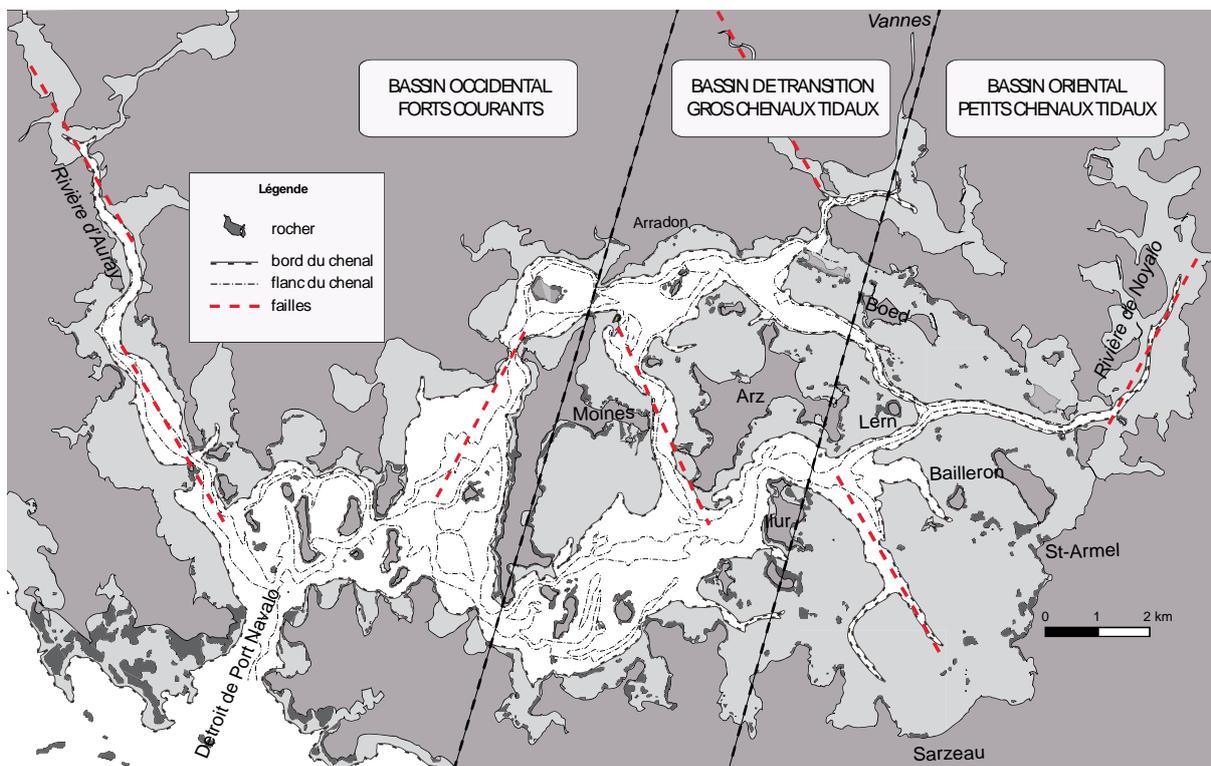


Figure 34. Sectorisation morphobathymétrique du Golfe du Morbihan.

IV.1. Zone orientale, développement des plaines de marée

Située à l'Est du Golfe, c'est la zone la moins exposée aux courants de marée. Elle reçoit aussi des apports d'eau douce provenant de la Rivière de Noyal. Ces deux facteurs, le faible hydrodynamisme et l'existence d'un front salin, déterminent l'endroit de dépôt préférentiel. Ces dépôts présentent une épaisseur d'environ 8 mètres.

En croisant les profils sismiques (Figure 35), on peut visualiser les différents objets sédimentaires, leur position et leur comportement en 3D. Les deux vallées fossiles trouvées au sud du Golfe présentent une orientation N150°, une orientation typiquement armoricaine, comme celle de la Rivière d'Auray, de la Rivière de Crac'h, de Vincin et encore d'autres vallées fossiles observées dans le Golfe.

Il a été possible cartographier les faciès sismiques et de suivre leur évolution dans l'espace. Le croisement de ces deux profils présente trois chenaux qui vont confluer au Sud-Est de l'île de Lern. Dans les profils de cette zone orientale du Golfe, on peut décrire de bas en haut :

- le toit du socle hercynien qui se trouve à environ 15 mètres de profondeur (réflecteur rouge).

- un corps sédimentaire dont deux faciès sismiques se succèdent latéralement :

- 1) le remplissage des vallées fossiles constitué par des chenaux tidaux (en jaune)

- 2) les plaines d'inondation associées (en bleu).

Deux phases de remplissages sont reconnaissables dans les deux environnements de dépôt malgré les nombreuses zones masquées par le gaz.

Les figures de gaz empêchant de reconnaître les vrais faciès sismiques se trouvent préférentiellement dans la zone orientale du Golfe bien corrélés avec un type de sédiment très enrichi en matière organique très réduite. Il s'agirait donc du gaz biogénique issu de la dégradation de matière organique. Parallèlement la sédimentologie argileuse lui confère une étanchéité qui permet au gaz de rester souvent à une profondeur déterminée, le gaz suit très souvent un même réflecteur.

La zone orientale du Golfe étant la plus éloignée de l'entrée du Golfe et recevant l'influence des eaux douces de la Rivière de Noyal est celle qui présente logiquement les vitesses de courants les plus faibles. Une vaste vase s'est ici installée coupée seulement par trois vallées incisées où demeurent les chenaux tidaux (Figure 35) :

- (1) vallée qui se poursuit vers la Rivière de Noyal, donc toujours active. Elle présente le plus de gaz (un masque continu de gaz depuis la surface du sédiment). C'est également à cet endroit que les bennes montraient une vase complètement fluide et sans structures de dépôt et aussi à cet endroit où se trouve le front salin.

- (2) une deuxième vallée complètement comblée aujourd'hui.

- (3) une troisième vallée partiellement comblée qui présente une barre attachée aux deux marges du chenal indiquant la migration du chenal au sein de la vallée.

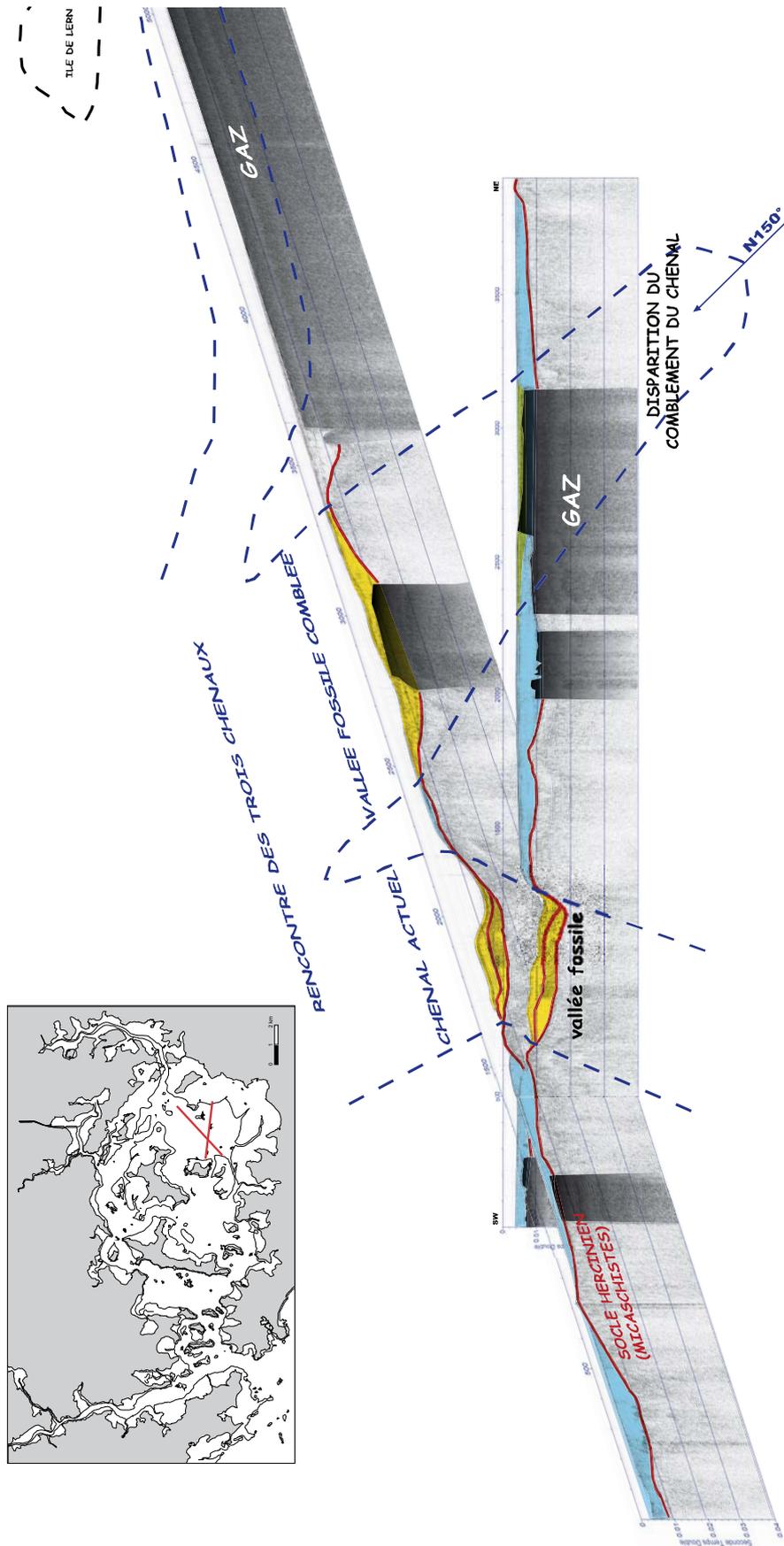


Figure 35. Croisement des profils illustrant la zone orientale du Golfe. En bleu les faciès de vase et en jaune les faciès de remplissage des chenaux.

IV.2. Zone de Transition : une variété des formes de fond couvrent le fond des chenaux

Dans le chenal nord (au nord de l'Île aux Moines et de l'Île d'Arz) la faible bathymétrie et la morphologie de la vallée (plus grande section) déterminent le dépôt des formes de fond transverses au courant et de taille petite et moyenne, c'est-à-dire les rides et les mégarides observées respectivement au Nord de l'Île de Lern et au sud de l'Île de Boed.

Dans le chenal sud, la morphologie de la vallée, plus incisée et profonde, détermine le développement des formes longitudinales. La vallée est remplie à 20%. Le sédiment est grossier et hétérogène dans l'axe. Les formes de fond principales dans cet endroit sont des barres longitudinales rythmiques parallèles ou subparallèles au courant. D'après leur morphologie dans l'imagerie acoustique et dans la sismique nous pensons qu'il s'agit des barres tidales.

Ce sont des figures sédimentaires de très grandes dimensions, mais pas très hautes par rapport à leur largeur et surtout par rapport à leur longueur. En général elles suivent le rapport suivant :

$$H/L = 0,003 \quad (\text{Off, 1963})$$

(avec H la hauteur et L la longueur d'onde)

Pour être créées elles nécessitent de forts courants (au moins 1m/s de vitesse de traction sur le fond) et elles sont souvent associées à des contextes où la marée est importante. C'est donc bien des barres tidales suivant la description morphologique et l'architecture interne de Dalrymple and Rhodes (1995) et avec la rythmicité donnée par Off (1963). Ce sont les courants de flot et de jusant qui façonnent ces formes de fond érodant la face proximal et déposant dans la face distale chacune à leur tour, comme expliquent Dalrymple and Rhodes (1995) pour les mêmes morphologies observées dans la Baie de Fundy (Figure 36).

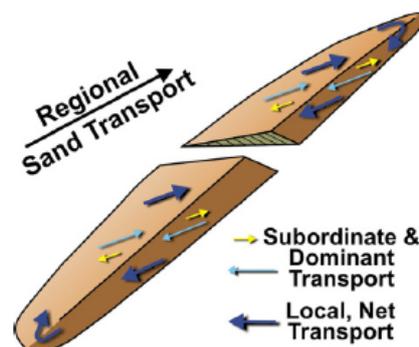


Figure 36. Caractéristiques des barres tidales de la Baie de Fundy (Dalrymple and Rhodes, 1995).

- **Delta de flot**

A l'Est de la barrière structurale que représente l'Île aux Moines, deux corps sédimentaires témoignent d'un soudain relâchement de courant, un dans le rétrécissement nord et l'autre dans le rétrécissement sud. La morphologie au Nord en éventail semble être construite par le courant principal, en l'occurrence le flot, et refaçonée dans ses deux lobes distaux par un courant secondaire, le jusant. Cette morphologie dynamique concorde parfaitement avec le modèle de delta de flot dessiné par Hayes (1980) (Figure 37).

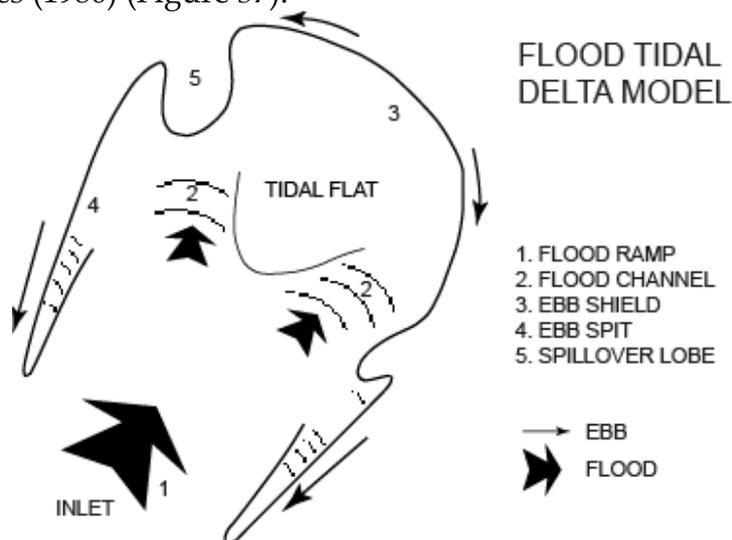


Figure 37. Modèle morphologique théorique pour les deltas de flot dans des contextes mésotidaux. Les flèches indiquent la direction du courant tidal dominant (redessiné d'après Hayes, 1980).

Au sud, seulement un lobe est construit après le rétrécissement de l'Île aux Moines, vraisemblablement par une morphologie différente du socle et un angle d'incidence des courants moins perpendiculaire qu'au Nord (Marcos, 1995) provoqueraient que le dépôt se fasse juste dans la zone d'ombre du courant. Ce serait aussi le flot le responsable du dépôt net et le jusant qui le refaçonne en lui donnant une morphologie plus arrondie.

IV.3. Zone externe

Située à proximité de l'entrée du Golfe, cette zone externe est très exposée aux forts courants de flot et de jusant. Dans ces conditions on observe des zones de non-dépôt ou des zones de dépôts de figures sédimentaires de haute énergie (ex. dunes).

Zone de non dépôt. **Dans le profil** (

- Figure 41), depuis Locmariaquer à l'île Berger, on voit une zone très accidentée et nue. On distingue les alignements structuraux de Gavrinis- Erlannic, Ile longue, Petit

Vézid et Grand Vézid. A cet endroit, l'énergie provoquée par la confluence des courants d'entrée et de sortie du Golfe ne permet pas le dépôt.

Zone de dunes. Au Sud-Est de Larmor Baden, un endroit plus protégé permet le stockage de matériel grossier et bien classé. Ainsi quelques bancs sableux restent perpendiculaires à la côte et à la direction de l'axe principal des courants tidaux. Dans ce croisement de profils (

- Figure 41), le Banc de Creïzig en est le plus grand exemple. Il est surmonté de petites dunes tidales (*sensu* Berné, 1991) actives et très proches du *tidal inlet* de ce système estuarien. Ce sont des figures sédimentaires de dimensions plus petites que les barres tidales décrites précédemment dont la hauteur est sévèrement plus grande en relation avec les autres paramètres. Elles ne grandissent pas longitudinalement (comme les précédentes) mais elles migrent au cours de la croissance en construisant leur *foreset* (seul faciès qui va se préserver). Les dunes *s.l.* présentent des conditions d'équilibre en rapport avec la vitesse de courant qui va les former et à la taille des grains présents (Figure 38).

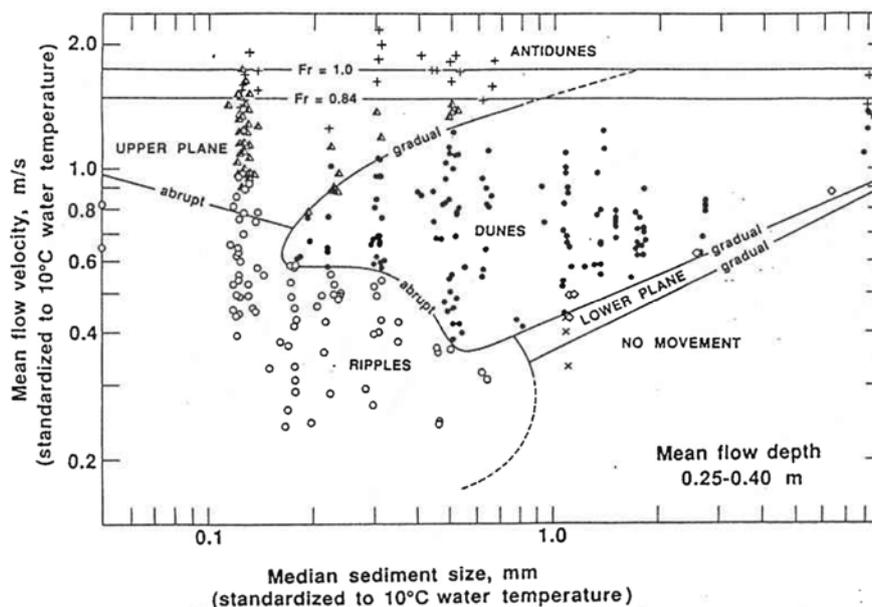


Figure 38. Diagramme de stabilité en fonction de la vitesse du courant unidirectionnel et de la taille des grains (Ashley, 1990).

Une autre relation H/L a été établie pour différencier les formes transverses (Figure 39) :

$$H = 0,0667 L \text{ à } 0,8098$$

(Flemming, 1988)

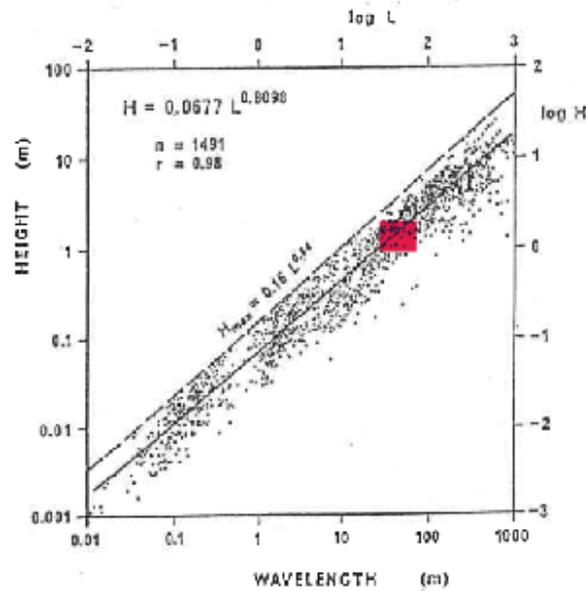


Figure 39. Représentation logarithmique des dunes *s.l.* basée sur un échantillon de 1491 formes transverses (Flemming, 1988). Le cadre rouge projette la situation des dunes du bassin occidental du Golfe d'après leurs dimensions (hauteur et longueur d'onde, en mètres)

Pour les dunes transverses au courant, on peut estimer la profondeur à laquelle elles se sont formées (Figure 40), en utilisant l'équation de Allen (1984) qui suit la relation suivante :

$$H = 0.086 h^{1.19} \quad (H, \text{ hauteur de la dune, } h \text{ profondeur d'eau, en mètres)}$$

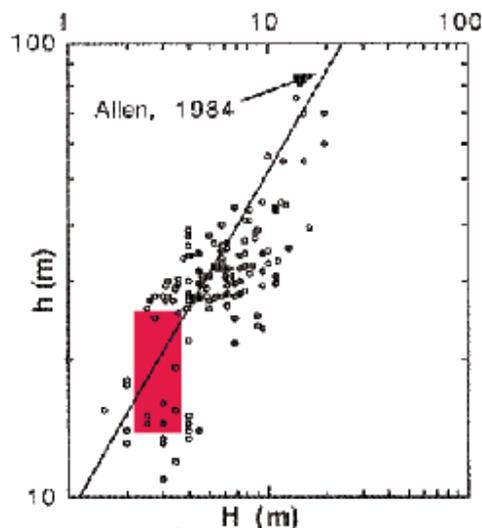


Figure 40. Relation entre l'amplitude des dunes et la profondeur d'eau. Les profondeurs sont calculées pour une marée moyenne. Pour une même dune, la plus forte valeur de H est retenue (Berné, 1991, voir aussi Allen, 1984 et Yalin 1964). Le cadre rouge projette la situation des dunes du bassin occidental du Golfe d'après leur hauteur et la profondeur où elles se trouvent, en mètres

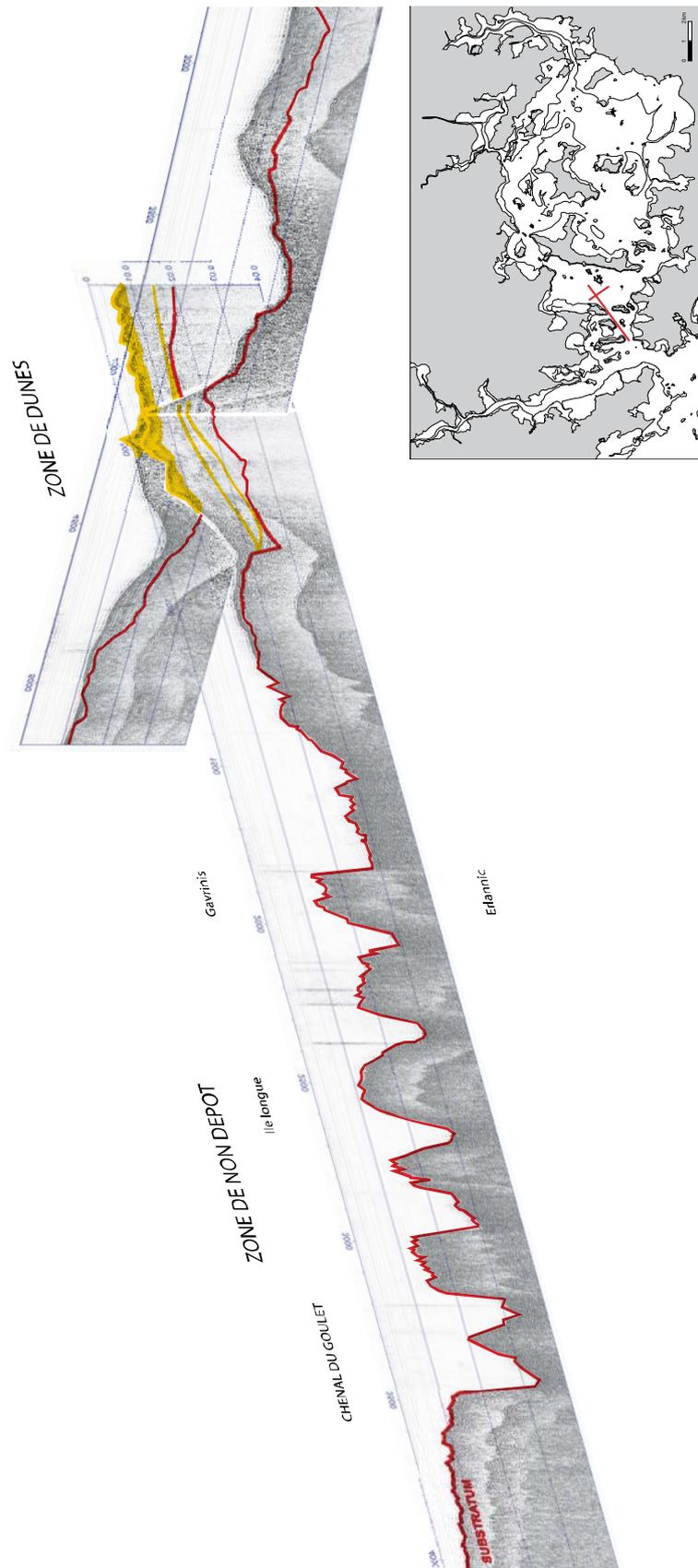


Figure 41. Le croisement des profils du bassin occidental laisse voir une zone érosive ou de non dépôt et un banc sableux couvert par de dunes tidales. D'après l'architecture interne des dunes actuelles et passées le régime dominant de transport est et a toujours été le jusant.

IV.4. Synthèse

Une cartographie résume les données décrites ci-dessus (Figure 42), celle-ci nous aidant à bien comprendre et partitionner le Golfe d'après les différents environnements de dépôt. Ainsi la succession des faciès sismiques et sédimentaires nous a permis de séparer le Golfe du Morbihan en trois zones :

- I. La zone la plus orientale, abritée des courants, comprend une vaste vase coupée par des petits chenaux tidaux aux sein desquelles des barres longitudinales attachées à la marge existent parfois surmontées des petits rides. C'est une zone où les courants sont très affaiblis et donc le transport de charge de fond n'est pas important. En revanche, le transport en suspension et le front salin, provoqué par la rencontre avec les eaux de la Rivière de Noyal, conduisent à des processus de floculation et de construction de la vase. Le flot est donc l'agent de transport dominant.
- II. La zone de transition est caractérisée par de gros chenaux où des rides et des petites dunes existent dans le chenal Nord, moins profond, alors que des barres tidales rythmiques se développent dans le chenal Sud, plus encaissé. En arrière de la barrière formée par l'Île aux Moines, un delta de flot se dessine dans chaque chenal au Nord et au Sud. Flot et jusant se sentent dans cette zone ; le flot étant celui qui emporte le transport net.
- III. La zone la plus occidentale est soumise à de forts courants dus à des rétrécissements structuraux. Elle voit se développer des grandes dunes tidales migrant dans la direction du jusant sur un banc sableux lui aussi montre un sens d'accrétion dominé par le jusant : d'après son architecture interne le jusant a toujours dominé le bassin occidental. En direction de l'entrée du Golfe, les rétrécissements plus prononcés provoquent les plus violents courants de flot et de jusant : le régime étant érosif, la roche est à nue.

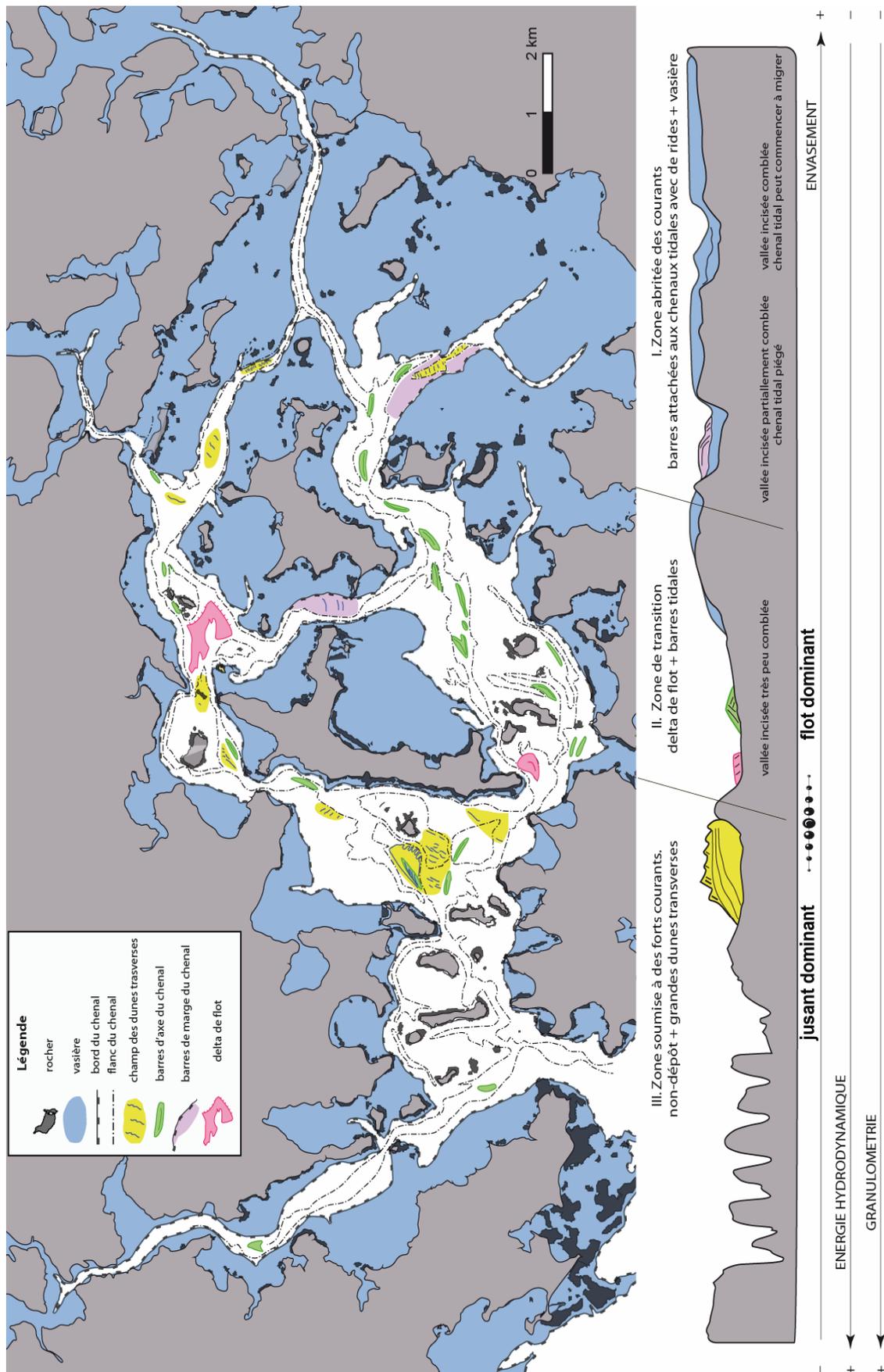


Figure 42. Scénario de dépôt des environnements sédimentaires du Golfe du Morbihan. Distribution en carte et en coupe suivant les gradients hydrodynamiques et sédimentologiques

V. Discussion

Une transition horizontale des environnements estuariens est manifeste d'Est en Ouest dans la sédimentation actuelle du Golfe du Morbihan. Un des facteurs déterminant dans la distribution spatiale de ces environnements est le gradient hydrodynamique.

La morphologie du socle (et sa profondeur), elle même héritée du contexte structurale du sud du Massif Armoricain, est un autre facteur important pour bien comprendre leur disposition et leur éventuel manque de continuité.

D'après la répartition et la nature sédimentaire de la plupart des environnements sédimentaires ici décrits, nous pouvons avancer que c'est le flot qui domine le système tidal du Golfe du Morbihan, par transport en suspension (construction de la vasière orientale) et par transport de charge (barres tidales, delta de flot et la plupart des formes des fond transverses sauf le banc sableux occidental). Une grande partie des systèmes tidaux décrits dans la littérature sont des estuaires développés au sein d'une vallée incisée dans un contexte transgressif, où actuellement, la forme entonnoir de ces vallées provoque une déformation de l'onde de marée d'une telle façon que le flot est plus fort et moins long que le jusant (Dalrymple et al, 1992). Ceci a des conséquences sur la répartition des formes de fond de l'estuaire et sur son principal sens d'accrétion. Dans le Golfe du Morbihan, la marée est bien modifiée par les rétrécissements du bassin occidental du Golfe. Cet effet de goulet fait que les courants de flot et de jusant sont accélérés aux mêmes endroits. Cependant, il y a une forte dissymétrie dans l'amplitude de la marée en général dans le Golfe, car elle est de 5 m à Port Navalo (entrée du Golfe, bassin occidental) et de 3 m à l'Île de Bailleron (bassin oriental), ces deux valeurs étant mesurées aux plus gros coefficients de marée (Marcos et al, 1995). Cette dissymétrie explique les vitesses des courants de flot plus importantes, capables de transporter plus de charge de fond, et provoque ainsi une direction prédominante dans l'architecture interne des formes de fond du Golfe. Le jusant, quant à lui, plus long mais moins violent, peut refaçonner ces formes de fond mais son sens d'accrétion ne sera pas globalement préservé.

La distribution de ces environnements sédimentaires est complètement en accord avec les premiers résultats sédimentologiques montrés par Marcailloux et al (1996) en terme de taille de grain et en terme de vitesses des courants (Marcos et al, 1995) d'après la classification de Ashley (1990) pour les formes de fond submergés. Pour les dunes complexes du bassin occidental, il existe aussi une concordance entre leurs dimensions et la profondeur d'eau à laquelle elles sont stables (Yalin, 1964 ; Allen, 1984 ; Dalrymple & Rhodes, 1995). Ce sont donc des formes de fond actives et en

équilibre avec le contexte granulométrique, courantologique et eustatique actuel. Donc elles peuvent y exister au moins depuis environ 5 000 ans, c'est-à-dire depuis la fin de la transgression glacio-eustatique flandrienne.

La sédimentologie d'une plaine de marée typique et complètement développée présente toute une succession de faciès depuis *flaser*, ensuite *wavy* et finalement *lenses* (Reineck et Wunderlich, 1968) c'est-à-dire des alternances de sable et de vase en fonction d'un gradient hydrodynamique et des agents de transport dominants au niveau de la plaine de marée. Dans le cas du Golfe du Morbihan, il ne semble pas y avoir de telles alternances, ni d'après la sismique, ni d'après les données sédimentologiques comparés (carottes, voir chapitre 5). D'autres systèmes macrotidaux ont été bien étudiés en France, comme c'est le cas du bassin d'Arcachon (Fenies and Faugères, 1998; Porter et al., 1998) et de la Baie du Mont Saint Michel (Billeaud et al., 2007; Tessier et al., 2006). Dans les deux cas, ces systèmes macrotidaux arrivent à développer toute la gamme des milieux sédimentaires intertidaux, c'est-à-dire entre le supratidal (*schorre et slikke*) et les chenaux de marée il a une plaine de marée bien développée formée par une vasière (*mudflat*) en amont adjacente à la *slikke* et une plaine sableuse (*sandflat*) en aval où les chenaux migrent librement sous l'influence de la marée en développant la succession idéale de faciès exposée ci-dessus. Ceci n'est pas le cas dans le Golfe du Morbihan où, à cause du contexte structural existant, de l'immobilité des chenaux qui en dérive et du soudain relâchement des courants dans la partie orientale, on passe des faciès subtidaux de grands chenaux (megaformes et formes moyennes de fond, plaines d'abrasion, etc.) directement à des vasières couvertes par *Zostera marina* où aucune migration latérale n'est possible. Comme nous avons vu, la transition sédimentaire contrôlée par le gradient hydrodynamique se fait uniquement dans les chenaux où les différentes formes de fond se disposent dans l'espace selon l'équilibre dynamique donné par la courantologie, la granulométrie et la morphologie des chenaux (section et profondeur).

La vasière développée dans le bassin oriental ne semble pas avoir eu de changements lithologiques significatifs depuis l'inondation du Golfe lors de la dernière transgression. La faible profondeur du toit du socle limite l'espace d'accommodation, et donc la préservation des sédiments récents. Cette préservation difficile des sédiments est vraisemblablement à l'origine de l'aspect chaotique de la partie sommitale de l'unité sismique caractérisant les vasières intertidales et subtidales. Cet aspect chaotique est à la fois corrélé avec des événements énergétiques des carottes qui ont vraisemblablement érodé des épaisseurs modernes en laissant juste un dépôt des débris des coquilles. En effet, la partie basale de cette unité sismique,

transparente et continue, a du être déposé durant un contexte transgressif. Or en période de haut niveau marin, l'accommodation étant limitée, le registre sédimentaire subit plus les événements érosifs, ainsi un remplissage plus chaotique et brassé en résulte.

Malheureusement, la plupart des profils réalisés dans le bassin oriental (là où le remplissage sédimentaire est continu) présentent des masques de gaz. D'après plusieurs études sur des environnements similaires (Garcia-Gil et al., 2002 ; Judd & Hovland, 2007) ces types d'écrans sont dus à la présence de gaz suite à la dégradation de la matière organique.

VI. Conclusions

Le système tidal du Golfe du Morbihan est contrôlé par l'hydrodynamisme et par le contexte structural, ce dernier étant particulièrement important car il ne permet pas la migration des chenaux sous l'influence de la marée, ils sont contraints dans des vallées fossiles taillées dans le socle du Massif Armoricaïn.

Ce contrôle structural ne permet pas non plus de développer tous les milieux sédimentaires propres à un système tidal complet, ainsi la plaine de marée sableuse (*sandflat*) n'existe pas en raison de l'absence de migration des chenaux. Nous passons alors directement d'un milieu chenalisant à une vaseuse, les faciès intermédiaires n'existant pas.

Le gradient hydrodynamique divise le Golfe dans trois secteurs bien différenciés spatialement par des barrières morphologiques :

- Le bassin occidental où les chenaux présentent toute une série d'objets sédimentaires de haute énergie toujours actifs mais restreints dans l'espace. Le jusant paraît être le courant dominant.
- Une zone de transition avec un delta de flot et des barres dominés par le flot et le jusant, mais avec un transport net dans le sens du flot
- Une zone orientale où l'envasement atteint ses limites, à cause du dépôt de la matière en suspension. Ici les sédiments contiennent beaucoup de gaz biogénique, notamment dans les endroits à faciès très vaseux où le gaz reste piégé.

D'après les environnements de dépôts étudiés dans le Golfe du Morbihan le contexte de mise en place doit être très similaire à l'actuel, aussi bien en période transgressif comme en période de haut niveau, la répartition des environnements de dépôt et leur condition de genèse étaient les mêmes qu'aujourd'hui.

CHAPITRE 4. CONTEXTE BIOSÉDIMENTAIRE ACTUEL DU GOLFE DU MORBIHAN : L'ETUDE DES FORAMINIFERES ACTUELS DANS DES MILIEUX LITTORAUX

Resumé

L'étude de la distribution des foraminifères benthiques actuels a été menée dans les environnements subtidaux du Golfe du Morbihan. Les facteurs environnementaux contrôlant cette distribution sont l'hydrodynamisme et le confinement, tous les deux étant constant dans l'espace. D'après cette étude, cinq assemblages majeurs caractéristiques de cinq environnements de dépôt ont été reconnus : (1) une vasière intertidale à *Zostera noltii*, (2) une vasière subtidale confinée ; (3) une vasière exposée et adjacente aux chenaux de marée ; (4) les chenaux de marée et (5) les conditions plus marines. Un sixième assemblage se trouve modifié temporellement par les conditions de printemps.

Des processus taphonomiques sont présents dans quelques endroits et sont susceptibles de modifier l'assemblage mort, c'est le cas dans les environnements très riches en matière organique où la dissolution totale ou partielle des tests carbonatés peut avoir lieu. Aussi des processus de transport dus aux forts courants ont été mis en évidence par l'existence d'espèces allochtones provenant de la plate-forme.

Finalement un schéma biosédimentaire a été dessiné pour le système tidal du Golfe du Morbihan et ses environnements. Ce schéma va pouvoir servir d'état des lieux de référence pour des études paléoenvironnementales ou environnementales postérieures (évaluation de l'impact d'un possible événement polluant).

I. Avant-propos. Considérations générales sur la diversité, l'écologie et la distribution des foraminifères benthiques : histoire et applications

I.1. Diversité

Les foraminifères constituent le groupe le plus diversifié de microorganismes à coquille dans les océans actuels. En 1846, Alcide d'Orbigny, comptait 68 genres et estimait qu'il y avait environ 1000 espèces actuelles. Aujourd'hui, d'après l'oeuvre taxonomique de Loeblich & Tappan (1987), on dénombre 878 genres et l'estimation d'espèces indique environ 10 000 (Vickerman, 1992) dans (Sen Gupta, 1999). Traditionnellement la classification taxonomique d'espèces de foraminifères a été faite selon des critères morphologiques ; mais récemment beaucoup d'études sur l'analyse d'ADN remettent en question cette façon de procéder et il serait normal que la classification actuelle soit modifiée d'après l'énorme développement de la génétique et la biologie moléculaire (Murray, 2006). De même les quelques études des cycles de vie montrent que la classification devrait être revue pour la plupart des taxa⁵.

⁵ La biologie des foraminifères reste encore très mal connue par rapport à celle d'autres protistes, ceci a apparemment à voir avec l'existence de la coquille. Jusqu'à présent le cycle de vie est connu seulement pour 30 espèces (Goldstein, S.T., 1999. Foraminifera: A biological overview. Modern Foraminifera. Kluwer Academic Publishers Dordrecht..

La grande majorité des foraminifères existants sont benthiques, puisqu'il y a seulement 40 à 50 espèces de planctoniques. Les foraminifères benthiques les plus connus sont ceux qui habitent les plates-formes continentales (dont le littoral), car leur récolte est plus facile et moins chère dans ces environnements moins profonds que sur les talus ou dans les plaines abyssales. C'est aussi au niveau des plates-formes que se trouve la plus grande richesse d'espèces de foraminifères par rapport aux grands fonds. Ce fait est évidemment en rapport avec la productivité primaire des côtes, elle-même directement associée aux apports continentaux des nutriments et aux épisodes d'upwelling côtiers.

Les espèces de foraminifères benthiques des mers marginales (et des environnements littoraux) sont donc assez bien connues dans de nombreuses provinces biogéographiques. Une révision faite par Sen Gupta (1999) constate que ces environnements sont largement dominés par les genres *Elphidium* et *Ammonia*, deux genres bien documentés en terme de diversité et de distribution.

1.2. Les débuts de l'écologie des foraminifères benthiques

L'écologie des foraminifères benthiques commence à se développer dans la deuxième moitié du XX^{ième} siècle grâce aux premiers travaux de distribution des assemblages (Boltovskoy, 1965; Phleger, 1960). Un premier travail dans cet axe de recherche indique que la profondeur est un paramètre écologique fondamental contrôlant la distribution des assemblages ; une distribution verticale ou bathymétrique est faite par Phleger en 1964 : il attribuait un assemblage caractéristique au littoral, un autre à la plate-forme interne, un autre à la plate-forme externe et ainsi de suite, au le talus en amont, le talus en aval et à la plaine abyssale. Ceci avait comme application immédiate la définition des paléo-profondeurs des roches sédimentaires ou des registres des sondages sédimentaires, mais pour un intervalle de profondeur très ample. Un an plus tard, une distribution latitudinale établissant de larges provinces biogéographiques des assemblages est exposée par Boltovskoy en 1965 à partir des critères climatiques de température (Figure 43). Les résultats de ces travaux cherchent des applications vers la paléoécologie, « le présent est la clé du passé » disent les actualistes. Donc, en se servant des études d'écologie des assemblages actuels comme modèle, on peut retracer les environnements passés à partir d'un assemblage fossile.

Dans les années 1960, les facteurs écologiques bien connus (facilement mesurables) étaient la température, la salinité et la profondeur. Les auteurs présentaient d'autres facteurs comme sûrement très importants, mais moins connus, comme : le type de

fond, le type de nourriture, les éléments traces, la lumière, la turbidité, le pH, la teneur en oxygène, la teneur en CaCO_3 et d'autres (Boltovskoy, 1965). Aujourd'hui avec le développement de l'océanographie physique et biologique, il existe des techniques pour mesurer avec précision d'importants facteurs écologiques comme la matière organique (différenciée en labile et réfractaire) et la teneur en oxygène dans la colonne d'eau et dans le sédiment.

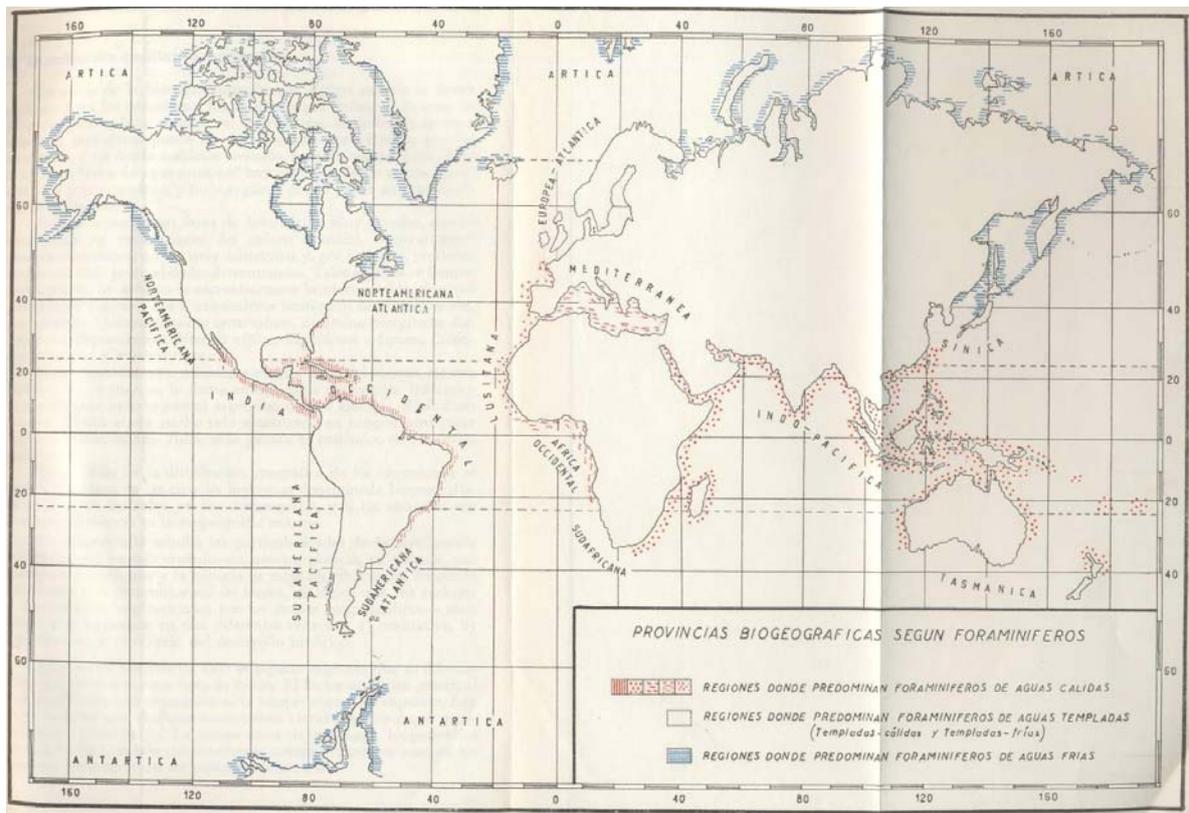


Figure 43. Carte des provinces biogéographiques faite par Boltovskoy, 1965 : en rouge sont marquées les régions où dominent les foraminifères d'eaux chaudes, en blanc les régions des foraminifères d'eaux tempérées et en bleu les régions des foraminifères d'eaux froides.

1.3. Distribution bathymétrique des foraminifères benthiques dans les océans. Variables environnementales contrôlant cette distribution

Les assemblages de foraminifères benthiques se distribuent en fonction de la profondeur (Culver, 1988), ce paramètre étant une variable indirecte, puisque avec elle varient des facteurs qui contrôlent directement la distribution des espèces (température, salinité, oxygène, matières organiques, lumière...). Dans les grands fonds, la distribution n'est pas constante dans l'espace, mais elle paraît être très en rapport avec les masses d'eaux à signature spécifique en teneur en oxygène. De même, certains assemblages seraient biomarqueurs de certaines masses d'eau (Hermelin and Shimmiel, 1990);(Denne and Gupta, 1991), la plupart seront aussi

dépendants de la quantité de matière organique disponible qui tombe sous la forme de phytodétritus (Gooday, 1993; Jian et al., 1999).

Les deux facteurs limitants pour l'existence des foraminifères seraient l'oxygène et la matière organique. Ces deux éléments ne sont pas abondants à grandes profondeurs comme sur le talus ou les plaines abyssales, mais cela n'empêche pas certaines espèces de vivre sous des conditions extrêmes avec l'incontestable avantage de ne pas avoir à entrer en compétition pour l'espace ou les ressources.

Ceci dit, il est normal de penser qu'un environnement de plate-forme externe (environ 100 mètres de profondeur) soit l'habitat le plus stable pour les foraminifères benthiques, et par conséquent que la plus grande diversité d'espèces se trouve donc dans cet intervalle bathymétrique où il y a encore de la lumière, où les eaux sont bien oxygénées, la nourriture abondante et les processus stressants comme des changements de salinité et de température de faible ampleur (Figure 44).

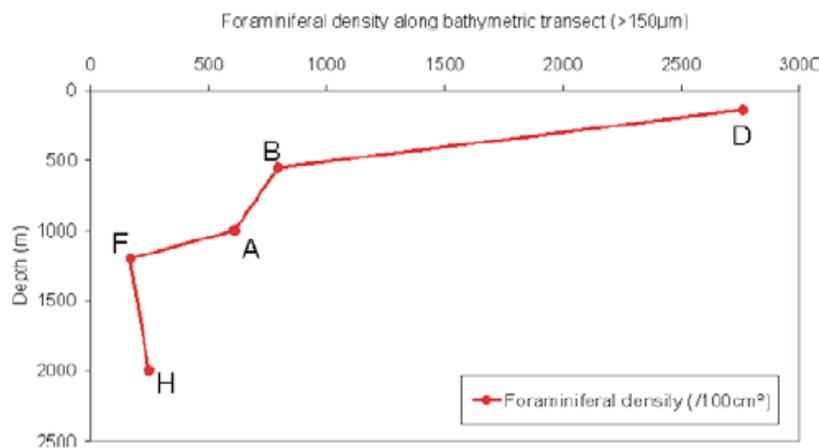


Figure 44. Diminution de la densité des faunes de foraminifères avec la profondeur (Fontanier et al., 2002).

- **Le modèle TROX**

Dans ce contexte, les microhabitats des foraminifères benthiques seraient contrôlés par l'apport de nourriture arrivant de la surface. De même, dans les endroits où l'apport de matière organique n'est pas limité (conditions eutrophiques) le microhabitat sera contrôlé par la limite redox dans le sédiment.

Sur ces deux facteurs est basé le premier (et le seul, pour l'instant) modèle de distribution des microhabitats des foraminifères benthiques et les préférences pour une niche épifaune ou endofaune (Figure 45). C'est le modèle *TROX* (conditions *T*Rophiques et teneur en *O*Xygène) formulé par (Jorissen et al., 1995) et repris par (Van der Zwaan et al., 1999).

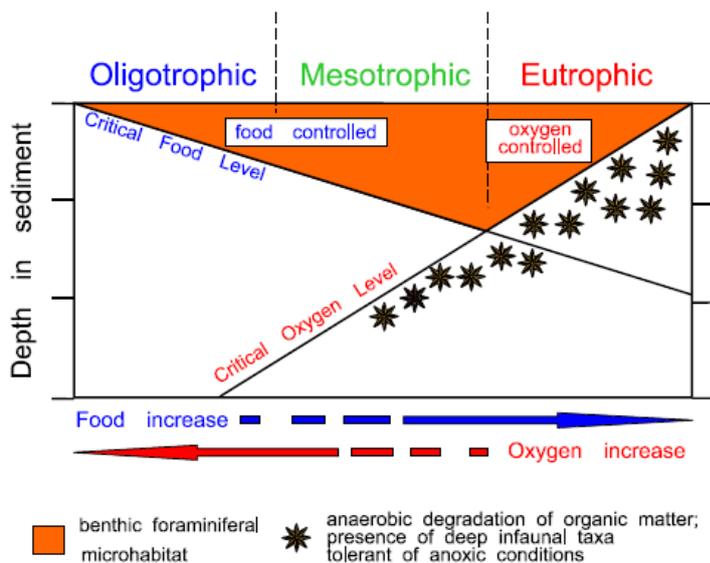


Figure 45. Modèle TROX : le microhabitat des foraminifères en fonction de l'oxygénation et de la disponibilité de nourriture (Jorissen et al., 1995)

- **Mais alors... dans le littoral ?**

La distribution des foraminifères benthiques dans les milieux peu profonds, et notamment dans les systèmes estuariens qui nous intéressent ici, dépend d'une variété de facteurs écologiques en plus de la teneur en oxygène et de la quantité et qualité de matière organique. Ces paramètres peuvent être la salinité et la température comme facteurs assez variables dans l'espace et dans le temps et puis le type de fond, la turbidité, les conditions hydrodynamiques, le temps d'exposition en conditions subaériennes à marée basse (Schröder-Adams, 2006).

La salinité en particulier est un facteur qui peut varier énormément sous l'action du marnage, de la salinité des eaux de la plate-forme adjacente, de la direction et de l'intensité du vent, des apports d'eaux douces continentales (par les rivières ou le ruissellement) ou les précipitations, de l'évaporation et même de la morphologie des côtes voisines (Pemberton et al., 2001 in Schröder-Adams, 2006).

La diversité d'espèces sera minimale dans des conditions de salinité plus stressantes (hypo ou hypersalines) et plus grande vers des conditions marines plus stables (Debenay et al., 2000a). Ce n'est pas tant le cas pour les hautes latitudes, où les températures sont très basses (d'environ 12 °C) où pour Goldstein (2007) la salinité ne serait pas si limitante pour l'assemblage car les espèces qui résistent aux basses températures pourraient également supporter de larges variations de salinité.

Dans les environnements littoraux, la matière organique n'est pas souvent un facteur limitant en tant que nourriture, bien au contraire, il s'agit souvent de milieux assez productifs.

Dans le cas de l'oxygène, un fort développement de la chaîne trophique en mer peut entraîner une chute de l'oxygène dissous disponible dans l'eau interstitielle (et même à l'interface eau-sédiment) car il serait le premier oxydant disponible pour la dégradation de matière organique cumulée. Si cette matière organique n'est pas totalement reminéralisée avec l'oxygène disponible, d'autres oxydants seront utilisés dans la chaîne des réactions de reminéralisation de la matière organique, en générant des produits toxiques comme c'est le cas du HS⁻ ou du CH₄. La reminéralisation de la matière organique et la respiration en général des êtres vivants entraînent aussi une acidification du milieu qui peut être de même très limitante pour les espèces produisant un exosquelette calcaire (Moreno et al., 2007), comme dans le cas des foraminifères hyalins et porcelanés.

1.4. Sur le mode de vie des foraminifères benthiques et leur position dans le sédiment : épifaune et endofaune

Il y a différentes formes de vie chez les foraminifères : il y a des formes de vie libre et des formes de vie fixe (fixation par le squelette ou par les pseudopodes - prolongations externes du protoplasme). Chacune de ces formes de vie peut être avantageuse selon le type d'habitat. Une forme de vie libre permet des mouvements rapides pour s'adapter à un changement environnemental, ou pour se procurer de la nourriture. Néanmoins dans un environnement turbulent, soumis à de forts courants les formes fixes se voient plus avantagées : elles ne seront pas ou peu déplacées de leur habitat par les courants. De plus, ces courants apportent les particules alimentaires.

Dans les formes de vie libre, les foraminifères peuvent être épifaunes, ils habitent à l'interface eau-sédiment, ou endofaunes, ils habitent dans le sédiment.

Pour les espèces endofaunes, la profondeur du microhabitat est déterminée par une série de facteurs comme l'oxygène et la nourriture disponible comme on vient de voir dans le modèle TROX (Jorissen et al., 1995) et la géochimie interstitielle (Moreno et al., 2007; Murray, 2003). Si le gradient des conditions idéales pour la création d'un microhabitat migre en profondeur au cours du temps, les espèces migreront avec, comme il a été démontré en expériences de laboratoire juste après l'ajout de nourriture (Heinz et al., 2001; Nomaki et al., 2005). Ceci dit il est parfois difficile d'attribuer une seule profondeur dans le sédiment pour une espèce déterminée, car elle dépendra des facteurs contrôlant son microhabitat, eux-mêmes variant dans chaque endroit. Par exemple, l'espèce *Ammonia beccarii*, d'après Murray (2003) est rarement vue comme une espèce épifaune car elle habite juste sous l'interface

eau/sédiment. Elle pourrait donc déjà être considérée comme endofaune, alors que d'autres auteurs la considèrent comme « apparemment épifaune » (Barmawidjaja et al., 1992). Toutefois, Boltovskoy (1963, 1965) décrit « comme trouvaille exceptionnelle » des spécimens vivants de *Rotalia beccarii*⁶, *Buliminella elegantissima* et *Elphidium gunteri* à 13-14 cm de profondeur dans le sédiment dans les eaux peu profondes de Puerto Deseado (Patagonie). Ceci dit, les espèces endofaunes migreraient dans le sédiment jusqu'à trouver un milieu propice (du moins tolérable) pour leur cycle de vie. (Diz et al., 2004) exposent un autre exemple de cette migration verticale des foraminifères dans le sédiment, mais cette fois en relation avec les courants de fond. Ainsi les foraminifères dits épifaunes dans des conditions hydrodynamiques calmes (des formes fixées ou pas) se trouveraient dans les premiers cm du sédiment jusqu'à la profondeur perturbée par le courant des marées et/ou des houles dans les fonds rugueux (sable grossier ou gravier).

Il est donc important de tenir compte du microhabitat de l'espèce à traiter et de sa variabilité verticale. Ceci particulièrement au moment d'interpréter un registre fossile, car un assemblage déterminé peut se voir faussé par des intrusions de spécimens plus jeunes car endofaunes profonds.

1.5. Sur le choix d'un assemblage vivant, mort ou total

Dans cette même problématique un assemblage actuel avec des espèces endofaunes profondes peut se voir « pollué » par un assemblage fossile, et vice-versa. C'est pourquoi il est souvent très commun d'analyser seulement l'assemblage vivant ou coloré au Rose Bengale (Walton, 1952) avec l'objectif d'avoir une photographie instantanée des différents microhabitats pour un même assemblage à un endroit et un moment donné.

Dans un assemblage, les individus peuvent être séparés en 3 catégories :

- ➔ vivant : le plus souvent reconnu par la coloration au Rose Bengale,
- ➔ mort : squelette vide ou avec des restes encore de protoplasme à l'intérieur, et en tout cas à une coquille fraîche (pas ou peu touchée par les processus post-mortem),
- ➔ total (vivants + morts).

Il existe une grande controverse sur le choix de la part de l'assemblage de foraminifères à utiliser (vivant, mort ou total) en fonction de l'objectif attendu. Ainsi, il semble juste de penser que, pour une étude strictement écologique sur les peuplements benthiques des foraminifères, seuls les vivants soient utilisés.

⁶ *Ammonia beccarii*

Pour faire une étude de la distribution spatiale, les différents auteurs utilisent soit l'assemblage total (Culver et al., 1996; Debenay et al., 2000a; Debenay et al., 2006; Debenay et al., 2003; Scott and Medioli, 1978; Scott and Medioli, 1980a; Scott and Medioli, 1980b; Scott et al., 2001), soit juste l'assemblage mort, car c'est celui qui est le moins touché par les variations saisonnières de l'assemblage vivant et les modifications post-dépositionnelles (Horton and Edwards, 2006; Horton and Murray, 2006; Murray, 1991a; Murray, 2000a; Murray, 2006). Ces auteurs soutiennent l'utilisation de l'assemblage mort plutôt que le total en argumentant que l'assemblage total peut être faussé par le caractère éphémère et non représentatif du vivant.

1.6. Les études de distribution spatiale des foraminifères benthiques dans des environnements littoraux : applications

Les études de distribution spatiale des foraminifères benthiques dans des environnements littoraux sont très fréquentes en raison des multiples applications dans les études environnementales ; que ce soit dans l'objectif de détecter les facteurs écologiques contrôlant un endroit déterminé (Culver et al., 1996; Debenay et al., 2000b; Diz and Frances, 2008; Gupta, 1999; Murray, 2000b; Scott et al., 2001), ou bien d'évaluer l'impact des conséquences de pollution à cause des métaux lourds (Alve, 1991; Armynot du Châtelet et al., 2004; Coccioni, 2000; Le Cadre et al., 2003), ou à cause de matière organique provenant de la culture massive aquacole (Bouchet et al., 2007).

De même une étude de distribution actuelle peut être menée comme analyse préliminaire des études paléoenvironnementales (Alday et al., 2006; Cearreta et al., 2003; Hayward et al., 2004; Hilbich et al., 2008; Leorri and Cearreta, 2004a), palaeoeustatiques (Cearreta, 1998; Horton, 1999; Horton and Edwards, 2006; Scott and Medioli, 1980b) ou paléocéanographiques (Boski et al., 2002; Martins et al., 2007). Dans ce cas, il y a beaucoup d'études de distribution de foraminifères benthiques faites dans l'intertidal et le supratidal, dont les marais maritimes (*schorre*) des zones tempérées (Gehrels, 1994; Gehrels et al., 2005; Horton, 1999; Scott and Medioli, 1980b) et les mangroves des zones tropicales (Horton et al., 2007; Horton et al., 2005; Woodroffe et al., 2005). Ceci dit, les modes de distribution des foraminifères benthiques sont bien déterminés pour les environnements littoraux actuels y compris les estuaires. Cependant les estuaires eux-mêmes regroupent une multitude de sous-environnements (*schorre*, haut et bas *slikke*, plaine vaseuse de marée, plaine sableuse de marée, chenaux de marée, delta de marée...) dont les paramètres physiques, chimiques et biologiques diffèrent et auxquels la biocénose répond. Il y aurait donc

des assemblages de foraminifères benthiques associés à ces sous-environnements tidaux différents entre eux et différents des autres assemblages plus marins (Schröder-Adams, 2006).

La classification des estuaires la plus acceptée est définie selon le contexte géomorphologique et hydrodynamique (fortement stratifié, partiellement mélangé, bien mélangé...) (Pritchard, 1956). Subséquemment, ce sont la forme de l'estuaire et le marnage, les facteurs physiques principaux, qui contrôlent une série de variables écologiques telles que la matière organique, l'oxygène, la température, la salinité, l'hydrodynamisme, le temps d'exposition sous des conditions subaériennes... qui sont importantes pour comprendre la répartition de la faune benthique. Pour beaucoup d'auteurs (Bernasconi et al., 2006; Debenay et al., 2000b; Hayward et al., 2004; Murray, 2006; Redois and Debenay, 1996) la plupart de ces variables sont résumées dans « salinité et confinement » qui ont généralement un comportement linéaire depuis l'embouchure jusqu'à l'océan. D'autres auteurs ont aussi signalé l'importance de l'hydrodynamisme et l'association de certains assemblages à des tailles particulières de grains, à une profondeur déterminée ou à une flore marine (Culver et al., 1996; Woo et al., 1997).

II. L'étude de la distribution des foraminifères benthiques dans des environnements subtidaux : exemple du Golfe du Morbihan

Il y a très peu d'études de distribution focalisées sur les environnements subtidaux et les facteurs de contrôle comme calibration préliminaire pour des études paléoenvironnementales. Le subtidal est normalement soumis à des migrations latérales des corps sédimentaires dues aux migrations des chenaux puis à des hiatus sédimentaires. Il est donc important de connaître la dynamique sédimentaire du site d'étude afin d'évaluer la stabilité des environnements de dépôt. Les environnements les plus stables seront les plus idoines pour une étude paléoenvironnementale. Le remplissage sédimentaire du Golfe du Morbihan, si fortement contrôlé par la morphologie héritée du socle (voir le chapitre précédent), restreint l'existence des chenaux dans les vallées fossiles du Golfe, orientées selon des directions préférentielles des failles armoricaines (N30° et N150°). Il s'agit alors d'un environnement de dépôt tidal assez stable où les chenaux ne migrent pas en dehors des vallées fossiles et où les vasières croissent par aggradation.

Une première étude des foraminifères benthiques actuels était déjà faite dans la Rivière d'Auray, ria située à l'ouest du Golfe du Morbihan, (Redois and Debenay, 1996) avec l'objectif de comparer une ria mésotidale tempérée avec la plate-forme

interne sénégalaise. Le même secteur plus en amont a été étudié pour déterminer les microhabitats existant dans les marais maritimes (Duchemin et al., 2005). Le présent chapitre vise à définir le cadre biosédimentaire actuel du Golfe du Morbihan en s'appuyant sur la distribution spatiale des foraminifères benthiques. Ainsi comme les environnements de dépôt sont disposés dans le sédiment en suivant un gradient hydrodynamique, les assemblages de foraminifères devraient se succéder en fonction de paramètres environnementaux à déterminer pour le Golfe du Morbihan. L'établissement de cette distribution de biofaciès nous servira comme une base pour des études ultérieures comme l'évaluation de l'impact d'événements exceptionnels (crues, pollutions...) et comme la calibration actualiste des assemblages fossiles dans le cadre d'une étude des paléoenvironnements.

III. Méthodologie

III.1. Plan de position des différentes missions en mer

Des campagnes de prélèvements d'échantillons de sédiments de surface ont été menées dans le Golfe du Morbihan entre Février 2003 et Novembre 2005. Les échantillonnages ont été effectués à la benne à partir du navire « le Sepiola » appartenant à la station biologique de l'Île de Bailleron (CNRS, Université de Rennes I) et piloté par Lionel Allano. Les trois campagnes dont les échantillons ont été exploités pour l'analyse des foraminifères sont présentées Figure 46 :

- Janvier 2004 : mission couvrant la totalité du Golfe, excepté la Rivière d'Auray.
- Avril 2004 : mission centrée sur la partie orientale et donc plus envasée.
- Novembre 2005 : échantillonnage des zones intertidales du Golfe.

Le plan de position de la campagne de *Janvier 2004* était fait avec l'objectif général d'effectuer un premier état des lieux en reconnaissant les différents environnements de dépôt. Après l'acquisition de cette image générale du Golfe, on a pu se concentrer sur des objectifs plus ciblés.

Le plan de position d'échantillonnage en *Avril 2004* était concentré sur la zone subtidale interne et vaseuse du Golfe, celle qui nous paraissait plus homogène d'un point de vue hydrodynamique et sédimentologique. L'objectif de cette mission était de cibler les différences (s'il y en a) entre les assemblages appartenant à des environnements soumis à des conditions hydrodynamiques et sédimentologiques *a*

priori similaires. De même quelques points de contrôle étaient pris sur les mêmes stations de Janvier 2004 afin de détecter une variation saisonnière.

La mission de *Novembre 2005* avait comme objectif le carottage de zones intertidales du Golfe (comme il est expliqué dans le chapitre suivant) mais la surface des quatre carottes analysées a été rajoutée à ce chapitre. Le plan de position était fait pour un carottage réalisé à pied ou depuis une barge. Bien que la méthode d'échantillonnage n'ait pas été la même (l'extraction de l'échantillon était différent) la méthode de traitement au laboratoire était similaire. Il s'agit de points intertidaux qui complètent les deux missions précédentes effectuées principalement en domaine subtidal.

III.2. Acquisition et traitement des échantillons à bord

Les échantillons de surface ont été récoltés avec une benne de type *orange-peel*. Une fois arrivé au point d'échantillonnage, la benne en position ouverte est lâchée, par gravité. En la soulevant, elle se referme et prélève une demi-sphère de sédiment dont la surface plate (interface eau-sédiment) correspond à un disque de 40 centimètres de diamètre. Lorsque la benne touche le fond les coordonnées du GPS sont prises. Le sédiment ramené à bord est décrit aussitôt et sous-échantillonné pour l'analyse des foraminifères.

Dans la description, toute la macro-faune et macro-flore étaient décrites, ainsi que le type de sédiment et la profondeur du front de réduction. Ces observations étaient après entrées dans un SIG (Système d'Information Géographique) afin de consulter le type d'environnement de chaque point d'échantillonnage, et aussi de réaliser des cartes thématiques.

Pour l'analyse des foraminifères, on échantillonne les 2 premiers centimètres de sédiment, quand c'est possible, car parfois le front de réduction laisse juste 1 cm de sédiment oxydé en surface, et dans ce cas seulement le premier cm était pris. Bien qu'il soit bien connu que les foraminifères se distribuent verticalement dans le sédiment selon leur niche écologique, la plupart d'entre eux habitent dans le 0-1 cm (Murray, 2000b) nous sommes donc à peu près certains qu'on échantillonne une partie représentative de l'assemblage. Une fois l'échantillon pris, il est mis en sachet numéroté, avec de l'éthanol 96% pour arrêter les processus de dégradation de la matière organique. Après la journée de travail en mer, les échantillons sont stockés dans la chambre froide du laboratoire, à 5°C de température pour éviter les poussées bactériennes.

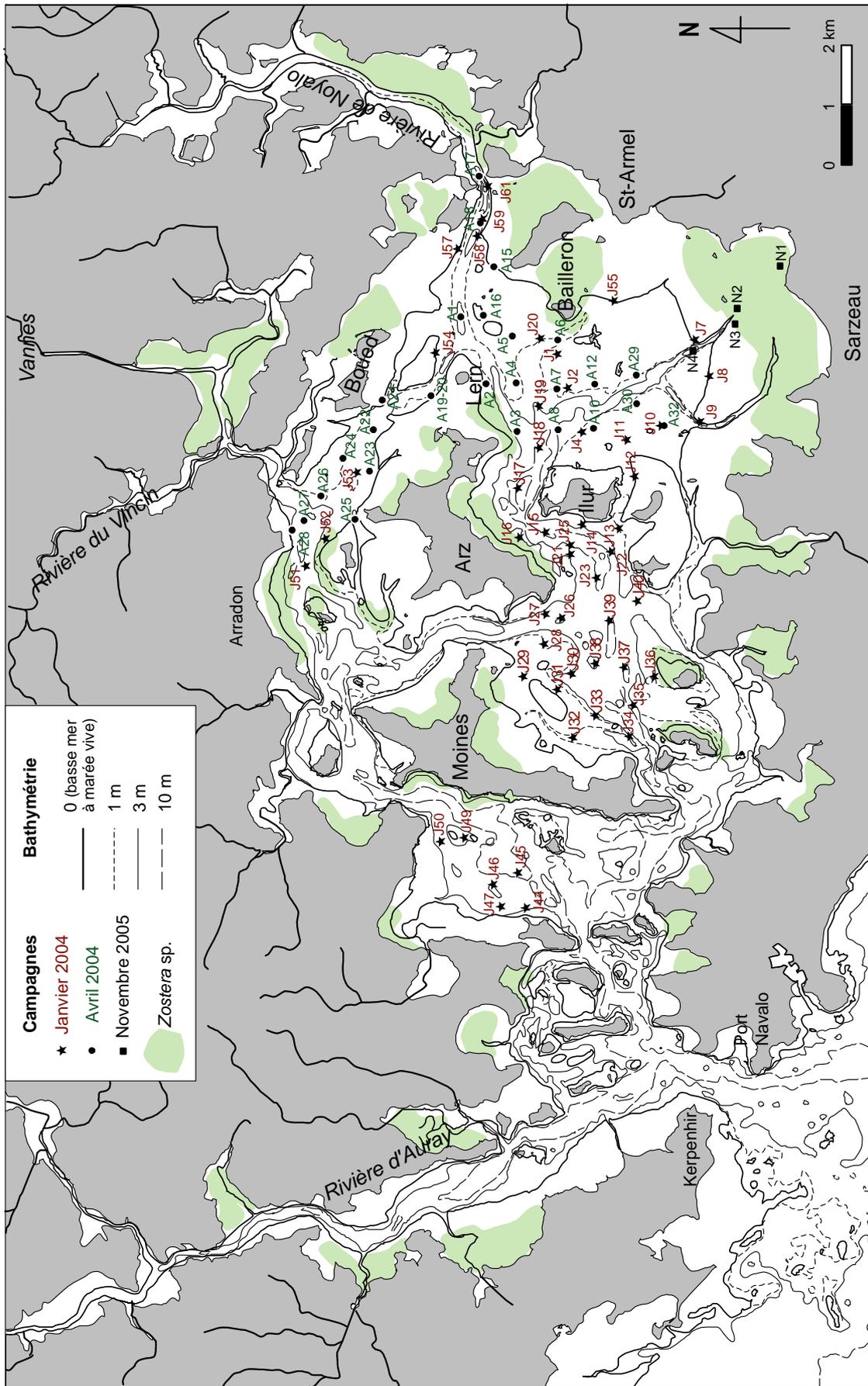


Figure 46. Plan de position des missions réalisées en mer pour les prélèvements de sédiment de surface.

III.3. Traitement des échantillons au laboratoire

III.3.a. Tamisage par voie humide

Une fois au laboratoire, un volume précis de sédiment pour l'analyse des foraminifères est prélevé (environ 50 cm³), le volume exact est noté, puisqu'il s'agit d'un volume de référence pour l'estimation de l'abondance absolue de foraminifères rapportée à 50 cm³ de sédiment humide. Ce volume d'échantillon était systématiquement coloré pendant 48h au Rose Bengale (Walton, 1952). Ce traitement a comme objectif la coloration des foraminifères vivants pour faciliter leur séparation dans les comptages pour l'étude séparée (et comparée) des assemblages vivants et morts. Les échantillons ont été tamisés par voie humide sur des tamis de 500 µm, 125µm et 45µm. Ainsi toute la fraction argilo-silteuse est partie à travers la maille de 45µm. Après le tamisage, chaque fraction est mise à sécher dans une étuve programmée à 50°C.

III.3.b. Analyse des échantillons à la loupe binoculaire

- **La division de l'échantillon**

Les échantillons doivent être divisés à l'aide d'un micro-fractionneur, engin désigné pour faire des divisions équitables. Cela veut dire que toutes les subdivisions doivent avoir le même poids de grains qui tombent de chaque côté du micro-fractionneur. Ainsi nous travaillerons avec des 1/2, 1/4, 1/8, et ainsi de suite.

- **Le comptage**

Une fois la fraction choisie, on se prépare à compter les foraminifères sous la loupe binoculaire. Pour le comptage, on a besoin du matériel suivant :

- a. Une loupe binoculaire
- b. Une plaquette à comptage, subdivisée en 45 carrés
- c. Un pinceau, ou plusieurs, pour piquer les foraminifères
- d. Un pot avec de l'eau et un pot avec de la gomme arabique diluée
- e. Une cellule divisée et labellisé avec le nom de l'échantillon qu'on analyse

Le choix du nombre de foraminifères à compter par échantillon se fait en fonction des objectifs de l'étude. Si nous nous intéressons aux espèces typiques dominantes d'un environnement, qui ont une occurrence plus grande que 5% de l'assemblage, le comptage jusqu'à 100 individus est suffisant pour avoir un pourcentage de toutes les espèces représentatives. Cependant, si nous voulons un panorama détaillé des espèces existantes pour tenir compte des espèces minoritaires représentant moins de 3% de l'assemblage, un minimum de 300 individus doit être compté (Fatela and Taborda, 2002). Dans cette étude un minimum de 300 individus a été compté pour l'assemblage total, car notre objectif était une reconnaissance élargie du terrain.

III.3.c. Détermination des espèces

La détermination des genres est basée sur l'œuvre taxonomique de (Loeblich and Tappan, 1987). La détermination des espèces est basée sur les études locales des foraminifères benthiques faites par (Redois, 1996), (Redois and Debenay, 1996) sur le Golfe du Morbihan et (Goubert, 1997) sur l'estuaire de la Vilaine.

III.4. Stockage des données et traitements statistiques

Les pourcentages de chaque espèce (vivant et mort séparément) ainsi que les abondances absolues pour 50 cm³ de sédiment sont calculés sous Excel©. Puis les données sont enregistrées en format .txt et transférées vers la base de données SIG afin de pouvoir représenter la distribution spatiale des assemblages actuels dans des cartes géo-référencées du Golfe.

La présentation des données sur le SIG est intéressante car elle permet de visualiser les différents assemblages dans l'espace et leurs relations avec la distribution spatiale d'autres paramètres environnementaux. Cependant, l'obtention des assemblages se fait par la méthode cluster, communément utilisée par la communauté des écologues et paléontologues. Pour cette opération et pour le calcul d'autres paramètres écologiques, le logiciel PAST *ver.* 1.68 (Hammer et al., 2001) a été utilisé.

- **Les clusters ou dendrogrammes de regroupement**

Le cluster en mode R. Les dendrogrammes en mode R rendent compte de l'affinité entre espèces. Cette mesure peut être utile aussi pour visualiser les espèces dominantes, car elles apparaissent associées à toutes les autres.

Le cluster en mode Q. L'analyse statistique des dendrogrammes en mode Q rend compte des biofaciès d'un environnement en identifiant les stations qui montrent des assemblages similaires. Ces stations seront groupées dans un même cluster qui définit un biofaciès d'après un assemblage d'espèces (Meldahl, 1994). Cependant pour visualiser les assemblages en tant que biofaciès ou d'assemblage caractéristique d'un environnement, il est plus utile de repérer les espèces minoritaires (Scott and Medioli, 1980b).

Le *DCA (Detrended Correspondences Analysis)* est une technique d'ordination qui s'utilise pour représenter les stations comme des points dans un espace multidimensionnel. Ainsi les stations similaires sont situées ensemble et celles qui diffèrent sont situées plus loin dans l'espace. Ceci peut être une analyse complémentaire du cluster en mode Q justement à l'heure de choisir la distance euclidienne à partir de laquelle nos associations seront plus fines ou plus larges (Birks, 1995).

Une fois les assemblages définis, ils sont ajoutés à la base de données SIG sous la forme des nouveaux fichiers vectoriels (*MapInfo Tables* dans le cas de MapInfo ; ou *shapefile* dans le cas de ArcGIS) pour être cartographiés (Figure 47).

Les données peuvent être affichées sous des formes discrètes (p.ex. des bulles, des colonnes) ou sous forme d'interpolations, souvent l'interpolation est choisie car elle montre une tendance de comportement pour l'ensemble du Golfe ; d'autres fois quand les interpolations faussent les interprétations, les représentations discrètes sont alors choisies.

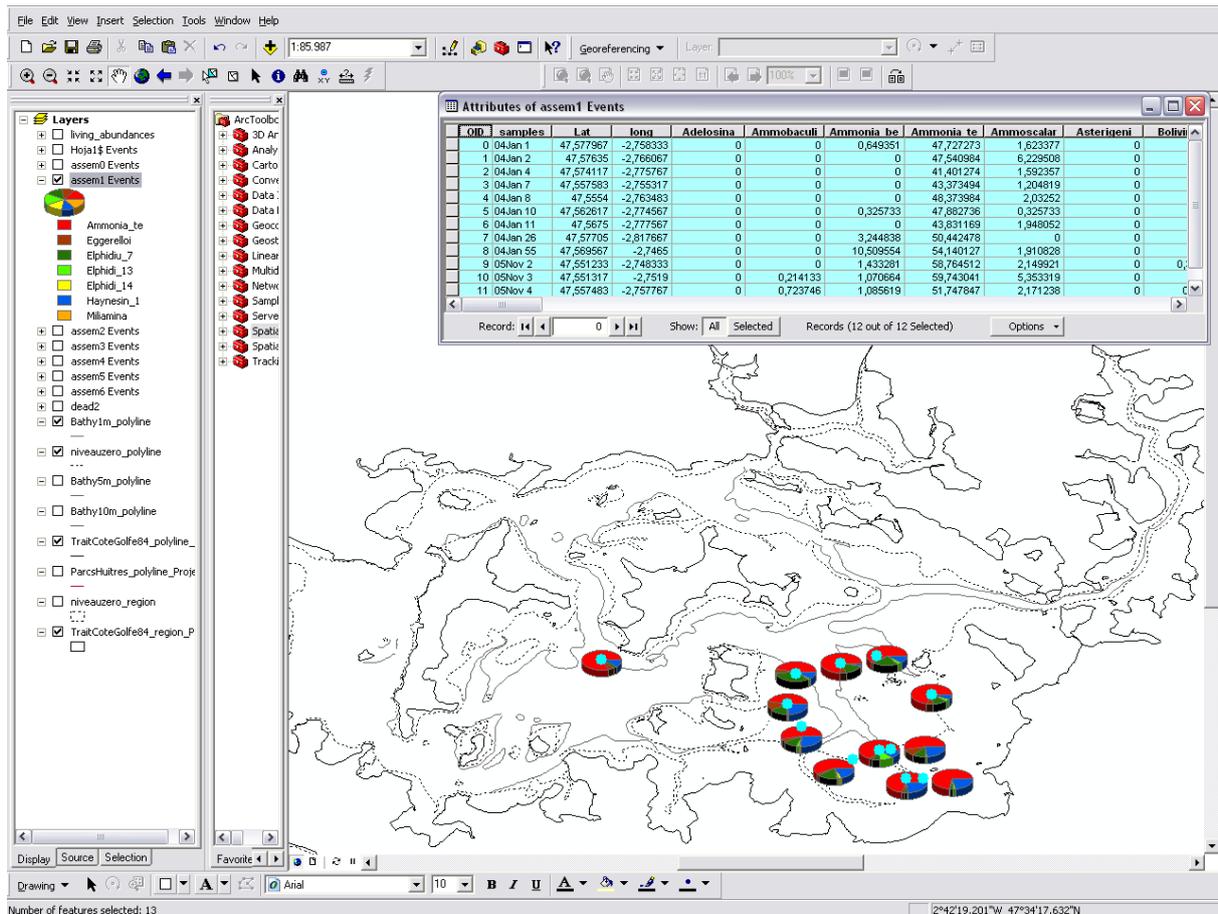


Figure 47. Stockage des données de comptages sur le SIG ArcGIS 9.2. Création des nouveaux *shapefiles* à partir des résultats des assemblages et représentation de la distribution des foraminifères benthiques par assemblage.

- **L'abondance, la dominance, la richesse spécifique et la diversité**

L'abondance est donnée par le nombre de foraminifères existants dans un volume de 50 cm³ de sédiment humide. Dans la littérature, le volume utilisé peut être aussi 10 cm³, ainsi on parle de *standing crop* pour le nombre d'individus/10 cm³ de sédiment (Murray, 1991a; Murray, 2006).

La *dominance* est représentée selon le pourcentage d'une espèce dans un assemblage. Fatela (1994) définit les limites de dominance selon le pourcentage de présence d'une espèce dans un environnement : dominant (>20%), communs (10-20%), accessoires (5-10%) et rare ou accidentels (1-5%). Pour chaque échantillon, l'indice de dominance (D) correspond au pourcentage de l'espèce majeure divisé par 100.

La *richesse spécifique* est une des mesures les plus utilisées de la biodiversité pour un environnement, elle correspond au nombre d'espèces présentes dans un échantillon. Alors que c'est une mesure quantitativement très précise elle présente des imprécisions qualitatives lorsqu'il faut comparer des échantillons de différentes tailles (nombre d'individus différents). C'est pourquoi de nombreux indices de diversité sont appliqués pour mettre en relation la richesse spécifique avec le nombre d'individus. Quelques indices de diversité sont cités dans la littérature :

- *L'indice de Shannon (H)*, utilisé dans cette étude, présente l'avantage d'avoir été le plus fréquemment employé dans les études d'écologie benthique. L'indice de Shannon (H) se calcule avec la formule suivante :

$$H = - \sum P_i * \text{Log}_2 (P_i)$$

avec P_i = abondance relative = N_i / N pour i variant de 1 à n ,

N_i l'effectif de l'espèce i dans l'échantillon et N l'effectif total de l'échantillon

L'indice de Shannon (H) est minimal quand l'échantillon ne contient qu'une seule espèce. H est maximal (théoriquement infini) lorsque chacun des individus appartient à une espèce différente (Le Bris, 1988). La diversité maximale est donc $\text{Log}_2 (N)$.

- *L'indice α de Fisher* dont la valeur 5 correspond à la limite entre le milieu marin et le milieu confiné (Debenay et al., 2000b; Hayward et al., 2004; Redois and Debenay, 1996). Par définition :

$$S = \alpha \ln (1 + n / \alpha)$$

avec S le nombre d'espèces, n le nombre d'individus et α l'indice de Fisher

- *L'équitabilité (evenness, J)* (Pielou, 1966) aussi appelé régularité (Frontier, 1976) ou équirépartition (Blondel, 1979) correspond au rapport de la diversité réelle (H) à la diversité maximale ($\text{Log}_2(N)$) (Zar, 1984). Par définition :

$$J = H / \text{Log}_2 (N).$$

La *technique interpolation* pour représenter ces variables écologiques est celle des « voisin naturels » développée par *Spatial Analyst Tools* de ArcGIS 9.2.

IV. Les grandes caractéristiques bio-sédimentaires du Golfe

Le benthos du Golfe du Morbihan a déjà été étudié avec des objectifs biologiques (Afli and Glémarec, 1999; Denis and Maheo, 1978; Glémarec, 1964; Maheo and Denis, 1987). Un premier modèle hydrodynamique fut développé pour la courantologie due à la marée (Marcos et al., 1995) (Figure 5), précédant la seule étude sédimentaire faite sur le Golfe dont les intérêts principaux étaient la granulométrie, la teneur en matière organiques des sédiments, la teneur en eau et le phosphore comme indicateur de pollution (Marcaillou et al., 1996) (Figure 48). La répartition des sédiments révèle deux bassins bien différenciés avec une zone de transition au milieu. Le bassin oriental est recouvert par de sédiments très fins (60% de vase en moyenne, entre les silts et les argiles) et un bassin occidental étant lavé en permanence où les seuls dépôts sont les formes de fond de haute énergie formées de sables grossiers. La teneur en eau et en matière organique apparaît en corrélation avec les sédiments fins du bassin oriental, près des sources continentales où les processus de floculation sont fréquents. La teneur en phosphore, nous donnant une idée de la pollution issue des versements agricoles, présente des valeurs trop basses pour en tenir compte. Toutes ces variables environnementales ont été ajoutées à notre base de données SIG pour compléter la cartographie et nous aider à l'interprétation des assemblages.

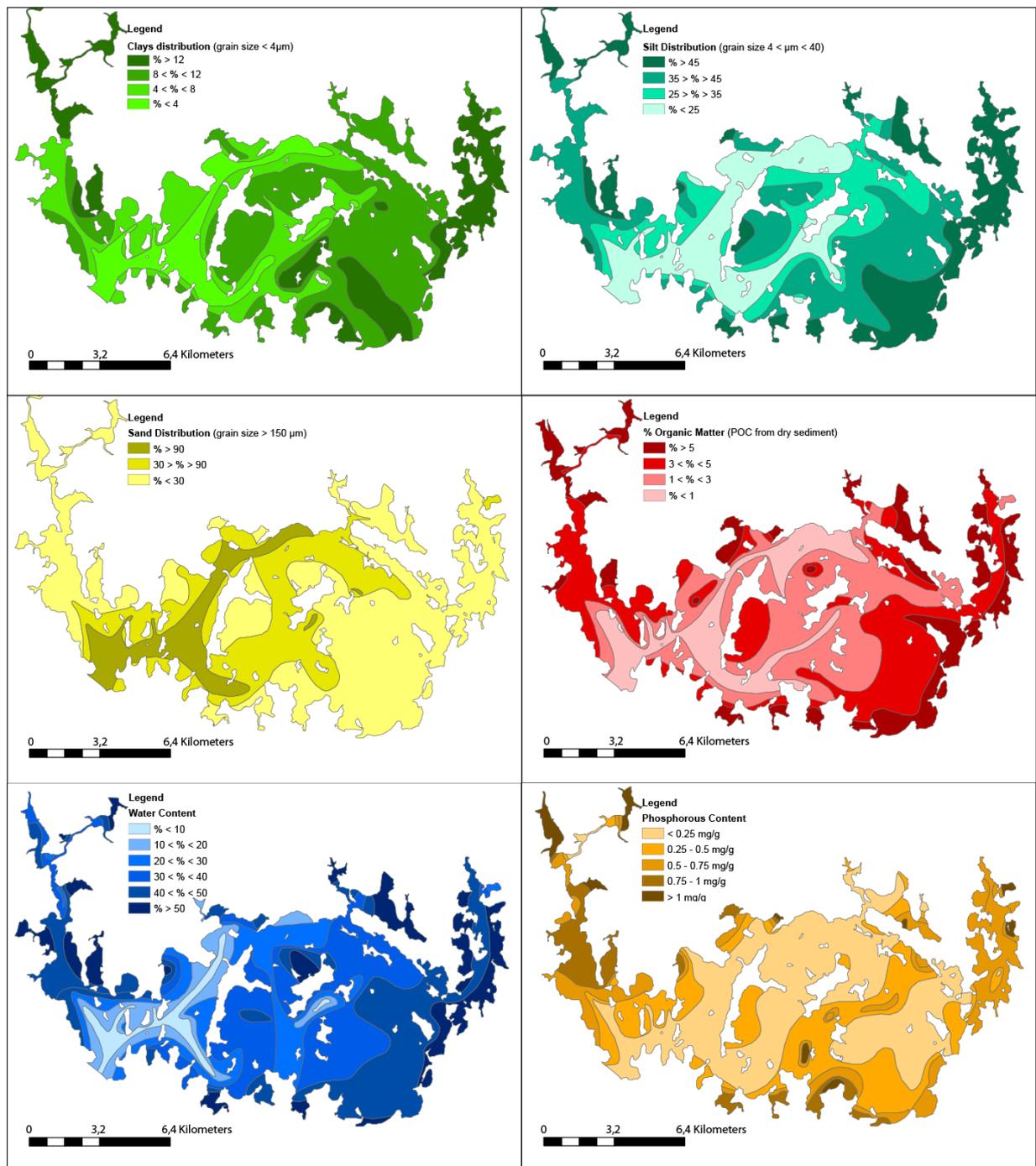


Figure 48. Cartes sédimentologiques de Marcaillou et al. (1996) : argiles, silts, sables, matières organiques, eau et phosphore.

V. Résultats

V.1. Abondance

L'abondance totale des foraminifères est donnée par le nombre d'individus pour 50 cm³ de sédiment humide. L'assemblage vivant et l'assemblage mort suivent le même schéma spatial d'abondance. Mais ce schéma ne présente pas un comportement linéaire dans l'espace, il y a des valeurs maximales (de l'ordre de 100 000 ind/50cm³) à côté de valeurs minimales (de 5 000 ind/50cm³) (Figure 49). Par conséquent l'interpolation ne représentant pas une tendance linéaire, nous avons donc choisi de représenter l'abondance par des bulles sur la bathymétrie générale pour reconnaître les environnements sédimentaires majeurs (chenaux/vasières).

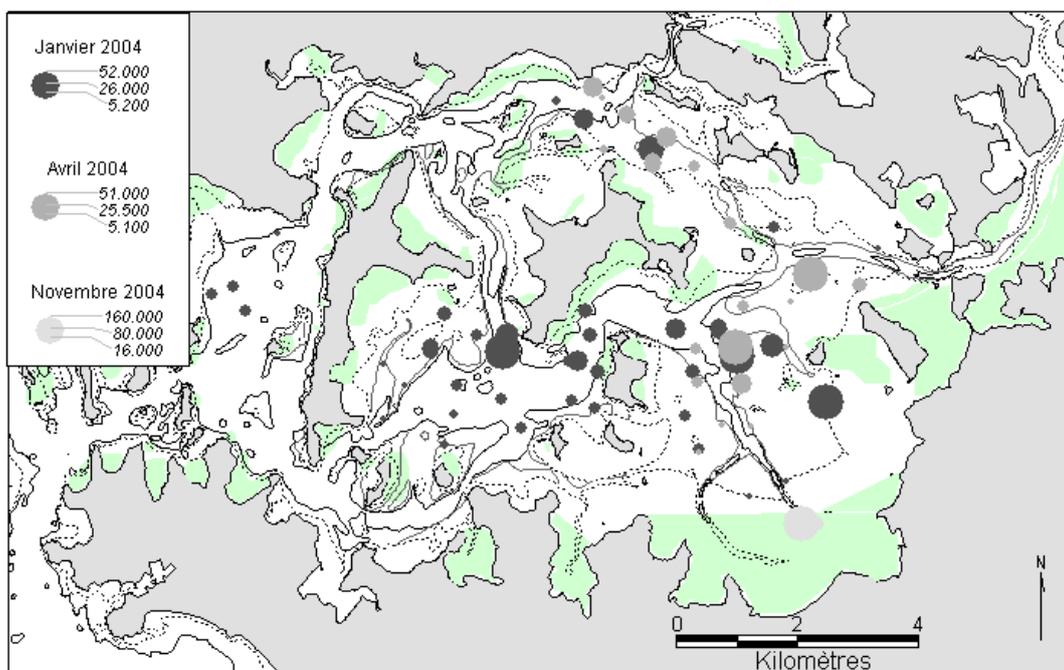


Figure 49. Abondance des foraminifères benthiques du Golfe du Morbihan. L'abondance est donnée en nombre de tests par 50 cm³. En dessous de 5 100 individus par 50 cm³ l'abondance n'est pas représentée. Chaque campagne est représentée avec un niveau de gris différent. En vert la cartographie de l'herbier d'après Denis (1978).

V.2. Richesse spécifique

Le Golfe du Morbihan présente une richesse spécifique assez importante : au total 63 espèces de foraminifères benthiques ont été identifiées, d'après la littérature, beaucoup d'entre elles sont associées à ce type d'environnement. Parmi ces 63 espèces, 49 présentent des individus vivants. Les 14 espèces sans représentant vivant montrent des tests assez abîmés ou complètement blanchis.

D'après les représentations géographiques, la richesse spécifique augmente vers le Sud-Ouest et l'Ouest du Golfe, c'est-à-dire dans les milieux les plus énergétiques, cela est vrai pour les deux assemblages, le vivant (Figure 50) et le mort (Figure 51), avec un gradient encore plus net pour le mort vers l'Ouest. Ainsi dans l'assemblage vivant, on passe de deux ou trois espèces vivantes dans les vasières (même 1-2 dans vasières colonisées par *Zostera marina*) à 12-15 espèces vivantes dans les chenaux, même 20 dans les chenaux les plus occidentaux du Golfe. Dans l'assemblage mort, la richesse spécifique maximale atteint 34 espèces.

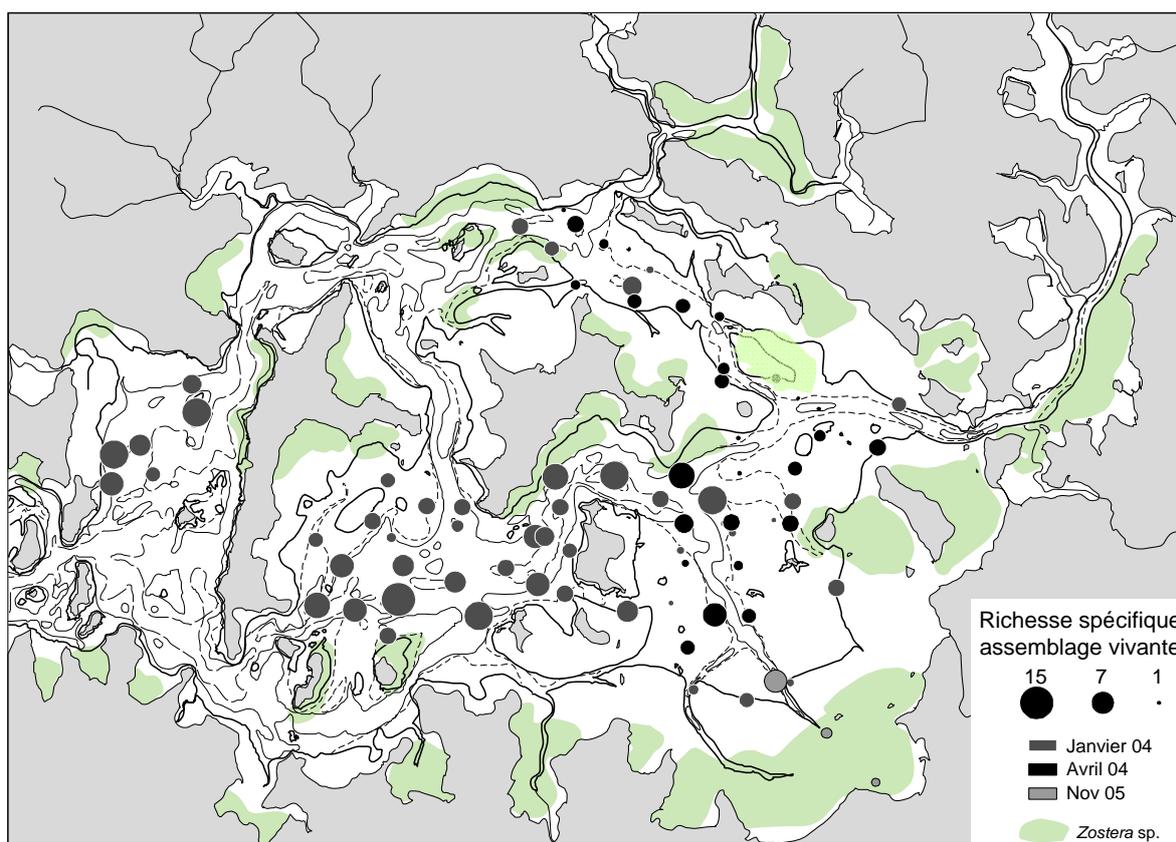


Figure 50. Richesse spécifique de l'assemblage vivant. La taille des bulles représente le nombre d'espèces vivantes dans chaque assemblage et la couleur la campagne.

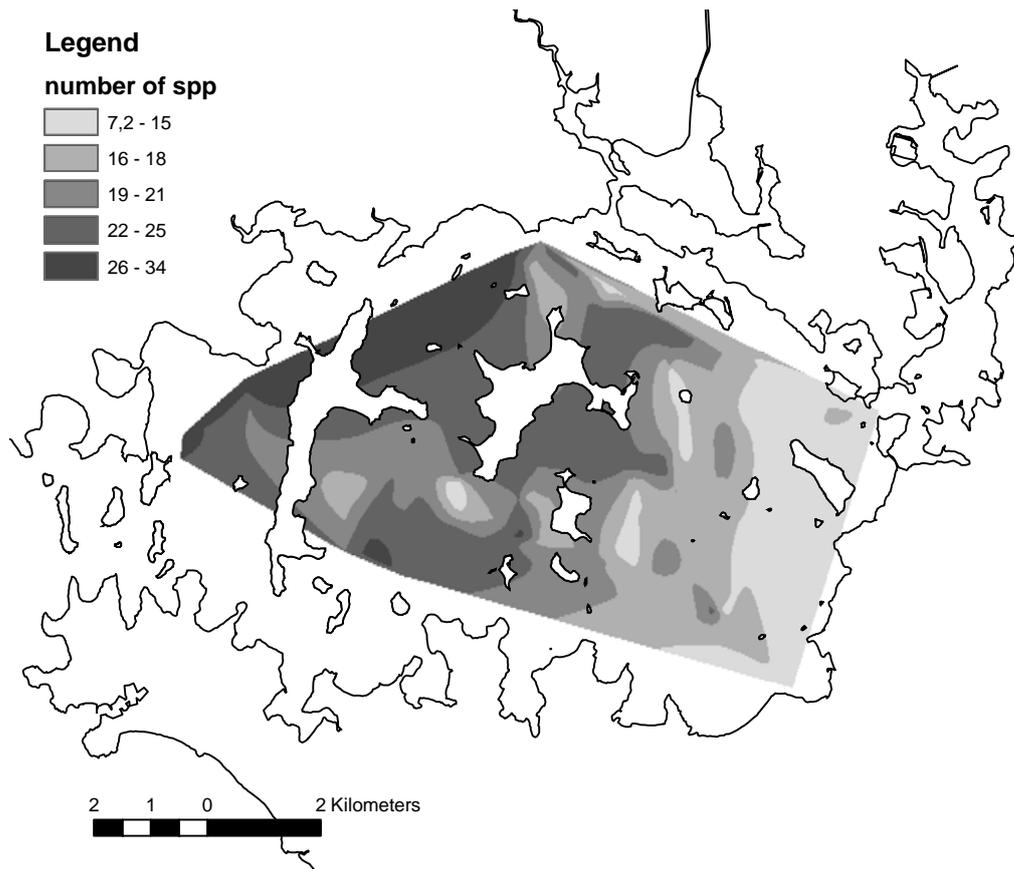


Figure 51. Richesse spécifique de l'assemblage mort.

V.3. Indices de diversité

Différents indices de diversité ont été calculés pour les assemblages totaux de toutes les stations analysées, puis les valeurs ont été interpolées pour obtenir une cartographie.

L'alpha de Fisher (Figure 52) présente des valeurs très dispersés autour de 7,84 ; avec une valeur maximale de 21,7 et une minimale de 1,11. Ainsi pour 30% des stations, la valeur de *l'alpha* est supérieure à 10 et pour 20% des stations il est inférieur à 5, c'est-à-dire la valeur limite de confinement d'après Murray (1983) et Debenay et al. (1996).

L'indice de Shannon (H) varie entre 3,365 et 0,88 avec une moyenne de 2,2 (Figure 53).

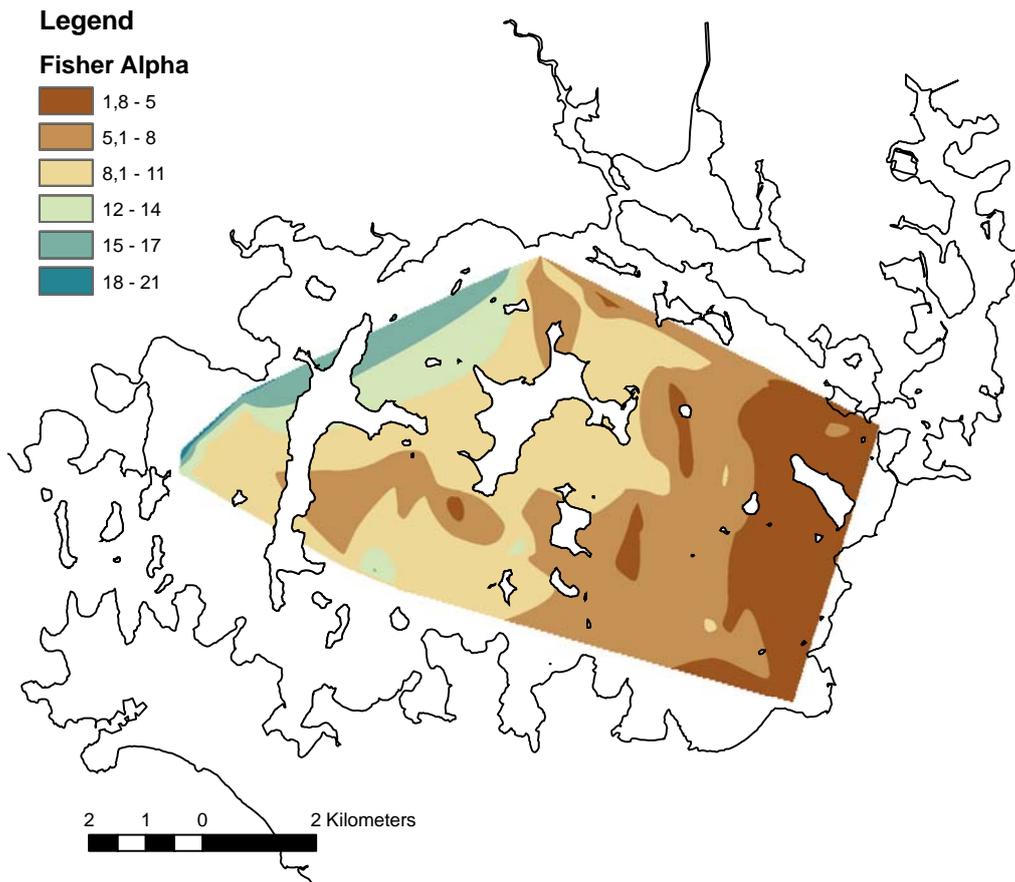


Figure 52. Indice de diversité alpha de Fisher pour l'assemblage mort.

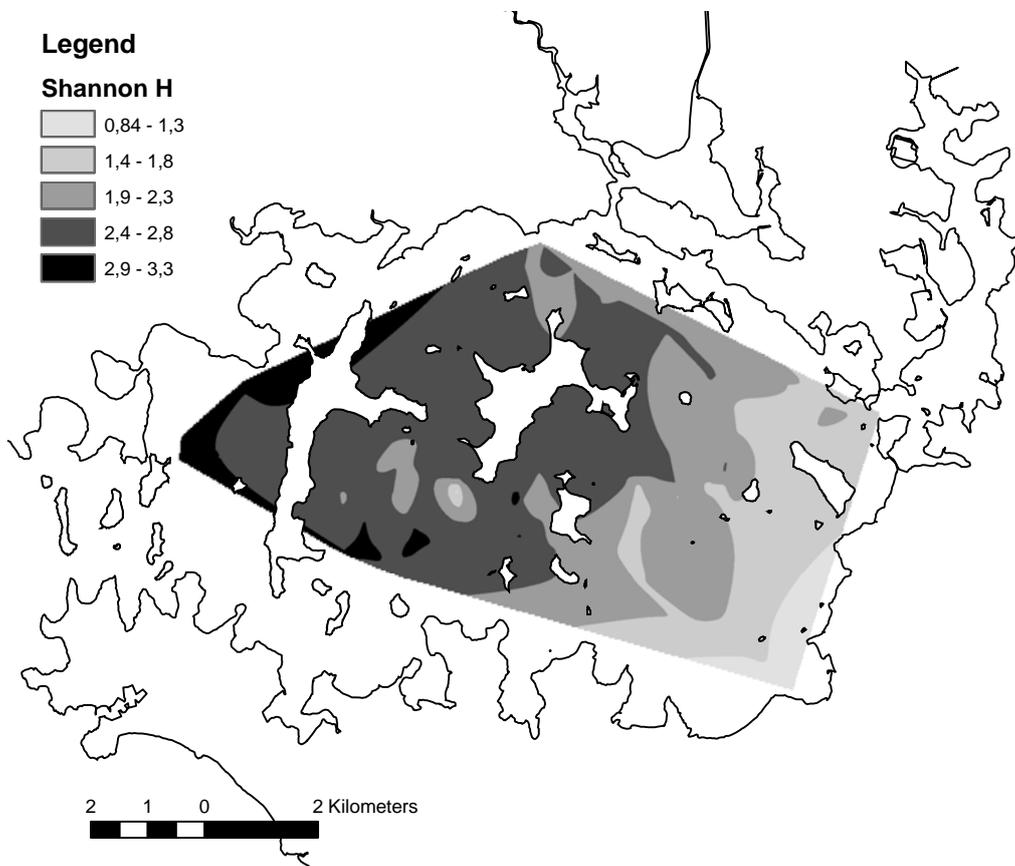


Figure 53. Indice de diversité de Shannon (H) pour l'assemblage mort.

V.4. Dominance

L'indice de dominance (D) suit un comportement opposé à celui des indices de diversité (Figure 54), en montrant des maxima où les indices de diversité montrent des minima et vice-versa. L'indice de Dominance (D) varie entre 0,70 et 0,09 et présente une valeur moyenne de 0,24.

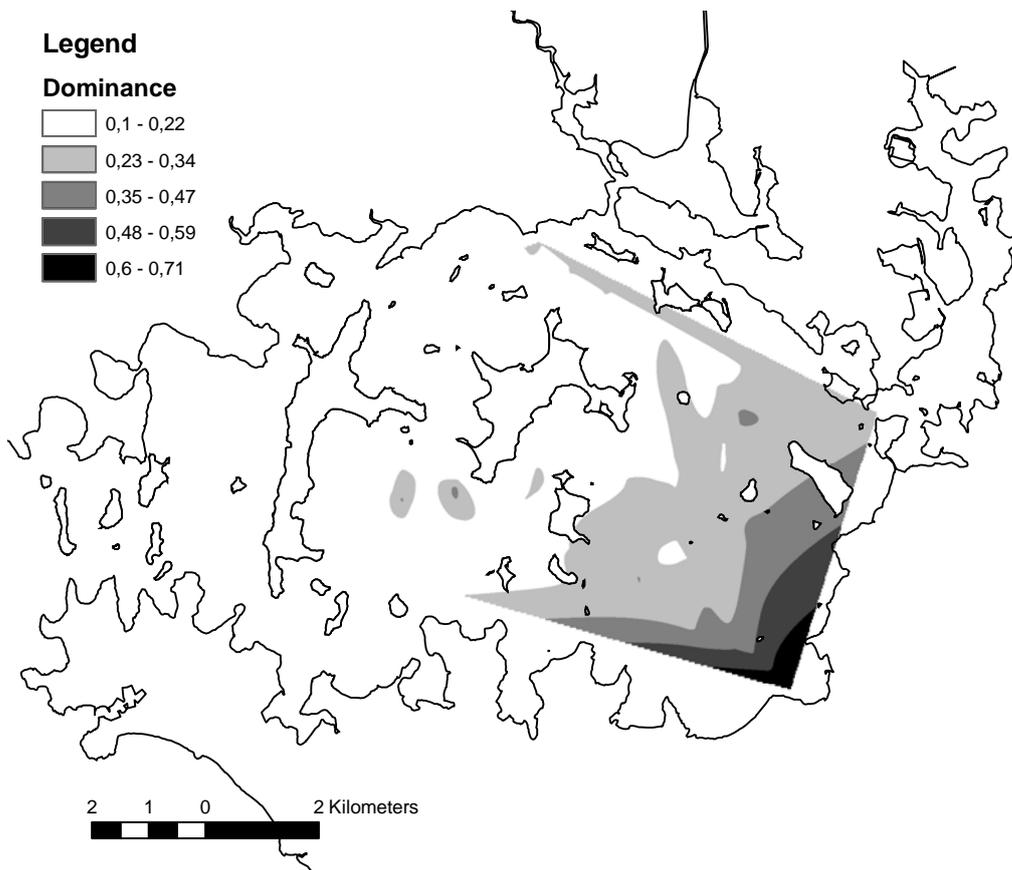


Figure 54. Indice de dominance D pour l'assemblage mort.

V.5. Espèces

Dans le tableau 8 sont compilées toutes les espèces et leur abondance relative ainsi que le nombre d'apparitions dans les assemblages. Un dendrogramme en mode R pour les espèces rend compte de leur récurrence et réunit les espèces qui ont une tendance à se présenter ensemble (Figure 55).

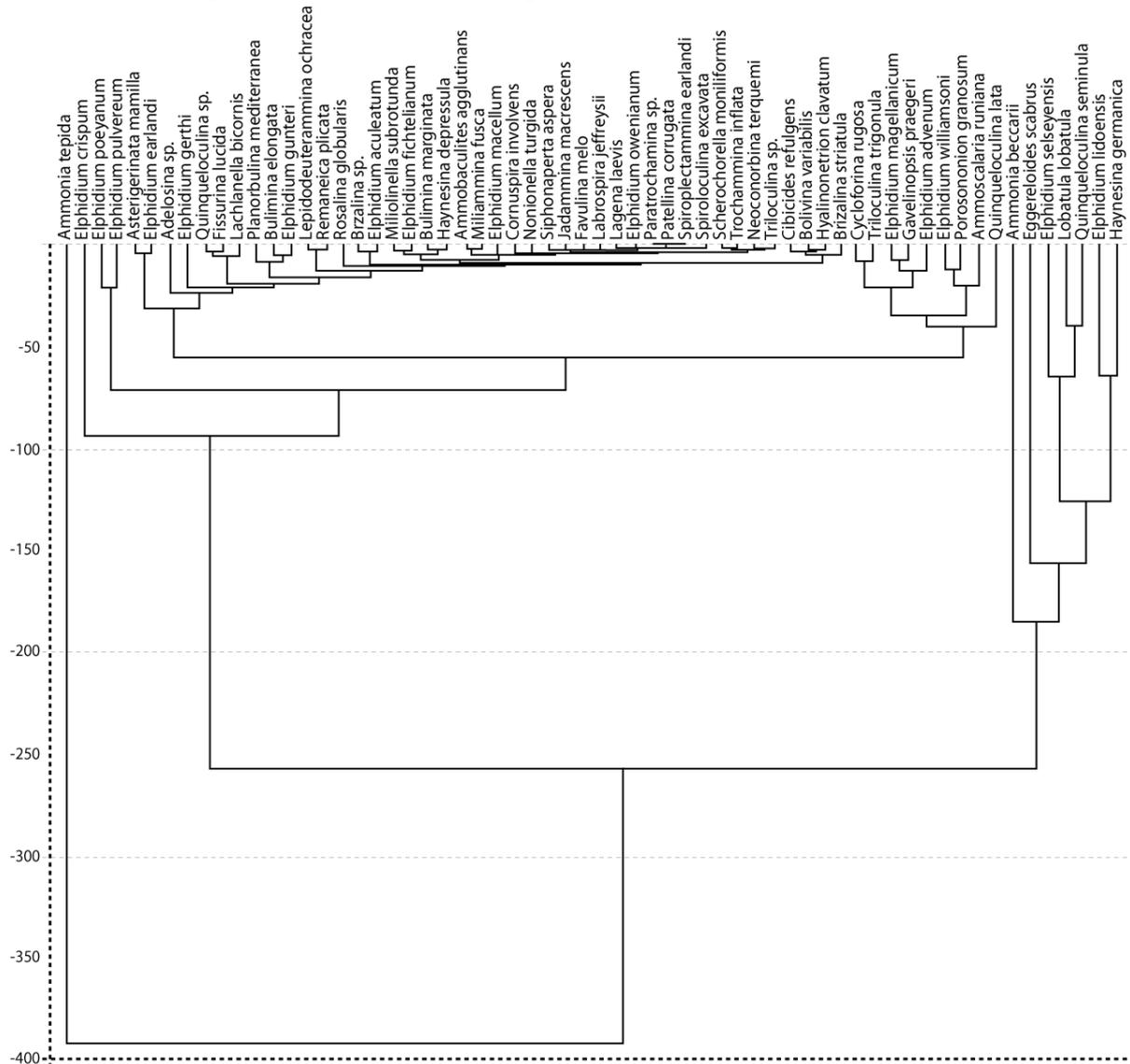


Figure 55. Dendrogramme des espèces en mode R.

Tableau 8. Espèces de foraminifères benthiques déterminées dans le Golfe du Morbihan présentées par ordre d'abondance relative et classées selon les limites de dominance données par Fatela (1994).

Espèces de foraminifères benthiques trouvés dans la couverture sédimentaire actuelle du Golfe du Morbihan		Mamimum value of relative abundance (%)	Number of occurrences in dead assemblages (for 79 samples)	Number of occurrences in living assemblages (for 79 samples)
Dominant species	<i>Eggerelloides scabrus</i> (Williamson, 1858)	78	78	61
	<i>Ammonia tepida</i> (Cushman, 1926)	60	79	76
	<i>Ammonia beccarii</i> (Linné, 1758)	48	57	22
	<i>Elphidium excavatum</i> (Lid./sels.)	37	73	48
	<i>Quinqueloculina seminula</i> (Linné, 1758)	35	69	27
	<i>Haynesina germanica</i> (Ehrenberg, 1840)	33	77	29
	<i>Elphidium crispum</i> (Linné, 1758)	32	49	5
	<i>Lobatula lobatula</i> (Walker & Jacob, 1798)	29	67	49
Common species	<i>Elphidium earlandi</i> Cushman, 1936	14	24	2
	<i>Asterigerinata mamilla</i> (Williamson, 1858)	14	13	5
	<i>Elphidium poeyanum</i>	11	67	31
	<i>Quinqueloculina lata</i> Terquem, 1876	11	41	7
	<i>Elphidium pulvereum</i> Todd, 1958	10	43	3
	<i>Ammoscalaria runiana</i> (Heron-Allen & Earland, 1916)	10	39	3
Accessory species	<i>Triloculina trigonula</i> (Lamarck, 1804)	9	24	4
	<i>Lachlanella bicomis</i> (Walker & Jacob, 1798)	8	11	3
	<i>Elphidium williamsoni</i> (Haynes, 1973)	7	62	
	<i>Porosononion granosum</i> (d'Orbigny, 1846)	7	36	13
	<i>Elphidium advenum</i> (Cushman, 1922)	6	35	
	<i>Adelosina</i> sp.	6	26	3
	<i>Cycloforina rugosa</i> (d'Orbigny, 1852)	5	24	4
Rare species	<i>Elphidium gerthi</i> van Voorthuysen, 1957	4,8	15	2
	<i>Elphidium magellanicum</i> (Kornfeld, 1931)	4,7	51	6
	<i>Gavelinopsis praegeri</i> (Heron-Allen & Earland, 1913)	4,6	33	16
	<i>Fissurina lucida</i> (Williamson, 1848)	4	20	2
	<i>Lepidodeuterammia ochracea</i> (Williamson, 1858)	4	12	10
	<i>Remaneica plicata</i> (Terquem, 1876)	4	5	4
	<i>Quinqueloculina</i> sp.	4	4	1
	<i>Bulimina elongata</i> d'Orbigny, 1846	3	35	12
	<i>Planorbulina mediterraneensis</i> d'Orbigny, 1826	3	24	5
	<i>Elphidium gunteri</i> (Cole, 1931)	3	20	
	<i>Brizalina striatula</i> (Cushman, 1922)	3	13	1
	<i>Rosalina globularis</i> d'Orbigny, 1826	3	9	5
	<i>Elphidium aculeatum</i> (d'Orbigny, 1846)	2	21	1
	<i>Brizalina</i> sp.	2	17	3
	<i>Cibicides refulgens</i> de Montfort, 1808	2	14	4
	<i>Miliolinella subrotunda</i> (Montagu, 1803)	2	9	1
	<i>Elphidium fichtelianum</i> (d'Orbigny, 1846)	2	8	
	<i>Ammobaculites agglutinans</i> (d'Orbigny, 1846)	2	1	
	<i>Hyalinonetrion clavatum</i> (d'Orbigny, 1846)	1	12	
	<i>Bulimina marginata</i> d'Orbigny, 1826	1	11	4
	<i>Nonionella turgida</i> (Williamson, 1858)	1	9	8
	<i>Elphidium macellum</i> (Fichtel & Moll, 1798)	1	4	
	<i>Miliammina fusca</i> (Brady, 1870)	1	3	1
	<i>Haynesina depressula</i> (Walker & Jacob, 1798)	1	2	
	<i>Triloculina</i> sp.	1	1	1
	<i>Comuspira involvens</i> (Reuss, 1850)	0,9	11	4
	<i>Bolivina variabilis</i> (Williamson, 1858)	0,7	17	1
	<i>Neoconorbina terquemi</i> (Rzehak, 1838)	0,7	5	2
	<i>Favulina melo</i> (d'Orbigny, 1839)	0,7	3	
	<i>Jadammina macrescens</i> (Brady, 1870)	0,7	3	
	<i>Siphonaperta aspera</i> (d'Orbigny, 1826)	0,7	3	
	<i>Trochammina inflata</i> (Montagu, 1808)	0,6	7	5
	<i>Spiroloculina excavata</i> d'Orbigny, 1846	0,6	5	
	<i>Scherochorella moniliformis</i> (Sidall, 1886)	0,6	1	
	<i>Lagena laevis</i> (Montagu, 1803)	0,4	8	1
	<i>Labrospira jeffreysii</i> (Williamson, 1858)	0,3	7	1
<i>Elphidium owenianum</i>	0,3	2		
<i>Paratrochammina</i> sp.	0,3	1	1	
<i>Patellina corrugata</i> Williamson, 1858	0,3	1		
<i>Spiroplectammina earlandi</i> Parker, 1952	0,3	1	1	

V.6. Assemblages

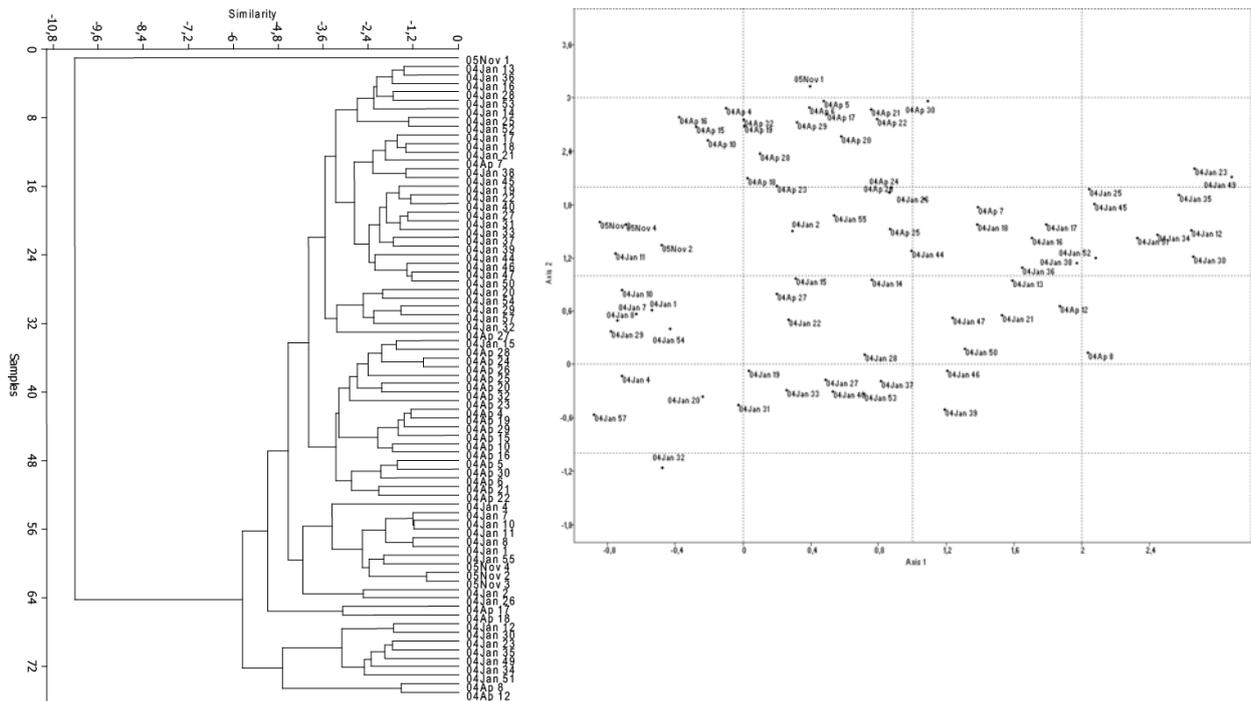


Figure 56. Cluster en mode Q et DCA des assemblages morts de tous les échantillons de surface.

Les analyses des clusters en mode Q et le DCA ont été appliquées pour l'assemblage mort de tous les échantillons de surface dont les foraminifères benthiques ont été analysés (Figure 56). Le résultat classe les biofaciès benthiques du Golfe en six assemblages. Leur projection dans l'espace grâce au SIG permet de les mettre en relation avec les différents environnements sédimentaires changeant latéralement depuis des conditions estuariennes vers des conditions marines et verticalement depuis les vasières jusqu'aux chenaux. Les résultats montrent six regroupements de stations plus une station isolée, tout en représentant six biofaciès. L'échantillon séparé est celui de la station Nov1, situé en domaine intertidal, donc très différent du reste des assemblages subtidiaux. Cet échantillon représente l'assemblage 0.

Les stations 04Ap17 et 04Ap18 sont séparées des autres en tant que regroupement d'après l'analyse en mode Q. Cependant dans le DCA, elles sont parmi le nuage des points de l'assemblage 3. Ces deux stations sont situées dans l'axe du chenal de Noyal (le principal apport d'eau douce arrivant au Golfe) où le *bouchon vaseux* se trouve. Le bouchon vaseux est une masse « vaseuse » en suspension, permanente, qui se déplace au gré des marées, les foraminifères y habitant seront par définition transportés. Nous avons donc choisi de ne pas inclure ces deux stations dans les assemblages discutés ici.

Toutes les descriptions des assemblages sont illustrées par une carte, le cluster et le DCA.

- **L'assemblage 0**, représenté par l'échantillon de la station Nov1, est très largement dominé par *Eggerelloides scabrus* (78%) qui est accompagnée d'*Ammoscalaria runiana* (9%), *Ammonia tepida* et *Haynesina germanica* comme espèces communes (Figure 57).

L'assemblage 1 est dominé par *A. tepida*, espèce présente à plus de 50%. *Haynesina germanica* est aussi la deuxième espèce dominante avec un taux de présence souvent supérieur à 20 %. *Elphidium excavatum* est une espèce commune avec un taux de 15% en moyenne. Au sein de cet assemblage, une distinction peut être faite à partir des pourcentages d'*E. excavatum* par rapport à *H. germanica*. *Elphidium excavatum* est plus présente dans les échantillons plus en aval (station plus marines) ou plus proches du chenal de marée, au détriment de *H. germanica* qui perd sa dominance dans le chenal. *Haynesina germanica* en revanche a une forte présence dans la vasière (>20%) là où *Elphidium excavatum* ne se trouve pas à plus de 5%. Dans les stations les plus à terre le pourcentage de *E. scabrus* augmente aussi jusqu'à 15% (Figure 58).

- **L'assemblage 2** est formé par des stations situées au niveau des platiers proches des chenaux et sur les flancs de ces mêmes chenaux. Il est formé par les mêmes espèces que l'assemblage 1 mais avec différentes proportions car la diversité spécifique augmente. Cette fois-ci la dominance est partagée entre *Ammonia tepida* et *Elphidium excavatum* représentant à elles deux plus de 50% de l'assemblage. Les 20-30% restant sont partagés entre *Haynesina germanica* et différentes espèces du genre *Elphidium* et éventuellement *Eggerelloides scabrus* (Figure 59).

- **L'assemblage 3** réunit toutes les stations subtidales échantillonnées en Avril 2004 situées dans la partie orientale du Golfe. Il est dominé par *Ammonia tepida*, espèce présente encore autour de 37%. La présence *E. scabrus* augmente sensiblement dans l'assemblage jusqu'à 30%. Le reste de l'assemblage est formé par des espèces communes : *Elphidium excavatum*, *Haynesina germanica*, *Lobatula lobatula* et *Quinqueloculina seminula* (Figure 60).

• *L'assemblage 4* est formé par des stations situées dans les chenaux principaux de marée. L'assemblage est dominé par *Ammonia beccarii*⁷, et un groupe d'espèces communes : *Ammonia tepida*, *Elphidium excavatum*, *Eggerelloides scabrus* ; quelques espèces du genre *Elphidium* étant accessoires ainsi que *Quinqueloculina seminula* et *Lobatula lobatula* (Figure 61).

• *L'assemblage 5* présente les plus hautes valeurs de diversité. Il est formé par *Ammonia tepida*, et *Elphidium excavatum* comme espèces dominantes, *Ammonia beccarii* *Eggerelloides scabrus* comme espèces communes et quelques espèces du genre *Elphidium* étant accessoires ainsi que *Haynesina germanica* et *Lobatula lobatula* (Figure 62).

⁷ Parfois des formes morphologiquement intermédiaires entre les deux espèces ont été trouvées, il était donc difficile de séparer clairement les deux. Finalement nous avons nommé *Ammonia beccarii* les spécimens qui répondent à la description morphologique stricte formulée par Redois (1996) (sur des observations des spécimens locaux) et Debenay et al. (1998) ; les formes intermédiaires comme *Ammonia parkinsoniana* étant considérées comme *Ammonia tepida*.

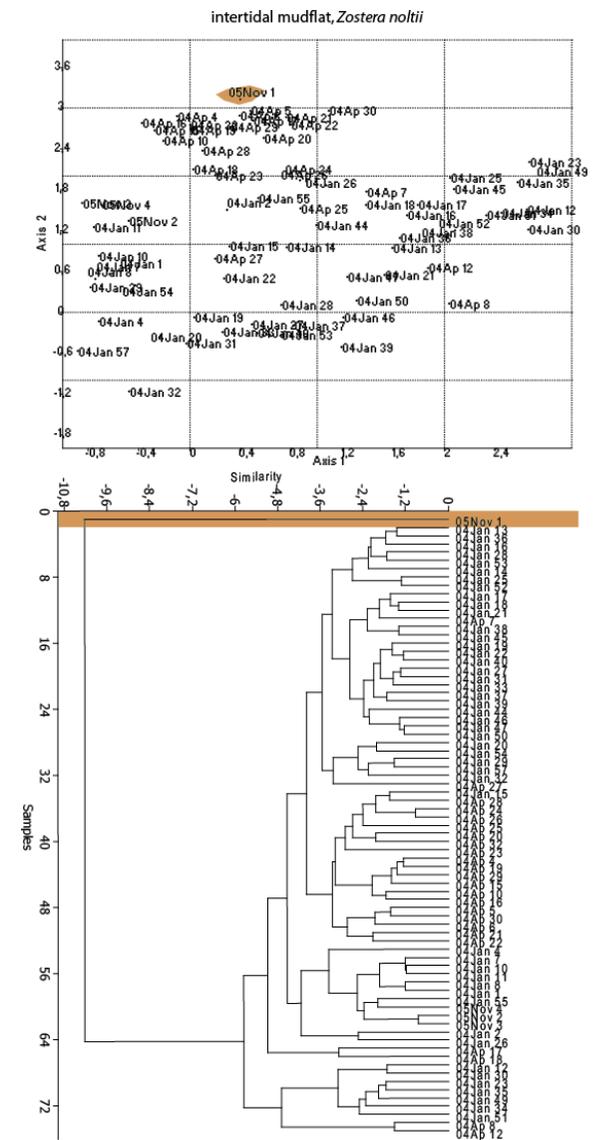
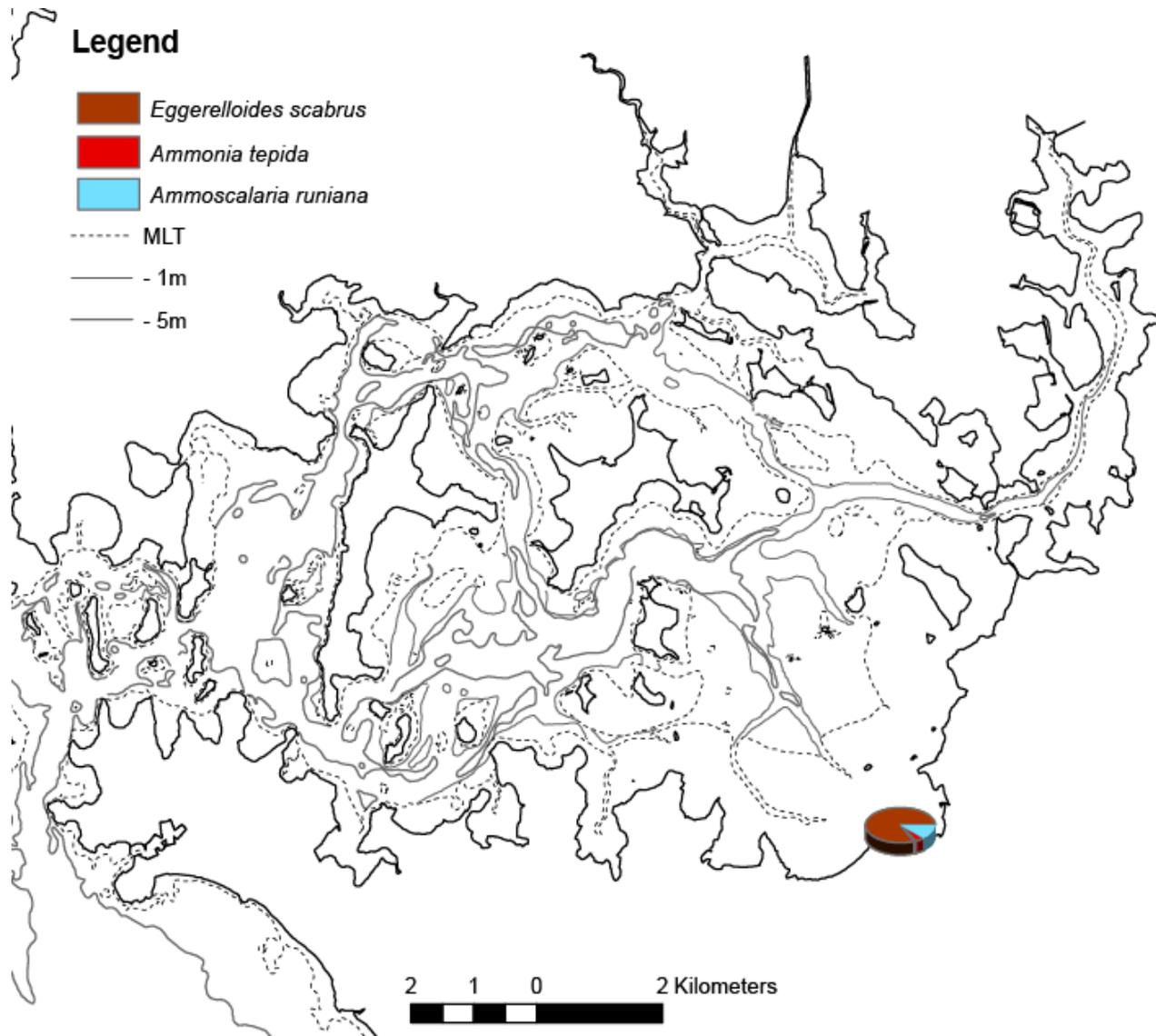


Figure 57. Assemblage 0

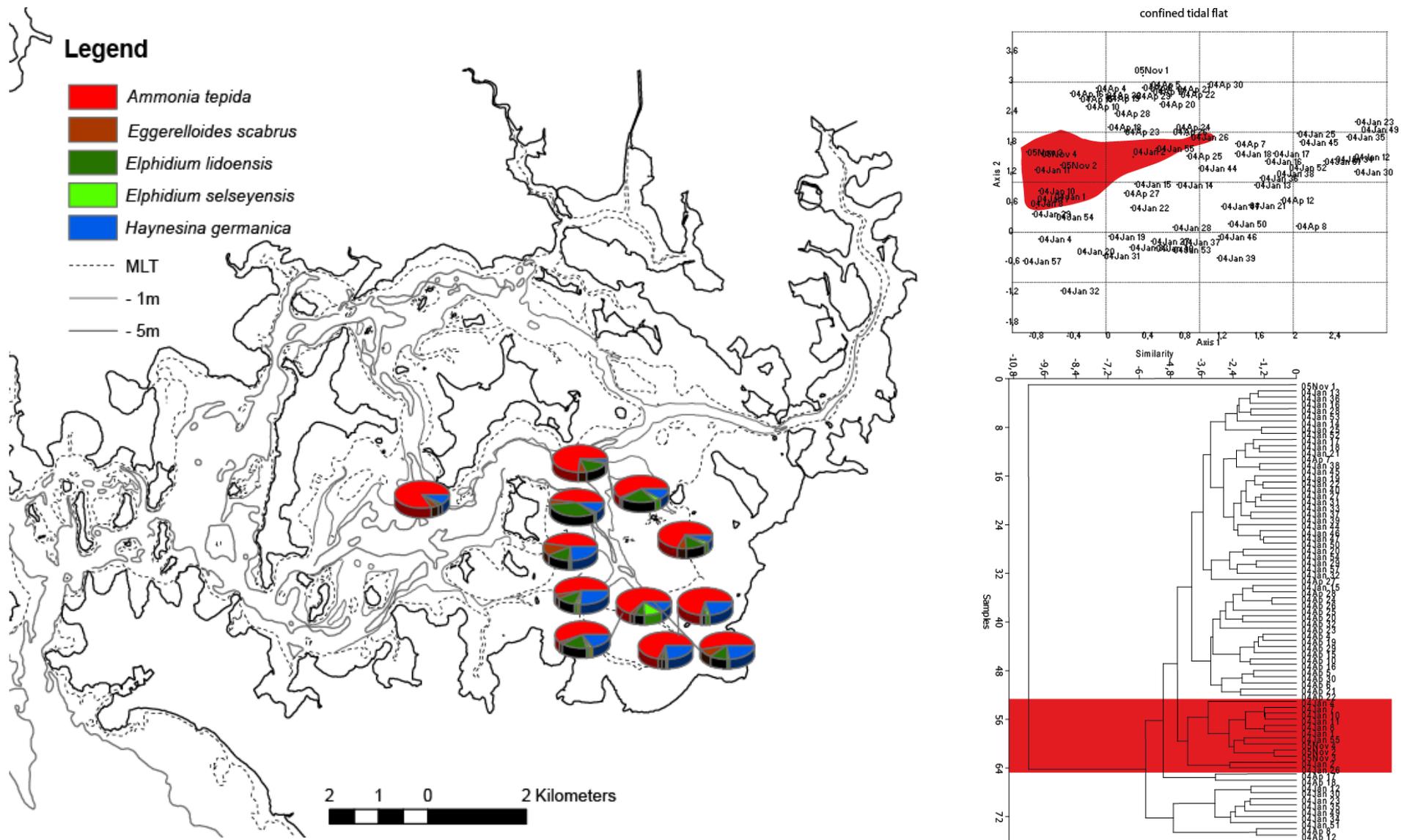


Figure 58. Assemblage 1

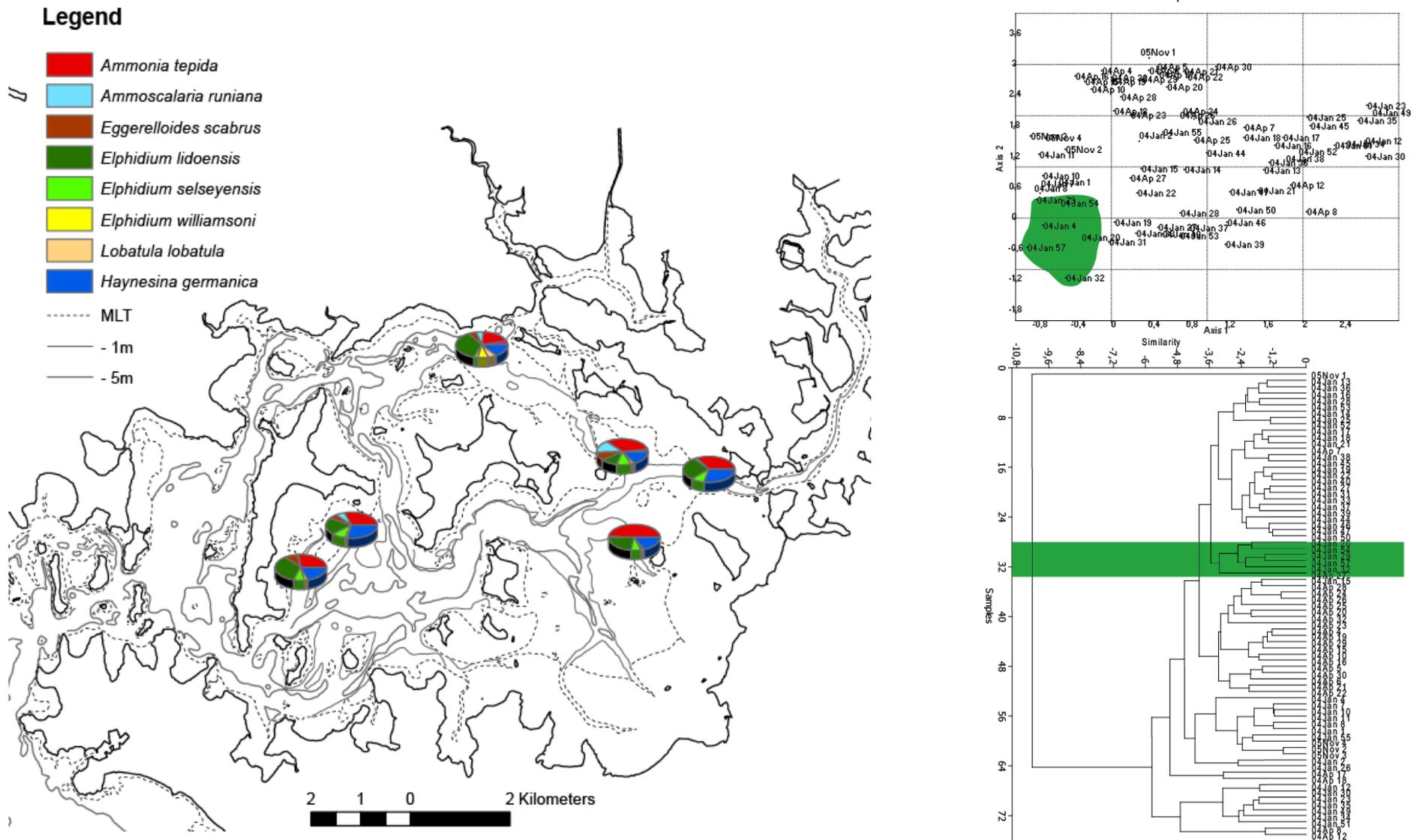


Figure 59. Assemblage 2

Legend

- Ammonia tepida*
- Eggerelloides scabrus*
- Elphidium lidoensis*
- Elphidium selseyensis*
- Haynesina germanica*
- Lobatula lobatula*
- Quinqueloculina seminula*
- MLT
- 1m
- 5m

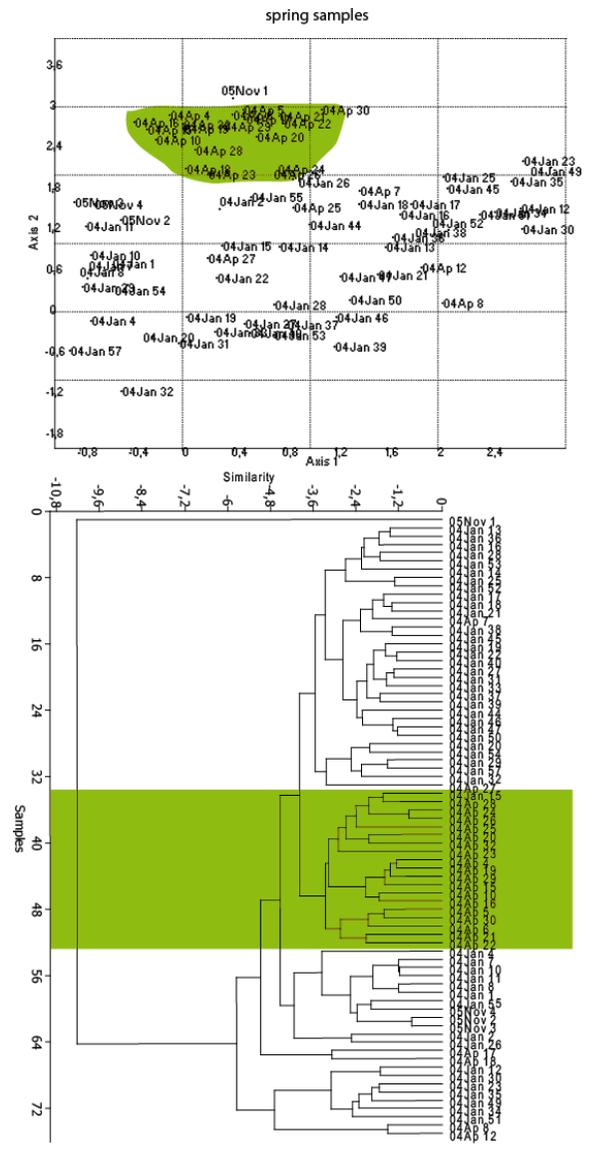
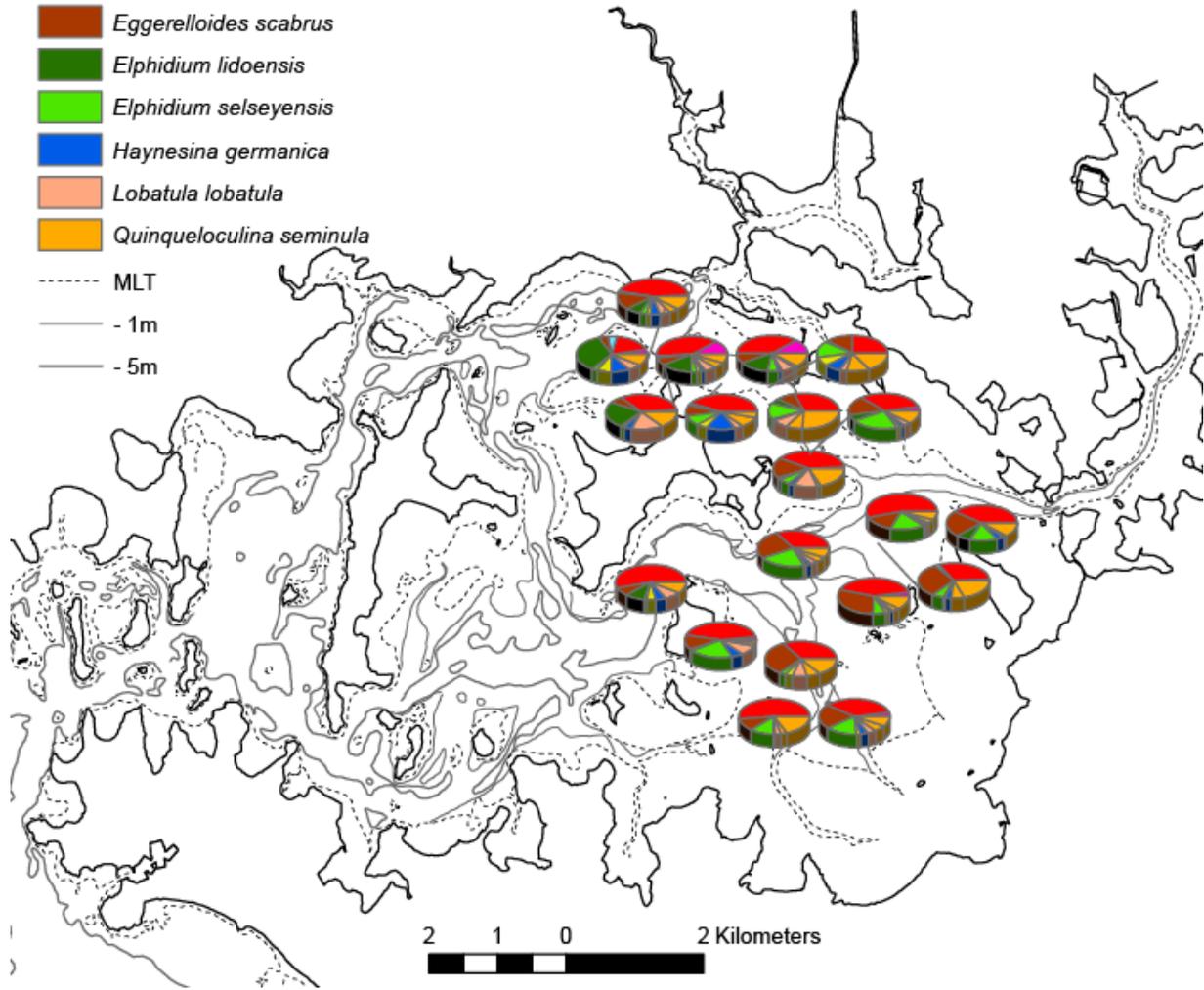


Figure 60. Assemblage 3

Legend

-  *Ammonia beccarii*
-  *Ammonia tepida*
-  *Eggerelloides scabrus*
-  *Elphidium lidoensis*
-  *Elphidium selseyensis*
-  *Quinqueloculina seminula*
-  *Triloculina trigonula*
-  *Haynesina germanica*
-  MLT
-  - 1m
-  - 5m

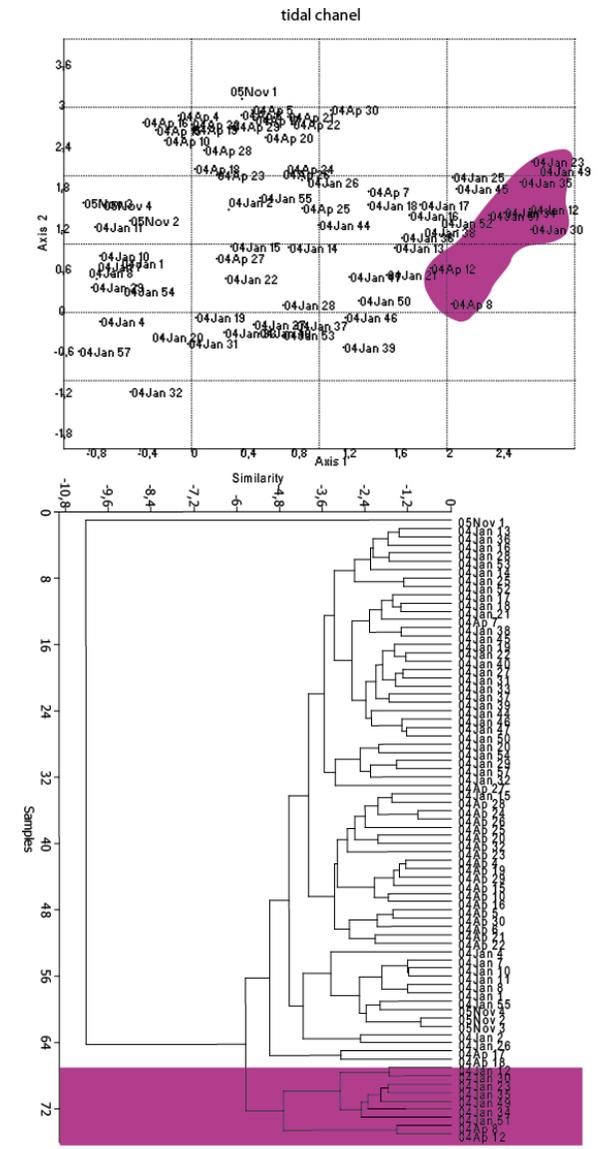
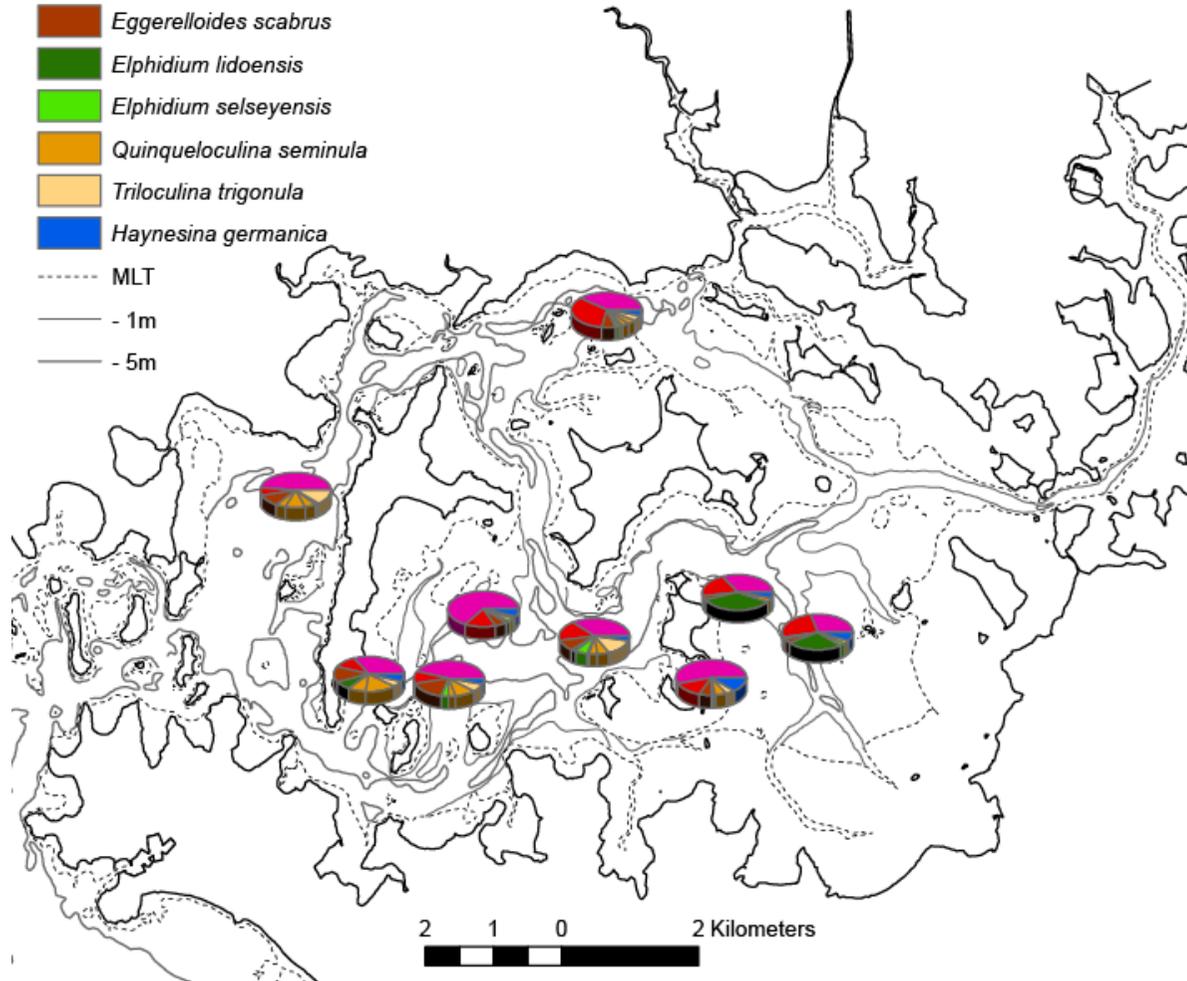


Figure 61. Assemblage 4

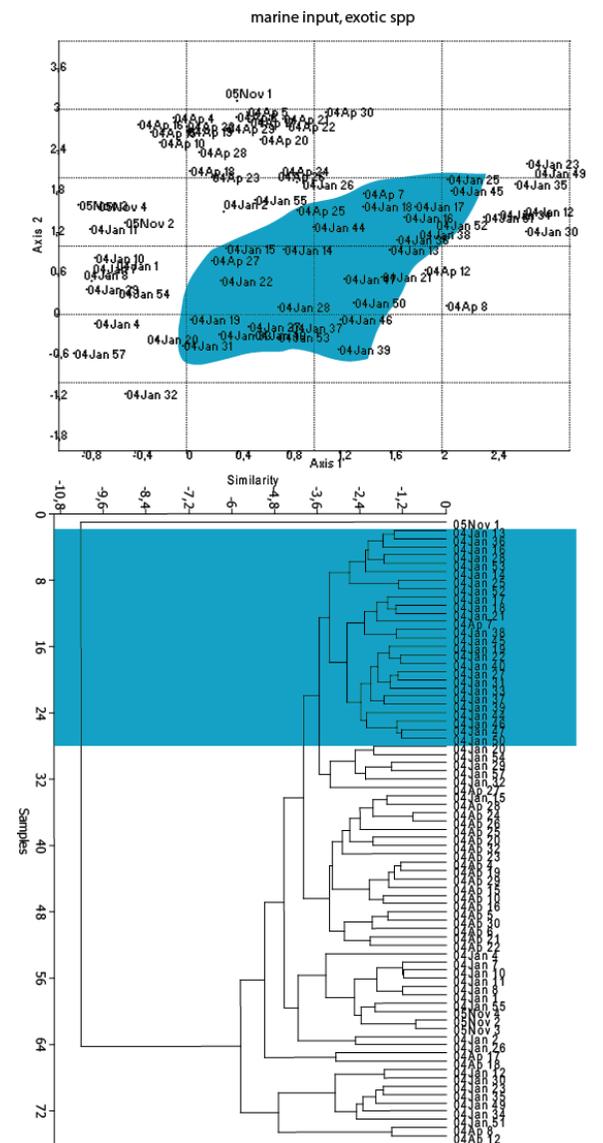
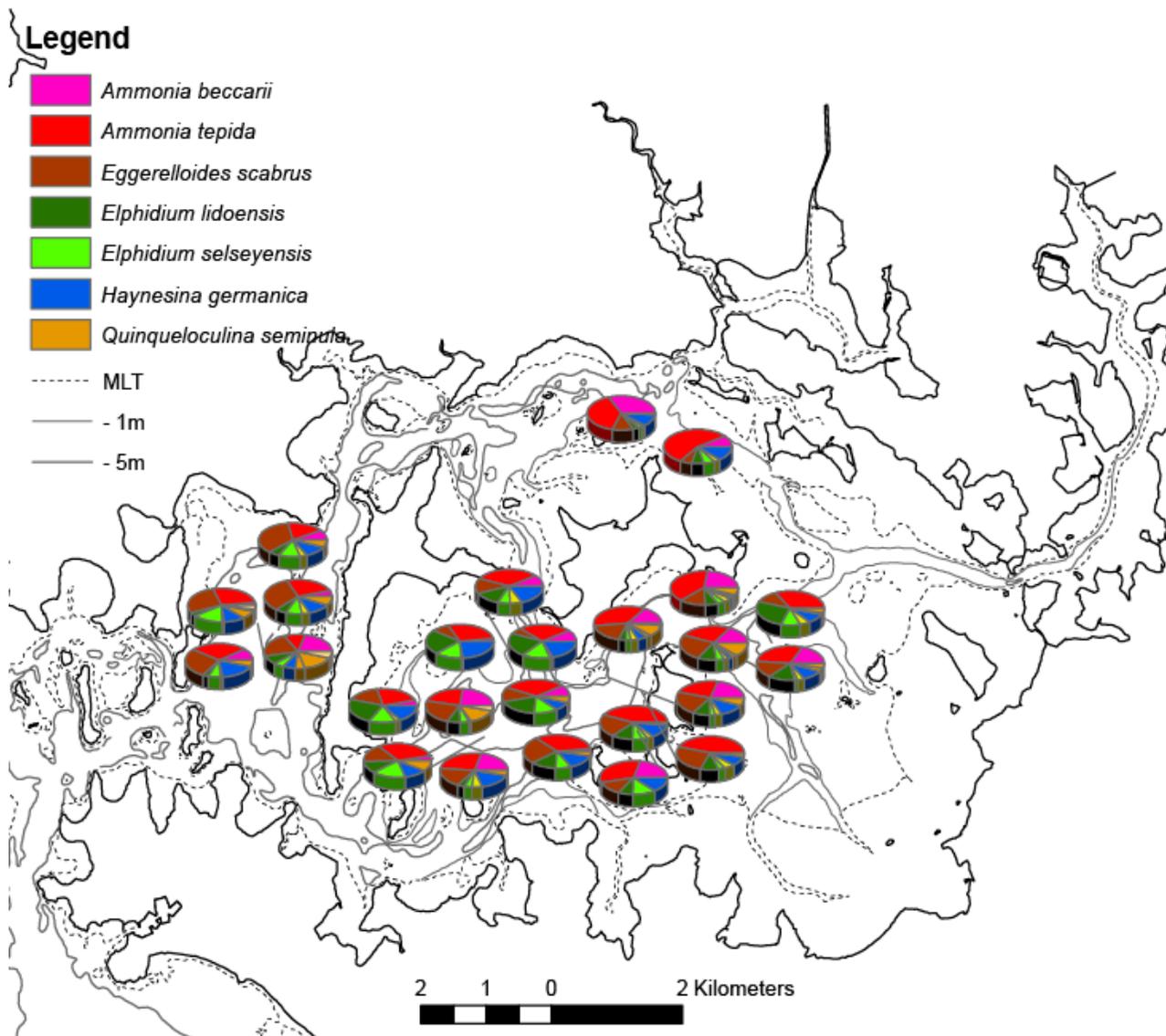


Figure 62. Assemblage 5

VI. Discussion

VI.1. Abondance

L'abondance n'est pas parfaitement couplée à la bathymétrie, l'hydrodynamisme, un type de sédiment particulier ou aux facteurs environnementaux qui varient de l'estuaire vers l'océan. Cependant les plus hautes densités n'apparaissent jamais dans les stations les plus internes, ou dans les chenaux, mais plutôt dans les platiers à proximité des chenaux. Ceci ne s'accorde pas à d'autres études de distribution qui trouvent une relation entre les grandes densités et les conditions de forte énergie et les sédiments plus grossiers (Culver et al., 1996; Woo et al., 1997). Dans les platiers du Golfe, des valeurs maximales se trouvent à côté des valeurs minimales suivant un modèle de distribution en parcelles (*patchiness*) déjà décrit auparavant par de nombreux auteurs (Boltovskoy and Lena, 1969; Morvan et al., 2006). Ce modèle de distribution en parcelles s'explique par un développement de type bloom sous des conditions qui peuvent favoriser quelques espèces et pas d'autres, comme cela peut être le cas des apports d'eaux douces ou de certains types de matière organique provenant des cultures ostréicoles qui favorisent ainsi les espèces opportunistes.

La valeur maximale (110 000 individus en 50 cm³) se trouve dans un endroit à courantologie complexe. Il s'agit d'une zone de confluence entre le courant qui provient du chenal nord et un courant qui contourne le Golfe par le sud-est de l'Île aux Moines en lessivant les parcs à huîtres. *Haynesina germanica* et *Ammonia tepida*, toutes les deux communément décrites comme des espèces opportunistes (Albani et al., 2007; Alve and Murray, 2001), représentent 95% de l'assemblage. Dans cette zone (qui fait partie du biofaciès 1 tout en y étant séparé du reste des stations qui rassemblent le biofaciès 1, normalement concentrées dans un platier très confiné) ces deux espèces peuvent profiter des fortes variations de salinité et des hautes teneurs en matière organique. D'autres valeurs maximales correspondent à des stations situées dans les têtes des petits chenaux tidaux à l'est du Golfe, peut-être appartenant à une zone d'accumulation de coquilles. Dans les deux cas soit l'apport de matière organique par les courants soit la création d'une zone d'accumulation par les mêmes courants pourrait expliquer ces points de forte abondance.

VI.2. Diversité

La richesse spécifique et les indices de diversité des foraminifères benthiques augmentent vers les milieux les plus énergétiques. Comme on a pu voir avec l'alpha de Fisher, les valeurs les plus hautes se trouvent dans le bassin occidental et dans des chenaux où les courants tidaux atteignent des vitesses de l'ordre de 1-1,5 m/s (Marcos, 1996). Ceci s'observe pour les assemblages mort et vivant.

Pour l'assemblage vivant cette forte courantologie peut favoriser certains facteurs écologiques comme l'oxygénation due au rapide renouvellement des eaux et à l'apport de matières organiques provenant des nombreux parcs ostréicoles installés dans le Golfe. De même, des courants de flot ont pu favoriser l'introduction d'individus vivants d'espèces de la plate-forme adjacente, c'est le cas des deux individus du genre *Cibicides* trouvés dans l'assemblage vivant mais pas dans l'assemblage mort : ils sont vraisemblablement introduits dans le Golfe par des agents externes à leur cycle de vie et comme ils ne trouvent pas leurs conditions idéales de vie dans le Golfe, ils ne s'y reproduiront pas et ne pourront pas le coloniser. Ces mécanismes d'introduction d'espèces allochtones mais pas de colonisation ont été déjà décrits par d'autres auteurs (Goubert, 1997; Schönfeld, 2002). Pourtant d'autres espèces introduites peuvent y trouver leurs conditions favorables de vie et s'y reproduire (Alve and Goldstein, 2003).

Pour l'assemblage mort toutes ces raisons sont envisageables mais encore faut-il tenir compte des processus de transport passif, qui introduit des tests morts ou même fossiles, au même titre que des grains de sable. Ces tests morts peuvent provenir de la Baie de Quiberon et même de l'estuaire de la Vilaine (Manaud, 1976; Marcaillou et al., 1996). Le transport, agent principal qui augmente la diversité, provient fondamentalement de l'océan avec les courants de flot, suffisamment compétent pour éroder et entraîner des particules de la plate-forme. Les courants de jusant seraient eux moins efficaces pour l'érosion et le transport dû aux faibles courants et à la nature cohésive des sédiments en amont (dans les marais, par exemple).

Les valeurs minimales des indices de diversité se trouvent dans les environnements les plus calmes et peu profonds de la partie orientale du Golfe. Notamment les valeurs de l'alpha de Fisher en dessous de 5 marquant un confinement de l'environnement, apparaissent dans les biofaciès 0, 1 et 2, assemblages de vasière subtidales peu profondes et intertidales où l'herbier de zostère est présent en plus ou moins grande densité et où les vitesses de courants n'excèdent pas le 0,1 m/s (Marcos et al., 1995). Ces champs de zostères fluctuent énormément au fil des saisons et aussi des années (Denis, 1978). Ainsi, les espèces associées aux zostères peuvent aussi varier.

VI.3. Espèces

Les espèces trouvées dans la couverture sédimentaire actuelle du Golfe du Morbihan sont des espèces largement nommées dans la littérature et associées à un ample spectre d'environnements sédimentaires, pour la plupart peu profonds (Bernhard and Sen Gupta, 1999) : comme des estuaires, lagons, rias, baies et tous les environnements de plate-forme interne avec une embouchure de fleuve à proximité. Ces espèces s'étendent aussi dans toutes les mers du monde à l'exception des mers polaires, où la diversité décroît et où ces taxa sont remplacés par d'autres.

Le genre *Ammonia*, le plus dominant dans le Golfe du Morbihan, est représenté par des espèces avec une large distribution géographique, car elles peuvent supporter des conditions de salinité et température très variables (Walton and Sloan, 1990). Les espèces *Ammonia tepida* et *Ammonia beccarii* sont les plus abondantes dans les milieux littoraux peu profonds ou estuariens. Ce sont des espèces communément décrites comme endofaunes mais habitant préférentiellement dans le premier centimètre de sédiment (Murray, 1991a) car son microhabitat paraît assez limité par la disponibilité en oxygène.

Ammonia tepida, décrite comme une espèce largement euryhaline (Almogi-Labin et al., 1995) est l'espèce la plus cosmopolite du Golfe, elle est présente dans tous les assemblages et elle est dominante dans presque tous. Elle est particulièrement abondante dans le secteur oriental du Golfe du Morbihan et notamment dans la vasière sud orientale où elle atteint (dans le biofaciès 1) 58% de l'assemblage (Figure 63).

Ammonia beccarii apparaît clairement associée aux chenaux, environnements plus hydrodynamiques, plus profonds et où le renouvellement des eaux est plus facile (Figure 63).

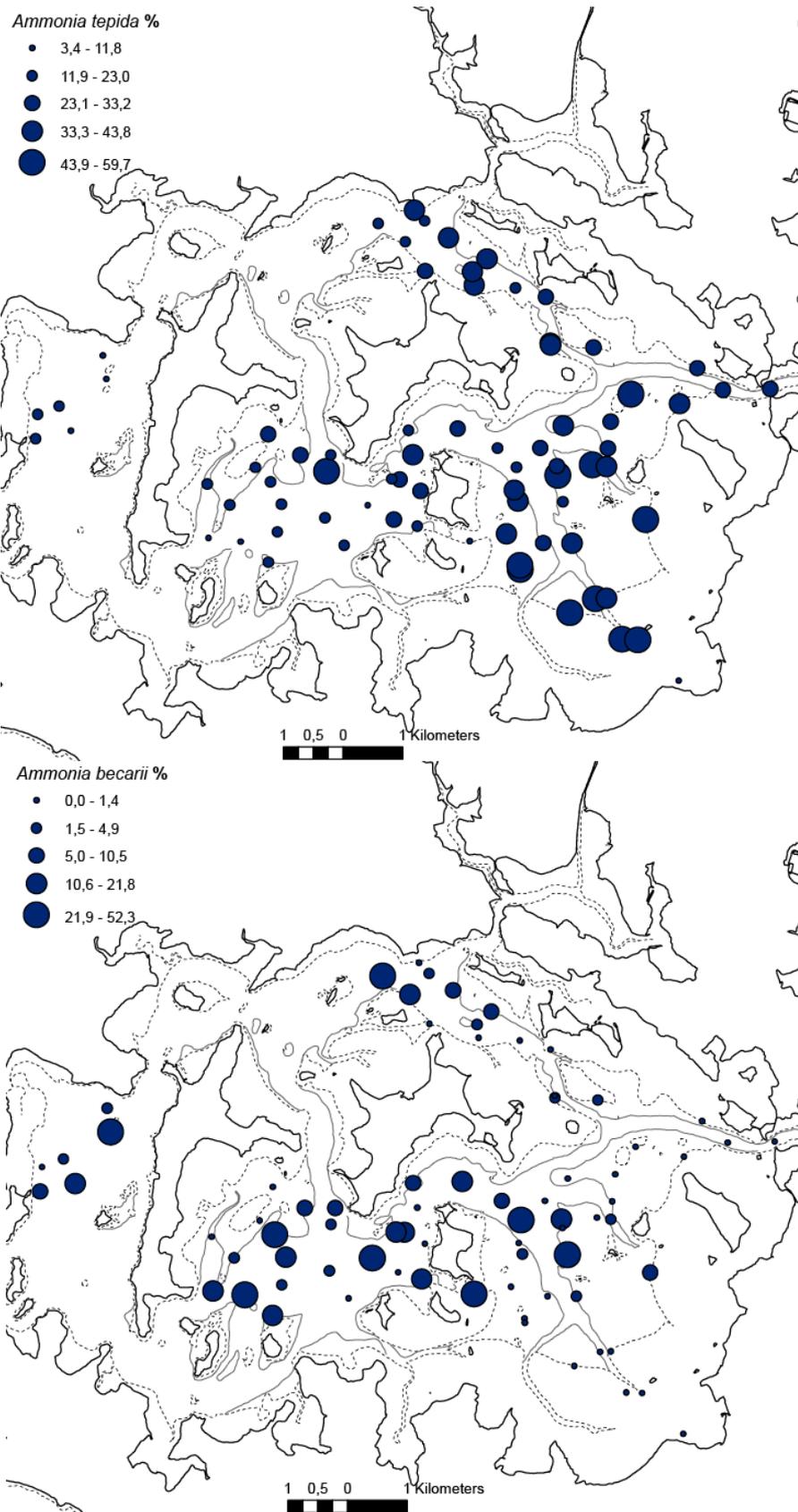


Figure 63. Distribution d'*Ammonia tepida* et *beccarii*, assemblage mort.

Haynesina germanica est l'espèce décrite comme la plus euryhaline de toutes les espèces dominantes et communes habitant le Golfe du Morbihan. Elle est plus tolérante aux changements de salinité que *Ammonia beccarii* (Murray, 1968; Murray, 1991a). Sa culture en laboratoire a démontré qu'elle peut aussi supporter des conditions d'anoxie pendant des semaines (Banner et al., 1994). Elle a été observée habitant des sédiments fins, dans des plaines tidales proches des marais (Culver et al., 2006; Culver et al., 1996; Woo et al., 1997). Dans le Golfe du Morbihan, elle apparaît clairement associée à la vasière confinée ou non confinée, en tout cas elle n'est pas du tout représentative des assemblages de chenaux sous influence continentale comme c'est le cas, par exemple, pour l'estuaire de la Vie (Debenay et al., 2006) (Figure 64). Elle présente parfois des abondances explosives.

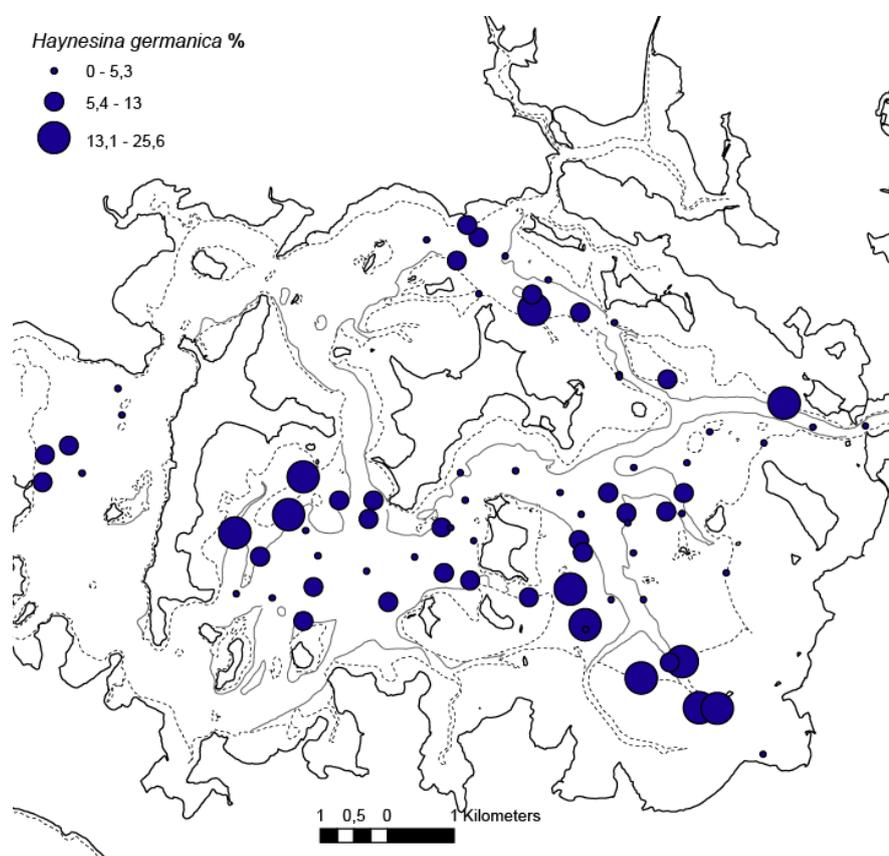


Figure 64. Distribution d'*Haynesina germanica*, assemblage mort.

Eggerelloides scabrus a été décrite dans des environnements de transition (Murray, 1991a) en raison de son caractère euryhalin, mais aussi dans des environnements plus profonds de plate-forme interne (Diz et al., 2004) et moyenne (Mendes et al., 2004). Elle peut vivre sous des valeurs de salinité de 16‰ à 35‰ (Alve & Nagy, 1990) et dans des environnements peu oxygénés (Moodley & Hess, 1992). De plus, Murray (1991) suggère une forme de vie libre, vraisemblablement détritivore et probablement dans des substrats sableux.

Dans le Golfe du Morbihan, *Eggerelloides scabrus* est présente dans presque chaque station, dans les deux bassins, sans montrer un comportement spécifique. Cependant elle est franchement majoritaire (78%) dans le biofaciès 0, situé dans une plaine intertidale où l'herbier à *Zostera noltii* est fortement installé toute l'année (Figure 65). Elle est aussi dominante (>20%) dans le biofaciès 3, celui-ci situé dans la vasière orientale du Golfe au printemps quand l'herbier à *Zostera marina* est en plein développement. Nous voyons donc que *Eggerelloides scabrus* est associée à l'herbier dans le Golfe du Morbihan. En effet cette plante marine, qui sert de piège pour les sédiments fins et la matière organique (pellets fécaux provenant de l'ostréiculture) pourrait procurer à *Eggerelloides scabrus* un microhabitat propice à cette forme détritivore. De plus et d'après les observations d'autres auteurs (Alday et al., 2006; Diz and Frances, 2008; Diz et al., 2004), cette espèce est capable de supporter les bas niveaux d'oxygène issus de la dégradation de cette matière organique. Parallèlement, sa condition d'agglutiné lui confère l'attribut d'être un bon marqueur de cet environnement car il supporte aussi les processus de dissolution post-mortem qui attaque les coquilles calcaires (comme c'est le cas des hyalins et porcelanés) et il pourrait donc se préserver facilement.

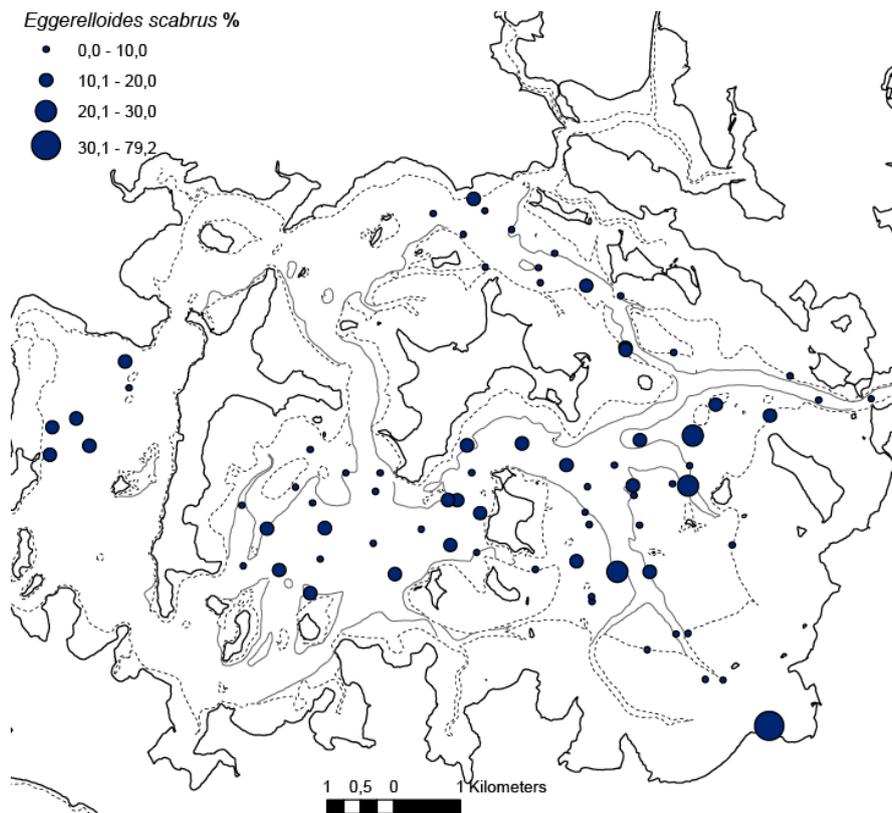


Figure 65. Distribution d'*Eggerelloides scabrus*, assemblage mort.

Elphidium excavatum a été communément décrite comme un foraminifère eutrophique, capable d'habiter des environnements pollués par de la matière organique (Murray, 1991b; Woo et al., 1997) et les métaux lourds (Alve, 1991; Armynot du Châtelet et al., 2004; Leorri and Cearreta, 2004b). Sa distribution dans des environnements littoraux est assez large, mais elle paraît plus abondant dans les sous-environnements un peu plus stables et /ou marins comme les chenaux (Debenay et al., 2006; Goubert, 1997) ou la partie externe du lagon, le *tidal inlet* (Culver et al., 1996; Woo et al., 1997). Dans le Golfe du Morbihan, *Elphidium excavatum* se trouve très associée aux chenaux de marée et son abondance décroît rapidement dans les vasières confinées. Cette espèce présente deux morphotypes : *selseyensis* et *lidoensis*, tous les deux très présents dans le Golfe. La forme *selseyensis* présente une coquille moins calcifiée avec une région ombilicale plus petite et moins ornementée, tandis que *lidoensis* présente une coquille plus calcifiée, plus ronde et lourde. Chaque écomorphotype est associé à des conditions de disponibilité du CaCO₃ (Goubert, 1997).

D'après l'assemblage vivant nous avons trouvé quelques différences spatio-temporelles dans l'apparition de chaque écomorphotype, c'est-à-dire les écomorphotypes présentent une affinité saisonnière : la forme *lidoensis* étant majoritaire en janvier et la forme *selseyensis* majoritaire en avril (Figure 66). La dominance de la forme *lidoensis* en janvier doit provenir du fait qu'il s'agit d'individus qui ont grandi l'été (condition favorable à la précipitation de la calcite). Dans le cas des formes *selseyensis*, il se peut que dans la campagne d'avril nous ayons détecté la formation préférentielle de *selseyensis* juste après la période des pluies et crues de l'hiver et du début du printemps. En effet les crues de janvier et début du printemps doivent affecter fondamentalement la partie nord du Golfe car la plupart du drainage d'eau douce vient de la côte nord du Golfe et pas de la Presqu'île de Rhuys.

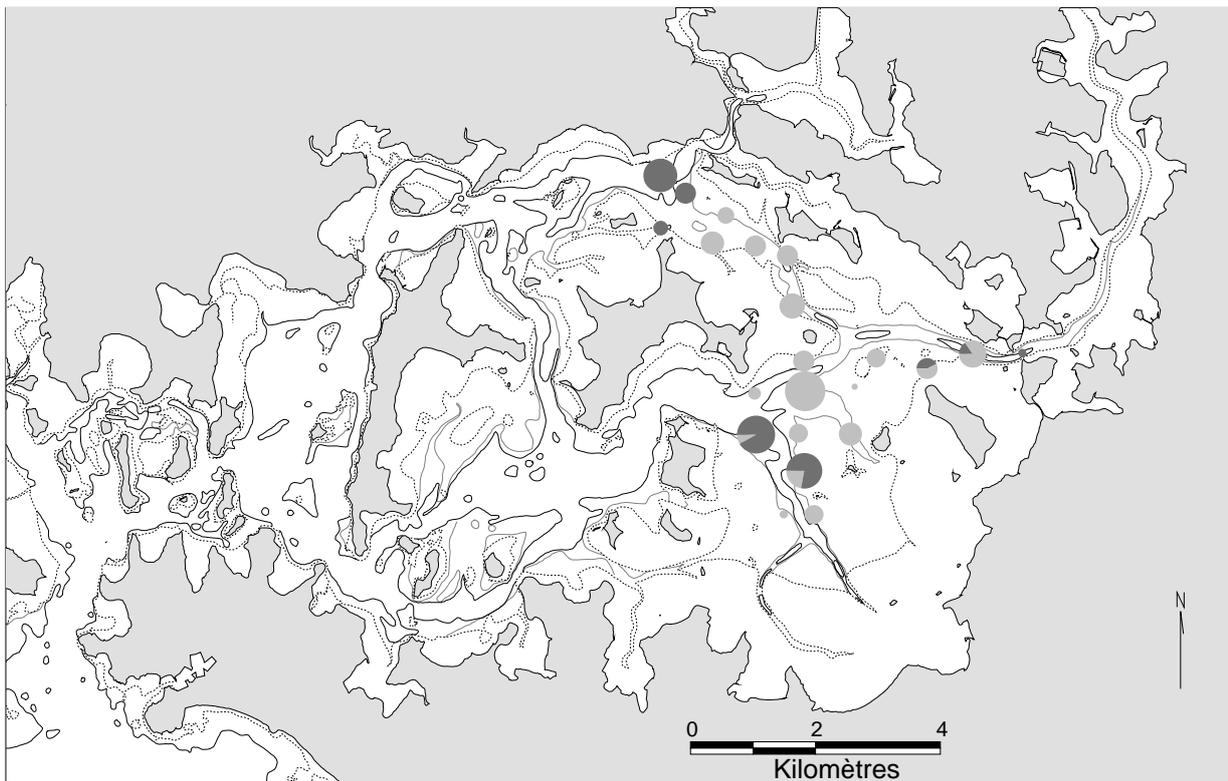
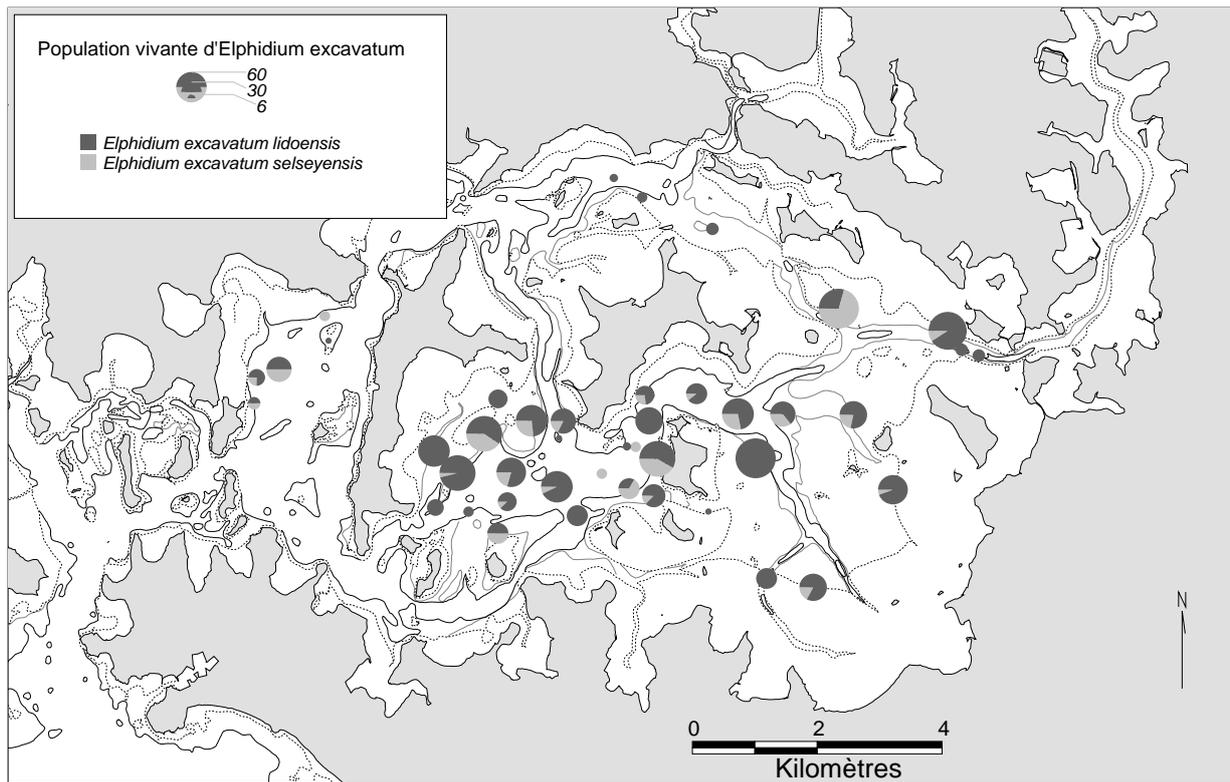


Figure 66. Distribution d'*Elphidium excavatum* forma *selseyensis* et forma *lidoensis*, assemblage vivant (en haut : janvier 2004 ; en bas : avril 2004).

Les autres espèces hyalines accessoires sont principalement des espèces du genre *Elphidium* (*E. poeyanum*, *E. aculeatum*, *E. earlandi*, *E. crispum*). La plupart des *Elphidium* révèlent des conditions plus marines dans le Golfe du Morbihan, en comparaison avec d'autres espèces dominantes (comme *Ammonia spp* ou *Haynesina germanica*), elles apparaissent surtout dans les chenaux et leur présence augmente (comme la biodiversité en général) d'Est en Ouest (Figure 67). Les espèces *aculeatum*, *earlandi*, *gunteri* et *magellanicum* sont plus présentes dans le bassin occidental, alors que les espèces *crispum*, *poeyanum* et *pulvereum* sont majoritairement dans les chenaux de transition.

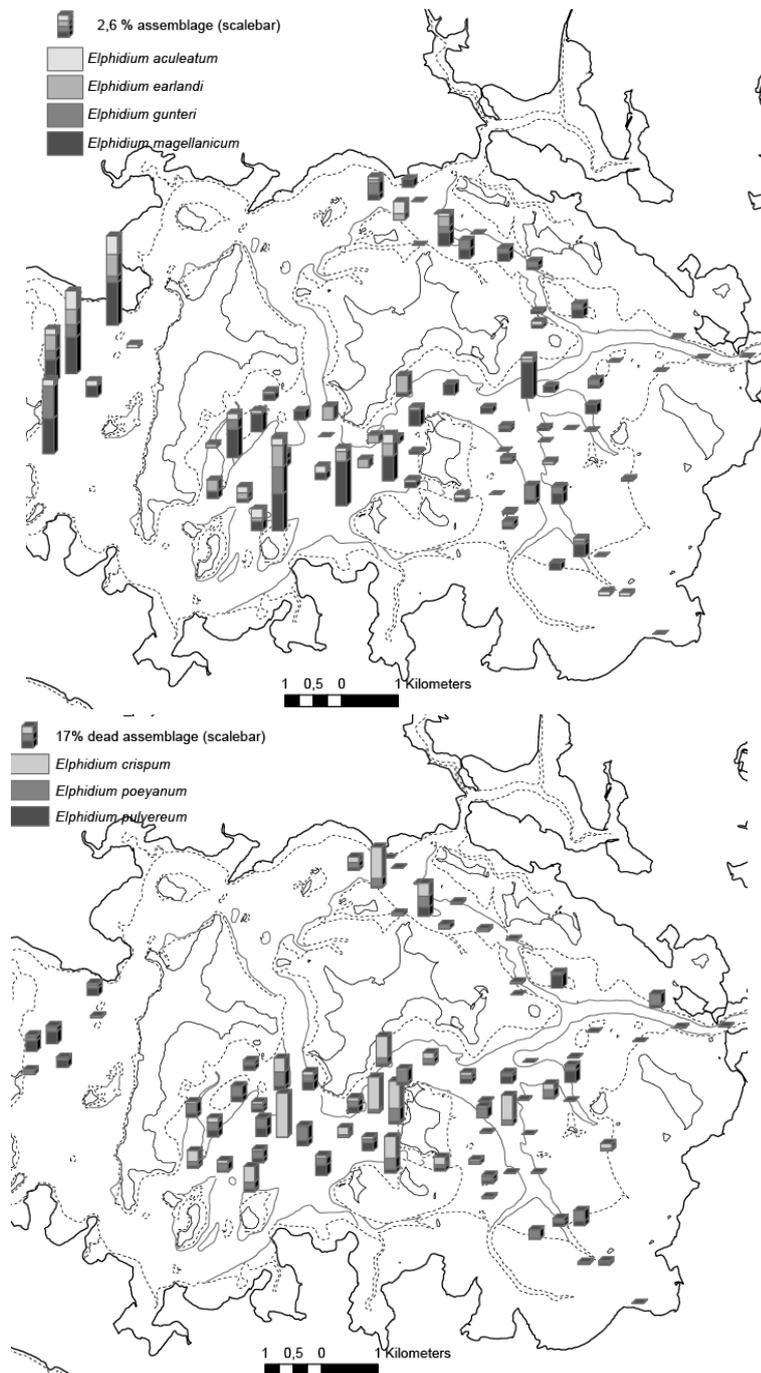


Figure 67. Distribution des *Elphidium* spp : *E. aculeatum* / *E. earlandi* / *E. gunteri* / *E. magellanicum* et *E. crispum* / *E. poeyanum* / *E. pulvereum*, assemblage mort.

Des espèces fixées (*Lobatula lobatula*, *Gavelinopsis praegeri*, *Planorbulina mediterraneensis*, etc) apparaissent principalement dans les chenaux avec les plus fortes valeurs d'hydrodynamisme (Figure 68).

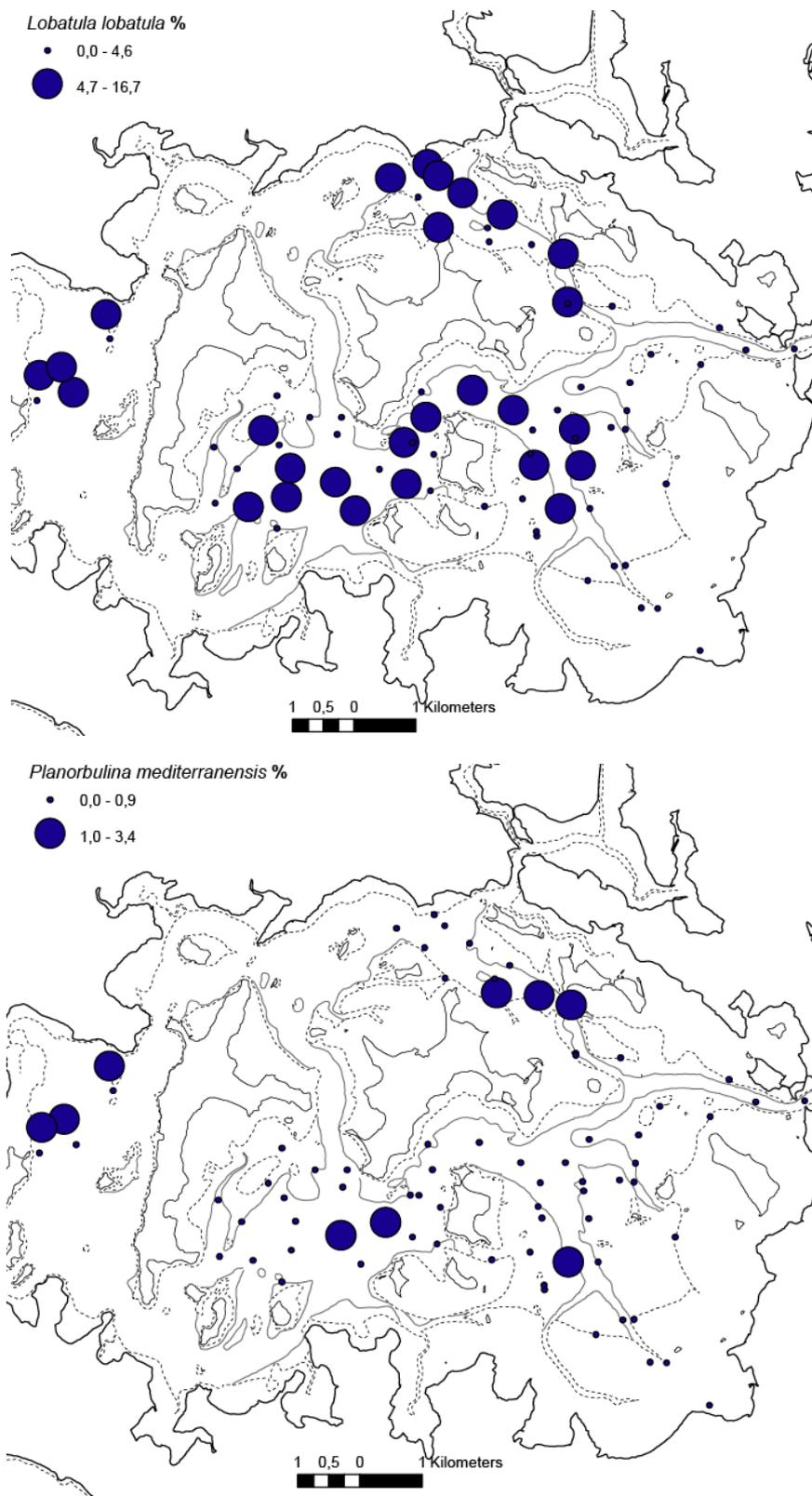


Figure 68. Distribution de *Lobatula lobatula* et de *Planorbulina mediterraneensis*, assemblage mort.

Quinqueloculina seminula a été décrite comme une espèce marine cosmopolite capable de vivre dans un vaste spectre bathymétrique, depuis la frange infralittorale jusqu'à la plate-forme et dans des substrats sableux (Murray, 1991b). Culver et al. (1997) l'ont nommée l'espèce la plus représentative des dépôts de *washover*.

Quinqueloculina seminula, et d'autres espèces porcelanées comme *Quinqueloculina lata*, *Triloculina trigonula* et *Cycloforina sp.* apparaissent plutôt dans des fonds sableux situés au sein des chenaux du bassin occidental et dans la zone de transition de cette étude. Ceci pourrait être en accord avec les autres auteurs ci-dessus dans le sens de porcelanées en tant que bioindicateurs d'une influence plus marine. Or, ce n'est pas toujours le cas car la proportion *Quinqueloculina seminula* augmente dans le bassin oriental dans l'échantillonnage d'Avril et cela n'est pas tout à fait en concordance avec les « conditions marines » puisque en Avril les conditions sont censées être plus « continentales ».

Mais cela est en accord avec les observations faites dans des environnements lagunaires confinés : lagune de Venise, Italie (Albani et al., 1998), lagune d'Araruama, Brésil (Debenay et al., 2001), revue dans Murray (2006).

À part *Eggerelloides scabrus* **les autres espèces agglutinées** du Golfe sont au mieux accessoires ; *Ammoscalaria runiana* étant la plus présente dans le Golfe. Elle est présente surtout dans les vasières et son plus haut pourcentage (comme espèce commune) se trouve dans la vasière intertidale (Figure 69). Associées à elle, d'autres espèces accessoires apparaissent comme *Milliamina fusca*, *Ammobaculites*, *Trochamina inflata* toutes des espèces communément décrites dans des zones intertidales (voir diagramme ternaire de Murray, 1991) et proches des marais, voire supratidales (Scott & Medioli, 1978 ; Gerhels, 1994 ; Horton, 1999). Ces trois dernières présentent de très petits pourcentages, il est possible qu'elles soient transportées depuis les marais adjacents par les courants de jusant, notamment pour l'échantillon du chenal de la Rivière de Noyal (Figure 69).

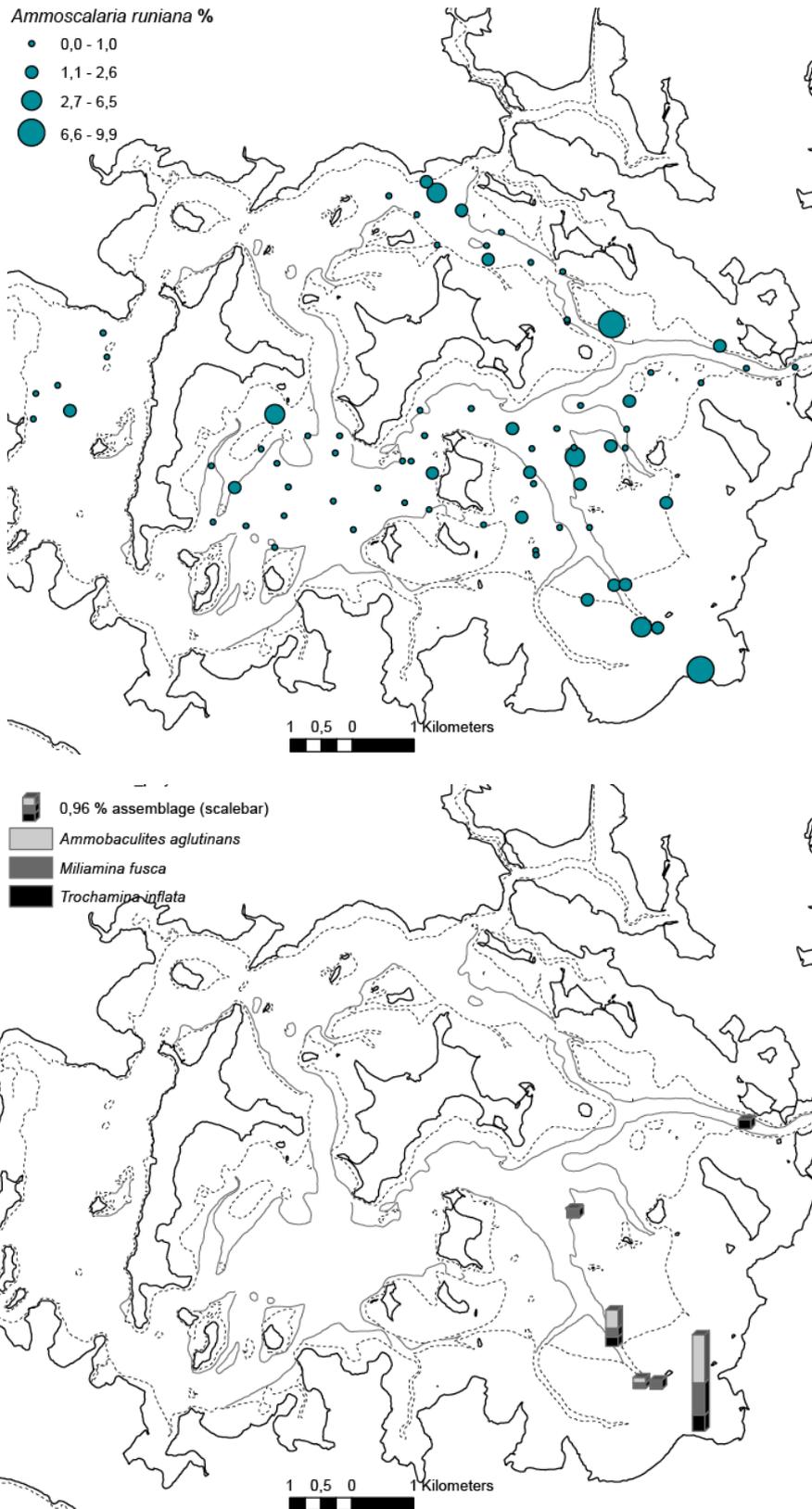


Figure 69. Distribution des espèces agglutinées accessoires, assemblage mort.

VI.4. Assemblages

Six biofaciès actuels ont été inventoriés dans le Golfe du Morbihan d'après l'assemblage mort, ils sont décrits ci-dessous et illustrés dans la figure 70 :

➤ *Vasière intertidale couverte par Zostera noltii*, fondamentalement occupée par *Eggerelloides scabrus* (78%) et d'autres espèces agglutinées typiques des environnements intertidaux et supratidaux. Néanmoins quelques spécimens hyalins étaient partialement ou complètement décalcifiés laissant voir la couche organique interne (*lining*) dans le cas d'*Ammonia tepida*. De plus, même si l'assemblage vivant n'est pas détaillé dans cette étude (car le nombre des individus vivant piqués par échantillons n'est pas statistiquement représentatif), dans le cas de l'assemblage 0 la comparaison entre vivant et mort est assez révélatrice car l'abondance relative des tests calcaires est considérablement plus haute que dans l'assemblage mort : 7 spécimens d'*Eggerelloides scabrus* ont été trouvés *versus* 7 de *Quinqueloculina seminula* et 5 d'*Ammonia tepida*. Or, une taphonomie précoce a lieu dans cet environnement en modifiant drastiquement l'assemblage mort à travers la dissolution des tests calcaires. Les processus de dissolution sont très communs dans des sites confinés partout dans le monde (Murray and Alve, 1999a) et cet environnement est particulièrement propice à la dissolution des tests carbonatés grâce à l'existence de *Zostera noltii*. Le fait de ne pas avoir de traces de *Q. seminula* dans l'assemblage mort montre une susceptibilité différentielle face à la dissolution en fonction de la structure différente de la paroi de calcite (Moreno et al., 2007).

➤ *Vasière confinée*, formée par un assemblage à très faible diversité spécifique, avec comme espèce dominante la plus cosmopolite : *Ammonia tepida*. Les autres espèces communes *Haynesina germanica* et *Elphidium excavatum* sont des espèces faciles à trouver dans des sédiments vaseux subtidaux et intertidaux (Alve and Murray, 1999) la dernière étant, en moindre proportion, plus proximale dans les endroits les plus confinés. Le confinement dans cet endroit est provoqué par la diminution des vitesses des courantstidaux dans la vaste plaine interne où les chenaux disparaissent presque en raison d'une sédimentation très fine avec un taux très haut de matière organique. C'est un endroit également partiellement couvert de *Zostera marina*, ce qui accroît d'autant plus la sédimentation et les apports en matière organique.

➤ *Vasière exposée*. Assemblage assez similaire à celui de la vasière confinée mais avec une plus grande diversité et une moindre dominance. Cette fois-ci, la dominance est partagée entre *Ammonia tepida* et *Elphidium excavatum*, avec *Haynesina germanica*, *Eggerelloides scabrus*, *Ammoscalaria* et *E. williamsonii* aussi présentes. La

raison de l'augmentation de *Elphidium excavatum* dans l'assemblage doit être la proximité des chenaux.

➤ **Bloom printanier ou conditions de crues.** Aussi dans le bassin oriental mais un peu plus au Nord où l'influence des apports continentaux augmente, l'assemblage dominé par *Ammonia tepida* voit aussi sa diversité augmenter avec des espèces communes comme *Elphidium excavatum*, *Eggerelloides scabrus* et des apparitions d'espèces accessoires comme *Quinqueloculina seminula* et *Lobatula lobatula*. Les échantillons formant cet assemblage ont été prélevés en avril après un mois de mars 2004 pluvieux caractérisé par des crues, c'est-à-dire un apport supplémentaire d'eau douce et de nutriments. De plus, l'augmentation de l'insolation au printemps provoque le développement rapide de l'herbier en couvrant la plupart du bassin oriental (Denis, 1978; Denis and Maheo, 1978). *Lobatula lobatula* est une espèce épifaune fixée et filtreur très souvent mise en relation avec des conditions hydrodynamiques énergétiques (Alves Martins and Ruivo Dragao Gomes, 2004) ; or un plus fort apport d'eau douce entraînant plus d'hydrodynamisme et du matériel en suspension devrait lui convenir comme microhabitat. *Eggerelloides scabrus* présente les caractéristiques nécessaires pour être associée au développement de *Zostera*.

➤ **Chenal de marée.** Les environnements de chenaux de 4 mètres de profondeur, au moins, et subissant des vitesses de courants tidaux d'au moins 0,25 m/s sont caractérisés par l'existence d'*Ammonia beccarii* comme espèce dominante. Dans cette étude nous avons fait la différence entre deux morphotypes d'*Ammonia beccarii* : (1) *A beccarii var. beccarii* et (2) *A beccarii var. tepida* selon les descriptions morphologiques de Debenay et al. (1998). Ainsi nous appelons *Ammonia beccarii* la forme stricte *beccarii* (Jorissen, 1988) (c'est-à-dire plus grande, plus calcifiée et très ornementée). Les autres morphotypes décrits par (Debenay et al., 1998; Redois, 1996) comme *Ammonia parkinsoniana* et *Ammonia tepida* ont été comptés ensemble comme des *A tepida*, d'après les difficultés rencontrées pour différencier les deux espèces et les formes intermédiaires. D'après la littérature *Ammonia beccarii* paraît être le morphotype le plus marin : il a besoin de conditions relativement plus froides et plus salées (Walton and Sloan, 1990) alors que *A tepida* peut supporter de plus larges variations de ces deux paramètres (Almogi-Labin et al., 1995). Cela paraît donc normal de trouver *A. beccarii* spatialement restreinte dans les chenaux et pas dans les vasières. Dans ces assemblages de chenaux de marée, elle apparaît accompagnée par *Eggerelloides scabrus*, *Quinqueloculina seminula* et *Lobatula lobatula* dans les axes des chenaux. Des apparitions de *Elphidium excavatum*, *Haynesina* et *Ammonia tepida* ont lieu à proximité des vasières.

➤ **Bassin occidental-apports marins.** Dans les environnements des chenaux des bassins de transition et occidental, nous trouvons les plus hautes valeurs de diversité. Les espèces communes étant *Ammonia tepida*, *Eggerelloides scabrus*, et *Elphidium excavatum*. De nombreuses espèces accessoires des genres *Elphidium*, *Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Cibicides* et *Lobatula* sont aussi présentes. D'après l'intensité des courants (autour de 1m/s) et en raison de la proximité de l'entrée du Golfe, l'agent responsable de cet assemblage doit être principalement les courants de flot transportant du matériel plus marin de la plate-forme (des espèces exotiques).

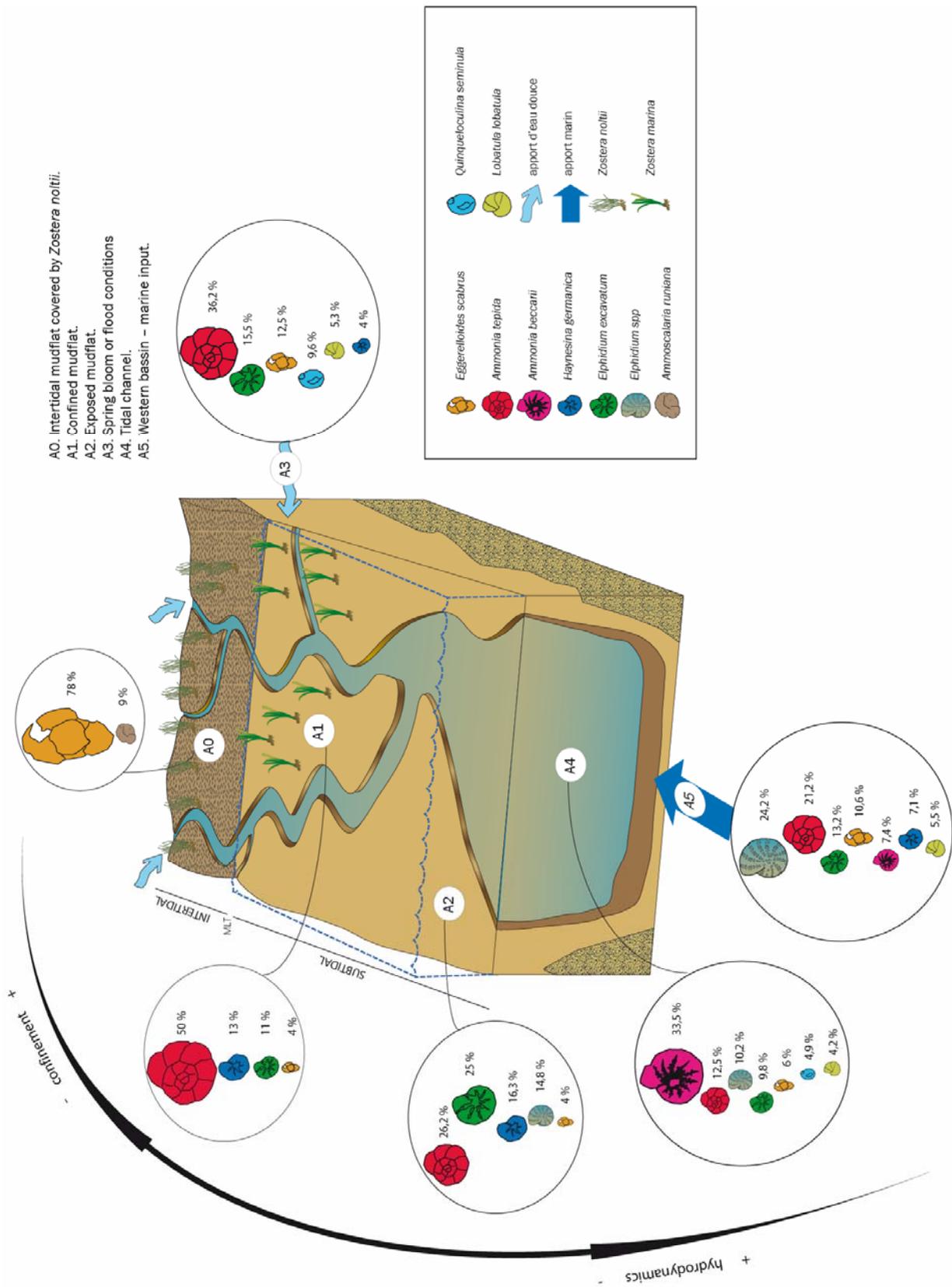


Figure 70. Scénario du comportement biosédimentaire du système tidal du Golfe du Morbihan.

VII. Conclusions

Nous avons étudié les foraminifères benthiques actuels du Golfe du Morbihan et les facteurs contrôlant leur distribution. D'après nos résultats et interprétations, plusieurs conclusions peuvent s'énoncer :

La population des foraminifères benthiques du Golfe du Morbihan est dominée par les genres *Ammonia*, *Eggerelloides*, *Haynesina* et *Elphidium*. Les espèces dominantes sont typiques des environnements littoraux.

La biodiversité augmente avec l'hydrodynamisme, cela peut être observé à deux échelles : (1) à l'échelle de la variation latérale des environnements sédimentaires (vasière - chenal - vasière), (2) à l'échelle géographique depuis le bassin oriental (contexte estuarien) vers le bassin occidental (contexte marin).

L'abondance ne s'accorde pas avec un comportement linéaire, elle ne suit donc pas la distribution d'un paramètre environnemental estuarien comme ceux discutés ici. Cependant elle pourrait s'expliquer par une distribution en patches avec des valeurs maximales dans des vasières exposées.

Cinq assemblages majeurs caractérisant cinq environnements de dépôt ont été reconnus : deux sont en rapport avec les chenaux et le bassin occidental et révèlent des conditions plus marines ; et trois sont en rapport avec la vasière et suivent une distribution contrôlée par le confinement.

Un sixième assemblage se trouve modifié temporellement par les conditions de printemps.

Des processus taphonomiques sont présents dans quelques endroits et sont susceptibles de modifier l'assemblage mort, c'est le cas dans les environnements très riches en matière organique où la dissolution totale ou partielle des tests carbonatés peut avoir lieu. Des processus de transport dus aux forts courants ont également été mis en évidence par l'existence d'espèces allochtones provenant de la plate-forme. Ce transport est plus efficace dans le sens du flot, car des espèces allochtones provenant de la plate-forme ont été trouvées dans les chenaux. Dans le sens du jusant le transport ne doit pas être si important car des espèces typiques des marais n'ont pas été significativement trouvés dans des environnements subtidaux.

Finalement un schéma biosédimentaire a été dessiné pour le système tidal du Golfe du Morbihan et ses environnements. Celui ci pouvant servir d'état des lieux de référence pour des études paléoenvironnementales ou environnementales postérieures (pour l'évaluation de l'impact d'un possible événement polluant).

CHAPITRE 5. LE REMPLISSAGE TARDI-HOLOCENE DU GOLFE DU MORBIHAN : UNE ÉTUDE PALEOENVIRONNEMENTALE

I. Résumé

L'étude de l'histoire sédimentaire du Golfe du Morbihan à partir des paléoenvironnements n'avait pas encore été faite. Un des meilleurs outils pour une reconstitution paléoenvironnementale dans ce type d'environnements estuariens nous semble être les foraminifères benthiques à cause de leur grande diversité spécifique, leur aptitude en tant qu'assemblages à révéler des conditions environnementales très restreintes et surtout leur bonne préservation dans le sédiment.

En Novembre 2005, une campagne de carottage a été réalisée dans le Golfe du Morbihan durant laquelle 27 carottes ont été prélevées. Une description lithologique a été faite pour chacune des carottes, puis 4 d'entre elles, appartenant à la partie sud-orientale et traversant les plus grandes épaisseurs, ont été choisies pour l'analyse des foraminifères et datées par AMS. Deux de ces quatre carottes comportent toute la séquence de remplissage depuis la roche mère jusqu'à la sédimentation actuelle.

Les quatre carottes analysées présentent majoritairement des faciès estuariens intertidaux et subtidaux ; ainsi les changements lithologiques existants sont des passages du chenal à la plaine tidale (subtidal - intertidal inférieur et champ de zostères). Les faciès de plaine tidale sont représentés par une fraction argilo-silteuse avec des éventuels niveaux à débris de coquilles.

À partir des carottes prélevées en domaine subtidal, la reconstruction paléoenvironnementale n'est pas facile en raison du type d'environnements de dépôt et du type de sédiments. Ainsi, la corrélation lithologique entre carottes n'est pas toujours possible et de plus les datations montrent des milieux soumis à de multiples événements érosifs.

Les assemblages de foraminifères benthiques analysés dans ces sondages ont été d'abord calibrés avec les espèces locales analysées auparavant lors d'une étude de distribution spatiale des foraminifères benthiques actuels faite dans le même site et dont les résultats ont été présentés dans le chapitre précédent. Les foraminifères benthiques peuvent apporter dans ce cas un ajout d'information de type environnemental très utile pour l'interprétation d'une succession d'événements, car très souvent des changements dans les assemblages ont été enregistrés à des niveaux où il n'y a pas de changement lithologique. Il a donc été possible à partir de ces différentes carottes de reconstituer, en partie, l'histoire du comblement de la partie orientale du Golfe du Morbihan, dans un cadre chronologique tardi-holocène.

II. Introduction

Bien qu'avec les méthodes géophysiques, le type de remplissage ait pu être estimé dans le cas du Golfe du Morbihan ainsi que la fenêtre de temps qu'il représente, l'analyse des carottes s'avère être une étape obligatoire pour connaître la vraie lithologie, les faciès sédimentaires et les changements ou non changements qui ont pu se produire au cours du remplissage. Si l'on ajoute une analyse de la microfaune le résultat sera un panorama plus complet dans l'étude de la succession d'événements climatiques et/ou environnementaux qui a eu lieu dans le Golfe du Morbihan au cours du temps.

Le présent chapitre traite de l'analyse des carottes sédimentaires prélevées dans une vase protégée suivant un profil terre-mer. L'objectif est de reconstituer les environnements enregistrés dans le Golfe du Morbihan depuis son envahissement par l'océan jusqu'à nos jours. Dans un premier temps, une description lithologique a été réalisée sur des carottes sédimentaires afin d'établir une corrélation lithostratigraphique encadrée par une chronologie absolue. Dans un deuxième temps, l'étude a été centrée sur l'analyse des assemblages de foraminifères benthiques fossiles et leur interprétation en tant qu'indicateurs de paléoenvironnements.

Enfin, avec l'ensemble des données, la succession d'événements enregistrés dans le Golfe du Morbihan pendant l'holocène terminal et les possibles causes ou agents de contrôle sont discutés.

III. Matériels et Méthodes

III.1. Mission Carottage : ViVan 2005

En Novembre 2005, une campagne de carottage a été réalisée dans le Golfe du Morbihan avec l'aide du Département de Géosciences Marines et Aménagement du Territoire de l'Université de Vigo, Espagne. Nous avons utilisé leur carottier manuel à succion TESS I (Mendez et al., 2003) dans le secteur oriental du Golfe (depuis la rivière de Noyal jusqu'à l'alignement Pointe de Bénance - chenal de Vannes). 27 points de carottage ont été échantillonnés dans l'ensemble de la zone choisie (Figure 71). Le carottier contient des tubes de PVC de 4 cm de diamètre et 4 m de long, mais à cause de la forte compaction, nous avons utilisé des tubes de 6 cm de diamètre dans quelques stations d'échantillonnage en les enfonçant manuellement sans piston. La compaction du sédiment était assez élevée (atteignant parfois 70%) surtout dans la partie sud-orientale au niveau de la vase confinée.

Toutes les caractéristiques des carottes sont regroupées dans le tableau 9.

n° Carotte	latitude GPS	longitude GPS	Pénétration (cm)	Longueur carotte (cm)	Compaction (%)	Remarques
VIVAN 1	47° 32,701	2° 44,353	122	85	30	
VIVAN 2	47° 32,795	2° 44,353	sac	sac		
VIVAN 3	47° 32,796	2° 44,355	170	50	71	
VIVAN 4	47° 32,814	2° 44,574	220	71	68	
VIVAN 5	47° 33,074	2° 44,900	222	74	67	
VIVAN 6	47° 33,080	2° 45,120	276	59	79	
VIVAN 7	47° 33,079	2° 45,114	190	104	45	
VIVAN 8	47° 33,383	2° 45,227	308	104	66	
VIVAN 9	47° 33,449	2° 45,466	282	78	72	
VIVAN 10	47° 32,975	2° 46,156	296	73	75	top perdu (3 cm)
VIVAN 11	47° 32,975	2° 46,156	285	64	78	
VIVAN 12	47° 32,912	2° 46,227	317	101	68	
VIVAN 13	47° 32,915	2° 46,226	157	84	46	
VIVAN 14	47° 37,292	2° 45,037	10	10	0	sac
VIVAN 15	47° 37,146	2° 44,851	40	30	25	
VIVAN 16	47° 37,251	2° 44,614	140	55	61	
VIVAN 17	47° 37,251	2° 44,614	199	127	36	
VIVAN 18	47° 36,966	2° 46,492	238	114	52	
VIVAN 19	47° 36,260	2° 46,037	130	25	81	sac
VIVAN 20	47° 36,260	2° 46,037	173	53	69	
VIVAN 21	47° 35,785	2° 45,815	sac	sac		sac
VIVAN 22	47° 35,785	2° 45,815	69	49	29	top perdu (5 cm dans un sac)
VIVAN 23	47° 35,582	2° 45,572	50	15	70	sac
VIVAN 24	47° 35,545	2° 46,210	74	52	30	
VIVAN 25	47° 35,716	2° 42,284	325	97	70	
VIVAN 26	47° 35,716	2° 42,284	229	115	50	
VIVAN 27	47° 37,040	2° 41,616	176	101	43	
VIVAN 28	47° 37,550	2° 41,856	222	90	59	

Tableau 9. Position et longueur des carottes prélevées au cours de la mission ViVan.

Notre zone d'étude est centrée plus précisément sur la vasière sud-orientale du Golfe. Les carottes qui ont été principalement étudiées sont réparties le long d'un profil terre-mer parallèle au chenal principal de marée qui disparaît dans la plaine intertidale. Deux carottes ont été prélevées dans l'axe du chenal (V5 et V9) et six carottes au niveau des vasières associées proches au chenal (V1, V3, V4, V6, V7 et V8).

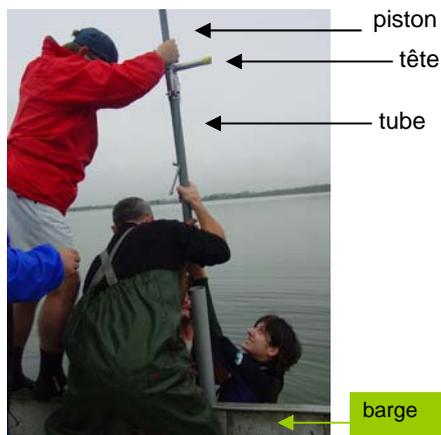
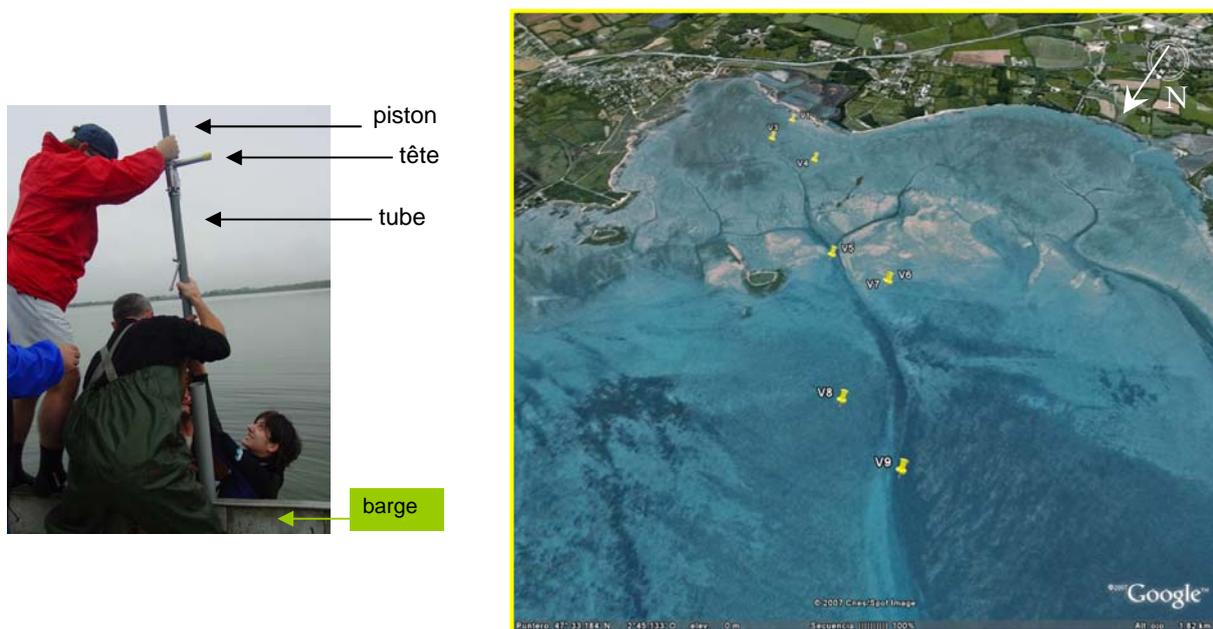


Figure 71. Plan de position de la mission ViVan.

Les carottes les plus à terre (V1, V3 et V4) se trouvent entre le subtidal supérieur et l'intertidal caractérisé par la vasière fixée par *Zostera noltii*. Ces carottes traversent toute l'épaisseur du remplissage jusqu'à la roche mère (Figure 72).

Les carottes les plus distales se trouvent toutes à une cote subtidale peu profonde de 0,5 m dans la plaine de marée (V6, V7 et V8) et à une cote de 3 m dans le chenal (V5 et V9). Elles ne traversent pas toute l'épaisseur du remplissage jusqu'au socle (sauf

V5), mais on peut localiser leurs bases d'après la profondeur de pénétration et les replacer sur les profils sismiques *Geogolfe 29* et *Geogolfe 30* (Figure 72).

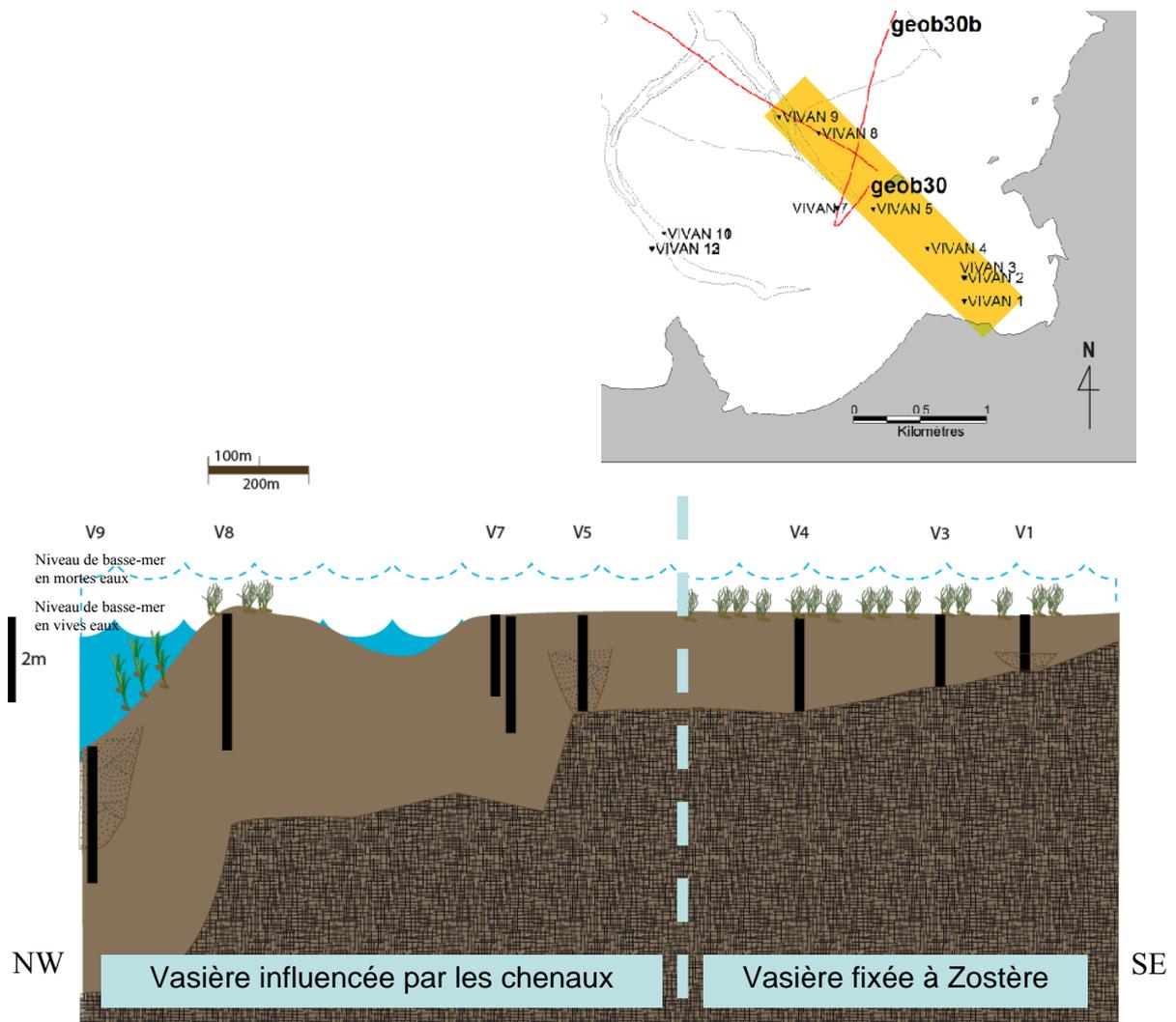


Figure 72. Plan de position des carottes choisies pour notre étude et projection de ces carottes dans une coupe terre mer.

III.2. Procédures au laboratoire : ouverture, description et échantillonnage des carottes

Après le prélèvement, les carottes ont été stockées dans une chambre froide à une température constante de 5°C, dans le but de préserver les sédiments de poussées bactériennes et/ou d'une dégradation trop rapide de la matière organique de surface, ce qui pourrait acidifier le milieu et dissoudre partiellement ou complètement les tests des microfaunes benthiques (Murray, 1991a). Le stockage dans la chambre froide nous permet de travailler et de dépouiller les carottes une par une.

Les carottes ont été ouvertes avec une scie électrique en faisant deux coupures longitudinales et diamétralement opposées. Avec un fil à couper le beurre, la carotte sédimentaire était séparée en deux sections symétriques sans trop perturber les surfaces. Finalement les deux moitiés étaient rapidement séparées pour qu'elles ne se recollent pas à nouveau (Figure 73).

Une fois les carottes ouvertes, une photo numérique était prise (sans tarder pour garder la coloration et la limite redox d'origine) et un log sédimentaire synthétique était fait pour chaque carotte. Après la description de la carotte, on procédait à l'échantillonnage. Pour chaque échantillon, une tranche de 1 cm de sédiment était prélevée, ce qui représente un volume de 12 cm³ pour la carotte de 4 cm de diamètre et de 28 cm³ pour celle de 6 cm de diamètre. Tous les comptages de foraminifères ont été rapportés à 10 cm³.

Les points d'échantillonnage étaient choisis suivant deux critères : le suivi du temps potentiellement enregistré dans les carottes et la corrélation spatiale des changements de faciès visibles dans les carottes. Ainsi, nous avons choisi de prendre un pas d'échantillonnage constant de 10 cm sur les faciès continus et de prélever de part et d'autre de chaque changement de faciès. Le résultat était d'une moyenne de 11 échantillons par carotte.



Figure 73. Ouverture des carottes et traitement des échantillons.

Le traitement des échantillons pour l'analyse de foraminifères suit les mêmes étapes que celui décrit dans le chapitre 3 (tamisage en humide et séchage), la coloration et l'arrêt de la dégradation de matière organique se faisant seulement sur les échantillons prélevés au sommet de la carotte, où l'assemblage vivant est présent (Figure 73).

III.3. Stockage des données et traitement statistique

La localisation des carottes est saisie dans la base de données SIG afin de pouvoir créer des cartes. Les résultats bruts des comptages sont transférés dans une feuille Excel© qui sert à l'archivage de chaque carotte.

Avec les données brutes des comptages des carottes, nous avons tout d'abord calculé le pourcentage de chaque espèce présente dans l'échantillon et réalisé des courbes de variabilité verticale (temporelle) de l'abondance relative des espèces majoritaires. Ces courbes étaient comparées avec la description lithologique de chaque carotte (Figure 74). Le logiciel PAST a été aussi utilisé pour le calcul des paramètres de diversité et pour l'analyse de type cluster en mode Q, comme dans le chapitre précédent.

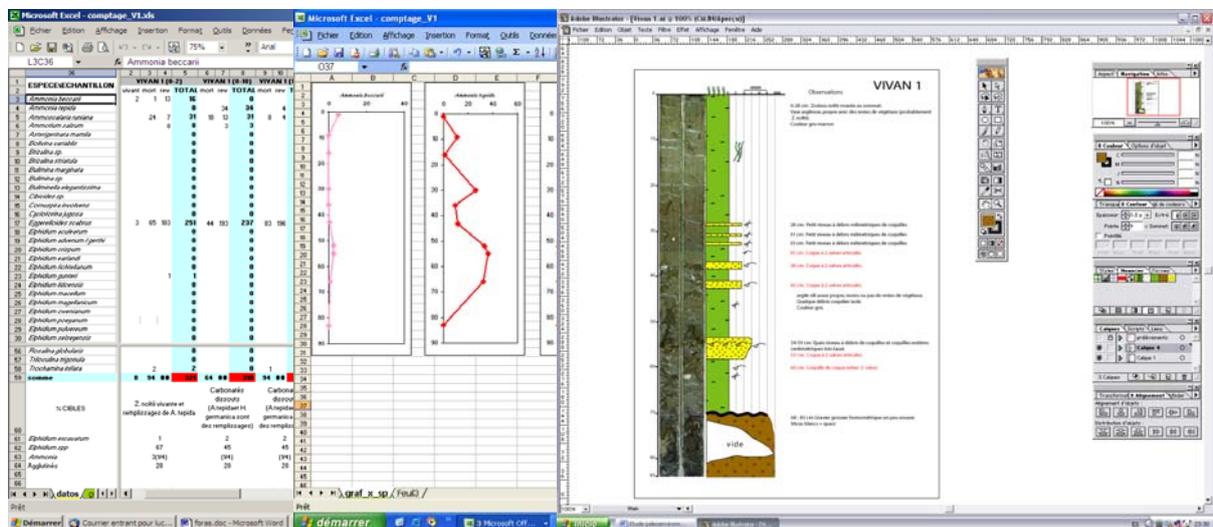


Figure 74. Feuille de comptage et traitement statistique des foraminifères des carottes. La variabilité verticale de l'abondance relative est aussi réalisée sur Excel, puis représentée avec le log lithologique sur Adobe Illustrator.

IV. Résultats

IV.1. Description des carottes

Les carottes prélevées au sud-est du Golfe présentent plus ou moins les mêmes types de faciès sédimentaires, à savoir qu'il s'agit en général de vase argilo-silteuse très souvent riche en matière organique d'origine végétale visible (restes d'herbier) avec parfois quelques niveaux plus riches en débris coquilliers ou en coquilles entières. On décrit ici brièvement les carottes étudiées par groupes, tous les logs sédimentaires de toutes les carottes prélevées et leurs descriptions détaillées se trouvant dans l'Annexe 1.

Le groupe des carottes plus à terre V1, V3 et V4 montre l'intégralité du remplissage sédimentaire du socle rocheux au fond marin actuel (fixé par *Zostera noltii*). Elles présentent de la base au toit la succession suivante de faciès :

- des graviers et de restes d'altérites et de micas blancs, témoins du contact avec le socle à la base. La limite avec l'unité suivante vaso-silteuse est nette,
- une unité de vase silteuse avec des niveaux de débris de coquilles et de coquilles entières envasées,
- une unité de vase à restes de végétaux jusqu'au sommet, aujourd'hui colonisé par *Zostera noltii*.

Le groupe de carottes plus distales se trouve à proximité du chenal (V6, V7 et V8) ou dans le chenal (V5 et V9), et ne traversent pas tout le remplissage sédimentaire, à l'exception de V5. Elles présentent des faciès à vase argilo-silteuse avec des niveaux plus riches en coquilles entières et en débris. Il y a des individus entiers, bien préservés (souvent des bivalves, *Loripes lucinalis* étant le plus commun dans le registre fossile de cet endroit) et isolés dans un niveau de vase ; et parfois des individus également entiers bien préservés (soit des bivalves comme *Loripes lucinalis*, *Cerastoderma glaucum* ; soit des gastéropodes comme *Bittium reticulatum*, *Hydrobia sp.*) mais dans des niveaux riches à très riches en débris de coquilles.

Les deux carottes V5 et V9, prélevées dans le chenal, présentent deux niveaux nets et très compacts à débris de coquilles proche du sommet.

Les deux carottes V6 et V7, prélevées au même point de la plaine de marée, présentent beaucoup de restes de végétaux par amas. Il s'agit de feuilles reconnaissables de *Zostera noltii*, espèce qui couvre aujourd'hui la zone.

La carotte V8, se trouvant aussi au niveau de la plaine de marée couverte de *Zostera noltii*, présente des restes éparpillés de *Zostera noltii* jusqu'à la cote 70 cm où des restes des grosses feuilles de *Zostera marina* commencent à apparaître.

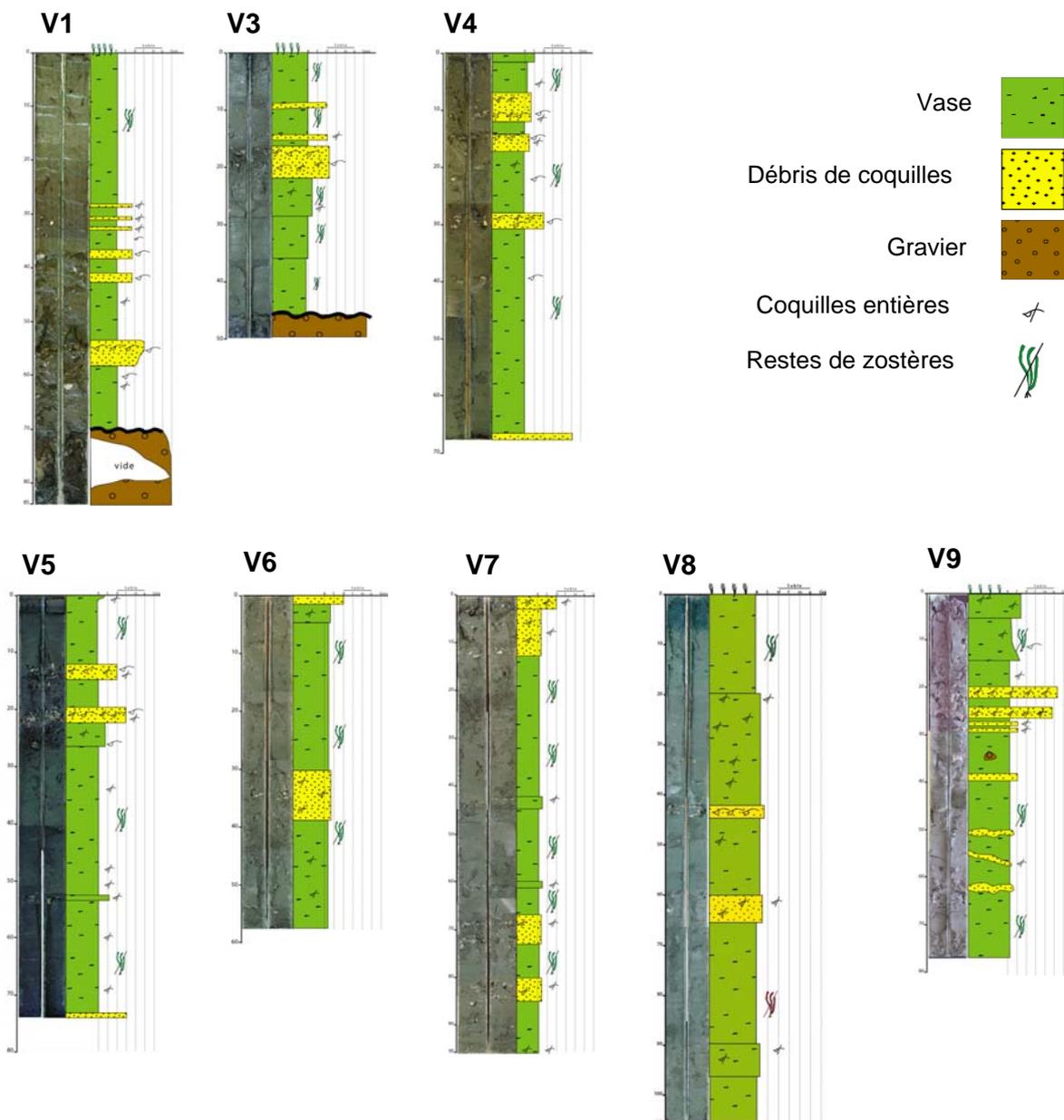


Figure 75. Log sédimentaire synthétique des carottes (voir le reste de carottes en annexe 3).

IV.2. Datations

Quelques individus entiers trouvés avec les deux valves en connexion ont été datés par AMS par le « Poznań Radiocarbon Laboratory (PRL) » (Goslar et al., 2004). Les âges ^{14}C résultants ont été convertis à des âges calendaires par le logiciel CALIB 5.0.1 (Stuiver et al., 2005) en utilisant les données de correction les plus actualisées MARINE04 (Hughen et al., 2004) sans correction du réservoir. Toutes les informations à propos des dates sont recueillies dans le tableau de la Figure 76 et en Annexe 2.

Carotte	Position	Cote d'échantillonnage	Matériel	Âge ¹⁴ C	Age cal BP
Vivan 1	47°32,701' / 2°44,353'	38 cm	<i>Cerastoderma glaucum</i>	765 ± 30	395 (370-459)
Vivan 1	47°32,701' / 2°44,353'	55 cm	<i>Loripes lucinalis</i>	1255 ± 30	803 (746-846)
Vivan 5	47°33,074' / 2°44,9'	12 cm	<i>Loripes lucinalis</i>	1650 ± 30	1213 (1180-1252)
Vivan 5	47°33,074' / 2°44,9'	25 cm	<i>Loripes lucinalis</i>	2095 ± 35	1666 (1615-1716)
Vivan 7	47°33,079' / 2°45,114'	94 cm	<i>Loripes lucinalis</i>	4400 ± 40	4555 (4483-4628)
Vivan 8	47°33,383' / 2°45,227'	64 cm	<i>Loripes lucinalis</i>	4855 ± 35	5182 (5112-5252)

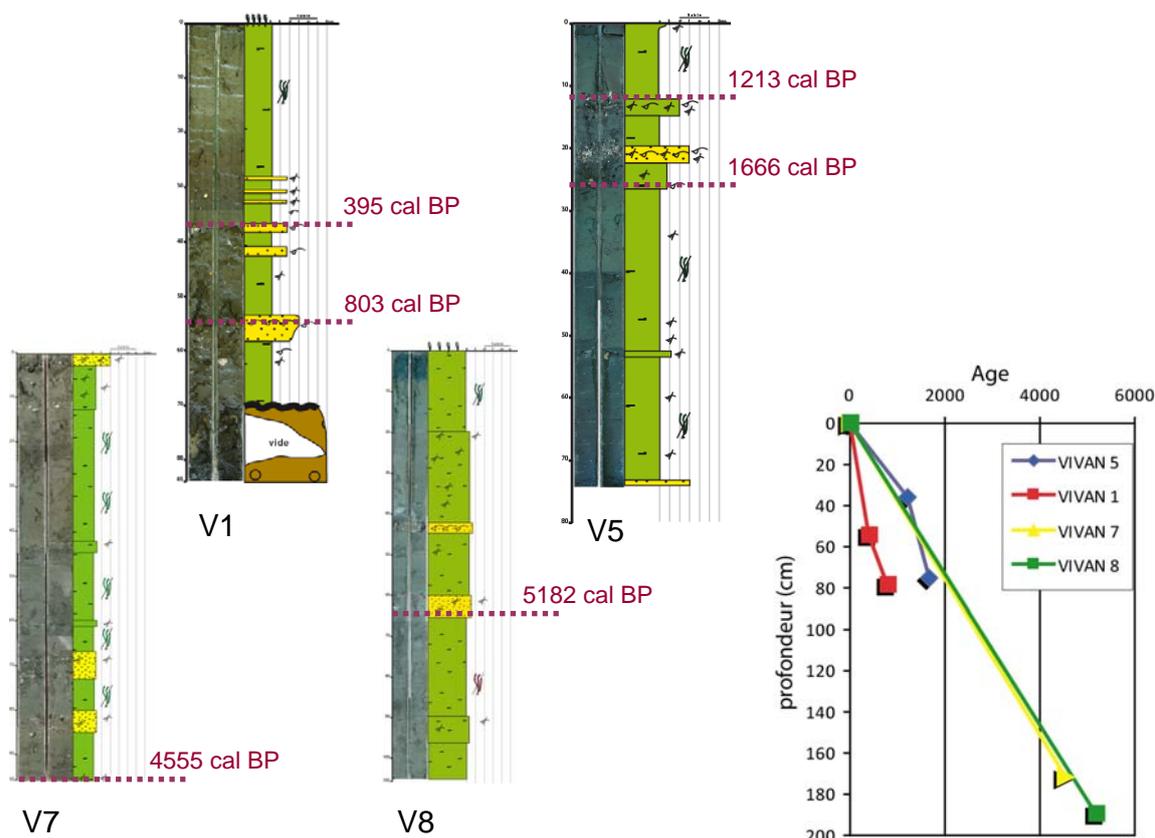


Figure 76. Datations des quatre carottes analysées et modèle d'âge (profondeur décompactée sur le modèle d'âge, âges cal BP).

Les âges obtenus oscillent entre 395 cal BP (fin du LIA) à 38 cm de la carotte V1 la plus proximale ; et 5 182 cal BP (début du Subboréal) à 64 cm de la carotte V8, la plus distale de la plaine de marée. Cette dernière date se trouve à environ la moitié du remplissage sédimentaire dans cette plaine de marée, donc il y a des matériaux plus anciens que 5 182 cal BP dont la lithologie ne varie pas d'après les données sédimentologiques (carotte V8) et géophysiques (voir profil *Geogolfe* 29). Les profils sismiques montrent un faciès assez transparent, plus lité dans sa partie basale, avant la ligne de temps marquée par la date 5 182 cal BP, et un peu moins après dans sa partie sommitale (Figure 77). Ceci paraît alors correspondre à une seule unité croissant par aggradation dans ce secteur, satisfaisant le comportement sédimentaire

d'une plaine de marée et bien corrélé avec l'uniformité d'environnement sédimentaire que les carottes montrent. Il est donc évident que depuis la fin de la transgression flandrienne et pendant toute la période de haut niveau marin le type de sédimentation n'a pas varié à l'intérieur du Golfe du Morbihan.

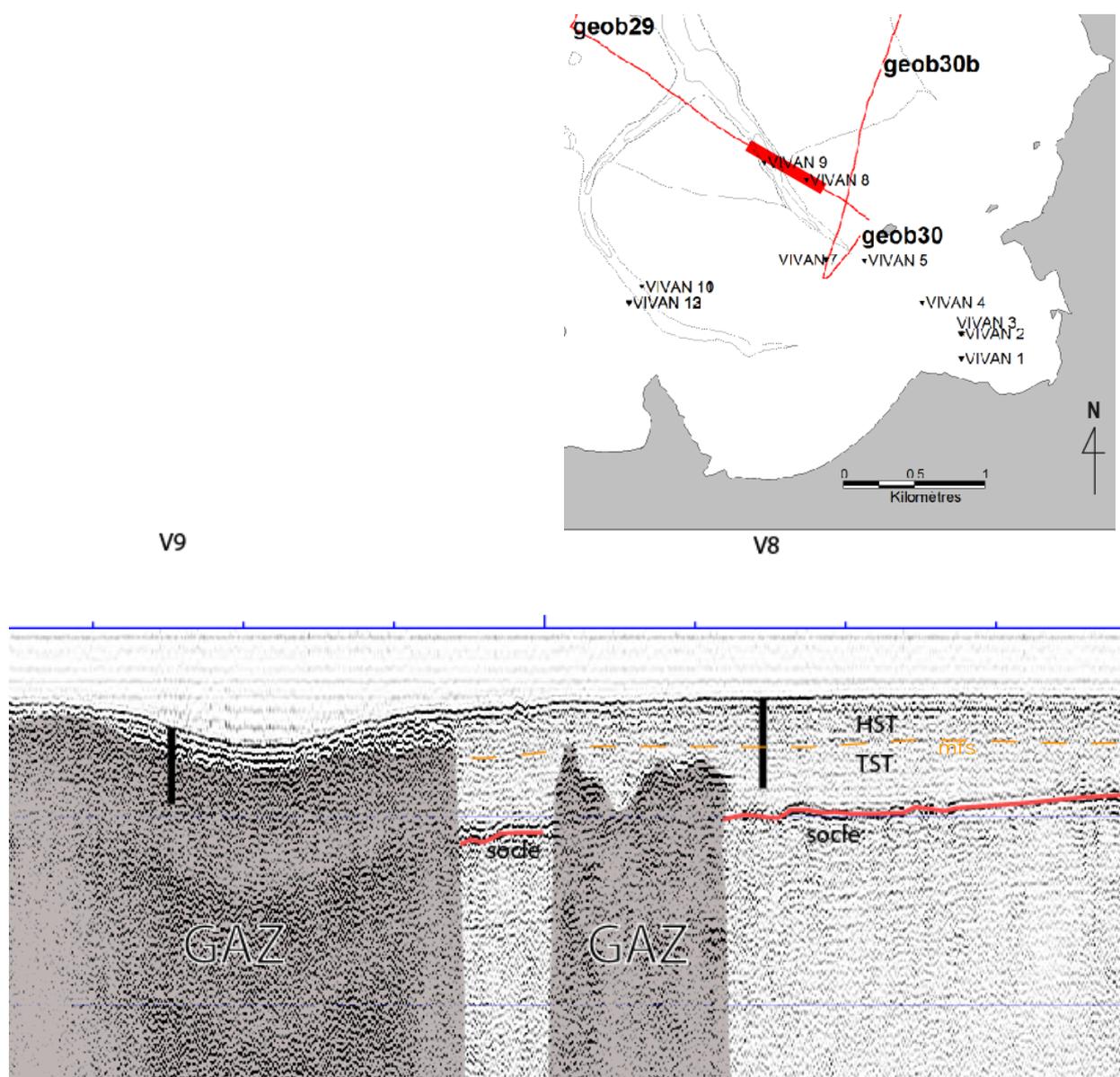


Figure 77. Profil *Geogolfe 29* avec la projection des carottes V8 et V9 (carottes décompactées).

Cependant, malgré cette uniformité dans le type d'environnement sédimentaire (logique pour des carottes si proches) les modèles d'âge d'après les datations des carottes sont extrêmement différents les uns des autres, ce qui indique une récurrence de hiatus sédimentaires. Les hiatus sont principalement nets dans les carottes V5, V7 et V8 : plus affectées par la dynamique du chenal, elles présentent des

taux de sédimentation trop faibles pour être considérés comme continus. Le modèle d'âge de la carotte V1 par contre, montre un taux de sédimentation plutôt normal, correspondant à ce que l'on observe dans ce type d'environnement. L'augmentation du taux de sédimentation dans la deuxième moitié coïncide avec l'installation de l'herbier.

Une corrélation lithochronostratigraphique a été faite à partir des données acquises (Figure 78) : les carottes V1, V3 et V4 sont facilement corrélables par leur lithologie, mais ce n'est pas le cas pour les carottes plus distales. Une coupe a été construite avec cette corrélation où les lignes de temps montrent un profil terre-mer où l'apport sédimentaire s'avère transversal. Les carottes V1, V3 et V4 enregistrent donc le colmatage d'un chenal perpendiculaire à cette coupe.

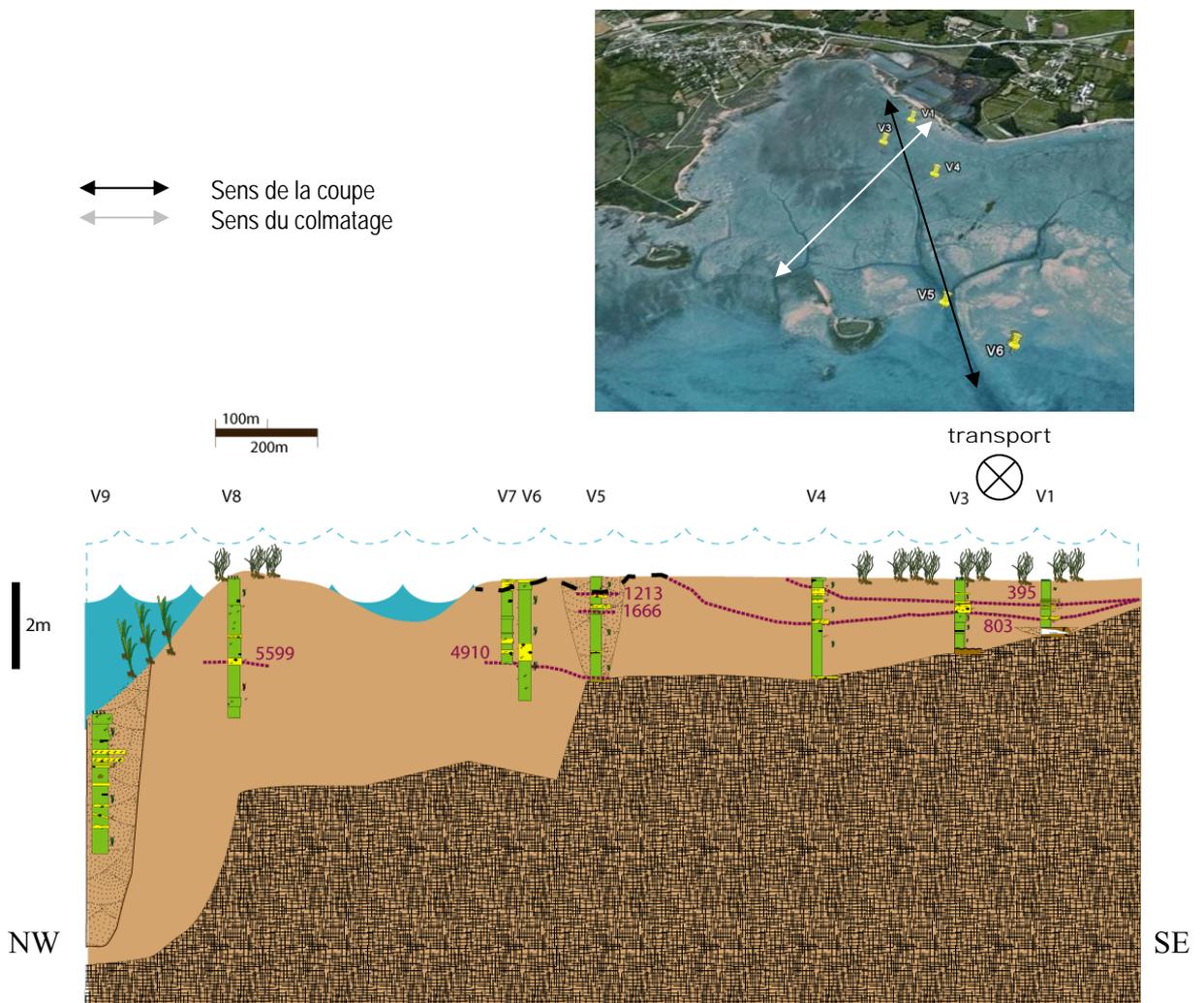


Figure 78. Corrélation lithochronologique (carottes décompactées).

IV.3. Variabilité verticale des assemblages de foraminifères benthiques

La biostratigraphie des carottes a été faite à partir de l'étude des populations de foraminifères benthiques et leur variation au cours du remplissage (variation verticale). Des courbes d'abondance relative pour chaque espèce ont été faites ainsi que des courbes de quelques indices de diversité, comme le nombre d'espèces et l'alpha de Fisher. Nous présentons ici la description de ces données pour chaque carotte analysée.

IV.3.a. ViVan 1

La carotte V1 (Figure 79) présente des valeurs de diversité très basses, le nombre d'espèces maximal est de 16 espèces à 55 cm ce qui correspond à un niveau de plus haute énergie avec un niveau riche en coquilles et débris de coquilles. Le nombre minimal d'espèces est de 6 espèces à 13 cm, correspondant aux plus hautes valeurs de dominance d'*Eggerelloides scabrus* qui représente 63% de l'assemblage. La valeur moyenne du nombre d'espèces est 10,1 et la déviation standard est 3,01. L'alpha de Fisher présente une valeur maximale de 5,597 et minimale de 1,406 (coïncidant avec les valeurs maximales et minimales du nombre d'espèces respectivement à 55 et 13 cm). La valeur moyenne est de 2,9 et la déviation standard 1,26.

La distribution verticale du genre *Elphidium* suit le même motif que celui de la diversité, c'est-à-dire que les petits pics de diversité correspondent à des augmentations d'*Elphidium* représenté par *macellum* et *williamsoni*

Les variations des populations des foraminifères benthiques sont résumées par assemblages de la base au toit :

- 85-70 cm : La base de la carotte ne présente aucun foraminifère.
- 70-50 cm : Assemblage dominé par *Ammonia tepida* et *Haynesina germanica*. À 55 et 52 cm, il y a une petite augmentation d'*Elphidium macellum* et *Ammonia beccarii* au détriment de *Haynesina germanica*.
- 50-30 cm : Assemblage dominé par *Haynesina germanica*, *Ammoscalaria runiana* et *Elphidium williamsoni*.
- 30-0 cm : Brusque changement d'assemblage avec *Eggerelloides scabrus* atteignant des pourcentages autour de 80%. *Ammoscalaria runiana*, *Ammotium salsum*, *Milliammina fusca* *Trochamina inflata* et *Ammonia tepida*, représentent des incursions occasionnelles. Cette dernière espèce, *Ammonia tepida*, est la seule espèce carbonatée mais elle est représentée uniquement par sa basale chitinoïdique interne.

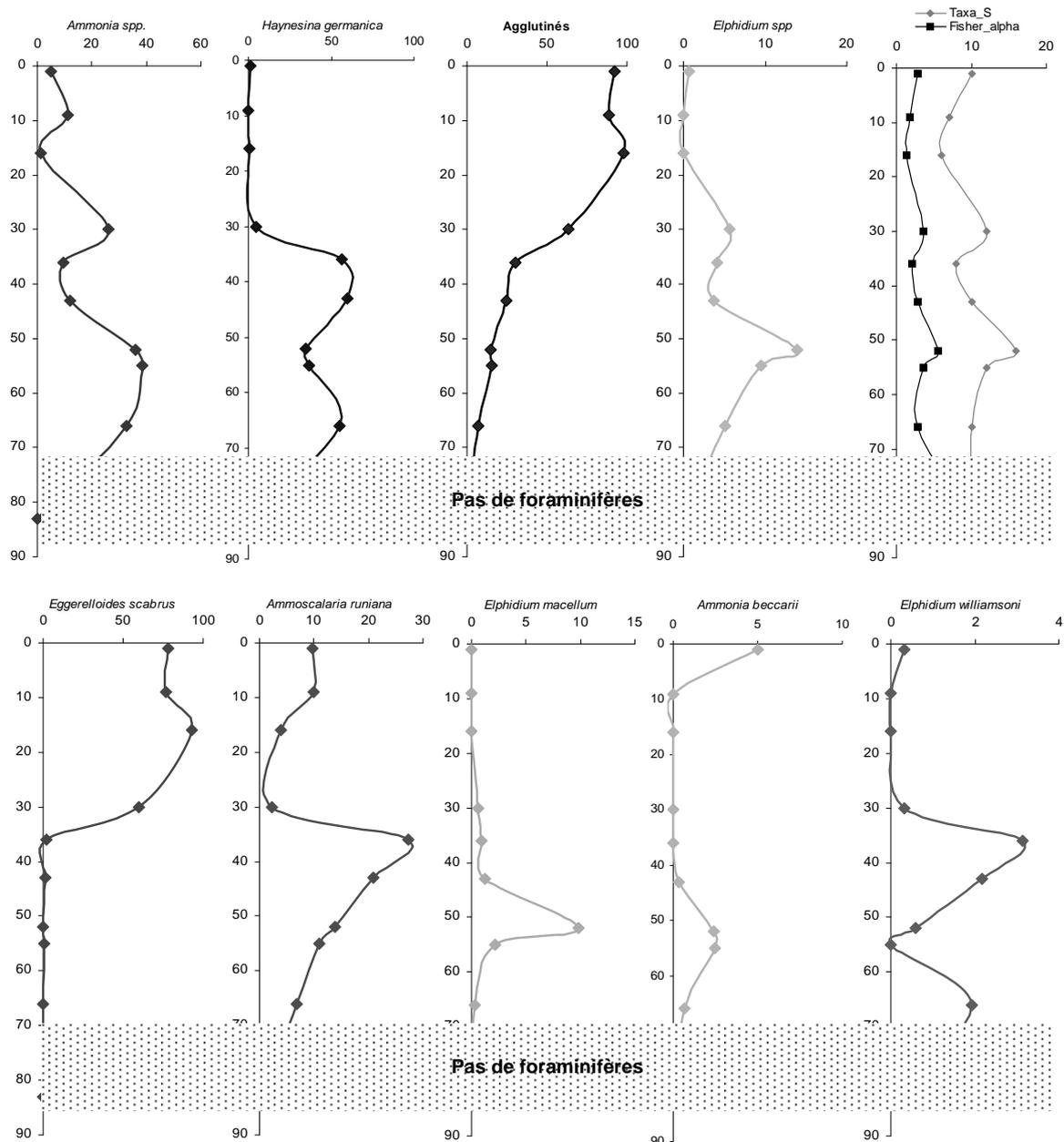


Figure 79. Variabilité verticale des foraminifères de la carotte V1.

IV.3.b. ViVan 5

La carotte V5 (Figure 80) présente des valeurs de diversité encore basses mais pas autant que V1, le nombre maximal d'espèces est de 21 espèces à 25 cm, ce qui correspond à un niveau net très compact à débris de coquilles. La diversité minimale est de 8 espèces. La valeur moyenne du nombre d'espèces est 11,6 et la déviation standard est 5,3. L'alpha de Fisher présente une valeur maximale de 8,614 (coïncidant avec la valeur maximale de nombre d'espèces à 25 cm) et minimale de 2,075. La valeur moyenne est 3,78 et la déviation standard 2,56.

Les variations des populations de foraminifères benthiques sont résumées par assemblages de la base au toit :

- 70-30 cm : Assemblage généralement dominé par le tandem *Ammonia tepida* (60%) et *Haynesina germanica* (40%) avec de petites variations décrites de la base au toit :

(70-60 cm) : une forte augmentation du genre *Elphidium* (20%, majoritairement *E advenum*, *E williamsoni* et *E macellum*) modifie l'assemblage dans les dix premiers cm de la carotte.

(52 cm) : assemblage dominé par *Ammonia tepida* (60%) et *Haynesina germanica* (20%) *Elphidium macellum* (4%) et *Elphidium advenum* (2%)

(42 cm) : très peu de foraminifères, seulement 63 individus ont été trouvés. Il s'agit d'agglutinés majoritairement représentés par *Ammoscalaria runiana*.

(32 cm) : assemblage dominé par *Ammonia tepida* (60%) et *Haynesina germanica* (35%) avec très peu d'individus du genre *Elphidium*.

- 30-12 cm : Changement majeur dans l'assemblage, les formes *Ammonia tepida* diminuent à la faveur des *Ammonia beccarii*. L'ensemble des agglutinés et les traces de dissolution augmentent très significativement.

(25 cm) : un pic de plus grande biodiversité est enregistré avec l'espèce dominante : *Ammoscalaria runiana* (35 %).

(21-12 cm) : assemblage dominé par *Ammonia beccarii* (individus de très grande taille : 29 tests de plus de 500 µm dans l'échantillon de 21 cm). Les espèces agglutinées comme *Ammoscalaria runiana* et *Eggerelloides scabrus* se maintiennent.

- 12-0 cm : Au sommet de la carotte, l'assemblage est caractérisé par la dominance d'*Ammonia beccarii* (35%), de *Haynesina germanica* (20%) et d'*Ammonia tepida* et par de nouveaux quelques incursions du genre *Elphidium*, avec notamment *Elphidium advenum* et *Elphidium excavatum*.

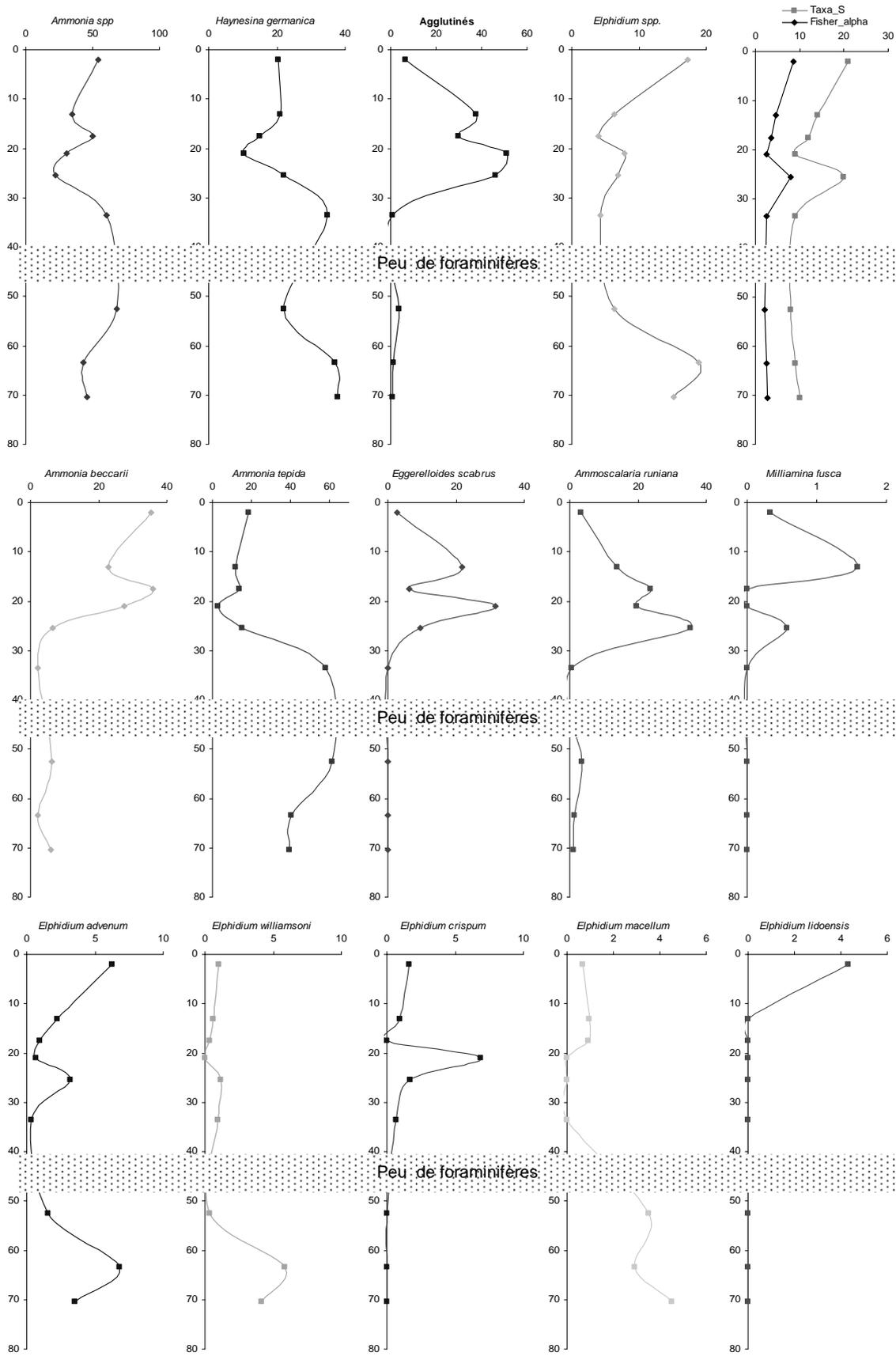


Figure 80. Variabilité verticale des foraminifères de la carotte V5.

IV.3.c. ViVan 7

La carotte V7 (Figure 81) présente des valeurs de diversité assez basses sauf au sommet, le nombre maximal d'espèces est de 16 au sommet, ce qui correspond à un niveau granulométriquement plus hétérogène. La valeur minimale est de 5 espèces. La valeur moyenne du nombre d'espèces est 8,5 et la déviation standard est 3,1. L'alpha de Fisher présente une valeur maximale de 5,597 (coïncidant avec la valeur maximale de nombre d'espèces au sommet) et minimale de 1,114. La valeur moyenne est de 2,364 et la déviation standard 1,256.

Les assemblages fossiles dans cette carotte sont très variables, avec des niveaux dominés alternativement par les *Ammonia*, *Haynesina germanica* et par les agglutinés.

La distribution verticale du genre *Elphidium* suit le même motif que celui de la diversité : les pics de diversité correspondent à des petits pics d'*E. advenum* et *E. williamsoni*.

Les variations des populations de foraminifères benthiques sont résumées par les deux assemblages successifs de la base au toit :

- 94-60 cm : Assemblage largement dominé par *Ammonia tepida* et *Haynesina germanica* avec *Elphidium advenum* et *Elphidium williamsoni* comme espèces minoritaires. Le niveau à 78 cm est caractérisé par un important pic d'*Haynesina germanica*, suivi par l'apparition des agglutinées dans la carotte.
- 60-10 cm : Augmentation importante des agglutinés représentés par *Ammoscalaria runiana*, *Eggerelloides scabrus* et *Milliammina fusca*. Les espèces communes comme *Ammonia tepida* et *Haynesina germanica* se maintiennent.
- Le sommet est caractérisé par l'apparition de *Elphidium excavatum*.

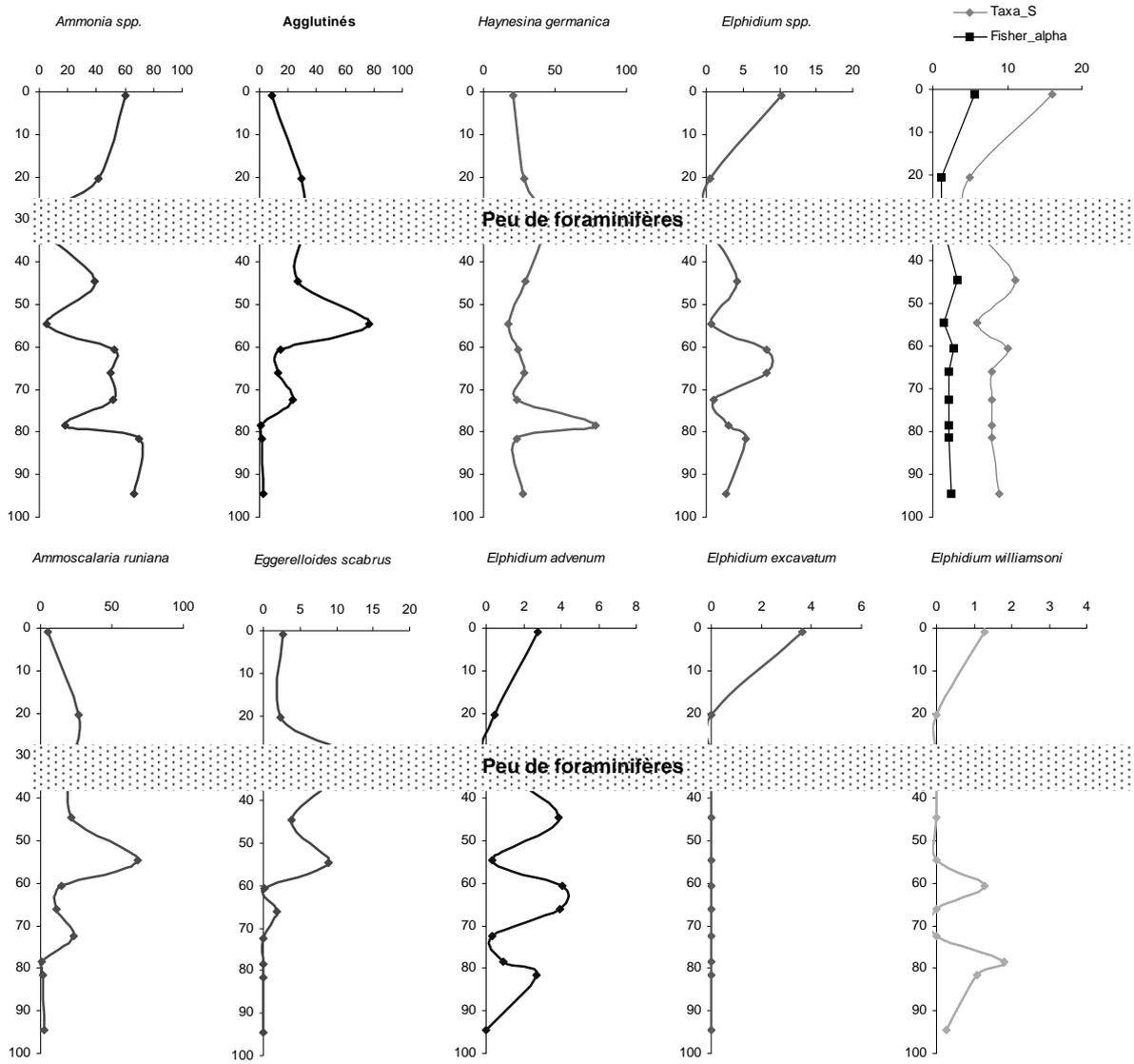


Figure 81. Variabilité verticale des foraminifères de la carotte V7.

IV.3.d. ViVan 9

La carotte V9 (Figure 82) présente les valeurs de diversité les plus hautes des quatre carottes étudiées, le nombre maximal d'espèces est de 26 (au sommet) et le nombre minimal est de 14 espèces. La valeur moyenne du nombre d'espèces est 16,5 et la déviation standard est 4,2. L'alpha de Fisher présente une valeur maximale de 12,56 (coïncidant avec la valeur maximale du nombre d'espèces au sommet) et minimale de 4,59. La valeur moyenne est de 6,12 et la déviation standard de 2,67.

Cette carotte est caractérisée d'une part, par la dominance des *Ammonia* sur l'ensemble de la carotte et d'autre part, par la présence constante des *Elphidium excavatum* (*lidoensis* et *selseyensis*) avec deux pics de dominance, l'un à 68 cm et l'autre à 20 cm. La proportion d'*Elphidium* diminue légèrement entre 52 et 29 cm à la faveur de l'augmentation d'*Haynesina germanica*.

De la base au toit de la carotte, les deux écomorphotypes d'*E. excavatum* se relaient : la forme *selseyensis* est présente de la base jusqu'à environ 40 cm, puis la forme *lidoensis* devient abondante à partir de 20 cm. Dans l'assemblage actuel du sommet de la carotte, les deux formes présentent la même abondance relative.

Comme dans les autres carottes, la distribution verticale des agglutinés est opposée à celle de *Haynesina germanica*. Des pics d'agglutinés coïncident avec des diminutions d'*Haynesina germanica* et à l'opposé, les augmentations de *Haynesina germanica* dépassant les 30% de l'assemblage correspondent à la disparition des agglutinés.

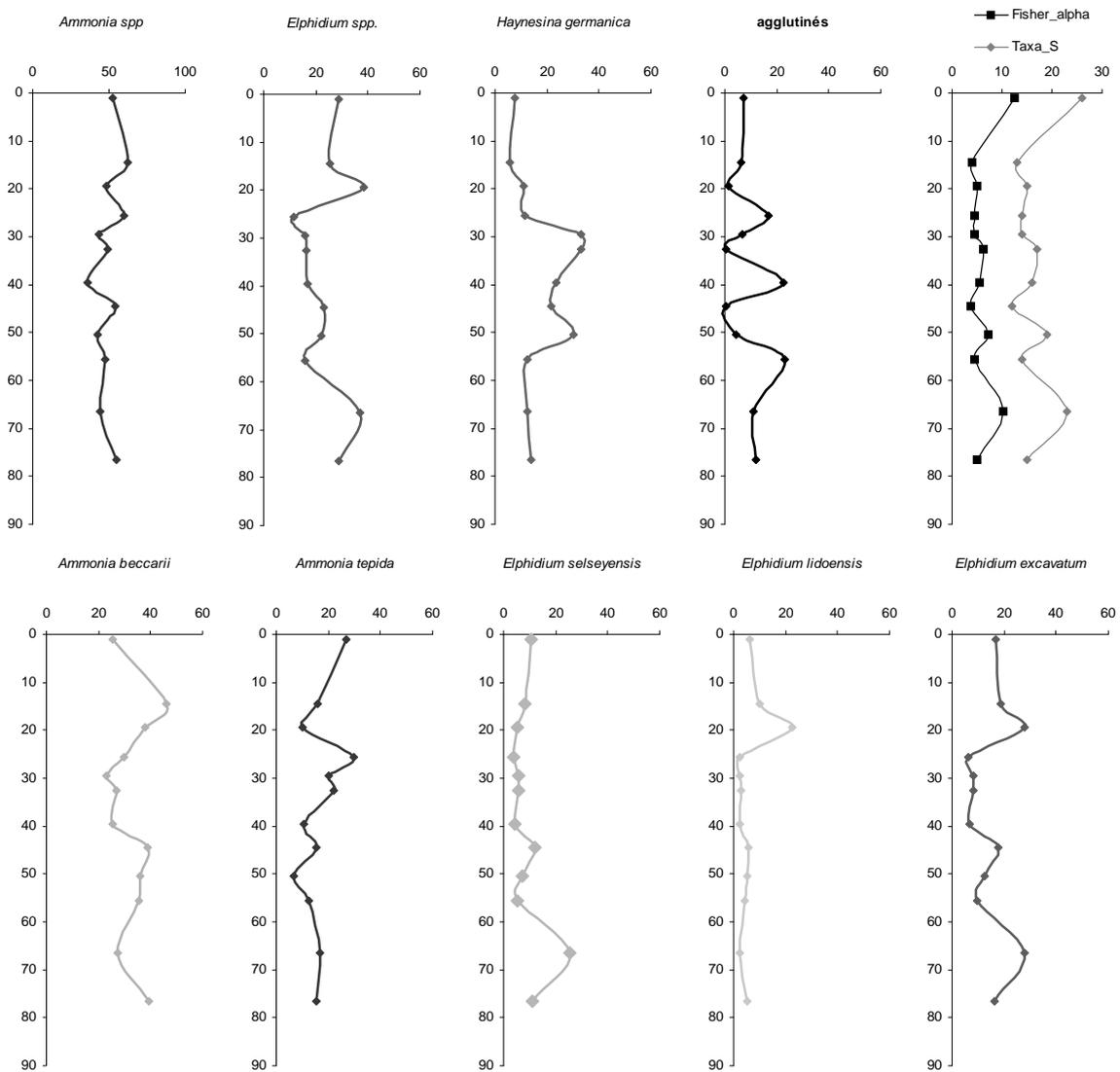


Figure 82. Variabilité verticale des foraminifères de la carotte V9.

IV.4. Traitement statistique des assemblages de foraminifères

Nous avons appliqué le même traitement statistique aux résultats des comptages réalisés sur les carottes que celui utilisé pour les échantillons actuels de surface : le cluster en mode Q, afin de grouper les échantillons en fonction de la similitude des populations de foraminifères. Ces regroupements d'échantillons définissent ainsi des biofaciès facilement corrélables entre carottes.

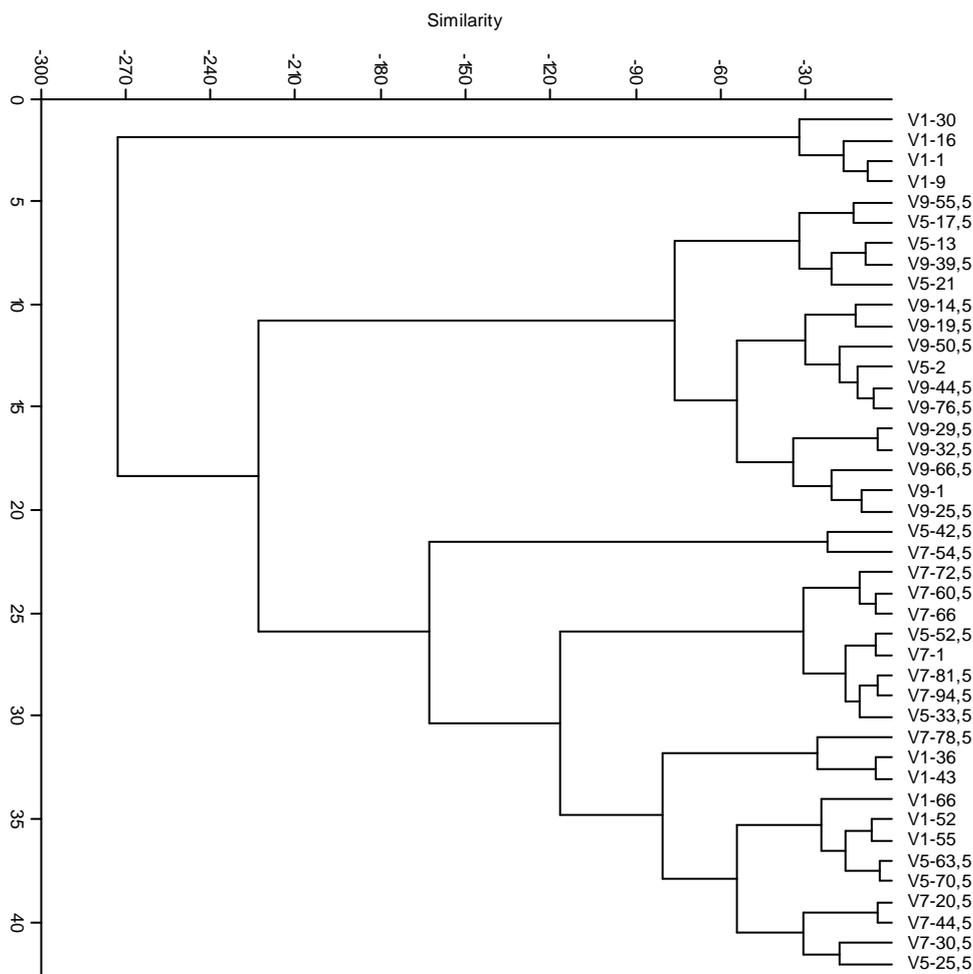


Figure 83. Cluster mode Q en tenant compte de toutes les espèces.

Le cluster de la Figure 83 a été réalisé en tenant compte de toutes les espèces, sans éliminer les espèces minoritaires ou rares. La contrepartie de cette approche est que, lorsqu'une espèce est très dominante, elle peut masquer les possibles signaux donnés par les espèces très minoritaires (Scott et al., 1980). C'est le cas de la carotte V9 située dans le chenal : tous les échantillons sont fortement marqués par un pourcentage d'environ 40% d'*Ammonia beccarii*, ce qui force le regroupement de tous les échantillons de la carotte V9 ensemble, appartenant donc tous au même biofaciès appelé « chenal ».

Aucune variation environnementale n'est donc perçue dans cette carotte, cependant à partir des courbes des variations verticales de foraminifères, on peut mettre en évidence l'existence de changements majeurs. Pour décoder ces changements avec les clusters en mode Q en termes de biofaciès, *Ammonia tepida* et *Ammonia beccarii* ont été regroupées en *Ammonia* spp. L'élimination d'*Ammonia beccarii* dans le traitement statistique est un artefact voulu pour voir les différences données par les occurrences et/ou disparitions d'autres espèces communes et/ou minoritaires dans la carotte V9. Dans le cas des autres carottes, la différenciation ou le regroupement des *Ammonia* ne modifient pas la constitution des biofaciès.

Les résultats du traitement cluster en mode Q (Figure 84) se traduisent par le regroupement des échantillons des quatre carottes étudiées en cinq types de biofaciès.

Nous pouvons observé que les échantillons des carottes situées dans la vase (V1 et V7) sont regroupés ensemble. De même pour les échantillons des carottes du chenal (V5 et V9)

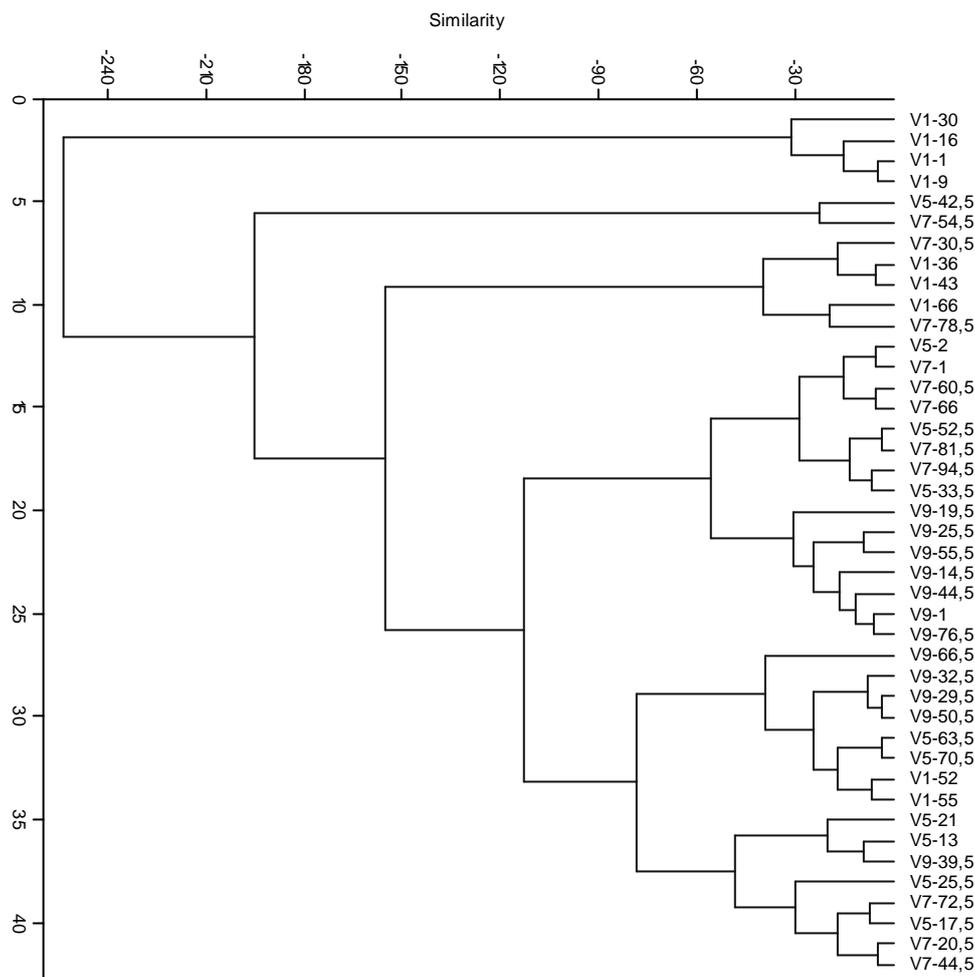


Figure 84. Cluster en mode Q sans différencier les morphotypes d'*Ammonia*.

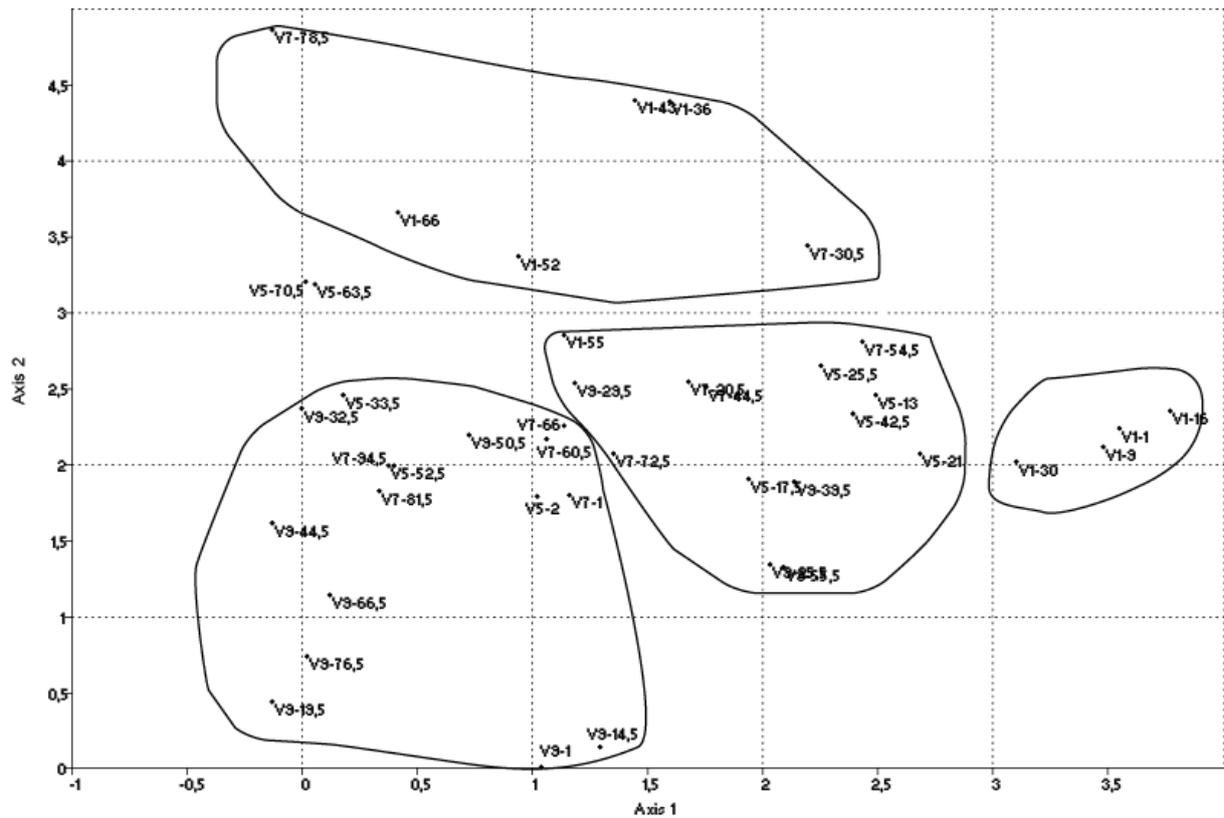


Figure 85. DCA ordonnant les échantillons dans un espace non dimensionnel. Les polygones montrent les regroupements issus des résultats du cluster en mode Q.

De même une DCA (*Detrended Correspondences Analysis*) a été réalisée avec l'objectif d'ordonner les échantillons dans un espace non dimensionnel: les deux axes principaux, représentant 68% de la variance, sont deux facteurs environnementaux (composites ou non) qui expliquent la distribution des données. La variance est expliquée à 53% par l'axe 1 et à 15% par l'axe 2. Les autres axes sont nombreux et expliquent chacun moins de 3% de la variance.

Les échantillons apparaissant proches étant plus similaires et que ceux qui sont séparés. Ceci facilite l'identification des biofaciès, car une DCA met en évidence la similitude ou non des groupes constitués par le traitement cluster en mode Q.

V. Interprétations et discussion

Le temps enregistré dans la vasière interne du Golfe du Morbihan correspond à l'Holocène comme il était estimé d'après la vaste bibliographie sur les estuaires (Allen, 2003; Billeaud et al., 2007; Cearreta, 1998; Clave et al., 2001; Dalrymple et al., 1992; Féniès and Lericolais, 2005; Frouin et al., 2007; Goy et al., 1996; Hernández-Molina et al., 1994; Leorri and Cearreta, 2004a; Leorri et al., 2006; Perillo, 1995; Tessier et al., 2006). De plus, les données sismiques ont révélé une seule unité à cet endroit dont le faciès lité, assez transparent et aggradant semble être le plus fréquent pour l'Holocène dans le cas d'estuaires et de rias. La moitié inférieure de cette unité a dû être déposée lors de la transgression flandrienne. L'autre moitié sommitale déposée à partir d'environ 5 128 cal BP, représente le HST et a été soumise à de fréquents épisodes érosifs à cause de forçages externes et internes : (1) la variabilité climatique de l'Holocène, notamment la récurrence des tempêtes et (2) la réduction de l'espace disponible après la transgression.

Les carottes, de leur côté, montrent un type de sédiment uniforme : de la vase argilo-silteuse parfois enrichie en débris de végétaux et de coquilles et/ou coquilles entières et parfois interrompue clairement par des niveaux nets à débris de coquilles. Ce type de sédimentation correspond au développement de l'environnement sédimentaire qui règne aujourd'hui dans la partie interne du Golfe du Morbihan : la plaine de marée vaseuse (*tidal mudflat*). Un environnement de dépôt construit par un apport calme et continu de matériaux très fins issus de processus bio-physico-chimiques et mécaniques. Ces processus sont contrôlés par la rencontre de deux masses d'eau (eau douce et eau salée), où la floculation d'argiles, l'annulation de l'hydrodynamisme à l'étale et la nature cohésive des mêmes argiles une fois déposées, facilite l'aggradation progressive du sédiment. Cette sédimentation fine et continue est de temps en temps interrompue par des épisodes érosifs dus à des événements exceptionnels comme des crues, des tempêtes associées à des basses pressions atmosphériques (peut-être des périodes à NAO positive) où ces deux facteurs conjugués vont augmenter l'hydrodynamisme dans un endroit où d'habitude des conditions calmes règnent. Ces événements exceptionnels pourraient cannibaliser une partie sommitale du sédiment en provoquant ainsi un hiatus sédimentaire (manifesté par un lag coquillier ou pas) comme nous avons pu l'observer dans les carottes étudiées.

Ainsi la stratigraphie de ce type d'environnement s'avère difficile à étudier à cause de : (1) l'existence des hiatus sédimentaires (liés à la dynamique sédimentaire commentée plus en haut) et (2) de la compaction des carottes (due à la nature du

sédiment : très fin, gorgé d'eau et de gaz). Ces deux facteurs rendent difficile la corrélation et l'interprétation des carottes.

V.1. Calibration des biofaciès

La biostratigraphie peut palier ces lacunes en ajoutant des facteurs environnementaux qui ne peuvent pas être estimés seulement à partir de la lithologie. En effet, en connaissant la biocénose occupant le sédiment nous pouvons nous faire une idée des conditions environnementales régnant dans les périodes passées. Dans le cas particulier des foraminifères benthiques, ils ont l'avantage exceptionnel de se préserver facilement dans le sédiment. C'est donc en analysant les assemblages fossiles des foraminifères benthiques que nous avons pu compléter l'étude stratigraphique des carottes sédimentaires.

Une étape importante avant de faire les reconstitutions paléoenvironnementales est la calibration des espèces qui ont été trouvées dans les carottes avec les espèces reconnues, identifiées et étudiées dans l'actuel et leurs relations avec l'environnement de dépôt qu'elles habitent. C'est la seule approche permettant de ne pas sous-estimer ou surestimer l'existence d'une espèce au sein d'un assemblage et ainsi de prendre en compte le poids réel de la signification écologique et paléoenvironnementale de cette espèce.

Ainsi en tenant compte de la distribution des différents assemblages actuels et des types d'environnements sédimentaires ou de facteurs environnementaux associés (Figure 86), il est alors possible de calibrer les assemblages fossiles à partir des actuels pour interpréter les carottes.

À partir du cluster tenant compte de la distinction des formes d'*Ammonia*, tous les échantillons de la carotte V9, prélevée dans le chenal actuel de marée, sont regroupés dans un seul cluster en raison de la dominance d'*Ammonia beccarii*. Or d'après l'étude de la distribution actuelle des foraminifères benthiques dans le Golfe, *Ammonia beccarii* est clairement associée aux chenaux, environnements plus hydrodynamiques et plus profonds où le renouvellement des eaux est plus facile. Ceci ratifie ce qui a été dit dans le chapitre de géomorphologie où on voyait que ce chenal n'avait jamais bougé, car il est structurellement contrôlé par la vallée incisée qui a toujours fonctionné comme un chenal canalisant le prisme de marée.

À partir du cluster avec le regroupement des deux formes d'*Ammonia*, il est alors possible de proposer les biofaciès suivants (Figure 87) :

Biofaciès de plaine intertidale à zostère : ce biofaciès correspondant à la partie sommitale de la carotte V1, la plus proximale, caractérisé par une forte dominance de *Eggerelloides scabrus*, et de très rares apparitions de *Haynesina germanica*, *Ammonia tepida*, *Milliammina fusca*, *Trochamina inflata* et *Ammoscalaria runiana*.

Biofaciès à fort apport de matière organique : ce biofaciès dont l'unique espèce est *Ammoscalaria runiana*, ce qui montre un environnement subtidal caractérisé par la dissolution des assemblages carbonatés, très probablement en raison de l'acidification du milieu lors de la dégradation de la matière organique (Murray, 1991a; Murray and Alve, 1999b; Schröder-Adams, 2006).

Biofaciès eau douce : ce biofaciès largement dominé par *Haynesina germanica* indique des « apports d'eau douce ». Il est présent dans les carottes V1 et V7.

Biofaciès de chenal : un biofaciès « chenal » ou plus marin est très présent dans les carottes V5 et V9 (prélevée dans l'axe ou la marge du chenal actuel de marée) et éventuellement dans la carotte V7. Ce biofaciès correspond à un assemblage fossile avec une plus grande diversité spécifique, souvent due à l'incorporation d'espèces plus marines de chenal (*Ammonia beccarii* étant, comme on a vu, dominante) ou même de plate-forme interne avec des espèces rarement trouvées dans une plaine de marée comme *Bulliminella elegantissima* et *Elphidium fichtelianum*.

Biofaciès de plaine intertidale s.l. : cet autre biofaciès très récurrent est dominé par le tandem *Ammonia tepida* et *Haynesina germanica* mais avec une diversité spécifique relativement grande due à (1) des espèces minoritaires typiques du domaine intertidal proche de type marais maritimes comme *Elphidium williamsonii*, *Ammotium salsum*, *Trochamina inflata*, *Lepidodeuteramina ochracea*, *Paratrochamina sp.* et (2) d'autres espèces typiques du subtidal plus marin comme *Cornuspira involvens*, *Rosalina globularis*, *Lachlanella bicornis*, *Quinqueloculina sp.*, *Hyalinonetrium clavatum*.

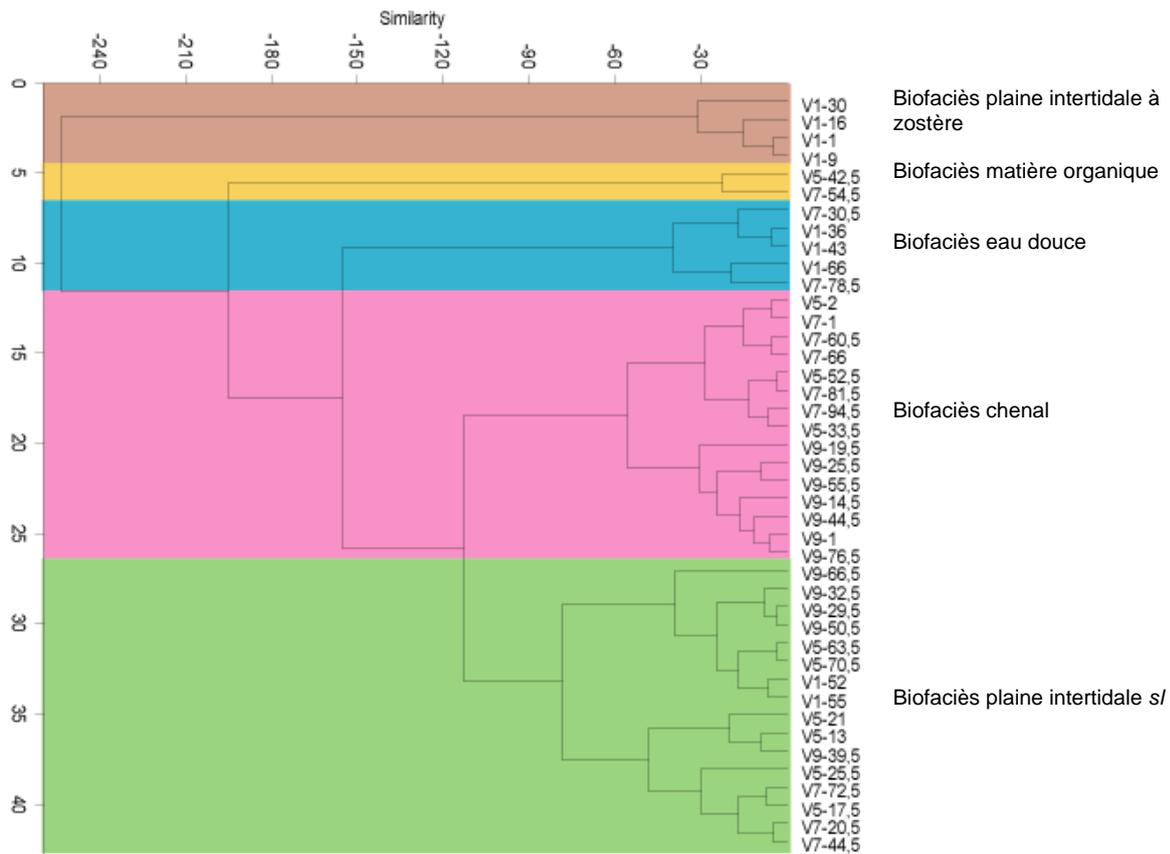


Figure 87. Biofaciès trouvés dans les carottes à partir des assemblages fossiles de foraminifères benthiques.

D'après l'interprétation des assemblages, les résultats du DCA nous indiquent un ordre des échantillons marqué par le confinement (l'axe 1, qui correspond à la variable environnementale plus importante) et la salinité (l'axe 2) (Figure 88).

La distinction de ces deux paramètres, confinement et salinité, correspond tout à fait à la définition d'un milieu paralytique selon Guelorget and Perthuisot (1983) et aux modalités d'occupation de ces milieux par les foraminifères selon Debenay et al. (2000) et Debenay and Guillou (2002).

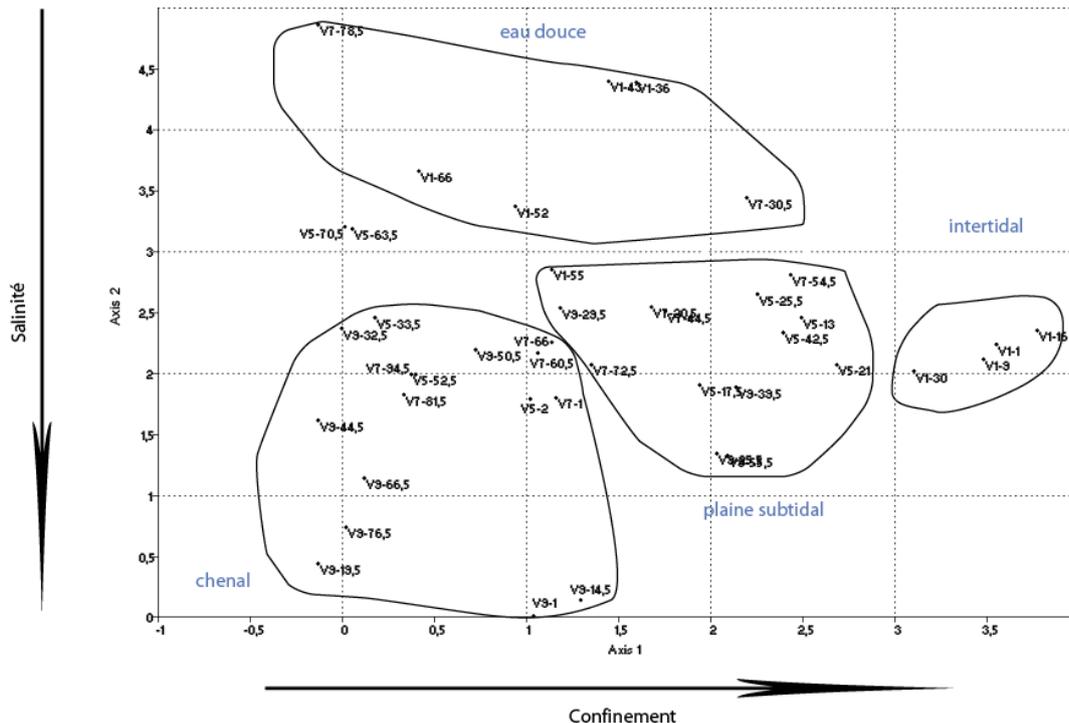


Figure 88. DCA ordonnant les échantillons selon deux axes principaux, l'axe 1 correspondant au confinement et l'axe 2 correspondant à la salinité.

V.2. Contraintes taphonomiques

Ainsi, les associations modernes ont été utilisées pour interpréter le passé, en mettant en relation le chapitre 3 et 4, c'est-à-dire l'étude de distribution spatiale actuelle avec les variations des assemblages dans le registre fossile. Ceci n'est pas si facile car la relation entre les assemblages modernes et fossiles n'est pas si directe. En effet, il existe de très importants processus taphonomiques (Murray, 1991a; Murray and Alve, 1999b; Schröder-Adams, 2006). Plus précisément la dissolution sélective des tests. En effet, la majorité du registre sédimentaire correspond à de la vase riche en matière organique réfractaire (restes de végétaux) ce qui facilite l'acidification du milieu. Ainsi, dans les niveaux très riches en matière organique, les espèces agglutinées deviennent dominantes dans les assemblages fossiles, comme dans le cas extrême où on a trouvé des niveaux avec de très faibles abondances dont la seule espèce était *Ammoscalaria runiana*, espèce agglutinée dont le ciment organique supporte parfaitement des pH très bas. *Ammoscalaria runiana* n'est pas du tout dominante dans les environnements sédimentaires actuels du Golfe, voici donc un cas où les processus taphonomiques prennent une importance énorme dans l'interprétation des assemblages fossiles.

Eggerelloides scabrus est une autre espèce agglutinée très dominante dans certains niveaux riches en restes de végétaux, elle représente en moyenne 85% de l'assemblage et les 15% restant étant représentés par des tests d'*Haynesina germanica*

un peu dissous mais reconnaissables. De plus le ciment d'*Eggerelloides* étant aussi organique, peut aussi bien supporter les conditions d'acidification dans le sédiment. Dans ce cas et parce qu'il existe le même assemblage actuel pour la plaine intertidale à zostères nous pouvons utiliser cet assemblage pour l'interprétation paléoenvironnementale.

Les taxa carbonatés ne sont pas les seuls à souffrir des effets de la taphonomie. Certaines espèces agglutinées ont un ciment carbonaté et peuvent se voir affectées aussi par les effets des excursions vers un pH très bas. Le comportement du pH du milieu est dépendant de la nature chimique du sédiment. La richesse d'un sédiment en matières organiques n'est pas la seule cause d'acidification du milieu. En effet, un sédiment riche en quartz soumis à une diagenèse aboutit également à une acidification du milieu. De plus, d'après des expérimentations en laboratoire (Le Cadre et al, 2003), il suffit que le pH atteigne des valeurs de 7.5 pendant quelques heures pour que les tests carbonatés se dissolvent.

D'autres espèces agglutinées, particulièrement celles avec une coquille très fragile peuvent se fragmenter à cause d'une diagenèse précoce par pression lors de l'enfouissement (Hayward et al., 2004) ou même pendant la manipulation des échantillons sur le terrain ou au laboratoire. Dans notre cas, on a pu observer à la loupe binoculaire des espèces qui semblent assez fragiles comme *Miliammina fusca* très souvent cassées, peut-être à cause de ce type de taphonomie par pression.

En général, l'abondance et la diversité sont plus basses dans le registre fossile dû à des processus taphonomiques d'acidification et de compaction lors de l'enfouissement. En revanche, dans les niveaux riches en débris de coquilles où le pH se maintient, la préservation de tests carbonatés est meilleure, les valeurs d'abondance et diversité sont très semblables à celles d'aujourd'hui. On peut donc inférer que le fond marin actuel du Golfe se porte en bonne santé malgré la variété d'usages maritimes : les déchets fertilisants issus de l'agriculture, l'apport extra de matière organique de la part de l'ostréiculture ne semblent pas avoir influencé significativement les populations de foraminifères, ce qui est un signe de qualité dans cet environnement.

V.3. *Reconstruction environnementale pour chaque carotte*

V.3.a. Carotte V1

La carotte la plus à terre ou proximale (Figure 89) présente une séquence régressive de la base au toit : avec une transition d'environnements de moins en moins énergétiques et se terminant par l'actuelle plaine intertidale à *Zostera noltii*. Un brutal changement dans l'assemblage des foraminifères a lieu après 1 531 AD (395 ± 70 cal BP), en accord avec l'apparition de la sédimentation fine à restes de matières organiques végétales.

Ainsi, à cet endroit du Golfe, la sédimentation commence avec des témoins de chenal directement sur la roche mère altérée : il s'agit de graviers très anguleux, faiblement érodés. Aucun foraminifère n'a été trouvé dans la matrice très fine et réduite lavée à travers d'un tamis 45 μm . Les quelques foraminifères qui pouvaient exister dans ce faciès ont dû être complètement dissous par ce sédiment trop acide.

Puis une sédimentation plus fine, hétérogène et riche en carbonate (nombreux fragments de coques et de *Loripes*, bivalves intertidaux) est installée jusqu'à 1 531 AD (395 ± 70 cal BP). Les espèces dominantes *Haynesina germanica* (entre 55% et 35%) et *Ammonia tepida* (entre 11% et 35%) sont accompagnées d'une présence croissante d'*Ammoscalaria runiana* (de 6% à 27%). Une augmentation de la diversité spécifique à partir de 1 150 AD (803 ± 77 cal BP) correspond à une augmentation de débris de coquilles. La présence d'espèces nouvelles *Ammonia beccarii* (représentée par de gros tests), *Elphidium macellum* et d'autres individus du genre *Elphidium* comme *E. advenum* et *E. pulvereum* nous font penser que cette augmentation de la diversité est due à un transport venu des environnements un peu plus marins, peut-être à cause d'une ou plusieurs tempêtes. Cet événement pourrait se corréliser régionalement avec la transgression Tx trouvée en Bretagne et le Dunquerquien III aux Pays Bas (Morzadec-Kerfourn, 1985) datés de 800 à 1200 ^{14}C BP, ou encore avec le joliment nommé Lucia Flood daté de 1 287 AD affectant les côtes britanniques et bretonnes (Haslett and Bryant, 2007). Cet environnement est interprété comme une plaine intertidale soumise à des apports d'eaux douces continus, responsables des rapides changements de salinité et des conditions très variables dans lesquelles *Haynesina germanica* devient dominante car c'est l'espèce la plus euryhaline des trois dominantes cités dans cet épisode (Murray, 1991a).

Ces conditions d'augmentation d'apports d'eaux douce coïncident avec le *Medieval Warm Period* (Broecker, 2001; Grove and Switsur, 1994; Hughes and Diaz, 1994), qui a été cité comme un intervalle plus chaud et humide par rapport au LIA postérieur (deMenocal et al., 2000; Martínez-Cortizas et al., 1999).

À partir de 1 531 AD (395 ± 70 cal BP) et coïncidant avec le LIA, la sédimentation se fait plus fine et homogène, dépourvue de fragments carbonatés (pas de coquilles) et caractérisée par de la vase à restes de végétaux. Cette sédimentation se poursuit aujourd'hui où cet endroit se trouve couvert de *Zostera noltii*. L'assemblage est constamment dominé par *Eggerelloides scabrus* qui représente en moyenne 85% de l'assemblage. Nous interprétons cette unité comme un virage vers des environnements plus terrestres avec une régression relative (progradation) impliquant l'installation de *Zostera noltii*, piège à sédiments fins où l'environnement devient très riche en matières organiques réfractaires.

V.3.b. Carotte V5

La carotte V5 (Figure 89) située sur la marge du chenal de marée, présente une sédimentation fine et propre interrompue par quelques niveaux millimétriques à débris de coquilles dans les 50 premiers cm de la carotte (en partant de la base vers le toit). Puis dans les 30 cm plus modernes, une augmentation des restes de végétaux et des débris est notée, ainsi qu'un brusque changement lithologique : deux niveaux très épais (3 cm) à débris de coquilles se trouvent dans cette dernière unité entre 1 660 cal BP (290 AD ou 2095 ± 35 ^{14}C BP) et 1 213 cal BP (737 AD ou $1\ 650 \pm 30$ ^{14}C BP). Ce niveau à haute énergie pourrait se corréliser avec une forte tempête enregistrée en Bretagne Nord après $2\ 460 \pm 80$ ^{14}C BP (Regnauld et al., 1996) ainsi que avec l'événement transgressif T4 en Bretagne Nord et le Dunquerquien I aux Pays-Bas (Morzadec-Kerfourn, 1985).

Les foraminifères montrent une alternance entre des environnements de plaine de marée subtidale plus ou moins influencée par le chenal et/ou la présence de zostère. Dans les 50 premiers cm en partant de la base, nous avons un assemblage dominé par *Ammonia tepida* (40 %) et *Haynesina germanica* (37%) avec *Elphidium advenum* (5%), *E williamsoni* (5%) et *E macellum* (4%) comme espèces minoritaires. Ce que nous interprétons comme une plaine de marée intertidale inférieure ou subtidale protégée. Puis les espèces caractéristiques de l'intertidal (*Haynesina germanica*, *E williamsoni*) diminuent sensiblement et c'est *Ammonia tepida* qui devient l'espèce dominante (60%) ce qui pourrait nous indiquer des conditions plus subtidales. Les 30 derniers cm montrent un changement majeur dans l'assemblage, les formes *Ammonia tepida* diminuent en faveur des *Ammonia beccarii*, parfois très grosses avec aussi de gros *Elphidium crispum* coïncidant avec le niveau coquillier à haute énergie. Ceci est peut-être explicable avec les occurrences de tempêtes antérieurement citées. Il y a aussi une augmentation très significative de l'ensemble des agglutinés (*Ammoscalaria runiana* et *Eggerelloides scabrus*) et des traces de dissolution dans les tests carbonatés ceci peut être en relation avec l'augmentation des restes de végétaux.

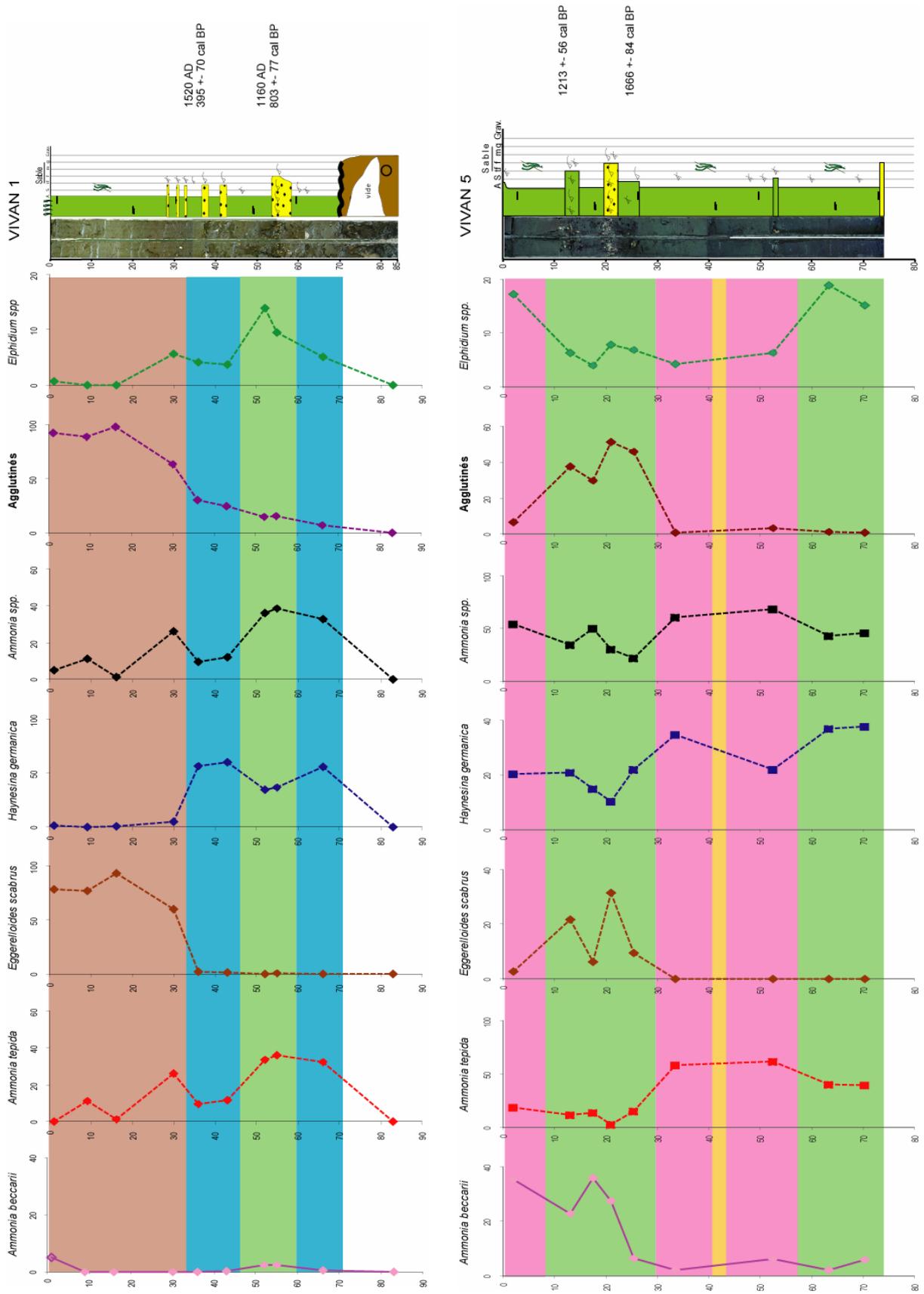


Figure 89. Interprétation des carottes V1 et V5.

V.3.c. Carotte V7

La carotte V7 (Figure 90) se trouve dans la plaine de marée à proximité du chenal. Elle présente une sédimentation argilo-silteuse à faciès récurrents plus riches en coquilles et débris et/ou plus riches en restes de végétaux.

Ammonia tepida est très dominante dans toute la carotte (60%), elle disparaît seulement en faveur d'une explosion d'*Haynesina germanica* d'abord et d'une apparition d'*Ammoscalaria runiana* comme seule espèce ensuite.

Les pics de *Haynesina germanica* sont interprétés comme des conditions de salinité très variables. Comme actuellement, le Golfe est un estuaire complètement mélangé où les conditions marines sont dominantes en raison de l'importance de la marée et le très pauvre apport par les rivières (voir chapitre 1 pour les caractéristiques hydrographiques), la variabilité de la salinité doit être contrôlée par l'augmentation des apports d'eaux douces. Ainsi, les moments où *Haynesina germanica* domine pourraient illustrer une période plus pluvieuse.

Les pics d'*Ammoscalaria runiana* montrent, tout d'abord, un sédiment soumis à une acidification post-mortem suite à une augmentation de la concentration en matière organique. *Ammoscalaria runiana* a été décrite comme bio-indicateur d'un environnement subtidal caractérisé par des conditions acides lors de la diagenèse précoce (Alve and Murray, 1994). Ce processus d'augmentation de matière organique du milieu benthique juste après une augmentation d'apport continental semble cohérent et a été constaté dans d'autres endroits comme la marge ibérique pendant l'Holocène tardif (Gonzalez-Alvarez et al., 2005; Martins et al., 2007).

La seule datation dans cette carotte correspond à 4 555 cal BP à la base. Cette carotte montre donc l'enregistrement (quoique bien évidemment sujet à des hiatus sédimentaires) du *Neoglacial Period* ou du début du Subboréal, décrit comme un intervalle à variabilité climatique rapide avec des alternances de conditions sèches et humides (Clave et al., 2001).

Nous avons donc un environnement toujours intertidal inférieur ou subtidal, comme celui d'aujourd'hui, soumis à des événements érosifs de la part des crues, et des stress biologiques lors d'épisodes pluvieux, et d'autres ou les mêmes entraînant une augmentation de matière organique.

V.3.d. Carotte V9

Elle présente des faciès à vase argilo-silteuse avec des niveaux plus riches en coquilles entières et en débris (Figure 90). Cette carotte prélevée dans le chenal présente deux niveaux nets et très compacts à débris de coquilles proches du sommet, semblables à ceux de la carotte V5 prélevée sur le tombant de ce même chenal.

Nous n'avons malheureusement pas de datations sur cette carotte, mais nous avons une corrélation lithologique possible avec les deux niveaux à débris bien tassés de coquilles existant dans les deux carottes. Si l'on regarde la courbe d'*Haynesina germanica* on peut corroborer cette corrélation. Cependant les assemblages diffèrent suffisamment pour énoncer que l'un a toujours été un environnement de chenal (V9) et l'autre une marge de chenal mais très influencée par la plaine tidale (V5).

Cette différence résulte surtout de la présence tout au long de la carotte d'*Elphidium excavatum* avec ses deux écomorphotypes (*lidoensis* et *selseyensis*) comme espèce dominante, mais également de la présence de beaucoup plus d'espèces de plate-forme interne indicatrices de chenaux de marée (*Elphidium poeyanum*, *Elphidium pulvereum*, *Elphidium aculeatum*, *Fissurina sp*, *Rosalina globularis*).

À part le caractère constant de chenal dans l'assemblage, une alternance entre des conditions plus ou moins marines est aussi enregistrée :

- les conditions plus marines sont marquées par une dominance d'*Ammonia beccarii* et *Elphidium excavatum* forme *lidoensis*.
- les conditions moins marines ou plus douces sont marquées par une dominance d'*Haynesina germanica*, *Elphidium excavatum* forme *selseyensis* et *Ammonia tepida*.

Si l'on admet la corrélation lithologique, c'est-à-dire la ligne de temps venant du V5, alors V9 nous indiquerait des conditions plus marines enregistrées dans le chenal à partir de 1 666±84 cal BP, et/ou une plus grande occurrence des tempêtes, comme il a été énoncé par d'autres auteurs travaillant en Bretagne Nord (Regnauld et al., 1996; Regnauld et al., 2003).

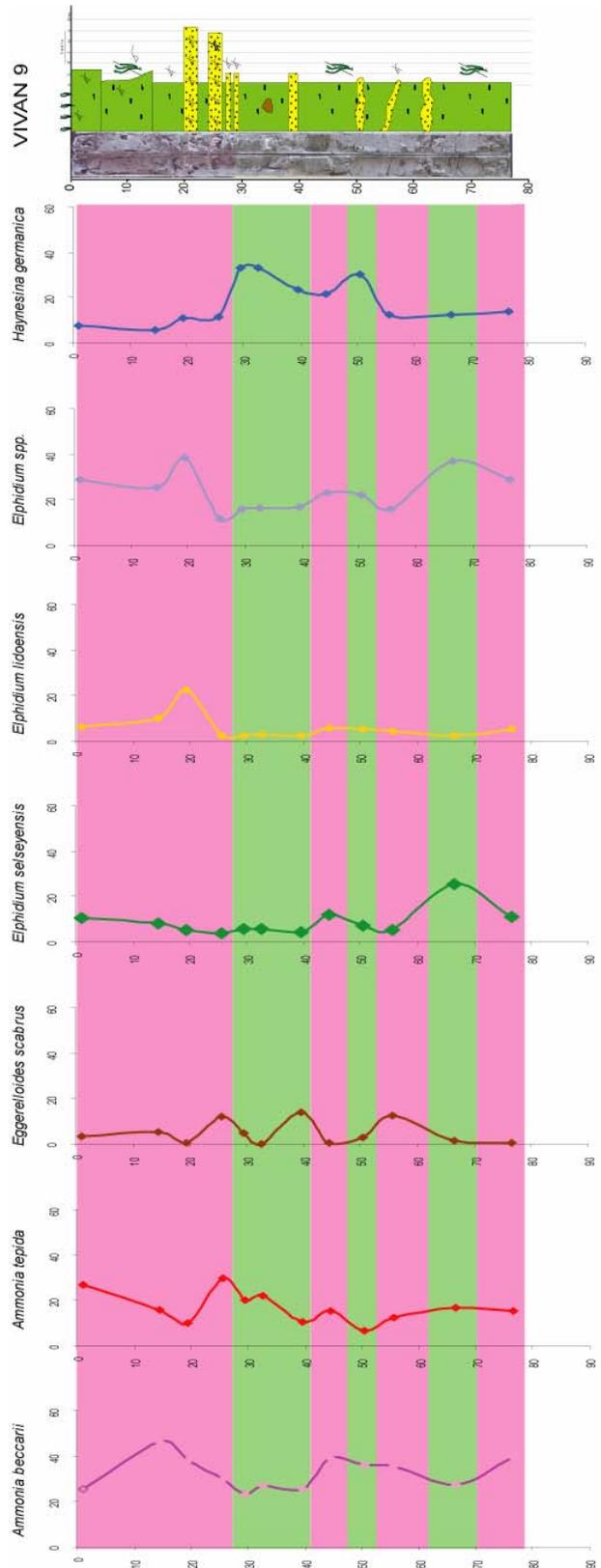
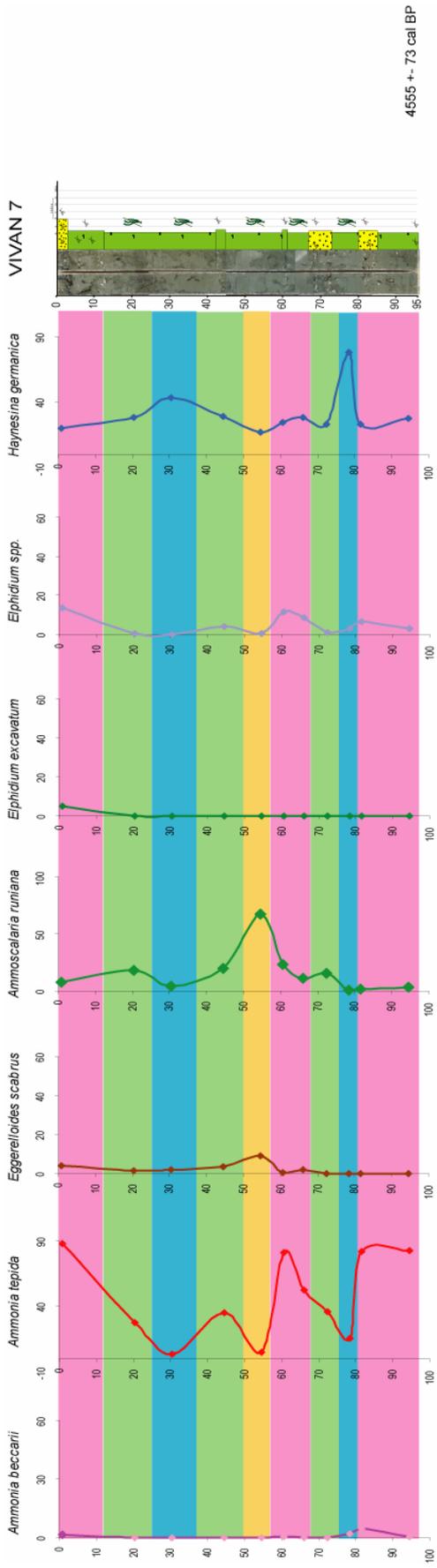


Figure 90. Interprétation des carottes V7 et V9.

V.4. Limites de l'interprétation

Malgré l'effort d'interprétation les problèmes de compaction liés au gaz et vraisemblablement aussi à la technique de échantillonnage nous obligent à prendre nos interprétations sur la reconstitution paléoenvironnementale avec précaution.

V.5. Evolution de la macroflore

Cette reconstitution est centrée sur l'étude des foraminifères benthiques comme seul appui biostratigraphique aux données sédimentologiques et géophysiques. Cependant il est utile de signaler un changement majeur de macroflore trouvé à une date significative : c'est le passage de *Zostera marina* à *Zostera noltii* à 5 192 ans cal BP observé dans la carotte V8. Ce passage correspond à une tendance régressive juste après l'Optimum Climatique ou le moment où la mer se stabilise après la transgression flandrienne : Morzadec-Kerfourn (1985) avait daté la fin de la transgression flandrienne en Bretagne à $5\,500 \pm 150$ ans ^{14}C , c'est-à-dire $5\,879 \pm 179$ ans cal BP. Ce changement dans la macroflore vient corroborer l'interprétation des données sismiques à partir du profil 29 et la carotte V8.

De plus, dans le Golfe du Morbihan des études sur le Néolithique montrent l'arrêt brusque de l'utilisation du tumulus de Gavrinis, c'est-à-dire le moment où le niveau de la mer montait pour faire de Gavrinis une île, vers le 3 000 ans BC (environ 4 500 ans BP) (Le Roux, 1985).

V.6. Des implications sur l'état de santé actuel du Golfe

Elphidium excavatum n'apparaît pas dans le fossile (sauf dans V9) alors qu'aujourd'hui il atteint un 4% au minimum dans la vase interne.

Elphidium (ou *Criboelphidium*) *excavatum* est décrite comme une espèce eutrophique capable d'habiter dans des environnements littoraux pollués plutôt par des matières organiques (Alve, 1991; Armynot du Châtelet et al., 2004; Leorri and Cearreta, 2004a) mais aussi par des métaux (Alve, 1991). Elle a été aussi décrite comme un bio-indicateur de pollution dans des environnements soumis à des perturbations d'origine anthropique dans le littoral atlantique français (Armynot du Châtelet et al., 2004). De plus, elle est l'unique espèce capable de vivre durablement (croissance et reproduction) dans l'estuaire de la Vilaine (Goubert, 1997), où se jettent des eaux qui drainent un bassin versant qui fait 13 fois celui du Golfe du Morbihan, incluant de grosses villes comme Rennes et la plupart des territoires destinés à l'agriculture. Il est donc fort probable qu'en baie de Vilaines les eaux soient plus chargées d'éléments

à forte signature anthropique que dans le Golfe du Morbihan. Ainsi, l'apparition récente d'*Elphidium excavatum* comme espèce commune dans le Golfe du Morbihan est vraisemblablement une réponse à la présence de produits d'origine anthropique, drainés par les réseaux hydrologiques du Golfe ou bien par celui de la Vilaine et atteignant le Golfe à marée montante. Malgré ce léger indice d'anthropisation, il est important de noter le fait que la diversité et l'abondance des foraminifères dans le milieu benthique actuel du Golfe du Morbihan sont similaires à ce qui est observé⁸ dans des périodes passées pendant l'Holocène avant les tous premiers établissements humains.

D'après cette étude des foraminifères, le benthos du Golfe du Morbihan serait en bonne santé environnementale. Néanmoins d'autres auteurs, ayant travaillé sur la macrofaune benthique (Afli, 1999 ; Afli & Chenier, 2002) déclarent que le Golfe montre « un important état de dégradation lié à l'accélération de l'envasement et à des facteurs anthropiques comme l'eutrophisation par des eaux usées, les activités de dragage... » et également lié à l'apparition des espèces opportunistes qui prendraient le dessus sur le habitat et la nourriture (l'exemple de *Crepidula fornicata*). Cependant les données sédimentologiques utilisées pour cette étude (étant les seuls disponibles aujourd'hui) montrent une teneur en phosphates (marqueur des eaux issues de l'agriculture) très faible dans les sédiments (Marcaillou et al, 1996). L'accélération de l'envasement est aussi discutable dans ce type d'environnement tellement dynamique, elle pourrait être liée au développement de l'herbier à *Zostera marina* mais, nous avons vu dans les carottes que cet herbier a toujours existé dans le Golfe et il est connu, d'après des études faites sur *Zostera marina* dans le Golfe et ailleurs (Denis, 1978), que l'extension du champ de *Zostera marina* est fluctuant dans le temps. Les activités de dragages doivent être restreintes aux bancs sableux du Creïzig dans le bassin occidental (car le golfe du Morbihan est une réserve naturelle) où les dunes représentent un danger potentiel pour la navigation ; mais justement à cet endroit-ci les actions de dragage ne peuvent pas influencer la biodiversité, étant donné qu'il s'agit de l'endroit le plus énergétique du Golfe, le matériel est déjà remanié naturellement.

En revanche dans le cas des *Crepidula fornicata*, l'impact de cette espèce invasive est vraisemblablement plus fort sur la macrofaune, en raison d'une compétition trophique, que sur la microfaune où la compétition ne concerne que l'habitat.

⁸ Dans les niveaux plus riches en carbonate (niveaux à débris de coquilles) pas susceptibles d'avoir été peu influencés par la taphonomie et la compaction.

VI. Conclusions

D'après les datations des carottes le temps enregistré correspond donc à l'Holocène.

Les carottes présentent une sédimentologie uniforme, ce qui indique qu'il n'y a pas de variation de type d'environnement : une unité vaseuse avec des épisodes de lag coquillier interprétés comme des tempêtes, pouvant être corrélées à des événements décrits régionalement.

La corrélation lithologique entre carotte s'avère très difficile à cause des hiatus sédimentaires et de la compaction.

Une étude biostratigraphique à partir de l'étude des foraminifères benthiques (calibrée par l'actuel) apporte des informations supplémentaires. Ainsi, des biofaciès de chenal, de vasière (intertidale et subtidale), sous influence marine (tempêtes), sous influence continentale (apports fluviatiles), de stockage de matière organique ont été reconnus et dont certains ont pu être corrélés par quelques datations disponibles.

Dans la partie interne du Golfe du Morbihan depuis au moins 5 182 cal BP les mêmes faciès estuariens se sont succédés, ainsi que les mêmes espèces de foraminifères qui règnent aujourd'hui.

D'après la succession des biofaciès dans les carottes les chenaux tidaux n'ont pas bougé. Le comblement de la vasière associée se fait de façon aggradante mais non continue ni dans le temps ni dans l'espace ; jusqu'à ce qu'elle atteigne le niveau bathymétrique propre à l'implantation de la *Zostera noltii*. A partir de ce moment, la vasière est fixée et entraîne un contexte régressif relatif.

Le fond marin actuel du Golfe ne présente pas de signatures de dégradation écologiques d'après l'évolution de la diversité et de l'abondance des foraminifères benthiques.

SYNTHÈSE ET CONCLUSIONS GÉNÉRALES.

... d'après les caractéristiques géomorphologiques

Le système tidal du Golfe du Morbihan est contrôlé par l'hydrodynamisme et par le contexte structural, ce dernier étant particulièrement important car il ne permet pas la migration des chenaux sous l'influence de la marée, ils sont contraints dans des vallées fossiles taillées dans le socle du Massif Armoricaïn. Ce contrôle structural ne permet pas non plus de développer tous les milieux sédimentaires propres à un système tidal complet, ainsi la plaine de marée sableuse (*sandflat*) n'existe pas en raison de l'absence de migration des chenaux. Nous passons alors directement d'un milieu chenalisant à une vasière, sans passer par les faciès sédimentaires intermédiaires. Malgré tout, ces faciès intermédiaires ont pu être détectés grâce à une étude de distribution d'assemblages de foraminifères benthique actuels.

... d'après les foraminifères actuels

Alors que la distribution des faciès sédimentaires est contrôlée par le régime hydrodynamique et le contexte structural, la distribution des foraminifères benthiques paraît répondre à des facteurs physiques, chimiques et biologiques liés au confinement, ou la distance par rapport à l'océan. Ces facteurs sont l'hydrodynamisme comme agent de renouvellement des eaux, la salinité, le type et quantité de matière organique.

L'étude de la distribution actuelle des foraminifères a donc permis de différencier tous les types d'environnements depuis le plus confiné (vasière intertidale) jusqu'au plus marin (chenal sous l'influence des apports marins).

L'intérêt de cette calibration a été de montrer que les changements d'assemblages de sont pas forcément couplés aux changements lithologiques.

... d'après le registre fossile

Cette étude confirme la pertinence de l'utilisation des foraminifères dans les études paléoenvironnementales, car ils peuvent apporter des indices dans l'évolution physico-chimique du benthos au cours du temps. Les assemblages fossiles de foraminifères benthiques du Golfe du Morbihan représentent les mêmes milieux sédimentaires existant aujourd'hui ; le type de sédimentation n'a pas varié dans l'histoire sédimentaire du Golfe depuis son invasion par la mer : la plaine de marée a

toujours était une vasière et les chenaux ont toujours été des chenaux présentant des formes de fond. Les variations environnementales enregistrées étant dues principalement à des effets de récurrence de tempêtes ou de continentalité (apport fluvial).

... d'après le cadre chronologique

Lors de la fin de la transgression flandrienne, il y a environ 9 000 ans (Fairbanks, 1989), la mer a envahi le Golfe du Morbihan. Un environnement estuarien transgressif est mis en place montrant la même disposition des environnements de dépôts qu'aujourd'hui.

À partir de environ 5 000 cal BP, le cortège sédimentaire de haut niveau se met en place et est soumis à de fréquents épisodes érosifs à cause de forçages externes et internes : (1) la variabilité climatique de l'Holocène, notamment la récurrence des tempêtes, et (2) la réduction de l'espace disponible après la transgression limitent donc la préservation des sédiments récents.

REMERCIEMENTS AGRADECIMIENTOS ACKNOWLEDGEMENTS

Tout ce qui commence doit finir. Tout est bien qui fini bien. Je dirai en l'occurrence tout ce qui fini c'est bien ! Pour que cette thèse ait eu un début et une fin la première personne que je dois remercier est Evelyne Goubert, car c'est elle qui m'a donné l'opportunité de démarrer dans cette aventure. Aussi Claude Le Corre et David Menier, les deux autres géologues du labo LEMEL présents quand j'ai démarré la thèse, m'ont aidé en me procurant des renseignements et de la bibliographie qu'ils avaient sur le site, je les remercie. D'autres personnes au sein du labo de Vannes et de l'île de Bailleron se sont toujours montrés amicaux et facilitant sur des aspects logistiques : je pense à Véronique Vellet, Sophie Manceau et Lionel Allano, merci à tous le trois pour votre aide et pour votre professionnalisme.

Merci à Agnès Baltzer et Bernadette Tessier pour l'apport de l'aspect géophysique à cette thèse. Merci à Isabelle Billeaud pour l'accueil et les encouragements. Merci Daniel Aslanian pour les rillettes à l'orange (la mission Orsane n'aurait pas été pareille sans elles).

Cette thèse s'est faite dans le cadre des projets GOLFOSED, financé par la Région de Bretagne, et GRACCIE (CONSOLIDER-INGENIO CSD 2007-00067) que je remercie.

Gracias a Guillermo Francés he tenido la oportunidad de continuar esta tesis, él me hizo un sitio en el Departamento de Geociencias Marinas de la Universidad de Vigo. Esto último no es sólo mérito de Guillermo sino también de todos los demás miembros del equipo XM1, en el que he encontrado buenos compañeros y sabios consejeros. En ambos grupos cabe Javier Hernández Molina al que tengo que agradecer su generosidad. Gracias a Susana Costas por su amistad y su ojo clínico, gracias a Paula Diz por sus comentarios sobre los capítulos de foraminíferos, gracias a Michel, Rita, Raquel, Patri, Jorge... por los cafés y las risas.

I would like to thank Ben Horton for his advice and support.

I would also like to thank the members of the jury for the time and patience they will take to read my manuscript.

Hay una serie de amigos-de-toda-la-vida que de forma indirecta también me han ayudado a terminar esta tesis, con su cariño, con su apoyo, con su ejemplo: Marlene, Irene, Paloma, Bernal, Eneko, Pili, Camino, Rocío, Maite, Bea. Gracias por estar ahí aunque sea al otro lado del correo electrónico o del teléfono.

Y al final de todo quien más te apoya y te soporta, quien te ayuda en los momentos en los que has perdido el norte y la fe, cuando crees que “esto no se va a acabar nunca” (ha habido tantos) son los de siempre, tu incondicional familia. Todo esto está acabado por vosotros y gracias a vosotros. Gracias por vuestra comprensión y vuestro amor. Os quiero.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Afli, A. and Glémarec, M., 1999. Long-term fluctuation of macrobenthic communities in the Morbihan gulf (Brittany, France). *Cahier de Biologie Marine*, 41(1): 67-89.
- Albani, A., Barbero, R.S. and Donnici, S., 2007. Foraminifera as ecological indicators in the Lagoon of Venice, Italy. *Ecological Indicators*, 7(2): 239-253.
- Alday, M. et al., 2006. Micropalaeontological record of Holocene estuarine and marine stages in the Corgo do Porto rivulet (Mira River, SW Portugal). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 66(3-4): 532-543.
- Allen, J. R. L., 1984, *Sedimentary Structures: Their Character and Physical Basis*. Elsevier, Amsterdam, 631 p.
- Allen, J.R.L., 2003. An eclectic morphostratigraphic model for the sedimentary response to Holocene sea-level rise in northwest Europe. *Sedimentary Geology*, 161(1): 31-54.
- Alley, R.B. et al., 1997. Holocene climatic instability; a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25(6): 483-486.
- Alley, R.B., 2000. *The Two-Mile Time Machine: Ice Cores, Abrupt Climate Change, and Our Future*. Princeton University Press, 229 p.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C. and Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability; a prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25(6): 483-486.
- Almogi-Labin, A., Siman-Tov, R., Rosenfeld, A. and Debard, E., 1995. Occurrence and distribution of the foraminifer *Ammonia beccarii tepida* (Cushman) in water bodies, Recent and Quaternary, of the Dead Sea Rift, Israel. *Marine Micropaleontology*, 26(1): 153-159.
- Alve, E. and Goldstein, S.T., 2003. Propagule Transport as a Key Method of Dispersal in Benthic Foraminifera (Protista). *Limnology and Oceanography*, 48(6): 2163-2170.
- Alve, E. and Murray, J.W., 1994. Ecology and taphonomy of benthic foraminifera in a temperate mesotidal inlet. *Journal of Foraminiferal Research*, 24: 18-27.
- Alve, E. and Murray, J.W., 2001. TEMPORAL VARIABILITY IN VERTICAL DISTRIBUTIONS OF LIVE (STAINED) INTERTIDAL FORAMINIFERA, SOUTHERN ENGLAND. *The Journal of Foraminiferal Research*, 31(1): 12-24.
- Alve, E., 1991. Benthic foraminifera in sediment cores reflecting heavy metal pollution in Sorfjord, western Norway. *The Journal of Foraminiferal Research*, 21(1): 1-19.
- Alves Martins, M.-V. and Ruivo Dragao Gomes, V., 2004. Foraminiferos da Margem Continental NW Ibérica: sistemática, ecologia e distribuição. *Agenda Comum - Comunicação Ida*, 377 pp.
- Armynot du Châtelet, E., Debenay, J.P. and Souldard, R., 2004. Foraminiferal proxies for pollution monitoring in moderately polluted harbors. *Environmental Pollution*, 127(1): 27-40.

- Ashley, G.M., 1990, Classification of large-scale subaqueous bedforms: a new look at an old problem. *Journal of Sedimentary Petrology*, 60: 160-172.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J. and Morehead, M.D., 1999. Forcing of the cold event of 8, 200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature (London)*, 400(6742): 344-348.
- Bard, E., Hamelin, B., Fairbanks, R.G. and Zindler, A., 1990. U-Thages from Barbados corals. *Nature*, 345: 31.
- Bard, E., Raisbeck, G., Yiou, F. and Jouzel, J., 2000. Solar irradiance during the last 1200 years based on cosmogenic nuclides. *Tellus*, 52(3): 985-992.
- Barmawidjaja, D.M., Jorissen, F.J., Puskaric, S. and Van Der Zwaan, G.J., 1992. Microhabitat selection by benthic foraminifera in the northern Adriatic Sea. *Journal of Foraminiferal Research*, 22(4): 297-317.
- Bauer, E., Claussen, M., Brovkin, V. and Huenerbein, A., 2003. Assessing climate forcings of the Earth system for the past millennium. *Geophys. Res. Lett.*, 30(6): 1276.
- Bernasconi, M.P., Melis, R. and Stanley, J.-D., 2006. Benthic biofacies to interpret Holocene environmental changes and human impact in Alexandria's Eastern Harbour, Egypt. *The Holocene*, 16(8): 1163-1176.
- Berné, S., 1991. Architecture et dynamique des dunes tidales. Doctorat de l'Université de Lille 1, 295 p.
- Bernhard, J.M. and Sen Gupta, B.K., 1999. Foraminifera of oxygen depleted environments. Sen Gupta, BK (ed.), *Modern Foraminifera*: Kluwer Academic Publishers, MA: 201-216.
- Bertin, X., Chaumillon, E., Sottolichio, A. and Pedreros, R., 2005. Tidal inlet response to sediment infilling of the associated bay and possible implications of human activities: the Marennes-Oléron Bay and the Maumusson Inlet, France. *Continental Shelf Research*, 25(9): 1115-1131.
- Bianchi, G.G. and McCave, I.N., 1999. Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature*, 397: 515- 517.
- Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P. and Caline, B., 2007. Preservation potential of highstand coastal sedimentary bodies in a macrotidal basin: Example from the Bay of Mont-Saint-Michel, NW France. *Sedimentary Geology*, 202(4): 754-775.
- Birks, H.J.B., 1995. Quantitative palaeoenvironmental reconstructions. *Statistical Modelling of Quaternary Science Data. Technical Guide*, 5: 161-254.
- Blunier, T. and Brook, E.J., 2001. Timing of millennial-scale climate change in Antarctica and Greenland during the last glacial period. *Science*, 291: 109-112.
- Boltovskoy, E. and Lena, H., 1969. Seasonal occurrences, standing crop and production in benthic foraminifera of Puerto Deseado: Contributions to the Cushman Foundation for Foraminiferal Research, v. 20.
- Boltovskoy, E., 1965. Los foraminíferos recientes: Biología, métodos de estudio, aplicación Oceanográfica. Eudeba Editorial Universitaria de Buenos Aires. , 510 pp.

- Bond, G., Kromer, B., Beer, J., Muscheler, R., Evans, M.N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. and Bonani, G., 2001. Persistent Solar Influence on North Atlantic Climate During the Holocene. *Science*, 294(5549): 2130.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. and Bonani, G., 1997. A Pervasive Millennial-Scale Cycle in North Atlantic Holocene and Glacial Climates. *Science*, 278(5341): 1257-1266.
- Bonnet, S., 1998. Tectonique et dynamique du relief : le socle armoricain au Pléistocène. Doctorat de l'Université de Rennes I, Mémoire de Géosciences Rennes, 352 p.
- Boski, T. et al., 2002. Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology*, 150: 103-122.
- Bouchet, V.M.P., Debenay, J.P., Sauriau, P.G., Radford-Knoery, J. and Soletchnik, P., 2007. Effects of short-term environmental disturbances on living benthic foraminifera during the Pacific oyster summer mortality in the Marennes-Oleron Bay (France). *Marine Environmental Research*, 64(3): 358-383.
- Bradley, R.S. and Jones, P.D., 1993. Little Ice Age summer temperature variations: their nature and relevance to recent global warming trends. *The Holocene* (Sevenoaks), 3(4): 367-376.
- Bradley, R.S., Hughes, M.K. and Diaz, H.F., 2003. CLIMATE CHANGE: Climate in Medieval Time. *Science*, 302(5644): 404-405.
- Bradley, R.S., Hughes, M.K. and Diaz, H.F., 2003. CLIMATE CHANGE: Climate in Medieval Time. *Science*, 302(5644): 404-405.
- Broecker, W.S., 2001. Paleoclimate : Was the Medieval Warm Period Global? *Science*, 291(5508): 1497-1499.
- Caillibot, C., 1990 Evolution de la végétation halophile et des quelques marais salants dans le bassin oriental du Golfe du Morbihan : approche par photo-interprétation. Mémoire de Maîtrise de Géographie. Université Rennes II, 157 p.
- Cearreta, A., 1998. Holocene Sea-Level Change in the Bilbao Estuary (North Spain): Foraminiferal Evidence. *Micropaleontology*, 44(3): 265-276.
- Cearreta, A., Cachão, M., Cabral, M.C., Bao, R. and Ramalho, M.J., 2003. Lateglacial and Holocene environmental changes in Portuguese coastal lagoons 2: microfossil multiproxy reconstruction of the Santo André coastal area. *The Holocene*, 13: 447-458.
- Chaumillon, E., Tessier, B., Weber, N., Tesson, M. and Bertin, X., 2004. Buried sandbodies within present-day estuaries (Atlantic coast of France) revealed by very high resolution seismic surveys. *Marine Geology*, 211(3-4): 189-214.
- Clark, P.U. and Mix, A.C., 2002. Ice sheets and sea level of the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 1-7.
- Clave, B., Masse, L., Carbonel, P. and Tastet, J.P., 2001. Holocene coastal changes and infilling of the La Perroche marsh (French Atlantic coast). *Oceanologica Acta*, 24(4): 377-389.
- Coccioni, R., 2000. Benthic foraminifera as bioindicators of heavy metal pollution. A case study from the Goro Lagoon (Italy). *Environmental micropaleontology*/Ed. R. Martin. New York: Plenum, 15: 71-103.

- Culver, S.J., 1988. New Foraminiferal Depth Zonation of the Northwestern Gulf of Mexico. *PALAIOS*, 3(1): 69-85.
- Culver, S.J., Woo, H.J., Oertel, G.F. and Buzas, M.A., 1996. Foraminifera of Coastal Depositional Environments, Virginia, USA: Distribution and Taphonomy. *PALAIOS*, 11(5): 459-486.
- Cushman, J.A. and Brönnimann, P., 1948. Additional new species of arenaceous foraminifera from shallow waters of Trinidad. *Cushman Laboratory for Foraminiferal Research*, 23: 60-72.
- Cushman, J.A., 1926. The foraminifera of the Velasco Shale of the Tampico Embayment. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 10: 581-612.
- Cushman, J.A., 1936. Some new species of Elphidium and related genera. *Contributions from the Cushman Laboratory of Foraminiferal Research*, 12: 78-89.
- Dabrio, C.J., C., Z., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., Gonzalez, J.A. and Flores, J.A., 2000. Depositional history of estuarine infill during the last postglacial δ . *Marine Geology*, 162: 381-404.
- Dalrymple, R.W. and Choi, K., 2007. Morphologic and facies trends through the fluvial-marine transition in tide-dominated depositional systems: A schematic framework for environmental and sequence-stratigraphic interpretation. *Earth Science Reviews*, 81(3-4): 135-174.
- Dalrymple, R.W. and Rhodes, R.N., 1995. Estuarine dunes and bars. Ed. G.M.E. Perillo. *Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Developments in Sedimentology*, 53: 359-422.
- Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R., 1992. Estuarine facies models; conceptual basis and stratigraphic implications. *Journal of Sedimentary Research*, 62(6): 1130-1146.
- Debenay, I.P., Guillou, II, Redois, F. and Geslin, E., 2000a. Distribution Trends of Foraminiferal Assemblages in Paralic Environments. *Environmental Micropaleontology: The Application of Microfossils to Environmental Geology*.
- Debenay, J.P. et al., 1998. AMMONIA BECCARII AND AMMONIA TEPIDA(FORAMINIFERA): MORPHOFUNCTIONAL ARGUMENTS FOR THEIR DISTINCTION. *Marine Micropaleontology*, 34(3-4): 235-244.
- Debenay, J.P. et al., 2003. Multi-bioindicator study of a small estuary in Vendee (France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 58(4): 843-860.
- Debenay, J.P., Bicchi, E., Goubert, E. and Armynot du Châtelet, E., 2006. Spatio-temporal distribution of benthic foraminifera in relation to estuarine dynamics (Vie estuary, Vendée, W France). *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 67(1-2): 181-197.
- Debenay, J.P., Guillou, J.J., Redois, F. and Geslin, E., 2000b. Distribution trends of foraminiferal assemblages in paralic environments: a base for using foraminifera as bioindicators: in Martin, RE, ed., *Environmental Micropaleontology*. New York, Kluwer Academic/Plenum Publishers, p39-67.

- deMenocal, P., Ortiz, J., Guilderson, T. and Sarnthein, M., 2000. Coherent High- and Low-Latitude Climate Variability During the Holocene Warm Period. *Science*, 288(5474): 2198-2202.
- deMenocal, P.B., 2001. Cultural Responses to Climate Change During the Late Holocene, pp. 667-673.
- Denis, P. and Maheo, R., 1978. Golfe du Morbihan: conséquences des concentrations du milieu en substances exogènes sur l'écosystème: herbier de Zostères.
- Denis, P. and Mahéo, R., 1983. Golfe du Morbihan : conséquences des concentrations du milieu en substances exogènes sur l'écosystème : herbier de Zostères. Rapport ENV-MER, 76 p.
- Denis, P., 1978. Approche écologique sur les estrans meubles intertidaux de la partie orientale du Golfe du Morbihan. Thèse de doctorat en Océanographie. Université Paris VI, 146 p.
- Denne, R.A. and Gupta, S., 1991. Association of bathyal foraminifera with water masses in the northwestern Gulf of Mexico. *Marine Micropaleontology*, 17(3): 173-193.
- Dionne, J.C., 2002. Une nouvelle courbe du niveau marin relatif pour la région de Rivière-du-Loup (Québec). *Géographie physique et Quaternaire*, 56(1): 33-44.
- Diz, P. and Frances, G., 2008. Distribution of live benthic foraminifera in the Ria de Vigo (NW Spain). *Marine Micropaleontology*, In Press, Corrected Proof.
- Diz, P., Frances, G., Costas, S., Souto, C. and Alejo, I., 2004. DISTRIBUTION OF BENTHIC FORAMINIFERA IN COARSE SEDIMENTS, RIA DE VIGO, NW IBERIAN MARGIN. *The Journal of Foraminiferal Research*, 34(4): 258-275.
- Dominguez, J.M.L., Martin, L. and Bittencourt, A., 1987. Sea-level history and the Quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast coast of Brazil: a summary. *Sea-Level Fluctuation and Coastal Evolution*, SEPM, Spec Publ, 41: 115-127.
- Duchemin, G., Jorissen, F.J., Redois, F. and Debenay, J.P., 2005. Foraminiferal microhabitats in a high marsh: Consequences for reconstructing past sea levels. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 226(1): 167-185.
- Duplessy, J.C. and Morel, P., 1990. Gros temps sur la planète. O. Jacob, 296 p.
- Ehrenberg, C.G., 1840. Eine weitere Erläuterung des Organismus mehrerer in Berlin lebend beobachteter Polythalamien der Nordsee. Bericht über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandlungen der Königlichen Preussischen Akademie der Wissenschaften zu Berlin, v. for: 18-23.
- Fairbanks, R.G., 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*, 342: 637-642.
- Fairbridge, R.W., 1961. Eustatic Changes in Sea Level. *Physics and Chemistry of the Earth* 4: 99-185.
- Fatela, F. and Taborda, R., 2002. Confidence limits of species proportions in microfossil assemblages. *Marine Micropaleontology*, 45(169): 174.
- Fenies, H. and Faugères, J.-C., 1998. Facies and geometry of tidal channel-fill deposits (Arcachon Lagoon, SW France) *Marine Geology*, 150(1): 131-148

- Féniès, H. and Lericolais, G., 2005. Internal architecture of an incised valley-fill on a wave-and tide-dominated coast (the Leyre incised valley, Bay of Biscay, France). *Comptes rendus-Géoscience*, 337(14): 1257-1266.
- Fernandez-Salas, L.M., Lobo, F.J., Hernandez-Molina, F.J., Somoza, L., Rodero, J., Rio, V.D.D. and Maldonado, A., 2003. High-resolution architecture of late Holocene highstand prodeltaic deposits from southern Spain: the imprint of high-frequency climatic and relative sea-level changes. *Continental Shelf Research*, 23(11): 1037-1054.
- Flemming, B.W., 1988, Zur Klassifikation subaquatischer, stromungstrans versaler Transportkorper: *Boch. geol. u. geotechn. Arb.*, 29: 44-77.
- Frouin, M. et al., 2007. Influence of paleotopography, base level and sedimentation rate on estuarine system response to the Holocene sea-level rise: The example of the Marais Vernier, Seine estuary, France. *Sedimentary Geology*, 200(1-2): 15-29.
- García-Gil S, Vilas F, García-García A (2002) Shallow gas features in incised-valley fills (Ría de Vigo, NW Spain): a case study. *Cont Shelf Res* 22:2303-2315
- Gehrels, W.R. et al., 2005. Onset of recent rapid sea-level rise in the western Atlantic Ocean. *Quaternary Science Reviews*, 24(18-19): 2083-2100.
- Gehrels, W.R., 1994. Determining relative sea-level change from salt-marsh foraminifera and plant zones on the coast of Maine, USA. *Journal of Coastal Research*, 10(4): 990-1009.
- Giresse, P., Wiewiora, A. and Lacka, B., 1998. Processes of Holocene ferromanganese-coated grains (oncolites) in the nearshore shelf of Cameroon. *Journal of Sedimentary Research*, 68(1): 20-36.
- Glémarec, M., 1964. Bionomie benthique de la partie orientale du golfe du Morbihan. *Cah. Biol. Mar*, tome V: 33-96.
- Goldstein, S.T., 1999. Foraminifera: A biological overview. *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers Dordrecht.
- Gonzalez Diez, A., Salas, L., Ramon Diaz De Teran, J. and Cendrero, A., 1996. Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. *Geomorphology(Amsterdam)*, 15(3-4): 291-309.
- Gonzalez-Alvarez, R. et al., 2005. Paleoclimatic evolution of the Galician continental shelf (NW of Spain) during the last 3000 years: from a storm regime to present conditions. *Journal of Marine Systems*, 54(1-4): 245-260.
- Gooday, A.J., 1993. Deep-sea benthic foraminiferal species which exploit phytodetritus: Characteristic features and controls on distribution. *Marine Micropaleontology*, 22(3): 187-205.
- Goslar, T., Czernik, J. and Goslar, E., 2004. Low-energy ¹⁴C AMS in Poznan Radiocarbon Laboratory, Poland. *Nuclear Inst. and Methods in Physics Research, B*, 223: 5-11.
- Goubert, E., 1997. Les *Elphidium excavatum* (Terquem), foraminifères benthiques, vivant en baie de Vilaine (Bretagne, France) d'octobre 1992 à septembre 1996 : morphologie, dynamique de population et relations avec l'environnement. Réflexions sur l'approche méthodologique, et la lignée évolutive et

- l'utilisation en paléocéologie. Doctorat de l'Université de Nantes, 2 tomes (186 p. + figures).
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Lario, J., Borja, F., Sierro, F.J. and Flores, J.A., 1996. Global and regional factors controlling changes of coastlines in southern Iberia (Spain) during the holocene. *Quaternary Science Reviews*, 15(8): 773-780.
- Grove, J.M. and Switsur, R., 1994. Glacial geological evidence for the medieval warm period. *Climatic Change*, 26(2): 143-169.
- Grove, J.M., 2001. The Initiation of the "Little Ice Age" in Regions Round the North Atlantic. *Climatic Change*, 48(1): 53-82.
- Guillocheau, F., Bonnet, S., Bourquin, S., Dabard, M.P., Outin, J.M. & Thomas, É., 1998. Characterization of a flooded palaeovalley network in the Armorican Massif (France): a new interpretation of the Armorican Pliocene sands. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences Series IIA Earth and Planetary Science*, 327(4): 237-243.
- Guillocheau, F., Brault, N., Thomas, E., Barbarand, J., Bonnet, S., Bour-Quin, S., Estéoule-Choux, J., Guennoc, P., Menier, D. & Nérau-Deau, D., 2003. Histoire géologique du massif armoricain depuis 140 Ma (Crétacé-Actuel). *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris*, 40(1): 13-28.
- Gupta, B.K.S., 1999. Foraminifera in marginal marine environments. *Modern Foraminifera*.
- Hageman, B.P., 1969. Report of the Commission on the Holocene 1957: Etudes sur le Quaternaire dans le Monde 2, 679 pp. VIII INQUA Congres, Paris.
- Hammer, Ø., Harper, D.A.T. and Ryan, P.D., 2001. PAST: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica*, 4(1): 9.
- Haslett, S.K. and Bryant, E.A., 2007. Reconnaissance of historic (post-AD 1000) high-energy deposits along the Atlantic coasts of southwest Britain, Ireland and Brittany, France. *Marine Geology*, 242(1-3): 207-220.
- Hayes, M.O., 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. *Sedimentary Geology*. 26: 139-156.
- Haynes, J.R., 1973. Cardigan Bay Recent foraminifera. *Bulletin of the British Museum (Natural History) Zoology, Supplement*, 4: 1-245.
- Hayward, B.W., Scott, G.H., Grenfell, H.R., Carter, R. and Lipps, J.H., 2004. Techniques for estimation of tidal elevation and confinement (~ salinity) histories of sheltered harbours and estuaries using benthic foraminifera: examples from New Zealand. *The Holocene*, 14(2): 218.
- Heinz, P., Kitazato, H., Schmiedl, G. and Hemleben, C., 2001. Response of deep-sea benthic foraminifera from the Mediterranean Sea to simulated phytoplankton pulses under laboratory conditions. *Journal of Foraminiferal Research*, 31(3): 210-227.
- Hermelin, J.O.R. and Shimmield, G.B., 1990. The importance of the oxygen minimum zone and sediment geochemistry in the distribution of recent benthic foraminifera in the northwest Indian Ocean. *Marine Geology*, 91(1-2): 1-29.

- Hernández-Molina, F.J., Somoza, L., Rey, J. and Pomar, L., 1994. Late Pleistocene-Holocene sediments on the Spanish continental shelves: Model for very high resolution sequence stratigraphy. *Marine Geology*, 120: 129-174.
- Heron-Allen, E. and Earland, A., 1911. On the recent and fossils foraminifera of the shore-sands of Selsey Bill, Sussex, IV. *Journal of the Royal Microscopy Society*: 436-448.
- Heron-Allen, E. and Earland, A., 1913. Clare Island Survey: Part 64, Foraminifera. *Proc. R. Ir. Acad*, 31(64): 1-188.
- Heron-Allen, E. and Earland, A., 1916. The Foraminifera of the West of Scotland. *Trans. Linn. Soc. Lond. Zool*, 11: 197-300.
- Heron-Allen, E. and Earland, A., 1932. Foraminifera Part 1. *Discovery Report*, 4: 291-460.
- Hilbich, C. et al., 2008. Reconstruction of the Depositional History of the Former Coastal Lagoon of Vilamoura (Algarve, Portugal): A Sedimentological, Microfaunal and Geophysical Approach. *Journal of Coastal Research*, 24(sp2): 83-91.
- Horton, B.P. and Edwards, R.J., 2006. Quantifying Holocene Sea-level Change Using Intertidal Foraminifera: Lessons from the British Isles. *Cushman Foundation for Foraminiferal Research*.
- Horton, B.P. and Murray, J.W., 2006. Patterns in cumulative increase in live and dead species from foraminiferal time series of Cowpen Marsh, Tees Estuary, UK: Implications for sea-level studies. *Marine Micropaleontology*, 58(4): 287-315.
- Horton, B.P. et al., 2005. THE DEVELOPMENT OF A MODERN FORAMINIFERAL DATA SET FOR SEA-LEVEL RECONSTRUCTIONS, WAKATOBI MARINE NATIONAL PARK, SOUTHEAST SULAWESI, INDONESIA. *The Journal of Foraminiferal Research*, 35(1): 1-14.
- Horton, B.P. et al., 2007. RECONSTRUCTING HOLOCENE SEA-LEVEL CHANGE FOR THE CENTRAL GREAT BARRIER REEF (AUSTRALIA) USING SUBTIDAL FORAMINIFERA. *The Journal of Foraminiferal Research*, 37(4): 327.
- Horton, B.P., 1999. The distribution of contemporary intertidal foraminifera at Cowpen Marsh, Tees Estuary, UK: implications for studies of Holocene sea-level changes. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149(1): 127-149.
- Horton, B.P., 2007. Late Quaternary relative sea-level changes in mid latitudes. *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, 3064-3071.
- Houghton, J.T., Jenkins, G.J. and Ephraums, J.J., 1990. *Climate change : The IPCC scientific assessment*. Cambridge University Press, 365 p.
- Hughen, K.A., Baillie, M.G.L., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Bertrand, C., Blackwell, P.G., Buck, C.E., Burr, G., Cutler, K.B., Damon, P.E., Edwards, R.L., Fairbanks, R.G., Friedrich, M., Guilderson, T.P., Kromer, B., McCormac, F.G., Manning, S., Bronk Ramsey, C., Reimer, P.J., Reimer, R.W., Remmele, S., Southon, J.R., Stuiver, M., Talamo, S., Taylor, F.W., van der Plicht, J. & Weyhenmeyer, C.E., 2004. Marine04 Marine radiocarbon age calibration, 26-0 ka BP. *Radiocarbon*, 46(3): 1059-1086.

- Hughes, M.K. and Diaz, H.F., 1994. Was there a 'medieval warm period', and if so, where and when? *Climatic Change*, 26(2): 109-142.
- Jelgersma, S., 1979. Sea-level changes in the North Sea basin. In "The Quaternary History of the North Sea" (E. Oele, R.T.E. Schüttenhelm & A.J. Wiggers, Eds.), 233-248.
- Jennings, A.E., Knudsen, K.L., Hald, M., Hansen, C.V. and Andrews, J.T., 2002. A mid-Holocene shift in Arctic sea-ice variability on the East Greenland Shelf. *The Holocene*, 12(1): 49.
- Jian, Z. et al., 1999. Benthic foraminiferal paleoceanography of the South China Sea over the last 40,000 years. *Marine Geology*, 156(1): 159-186.
- Jorissen, F.J., de Stigter, H.C. and Widmark, J.G.V., 1995. A conceptual model explaining benthic foraminiferal microhabitats. *Marine Micropaleontology*, 26(1): 3-15.
- Judd AG, Hovland M (2007) Seabed fluid flow: the impact on geology, biology and the marine environment. Cambridge University Press, Cambridge.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H.P., Hafliðason, H., Johnsen, S. and Spurk, M., 1998. A regional 8200 cal. yr BP cooling event in northwest Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation? *Journal of Quaternary Science*, 13(2): 165-169.
- L'Homer, A., Bonnot-Courtois, C. and Caline, B., 2002. Le prisme sédimentaire des dépôts du Marais de Dol: essai de reconstitution de la mise en place des dépôts. C. Bonnot-Courtois, B. Caline, A. L'Homer ET M. Le Vôt, Eds, La baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. Environnements sédimentaires, aménagements et évolution récente.-Mém. Elf-Aquitaine, 26: 177-196.
- Labeyrie, L., 2000. Glacial climate instability. *Science*, 290(5): 498.
- Lambeck, K., Yokoyama, Y. and Purcell, T., 2002. Into and out of the Last Glacial Maximum: sea-level change during Oxygen Isotope Stages 3 and 2. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 343-360.
- Le Cadre, V., Debenay, J.P. and Lesourd, M., 2003. Low pH effects on *Ammonia beccarii* test deformation: implications for using test deformations as a pollution indicator. *The Journal of Foraminiferal Research*, 33(1): 1-9.
- Le Roux, C., 1985. Gavrinis et les îles du Morbihan. Guides archéologiques de la France. Paris: Ministère de la Culture.
- Le Roy Ladurie, E., 1967. Histoire du climat depuis l'an mil. Flammarion, 376 p.
- Leorri, E. and Cearreta, A., 2004a. Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology*, 51(1-2): 75-94.
- Leorri, E. and Cearreta, A., 2004b. Holocene environmental development of the Bilbao estuary, northern Spain: sequence stratigraphy and foraminiferal interpretation. *Marine Micropaleontology*, 51: 75-94.
- Leorri, E., Martin, R. and McLaughlin, P., 2006. Holocene environmental and parasequence development of the St. Jones Estuary, Delaware (USA): Foraminiferal proxies of natural climatic and anthropogenic change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 241(3-4): 590-607.

- Lericolais, G., Auffret, J.P. and Bourillet, J.F., 2003. The Quaternary Channel River: seismic stratigraphy of its palaeo-valleys and deeps. *Journal of Quaternary Science*, 18(3-4): 245-260.
- Lévy, A., 1966. Contribution à l'étude écologique et micropaléontologique de quelques Elphidium (Foraminifères) du Roussillon. Description d'une nouvelle espèce: *Elphidium cuvillieri* n. sp. *Vie et Milieu*, v. 17: 1-8.
- Li, J., Schellhorn, M., Eichhorn, A. and Hass, H.C., 1996. Northern Europe climate variations during late Holocene: evidence from marine Skagerrak. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 123(1): 121-145.
- Linnaeus, C., 1758. *Systema Naturae per regna tria naturae, secundum classes, ordines, genera species, cum characteribus, differentiis, synonymis, locis*. Laurentii Salvii, Stockholm, Sweden, 1: 1-824.
- Loeblich, A.R. and Tappan, H., 1987. *Foraminiferal genera and their classification* (2 vols.). Van Nostrand Reinhold Company, New York.
- Louvat, L. and Gâteau, C., 2005. The Litto3D project. *Oceans 2005-Europe*, 2.
- Luque Marín, J.A., Brugués, R.J. and Universitat de Barcelona Departament de Geoquímica, P.i.P.G., 2003. El lago de Sanabria: Un sensor de las oscilaciones climáticas del Atlántico Norte durante los últimos 6.000 años. Universitat de Barcelona.
- Maheo, R. and Denis, P., 1987. Les bernaches hivernant dans le Golfe du Morbihan(Sud Bretagne) et leur impact sur les herbiers de zostères: premiers résultats. *Revue d'écologie*: 35-45.
- Manaud, 1976. Etude préliminaire physique et biologique du Golfe du Morbihan. Direction Départementale de l'Équipement du Morbihan. SAUM. CNEXO - COB. Unité Littoral.: 172.
- Marcaillou, B., Camus, P. and Daniel, F., 1996. Caractéristiques sédimentaires du golfe du Morbihan: granulométrie, teneurs en eau, matière organique et phosphore total. Rapport d'étude, IFREMER-ODEM.
- Marcos, F., Janin, J.M. and Le Saux, J.M., 1995. Modélisation hydrodynamique du golfe du Morbihan. Note technique. Conseil Général du Morbihan-EDF, 47 p.
- Marteil, L., 1960. Ecologie des huîtres du Morbihan *Ostrea edulis* Linné et *Gryphaea angulata* Lamarck, 24. Institut scientifique et technique des pêches maritimes.
- Martínez-Cortizas, A., Pontevedra-Pombal, X., García-Rodeja, E., Nóvoa-Muñoz, J.C. and Shotyk, W., 1999. Mercury in a Spanish Peat Bog: Archive of Climate Change and Atmospheric Metal Deposition. *Science*, 284(5416): 939.
- Martins, V. et al., 2007. A multiproxy approach of the Holocene evolution of shelf-slope circulation on the NW Iberian Continental Shelf. *Marine Geology*, 239(1-2): 1-18.
- Matthews, J.A. and Briffa, K.R., 2005. THE 'LITTLE ICE AGE': RE-EVALUATION OF AN EVOLVING CONCEPT. *Geografiska Annaler*, 87(1): 17-36.
- McDermott, F., Matthey, D.P. and Hawkesworth, C., 2001. Centennial-Scale Holocene Climate Variability Revealed by a High-Resolution Speleothem delta 18O Record from SW Ireland. *Science*, 294(5545): 1328-1331.

- Meldahl, K.H., 1994. Biofacies and taphofacies of a holocene macrotidal environment: Bahia La Cholla, northern Gulf of California. *Ciencias marinas*. Ensenada, 20(4): 555-583.
- Mendez, G., Perez-Arlucea, M., Stouthamer, E. and Berendsen, H., 2003. The TESS-1 Suction Corer: A New Device to Extract Wet, Uncompacted Sediments. *SEPM*, pp. 1078-1081.
- Menier, D., 2004. Morphologie et remplissage des vallées fossiles sud-armoricaines: apports de la stratigraphie sismique. Doctorat de l'Université de Bretagne Sud, Mémoire de Géosciences Rennes, 216 p.
- Menier, D., Reynaud, J.Y., Proust, J.N., Guillocheau, F., Guennoc, P., Tessier, B., Bonnet, S., Goubert, E., 2006. Inherited fault control on the drainage pattern and infilling sequences of late glacial incised valleys, SE coast of Brittany, France. *SEPM Special Publication « Incised Valleys in Time and Space »*, 85: 37-55.
- Moreno, J. et al., 2007. Occurrence of calcareous foraminifera and calcite-carbonate equilibrium conditions—a case study in Minho/Coura estuary (Northern Portugal). *Hydrobiologia*, 587(1): 177-184.
- Mörner, N.A., 1969. Eustasy and climatic changes during the last 15,000 Y. *Geol Mijnbouw*, 48: 389-399.
- Mörner, N.A., 1996. Rapid changes in coastal sea level. *Journal of coastal research*, 12(4): 797-800.
- Morvan, J. et al., 2006. Patchiness and life cycle of intertidal foraminifera: Implication for environmental and paleoenvironmental interpretation. *Marine Micropaleontology*, 61(1-3): 131-154.
- Morzadec-Kerfourn, M.T., 1974. Variations de la ligne de rivage armoricaine au quaternaire: analyses polliniques de dépôts organiques littoraux. Université de Rennes, Institut de géologie.
- Morzadec-Kerfourn, M.T., 1975. Evolution paléogéographique du Marais de Dol en Bretagne (Ille et Vilaine) durant le Flandrien. *Bulletin Société Géologique Minérologique*, 7(1): 49-51.
- Morzadec-Kerfourn, M.T., 1985. Variations du niveau marin à l'Holocène en Bretagne (France). *Eiszeitalter Gegenwart Hannover*: 15-22.
- Mulvaney, R., 2000. The transition from the last glacial period in inland and near coastal Antarctica. *Geophys. Res. Lett.*, 27: 2673-2676.
- Murray, J.W. and Alve, E., 1999. Taphonomic experiments on marginal marine foraminiferal assemblages: how much ecological information is preserved? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 149(1): 183-197.
- Murray, J.W. and Alve, E., 1999a. Natural dissolution of modern shallow water benthic foraminifera: taphonomic effects on the palaeoecological record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 146(1): 195-209.
- Murray, J.W., 1968. The living Foraminifera of Christchurch Harbour, England. *Micropaleontology*, 14(1): 83-96.
- Murray, J.W., 1991. Ecology and Palaeoecology of Benthic Foraminifera. Longman Scientific & Technical, 397 p.

- Murray, J.W., 2000a. THE ENIGMA OF THE CONTINUED USE OF TOTAL ASSEMBLAGES IN ECOLOGICAL STUDIES OF BENTHIC FORAMINIFERA. CFFR, pp. 244-245.
- Murray, J.W., 2000b. When does environmental variability become environmental change? The proxy record of benthic foraminifera: Pp. 7-37 in RE Martin, ed. Environmental micropaleontology: the application of microfossils to environmental geology. Kluwer Academic/Plenum, New York.
- Murray, J.W., 2003. An Illustrated guide to the benthic foraminifera of the hebridean shelf, west of Scotland, with notes on their mode of life. *Paleontologia electrónica*, 5(1): 31.
- Murray, J.W., 2006. Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. Cambridge University Press.
- Nomaki, H., Heinz, P., Hemleben, C. and Kitazato, H., 2005. BEHAVIOR AND RESPONSE OF DEEP-SEA BENTHIC FORAMINIFERA TO FRESHLY SUPPLIED ORGANIC MATTER: A LABORATORY FEEDING EXPERIMENT IN MICROCOSM ENVIRONMENTS. *The Journal of Foraminiferal Research*, 35(2): 103-113.
- O'Brien, S.R., Mayewski, P.A., Meeker, L.D., Meese, D.A., Twickler, M.S. and Whitlow, S.I., 1995. Complexity of Holocene Climate as Reconstructed from a Greenland Ice Core. *Science*, 270(5244): 1962.
- Off, T., 1963. Rhythmic linear sand bodies caused by tidal currents. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 47: 324-341.
- Peterson, L.C., Haug, G.H., Hughen, K.A. and Rohl, U., 2000. Rapid changes in the hydrologic cycle of the tropical Atlantic during the last glacial. *Science*, 290: 1947-1951.
- Phleger, F.B., 1960. Ecology and distribution of recent foraminifera. John Hopkins Press, Baltimore, : 297 p.
- Pinot, J.P. and Vanney, J.R., 1972. Carte sédimentologique sous-marine de Lorient à Quiberon 1/100000. Ed : CNEXO.
- Pirazzoli, P.A., 1991. World atlas of Holocene sea-level changes. Elsevier oceanography series, 58: 1-280.
- Porter, B.E., Stracke, A., Hegner, E., Fenies, H. and Faugeres, J.C., 1998. Facies and geometry of tidal channel-fill deposits (Arcachon Lagoon, SW France). *Marine Geology*, 150(1): 131-148.
- Porter, S.C. and Denton, G.H., 1967. Chronology of neoglaciation in the North American Cordillera. *American Journal of Science*, 265(3): 177.
- Pritchard, D.W., 1956. The dynamic structure of a coastal plain estuary. *Journal of Marine Research*, 15(1): 33-42.
- Redois, F. and Debenay, J.P., 1996. Influence du confinement sur la répartition des foraminifères benthiques: exemple de l'estran d'une ria mésotidale de Bretagne méridionale. *Rev. Paléobiol*, 15: 243-260.
- Redois, F., 1996. Les foraminifères benthiques actuels bioindicateurs du milieu marin - Exemples du plateau continental sénégalais et de l'estran du golfe du Morbihan (France). Thèse Univ. d'Angers - Vol. 1 (Textes) : 257 p - Vol. 2 (Annexes) : 52 pl. et 139 p.

- Regnauld, H., Jennings, S., Delaney, C. and Lemasson, L., 1996. Holocene sea-level variations and geomorphological response: An example from northern Brittany (France). *Quaternary Science Reviews*, 15(8-9): 781-787.
- Regnauld, H., Mauz, B. and Morzadec-Kerfourn, M.T., 2003. The last interglacial shoreline in northern Brittany, western France. *Marine Geology*, 194(1): 65-77.
- Reineck, H. E., and Wunderlich, F., 1968, Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11: 99-104.
- Reynaud, J.Y., Tessier, B., Proust, J.N., Dalrymple, R., Marsset, T., De Batist, M., Bourillet, J.F. and Lericolais, G., 1999. Eustatic and hydrodynamic controls on the architecture of a deep shelf sand bank (Celtic Sea). *Sedimentology*, 46(4): 703-721.
- Rohling, E.J. and De Rijk, S., 1999. Holocene Climate Optimum and Last Glacial Maximum in the Mediterranean: the marine oxygen isotope record. *Marine Geology*, 153(1): 57-75.
- Schönfeld, J., 2002. Recent benthic foraminiferal assemblages in deep high-energy environments from the Gulf of Cadiz (Spain). *Marine Micropaleontology*, 44(3-4): 141-162
- Schröder-Adams, C., 2006. Estuaries of the past and present: A biofacies perspective. *Sedimentary Geology*, 190(1-4): 289-298.
- Scott, D.B. and Medioli, F.S., 1978. Vertical zonations of marsh foraminifera as accurate indicators of former sea-levels. *Nature*, 272(5653): 528-531.
- Scott, D.B. and Medioli, F.S., 1980a. Living vs. total foraminiferal populations: their relative usefulness in paleoecology. *Journal of Paleontology*, 54(4): 814-831.
- Scott, D.B. and Medioli, F.S., 1980b. Quantitative Studies of Marsh Foraminiferal Distributions in Nova Scotia: Implications for Sea Level Studies. Cushman Foundation for Foraminiferal Research.
- Scott, D.B., Medioli, F.S. and Schafer, C.T., 2001. *Monitoring in Coastal Environments Using Foraminifera and Thecamoebian Indicators*. Cambridge University Press.
- Scott, D.B., Schafer, C.T. and Medioli, F.S., 1980. Eastern Canadian estuarine foraminifera; a framework for comparison. *The Journal of Foraminiferal Research*, 10(3): 205-234.
- Sen Gupta, B.K., 1999. *Modern Foraminifera*. Kluwer Academic Publishers Dordrecht.
- Severinghaus, J.P. and Brook, E.J., 1999. Abrupt climate change at the end of the last glacial period inferred from trapped air in polar ice. *Science*, 286: 930-934.
- Shindell, D.T., Schmidt, G.A., Mann, M.E., Rind, D. and Waple, A., 2001. Solar Forcing of Regional Climate Change During the Maunder Minimum. *Science*, 294(5549): 2149-2152.
- Sikes, E.L., Samson, C.R., Guilderson, T.P. and Howard, W.R., 2000. Old radiocarbon ages in the southwest Pacific Ocean during the last glacial period and deglaciation. *Nature*, 405: 555-559.
- Simpkin, P.G. and Davis, A., 1993. For seismic profiling in very shallow water, a novel receiver. *Sea Technology*, 34: 21-28.

- Somoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A., Rees, J.G. and Hernandez-Molina, F.J., 1998. Architectural stacking patterns of the Ebro delta controlled by Holocene high-frequency eustatic fluctuations, delta-lobe switching and subsidence processes. *Sedimentary Geology*, 117(1): 11-32.
- Stanley, D.J., 1995. A global sea-level curve for the Late Quaternary: the impossible dream? *Marine Geology*, 125(1-2): 1-6.
- Stuiver, M., Reimer, P.J. and Reimer, R.W., 2005. CALIB 5.0.[WWW program and documentation].
- Terquem, O., 1875. Essai sur le classement des animaux qui vivent sur la plage et dans les environs de Dunkerque. Paris, 1: 1-54.
- Tessier, B., Billeaud, I. and Lesueur, P., 2006. The Bay of Mont-Saint-Michel northeastern littoral: an illustrative case of coastal sedimentary body evolution and stratigraphic organization in a transgressive/highstand context. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, 177(2): 71-78.
- Thinon, I., 1999. Structure profonde de la marge nord-Gascogne et du bassin armoricain. Doctorat thesis, Univ. de Bretagne Occidentale, Brest, France.
- Thomas, E., 1999. Évolution cénozoïque d'un domaine de socle : le Massif armoricain. Apport de la cartographie des formations superficielles. Doctorat de l'Université de Rennes I, Mémoires de Géosciences Rennes, 148 p.
- Thomas, E., 2005. Géologie succincte du massif armoricain (Bretagne). Rapport La géologie en Bretagne BRGM.
- Todd, R., Bronnimann, P. and Cushman Foundation for Foraminiferal, R., 1957. Recent Foraminifera and Thecamoebina from the Eastern Gulf of Paria. Cushman Foundation for Foraminiferal Research.
- Van der Zwaan, G.J. et al., 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems?: A review of paleoecological concepts. *Earth-Science Reviews*, 46(1-4): 213-236.
- van Geel, B. et al., 1999. The role of solar forcing upon climate change. *Quaternary Science Reviews*, 18(3): 331-338.
- Vannev, J.R., 1977. Géomorphologie de la marge continentale sud-armoricaine: Geomorphology of the South-Armorican continental margin (Bay of Biscay). Société d'édition d'enseignement supérieur.
- Vickerman, K., 1992. The diversity and ecological significance of Protozoa. *Biodiversity and Conservation*, 1(4): 334-341.
- Vidal, L., Labeyrie, L. and van Weering, T.C.E., 1998. Benthic [δ]18O records in the North Atlantic over the last glacial period (60-10 kyr): Evidence for brine formation. *Paleoceanography*, 13: 245-251.
- Villard, P.V. and Church, M., 2005. Bar and dune development during a freshet: Fraser River Estuary, British Columbia, Canada. *Sedimentology*, 52(4): 737-756.
- Visset, L., L'Helgouac'H, J. and Bernard, J., 1996. La tourbière submergée de la pointe de Kerpenhir à Locmariaquer(Morbihan): Etude environnementale et mise en évidence de déforestations et de pratiques agricoles néolithiques. *Revue archéologique de l'Ouest*(13): 79-87.

- von Grafenstein, U., Erlenkeuser, H., Müller, J., Jouzel, J. and Johnsen, S., 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in Europe and Greenland. *Climate Dynamics*, 14(2): 73-81.
- Waelbroeck, C., Labeyrie, L., Michel, E., Duplessy, J.C., McManus, J.F., Lambeck, K., Balbon, E. and Labracherie, M., 2002. Sea-level and deep water temperature changes derived from benthic foraminifera isotopic records. *Quaternary Science Reviews*, 21(1-3): 295-305.
- Walker, G. and Jacob, E., 1798. An Arrangement and description of minute and rare shells. *Essays on the microscope: F. Kanmacher's (2 nded.)* p: 629-645.
- Walker, R.G. and James, N.P., 1992. Facies models: response to sea level change. Geological Association of Canada, [St. John, Nfld.].
- Walton, W.R. and Sloan, B.J., 1990. The genus *Ammonia* (Brünnich, 1772): Its geographic distribution and morphologic variability. *Journal of Foraminiferal Research*, 20: 128-156.
- Walton, W.R., 1952. Techniques for recognition of living Foraminifera. *Cushman Found. Foraminiferal Res. (Contrib. 3 2 (1952))*: pp. 56-60.
- Weber, N., 2004. Morphologie, architecture des dépôts, évolution séculaire et millénaire du littoral Charentais: apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages. Thèse de doctorat en Géologie Marine. Université de la Rochelle, 372 pp.
- Williamson, W.C., 1858. On the Recent Foraminifera of Great Britain. Printed for the Ray Society.
- Woo, H., Culvert, S.J. and Oertel, G.F., 1997. Benthic foraminiferal communities of a barrier-lagoon system, Virginia, U. S. A. *Journal of Coastal Research*, 13(4): 1192-1200.
- Woodroffe, S.A., Horton, B.P., Larcombe, P. and Whittaker, J.E., 2005. INTERTIDAL MANGROVE FORAMINIFERA FROM THE CENTRAL GREAT BARRIER REEF SHELF, AUSTRALIA: IMPLICATIONS FOR SEA-LEVEL RECONSTRUCTION. *The Journal of Foraminiferal Research*, 35(3): 259-270.
- Yalin, M.S., 1964. Geometrical properties of sand waves. *J. Hydraul. Div., Am. Soc. Civ. Eng.* 90 HY5(1): 105-119.
- Yiou, P. and Masson-Delmotte, V., 2005. Trends in sub-annual climate variability since the Little Ice Age in western Europe. *Comptes rendus-Géoscience*, 337(10-11): 1001-1012.
- Zazo, C. et al., 1996. Short periods of relative high sea level since 6,500 14 C yr BP in the Atlantic-Mediterranean region (Iberia). *Extended Abstracts 3rd Annual Meeting of IGCP*, 367: 73-74.
- Zazo, C., 1999. Interglacial sea levels. *Quaternary international*, 55(1): 101-113.
- Zazo, C., Lario, J., Goy, J.L., Bardají, T., Dabrio, C.J., Silva, P.G. and Borja, F., 1996. Short periods of relative high sea level since 6,500 14 C yr BP in the Atlantic-Mediterranean region (Iberia). *Extended Abstracts 3rd Annual Meeting of IGCP*, 367: 73-74.

ANNEXE 1 : LISTE TAXONOMIQUE ET PLANCHES PHOTO DES FORAMINIFERES

PHYLUM *Granuloreticulosa*

CLASSE *Foraminifera*

ORDRE *Foraminiferida*

SUBORDRE *Textulariina* Delage & Herouard, 1896

SUPERFAMILLE *Textulariaceae* Ehrenberg, 1838

FAMILLE *Eggerellidae* Cushman, 1937

SUBFAMILLE *Eggerellinae* Cushman, 1937

GENRE *Eggerelloides* Haynes, 1973

Eggerelloides scabrus (Williamson, 1858)

Planche I, Figure 5.

Bulimina scabra Williamson, 1858, p. 65, pl. 5, figs.136, 137.

Eggerelloides scabrum (sic) (Williamson). Haynes, 1973, p. 44, pl. 2, figs. 7, 8, pl. 19, figs. 10, 11, text figs.8.1-4.

Debenay et al., 2001, p. 86, pl. I, fig 5.

SUPERFAMILLE *Lituolacea* Blainville, 1827

FAMILLE *Discamminidae* Mikhalevich, 1980

GENRE *Ammoscalaria* Höglund, 1947

Ammoscalaria runiana (Heron-Allen & Earland, 1916)

Planche I, Figure 3

Haplophragmium runianum Heron-Allen & Earland, 1916

Murray & Alve, 1999, p. 186, fig. 2M.

SUBORDRE *Miliolina* Delage & Hérrouard, 1896

SUBFAMILLE *Hauerininae* Schwager, 1876

GENRE *Quinqueloculina* d'Orbigny, 1826

Quinqueloculina seminula (Linné, 1758)

Planche II, Figure 7a et 7b

Debenay et al., 2006. p. 79, figs. 36 et 37.

Debenay et al., 2001, p. 88, pl. II, figs. 11 et 12.

SUBORDRE *Rotaliina* Delage & Hérrouard, 1896

SUPERFAMILLE *Planorbulinacea* Schwager, 1877

FAMILLE *Cibicidae* Cushman, 1927

SUBFAMILLE *Cibicidinae* Cushman, 1927

GENRE *Lobatula* Fleming, 1828

Lobatula lobatula (Walker & Jacob, 1798)
Planche I, Figures 6a et 6b.
Nautilus lobatulus Walker and Jacob, 1798, p. 642, pl.
14, fig. 36.
Cibicides lobatulus (Walker and Jacob). Haynes, 1973,
p. 173, pl.20, figs. 1, 2, pl. 21, figs. 3, 5, 6, pl. 33, figs.
1-7, text-figs. 35.4-10.
Debenay et al., 2001, p. 92, pl. VI, fig. 2.

SUPERFAMILLE *Nonionacea* Schultze, 1854
FAMILLE *Nonionidae* Schultze, 1854
SUBFAMILLE *Nonioninae* Schultze, 1854
GENRE *Haynesina* Banner & Culver, 1978

Haynesina germanica (Ehrenberg, 1840)
Plance I, Figure 4
Nonionina germanica Ehrenberg, 1840a, p. 23 [figured
in Ehrenberg, 1840b, pl. 2, figs. 1a-g].
Protelphidium anglicum Murray, 1965, p.149-150, pl.
25, figs. 1-5, pl. 26, figs 1-6.
Haynesina germanica Banner and Culver, 1978, p.
191, pl. 4, figs. 1-6, pl. 5, figs. 1-8, pl. 6, figs. 1-7, pl. 7,
figs. 1-6, pl. 8, figs.1-10, pl. 9, figs. 1-11, 15, 18.
Debenay et al., 2001, p. 92, pl. VI, fig. 11

SUPERFAMILLE *Rotaliacea* Ehrenberg, 1839
FAMILLE *Rotaliidae* Ehrenberg, 1939
SUBFAMILLE *Ammoniinae* Saidova, 1981
GENRE *Ammonia* Brünnich, 1772

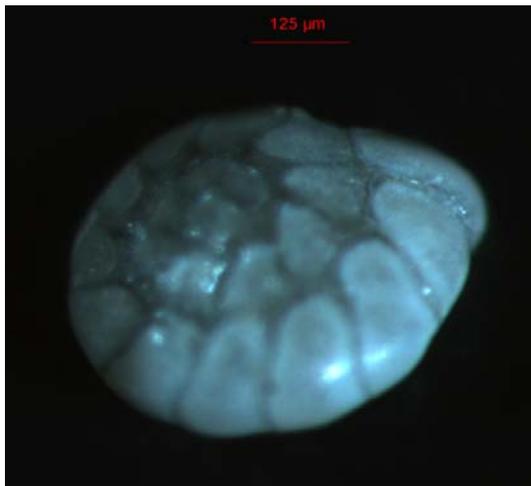
Ammonia beccarii (Linné, 1758)
Planche I, Figures 1a et 1b
Debenay et al., 1998, p.238, pl. I, fig. 2 et 3.

Ammonia tepida (Cushman, 1926)
Planche I, Figures 2a et 2b
Debenay et al., 1998, p.238, pl. I, fig. 6 et 7.

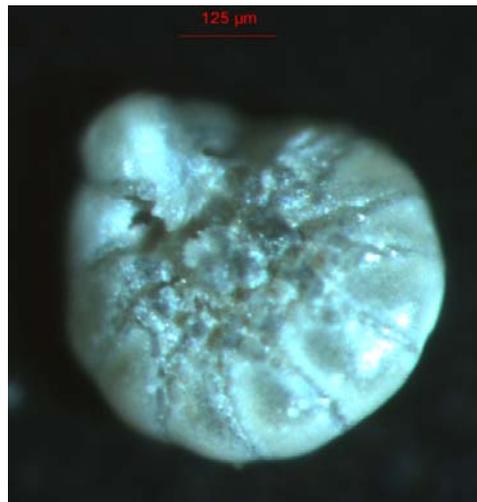
FAMILLE *Elphidiidae* Galloway, 1933
SUBFAMILLE *Elphidiinae* Galloway, 1933
GENRE *Elphidium* de Montfort, 1808

Elphidium advenum (Cushman 1921)
Planche II, Figure 14
Elphidium advena Cushman *gorokuense* Takayanagi
(1950, p. 27, figure 4).
Murray, 2000 fig 6.109

- Elphidium crispum* (Linnaeus, 1758)
 Planche II, Figure 9.
Nautilus crispus Linné, 1758, p. 709, pl. 19, fig. 1-d.
 Morigi et al., 2005, p. 80, pl. II, fig. 9 a–c.
- Elphidium earlandi* Cushman, 1936
 Planche II, Figure 15.
 Murray, 1971, p. 157, pl. 65, figs 1-7.
 Debenay et al., 2001, p. 92, pl. VI, fig. 12.
- Elphidium excavatum* (Terquem, 1875) forme *selseyensis*
 Planche II, Figure 11
Elphidium excavatum (Terquem, 1875) forme *lidoensis*
 Planche II, Figure 12
Polystomella excavata Terquem, 1875, p. 25, pl. 2, figs. 2a-f.
Cribrononion excavatum [sic] (Terquem) Lévy and others, 1969, p. 93, pl. 1, figs 1, 2, 4.
Elphidium excavatum (Terquem, 1875) forme *selseyensis*
 Goubert, 1997, pl. VIII, figs. 1-12.
Elphidium excavatum (Terquem, 1875) forme *lidoensis*
 Goubert, 1997, pl. IX, figs. 1-12.
- Elphidium gunteri* (Cole, 1931)
 Planche II, Figure 16
 Eichler, 2007 pl. 1, fig. 12
- Elphidium magellanicum*, (Heron-Allen & Earland, 1932)
 Planche II, Figure 17.
Polystomella magellanicum Heron-Allen & Earland, 1932, p. 440, pl. 16, figs. 26-28.
 Murray, 2003, figs. 7.9 et 7.10
- Elphidium poeyanum* (Levy, 1966)
 Planche II, Figure 10
 Eichler, 2007 pl. 1, fig. 13
- Elphidium pulvereum* Todd, 1958
 Planche II, Figure 13
 Debenay et al., 2001, p. 92, pl. VI, fig. 6
- Elphidium williamsoni*, (Haynes, 1973)
 Planche II, Figure 8
Elphidium williamsoni Haynes, 1973, p. 207, pl. 24, fig. 7, pl. 25, figs. 6, 9, pl. 27, figs. 1-3.
 Alve & Murray, 1999, p. 180, pl. II, figs. 6 et 7.



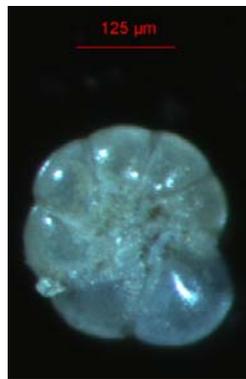
1a



1b



2a



2b



3



4



5

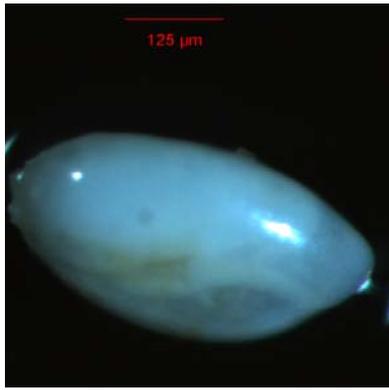


6a

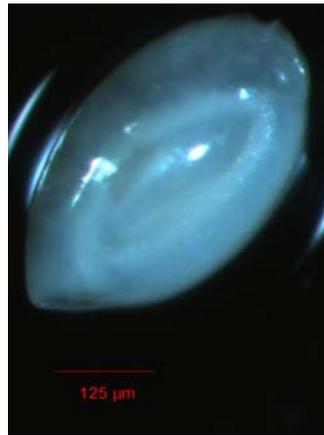


6b

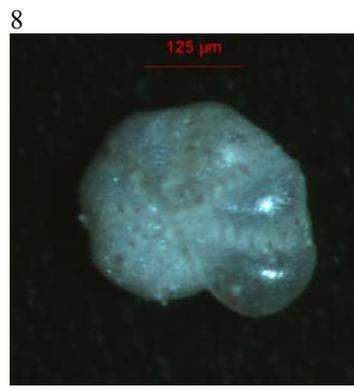
PLANCHE I. 1a. *Ammonia beccarii* espiral; 1b. *Ammonia beccarii* umbilical; 2a. *Ammonia tepida* espiral; 2b. *Ammonia tepida* umbilical; 3. *Ammoscalaria runiana*; 4. *Haynesina germanica*; 5. *Eggerelloides scabrus*; 6a *Lobatula lobatula* umbilical; 6b. *Lobatula lobatula* espiral.



7a



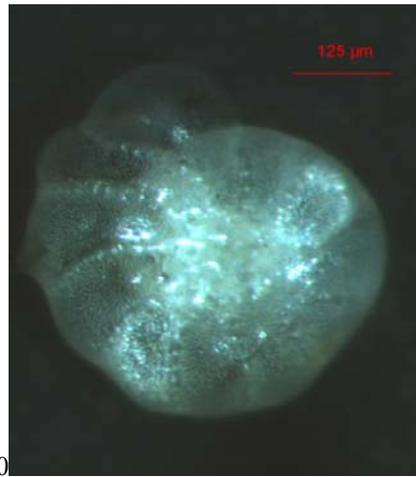
7b



8



9



10



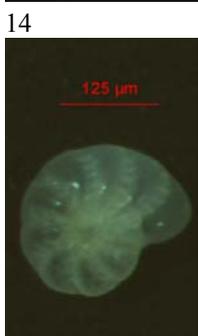
11



12



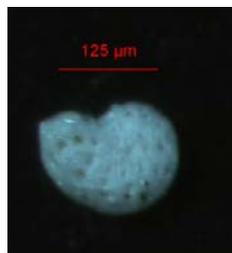
13



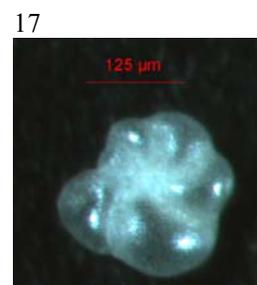
14



15



16



17

PLANCHE II. 7a. *Quinqueloculina seminula*; 7b. *Quinqueloculina seminula*; 8. *Elphidium williamsonii*; 9. *Elphidium crispum*; 10. *Elphidium poeyanum*; 11. *Elphidium excavatum selseyensis*; 12. *Elphidium excavatum lidoensis*; 13. *Elphidium pulvereum* 14. *Elphidium advenum*; 15. *Elphidium earlandi*; 16. *Elphidium gunteri*; 17. *Elphidium magellanicum*

ANNEXE 2 : DONNEES DES COMPTAGES DES FORAMINIFERES ACTUELS

Echantillons	J 1	J 2	J 4	J 7	J 8	J 10	J 11	J 12	J 13	J 14	J 15	J 16	J 17	J 18
Pourcentages d'espèces														
<i>Adelosina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
<i>Ammobaculites agglutinans</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammonia beccarii</i>	1	0	0	0	0	0	0	44	14	0	0	9	17	10
<i>Ammonia tepida</i>	48	48	41	43	48	48	44	11	22	27	42	23	27	21
<i>Ammoscalaria runiana</i>	2	6	2	1	2	0	2	0	0	1	0	0	0	2
<i>Asterigerinata mamilla</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina variabilis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina striatula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina elongata</i>	1	0	1	1	0	0	1	0	0	1	0	1	0	2
<i>Bulimina marginata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cibicides refulgens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cornuspira involvens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Cycloforina rugosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	1	1	1	0
<i>Eggerelloides scabrus</i>	2	4	4	7	2	4	10	6	8	14	5	11	11	14
<i>Elphidium aculeatum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium advenum</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	1	2	1	0	0	0
<i>Elphidium crispum</i>	5	19	2	0	0	1	1	6	17	22	1	17	5	2
<i>Elphidium earlandi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0
<i>Elphidium fichtellianum</i>	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gerthi</i>	0	1	0	0	1	1	0	0	0	0	0	3	2	2
<i>Elphidium gunteri</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium lidoensis</i>	21	10	32	11	16	11	15	1	6	7	8	3	6	8
<i>Elphidium macellum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Elphidium magellanicum</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	2	0	1	1
<i>Elphidium owenianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium poeyanum</i>	6	4	7	8	7	3	3	2	8	10	9	5	4	3
<i>Elphidium pulvereum</i>	1	0	0	4	1	2	0	3	3	2	2	2	1	3
<i>Elphidium selseyensis</i>	3	0	2	2	2	2	1	0	9	2	1	2	3	4
<i>Elphidium williamsoni</i>	0	1	1	0	2	2	1	1	1	3	4	3	3	2
<i>Favulina melo</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina lucida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0
<i>Gavellinopsis praegeri</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	2	0	1
<i>Haynesina depressula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haynesina germanica</i>	8	2	9	18	14	23	22	9	8	5	5	3	1	2
<i>Hyalinonetrion clavatum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Jadammina macrescens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Labrospira jeffreysii</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lachlanella bicornis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena laevis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lepidodeuterammia ochracea</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lobatula lobatula</i>	0	1	0	1	0	0	1	2	2	2	6	3	8	9
<i>Miliamina fusca</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Milliolina subrotunda</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Neoconorbina terquemi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonionella turgida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Paratrochamina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Patellina corrugata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Planorbulina mediterranensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Porosonion granosum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
<i>Quinqueloculina lata</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	2	1	2
<i>Quinqueloculina seminula</i>	1	1	0	2	1	0	0	6	0	1	6	5	3	7
<i>Quinqueloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Remaneica plicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina globularis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0
<i>Scherochorella moniliformis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphonaperta aspera</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Spiroloculina excavata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Spiroplectammina earlandi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina trigonula</i>	0	1	0	0	0	0	0	4	0	0	1	1	0	1
<i>Trochamina inflata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nb individus morts par 50 cm3 profondeur (m)	24640 1,5	49909 1,5	12314 1,5	2656 2,5	2315 2,5	4873 1,8	6571 1,8	1452 2,5	5590 3,2	12567 3	9600 15	10368 4,8	1635 10,5	13920 10
Longitude	W 2° 45.500'	W 2° 45.994'	W 2° 46.546'	W 2° 45.319'	W 2° 45.809'	W 2° 46.474'	W 2° 46.654'	W 2° 47.148'	W 2° 47.848'	W 2° 47.802'	W 2° 47.908'	W 2° 47.993'	W 2° 47.301'	W 2° 46.772'
Latitude	N 47° 34.678'	N 47° 34.581'	N 47° 34.447'	N 47° 33.455'	N 47° 33.324'	N 47° 33.757'	N 47° 34.050'	N 47° 33.984'	N 47° 34.121'	N 47° 34.442'	N 47° 34.773'	N 47° 34.997'	N 47° 35.010'	N 47° 34.833'

Echantillons	J 19	J 20	J 21	J 22	J 23	J 25	J 26	J 27	J 28	J 29	J 30	J 31	J 32	J 33
Pourcentages d'espèces														
<i>Adelosina</i> sp.	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammobaculites agglutinans</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammonia beccarii</i>	0	0	14	0	32	19	3	6	6	0	52	1	0	3
<i>Ammonia tepida</i>	24	33	18	28	12	26	50	23	25	27	15	22	21	17
<i>Ammoscalaria runiana</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	1	6	0	1	1	3
<i>Asterigeninata mamilla</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina variabilis</i>	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina</i> sp.	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina striatula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina elongata</i>	1	2	2	1	0	0	0	1	1	0	0	0	3	1
<i>Bulimina marginata</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1
<i>Cibicides refulgens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
<i>Cornuspira involvens</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina rugosa</i>	0	0	0	0	2	0	0	1	0	0	0	1	0	0
<i>Eggerelloides scabrus</i>	8	1	12	11	7	15	4	4	7	5	5	6	8	11
<i>Elphidium aculeatum</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1
<i>Elphidium advenum</i>	0	0	0	0	0	0	0	3	0	2	0	4	4	1
<i>Elphidium crispum</i>	1	1	3	2	6	25	35	3	11	1	2	1	2	4
<i>Elphidium earlandi</i>	0	0	1	1	1	0	0	2	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium fichtellianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gerthi</i>	5	3	6	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gunteri</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Elphidium lidoensis</i>	16	15	7	8	2	1	1	13	9	14	2	13	24	14
<i>Elphidium macellum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium magellanicum</i>	4	1	0	3	0	1	0	0	1	1	0	2	0	3
<i>Elphidium owenianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium poeyanum</i>	2	4	5	3	2	2	0	5	11	3	3	8	8	6
<i>Elphidium pulvereum</i>	6	9	5	7	0	1	0	7	3	4	3	4	3	5
<i>Elphidium selseyensis</i>	9	6	2	6	6	0	0	13	5	9	0	11	7	11
<i>Elphidium williamsoni</i>	4	1	3	2	1	0	0	2	5	2	2	1	2	2
<i>Favulina melo</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina lucida</i>	1	0	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1
<i>Gavellinopsis praegeri</i>	3	1	1	3	0	0	0	2	0	0	2	0	0	2
<i>Haynesina depressula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
<i>Haynesina germanica</i>	6	11	8	7	2	2	6	13	12	25	4	16	15	9
<i>Hyalinonetrion clavatum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Jadammina macrescens</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Labrospira jeffreysii</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lachlanella bicornis</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena laevis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lepidodeuteramma ochracea</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lobatula lobatula</i>	3	1	6	6	2	1	0	1	1	0	5	7	0	3
<i>Miliamina fusca</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Milliolinella subrotunda</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Neonorbina terquemii</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonionella turgida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Paratrochamina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Patellina corrugata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	0	0	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Porosonion granosum</i>	1	3	2	3	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina lata</i>	1	1	0	0	4	1	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Quinqueloculina seminula</i>	2	4	4	1	6	3	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Remaneica plicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina globularis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Scherochorella moniliformis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphonaperta aspera</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Spiroloculina excavata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Spiroplectamma earlandi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina trigonula</i>	0	0	0	0	11	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Trochamina inflata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nb individus morts par 50 cm3	13577	956	4629	5645	451	15356	101700	22327	4962	10552	1071	15919	3713	2275
profondeur (m)	3,5	4	6,3	10	10,2	6,3	5	8,3	2,8	2	4,7	2	5,4	2
Longitude	W 2° 46.198'	W 2° 45.295'	W 2° 48.191'	W 2° 48.165'	W 2° 48.512'	W 2° 48.079'	W 2° 49.060'	W 2° 49.005'	W 2° 49.411'	W 2° 49.841'	W 2° 49.813'	W 2° 50.016'	W 2° 50.659'	W 2° 50.359'
Latitude	N 47° 34.832'	N 47° 34.826'	N 47° 34.550'	N 47° 34.183'	N 47° 34.313'	N 47° 34.547'	N 47° 34.623'	N 47° 34.771'	N 47° 34.774'	N 47° 34.964'	N 47° 34.530'	N 47° 34.660'	N 47° 34.510'	N 47° 34.319'

Echantillons	J 34	J 35	J 36	J 37	J 38	J 39	J 40	J 44	J 45	J 46	J 47	J 49	J 50	J 51
Pourcentages d'espèces														
<i>Adelosina</i> sp.	0	2	1	0	0	0	0	0	1	1	3	0	1	3
<i>Ammobaculites agglutinans</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammonia beccarii</i>	22	31	15	2	15	4	1	6	14	2	1	34	4	28
<i>Ammonia tepida</i>	7	6	20	19	16	19	22	23	9	16	15	3	11	21
<i>Ammoscalaria runiana</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	2	1	1	0	0	1
<i>Asterigeninata mamilla</i>	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0
<i>Bolivina variabilis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina</i> sp.	0	0	0	0	0	1	0	1	0	2	0	0	0	0
<i>Brizalina striatula</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina elongata</i>	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Cibicides refulgens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cornuspira involvens</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0
<i>Cycloforina rugosa</i>	4	4	1	1	3	2	0	1	4	0	1	6	2	1
<i>Eggerelloides scabrus</i>	7	11	11	7	13	5	12	16	13	17	13	7	16	6
<i>Elphidium aculeatum</i>	0	1	1	0	0	1	0	1	1	2	1	0	2	0
<i>Elphidium advenum</i>	6	1	2	7	2	4	4	3	0	2	3	0	6	1
<i>Elphidium crispum</i>	9	2	12	2	1	1	2	1	0	1	1	1	1	4
<i>Elphidium earlandi</i>	1	1	0	4	0	0	1	0	0	2	2	0	3	0
<i>Elphidium fichtellianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gerthi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gunteri</i>	0	0	0	3	1	0	0	4	0	1	1	0	1	1
<i>Elphidium lidoensis</i>	4	0	3	5	5	11	9	2	5	4	1	0	3	1
<i>Elphidium macellum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0
<i>Elphidium magellanicum</i>	1	0	1	4	1	1	5	4	1	4	3	0	5	1
<i>Elphidium owenianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium poeyanum</i>	3	6	5	5	7	11	6	3	2	4	3	0	3	4
<i>Elphidium pulvereum</i>	2	1	3	4	7	4	8	0	6	10	8	0	6	2
<i>Elphidium selseyensis</i>	0	3	4	11	4	8	6	6	4	6	9	0	7	2
<i>Elphidium williamsoni</i>	0	0	5	0	0	0	0	1	0	3	1	0	2	1
<i>Favulina melo</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina lucida</i>	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	0	4	0	0
<i>Gavellinopsis praegeri</i>	4	1	0	4	1	2	4	3	2	1	4	1	2	2
<i>Haynesina depressula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haynesina germanica</i>	3	3	11	7	1	4	7	13	5	7	6	0	5	3
<i>Hyalinonetrion clavatum</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Jadammina macrescens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Labrospira jeffreysii</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lachlanella bicornis</i>	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	8	0	0
<i>Lagena laevis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lepidodeuterammia ochracea</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lobatula lobatula</i>	4	6	1	8	9	14	5	2	11	6	9	4	11	7
<i>Miliamina fusca</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Milliolina subrotunda</i>	0	0	0	0	0	0	1	1	0	0	2	1	1	0
<i>Neoconorbina terquemi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonionella turgida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Paratrochamina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Patellina corrugata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Planorbulina mediterraneis</i>	0	0	0	0	1	2	0	0	1	3	3	0	2	0
<i>Porosonion granosum</i>	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina lata</i>	7	3	0	0	0	0	0	0	4	0	0	4	0	2
<i>Quinqueloculina seminula</i>	11	7	3	4	9	2	2	3	11	0	3	9	3	3
<i>Quinqueloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	1	4	0	0
<i>Remaneica plicata</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina globularis</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Scherchorella moniliformis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphonaperta aspera</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Spiroloculina excavata</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Spiroplectammia earlandi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Triloculina trigonula</i>	3	4	0	0	2	0	0	0	3	0	1	8	0	3
<i>Trochamina inflata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nb individus morts par 50 cm3	1928	1360	2100	3600	5175	6400	4838	834	5925	6323	4667	358	4484	2784
profondeur (m)	5	3,8	3	10,5	4,3	8,5	7,5	8,3	18,1	11,7	13	5,8	6	7
Longitude	W 2° 50.641'	W 2° 50.217'	W 2° 49.843'	W 2° 49.722'	W 2° 49.670'	W 2° 49.087'	W 2° 48.827'	W 2° 52.958'	W 2° 52.487'	W 2° 52.640'	W 2° 52.926'	W 2° 52.007'	W 2° 52.055'	W 2° 48.359'
Latitude	N 47° 34.018'	N 47° 33.982'	N 47° 33.794'	N 47° 34.069'	N 47° 34.325'	N 47° 34.199'	N 47° 33.948'	N 47° 34.926'	N 47° 35.000'	N 47° 35.222'	N 47° 35.151'	N 47° 35.471'	N 47° 35.686'	N 47° 36.888'

Echantillons	J 52	J 53	J 54	J 55	J 57	A 4	A 5	A 6	A 7	A 8	A 10	A 12	A 15	A 16
Pourcentages d'espèces														
<i>Adelosina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0
<i>Ammobaculites agglutinans</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammonia beccarii</i>	21	5	2	11	0	0	1	3	15	32	2	27	0	0
<i>Ammonia tepida</i>	22	34	29	54	31	34	30	42	28	17	43	21	40	53
<i>Ammoscalaria runiana</i>	0	1	10	2	2	0	2	0	0	1	0	1	0	0
<i>Asterigeninata mamilla</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
<i>Bolivina variabilis</i>	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina striatula</i>	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	0	0	0
<i>Bulimina elongata</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cibicides refulgens</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cornuspira involvens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina rugosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Eggerelloides scabrus</i>	9	4	7	6	0	20	23	28	11	3	9	3	18	14
<i>Elphidium aculeatum</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium advenum</i>	2	3	3	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium crispum</i>	25	10	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium earlandi</i>	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium fichtellianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gerthi</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gunteri</i>	0	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium lidoensis</i>	2	5	9	11	20	0	0	0	15	36	1	28	7	1
<i>Elphidium macellum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium magellanicum</i>	0	2	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium owenianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium poeyanum</i>	6	9	2	2	9	0	1	0	1	1	1	0	0	0
<i>Elphidium pulvereum</i>	1	7	10	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium selseyensis</i>	1	4	10	3	9	24	6	8	2	1	24	2	16	20
<i>Elphidium williamsoni</i>	1	2	1	0	0	2	1	2	4	0	1	2	1	0
<i>Favulina melo</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina lucida</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gavellinopsis praeegeri</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haynesina depressula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haynesina germanica</i>	6	7	12	5	26	3	3	2	9	4	6	5	4	1
<i>Hyalinonetrion clavatum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Jadammina macrescens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Labrospira jeffreysii</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lachlanella bicornis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena laevis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lepidodeuteramma ochracea</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lobatula lobatula</i>	1	4	2	0	0	3	0	0	5	2	7	6	2	2
<i>Miliamina fusca</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Milliollina subrotunda</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Neoconorbina terquemi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonionella turgida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Paratrochamina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Patellina corrugata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Porosonion granosum</i>	0	0	0	1	0	1	3	0	1	0	0	0	1	0
<i>Quinqueloculina lata</i>	0	0	0	0	0	4	7	3	3	0	2	0	1	3
<i>Quinqueloculina seminula</i>	1	0	0	0	0	6	17	9	3	3	2	0	10	5
<i>Quinqueloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Remaneica plicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina globularis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Scherochorella moniliformis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphonaperta aspera</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Spiroloculina excavata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Spiroplectamma earlandi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina trigonula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Trochamina inflata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nb individus morts par 50 cm3	14200	29700	4590	43063	1850	8280	2379	2795	41850	6541	7547	15021	11682	46049
profondeur (m)	5	4	2,5	2,7	3	1,9	1,3	1,8	1,8	3	1,5	1,8	2,5	2,1
Longitude	W 2° 47.998'	W 2° 47.098'	W 2° 45.482'	W 2° 44.790'	W 2° 44.090'	W 2° 45.889'	W 2° 45.257'	W 2° 45.311'	W 2° 45.975'	W 2° 46.517'	W 2° 46.500'	W 2° 45.900'	W 2° 44.330'	W 2° 44.981'
Latitude	N 47° 36.720'	N 47° 36.444'	N 47° 35.750'	N 47° 34.174'	N 47° 35.557'	N 47° 35.033'	N 47° 35.072'	N 47° 34.660'	N 47° 34.666'	N 47° 34.655'	N 47° 34.349'	N 47° 34.340'	N 47° 35.230'	N 47° 35.321'

Echantillons	A 17	A 18	A 19	A 20	A 21	A 22	A 23	A 24	A 25	A 26	A 27	A 28	A 29
Pourcentages d'espèces													
<i>Adelosina</i> sp.	0	0	0	0	2	3	5	0	1	1	6	0	3
<i>Ammobaculites agglutinans</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Ammonia beccarii</i>	0	0	3	1	0	0	0	10	1	9	3	1	2
<i>Ammonia tepida</i>	26	29	35	39	28	20	36	39	32	38	16	43	36
<i>Ammoscalaria runiana</i>	0	0	0	0	0	1	1	0	0	1	5	1	0
<i>Asterigeninata mamilla</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Bolivina variabilis</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	1	0
<i>Brizalina</i> sp.	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina striatula</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1
<i>Bulimina elongata</i>	0	0	0	0	0	0	2	0	1	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Cibicides refulgens</i>	0	1	0	0	0	1	0	0	0	1	2	0	0
<i>Cornuspira involvens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0
<i>Cycloforina rugosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	5	0	0	0	0
<i>Eggerelloides scabrus</i>	4	5	13	13	9	12	6	6	5	5	5	11	16
<i>Elphidium aculeatum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium advenum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0
<i>Elphidium crispum</i>	0	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium earlandi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium fichtellianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Elphidium gerthi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gunteri</i>	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	1
<i>Elphidium lidoensis</i>	11	27	4	1	4	1	1	15	17	16	25	7	0
<i>Elphidium macellum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium magellanicum</i>	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	1
<i>Elphidium owenianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium poeyanum</i>	0	0	0	2	1	2	4	2	2	1	0	0	1
<i>Elphidium pulvereum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium selseyensis</i>	10	7	25	5	10	9	6	6	2	3	3	4	16
<i>Elphidium williamsoni</i>	0	0	2	0	1	5	4	0	0	2	7	2	2
<i>Favulina melo</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina lucida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gavellinopsis praegeri</i>	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	0
<i>Haynesina depressula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haynesina germanica</i>	1	1	2	3	1	7	15	2	4	2	10	6	4
<i>Hyalinonetrion clavatum</i>	0	0	0	0	0	2	1	0	1	1	0	1	0
<i>Jadammina macrescens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Labrospira jeffreysii</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lachlanella bicornis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena laevis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lepidodeuteramma ochracea</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lobatula lobatula</i>	1	3	3	14	6	3	4	7	17	5	5	6	4
<i>Miliamina fusca</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Milliolinella subrotunda</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Neoconorbina terquemi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonionella turgida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Paratrochamina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Patellina corrugata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Planorbulina mediterraneis</i>	0	0	0	1	2	3	1	0	0	0	1	1	0
<i>Porosonion granosum</i>	4	0	1	0	1	3	0	0	0	1	2	0	1
<i>Quinqueloculina lata</i>	0	1	1	2	9	11	6	2	0	4	0	4	5
<i>Quinqueloculina seminula</i>	41	23	9	17	23	12	3	10	11	5	7	9	6
<i>Quinqueloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Remaneica plicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina globularis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Scherochorella moniliformis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Siphonaperta aspera</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Spiroloculina excavata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Spiroplectamma earlandi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina trigonula</i>	1	0	0	0	0	1	1	0	0	0	0	0	0
<i>Trochamina inflata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nb individus morts par 50 cm3	193	479	4680	6331	977	4845	17558	14750	4215	15618	3482	18884	3947
profondeur (m)	6,8	3,2	1,2	3,6	2,3	2,9	3	1,5	4,2	1,8	5	1,3	2
Longitude	W 2° 43.115'	W 2° 43.747'	W 2° 46.055'	W 2° 46.060'	W 2° 46.116'	W 2° 46.525'	W 2° 47.074'	W 2° 46.904'	W 2° 47.735'	W 2° 47.420'	W 2° 47.740'	W 2° 47.875'	W 2° 45.777'
Latitude	N 47° 35.365'	N 47° 35.357'	N 47° 35.774'	N 47° 35.790'	N 47° 36.212'	N 47° 36.297'	N 47° 36.323'	N 47° 36.563'	N 47° 36.452'	N 47° 36.756'	N 47° 36.911'	N 47° 37.009'	N 47° 33.960'

Echantillons	A 30	A 32	N 1	N 2	N 3	N 4
Pourcentages d'espèces						
<i>Adelosina</i> sp.	0	0	0	0	0	0
<i>Ammobaculites agglutinans</i>	0	0	2	0	0	1
<i>Ammonia beccarii</i>	0	0	0	1	1	1
<i>Ammonia tepida</i>	31	48	4	59	60	52
<i>Ammoscalaria runiana</i>	0	0	10	2	5	2
<i>Asterigeninata mamilla</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina variabilis</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina</i> sp.	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina striatula</i>	4	0	0	0	0	0
<i>Bulimina elongata</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Cibicides refulgens</i>	0	1	0	0	0	0
<i>Cornuspira involvens</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina rugosa</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Eggerelloides scabrus</i>	22	9	79	1	3	3
<i>Elphidium aculeatum</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium advenum</i>	0	0	0	6	3	4
<i>Elphidium crispum</i>	0	0	0	1	1	0
<i>Elphidium earlandi</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium fichtellianum</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gerthi</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gunteri</i>	2	1	0	0	0	0
<i>Elphidium lidoensis</i>	0	1	0	3	3	7
<i>Elphidium macellum</i>	0	0	0	2	0	0
<i>Elphidium magellanicum</i>	0	0	0	0	0	1
<i>Elphidium owenianum</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium poeyanum</i>	0	2	0	1	0	3
<i>Elphidium pulvereum</i>	0	0	0	2	1	3
<i>Elphidium selseyensis</i>	3	12	0	3	1	11
<i>Elphidium williamsoni</i>	3	0	0	0	1	0
<i>Favulina melo</i>	1	0	0	0	0	0
<i>Fissurina lucida</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Gavellinopsis praegeri</i>	0	1	0	0	0	0
<i>Haynesina depressula</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Haynesina germanica</i>	0	1	1	17	20	9
<i>Hyalinonetrion clavatum</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Jadammina macrescens</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Labrospira jeffreysii</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Lachlanella bicornis</i>	3	0	0	0	0	0
<i>Lagena laevis</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Lepidodeuterammina ochracea</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Lobatula lobatula</i>	8	4	0	1	0	0
<i>Miliamina fusca</i>	0	0	1	0	0	0
<i>Milliollinella subrotunda</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Neoconorbina terquemi</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Nonionella turgida</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Paratrochamina</i> sp.	0	0	0	0	0	0
<i>Patellina corrugata</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	2	0	0	0	0	0
<i>Porosonion granosum</i>	0	1	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina lata</i>	6	3	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina seminula</i>	11	16	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0
<i>Remaneica plicata</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina globularis</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Scherochorella moniliformis</i>	0	0	1	0	0	0
<i>Siphonaperta aspera</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Spiroloculina excavata</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Spiroplectammina earlandi</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina</i> sp.	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina trigonula</i>	0	0	0	0	0	0
<i>Trochamina inflata</i>	0	0	1	0	0	0
Nb individus morts par 50 cm3	2373	4426	745	18605	7532	5214
profondeur (m)	2	1,5	0,5	0,75	0,75	1
Longitude	W 2° 46,162'	W 2° 46,472'	W 2° 44,353'	W 2° 44,900'	W 2° 45,114'	W 2° 45,466'
Latitude	N 47° 33,96Z	N 47° 33,720'	N 47° 32,701'	N 47° 33,074'	N 47° 33,079'	N 47° 33,445'

ANNEXE 3 : DONNEES DES COMPTAGES DES FORAMINIFERES FOSSILES

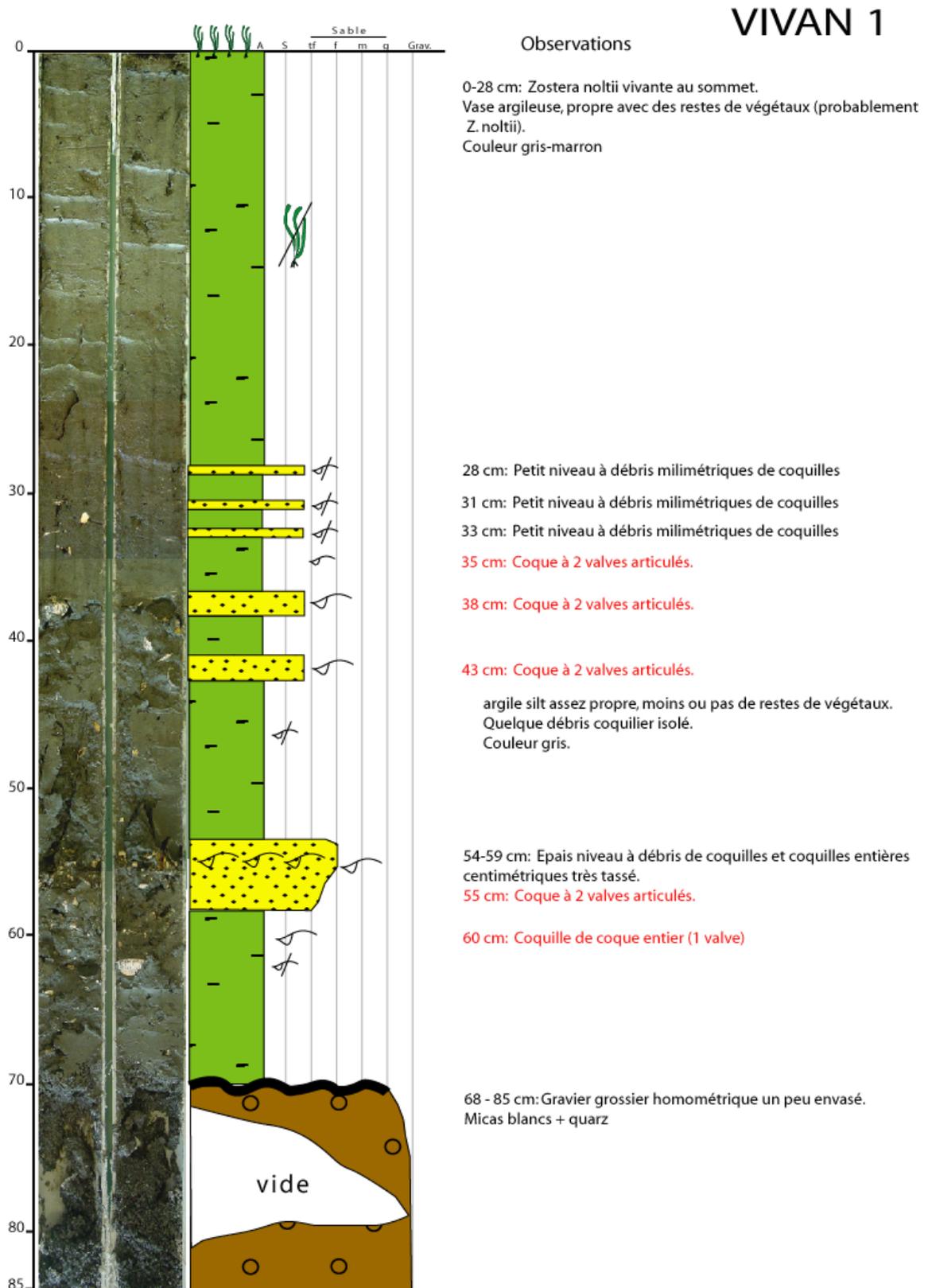
ECHANTILLON	V1-1	V1-9	V1-16	V1-30	V1-36	V1-43	V1-52	V1-55	V1-66
Pourcentages d'espèces									
<i>Ammonia beccarii</i>	5	0	0	0	0	0	2	2	1
<i>Ammonia tepida</i>	0	11	1	26	9	11	34	36	32
<i>Ammoscalaria runiana</i>	10	10	4	2	27	21	14	11	7
<i>Ammotium salsum</i>	2	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Asterigerinata mamila</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina variabilis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina striatula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Buliminella elegantissima</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cibicides sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cornuspira involvens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina jugosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eggerelloides scabrus</i>	78	76	93	60	2	2	0	1	0
<i>Elphidium aculeatum</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Elphidium advenum / gerthi</i>	0	0	0	2	0	0	2	2	0
<i>Elphidium crispum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium earlandi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium fichtelianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gunteri</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	1
<i>Elphidium lidoensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium macellum</i>	0	0	0	1	1	1	10	2	0
<i>Elphidium magellanicum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium owenianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium poeyanum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium pulvereum</i>	0	0	0	2	0	0	1	4	1
<i>Elphidium selseyensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium williamsoni</i>	0	0	0	0	3	2	1	0	2
<i>Favulina melo</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina sp</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gavelinopsis praegeri</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haynesina germanica</i>	1	0	1	5	56	60	35	37	55
<i>Hyalinonetrion clavatum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Jadammina macrescens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Labrospira jeffreysii</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lachlanella bicornis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena leavis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lepidodeuteramina ochracea</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lobatula lobatula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Miliamina fusca</i>	1	1	0	1	0	2	1	4	0
<i>Miliolinella</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Neoconorbina</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonion depressulom</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonionella turgida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Paratrochamina sp.</i>	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Patellina corrugata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Porosonion granosum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina lata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina seminula</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Remaneica plicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina globularis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina trigonula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Trochamina inflata</i>	1	0	0	0	0	1	0	0	0
Nombre d'individus par 50 cm3	372	1107	1071	269	11357	1150	3510	12327	1110

ECHANTILLON	V5-2	V5-13	V5-17,5	V5-21	V5-25,5	V5-33,5	V5-42,5	V5-52,5	V5-63,5	V5-70,5
Pourcentages d'espèces										
<i>Ammonia beccarii</i>	35	23	36	27	7	2	0	6	2	6
<i>Ammonia tepida</i>	19	12	14	3	15	58	2	62	41	40
<i>Ammoscalaria runiana</i>	3	14	24	20	35	1	94	4	1	1
<i>Ammotium salsum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Asterigerinata mamila</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina variabilis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina striatula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina sp.</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Buliminella elegantissima</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cibicides sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cornuspira involvens</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina jugosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eggerelloides scabrus</i>	3	22	6	32	10	0	0	0	0	0
<i>Elphidium aculeatum</i>	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Elphidium advenum / gerthi</i>	6	2	1	1	3	0	0	2	7	4
<i>Elphidium crispum</i>	2	1	0	7	2	1	0	0	0	0
<i>Elphidium earlandi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium fichtelianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gunteri</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium lidoensis</i>	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium macellum</i>	1	1	1	0	0	0	0	4	3	5
<i>Elphidium magellanicum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium owenianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium poeyanum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium pulvereum</i>	0	1	2	0	1	2	0	1	3	3
<i>Elphidium selseyensis</i>	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium williamsoni</i>	1	1	0	0	1	1	0	0	6	4
<i>Favulina melo</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina sp</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gavelinopsis praegeri</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haynesina germanica</i>	21	21	15	10	22	35	0	22	37	38
<i>Hyalinonetrion clavatum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Jadammina macrescens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Labrospira jeffreysii</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lachlanella bicornis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena leavis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lepidodeuteramina ochracea</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Lobatula lobatula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Miliamina fusca</i>	0	2	0	0	1	0	3	0	0	0
<i>Miliolinella</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Neoconorbina</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonion depressulom</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonionella turgida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Paratrochamina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Patellina corrugata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Porosonion granosum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina lata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina seminula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Remaneica plicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina globularis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina trigonula</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Trochamina inflata</i>	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0
Nombre d'individus par 50 cm3	24833	23700	34393	10466	18536	2486	263	33536	12833	7289

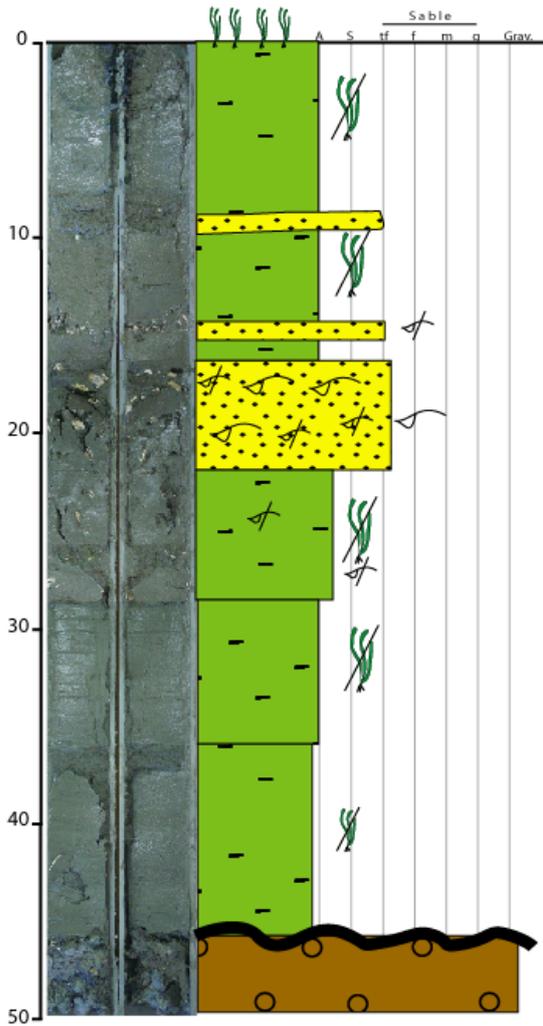
ECHANTILLON	V7-1	V7-20,5	V7-30,5	V7-44,5	V7-54,5	V7-60,5	V7-66	V7-72,5	V7-78,5	V7-81,5	V7-94,5
Pourcentages d'espèces											
<i>Ammonia beccarii</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	2	4	1
<i>Ammonia tepida</i>	60	41	20	39	5	52	50	52	16	67	66
<i>Ammoscalaria runiana</i>	5	27	23	22	68	15	11	23	1	1	3
<i>Ammotium salsum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Asterigerinata mamila</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina variabilis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina striatula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Buliminella elegantissima</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cibicides sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cornuspira involvens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cycloforina jugosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eggerelloides scabrus</i>	3	2	12	4	9	0	2	0	0	0	0
<i>Elphidium aculeatum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Elphidium advenum / gerthi</i>	3	0	0	4	0	4	4	0	1	3	0
<i>Elphidium crispum</i>	1	0	0	0	0	2	0	0	0	1	1
<i>Elphidium earlandi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium fichtelianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gunteri</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium lidoensis</i>	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium macellum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium magellanicum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium owenianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium poeyanum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1
<i>Elphidium pulvereum</i>	1	0	0	0	0	1	4	0	0	0	1
<i>Elphidium selseyensis</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium williamsoni</i>	1	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0
<i>Favulina melo</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina sp</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Gavelinopsis praegeri</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haynesina germanica</i>	20	29	43	29	17	24	29	23	78	23	28
<i>Hyalinonetrion clavatum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Jadammina macrescens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Labrospira jeffreysii</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lachlanella bicornis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena leavis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lepidodeuteramina ochracea</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lobatula lobatula</i>	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Miliamina fusca</i>	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Miliolinella</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Neoconorbina</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonion depressulom</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonionella turgida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Paratrochamina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Patellina corrugata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Porosonion granosum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina lata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina seminula</i>	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Quinqueloculina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Remaneica plicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina globularis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina trigonula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Trochamina inflata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nombre d'individus par 50 cm3	15011	1500	107	2527	2435	16821	1970	4257	6239	6571	24364

ECHANTILLON	V9-1	V9-14,5	V9-19,5	V9-25,5	V9-29,5	V9-32,5	V9-39,5	V9-44,5	V9-50,5	V9-55,5	V9-66,5	V9-76,5
Pourcentages d'espèces												
<i>Ammonia beccarii</i>	25	46	38	30	23	27	26	39	36	36	27	39
<i>Ammonia tepida</i>	27	16	10	30	20	22	11	15	7	12	17	16
<i>Ammoscalaria runiana</i>	2	1	1	4	2	0	7	0	1	8	0	0
<i>Ammotium salsum</i>	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Asterigerinata mamila</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bolivina variabilis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Brizalina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0
<i>Brizalina striatula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina marginata</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Bulimina sp.</i>	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0
<i>Buliminella elegantissima</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cibicides sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Cornuspira involvens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Cycloforina jugosa</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Eggerelloides scabrus</i>	3	5	0	12	5	0	14	0	3	12	2	1
<i>Elphidium aculeatum</i>	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0
<i>Elphidium advenum / gerthi</i>	3	2	3	1	2	1	4	1	3	2	3	6
<i>Elphidium crispum</i>	0	2	3	1	1	1	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium earlandi</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium fichtelianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium gunteri</i>	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	1
<i>Elphidium lidoensis</i>	6	10	22	2	2	3	2	6	5	4	2	5
<i>Elphidium macellum</i>	0	0	0	0	1	0	0	2	1	0	1	0
<i>Elphidium magellanicum</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
<i>Elphidium owenianum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Elphidium poeyanum</i>	4	3	3	1	0	1	4	2	1	3	1	3
<i>Elphidium pulvereum</i>	3	0	2	2	3	3	0	1	3	1	4	3
<i>Elphidium selseyensis</i>	11	8	5	4	6	6	4	12	7	5	26	11
<i>Elphidium williamsoni</i>	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
<i>Favulina melo</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Fissurina sp</i>	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0
<i>Gavelinopsis praegeri</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Haynesina germanica</i>	8	6	11	12	33	33	24	21	30	13	12	14
<i>Hyalinonetrion clavatum</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Jadammina macrescens</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Labrospira jeffreysii</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lachlanella bicornis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lagena leavis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Lepidodeuteramina ochracea</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Lobatula lobatula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Miliamina fusca</i>	1	0	0	0	0	0	1	0	0	3	0	0
<i>Miliolinella</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Neoconorbina</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonion depressulom</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Nonionella turgida</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Paratrochamina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Patellina corrugata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Planorbulina mediterraneensis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Porosonion granosum</i>	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina lata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina seminula</i>	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Quinqueloculina sp.</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
<i>Remaneica plicata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Rosalina globularis</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Triloculina trigonula</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
<i>Trochamina inflata</i>	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nombre d'individus par 50 cm3	5419	51833	9000	186600	153000	5017	626000	1804	7000	56438	5199	25167

ANNEXE 4 : LOG LITHOLOGIQUE DES CAROTTES SEDIMENTAIRES



VIVAN 3



Observations

0-9 cm: *Zostera noltii* vivante au sommet.

Vase argileuse, propre avec des restes de végétaux (probablement *Z. noltii*).

Couleur marron

9 cm: Petit passage sable très fin envasé

Vase argileuse (Couleur marron). Restes végétaux (*Z. noltii*)

15 cm: Petit niveau à débris coquillier millimétrique.

16-17 cm: Vase propre, quelque petit débris coquillier (mm).

17-22 cm: Niveau à petites coquilles entières, et cassées, quelques unes articulées à 2 valves.

20 cm: coquille à 2 valves articulées à dater

22 cm: Petit passage à débris coquillier millimétrique

22-29 cm: Vase argileuse à débris de végétaux. Quelque coquille cassée et qq débris isolé.

29-36 cm: Vase argileuse à restes de végétaux.

(quelque fragment de coquille isolé, au lavage)

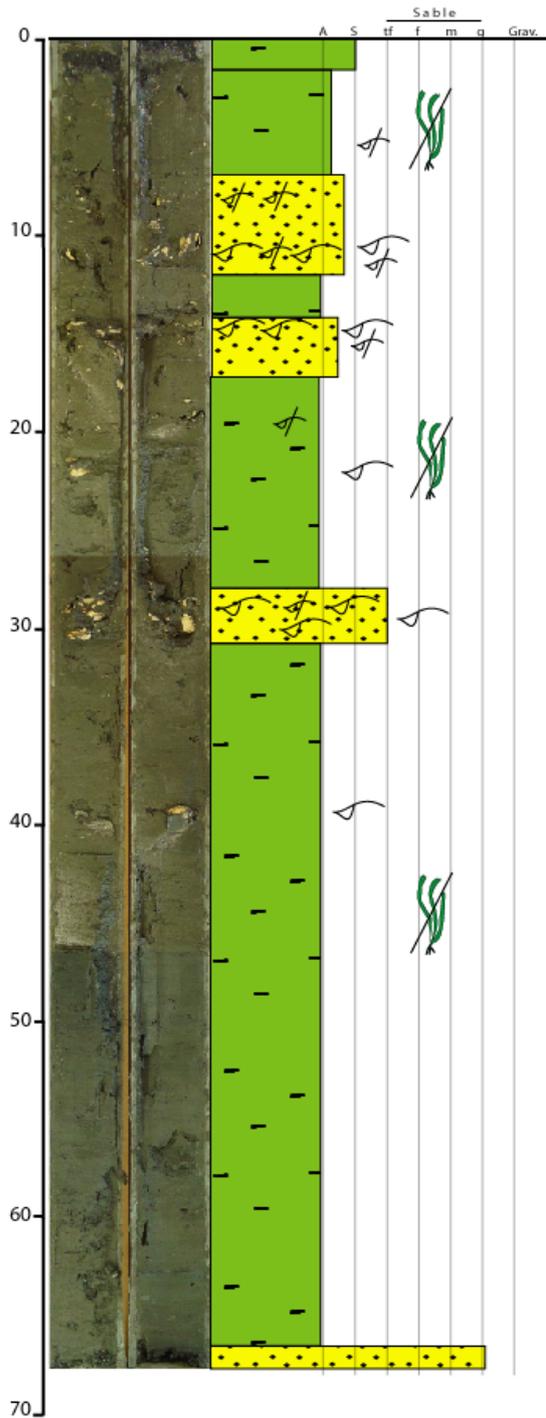
36-45 cm: Vase argileuse à restes de végétaux (moins que le passage suprajacent).

Petites laminations: des alternances d'oxydation

Contact net.

45-49 cm: Base hétérogène et hétérométrique; des cailloux, des restes des coquilles, des altérites (Kao) ==> socle

VIVAN 4



Observations

0-1,5 cm: 2 millimètres oxydés au sommet, puis 1 cm de vase réduite. Restes de végétaux et petit débris coquillier.
 2 - 7 cm: Vase marron, des restes de végétaux (probablement *Z. noltii*) ==> taches marrons. Quelque débris de coquilles.

8 - 12 cm: Augmentation de nombre des coquilles cassées et quelques coquilles entières (*Mysia*?)
11 cm: 1 individu à 2 valves articulées

12 - 14 cm: Reste de végétaux, moins de débris coquillier.

14 - 18 cm: Niveau à coquilles cassées et quelques indiv. entiers, des hydrobias aussi. **Quelques indiv. à 2 valves articulées.**

23 - 29 cm: Vase propre avec des restes des végétaux.

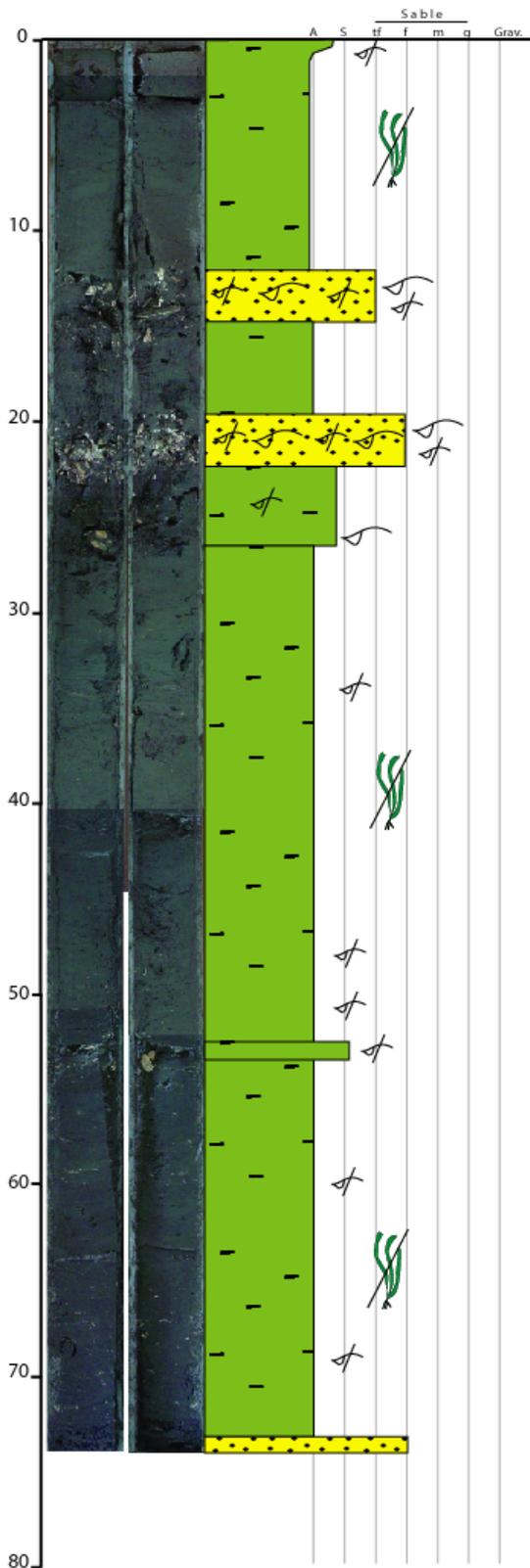
29 - 31 cm: Niveau à coquilles entières (et cassées), des hydrobias aussi. **Quelques indiv. à 2 valves articulées.**

31 - 46 cm: Vase argileuse. Restes de végétaux.

46 - 67 cm: Vase argileuse. Restes de végétaux.
 Il y a des alternances d'oxydation (laminations).

67 - 68 cm: Sable grossier envasé. Argiles d'altération, micas blancs

VIVAN 5



Observations

0 - 12 cm: Vase argileuse, restes de végétaux. Couleur gris-vert

12 - 15 cm: Passage à débris de coquilles envasés
2 individus à deux valves qui semblaient aller ensemble.

16 - 20 cm: Pareil que 1 - 12

20 - 23 cm: Passage à débris et fragments de coquilles, plus dense et plus tassé que le passage 12 - 15. Fragments plurimm.
Quelques hydrobies bien préservés à dater.

25 - 47 cm: Vase argileuse propre, restes de végétaux. Couleur gris.

33 - 34 cm: Petit niveau à débris

47 cm: Petit niveau à débris coquillier milimétrique.

50 cm: Petit niveau à débris coquillier milimétrique.

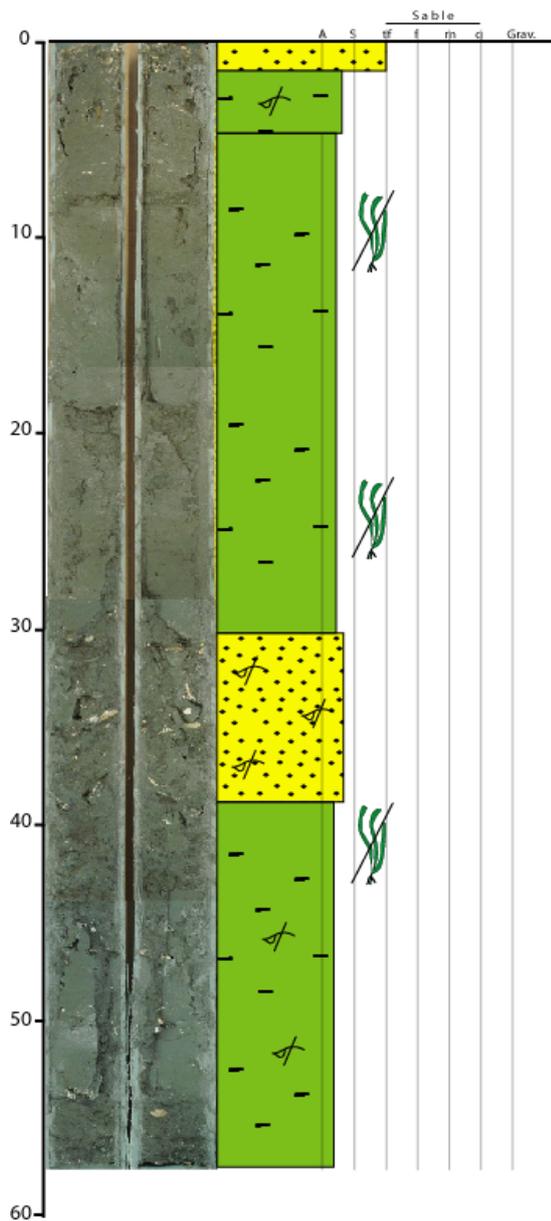
52 - 53 cm: Petit niveau à débris coquillier plus grossier.

58 - 59 cm: Petit niveau à débris coquillier milimétrique.

65 - 72 cm: Passage vaseux à plusieurs niveaux de débris coquilliers milimétriques.

72 - 73 cm: Sable moyen - grossier envasé (Qz, micas blancs...)

VIVAN 6



Observations

0 - 1 cm: Débris coquillier envasé avec des fragments des coquilles et des coquilles entières, assez transporté. Pas de limite redox.

1 - 4 cm: Vase argileuse avec quelques fragments de coquilles.

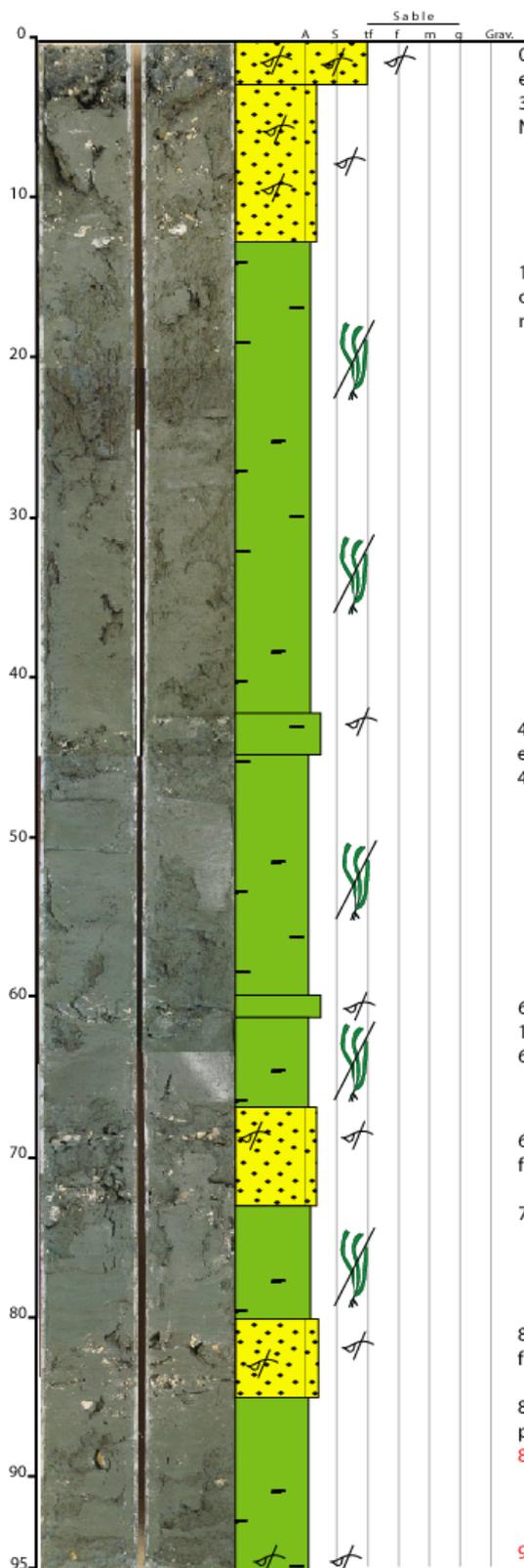
4 - 30 cm: Vase argilo-silteuse. Restes de végétaux (*Zostera noltii*)

30 - 39 cm: Passage à coquilles entières et gros fragments des coquilles envasés (des fois cm, souvent mm)

39 - 44 cm: Vase argilo-silteuse. Restes de végétaux (*Zostera noltii*)

54 cm: Petit individu à 2 valves articulées.

VIVAN 7



Observations

0 - 3 cm: Débris coquillier envasé avec des fragments des coquilles et des coquilles entières, assez transporté. Pas de limite redox.
 3 - 13 cm: Vase argileuse avec quelques fragments de coquilles. Notamment 2 niveaux plus flagrants (7 et 12 cm)

13 - 43 cm: Vase argilo-silteuse. Restes de *Zostera noltii* bien visibles si on nettoie pas la surface. Si l'on nettoie on ne voit que de tâches marrons antérieurement nomées "restes de végétaux". (facies *)

43 - 44 cm: Niveau avec des fragments de coquilles milimétriques envasés restes des végétaux.
 44 - 60 cm:*

60 - 61 cm: Niveau avec des fragments de coquilles envasés (jusqu'à 1 cm) restes des végétaux.
 61 - 67 cm:*

68 - 73 cm: Niveau avec des coquilles entières et aussi des gros fragments.

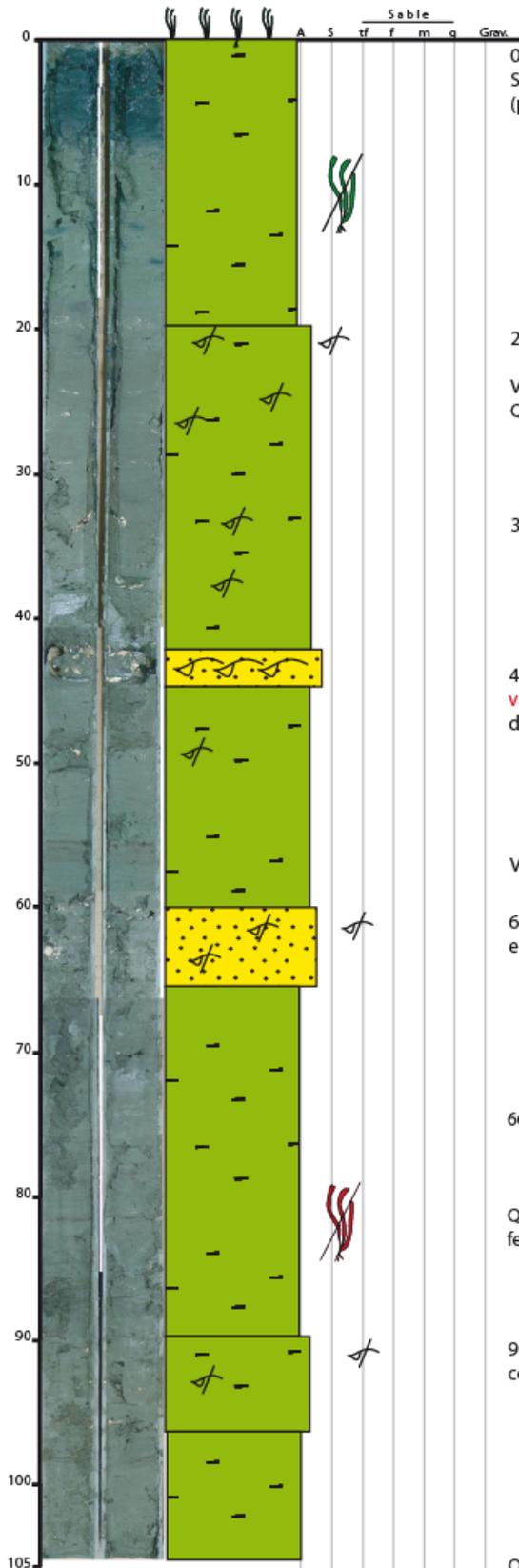
73 - 80 cm:*

80 - 85 cm: Passage avec des coquilles entières et aussi des gros fragments (envasés). **81 cm: indiv. 2 valves**

85 - 95 cm: Vase argileuse avec quelques fragments de coquilles mais pas beaucoup. Petit débris coquillier à la base.
88 cm: individu à 2 valves articulées.

94 cm: 3 indiv. à 2 valves articulées.

VIVAN 8



Observations

0 - 20 cm: Vase argileuse à restes de végétaux
Sommet (0 - 5 cm) un peu fluide et réduit avec quelques petits débris (µm) de coquilles. Des rhizomes de *Z. noltil* vivante au sommet.

20 - 22 cm: Passage à débris de coquilles.

Vase argileuse à restes de végétaux
Quelques fragments de coquilles isolés, pas vraiment des niveaux.

33 - 34 cm: **Bivalve en position de vie (2 valves articulées).**

43 - 45 cm: Passage avec des **coquilles en position de vie avec ses 2 valves articulées.** Dedans elles sont vides et propres sauf une où il y a des structure biogéniques comme des larves.

Vase argileuse avec des passages plus riches en végétaux.

61 - 66 cm: Passage avec des fragments des coquilles et des coquilles entières.

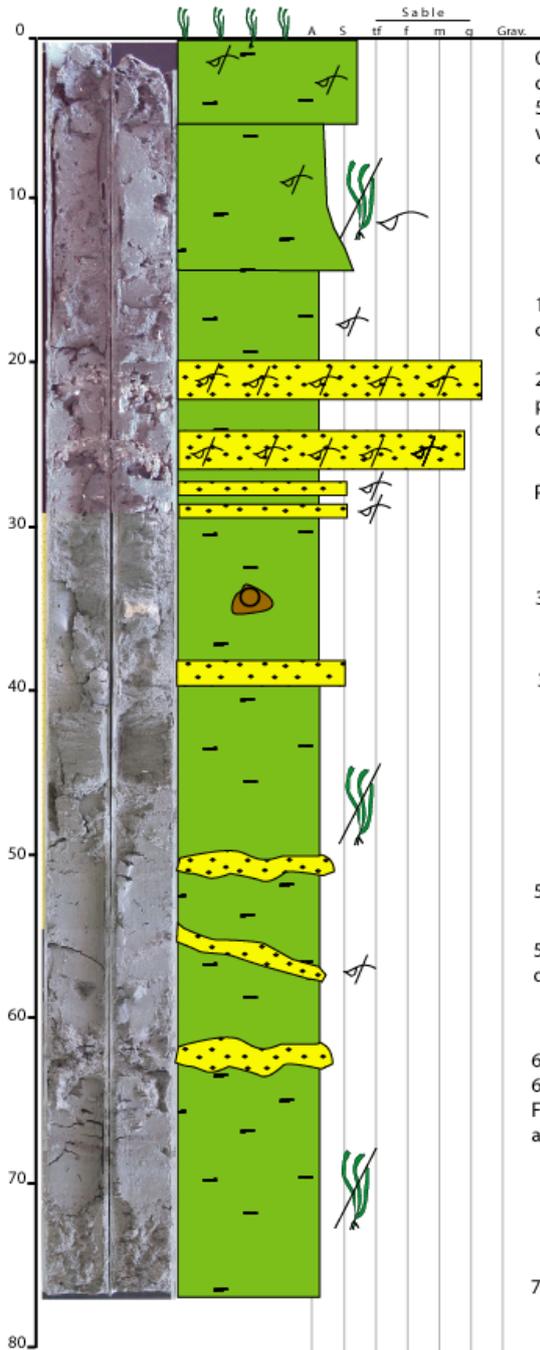
66 - 85 cm: Vase argileuse à restes de végétaux

Quelques passages riches en végétaux, on dirait *Z. marina*, grosses feuilles.

90 - 97 cm: Vase argileuse à restes de végétaux, avec qq fragments de coquilles.

Quelques fragments.

VIVAN 9



Observations

0 - 5 cm: Sable tf envasé, assez fluide, réduit avec petits débris (μm) de coquilles. Des rhizomes de *Z. noltii* vivante au sommet.
5 - 15 cm: Vas enoire silteuse avec de plus en plus de débris coquillier vers la base. Quelques fragments à la base et quelques petites coquilles entières (coque). Restes de vgtx

15 - 20 cm: Vase propre; restes de vgtx (*Z. noltii*) qq fragments de coquille isolée

20 - 26 cm: Deux niveaux à fragments de coquilles (envasés) séparés par un niveaux de vase propre. 2ème niveau avec des fragments et des débris fin aussi.

Petits niveaux sable bioclastique très fin.

34 - 36 cm: CAILLOUX

38 - 40 cm: Passage de sable tf envasé; micas + débris coquillier.

50 - 51 cm: Passage diffuse plus riche en sable tf (micas, débris coq.).

55 - 56 cm: Fente oblique à la carotte; passage sable tf envasé (micas, debris biclastique tf) Au lavage: une valve avec des balanes fixés

61 - 63 cm: Passage diffuse plus riche en sable tf (micas, débris coq.).

63 - base: Vase silteuse plus riche en micas et petits grains bioclast. Fentes de dissection (ca fait un jour qu'elle est ouverte) coïncidant avec des niveaux + riches en mo (restes vgtx).

76 - 77 cm: Tâches noires de réduction.

ANNEXE 5 : DATATIONS

CALIB RADIOCARBON CALIBRATION PROGRAM*
Copyright 1986-2005 M Stuiver and PJ Reimer

V1_38
Radiocarbon Age 765±30
Delta R = 0±0
Calibration data set: marine04.14c
Hughen et al. 2004
One Sigma Ranges: [start:end] relative area
 [370 BP:459 BP] 1,

V1_55
Radiocarbon Age 1255±30
Delta R = 0±0
Calibration data set: marine04.14c
Hughen et al. 2004
One Sigma Ranges: [start:end] relative area
 [746 BP:846 BP] 1,

V5_12
Radiocarbon Age 1650±30
Delta R = 0±0
Calibration data set: marine04.14c
Hughen et al. 2004
One Sigma Ranges: [start:end] relative area
 [1180 BP:1252 BP] 1,

V5_25
Radiocarbon Age 2095±30
Delta R = 0±0
Calibration data set: marine04.14c
Hughen et al. 2004
One Sigma Ranges: [start:end] relative area
 [1615 BP:1716 BP] 1,

V7_94
Radiocarbon Age 4400±40
Delta R = 0±0
Calibration data set: marine04.14c
Hughen et al. 2004
One Sigma Ranges: [start:end] relative area
 [4483 BP:4628 BP] 1,

V8_64
Radiocarbon Age 4855±35
Delta R = 0±0
Calibration data set: marine04.14c
Hughen et al. 2004
One Sigma Ranges: [start:end] relative area
 [5082 BP:5094 BP] 0,06205
 [5112 BP:5252 BP] 0,93795

PJ Reimer, MGL Baillie, E Bard, A Bayliss, JW Beck, C Bertrand, PG Blackwell, CE Buck, G Burr, KB Cutler, PE Damon, RL Edwards, RG Fairbanks, M Friedrich, TP Guilderson, KA Hughen, B Kromer, FG McCormac, S Manning, C Bronk Ramsey, RW Reimer, S Remmele, JR Southon, M Stuiver, S Talamo, FW Taylor, J van der Plicht, and CE Weyhenmeyer (2004), Radiocarbon 46:1029-1058.