

N° d'ordre : 2413

THESE

PRESENTEE A

L'UNIVERSITE BORDEAUX I

ECOLE DOCTORALE DE : SCIENCES DU VIVANT, GEOSCIENCES,
SCIENCES DE L'ENVIRONNEMENT

Par **CLAVÉ Bérengère**

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITE : Océanographie, Paléo-océanographie

EVOLUTION DES PALEO-ENVIRONNEMENTS COTIERS A L'HOLOCENE : EXEMPLE DE L'AQUITAINE SEPTENTRIONALE

Soutenue le : 22 Décembre 2001

Après avis de :

M. David TOMALIN, Chercheur, County Council, Isle of Wight	Rapporteurs
Mme. Cécile BAETEMAN, Chercheur, Belgische Geologische Dienst	

Devant la commission d'examen formée de :

M. Jean-Pierre PEYPOUQUET, Professeur EPHE, Univ. Bordeaux I	Président
M. Laurent MASSÉ, Maître de Conférence, Univ. Bordeaux I	Rapporteur
M. Jean-Pierre TASTET, Professeur, Univ. Bordeaux I	Examineurs
M. David TOMALIN, Chercheur, County Council, Isle of Wight	
Mme. Cécile BAETEMAN, Chercheur, Belgische Geologische Dienst	
M. Christophe MORHANGE, Maître de Conférence, Univ. Aix-Marseille I	

*"passer de l'histoire romancée du climat à son histoire scientifique, tout comme on est
passé jadis, dans un autre domaine, de l'alchimie à la chimie"*

Emmanuel Le Roy Ladurie
Histoire du climat depuis l'an mil (1967)

"vidi ego, quod fuerat quondam solidissima tellus, esse fretum"
J'ai vu de mes yeux, la terre solide se soulever
"vidi factas exaequore terras"
et j'ai vu le sol disparaître dans la mer

Ovide (43 av-17 ap J.C)
Metamorphoses (XV, 261-272)

Avant Propos :

Ces trois années de travail au Département de Géologie et d'Océanographie de l'Université Bordeaux I, ont été pour moi particulièrement enrichissantes tant au point de vue scientifique qu'humain. La réalisation de cette thèse n'aurait pas été possible sans la gentillesse et la bonne humeur de l'ensemble des personnes avec lesquelles j'ai eu la chance de travailler dans le cadre du programme européen LIFE.

Je suis tout d'abord heureuse de pouvoir adresser mes remerciements les plus sincères à Jean-Pierre Tastet et à Laurent Massé qui m'ont accordé leur confiance et leur soutien au cours de ces trois années. Je les remercie pour leurs conseils, leurs encouragements mais aussi pour la patience et la disponibilité dont ils ont su faire preuve à mon égard.

Je voudrais également remercier Pierre Carbonel pour m'avoir permis de mener à bien l'étude du marais côtier de La Perroche. Merci, Pierre, pour nos discussions scientifiques et pour ta constante bonne humeur.

Toute ma gratitude va aussi à Didier Coquillas, dont les compétences et les connaissances archéologiques sont toujours pour moi une source d'émerveillement. Sans son aide, je n'aurais pu me familiariser aussi rapidement avec l'Archéologie.

Je souhaiterais également remercier Jean-Pierre Peypouquet pour son aide concernant la dernière partie de ce mémoire mais aussi pour m'avoir fait l'honneur de présider le jury de thèse.

Ma profonde reconnaissance va tout naturellement à David Tomalin et Cécile Baeteman, les rapporteurs de ce travail, ainsi qu'à Christophe Morhange pour avoir accepté de faire partie du jury.

Il m'est particulièrement agréable d'exprimer ma plus sincère reconnaissance à toutes les associations qui nous ont aidés dans la réalisation de cette étude :

→ Les membres du CRESS (Centre de Recherche et d'Etude Scientifique de Sanguinet) pour leur jovialité et pour les agréables moments que nous avons partagés lors de l'étude et de l'échantillonnage des dunes côtières landaises. Nos journées sur le terrain me manquent beaucoup.

→ M. Jacques Moreau et l'Association Médullienne de Soulac sur Mer dont le suivi quasi quotidien de l'évolution du littoral médocain et des découvertes archéologiques a été pour nous d'une importance capitale.

Je ne saurais oublier J el Saint-Paul, Dominique Poirier et Gérard Chabaud qui m'ont aidé pour la réalisation des analyses; ni Cathy Faytout et Annie Lalaude qui m'ont prodigué leurs constants encouragements.

En dernier lieu, je tiens tout particulièrement à remercier mes parents, ma grand-mère et Maxime auxquels cette thèse est tout naturellement dédiée. Je n'oublie pas mes proches, famille, amis et collègues, que je remercie pour leur soutien.

SOMMAIRE

INTRODUCTION GENERALE 19

<p>PARTIE I : GENERALITES SUR LES CHANGEMENTS CÔTIERS A L'HOLOCENE</p>

**CHAPITRE I : LES CHANGEMENTS CÔTIERS ET LEURS TEMOINS
PALEO-ENVIRONNEMENTAUX ET ARCHEOLOGIQUES**

A. LES AGENTS DE LA MORPHOGENÈSE CÔTIÈRE..... 27

1. VARIATION DU CLIMAT 27

1.1. Les Mécanismes du Climat Global actuel..... 28

1.1.1. Les circulations atmosphériques..... 28

1.1.2. Les circulations océaniques 31

1.2. Les agents responsables des variations climatiques à l'Holocène..... 33

1.2.1. Variations de l'insolation 33

1.2.2. Variations de l'activité solaire 34

1.2.3. Volcanisme 34

1.3. Paléo-Climats Holocènes 34

1.3.1. Fin de la déglaciation : 10 000-8 000 ans BP (stade Boréal)..... 35

1.3.2. L'Optimum climatique de l'Holocène : 8000-6000 ans BP (stade Atlantique) 36

1.3.3. Période d'oscillations climatiques : 6000-3000 ans BP (stade Subboréal) 37

1.3.4. Période de changement climatique abrupt : 3000-2000 ans BP (passage Subboréal/Subatlantique) 37

1.3.5. Vers l'établissement des conditions actuelles : 2000-0 ans BP (stade Subatlantique).. 38

2. VARIATION DU NIVEAU MARIN 40

2.1. Les agents responsables des variations du niveau de la mer..... 41

2.1.1. Variation du volume des bassins océaniques : (tectono-, volcano- et sédimento-eustatisme) 41

2.1.2. Variation du volume des eaux océaniques : (glacio-, hydro- et thermo-eustatisme) 42

2.1.3. Variation de la densité des eaux océaniques 43

2.1.4. Déformation du géoïde (Eustatisme géoïdal) et variation de la distribution des eaux océaniques 43

2.1.5. Variations des pressions atmosphériques et des vents 44

2.2. Historique des études sur les variations du niveau marin à l'Holocène... 44

2.3. Variations du niveau de la mer à l'Holocène..... 45

3. VARIATION DU NIVEAU DES CONTINENTS 47

3.1. Les mouvements tectoniques : soulèvement ou subsidence des continents..... 47

3.2. Les mouvements sismo-tectoniques 47

3.3. L'isostasie 47

4. VARIATIONS DE LA DYNAMIQUE CÔTIÈRE 48

4.1. <i>Variation de l'intensité des vagues et des houles</i>	48
4.2. <i>Variation de l'amplitude et régime des marées</i>	49
4.3. <i>Tempêtes et Tsunamis</i>	49
5. LES APPORTS SÉDIMENTAIRES	50
5.1. <i>L'espace disponible (concept d'accommodation)</i>	50
5.2. <i>Budget total sédimentaire</i>	50
6. ACTIONS ANTHROPIQUES	50
6.1. <i>Peuplements des zones côtières</i>	51
6.1.1. <i>L'Homme et le littoral océanique</i>	51
6.1.2. <i>L'Homme et les milieux paraliques</i>	51
6.2. <i>Qu'en est-il de l'effet de serre?</i>	52
B. LES TÉMOINS DES CHANGEMENTS CÔTIERS.....	52
1. LES TÉMOINS PALÉO-ENVIRONNEMENTAUX	53
1.1. <i>Les témoins végétaux</i>	53
1.1.1. <i>Les pollens et les spores</i>	53
1.1.2. <i>Flores fossiles</i>	54
1.1.3. <i>Forêts fossiles</i>	54
1.2. <i>Les témoins animaux</i>	54
1.2.1. <i>Micro-faunes fossiles</i>	55
1.2.2. <i>Macro-faunes fossiles</i>	55
1.3. <i>Les enregistrements sédimentaires</i>	55
1.3.1. <i>Lithologie des dépôts</i>	55
1.3.2. <i>Séquence et géométrie des dépôts</i>	56
1.3.3. <i>Taux de sédimentation</i>	58
1.4. <i>Les systèmes dunaires</i>	58
1.5. <i>Datations</i>	59
2. LES TÉMOINS ARCHÉOLOGIQUES.....	60
2.1. <i>Structures et traces d'habitat</i>	60
2.2. <i>00Témoins d'industrie et d'agriculture</i>	60
2.3. <i>Objets et outils isolés</i>	60
2.4. <i>Datations archéologiques</i>	61
C. CONCLUSIONS.....	61

CHAPITRE II : LES VARIATIONS RELATIVES DU NIVEAU DE LA MER ET LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES A L'HOLOCENE EN EUROPE DE L'OUEST : ETAT DES CONNAISSANCES

A. ANALYSE CHRONOLOGIQUE DES CHANGEMENTS CÔTIERS EN EUROPE DE L'OUEST	65
1. ENTRE 9000 ET 6000 ANS BP	68
1.1. <i>Zones côtières</i>	68
1.1.1. <i>Zones côtières sous influence de l'Atlantique</i>	68

1.1.2. Zones côtières sous influence des mers du Nord et Baltique	68
1.1.3. Zones côtières sous influence de la Méditerranée	69
1.2. Zones continentales.....	69
1.2.1. Zones continentales de plaine	69
1.2.2. Zones continentales d'altitude.....	70
2. ENTRE 6000 ET 3000 ANS BP	71
2.1. Zones côtières	71
2.1.1. Zones côtières sous influence de l'Atlantique	71
2.1.2. Zones côtières sous influence des mers du Nord et Baltique	72
2.1.3. Zones côtières sous influence de la Méditerranée	73
2.2. Zones continentales.....	74
2.2.1. Zones continentales de plaine	74
2.2.2. Zones continentales d'altitude.....	74
3. ENTRE 3000 ET 2000 ANS BP	75
3.1. Zones côtières	75
3.1.1. Zones côtières sous influence de l'Atlantique	75
3.1.2. Zones côtières sous influence des mers du Nord et Baltique	76
3.1.3. Zones côtières sous influence de la Méditerranée	77
3.2. Zones continentales.....	78
3.2.1. Zones continentales de plaine	78
3.2.2. Zones continentales d'altitude.....	79
4. ENTRE 2000 ET 0 ANS BP	79
4.1. Zones côtières	79
4.1.1. Zones côtières sous influence de l'Atlantique	79
4.1.2. Zones côtières sous influence des mers du Nord et Baltique	80
4.1.3. Zones côtières sous influence de la Méditerranée	80
4.2. Zones continentales.....	81
4.2.1. Zones continentales de plaine	81
4.2.2. Zones continentales d'altitude.....	82
B. CONCLUSIONS : ESSAIS DE SYNTHÈSE EUROPÉENNE SUR	
L'ÉVOLUTION CLIMATIQUE ET LA MOBILITE DES RIVAGES	83
1. EVOLUTION CLIMATIQUE EN EUROPE DE L'OUEST À L'HOLOCÈNE.....	83
2. VARIATION DE LA POSITION DE LA LIGNE DE RIVAGE EN EUROPE DE	85
L'OUEST À L'HOLOCÈNE	85
3. COMMENTAIRES	87

<p>PARTIE II : CHANGEMENTS CÔTIERS HOLOCENES EN ZONE AQUITAINE ET SAINTONGEISE</p>

CHAPITRE I : CADRE GENERAL DE L'ETUDE ET METHODOLOGIE

A. LA ZONE D'ÉTUDE	93
B. MÉTHODOLOGIE.....	94

1. ANALYSES GÉOPHYSIQUES	95
1.1. Mesures des Pseudo-Sections de résistivité	95
1.2. Sondages TDEM (Time Domain Electromagnetism)	95
2. ETUDES SÉDIMENTOLOGIQUES	96
2.1. Prélèvements.....	96
2.1.1. Prélèvements ponctuels de terrain	96
2.1.2. Carottages.....	96
2.2. Analyse non destructive des carottes : Radioscopie RX.....	96
2.3. Analyses destructives : Ouverture, description, photographies et échantillonnage	97
2.4. Analyses lithologiques :	97
2.4.1. Teneur en eau.....	98
2.4.2. Teneur en carbonates (CaCO ₃).....	98
2.5. Analyses granulométriques :	98
3. ANALYSES MICROPALÉONTOLOGIQUES.....	99
3.1. Préparation des échantillons	99
3.2. Microfossiles étudiés	99
3.2.1. Ostracodes	100
3.2.2. Foraminifères.....	101
4. ANALYSES PALYNOLOGIQUES	101
4.1. Principe de palynologie.....	102
4.2. Méthode de préparation et présentation des résultats.....	102
5. ANALYSES MALACOLOGIQUES	102
5.1. Principe de la méthode.....	103
5.2. Méthode de préparation et présentation des résultats.....	103
6. ANALYSES ARCHÉOLOGIQUES.....	104
7. DATATIONS ABSOLUES.....	104
7.1. Datations par le radiocarbone	104
7.1.1. Principe de la méthode	104
7.1.2. Datations.....	105
7.2. Datation par Luminescence Infra-Rouge Stimulée.....	106
7.2.1. Principe de la méthode	106
7.2.2. Datations.....	106
C. CONCLUSIONS.....	107

CHAPITRE II : LE MARAIS CÔTIER DE LA PERROCHE

A. CADRE GÉOGRAPHIQUE	111
B. CADRE GÉOLOGIQUE.....	112
C. HISTORIQUE DES ÉTUDES ANTÉRIEURES	114
1. LES MARAIS CÔTIERS CHARENTAIS.....	114
1.1. Marais de Rochefort et vallée de la Boutonne	115

1.2. <i>Marais de Brouage</i>	115
2. LES MARAIS CÔTIERS DE L'ÎLE D'OLÉRON	116
2.1. <i>Tourbes du marais de Ponthézère</i>	116
2.2. <i>Formations tourbeuses littorales de la côte occidentale</i>	117
D. ETUDE PALÉO-ENVIRONNEMENTALE ET ARCHÉOLOGIQUE DU MARAIS DE LA PERROCHE.....	118
1. MORPHOLOGIE DU SUBSTRATUM ET GÉOMÉTRIE DU REMPLISSAGE QUATERNAIRE	118
1.1. <i>Mesures des Pseudo-Sections de résistivité</i>	119
1.2. <i>Sondages TDEM</i>	121
1.3. <i>Conclusions</i>	122
2. ETUDE SÉDIMENTOLOGIQUE ET MICROPALÉONTOLOGIQUE DU MARAIS DE LA PERROCHE	123
3. ANALYSES MALACOLOGIQUES	137
4. ETUDE ARCHÉOLOGIQUE DU SITE DE LA PERROCHE	138
E. CONCLUSIONS.....	139
 CHAPITRE III : LES MARAIS DE L'ESTUAIRE DE LA GIRONDE	
A. CADRE GÉOGRAPHIQUE ET GÉOLOGIQUE.....	143
B. MARAIS DE LA RIVE GAUCHE	147
1. MARAIS DE LA PERGE	147
1.1. <i>Témoins paléo-environnementaux</i>	147
1.2. <i>Témoins archéologiques</i>	148
2. MARAIS DE TALAIS.....	150
2.1. <i>Etude paléo-environnementale</i>	151
2.1.1. <i>Etude sédimentologique des nouvelles carottes</i>	151
2.1.2. <i>Synthèse sur le remplissage holocène</i>	153
2.2. <i>Témoins archéologiques</i>	155
2.2.1. <i>Inventaire archéologique à La Glaneuse</i>	156
2.2.2. <i>Reconstitution paléo-environnementale</i>	161
3. CORDON DE RICHARD	164
4. MARAIS DE REYSSON.....	181
4.1. <i>Séquence de remplissage holocène</i>	181
4.2. <i>Témoins archéologiques</i>	182
C. MARAIS DE LA RIVE DROITE.....	184
1. MARAIS DES MONARDS	184
1.1. <i>Remplissage holocène du marais des Monards</i>	185
1.2. <i>Témoins archéologiques</i>	185
2. MARAIS DE SAINT CIERS SUR GIRONDE	187
2.1. <i>Reconstitution du remplissage holocène du marais</i>	188

2.2. <i>Témoins archéologiques</i>	188
D. CONCLUSIONS	190

CHAPITRE IV : LES NIVEAUX EOLIENS ET LES SYSTEMES DUNAIRES AQUITAINS

A. CADRE GÉOGRAPHIQUE	195
B. CADRE GÉOLOGIQUE	196
C. CHRONOLOGIE DES EPISODES EOLIENS	197
1. CHRONOLOGIE DES SYSTÈMES DUNAIRES CÔTIERS	198
2. EPISODES EOLIENS DANS LA SÉQUENCE ARCHÉOLOGIQUE DE LA LÈDE DU GURP	208
3. ETUDES DES PALÉOSOLS EN ZONE AQUITAINE.....	211
D. SYNTHÈSE ET CONCLUSION	213

PARTIE III : SYNTHÈSE SUR LES CHANGEMENTS CÔTIERS LOCAUX ET REGIONAUX ET LEUR RELATION AVEC LE CLIMAT
--

CHAPITRE I : COMPARAISON DES DONNÉES A L'ECHELLE LOCALE ET EUROPEENNE

A. CORRÉLATIONS CHRONOLOGIQUES RÉGIONALES	221
1. SYNTHÈSE DES DONNÉES EN AQUITAINE ET EN SAINTONGE	221
1.1. <i>Variations de la position des lignes de rivage</i>	222
1.2. <i>Tendances climatiques</i>	223
1.3. <i>Données archéologiques : une désertion des zones humides autour de 3000/2500 ans BP</i>	224
2. CONCLUSIONS	225
B. COMPARAISON AVEC LES DONNÉES EUROPÉENNES	226
1. COMPARAISON DES DONNÉES PALÉOENVIRONNEMENTALES	226
2. DONNÉES ARCHÉOLOGIQUES ET HISTORIQUES À TRAVERS L'EUROPE.....	226
3. CONCLUSIONS	227

CHAPITRE II : RELATIONS ENTRE L'ÉVOLUTION HOLOCÈNE DES PAYSAGES ET DES PEUPELEMENTS AQUITAINS ET LES DONNÉES CLIMATIQUES GLOBALES

A. COMPARAISON DES TÉMOINS PALÉO-ENVIRONNEMENTAUX ET ARCHÉOLOGIQUES AVEC LES DONNÉES CLIMATIQUES HOLOCÈNES

EN L'ATLANTIQUE NORD.....	231
1. LES DONNÉES CLIMATIQUES HOLOCÈNES ORBITALES ET ATMOSPHÉRIQUES EN ATLANTIQUE NORD	232
<i>1.1. Insolation d'été à 60°N.....</i>	<i>232</i>
<i>1.2. Variations de l'activité solaire.....</i>	<i>234</i>
<i>1.3. Paléo-températures holocènes au Gröenland.....</i>	<i>235</i>
<i>1.4. Commentaire</i>	<i>236</i>
2. LES DONNÉES CLIMATIQUES HOLOCÈNES OCÉANIQUES EN ATLANTIQUE NORD.....	238
<i>2.1. Episodes de décharges des calottes glaciaires.....</i>	<i>238</i>
<i>2.2. Paléotempératures holocènes des eaux de surface de l'Atlantique Nord (60°N).....</i>	<i>238</i>
<i>2.3. Commentaire</i>	<i>239</i>
3. COMPARAISON DES DONNÉES.....	239
<i>3.1. Comparaison des données climatiques.....</i>	<i>239</i>
<i>3.2. Comparaison des données paléo-environnementales avec les grands paramètres du climat holocène</i>	<i>241</i>
B. COMPARAISON AVEC LE PHÉNOMÈNE CLIMATIQUE DE L'OSCILLATION NORD ATLANTIQUE.....	244
1. UNE PALÉO-NAO À L'ÉCHELLE DE L'HOLOCÈNE?.....	246
2. L'HYPOTHÈSE CLIMATIQUE	248
CONCLUSIONS GÉNÉRALES.....	253
BIBLIOGRAPHIE.....	259
ANNEXES.....	297

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Interactions entre les principaux agents de la morphogénèse côtière.	27
Figure 2 : Répartition schématique des circulations atmosphériques en surface et en altitude (Tchernia, 1978).	29
Figure 3 : Présentation des deux modes de L'O.N.A (Visbeck <i>et al</i> , 1998; H : cellule de haute pression, L : cellule de basse pression).....	30
Figure 4 : Circulations océaniques en surface de l'Atlantique Nord, 4a : les courants de dérive (gyres cyclonique et anticyclonique) et 4b : détail des courants.	32
Figure 5 : Répartition des circulations océaniques intermédiaire et profonde dans l'Atlantique Nord (Tchernia, 1978).	33
Figure 6 : Relation entre le temps et l'amplitude pour différentes variables contrôlant les changements côtiers en relation avec les variations du niveau marin (en haut) et les variations du niveau des continents (en bas). Les échelles sont logarithmiques. S=1 seconde, H=1 heure, J=1 jour (d'après Mörner, 1996 a).	41
Figure 7 : Courbes de remontée du niveau marin à l'Holocène dans le Nord-Ouest de l'Europe (A), au Brésil (B), au Viet Nam (C); au Nord de la Nouvelle Zélande (D) et au Japon (E) (d'après Mörner, 1995).	46
Figure 8 : Carte de localisation des sites pris en compte dans la synthèse bibliographique européenne.....	65
Figure 9 : Légende des tableaux de synthèse.	67
Figure 10 : Tableau synthétique de l'évolution climatique en Europe de l'Ouest à l'Holocène.	85
Figure 11 : Tableau synthétique de l'évolution du niveau marin relatif en Europe de l'Ouest à l'Holocène.	87
Figure 12 : Carte générale de localisation des sites-ateliers.	94
Figure 13 : Cadre géographique de l'Ile d'Oléron.....	111
Figure 14 : Cadre géologique de l'Ile d'Oléron.....	113
Figure 15 : Localisation des marais saintongeais étudiés.....	114
Figure 16 : Sites des tourbières littorales sur les estrans (A : localisation des affleurements de tourbières de la côte occidentale, B : Tourbières littorales de La Perroche, modifié d'après Gabet, 1973).	117
Figure 17 : Localisation des sites de mesures géophysiques.....	119
Figure 18 : Résultats des mesures de Résistivité dans le marais.	120
Figure 19 : Résultats de la méthode TDEM (A : échelle de 0 à 20 mètres de profondeur, B : échelle de 0 à 50 mètres).	121
Figure 20 : Interprétation des profils géophysiques de résistivité : 1-Substrat calcaire; 2-Formation sablo-graveuleuse de la base du remplissage; 3-Argiles et tourbes de l'Holocène; 4-Structures "indurées" de surface.	122
Figure 21 : Résultats de l'étude malacologique (d'après Dupont, 2000) et	

micropaléontologique (ostracodes) de L9906.	137
Figure 22 : Morphologie de l'Estuaire de la Gironde et localisation des marais holocènes étudiés.....	144
Figure 23 : Carte géologique simplifiée de la zone étudiée (d'après Marionnaud, 1972).	145
Figure 24 : Légende des périodes d'occupation auxquelles correspondent les témoins archéologiques dans les marais estuariens.....	146
Figure 25 : Contexte géologique et archéologique du marais de La Perge.	147
Figure 26 : Inventaire archéologique dans le marais de La Perge.....	149
Figure 27 : Localisation, dans le marais de Talais, des carottages réalisés dans le cadre de notre étude (carottage LIFE) ainsi que des prélèvements antérieurs d'Assor en 1972...	151
Figure 28 : Carottes L 9902, L 9903 et L 9904 : lithologie et micro-granulométrie.....	153
Figure 29 : Carottages d'Assor (1972).....	154
Figure 30 : Coupes A et B à travers le marais de Talais.	155
Figure 31 : Localisation des "pseudo-sites" archéologiques le long du littoral médocain.	156
Figure 32 : Témoins archéologiques à La Glaneuse : A* : Structure en pierres (1 ^{er} Age du Fer), B : Fossé (Second Age du Fer), C : Site à sel (Age du Fer), D* : Alignement "a" de piquet en bois (Age du Fer), E : Alignement "b" de piquet en bois (Age du Fer), F : Alignement "c" de piquet en bois (gallo-romain). *Photos aimablement communiquées par J. Moreau.	159
Figure 33 : Témoins archéologiques à La Glaneuse (suite) : G : Empreintes d'animaux (Age du Fer); H : Empreintes d'agriculture (Age du Fer), I : Structures quadrangulaire en bois (gallo-romain), J* : Puit ou citerne en pierres (gallo-romain), K : Four de type polynésien (non daté). * Photos aimablement communiquées par J. Moreau.	160
Figure 34 : Coupe synthétique des témoins sédimentaires et archéologiques sur le littoral Nord-Médoc.....	161
Figure 35 : Reconstitution de l'évolution de la zone depuis 2500 ans.....	163
Figure 36 : Simplified geological map of the North Medoc peninsula redrawn from the 1/50 000 BRGM map of Saint-Vivien-Soulac (Marionnaud, 1972). The black line shows the position of the cross-section shown on Figure 37.	168
Figure 37 : Schematic geological west-east cross section through the Medoc peninsula (approximate location on Figure 36). The horizontal and vertical scales are not respected. Modified after Pontee <i>et al.</i> , 1998.	169
Figure 38 : Simplified geological map of the Cordon de Richard area (after Marionnaud, 1972). Piston cores and augers location.	170
Figure 39 : ¹⁴ C dates obtained on near-surface samples from the Cordon de Richard. See Figure 38 for sample locations.	172
Figure 40 : Lithostraphic columns from cores HOREST 9211 bis (A) and HOREST 9212 (B) and augers HOREST 9706 (C) and HOREST 9705 (D).	173
Figure 41 : Carte géologique simplifiée du marais de Reysson (d'après Massé <i>et al.</i> , in press b) et localisation des témoins archéologiques.....	181

Figure 42 : Inventaire archéologique dans le marais de Reysson.....	183
Figure 43 : Carte géologique simplifiée du marais des Monards et localisation des témoins archéologiques dans et à proximité du marais.....	184
Figure 44 : Inventaire archéologique dans le marais des Monards.	186
Figure 45 : Carte géologique simplifiée du marais de Saint-Ciers-sur-Gironde.	187
Figure 46 : Inventaire archéologique dans la marais de Saint Ciers sur Gironde.	189
Figure 47 : Carte géomorphologique de la côte aquitaine.....	196
Figure 48 : Séquence stratigraphique de la Lède du Gurp (d'après Marambat et Roussot-Larroque, 1989 et Roussot-Larroque, 1995).	208
Figure 49 : Témoins archéologiques : A* : Site du Gurp, coupe de la falaise, B* : Structure en bois du Néolithique, C* : "Jardins" de l'Age du Bronze (*Photos communiquées par J.Moreau).....	210
Figure 50 : Datations des paléosols des dunes côtières du Nord-Médoc et de la dune du Pyla (daprès Tastet, 1998; Clarke <i>et al</i> , 1999).....	212
Figure 51 : Chronologie de la mobilité des dunes et du développement des paléosols depuis 4000 ans.....	214
Figure 52 : Synthèse de l'évolution holocène des zones d'études.....	221
Figure 53 : Données climatiques holocènes orbitales et atmosphériques en Atlantique Nord et au Gröenland (A : Insolation; B : Activité solaire; C : $\delta^{18}O$ dans GISP2; D : Concentration des poussières atmosphériques dans les glaces du Gröenland).	233
Figure 54 : Données climatiques holocènes d'origine océanique en Atlantique Nord.	238
Figure 55 : Comparaison des données paléoenvironnementales avec les données climatiques holocènes en Atlantique Nord et au Gröenland.....	240
Figure 56 : Position des cellules de pressions atmosphériques, a : situations NAO-, b : situation NAO+ L : Low = Dépression; H : High = Anticyclone (Schulz and Paul, in press).....	244
Figure 57 : Variations de l'étendue des glaciers à 80°N et localisation en Atlantique Nord, A : Terre de Franz Josef, B : Svalbard (d'après Lubinski <i>et al</i> , 1999), PAG : Petit Age Glaciaire, PMC : Période Médiévale Chaude, PMS : Période Médiévale Sombre, PGRC : Période Gallo-Romaine Chaude, TSS : Transition subboréal/Subatlantique.	248
Figure 58 : Hypothèse sur la relation entre le climat holocène et les changements côtiers. ..	250
Figure 59 : Tableau récapitulatif des datations ^{14}C	300
Figure 60 : HO9602 : Ostraco-faune.	301
Figure 61 : HO9603 : Ostraco-faune.	301
Figure 62 : L9817 : Ostraco-faune.	302
Figure 63 : L9818 : Ostraco-faune.	303
Figure 64 : L9908 : Ostraco-faune.	304
Figure 65 : L9910 : Ostraco-faune.	304
Figure 66 : L9906 : Ostraco-faune.	305
Figure 67 : Radiographie RX de L9902.	306

Figure 68 : Radiographie RX de L9903. 307
Figure 69 : Radiographie RX de L9904. 308

Planches hors texte :

Tableaux 1 et 1 Bis : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones côtières sous influence de l'Océan Atlantique.

Tableaux 2 et 2 Bis : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones côtières sous influence des mers du Nord et Baltique.

Tableaux 3 et 3 Bis : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones côtières sous influence de la Méditerranée.

Tableau 4 : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones continentales de plaine.

Tableau 5 : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones continentales d'altitude.

INTRODUCTION GENERALE

Ce mémoire présente les résultats acquis au terme de trois années de recherche au Département de Géologie et d'Océanographie de l'Université Bordeaux I (UMR, CNRS 5805). Ces travaux ont été réalisés dans le cadre du programme européen LIFE : "Coastal change, Climate and Instability" (LIFE-97, ENV/UK/000510*) qui avait pour objectif l'étude des changements côtiers à l'Holocène par l'utilisation conjointe des témoins paléo-environnementaux et archéologiques.

Après le maximum glaciaire, soit à partir de 18 000 ans BP, le réchauffement climatique entraîne la fonte des calottes glaciaires, la remontée globale du niveau des mers et des océans et d'importantes modifications des circulations océaniques et atmosphériques. Les fluctuations du niveau marin à l'Holocène affectent directement les zones côtières conduisant à la variation de la position des lignes de rivage et aux migrations successives des populations riveraines. Les changements climatiques ont également entraîné d'importantes modifications de la végétation participant aux variations des paléo-environnements.

La zone côtière du Sud-Ouest de la France a fait l'objet de nombreux travaux depuis ces dernières années dans le cadre d'actions concertées nationales et européennes. S'agissant d'études essentiellement locales, il s'avérait nécessaire d'en préciser les résultats par des études complémentaires afin de dégager une image globale fiable de l'évolution de ce secteur durant l'Holocène. Dans ce but, trois sites-atelier particulièrement riches en témoins paléo-environnementaux et archéologiques ont été retenues en Aquitaine et en Saintonge : le marais littoral de La Perroche au Sud-Ouest de l'Île d'Oléron, les marais de l'estuaire de la Gironde et les systèmes dunaires littoraux aquitains.

Dans cette étude, nous nous sommes fixés plusieurs objectifs :

- Nous avons tenté de dégager une évolution holocène cohérente de l'ensemble des sites étudiés. Pour cela, nous avons, dans chaque site-atelier, synthétisé les études antérieures avant de les compléter et préciser par de nouvelles investigations.
- Nous avons aussi essayé de voir dans quelle mesure les changements côtiers, observés en Aquitaine et en Saintonge, pouvaient se corréliser avec ceux des autres régions de France et des pays européens.
- Par ailleurs, nous avons tenté de déterminer les causes de ces changements côtiers et de dégager l'impact des phénomènes climatiques globaux sur l'évolution régionale.
- Ceci nous a amené à proposer un modèle d'évolution climatique permettant d'expliquer les changements côtiers observés en Aquitaine et en Saintonge.

Ce mémoire s'organise en trois parties.

La **Partie I** regroupe des généralités sur les changements côtiers, leurs témoins et les agents de la morphogenèse côtière (**Chapitre I**) ainsi qu'une synthèse bibliographique sur les changements du niveau marin relatif et les variations du climat à l'Holocène en Europe (**Chapitre II**).

La **Partie II** présente les résultats de nos investigations en Aquitaine et en Saintonge. Nous présenterons d'abord le cadre général de l'étude et la méthodologie (**Chapitre I**) puis les résultats des travaux réalisés dans chacun des sites-atelier (**Chapitres II, III, IV**).

La **Partie III** présente une synthèse régionale et sa comparaison avec les données européennes (**Chapitre I**). Une réflexion sur les relations entre les données paléo-environnementales et archéologiques et le climat global ainsi que la présentation d'un modèle climatique constituent le **Chapitre II** de cette partie.

Pour présenter les travaux que nous avons réalisés, nous avons choisi d'inclure dans ce mémoire les textes intégraux de trois articles présentés à des revues internationales (publiés ou acceptés). Nous avons veillé à ce que l'intégration de ces publications ne nuise pas à la cohérence du mémoire et de sa présentation. Tout au plus elle occasionne quelques redites dont nous nous excusons.

*Coordonné par le County Council de l'Ile de Wight, les investigations sur le littoral du Sud-Ouest de la France ont été menées en collaboration avec des archéologues, palynologues et des associations bénévoles telles que l' "Association Médulienne d'Archéologie et d'Histoire du Médoc" et le "Centre de Recherche et d'Etudes Scientifiques de Sanguinet" (CRESS).

PARTIE I :
GENERALITES SUR
LES CHANGEMENTS CÔTIERS A
L'HOLOCENE

CHAPITRE I :
LES CHANGEMENTS CÔTIERS
ET LEURS TEMOINS
PALEO-ENVIRONNEMENTAUX ET
ARCHEOLOGIQUES

L'étude des changements côtiers nécessite la connaissance de l'ensemble des agents responsables de la morphogénèse côtière ainsi que des témoins des variations des lignes de rivage.

A. LES AGENTS DE LA MORPHOGENESE COTIERE

Le rivage est défini comme la ligne de rencontre entre la surface des océans et celle des continents. Cette limite n'est pas fixe, ni dans le temps, ni dans l'espace mais, elle subit, au contraire, de constantes transformations.

Les variations morphologiques des zones côtières sont fonction de plusieurs variables et de leurs interactions : le climat et les changements climatiques, le niveau des océans et des continents, les apports sédimentaires et la dynamique côtière (Figure 1). Ces paramètres agissent à la fois à l'échelle globale, régionale et locale. Les actions humaines, bien que plus réduites dans le temps et l'espace, ont également un rôle déterminant dans l'évolution des zones côtières.

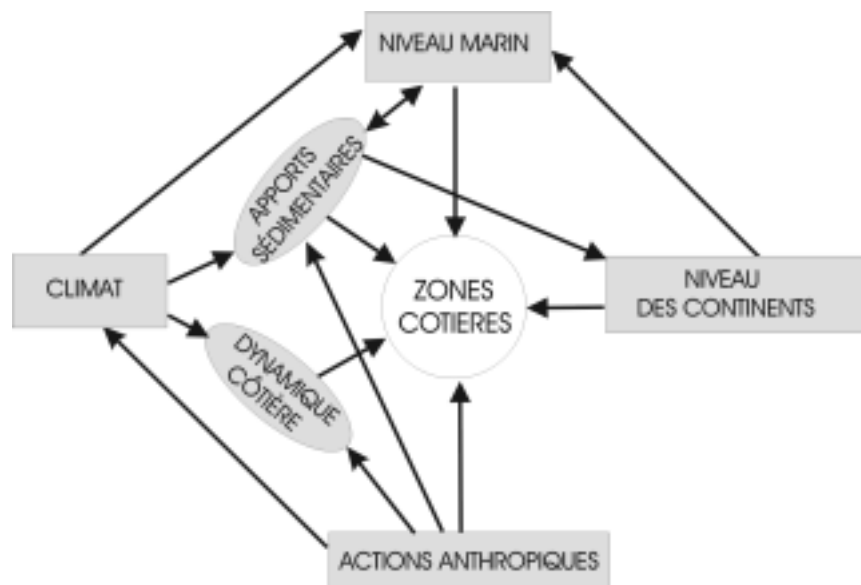


Figure 1 : Interactions entre les principaux agents de la morphogénèse côtière.

1. VARIATION DU CLIMAT

Le climat n'est pas stable mais il varie dans le temps et dans l'espace. La connaissance de la dynamique des climats actuels est un élément essentiel dans la compréhension des climats du passé. C'est, de plus, l'un des agents prépondérants des variations du niveau de la mer, de la dynamique côtière et des apports sédimentaires.

Nous rappellerons quels sont les mécanismes qui régissent le climat global actuel, et les agents responsables des variations climatiques depuis 10 000 ans environ. Puis, nous présenterons, d'après une synthèse des données paléoenvironnementales, archéologiques et historiques, les grandes périodes climatiques qui ont été mises en évidence en Europe au cours de l'Holocène.

1.1. Les Mécanismes du Climat Global actuel

Le système océan-atmosphère est un système couplé : la circulation atmosphérique générale influence la circulation océanique de surface et réciproquement.

1.1.1. Les circulations atmosphériques

La circulation des masses d'air à la surface du Globe Terrestre est générée par la différence d'insolation et de gradient thermique entre l'équateur et les pôles. L'excédent de chaleur à l'équateur est redistribué vers les hautes latitudes par l'intermédiaire de mouvements de convections globaux : des pôles vers l'équateur en basse altitude et inversement en haute altitude. Cette disposition dynamique d'altitude est constituée par trois cellules de convection par hémisphère (soit des pôles vers l'Equateur : cellule polaire, de Ferrel, d'Hadley; Figure 2). La position latitudinale moyenne des cellules et des zones de vent est variable selon les saisons. De même, la disposition des vents a varié au cours du Quaternaire. Pendant les stades glaciaires, les zones intertropicales et les zones de vent d'Ouest rétrécissent, avec toutes les conséquences sur les circulations atmosphériques et océaniques.

Ce schéma simple de circulation générale des masses d'air est compliqué par deux facteurs principaux : la rotation de la Terre et la répartition des océans et des reliefs continentaux.

Les deux grands types de circulations atmosphériques dont nous allons brièvement rappeler les caractéristiques principales, sont les circulations de basse altitude et celles de haute altitude. Nous présenterons ensuite le phénomène de l'Oscillation Nord Atlantique qui a fait l'objet de nombreuses études ces dernières années et qui peut être considéré comme gouvernant les changements climatiques actuels en Europe.

Circulation en surface de la Terre :

La rotation terrestre est responsable de la déviation des circulations atmosphériques. Ce phénomène, appelé "effet ou force de Coriolis", induit une déviation des vents vers la droite dans l'hémisphère Nord et vers la gauche dans l'hémisphère Sud.

Les mécanismes de circulation de surface permettent de définir la présence en Atlantique Nord, de l'équateur au pôle Nord : des alizés du Nord-Est, des vents d'Ouest aux latitudes tempérées, et des vents polaires d'Est (Figure 2).

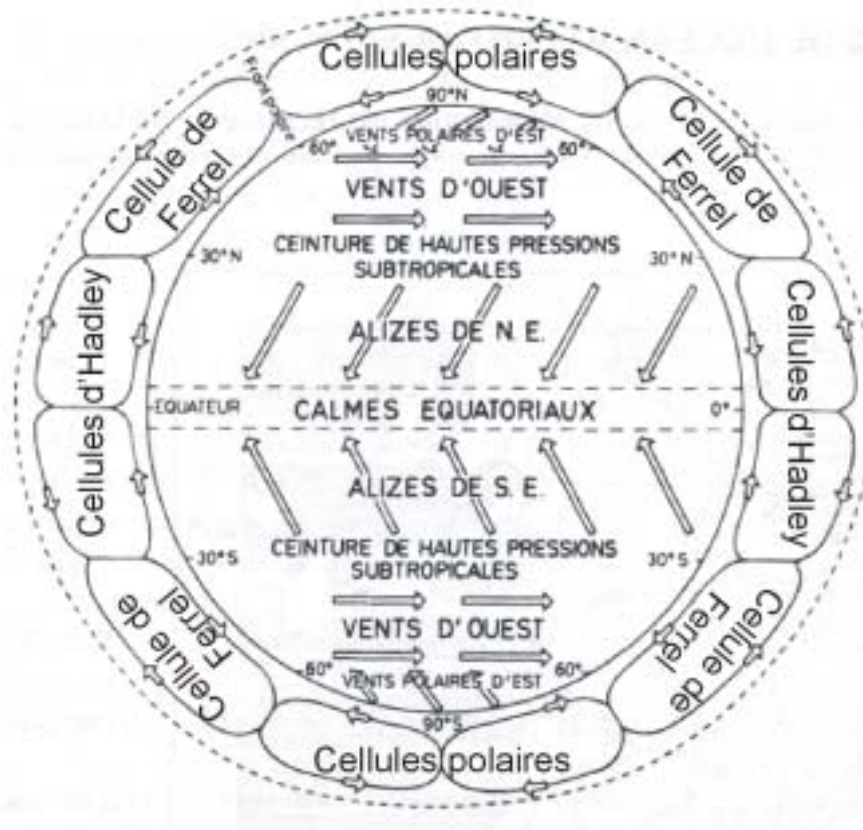


Figure 2 : Répartition schématique des circulations atmosphériques en surface et en altitude (Tchernia, 1978).

Circulation en haute altitude :

Les circulations de haute altitude sont générées par plusieurs paramètres : l'effet de Coriolis qui dévie les masses d'air, les *Jet Streams* ou vents très rapides d'altitude et les variations de densité des masses d'air.

Les *Jet Streams* sont des vents géostrophiques engendrés en haute altitude (entre 10 et 15 kilomètres) par l'affrontement des masses d'air chaud des basses et moyennes latitudes et des masses d'air froid polaire. Ces vents d'Ouest peuvent atteindre des vitesses supérieures à 400 km. h⁻¹.

La différence de densité entre les masses d'air est fonction de la disposition et du mélange entre l'air chaud et froid. Ces paramètres vont conditionner l'élévation des masses d'air (l'air chaud étant plus léger que l'air froid) et la formation des nuages.

L'Oscillation Nord Atlantique :

Mise en évidence par Walker en 1924, l'Oscillation Nord Atlantique, plus connue sous l'acronyme anglais NAO (pour North Atlantic Oscillation) désigne un balancier des pressions atmosphériques entre l'anticyclone des Açores et la dépression islandaise (Wanner, 1999).

L'Oscillation Nord Atlantique oscille entre deux états ou modes (Figure 3) :

→ le mode positif (NAO+) : lorsque les pressions atmosphériques sont très basses sur l'Islande et très hautes sur les Açores, la différence est telle qu'elle génère des vents forts soufflant de l'océan Atlantique vers le continent européen. Le climat y est alors sous influence océanique.

→ le mode négatif (NAO-) : lorsque les deux centres de pression sont affaiblis, les vents d'Ouest le sont également et l'Europe subit les rigueurs d'un climat continental, avec des températures basses surtout en hiver.

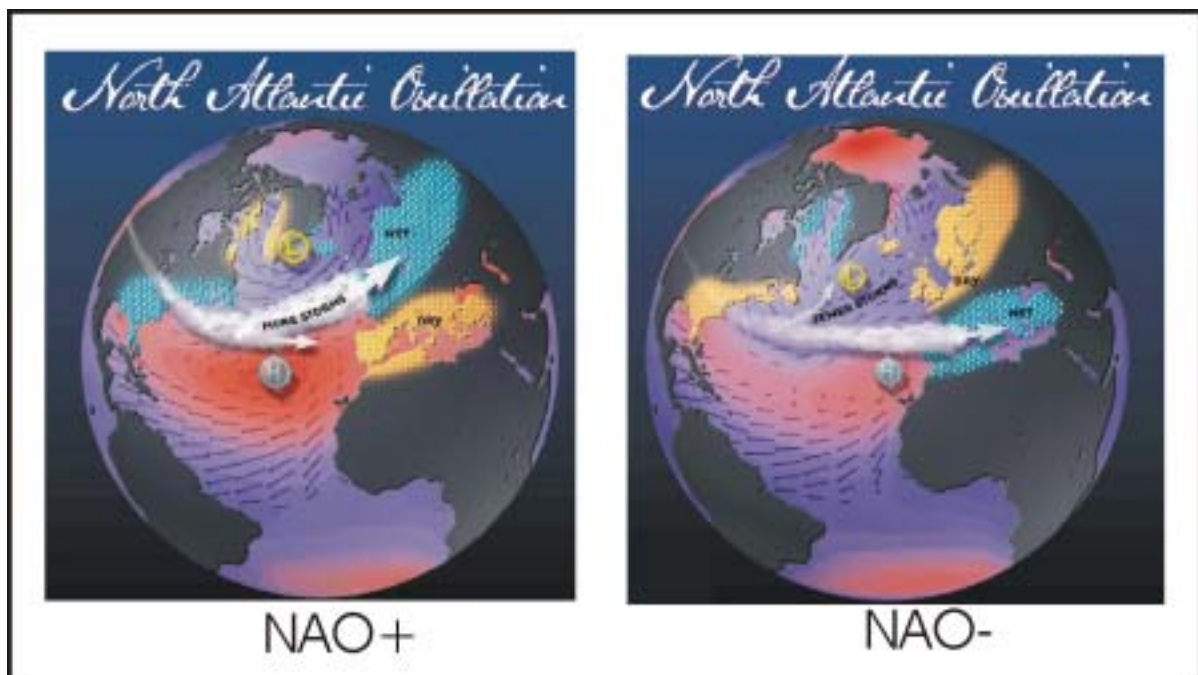


Figure 3 : Présentation des deux modes de L'O.N.A
(Visbeck *et al*, 1998; H : cellule de haute pression, L : cellule de basse pression).

Le NAO est une source importante de variabilité climatique à l'échelle hivernale, saisonnière voire décennale en Atlantique Nord (Van Loon and Rogers, 1978; Rogers and Van Loon, 1979; Rogers, 1984; Moses *et al*, 1987, White *et al*, 1997; Cook *et al*, 1998).

Des états extrêmes du NAO semblent moduler et interagir avec, entre autres, la dynamique océan/atmosphère dans l'Atlantique Nord, les anomalies de températures en surface de la mer, l'intensité du Gulf Stream, l'extension du couvert de la glace de mer...(Rogers and Van Loon, 1979; Rogers, 1984, Wallace *et al*, 1990; Hurrell, 1995). Ils

peuvent également se manifester par l'apparition de fortes anomalies de salinité, comme cela a été le cas dans les années 60 à 80 (Dickson *et al*, 1988). Ces anomalies ont eu des répercussions importantes sur la convection océanique profonde et sur la circulation thermohaline globale (Bacon, 1998).

1.1.2. Les circulations océaniques

La circulation océanique générale est la résultante de la circulation thermohaline, des courants de surface engendrés par les vents, de l'effet de Coriolis et de la gravité. Nous allons aborder brièvement les deux grands types de circulation océanique : la circulation océanique de surface et la circulation océanique thermohaline profonde.

La circulation océanique de surface (de 0 à 200 mètres) :

Les courants océaniques de surface sont générés par les vents, qui, assurant le transfert de chaleur vers les pôles, entraînent les masses d'eaux chaudes vers les hautes latitudes. Il s'agit d'un système de circulation complexe car les vents présentent des variations à la fois en intensité et en direction en fonction de la latitude. De plus, la disposition des continents peut induire des modifications régionales des courants de surface. Deux catégories principales de courants superficiels peuvent être reconnues : les courants de dérive et les courants géostrophiques.

→ Les courants de dérive constituent de grands tourbillons ou gyres observés en surface des océans. Ils sont générés par les courants atmosphériques de basse altitude.

Concernant l'Océan Atlantique Nord, deux systèmes de gyre sont mis en évidence (Tchernia, 1978) : la gyre anticyclonique subtropicale, localisée entre 10 et 45 ° de latitude Nord, et la gyre cyclonique subpolaire, située entre 45 et 90 ° de latitude Nord.

Le Gulf Stream, courant chaud qui se forme au niveau du golfe du Mexique, est un élément prépondérant de la gyre anticyclonique subtropicale. Il est alimenté, par le courant de Floride, d'une part, et par le courant des Antilles, d'autre part. Il est orienté d'Ouest en Est, et, passé 40° N, il se divise en deux courants distincts, le courant Nord Equatorial qui repart vers le Sud et le Golfe du Mexique bouclant ainsi la gyre anticyclonique subtropicale, et la Dérive Nord Atlantique (DNA) qui se dirige vers le Nord et est reprise dans la gyre cyclonique subpolaire (Figure 4).

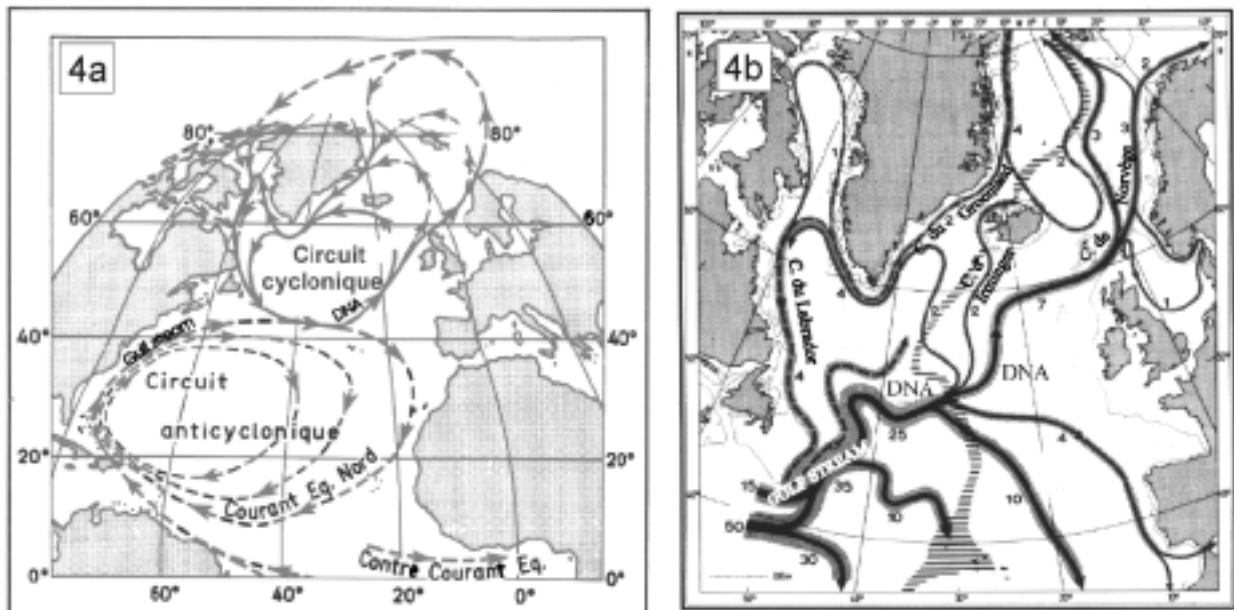


Figure 4 : Circulations océaniques en surface de l'Atlantique Nord,
4a : les courants de dérive (gyres cyclonique et anticyclonique) et 4b : détail des courants.

La gyre cyclonique subpolaire est quant à elle, le siège d'une circulation complexe dont l'élément principal reste la Dérive Nord Atlantique.

Les autres courants principaux de l'Atlantique Nord sont (d'Est en Ouest) : le courant de Norvège, le courant du Groënland, le courant d'Irminger (au sud de l'Islande) et le courant du Labrador qui referme la gyre cyclonique en rejoignant la Dérive Nord Atlantique (Figure 4).

→ Les courants géostrophiques : sont générés par les différences de niveaux en surface des océans. L'état d'équilibre est ramené par gravité ce qui induit des déplacements des masses d'eaux.

La circulation thermohaline profonde (à partir de 200 mètres) :

La circulation de fond ou thermohaline se fait grâce aux variations de température et de salinité des eaux de surface. Ces paramètres, qui déterminent la densité des masses d'eaux, sont à l'origine de la stratification verticale des océans (Broecker *et al*, 1990).

Les eaux de salinité élevée, subissant un refroidissement intense au niveau des zones de hautes latitudes, sont entraînées en profondeur par l'accroissement de leur densité. Le plongement des eaux forme des cellules de convection qui contraignent les masses d'eaux vers les profondeurs, alimentant ainsi la circulation profonde de l'océan mondial. Le départ des eaux crée, en surface, un déficit volumique. Selon le principe du "Conveyor Belt" ou tapis roulant décrit par Broecker *et al*, en 1990, le plongement des eaux de l'Atlantique Nord se trouve compensé par des apports en surface provenant de la Dérive Nord Atlantique.

Les circulations profondes sont divisées en deux sous groupes : les circulations intermédiaires et les circulations de fond.

Dans l'Atlantique Nord, on distingue trois grands courants intermédiaires : l'Eau Arctique Intermédiaire, l'Eau Antarctique Intermédiaire et l'Eau Méditerranéenne (Tchernia, 1978).

On y distingue aussi deux grands courants de fond : l'Eau Profonde Nord Atlantique (EPNA) qui s'initie dans la mer du Labrador et remonte en surface au niveau de l'Antarctique, l'Eau de Fond Antarctique (EAF) qui prend naissance au niveau de la mer de Weddell et remonte vers le Nord (jusqu'à 40 °N) (Figure 5).

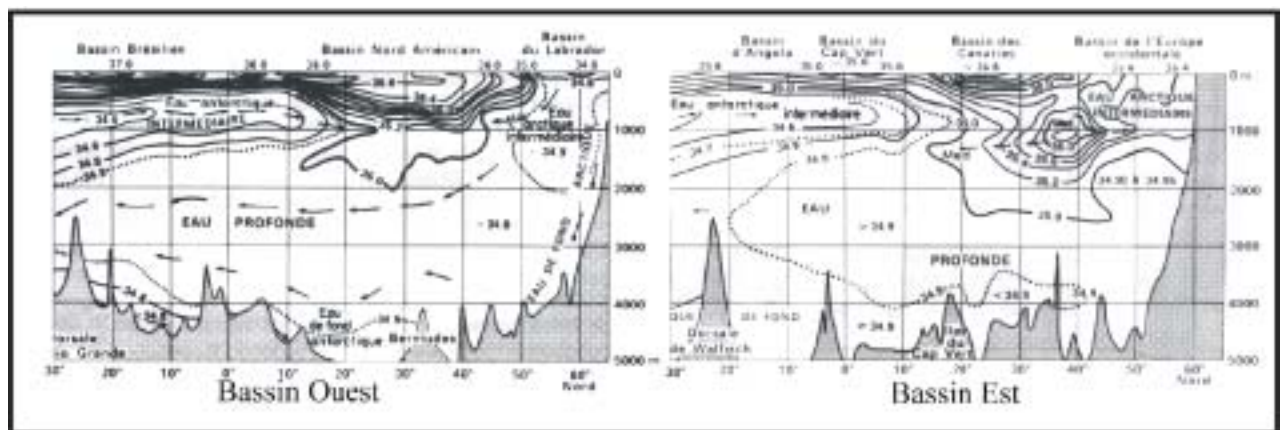


Figure 5 : Répartition des circulations océaniques intermédiaire et profonde dans l'Atlantique Nord (Tchernia, 1978).

1.2. Les agents responsables des variations climatiques à l'Holocène

Parmi les facteurs responsables des changements climatiques, les variations des paramètres orbitaux (excentricité, précession et obliquité) et solaires (insolation et activité solaire) demeurent les plus importants (Kepler, 1596; Milankovitch, 1920). Les paramètres orbitaux entraînent des modifications à long terme des climats. Nous avons cependant choisis de ne parler ici que des paramètres solaires tels que l'insolation et l'activité solaire agissant à plus court terme et susceptibles de présenter un plus grand intérêt dans l'étude des changements climatiques à l'Holocène. Nous aborderons également le volcanisme qui peut avoir une influence non négligeable sur les conditions climatiques (Leroux, 1996). Nous ne parlerons pas de l'influence de l'Homme sur les changements climatiques car les activités anthropiques n'ont réellement influencé le climat que depuis 200 ans environ (Magny, 1995).

1.2.1. Variations de l'insolation

L'insolation fait référence à la quantité d'énergie reçue en surface de la Terre. Elle est fonction des paramètres orbitaux terrestres (Kutzbach and Ruddiman, 1993).

Au début de l'Holocène, l'insolation va contribuer à la fonte des calottes glaciaires et à la remontée du niveau marin. Vers 6000 ans BP, la quantité d'énergie reçue sur la Terre diminue fortement dépassant un seuil au-delà duquel l'insolation devient trop faible pour continuer à permettre la fonte massive des glaces (Kutzbach and Ruddiman, 1993). A partir de cette période, la remontée du niveau marin est ralentie. L'activité solaire devient alors un des paramètres dominants du climat (Van Geel *et al*, 1999).

1.2.2. Variations de l'activité solaire

Une variation de 1% de la constante solaire entraîne une modification de la température de surface de 0,6°C (Leroux, 1996). Durant tout l'Holocène, des périodes de maxima et de minima de l'activité solaire sont enregistrées. Le Minimum de Maunder qui coïncide, entre 1645 et 1715, avec la période froide du Petit Age Glaciaire, est sans doute le plus célèbre des épisodes de minima de l'activité solaire (Lean *et al*, 1992). Au cours de cette période, une réduction du rayonnement total aurait entraîné une baisse de la température globale de 0,46°C (Lean and Rind, 1994).

Friis-Christensen et Larsen (1991) ont mis en évidence une relation entre la longueur du cycle solaire (comprise entre 9,7 et 11,8 ans) et les anomalies de températures de l'hémisphère Nord de 1860 à 1990 : plus le cycle solaire est court et plus l'activité du soleil est forte provoquant une augmentation des températures moyennes. Les cycles, longs (> à 11 ans) à la fin du siècle dernier et associés à des températures basses, sont devenus plus courts (environ 10 ans) jusque vers 1940-60. Ils se sont rallongés jusqu'en 1970 pour de nouveau raccourcir et entraîner une hausse des températures (Leroux, 1996).

1.2.3. Volcanisme

Les volcans constituent une source continue de gaz, les rifts médio-océaniques fournissant la moitié de ce dégazage (Leroux, 1996). Les rejets vers l'atmosphère sont également constitués de gaz carbonique, de vapeur d'eau, de composés soufrés et de chlore. Ces émissions peuvent conduire à un refroidissement des températures (Dugmore *et al*, 1995; de Silva and Zielinski, 1998) et donc contraindre, en partie, le climat global (Crowley, 2000) et l'environnement : l'éruption du volcan Etna en 44 av. J.C. a provoqué le flétrissement des récoltes en obscurcissant le ciel (Plutarque, 50-125 AD.).

1.3. Paléo-Climats Holocènes

Le climat holocène a pendant longtemps été considéré comme relativement stable. Cependant, les études récentes tendent à montrer, que cette période a été ponctuée de multiples oscillations climatiques (Karlén *et al*, 1995; O'Brien *et al*, 1995; Alley *et al*, 1997;

Bond *et al*, 1997; Campbell *et al*, 1998; Anderson *et al*, 1998; Bianchi and McCave, 1999). Une des questions fondamentales est donc de savoir si les changements climatiques au cours de l'Holocène ont été abrupts ou au contraire très progressifs.

Les archives paléo-environnementales, archéologiques et historiques ont apporté de nombreuses informations sur l'évolution du climat et de l'environnement au cours de l'Holocène à travers le monde entier. La reconstitution des paysages et des climats entre 10 000 ans et 2000 ans est rendue possible grâce à l'étude des témoins paléo-environnementaux et archéologiques. Les archives historiques fournissent, quant à elles, de précieuses informations sur les 3000 à 2000 dernières années. Il est cependant important de rester prudent dans l'interprétation des données historiques qui manquent souvent de précision à la fois dans les dates et dans l'intensité des phénomènes. La fiabilité des sources documentaires doit être mise à l'épreuve (Le Roy Ladurie, 1967). De façon générale, pour que des informations soient retenues, il faut que l'auteur soit contemporain des événements qu'il décrit et qu'il vive à proximité des lieux de l'action (Pfister, 1999). Lorsqu'il s'agit de chroniques antérieures, les erreurs de dates sont fréquentes (Camuffo and Enzi, 1995). Il est vrai que les œuvres de Platon, d'Aristote, de Théophraste ou d'Hérodote et celles de Pline l'Ancien sont riches en références météorologiques. Mais ces informations sont souvent incohérentes entre elles et leur crédibilité peut être contestée (Frei-Stolba, 1987).

Plus ou moins classiquement, l'Holocène peut être séparé en plusieurs périodes correspondant à des conditions environnementales et climatiques distinctes.

1.3.1. Fin de la déglaciation : 10 000-8 000 ans BP (stade Boréal)

Un réchauffement généralisé du climat dans l'Atlantique Nord :

La période 10 000-8000 ans BP, est marquée par une augmentation de l'insolation, ce qui conduit à un réchauffement global du climat. A cette période, la calotte nord-européenne ainsi que les glaciers alpins amorcent leur retrait. Après 10 000 ans BP, la majorité de l'Atlantique Nord devient libre de toute glace. En Europe, on assiste, à la disparition d'environ quinze espèces animales dont le mammoth (Le Meur, 1999). Les études palynologiques confirment l'adoucissement des températures sur le continent européen se poursuivant jusqu'à 6000 ans BP (Huntley and Prentice, 1993). Des résultats identiques sont donnés par l'étude des coccolithes de carottes marines qui montrent que les températures de l'eau de surface (SST) au sud de l'Islande (60°N) s'élèvent depuis 10 000 ans, ce réchauffement semblant se prolonger jusqu'à environ 6000 ans BP (Giraudeau *et al*, 2000)

L'événement froid de 8200 ans BP :

Le réchauffement progressif du climat débuté vers 10 000 ans, semble cependant interrompu par un refroidissement progressif des SST (60°N) vers 8200 ans BP (Giraudeau *et al*, 2000). La chute des températures des eaux de surface est classiquement attribuée à la fonte

des calottes laurentidiennes provoquant la décharge d'eaux douces et froides dans l'Atlantique Nord (Hu *et al*, 1999; Barber *et al*, 1999).

Sur le continent groenlandais, la mesure des taux de méthane contenus dans les micro bulles des glaces met également en évidence un refroidissement à 8200 ans BP. Cet événement est attribué au blocage ou à une réduction importante de la circulation thermohaline au Sud du Grönland du fait des décharges d'icebergs en provenance de la Laurentide (Von Grafenstein *et al*, 1998).

Cette débâcle est également associée à une diminution synchrone de salinité dans l'Atlantique Nord (Klitgaard-Kristensen *et al*, 1998) et à la présence, dans les sédiments marins, des "Ice Rafted Debris" ou IRD (Bond, 1997). Les IRD correspondent à des débris arrachés au continent, transportés par les icebergs et relâchés en mer lors de la fonte de ces derniers. Bond met en évidence une cyclicité d'environ 1450 ans dans l'apparition des IRD à l'Holocène. Les mesures effectuées laissent apparaître des concentrations d'IRD à 11 100, 10 300, 9400, 8100, 5900, 4200, 2800 et 1400 ans BP et pendant le Petit Age Glaciaire (Bond *et al*, 1997, 1999).

Le phénomène est également visible en Europe de l'Ouest comme en témoignent les variations du rapport isotopique $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ enregistrées dans les coquilles d'ostracodes accumulées dans les sédiments lacustres (Labeyrie et Jouzel, 1999).

1.3.2. L'Optimum climatique de l'Holocène : 8000-6000 ans BP (stade Atlantique)

Au cours de la période 8 000-6 000 ans BP, le réchauffement climatique se poursuit. Il s'agit de l'épisode le plus chaud qu'ait connu le stade interglaciaire actuel. Les températures estivales semblent avoir été plus élevées de 2 °C qu'aujourd'hui (Joussaume et Guiot, 1999).

Durant cette période, la forêt décidue (noisetier, chêne, orme,...) qui s'était développée en Europe du Nord-Ouest après la déglaciation, s'étendait à la fois plus au Nord au détriment de la forêt boréale et plus à l'Est au détriment de la forêt de conifères (Prentice *et al*, 1996; Cheddadi *et al*, 1997). En Scandinavie, une végétation arborée se développe au cours de cette période de réchauffement, la toundra ne subsistant qu'à haute altitude. En revanche, en zone méditerranéenne, les données palynologiques continentales et lacustres ainsi que les reconstitutions de températures, indiquent qu'une végétation décidue s'est préférentiellement développée en raison d'une augmentation d'humidité et une diminution des températures du mois le plus froid (Prentice *et al*, 1996; Cheddadi *et al*, 1997). Il semble donc que le terme "Optimum Climatique", largement utilisé pour définir cette période du Moyen Holocène, ne doive pas être pris au sens strict des températures puisque le réchauffement était loin d'être général tant au niveau spatial qu'au niveau saisonnier (Joussaume et Guiot, 1999).

Le niveau marin continue de monter pour atteindre, en Europe de l'Ouest aux alentours de 6000 ans BP, le niveau qu'on lui connaît aujourd'hui (Wanless, 1982; Kidson, 1986).

Les températures des eaux marines de surface, au sud de l'Islande, montrent des valeurs maximales entre 7000 et 6000 ans BP (Giraudeau *et al*, 2000). Des refroidissements ponctuels des températures de surface de l'Atlantique Nord interviennent à la faveur de décharges de glace (Bond *et al*, 1997).

1.3.3. Période d'oscillations climatiques : 6000-3000 ans BP (stade Subboréal)

A partir de 6 000-5 000 ans BP, les SST au sud de l'Islande (60°N) déduites par Giraudeau *et al* (2000) montrent une tendance au refroidissement. Nous ne disposons que de très peu de données climatiques sur cette période. Des études palynologiques semblent indiquer un déclin du chêne en Gironde entre 6000 et 3000 ans BP, pouvant témoigner d'un net rafraîchissement des températures (Marambat, 1995).

1.3.4. Période de changement climatique abrupt : 3000-2000 ans BP (passage Subboréal/Subatlantique)

En Europe du Nord-Ouest, la transition Subboréal/Subatlantique est marquée par le passage d'un climat continental (chaud et sec) à un climat océanique (plus frais et plus humide) (Van Geel *et al* , 1996).

Refroidissement climatique :

Un refroidissement mondial du climat, affectant les civilisations, est enregistré en milieu continental, vers 3000 ans BP (Kilian *et al*, 1995; Van Geel *et al*, 1996, 2000 a). En Aquitaine, la baisse des températures à cette période est estimée entre 1° et 2°C (Marambat, 1995). Les causes de cet épisode froid sont difficiles à trouver dans la théorie astronomique du climat. On note cependant une baisse de l'activité solaire durant cette période comme en témoigne une augmentation du taux de ¹⁴C atmosphérique (Stuiver and Braziunas, 1993; Magny, 1995; Van Geel *et al*, 1996, 1999). Ce refroidissement pourrait être mis en relation avec l'épisode de libération d'icebergs (ou IRD) dans l'Atlantique Nord daté à 2800 ans BP (Bond, 1997).

Augmentation de l'humidité :

Cet épisode est suivi ou contemporain d'une phase d'humidification du climat, intervenant, en Europe de l'Ouest, aux environs de 3000-2500 ans BP. De nombreux indices de ce changement climatique abrupt sont observables en Europe ainsi que sur d'autres continents (Van Geel *et al*, 1996, 2000 a). Parmi plusieurs exemples, aux Pays Bas, vers 2650 ans BP, une augmentation dramatique du niveau de la nappe phréatique suivie par le développement de zones humides marécageuses conduit à l'exode des populations.

1.3.5. Vers l'établissement des conditions actuelles : 2000-0 ans BP (stade Subatlantique)

Depuis 2000 ans, plusieurs phases climatiques se sont succédées. La Période Chaude Gallo-Romaine, les Périodes Froide ("Dark Age") puis Chaude de l'Époque Médiévale, l'Optimum Climatique du Moyen Âge, le Petit Âge Glaciaire ainsi que la période de réchauffement qui lui succède, semblent avoir affecté l'ensemble du globe terrestre (Grove, 1988; Huang *et al*, 1997; Broecker, 2001).

La Période Chaude Gallo-Romaine : de 0 à 400 AD environ :

Entre 0 et 400 ans AD, les températures atmosphériques s'élèvent, devenant proches de celles d'aujourd'hui (Marambat, 1995). Sur les territoires de la Gaule, on assiste à l'importation et au développement par les Romains de la culture de la vigne à partir du sud de la Loire (Pfister, 1999 a).

Il semblerait qu'une élévation du niveau des eaux ait été mise en évidence à cette époque par l'abandon de plusieurs sites littoraux par les peuples médocains (Dahlquist, 1997). Cette hypothèse de remontée du niveau des eaux expliquerait la raréfaction et la disparition des traces humaines entre le début du II^{ème} et le III^{ème} siècle de notre ère et l'apparition de l'incrustation de coquillages sur du mobilier archéologique ainsi que le dépôt de vases estuariennes sur des sites hors d'eau à la période précédente (Coquillas, 1997 b).

La Période Médiévale Sombre ("Dark Age"): de 400 à 900 AD environ :

Le début de la Période Médiévale est marqué par des conditions climatiques froides. Vers le IX^{ème} siècle, les chroniques carolingiennes soulignent la rudesse des hivers en évoquant la durée de l'enneigement ou le gel des principaux cours d'eau qui perturbaient l'économie agricole (Pfister, 1999 a).

L'Optimum Climatique Médiéval : de 900 à 1400 AD environ

Vers le X^{ème} siècle de notre ère, un climat sec et chaud s'installe en Europe. Les chroniques carolingiennes mettent en évidence, à partir du XII^{ème} siècle, un retour à des températures plus clémentes avec des références à des hivers plus doux sans neige ou gel. Une chronique liégeoise fait même état de la découverte de fraises mûres à Noël 1116 (Pfister, 1999 a). La douceur du climat est également attestée dans un texte d'Albert le Grand, qui évoque la culture de plantes méditerranéennes comme le figuier dans les régions nordiques. De plus, la magnificence des grandes cathédrales construites à cette période, atteste d'une prospérité agro-économique non négligeable et donc d'un climat favorable. Il est également fait mention, au cours de cet épisode chaud du Moyen Âge, de la culture de la vigne en Angleterre. L'intensité et la durée de cette période restent controversées et il est probable qu'elle cache en réalité une alternance de périodes plus froides ou plus chaudes. En effet, une étude réalisée à partir de quatre mille cinq cents descriptions météorologiques extraites de

chroniques provenant du Benelux, de l'Est de la France, de l'Ouest de l'Allemagne, de la Suisse et du Nord de l'Italie, montre, qu'entre 1090 et 1179, les hivers furent très rudes, bien plus froids que ceux du XX^{ème} siècle (Pfister, 1999 b).

Les calottes arctiques régressent, marquant le début des campagnes vikings au Nord de l'Europe. Ces navigateurs découvrent l'Islande, le Groenland et les rivages de l'Amérique près de cinq siècles avant Christophe Colomb. La plus célèbre des colonies vikings est, à cette époque, celle d'Erik Le Rouge installée au Sud du Groenland. A la fin du X^{ème} siècle, les Vikings se voient obligés de rebrousser chemin car la calotte groenlandaise amorce une nouvelle phase de croissance, marquant le retour à des conditions climatiques plus froides et l'amorce du Petit Age Glaciaire (Grove, 1988).

Le Petit Age Glaciaire : de 1400 à 1850 AD :

Le Petit Age Glaciaire se marque en France et en Europe par l'apparition d'hivers longs et rigoureux et d'étés courts et humides. Un refroidissement global de 1 à 2°C permet l'extension des calottes polaires et des glaciers alpins. Ces derniers ont marqué une avancée d'environ mille mètres puis ont régressé cédant au réchauffement des XIX^{ème} et XX^{ème} siècles (Le Roy Ladurie, 1967).

Un grand nombre de documents (textes, peintures,...) historiques font mention de cette vague de froid qui s'abat alors sur l'Europe. En voici quelques exemples :

Entre le XVI et le XVIII^{ème} siècles, il arrive que des glaces viennent recouvrir l'Estuaire de la Gironde permettant de rejoindre à pied la rive opposée, non sans quelques accidents occasionnels. Un texte fait état du récit de la traversée d'un chariot entre Bourg et Ambès (Coquillas, 1995, 2001).

L'étude d'archives italiennes du XVI^{ème} siècle ont révélé, qu'en 1511, l'artillerie du Pape Jules II franchit à pied le Pô gelé (Camuffo and Enzi, 1995).

Le Roy Ladurie (1967) a effectué le recensement de la date du premier jour des vendanges, excellent témoin de la température au printemps et en été. Cette étude réalisée pour la France, la Suisse et la région du Rhin montre que durant les décennies les plus froides du petit âge glaciaire (1620-1629 et 1690-1699), la température d'avril à septembre était inférieure d'un degré à la température moyenne de la période 1901-1960.

Le niveau marin affiche, à cette époque, une tendance à la baisse ou à la stagnation. De Groot *et al* (1996) suggèrent une réduction temporaire dans le taux de remontée du niveau marin aux Pays Bas.

Les derniers 200 ans :

Au cours de cette période, on assiste à un réchauffement général mondial du climat de l'ordre de 0.5°C, avec des fluctuations interannuelles et interdécennales de grande amplitude. La plus marquante de ces périodes reste le refroidissement entre 1940 et 1970.

Depuis 1976, le réchauffement a été très rapide et la dernière décennie apparaît de loin la plus chaude.

L'observation de l'évolution des précipitations montre un accroissement de la pluviométrie dans les zones de hautes latitudes au détriment de celles des basses et moyennes latitudes.

2. VARIATION DU NIVEAU MARIN

Les oscillations du niveau marin peuvent avoir une origine variable (Figure 1). Les travaux se sont multipliés au cours du XX^{ème} siècle, certains permettant une avancée considérable sur la compréhension de leur impact sur les changements côtiers (Akeroyd, 1972; Pirazzoli, 1976, 1991; Everad, 1980; Kidson, 1986; Lambeck, 1997; etc...).

Si l'étude des variations du niveau marin est un élément essentiel dans la reconstitution des paléo-environnements, nous devons en souligner les limites.

De nombreux travaux, réalisés il y a quelques années, font référence à des définitions très différentes du niveau marin (Kidson, 1986). Alors que Fairbridge (1950) utilise le "Mean Low Water of Spring Tides", d'autres auteurs font référence au "Mean Sea Level", le "Mean Tide Level", le "High Water of Spring Tides", etc. Ces résultats sont ensuite comparés entre eux sans aucune discrimination des données. Il apparaît pourtant qu'aucune comparaison fiable des variations du niveau marin ne peut être faite tant que les niveaux de référence ne sont pas homogénéisés (Kidson, 1986). Par ailleurs, le niveau marin Zéro de référence n'est pas le même pour chaque pays, ce qui rend difficile les comparaisons, entre elles, des données à l'échelle du globe. Kidson et Van de Plassche, en 1986, proposent alors l'utilisation du terme de "Niveau Marin Relatif" ou "Relative Mean Sea Level" (RMSL) (Kidson, 1986; Van de Plassche, 1986).

Il est également important d'être prudent dans la reconnaissance et l'interprétation des signaux caractéristiques des variations du niveau marin. Une remontée du niveau des eaux ne doit pas être obligatoirement associée à un épisode de haut niveau marin car elle peut résulter de périodes de fortes tempêtes (Steers, 1953; Gottschalk, 1971, 1975, 1977; Admiralty, 1982). Les mouvements tectoniques peuvent également entraîner des tsunamis dont l'enregistrement dans les dépôts peut être interprété comme des événements transgressifs (Admiralty, 1969).

Nous présenterons dans une première partie, les agents responsables des variations du niveau marin. Nous aborderons ensuite l'historique des études sur ces variations ainsi que les grandes étapes de son évolution au cours de l'Holocène dans l'Atlantique Nord.

2.1. Les agents responsables des variations du niveau de la mer

Les agents responsables des variations du niveau marin sont nombreux et participent principalement à la variation du volume des bassins océaniques, du volume des eaux océaniques, à la densité des océans, à la déformation du géoïde ainsi qu'à la variation des pressions atmosphériques et des vents.

Ils agissent à des échelles de temps différentes et selon des amplitudes variables (Figure 6).

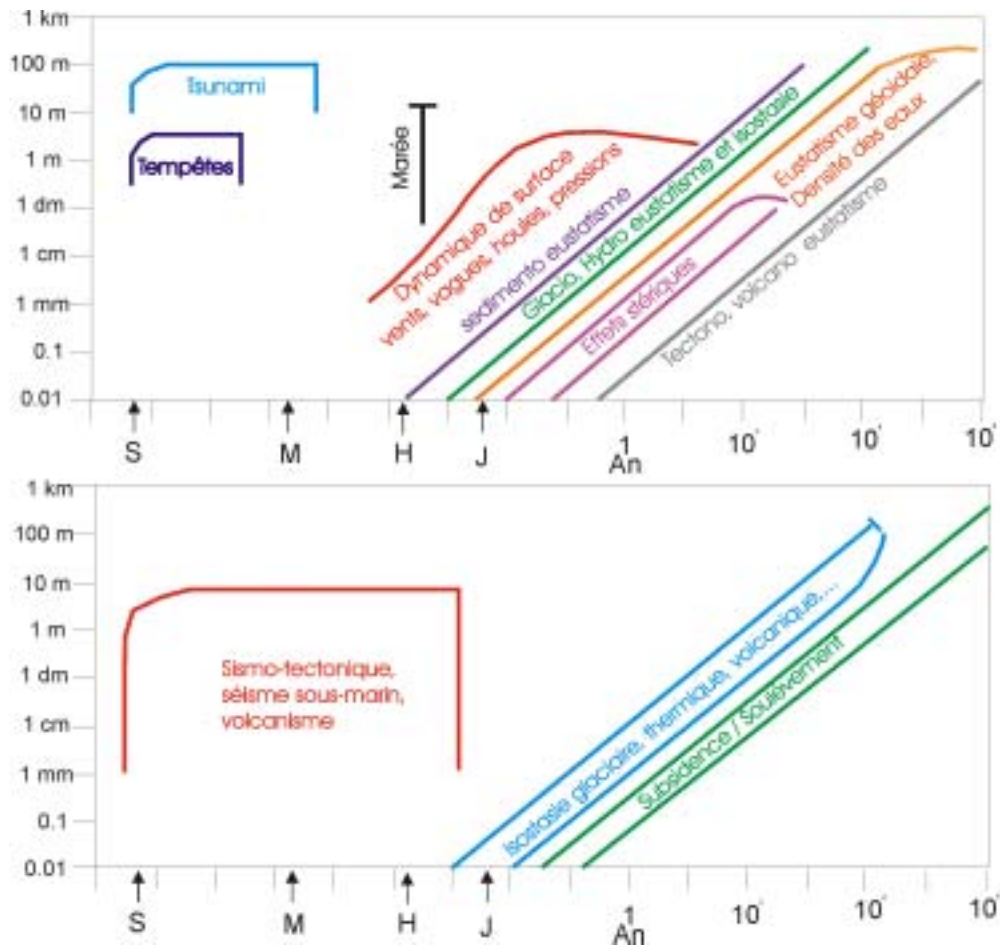


Figure 6 : Relation entre le temps et l'amplitude pour différentes variables contrôlant les changements côtiers en relation avec les variations du niveau marin (en haut) et les variations du niveau des continents (en bas).

Les échelles sont logarithmiques. S=1 seconde, H=1 heure, J=1 jour (d'après Mörner, 1996 a).

2.1.1. Variation du volume des bassins océaniques : (tectono-, volcano- et sédimento-eustatisme)

La variation du volume des bassins océaniques peut être due à la tectonique, au volcanisme ou au comblement des bassins par les sédiments.

Le volume des bassins océaniques est essentiellement fonction des mouvements tectoniques qui régissent les plaques en surface du globe terrestre (Suess, 1888, Pirazzoli, 1991). Les principaux agents de la mobilité tectono-eustatique sont les phénomènes de convergence ou de divergence (Pirazzoli, 1991). Ces phénomènes s'exercent sur une amplitude de 0.01 millimètre à plusieurs dizaines de mètres et sur une durée allant de plusieurs mois au million d'années (Figure 6).

L'influence du volcanisme sur le niveau marin est fonction de la croissance des points chauds et des rides asismiques qui apparaissent au fur et à mesure du déroulement du plancher océanique. Le volcano-eustatisme peut avoir une amplitude de 0.01 millimètre à plusieurs dizaines de mètres et une durée de plusieurs mois au million d'années (Figure 6). D'après Pittman (1978), ce phénomène n'est responsable que d'une élévation du niveau marin de 0,2 millimètre tous les 1000 ans. Durant l'Holocène, certaines grandes éruptions volcaniques (Santorin, Heckla, Vésuve, Krakatoa, Mont Sainte Hélène) ont permis d'élaborer des modèles d'impact du climat et des houles sur le domaine côtier. Au XIX^{ème} siècle, Niccolini (1854) et Lyell (1830) reconnaissent dans l'activité tectono-volcanique du "Monte Nuovo", près de Naples, le responsable des variations relatives entre le niveau du continent et celui de la Méditerranée. Plus tôt, en 1749, des travaux scientifiques menés par Thomas Short, ont tenté d'établir et d'expliquer la chronologie des catastrophes naturelles incluant les éruptions volcaniques mais aussi les inondations et les tremblements de terre.

Sont également à prendre en compte, dans l'estimation du volume des bassins océaniques, les volumes sédimentaires marins qui sont fonction des processus d'érosion et de sédimentation. Le sédimento-eustatisme est un phénomène dont l'amplitude peut aller de 0.01 millimètre à la centaine de mètres pour une durée de plusieurs minutes à plusieurs centaines d'années (Figure 6).

2.1.2. Variation du volume des eaux océaniques : (glacio-, hydro- et thermo-eustatisme)

Les variations du volume des eaux océaniques sont liées au développement des glaciers, aux apports d'eaux continentales à l'océan et à la température de l'eau.

Le glacio-eustatisme décrit la variation du volume des eaux océaniques entre des périodes "froides" de formation de glace (et de rétention d'eau), et des périodes "chaudes" de fonte (et de libération d'eau), entraînant des modifications du niveau marin (Maclaren, 1842; Kidson, 1986; Lambeck, 1995, 1996, 1997). A l'heure actuelle, le phénomène du glacio-eustatisme est dans une phase positive (fonte des glaces continentales) mais extrêmement lente, soit environ 2,5 millimètres par an, valeur mesurée en Floride et aux Bermudes (Pomerol, 1984) ou 1 à 2 millimètres par an, mesuré le long des côtes atlantiques françaises (Lambeck, 1997). Ce phénomène s'exerce sur une amplitude de 0.01 millimètre à plusieurs centaines de mètres pour une durée de quelques heures à une dizaine de milliers d'années (Figure 6).

Des fluctuations de la quantité d'eaux océaniques, ou hydro-eustatisme, peuvent être dues à l'augmentation ou la diminution de la rétention d'eau liquide dans les sols ou en surface des continents, à des fluctuations de la balance hydrique (évaporation/précipitations), ou encore aux variations des résurgences d'eaux dites "juvéniles" en provenance des zones internes du globe terrestre. L'hydro-eustatisme peut avoir une amplitude de 0.01 millimètre à plusieurs centaines de mètres pour une durée de quelques heures à une dizaine de milliers d'années (Figure 6).

Par dilatation thermique, toute modification de la température des eaux océaniques conduit à une variation sensible du niveau marin : 1 degré de moins aboutit à une baisse du niveau des eaux de 1 mètre (Donovan and Jones, 1979; Pirazzoli, 1991; Mörner, 1996 a). A l'opposé, une tendance à la hausse des températures, entraîne une "expansion" des eaux. Cet effet stérique de contraction ou d'expansion de la colonne d'eau, ou thermo-eustatisme, n'est pas négligeable puisqu'il représenterait environ la moitié de l'élévation du niveau marin observée depuis la fin du XIX^{ème} siècle (Gornitz *et al*, 1982). Le thermo-eustatisme ou effet stérique peut induire des variations d'une amplitude de 0.01 millimètre à quelques décimètres (Nakiboglu and Lambeck, 1991; Mörner, 1996 a) et sur une durée de plusieurs jours ou mois au millier d'années (Figure 6).

2.1.3. Variation de la densité des eaux océaniques

La densité des masses d'eaux est dépendante de la température et de la salinité. Des modifications dans les échanges entre les continents et les océans ou dans les circulations atmosphériques peuvent influencer sur la densité des eaux et par là même, modifier le schéma général des circulations océaniques. L'amplitude de ce phénomène peut aller de 0.01 millimètre à plusieurs centaines de mètres et sa durée, de la journée au million d'années (Figure 6).

2.1.4. Déformation du géoïde (Eustatisme géoïdal) et variation de la distribution des eaux océaniques

Le Géoïde est une surface équipotentielle de gravité déterminée par les forces de gravitation et de rotation. Il est matérialisé en milieu océanique par la surface des océans. Son aspect est fonction des interactions entre le noyau et le manteau, entre l'asthénosphère et la lithosphère mais aussi en fonction des variations de la vitesse de rotation (eustatisme rotationnel), du déplacement de l'axe des pôles et des changements de gravité entre les couples Terre-Lune et Terre-Soleil (Mörner, 1976, 1980). En résumé, les déformations du géoïde sont dues à la redistribution des masses à l'intérieur du globe et/ou aux changements rotationnels (Newman and Baeteman, 1987).

La forme du géoïde est variable dans le temps et dans l'espace (horizontalement et verticalement). Un changement d'un milligal des forces de gravité peut déformer la surface

océanique de 3.3 mètres et la surface de la croûte de 1.7 mètres aboutissant à un dénivèlement global de 5 mètres (Giresse et Pirazzoli, 1985). Ce phénomène, appelé eustatisme géoïdal, s'exerce sur une amplitude de 0.01 millimètre à plusieurs centaines de mètres et sur une durée d'une journée au million d'années (Figure 6).

2.1.5. Variations des pressions atmosphériques et des vents

Les variations des pressions et des vents peuvent induire des variations du niveau marin allant de 1 millimètre à plusieurs mètres sur une durée de quelques minutes à une dizaine d'années (Figure 6).

Les dépressions atmosphériques peuvent causer des augmentations locales du niveau marin de quelques décimètres à 1 mètre, correspondant à des épisodes de tempêtes (Lorin et Viguié, 1987). Dans des cas de tempêtes exceptionnelles, le niveau marin peut s'accroître de 5 mètres ou plus sous l'effet combiné de dépressions, de forts vents et de phénomènes hydrodynamiques locaux (Revelle, 1990). Ces variations de pressions peuvent également générer, dans les plus larges rivières, une élévation du plan d'eau atteignant plus d'un mètre (Pirazzoli, 1991).

2.2. Historique des études sur les variations du niveau marin à l'Holocène

Les études sur la remontée de niveau marin consécutive à la dernière glaciation débutent en Australie vers 1950 (Fairbridge, 1948, 1950; Teichert, 1950). Puis, pendant environ une dizaine d'années, suite à la découverte de la méthode de datation au ^{14}C , les études sur les variations du niveau marin deviennent plus nombreuses (Kidson, 1986). Les auteurs admettent le fait que, puisque les océans sont interconnectés, les variations eustatiques doivent être de même importance et synchrones en tout point du globe, à l'exception de quelques zones tectoniquement instables (Emery *et al.*, 1954; Godwin *et al.*, 1958; Shepard, 1960). Les courbes globales de remontée du niveau marin se multiplient alors dans toutes les études.

Au début des années 60, deux grandes écoles de pensée s'affrontent. Pour Fairbridge (1961), la remontée du niveau marin a été spasmodique avec de multiples phases transgressives et régressives et des périodes où le niveau marin est plus haut qu'à l'actuel. Les partisans de Shepard (1963) optent plutôt pour une augmentation continue du niveau marin lors de la dernière phase de la transgression, avec un épisode de ralentissement progressif jusqu'à l'actuel.

Jusque dans les années 70, les études des variations du niveau marin considèrent la transgression holocène comme un phénomène global (Ters, 1973). "L'Atlas of Sea-Level Curves" de Bloom en 1977 va aboutir à un changement radical dans la façon d'aborder la mobilité du niveau de la mer. Dans cet ouvrage, l'auteur met en évidence de multiples

différences entre les courbes de variation du niveau marin réalisées à travers le monde. A la lumière de ces études, force est de constater que la remontée du niveau marin au cours de l'Holocène a varié géographiquement. Cette mobilité apparaît alors clairement comme un phénomène non-uniforme et non-synchrone à l'échelle du globe terrestre (Mörner, 1976, 1987; Newman *et al*, 1980; Pirazzoli, 1991). Les courbes globales de variations du niveau marin sont abandonnées pour laisser place à des courbes régionales (Delibrias et Morzadec-Kerfourn, 1975; Devoy, 1979; Lambeck, 1997).

2.3. Variations du niveau de la mer à l'Holocène

La dernière glaciation a atteint son maximum vers 20 000/18 000 ans BP (Mörner, 1996 a). A partir de 18 000 ans BP, le réchauffement climatique entraîne la fonte des calottes glaciaires et la remontée du niveau global des océans d'environ 120 mètres (Fairbanks, 1989; Kidson, 1986; Pirazzoli, 1991; Mörner, 1996 a) (Figure 7).

La remontée eustatique, durant cette période, ne s'est pas faite uniformément. Elle s'est produite selon des amplitudes et à des échelles de temps variant géographiquement, sous l'influence combinée de facteurs globaux et régionaux agissant sur les paramètres géologiques (tectonique, compaction,...), océanographiques (distribution des masses d'eaux,...) et climatiques (Barnett, 1990; Pirazzoli, 1991, 1993, 1996; Tooley, 1993; Woodworth, 1993; Mörner, 1996 a et b; Long and Roberts, 1997).

La Figure 7 montre cinq courbes de remontée du niveau marin en différents points du globe terrestre. On remarque, en premier lieu, une remontée générale jusque vers 6000/5000 ans BP, puis, en second lieu, des oscillations du niveau marin souvent contradictoires entre 5000 ans et l'actuel.

D'après Mörner, la première partie des courbes doit être interprétée comme résultant de la fonte globale des calottes glaciaires, associée à des facteurs locaux à régionaux de tectonique, déformation du géoïde et d'isostasie glaciaire. La seconde partie des courbes témoigne d'une prédominance de la redistribution interrégionale des masses d'eaux océaniques (Mörner, 1996 a).

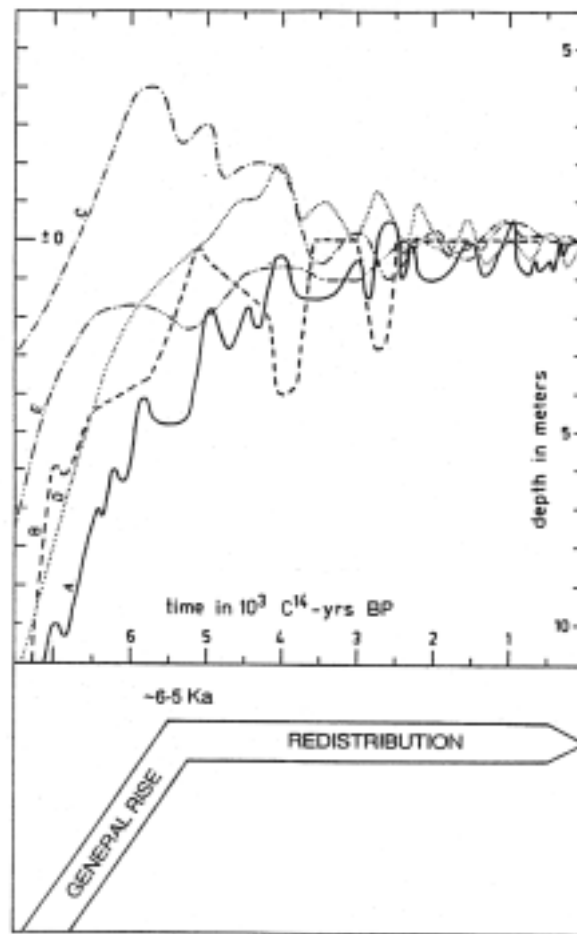


Figure 7 : Courbes de remontée du niveau marin à l'Holocène dans le Nord-Ouest de l'Europe (A), au Brésil (B), au Viet Nam (C); au Nord de la Nouvelle Zélande (D) et au Japon (E) (d'après Mörner, 1995).

Plusieurs courbes sur les variations du niveau marin à l'Holocène le long des côtes atlantiques françaises ont été réalisées (Ters, 1973; Larssonneur, 1971; Delibrias and Guillier, 1971; Morzadec-Kerfourn, 1974; Clet-Pellerin *et al*, 1981). Un grand nombre de données utilisées dans ces études sont loin d'être précises, faussées en partie par l'amplitude des marées et les changements côtiers dus à une importante sédimentation holocène dans cette zone (Pirazzoli, 1991). Pour ces types de côtes présentant des difficultés dans l'étude des variations du niveau marin, il est important d'établir un niveau précis d'incertitude pour chacune des données, mais peu d'auteurs disposent d'informations suffisantes pour estimer avec justesse ces intervalles d'erreur.

Au cours des derniers 2000 ans, la remontée du niveau marin, le long des côtes atlantiques de la France, semble avoir été très lente et graduelle. Pas une donnée fiable ne suggère que le niveau marin ait pu dépasser le niveau actuel au cours de sa remontée (Pirazzoli, 1991).

3. VARIATION DU NIVEAU DES CONTINENTS

Les variations du niveau des continents jouent également un rôle important dans la morphogénèse côtière. Ils se manifestent par des mouvements tectoniques, sismo-tectoniques et isostatiques. Ces paramètres agissent à des échelles de temps et selon des amplitudes variables.

3.1. Les mouvements tectoniques : soulèvement ou subsidence des continents

Il n'existe pas de point tectoniquement "stable" à la surface du globe terrestre (Newman and Munsart, 1968; Mörner, 1983, 1996 a). Les zones côtières peuvent être le siège de mouvements de soulèvement ou au contraire de subsidence, qui ont une influence non négligeable dans la morphologie des côtes. Ces mouvements tectoniques s'exercent sur une amplitude de 0.01 millimètre à environ un kilomètre et sur une durée de quelques jours ou mois au million d'années (Figure 6).

Les phénomènes de soulèvement dus aux orogénèses sont responsables d'une élévation du niveau marin de 1 millimètre par an (Mörner, 1996 a) dont les répercussions sont visibles à la côte. Les côtes des Pays-Bas subissent un taux de subsidence de 0.4 millimètre par an, classant ces zones de rivage parmi les plus surveillées au monde du fait des risques importants de submersion des terres fortement peuplées dans cette région (Mörner, 1996 a).

3.2. Les mouvements sismo-tectoniques

Les mouvements sismiques ou sismo-tectoniques génèrent des variations instantanées du niveau des continents. L'amplitude de ces phénomènes peut aller de 1 millimètre à une dizaine de mètres et leur durée de la seconde à quelques heures (Figure 6). Atwater (1987) a montré l'existence de six mouvements de subsidence très rapides intervenus durant les 7000 dernières années le long des côtes américaines (Etat de Washington).

Les séismes sous-marins, le volcanisme ainsi que les avalanches de sédiments peuvent engendrer des Tsunamis dont les effets sont dévastateurs lorsqu'ils parviennent aux côtes (Pirazzoli, 1993).

3.3. L'isostasie

L'isostasie glaciaire correspond à la variation du volume des glaces sur un continent. Ce phénomène peut aboutir à des mouvements de soulèvement ou au contraire de subsidence relativement importants (Fairbanks, 1989; Lambeck, 1990 a et b, 1993 b, 1997; Pirazzoli, 1993; Paskoff, 1993; Peltier, 1998). L'isostasie glaciaire s'exerce sur une amplitude de 0.01

millimètre à plusieurs centaines de mètres et sur une durée de quelques heures ou jours à la dizaine de milliers d'années (Figure 6).

L'isostasie thermique se produit lorsque des variations de température des matériaux des zones internes du globe apparaissent (Pirazzoli et Grant, 1987). Ce phénomène peut avoir lieu près d'un point chaud, par exemple.

D'autres phénomènes de soulèvement ou d'enfoncement des surfaces continentales peuvent se produire dans le cas de variations des masses d'eaux (hydro-isostasie) (Chappell, 1974; Shennan, 1989; Lambeck, 1993 a et b, 1997; Johnston, 1995; Lambeck *et al*, 1998), de l'importance des volumes sédimentaires en jeu (sédimento-isostasie) ou encore de la quantité des résurgences magmatiques (volcano-isostasie).

4. VARIATIONS DE LA DYNAMIQUE COTIERE

La variation de la dynamique côtière jouent un rôle important dans les fluctuations du niveau marin (Van de Plassche, 1986; Allen, 2000 a). La dynamique est fonction des paramètres météorologiques (pressions atmosphériques et vents) et va conditionner la morphologie des zones côtières. Chacun des paramètres se manifeste à une échelle de temps et selon une amplitude variables (Figure 6).

Les vents ont un rôle considérable dans l'érosion et le transport des particules en zones côtières (Paskoff, 1993). De leur intensité va dépendre le développement des systèmes dunaires côtiers et par là même, la morphologie générale du littoral (Froidefond et Prud'homme, 1991; Howa, 1997).

La morphologie des côtes est extrêmement sensible à la dynamique des vagues et des houles, des cycles de marée et des tempêtes et Tsunamis.

En zones tempérées, les profils de plages sableuses sont variables en fonction des saisons. En situation estivale, la plage est en accrétion. En hiver, elle va s'éroder lorsque les tempêtes dépassent un certain seuil dynamique. L'érosion des plages est relativement rapide alors que le retour de sable vers les plages, avec le début de l'été, est un phénomène beaucoup plus lent (Chapell, 1983).

4.1. Variation de l'intensité des vagues et des houles

Les effets des vagues sur les plages sont relativement variés. Le déferlement permet la remise en suspension des matériaux, qui sont alors roulés, triés ou laissés en place selon leur poids. Les courants de retrait provoquent l'érosion des plages par entraînement et roulement d'une partie du matériel remis en mouvement (Pirazzoli, 1993). Au pied d'une falaise, le déferlement s'accompagne d'un choc qui provoque une érosion des roches puis d'une succion lorsque la vague se retire. Les éléments ainsi détachés sont mis en mouvement et raclent la roche en place provoquant une abrasion. Les projections d'embruns étendent verticalement le

domaine d'action des vagues (Pirazzoli, 1993). L'amplitude des vagues et des houles peut aller de 1 millimètre à plusieurs mètres et leur durée de quelques minutes à une dizaine d'années (Figure 6).

4.2. Variation de l'amplitude et régime des marées

L'amplitude des marées peut être très variable d'une côte à l'autre, allant de quelques centimètres à plusieurs dizaines de mètres pour une durée de quelques heures (Figure 6). Les marées peuvent déplacer une quantité plus ou moins grande de sédiments en fonction de leur disponibilité et de la taille des grains. Elles favorisent ensuite leur dépôt sélectif lors des étales (Pirazzoli, 1993). Les courants de marée dans les détroits et les estuaires jouent un rôle considérable dans l'érosion, le transport et le dépôt des sédiments littoraux (Pirazzoli, 1993; Brown *et al*, 1991).

Dans la majorité des études paléo-environnementales, le régime des marées est généralement considéré comme stable. Pourtant, dans certains environnements comme les baies ou les estuaires, le régime des marées est différent de celui d'une zone côtière directement ouverte sur l'océan, pouvant être très variable d'un point à un autre du site régional étudié.

De plus, bien que nécessitant des analyses sédimentaires et des modélisations numériques complémentaires, la notion de variations des régimes tidaux, au cours de la remontée holocène globale du niveau marin, se développe depuis peu (Allen, 2000 a).

Dans des environnements estuariens, deltaïques ou les zones d'émergences d'eaux continentales, la présence d'eaux douces peut induire des erreurs dans l'appréciation et la prédiction des niveaux tidaux (Heyworth and Kidson, 1982).

La prise en compte du régime des marées constitue donc un gain considérable de précision dans les reconstitutions paléo-environnementales. Localement, le problème se pose de savoir si le régime des marées a varié au cours de l'Holocène du fait de la remontée du niveau des eaux et de la modification morphologique des côtes (Jardine, 1975; Heyworth and Kidson, 1982).

4.3. Tempêtes et Tsunamis

Les grandes tempêtes et les cyclones peuvent non seulement accroître la hauteur et la violence des vagues, mais aussi faire monter le niveau de la mer de 2 ou 3 mètres, voire plus (Pirazzoli, 1993; Paskoff, 1993). Les tempêtes s'exercent sur une amplitude de quelques décimètres à quelques mètres et sur une durée de quelques secondes (Figure 6). A l'entrée d'un estuaire, d'un delta ou d'une lagune, l'écoulement vers la mer sera entravé, provoquant un accroissement du niveau de l'eau pouvant conduire à des débordements sur les zones continentales adjacentes.

Les tsunamis sont la conséquence de déformations soudaines de la topographie littorale ou sous-marine provoquées par des séismes, des glissements de terrain (Dawson *et al*, 1988) ou des explosions sous-marines (Mörner, 1996 a). Ils provoquent occasionnellement des inondations catastrophiques même dans les régions très éloignées de la source du phénomène (Pirazzoli, 1993). Les tsunamis ont une amplitude de la dizaine à la centaine de mètres et une durée de quelques secondes à quelques minutes (Figure 6).

5. LES APPORTS SEDIMENTAIRES

L'évolution des zones côtières est fonction de l'espace disponible pour la sédimentation et de la quantité (ainsi que de la taille et de la nature) du matériel mobilisable. Ces paramètres agissent sur la morphodynamique côtière à des échelles de temps variables. Il apparaît que la réponse des plages se fait sur l'échelle de temps de plusieurs mois, voire sur une année, alors que les barrières sableuses évoluent plus lentement.

5.1. L'espace disponible (concept d'accommodation)

La morphologie des côtes dépend également de l'espace potentiellement disponible (accommodation) pour l'accumulation des sédiments entre le niveau de la mer et le fond. Plusieurs facteurs contrôlent l'espace d'accommodation : la subsidence, l'eustatisme, la morphologie du plateau continental ainsi que l'importance des apports sédimentaires ou de la production carbonatée.

Ce paramètre dont la vitesse de variation est la plus grande tient le rôle majeur de contrôle de l'organisation des sédiments. Cependant, les variations de l'espace disponible sont, avant tout, sous contrôle des fluctuations du niveau marin excepté dans le cas de zones tectoniquement très actives (Cojan et Renard, 1997).

5.2. Budget total sédimentaire

La notion de budget total sédimentaire fait référence au volume de sédiment présent sur un site d'étude et résultant de l'interaction des processus d'érosion et de sédimentation (Cojan et Renard, 1997). L'importance de ce budget a une influence directe sur la morphologie des côtes.

6. ACTIONS ANTHROPIQUES

Toutes les zones côtières ont été influencées par les interventions humaines. Leur évolution, depuis environ 200 ans, a surtout été dominée par le désir humain de vouloir

contrôler ces zones de rivages et d'en exploiter toutes les ressources (pour le tourisme, l'aquaculture, l'agriculture, les matériaux, ...).

6.1. Peuplements des zones côtières

6.1.1. L'Homme et le littoral océanique

Depuis la fin du siècle dernier et surtout depuis environ une quarantaine d'années, on assiste à un développement croissant du tourisme balnéaire dont les répercussions sont loin d'être négligeables sur l'évolution morphologique du littoral (Pirazzoli, 1993). Une étude synthétique réalisée à l'échelle mondiale, montre que 70 % des plages sont actuellement en érosion, alors que seulement 10 % sont en accrétion et que les 20 % restants montrent une relative stabilité (Bird, 1969). Pour lutter contre l'érosion actuelle du littoral, des ouvrages de défense (épis, brise-lames, murs de protection,...) et autres techniques de protection des côtes (ré-ensablement, plantation d'un couvert végétal sur les dunes,...) se sont multipliés le long des rivages océaniques mondiaux (Paskoff, 1993). Cependant, ces aménagements, qui ne tiennent pas compte des échanges sédimentaires nécessaires entre une plage, son avant-plage et éventuellement la dune bordière ou qui ignorent les mécanismes de dérive littorale provoquent, le plus souvent, des phénomènes d'érosion (Pirazzoli, 1993).

6.1.2. L'Homme et les milieux paraliques

Les environnements estuariens, associés aux fleuves, deltas, lagunes et marais, ont fait l'objet d'une occupation humaine relativement précoce puisque les traces les plus anciennes, observables en Aquitaine, remontent au Néolithique (Roussot-Larroque, 1977; Coquillas, 1997 a, 2001). Dans ces milieux saumâtres, riches en mollusques et en poissons et servant parfois de refuge aux hommes, les activités traditionnelles sont liées à la pêche, à la production de sel et à la navigation de modestes embarcations (Pirazzoli, 1993; Coquillas, 2001).

Ces environnements ont subi assez peu de modifications jusqu'au siècle dernier, si ce n'est le développement de la poldérisation des marais maritimes qui débute au VII^{ème} et VIII^{ème} siècle de notre ère dans les Flandres et en Zélande. Après des travaux en Hollande, au IX^{ème} et au Pays Bas au XVII^{ème} siècles, les néerlandais sillonnent toute l'Europe, exportant leur technique d'endiguement et de drainage des zones humides. En France, la poldérisation commence entre le XI^{ème} et le XIII^{ème} siècles (Wagret, 1968). En Gironde, les travaux de poldérisation des marais du Nord Médoc ont eu lieu aux XVII^{ème} et XVIII^{ème} siècles (Pontee *et al*, 1998). A partir du milieu du XIX^{ème} siècle, plusieurs grandes campagnes de travaux sont mises en œuvre, surtout dans les pays et zones industrialisées, pour améliorer la navigation et conquérir de nouveaux espaces.

6.2. Qu'en est-il de l'effet de serre?

Le réchauffement atmosphérique dû à l'accumulation de certains gaz à effet de serre est un phénomène connu à l'heure actuelle (Barron, 1995; Leroux, 1996). La quantité de gaz carbonique dans l'atmosphère est passée d'une concentration évaluée à 270-280 ppmv (parties par millions de volume) avant la révolution industrielle du milieu du XIX^{ème} siècle à une concentration mesurée de 315 ppmv en 1958 et de 355 ppmv aujourd'hui (Paskoff, 1993). Depuis 1860, la température moyenne à la surface de la Terre a augmenté d'environ 0.5°C. Cette augmentation n'a pas été continue mais a marqué un palier entre 1945 et 1975 (Joussau, 1993). Même s'il est admis que la teneur en gaz carbonique peut varier naturellement, son augmentation dans l'atmosphère au cours du dernier siècle est étroitement liée à l'utilisation des combustibles fossiles (charbon, pétrole, gaz), aux déforestations étendues et à l'exploitation des roches calcaires comme matériaux de construction (Magny, 1995).

Il reste difficile d'évaluer aujourd'hui les répercussions de l'effet de serre sur le climat actuel. Une élévation des températures due, en totalité ou en partie, à l'effet de serre, pourrait générer des fluctuations du niveau marin par la fonte accélérée des calottes glaciaires (Pirazzoli, 1993). Selon Lean et Rind (1996), les gaz à effet de serre expliqueraient bien le réchauffement actuel, ils seraient même prépondérants par rapport aux facteurs externes contrôlant le rayonnement solaire incident.

Le léger réchauffement du climat constaté depuis la fin du XIX^{ème} siècle ne serait-il pas dû à de petites oscillations naturelles du climat comme la Terre en a connu tout au long de son histoire? Le coupable pourrait être le soleil lui-même, car il est en effet troublant d'observer un parallèle entre les courbes de réchauffement de l'atmosphère et celle de l'activité solaire au cours des 100 dernières années (Stuiver and Braziunas, 1993; Magny, 1995). L'étude de l'influence des gaz à effet de serre, des aérosols de sulfate et de l'activité solaire sur les températures moyennes relevées sur les continents de l'hémisphère Nord suggère que le réchauffement récent n'exclut aucunement une augmentation de la constante solaire (Schlesinger and Ramankutty, 1992).

B. LES TEMOINS DES CHANGEMENTS COTIERS

Nous distinguerons deux grandes catégories de témoins de l'évolution des paysages au cours du temps : les témoins paléo-environnementaux et les témoins archéologiques. Les premiers font référence à des modifications environnementales enregistrées, d'une part, dans les dépôts et accessibles par les études sédimentaires et, d'autre part, dans les restes d'animaux et de végétaux conservés dans les sédiments. Les seconds correspondent à l'ensemble des restes humains, et des traces d'occupations ou activités anthropiques, qui apportent des indications sur les lieux et les conditions de vie de nos ancêtres. Dans les zones côtières

actuelles, l'ensemble de ces témoins constitue une source importante d'informations sur les paléo-environnements allant des fluctuations de la position de la ligne de rivage et du paysage côtier, aux modifications du climat. L'interprétation de ces témoins permet, sous certaines conditions, de reconstituer les paléo-environnements et les variations climatiques.

Nous allons présenter successivement les différents témoins paléo-environnementaux et archéologiques qui nous ont permis de reconstituer l'évolution des zones côtières.

1. LES TEMOINS PALEO-ENVIRONNEMENTAUX

Il existe différentes catégories de témoins paléo-environnementaux. Ils peuvent être utilisés dans les reconstitutions climatiques et géomorphologiques. Certains vont apporter des informations sur les variations du couvert végétal. La plupart de ces témoins peuvent constituer des repères chronologiques.

Nous présenterons les principaux témoins paléo-environnementaux ainsi que les limites de leur utilisation dans la reconstitution des changements côtiers. Nous parlerons également de leur datation, essentiellement par la méthode du radiocarbone, en exposant les limites de fiabilité de cette technique.

1.1. Les témoins végétaux

1.1.1. Les pollens et les spores

Toutes les espèces végétales produisent de grandes quantités de pollens ou de spores dont l'étude va permettre de remonter aux plantes ou arbres dont ils sont issus (Sifeddine *et al*, 1995; Magny, 1995). Grâce aux pollens et aux spores fossiles qui sont souvent parfaitement conservés dans les sédiments des tourbières ou autres zones humides (lacs, marais), il est possible de restituer la composition du couvert végétal au moment où se sont déposés ces sédiments (Visset, 1988; Diot, 1990; Marambat, 1992). Les données palynologiques permettent également de réaliser des interprétations climatiques en termes de température et d'humidité (Anderson *et al*, 1998; Long *et al*, 1999; Waller *et al*, 1999; Jalut *et al*, 2000).

Les modifications des associations végétales sont fonction, en premier lieu, des conditions climatiques (Huntley and Prentice, 1993; Jalut *et al*, 1997, 2000) puis, en second lieu, de l'environnement (modèle topographique, nature du substrat, réseau hydrographique) et des activités humaines pour les périodes les plus récentes (Diot, 1990; Magri, 1996). Il apparaît cependant que les variations de températures et d'humidité restent les deux paramètres prépondérants dans la répartition de la végétation (Huntley and Webb, 1988; Huntley and Prentice, 1993).

De façon générale, en Europe, les espèces végétales caractéristiques des steppes dominent pendant les périodes glaciaires. Au cours des interglaciaires, la forêt et les espèces thermophiles se développent préférentiellement (Huntley and Prentice, 1993). Sur une échelle

de temps plus proche de l'actuel, la dominance, dans les forêts d'il y a 6000 ans, d'espèces décidues au détriment d'une végétation xérophytique marque des hivers plus froids et des printemps plus humides qu'aujourd'hui (Jalut *et al*, 2000).

Pourtant, l'interprétation des données palynologiques peut s'avérer souvent délicate du fait du peu d'informations dont l'on dispose concernant les facteurs de transport et de dispersion des pollens et des spores ainsi que leur potentiel de préservation dans les sédiments (Long *et al*, 1999).

1.1.2. Flores fossiles

Parmi les micro-algues fossiles, les Diatomées et les Dinoflagellés sont les plus couramment étudiés. L'observation de leur quantité et de leur répartition dans les dépôts apporte des informations paléo-environnementales d'ordre hydrologique (circulations océaniques) et climatique (température des eaux) (Eynaud, 1999; Solhénus *et al*, 2001).

L'étude de la composition végétale des niveaux organiques (tourbes) retrouvés au sein d'une séquence sédimentaire peut également permettre de reconstituer les conditions paléo-environnementales ayant régné au moment du dépôt (Diot et Tastet, 1995; Edwards and Whittington, 2001).

1.1.3. Forêts fossiles

La découverte de forêts fossiles (troncs, souches) sur un site constitue l'indice d'un ancien couvert végétal dont la croissance a été stoppée, par une invasion de sables ou encore une remontée du niveau des eaux marines, lacustres ou phréatiques (Magny, 1995). Dès 1830, Lyell étudie les forêts submergées, suivi par Geike (1880) et Reid (1913).

Douglass (1920) est le premier à mettre en évidence l'importance de l'étude des cernes de croissance des arbres. Les études dendrochronologiques sont utiles dans la reconstruction des climats du passé (Roig *et al*, 2001). Les cernes clairs et foncés correspondent respectivement aux étés et aux hivers. Leur couleur et leur épaisseur varient selon les saisons et les climats (Fritts, 1976).

1.2. Les témoins animaux

La reconstitution des paléo-environnements à partir de témoins animaux fossilisés est une technique très utilisée par les chercheurs. Elle est basée sur deux hypothèses principales :

→ La première est que toutes les espèces ont été conservées dans des proportions significatives (espèces dominantes et espèces dominées) et qu'aucun autre processus chimique intervenant ultérieurement au dépôt n'a entraîné la disparition de certains micro-organismes calcaires.

→ La seconde est que leur répartition dans les sédiments est représentative de leur étendue géographique dans le temps et dans l'espace.

Par conséquent, ces témoins présentent certaines limites d'utilisation car il n'est pas certain qu'ils soient toujours très représentatifs des conditions climatiques, morphologiques, chimiques, etc... qui se sont succédées. Pour palier à ces incertitudes, il est nécessaire de multiplier le nombre de témoins paléo-environnementaux étudiés sur une même zone d'étude pour parvenir aux reconstitutions les plus réalistes possibles.

1.2.1. Micro-faunes fossiles

Parmi les marqueurs microfauniques fossiles les plus utilisés, on retiendra les ostracodes (Carbonel, 1980) et les foraminifères (Cearreta, 1993, 1994). Leur quantité, leur morphologie et leur répartition dans les sédiments renseignent sur les variations du niveau de l'eau (Clavé *et al*, 2001) mais aussi de la salinité et de la température (Emeis *et al*, 2000). Lorsqu'elles sont conservées dans les sédiments, les micro-faunes constituent un outil majeur dans la reconstitution des paléo-environnements (Kim and Kucera, 2000).

1.2.2. Macro-faunes fossiles

La malacologie ou l'étude des macro-faunes fossiles, débris ou coquilles entières, dans les dépôts est également utilisée car elle permet de reconnaître les types d'environnements de dépôt (marin, lacustre ou dulçaquicole) et d'étudier leur succession dans les enregistrements sédimentaires (Lozek, 1982; Bernard et Gruet, 1994; Dupont, 2000).

1.3. Les enregistrements sédimentaires

L'étude sédimentologique et géométrique des dépôts des zones côtières et des zones humides (lacs, marais) est indispensable à la reconstitution des paléo-environnements : déplacement de la ligne de rivage, intrusion marine ou variations du niveau des lacs. Les caractéristiques sédimentologiques des dépôts permettent de préciser leur origine, leur mode de mise en place et de fournir des informations sur les conditions climatiques qui régnaient au moment du dépôt.

1.3.1. Lithologie des dépôts

Les faciès de dépôts caractérise un environnement particulier. La présence de sables, d'argiles ou de tourbes (dépôts organiques) fait référence à des conditions dynamiques, hydrologiques et climatiques différentes. La taille des particules peut également renseigner sur l'importance de la dynamique à laquelle elles ont été soumises.

La présence de niveaux sableux éoliens est généralement mise en relation avec des conditions climatiques plus sèches et des périodes de recrudescence des tempêtes, entraînant l'initiation et le développement de dunes (Carter, 1988; Orford *et al*, 2000). Ce phénomène est en général attribué, en domaine côtier, à une tendance globalement régressive du niveau marin (Posamentier *et al*, 1992).

A l'opposé, les séquences de sables marins, plus ou moins grossiers, parfois coquilliers, peuvent marquer une tendance positive du niveau marin et/ou un événement de dynamique importante (Massé *et al*, in press a).

Par ailleurs, en domaine côtier, le développement des formations tourbeuses est fonction du retrait des eaux marines. A l'inverse, l'augmentation du pourcentage d'argiles est l'indice d'un milieu plus aquatique.

Les niveaux de tourbes sont utilisés, depuis le siècle dernier, dans la reconstitution des conditions hydrologiques et climatiques passées (Blackford, 2000). Leurs caractères géomorphologiques et stratigraphiques sont fonction du niveau marin, des marées et des apports sédimentaires (Allen, 2000 b). Du point de vue eustatique, l'apparition des tourbes saumâtres ou même d'eaux douces au détriment des sables ou des argiles, au sein d'une séquence sédimentaire, est généralement attribuée à un retrait des eaux marines (Morzadec-Kerfourn, 1974; Ters, 1973; Allen, 2000 b) ou à une stagnation du niveau marin (Allen, 2000 b). Cependant dans certaines zones, une importante accumulation de sédiments peut se produire atteignant le niveau des plus hautes mers et en être isolée par la formation de cordons dunaires. Ce type d'environnement est favorable à l'accumulation des dépôts organiques sans que pour autant il y ait baisse du niveau marin.

Par ailleurs, les accumulations végétales (tourbeuses) constituent de précieuses sources d'informations paléo-climatiques (Blackford, 2000). Barber (1982, 1985) suggère que les niveaux organiques d'aspect décomposé contenant essentiellement des restes d'arbres, sont les marqueurs de conditions climatiques généralement plus sèches et plus chaudes. Par opposition, les tourbes, généralement rougeâtres et riches en *Sphagnum*, indiquent un climat plus humide et/ou plus frais.

Il existe d'autres paramètres non climatiques qui peuvent être impliqués dans l'altération de la surface des tourbières, tels que les activités anthropiques comme l'agriculture (déforestation, drainage, feux) et l'élevage (pollution des sols) (Blackford, 2000).

1.3.2. Séquence et géométrie des dépôts

La géométrie des différentes couches qui constituent une séquence stratigraphique permet de connaître l'étendue et la répartition des dépôts.

La succession, à l'intérieur d'une séquence sédimentaire, de certains dépôts, comme la transition entre un niveau de tourbe et un niveau argileux (Allen, 2000 b) est généralement considérée comme l'indice d'une tendance transgressive des eaux (Steel and Pye, 1997) et elle est souvent matérialisée par une surface d'érosion. Inversement, la transition silts/tourbes dans une séquence marque une tendance régressive des eaux (Vos et de Wolf, 1997; Waller *et al*, 1999).

Les lacunes de sédiments, principalement matérialisées par des surfaces d'érosion, peuvent correspondre à un abaissement du plan d'eau ou une absence de sédimentation liée au retrait de l'eau (Allen, 2000 b).

Les analyses sédimentaires peuvent laisser apparaître des chenalisation dans les dépôts. La présence de chenaux est importante dans les marais car ils assurent le drainage et la redistribution des sédiments ainsi que des nutriments (Steel and Pye, 1997; Allen, 2000 b). Ils permettent également, à marée descendante, le retour, vers la mer, du prisme tidal et des particules fines non sédimentées (Allen, 2000 b). Les facteurs contrôlant la densité et la morphologie de ces chenalisation sont encore, à l'heure actuelle, mal connus et/ou incompris (Steel and Pye, 1997). Cependant, depuis peu, on assiste au développement des études sur le sujet (Allen, 2000 b).

Les chenaux de marais ont été d'abord considérés comme l'héritage du système de drainage d'un ancien tidal flat et assimilés morphologiquement aux systèmes fluviaux ou estuariens terrestres (Steers, 1959; Ragotzkie, 1959; Woldenberg, 1972; Frey and Basan, 1985; French and Stoddart, 1992; Fleming and Davis, 1994). Pourtant, des différences fondamentales de régime de flux sont mises en évidence entre les systèmes fluviaux et les réseaux de marais, telles que, par exemple, la bi-directionnalité des flux dans ces derniers (Bayliss-Smith *et al*, 1979; Healey *et al*, 1981; French and Stoddart, 1992; Allen, 2000 b). Pethick (1992) suggère alors que la formation de ces réseaux de chenaux, plus qu'une simple fonction de drainage, est surtout issue d'un rééquilibrage morphologique dû à des flux tidaux de forte énergie. La chenalisation a, dans ce contexte, un rôle de dissipation de l'énergie des vagues et des marées à l'entrée des marais (Pethick, 1992).

L'évolution morphologique des chenaux est attribuée aux processus érosifs liés aux phénomènes de haute énergie comme les vents (Woolnough *et al*, 1995; Allen, 1994) ou les houles de tempêtes (Allen, 2000 b), et à la plus ou moins grande amplitude des marées (Allen, 2000 b) ou de la remontée eustatique (Pethick, 1992; Allen, 2000 b).

Les particules érodées sur les versants ou le lit des chenaux sédimentent sur place, participant à leur colmatage, ou bien sont transportées vers la mer (Allen, 2000 b). L'érosion peut être freinée par le développement de plantes et/ou de films microbiens (Allen, 2000 b). Plusieurs observations semblent montrer qu'à court terme, il existe un équilibre dynamique (érosion/sédimentation) entre les réseaux de chenaux dans les marais et les flux de marées (Bayliss-Smith *et al*, 1979; French and Stoddart, 1992; Allen, 2000 b).

Par conséquent, les variations du niveau marin, du régime tidal, de la concentration des suspensions et de la densité de la végétation ont des répercussions sur la morphologie des chenaux dans les marais (Steel and Pye, 1997; Allen, 2000 b). Par exemple, une accélération dans la remontée du niveau marin ou une augmentation de l'intensité des flux tidaux peut provoquer une régression des marais et le développement progressif des réseaux de chenaux (Steel and Pye, 1997).

1.3.3. Taux de sédimentation

L'examen des taux de sédimentation côtiers holocènes et de leurs variations dans le temps constituent une approche nouvelle dans l'étude des changements paléo-environnementaux, en particulier des variations du niveau des eaux marines, saumâtres ou lacustres (Plater *et al*, 1998, 2000 a). L'épaisseur de certains dépôts peut être mise en relation avec des changements climatiques (Guiterez-Elorza *et al*, 1998) ou l'augmentation des influences anthropiques (Edwards and Whittington, 2001).

Les taux d'accumulation dans les tidal flats ou les marais actuels peuvent être établis à partir des isotopes radioactifs du Plomb et du Césium (^{210}Pb et du ^{137}Cs), comme cela a été le cas pour une étude réalisée dans l'estuaire du Tees, en Angleterre (Plater *et al*, 1998).

Ces données sont généralement confrontées à des études micropaléontologiques, sédimentologiques et minéralogiques, mettant en évidence des périodes d'inondations des zones d'étude (Plater *et al*, 2000 a).

1.4. Les systèmes dunaires

Les systèmes dunaires sont considérés comme des indicateurs fiables des changements climatiques côtiers (Orford *et al*, 2000). L'étude de la variabilité morphodynamique des dunes permet une meilleure compréhension des modifications de la côte et des facteurs qui contrôlent ces modifications (Psuty, 1992; Sherman et Bauer, 1993).

La formation des dunes côtières est décrite à partir d'un scénario simple (Carter, 1988) : une grande étendue de plage sableuse sous influence tidale et avec des vents dominants soufflant du large permettant la mise en mouvement des particules de sable et leur accumulation sous forme de dunes.

Il est important de différencier (Orford *et al*, 2000) :

- L'initiation des dunes qui est fonction des fluctuations externes des apports sédimentaires réglés par les variations du niveau marin,
- La croissance ou la régression des dunes en relation avec les agents dynamiques et les variations de la quantité de sédiments disponibles.

La croissance des dunes est modulée par l'intensité de l'agent de transport ainsi que par la quantité du matériel disponible (Orford *et al*, 2000). Il apparaît donc que la formation des

dunes est en relation directe avec les variations du niveau marin (Pye, 1984; Christiansen *et al*, 1990; Clemmensen *et al*, 1996). Pye montre que la croissance des systèmes dunaires dépend de l'importance des variations eustatiques (Pye, 1984).

D'autres paramètres interviennent : un taux d'humidité faible et une couverture végétale peu développée facilitent l'expansion et la mobilité des dunes (Carter, 1988).

En résumé, ce modèle implique que l'accrétion des systèmes dunaires nécessite des conditions de régression côtière (Posamentier *et al*, 1992) avec un remaniement éolien des sédiments de plage sur une surface accrue du fait d'une position relativement basse du niveau marin (Orford *et al*, 2000). Remarquons que Pye et Bowman (1984) prétendent, qu'au contraire, des épisodes de transgression marine permettent la formation et la croissance (alimentation en matériel sableux) des dunes côtières.

De plus, la formation des édifices dunaires semble nécessiter des conditions climatiques relativement sèches et une intensification des épisodes de tempêtes ou de forts vents, permettant l'entraînement et l'accumulation des particules sableuses sous forme de dunes (Carter, 1988).

1.5. Datations

Une des techniques de datations parmi les plus employées dans l'étude des témoins paléo-environnementaux est celle du Carbone 14. Comme nous le verrons plus loin, ce n'est pas la seule technique de datation que nous avons utilisé (datation par luminescence infra-rouge stimulée pour les systèmes dunaires) cependant de très nombreuses datations au ^{14}C ont été réalisées.

La datation par ^{14}C présente certaines limites de fiabilité. En effet, la comparaison des résultats avec ceux obtenus par dendrochronologie dont la précision est de l'ordre de 10 ans, voire de l'année, fait apparaître des différences de datations au ^{14}C pouvant atteindre plusieurs centaines d'années (Campbell and Baxter, 1979; Heyworth and Kidson, 1982). Par ailleurs, les datations au ^{14}C sont généralement délivrées avec un intervalle de confiance. L'emploi de ces résultats par les auteurs peut entraîner des inexactitudes car l'âge de l'échantillon pourrait se situer en dehors des limites d'âges fixées par le laboratoire. Il s'agit plus d'une indication sur la précision de la mesure effectuée que sur l'âge même de l'échantillon (Kidson, 1986). Il faut également garder en mémoire que les échantillons organiques datés peuvent avoir subi des contaminations par des facteurs d'origine naturelle ou anthropique, ce qui implique alors d'importantes erreurs de datations des séries de tourbes (Ogden, 1977; Shore *et al*, 1995; Blackford, 2000).

2. LES TEMOINS ARCHEOLOGIQUES

Les témoins archéologiques se composent des structures et des traces d'habitat, des témoins d'industries et d'agriculture ainsi que des objets et outils isolés. Ils constituent une source précieuse d'informations sur les activités anthropiques, qui, en zones côtières, sont gouvernées par les variations du niveau marin. Témoins des modifications de la position de la ligne de rivage et, dans une certaine mesure, des modifications climatiques, ils permettent également de dater avec précision des niveaux de dépôts.

Nous présenterons rapidement les principaux témoins archéologiques classés en fonction de leur nature. Nous parlerons également de la datation de ces témoins.

2.1. Structures et traces d'habitat

La découverte de structures d'habitat en bois ou en pierre témoigne de l'occupation ancienne des zones côtières actuelles (Lukis, 1868; Giot, 1968; Prigent, 1979; Prigent *et al*, 1980; Masters and Flemmings, 1983; Coquillas, 1997 a, 2001; Bell *et al*, 2000; Bell, 2000; Brunnings, 2000). Elles peuvent être le signe de modifications environnementales importantes si elles apparaissent sur des sites difficilement habitables de nos jours. Il est en effet logique de penser que des structures actuellement sous les eaux d'un lac (Magny, 1995; Maurin, 1998) ou retrouvés dans le domaine intertidal d'une plage océane (Roussot-Larroque, 1998; Coquillas, 1997 a, 2000), ont été fonctionnelles dans un contexte environnemental différent.

2.2. 00Témoins d'industrie et d'agriculture

Les traces industrielles (telles que le briquetage ou exploitation du sel marin en Aquitaine: Coquillas, 1997 a, 2001; Roussot-Larroque, 1998), et agricoles (traces d'anciens sillons, objets liés à l'agriculture, graines et semences: Roussot-Larroque, 1994, 1995) permettent de connaître les conditions de vie des communautés humaines du passé et par là même d'apporter des indices supplémentaires dans les reconstitutions des paléo-environnements.

Des empreintes diverses, attribuées à des traces d'activités industrielles ou agricoles, sont parfois retrouvées dans les sédiments argileux (Roussot-Larroque, 1994, 1995; Huddart *et al*, 1999).

2.3. Objets et outils isolés

Les objets et les outils isolés, bien qu'apportant des informations très ponctuelles, sont des preuves de l'occupation humaine sur un site d'étude (Coquillas, 1997 a, 2001).

2.4. Datations archéologiques

La découverte d'objets ou de traces d'industries permet de connaître l'époque d'occupation d'un site. La présence de ces témoins dans des dépôts permet de dater les couches sédimentaires avec plus de précision que ne le fournirait le ^{14}C .

C. CONCLUSIONS

Les agents responsables des changements côtiers ont des origines variables (climatiques, eustatiques, tectoniques,...) et agissent à des échelles spatiales (dimension globale et/ou locale) et temporelles différentes. Déterminer la part de chacun de ces agents dans les changements côtiers est difficile car leur impact varie géographiquement en relation avec les conditions locales.

Au cours de l'Holocène, les mouvements tectoniques ont eu un impact beaucoup plus faible que les phénomènes d'Hydro et de Glacio-isostasie sur les modifications morphologiques des zones côtières (Lambeck, 1997; Peltier, 1998; Shennan *et al*, 2000). Tectoniquement, les côtes atlantiques européennes sont considérées comme globalement stables au cours des derniers 10 000 ans (Lambeck, 1997).

La source principale de la variabilité spatiale eustatique globale est associée à la réponse du niveau marin aux fluctuations des calottes glaciaires du Nord de l'Europe (Lambeck, 1997; Shennan *et al*, 2000). Pour Mörner, les fluctuations du niveau marin, depuis 5000 ans, sont surtout dues à la redistribution des masses d'eaux (Mörner, 1996 b). Les facteurs locaux, entraînant essentiellement des déformations "instantanées" des zones côtières, sont générés par des phénomènes sismo-tectoniques, les tempêtes et les tsunamis (Mörner, 1996 b) auxquels on peut ajouter la compaction et l'érosion liées aux facteurs naturels ou anthropiques.

Le taux de remontée du niveau marin sur les côtes nord européennes, entre la dernière glaciation et 6000 ans BP, est relativement rapide et de l'ordre de 10 à 15 millimètres par an (Lambeck, 1997). La vitesse de remontée est ralentie au cours de l'Holocène récent jusqu'à environ 1 millimètre par an depuis 2000 ans (Mörner, 1996 a). Les mouvements isostatiques, estimés entre 1 et 2 millimètres par an, deviennent dominants durant le Postglaciaire lorsque la remontée eustatique est ralentie (Lambeck, 1997).

Les témoins paléo-environnementaux et archéologiques présentent une grande diversité dans leur nature et dans la variété des informations qu'ils apportent. Nous verrons, dans les parties et chapitres suivants, l'importance et la diversité des témoins qui nous ont permis de mieux comprendre l'évolution des zones côtières européennes au cours de l'Holocène. Il est cependant important de souligner les limites de leur utilisation dans les reconstitutions paléo-environnementales et d'être toujours attentif et rigoureux dans leur interprétation.

L'interprétation imprudente de certains témoins inappropriés ou ambigus provoque une multiplication irréaliste des changements côtiers (Pinot, 1979). C'est par exemple le cas lors de l'utilisation de figures d'érosion, de dépôts marins ou de débris coquilliers susceptibles d'être transportés (Kidson, 1986). De façon générale, dans le cas des variations relatives du niveau de la mer, les marqueurs doivent être choisis uniquement si une relation concrète peut être établie entre leur position et le niveau des eaux.

Les indicateurs les plus fiables des variations du niveau de la mer demeurent les dépôts organiques en position de vie (Kidson, 1986), tels que : les tourbes de marais ou de mangrove (Grey *et al.*, 1979), les bois et les souches de forêts fossiles (Kidson and Heyworth, 1979), les microfaunes fossiles (variation de la diversité et de la quantité des espèces) (Scott and Medioli, 1978), les organismes marins fixés, indicateurs de rivages anciens (Laborel et Delibrias, 1976; Laborel, 1979 a, b). Si le matériel biogénique apparaît comme un indicateur fiable, il est cependant important d'en souligner les limites du fait des éventuelles compactions (Delibrias et Morzadec-Kerfourn, 1975; Allen, 2000 b) ou de pollution des niveaux (Blackford, 2000). Heyworth et Kidson (1982) suggèrent que la recherche des témoins de l'interface entre eaux douces et eaux salées reste la meilleure façon d'approcher les variations du niveau marin du passé.

Il est également important de déterminer avec précision l'altitude des échantillons étudiés afin de pouvoir évaluer l'amplitude des fluctuations du plan d'eau et de les comparer par rapport au niveau Zéro marin de référence (Kidson, 1986). Seymour (1980) aborde le problème du manque de précision attribué à la position altitudinale des échantillons datés dans de nombreuses études. D'une part, il est possible de discuter de la précision toute relative des repères fixes côtiers nivelés du système national géographique à partir desquels les nivellements des témoins sont parfois réalisés (Kidson, 1986) (les bornes de repérage, comme par exemple celles sur les dunes côtières, sont souvent soumises à des mouvements de terrain sous l'action de l'eau et du vent). D'autre part, des mouvements néotectoniques ainsi que des perturbations liées aux activités anthropiques peuvent entraîner des erreurs dans l'appréciation du niveau altimétrique auquel les témoins ont été mis en place (Pirazzoli, 1991). Pour finir, les mesures altimétriques réalisées font référence au niveau Zéro géodésique national : N. G. F. pour la France, «Sea Level Datum» pour les USA ou encore O. D. (Ordnance Datum) pour le Royaume Uni (Kidson, 1986). Ces niveaux de référence géodésique national peuvent présenter des écarts allant jusqu'à plusieurs décimètres avec le niveau marin moyen défini dans chaque pays (Shalowitz, 1964; Pinot, 1979; Seymour, 1980).

Enfin, un même ensemble de données sur l'évolution des paléo-environnements peut être interprété différemment selon les auteurs (Kidson, 1986). Les conclusions apportées par Playford et Leech (1979) sur les variations du niveau marin sur l'île de Rottnest, à l'Ouest du continent australien, sont différentes de celles de Fairbridge en 1950 et en 1961, bien qu'établies à partir de données quasiment identiques. Par la suite, Kidson en 1981, attribue à ces données une nouvelle interprétation.

CHAPITRE II :
LES VARIATIONS RELATIVES
DU NIVEAU DE LA MER
ET LES CHANGEMENTS CLIMATIQUES
A L'Holocène en Europe de l'Ouest :
Etat des connaissances

A. ANALYSE CHRONOLOGIQUE DES CHANGEMENTS COTIERS EN EUROPE DE L'OUEST

Nous avons réalisé une synthèse bibliographique sur l'évolution des paléo-environnements côtiers holocènes pour l'Europe en considérant également les études effectuées sur des sites éloignés des zones côtières dont l'intérêt est de fournir des informations sur les conditions climatiques holocènes continentales.

Les tableaux synthétiques sont présentés sous forme de planches hors texte accessibles à la fin du mémoire (Tableaux 1, 1 Bis, 2, 2 Bis, 3, 3 Bis, 4 et 5). Les sites étudiés, auxquels les articles font référence, ont été localisés et identifiés par un numéro sur la Figure 8.

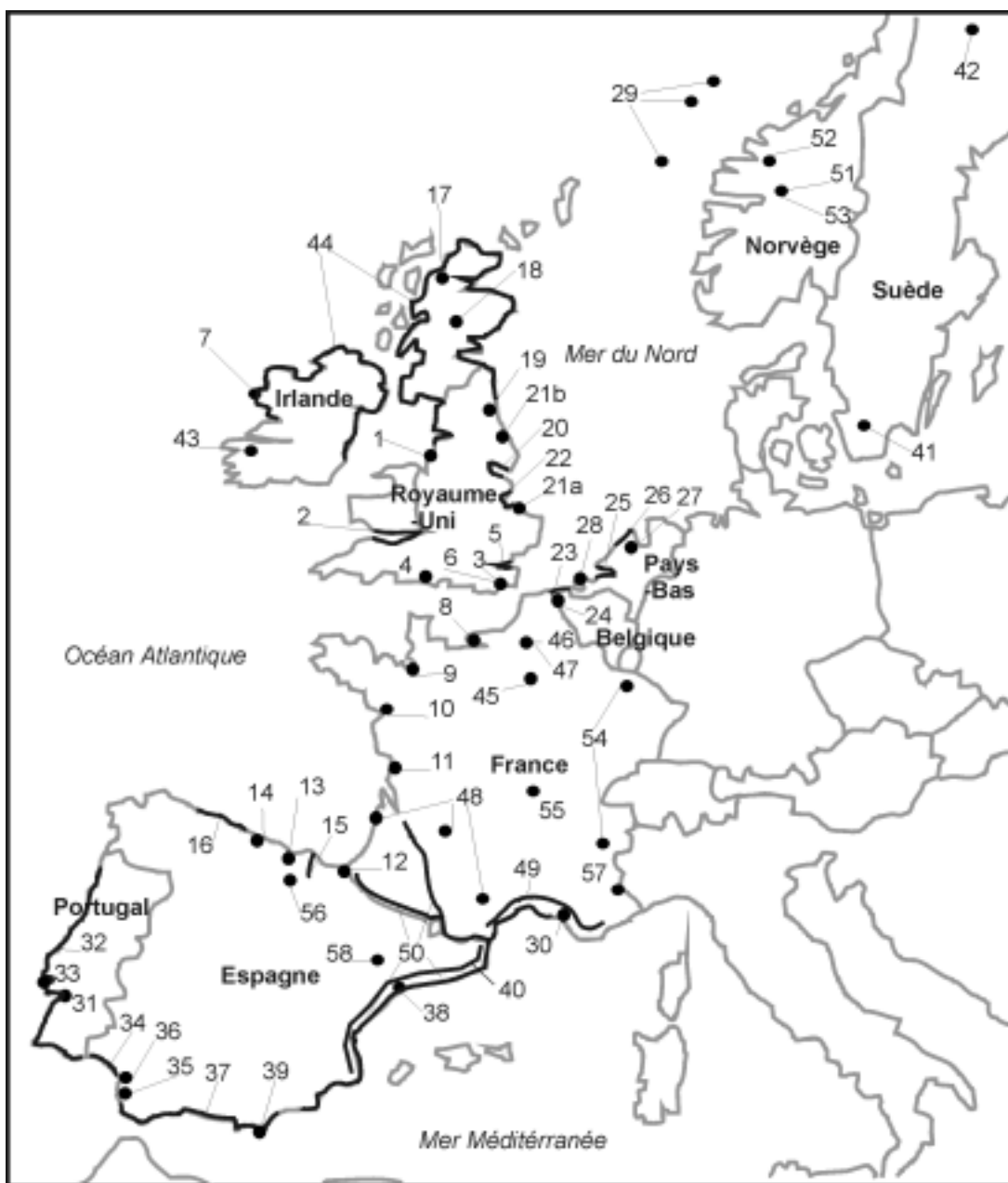


Figure 8 : Carte de localisation des sites pris en compte dans la synthèse bibliographique européenne.

Nous avons comparé entre eux les sites provenant de domaines géographiques relativement "homogènes" en terme de climats et d'environnements océaniques et continentaux.

Nous avons tenté de synthétiser les données paléo-environnementales des domaines marins suivants :

→ Zones côtières sous influence de l'Océan Atlantique et du Golfe de Gascogne (Tableau 1, Tableau 1 Bis) : regroupant les données de côtes ouest et sud de l'Angleterre, côtes ouest de l'Irlande, côtes atlantiques françaises (du Havre jusqu'en Aquitaine) et les côtes atlantiques du Nord de l'Espagne (Golfe de Gascogne).

→ Zones côtières sous influence des mers du Nord et Baltique (Tableau 2, Tableau 2 Bis) : avec côtes de l'Ecosse, côte est de l'Angleterre, ainsi que côtes de la Belgique, des Pays-Bas et de la Norvège.

→ Zones côtières sous influence de la Méditerranée (Tableau 3, Tableau 3 Bis) : côtes méditerranéennes françaises, côtes du Portugal, côtes du Sud et de l'Est de l'Espagne.

Nous avons également considéré les zones continentales européennes, avec :

→ Zones continentales de plaine (Tableau 4) : Suède, Finlande, Irlande et France (zones non méditerranéennes) et France et Espagne (zones méditerranéennes).

→ Zones continentales d'altitude (Tableau 5) : Norvège, France, Espagne (zones non méditerranéennes) et France et Espagne (zones méditerranéennes).

Les données de plus de 60 articles ont été compilées et résumées dans les tableaux de synthèse. Les références bibliographiques de chaque article sont indiquées dans les tableaux.

De façon générale, seules les études les plus récentes, c'est-à-dire réalisées depuis une dizaine d'années, ont été prises en compte. Quelques travaux plus anciens ont été conservés lorsque les résultats nous ont paru apporter des éléments significatifs.

Dans chaque tableau, les données sont regroupées par régions et, à l'intérieur des régions, par sites géographiques étudiés. Dans les tableaux de synthèse, une couleur de fond bleue, jaune ou verte est attribuée à chaque site selon qu'il s'agisse respectivement d'un environnement côtier, continental de plaine ou continental d'altitude (montagneux). Les informations paléo-environnementales y ont été symbolisées par des flèches "montantes" et "descendantes" dont la couleur varie selon le type d'informations fournis : variations de la position de la ligne de rivage, variations climatiques et variations environnementales (Figure 9).

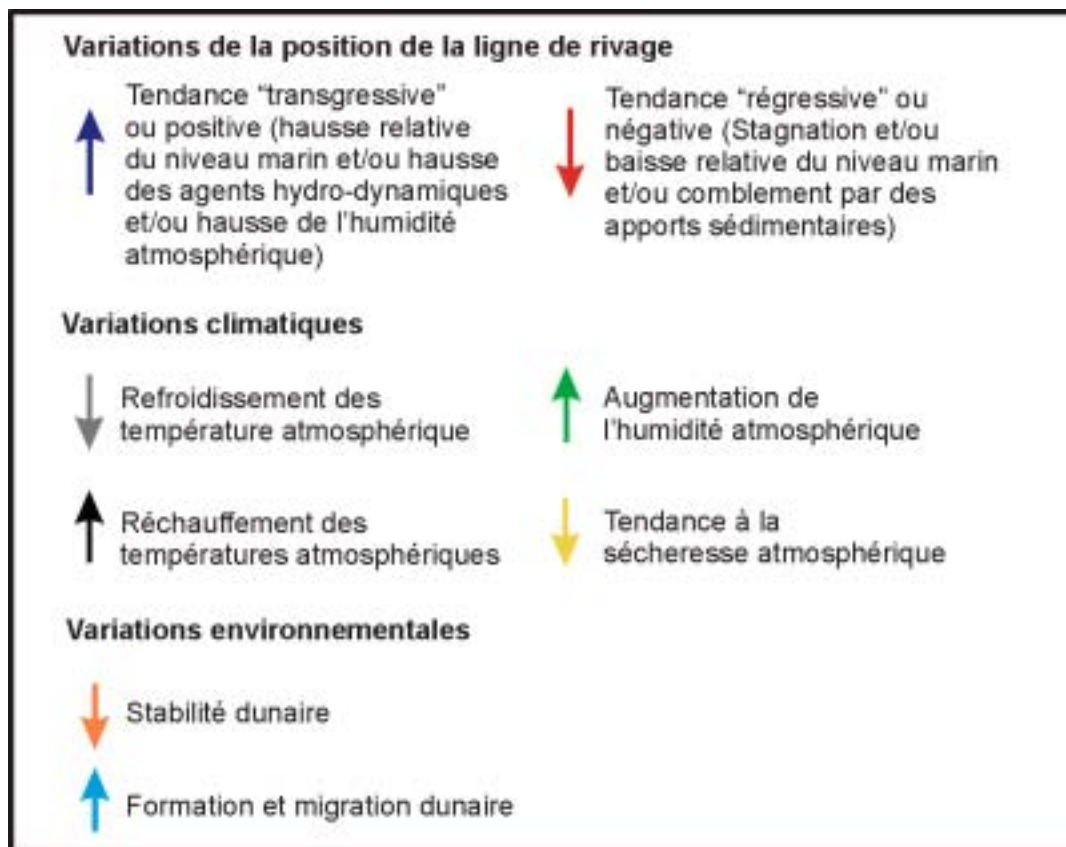


Figure 9 : Légende des tableaux de synthèse.

Le figuré, plein ou en pointillé, utilisé dans la représentation des flèches, témoigne de l'interprétation des données par les auteurs (flèches en trait plein) ou de celles que nous avons nous même déduites à partir des résultats présentés (flèches en trait pointillé). Par exemple, si l'auteur parle de progradation du rivage, cette information est inscrite dans le tableau, interprétée en terme de comblement sédimentaire et représentée par une flèche descendante rouge en pointillés (Figure 9).

Chaque tableau est muni d'une double échelle BP/Cal BP. Cependant, les dates y sont indiquées en âges BP, système chronologique le plus souvent utilisé dans les études paléo-environnementales auxquelles nous faisons référence. Certains résultats, fournis par leurs auteurs en âges calibrés BP, ont été convertis en âges BP afin de faciliter la lecture et l'interprétation des résultats. La conversion a été réalisée à l'aide du logiciel de calibration "CALIB rev. 4. 3" (Stuiver and Reimer, 1993). S'agissant d'une synthèse des études paléo-environnementales européennes, il apparaissait difficile de convertir toutes les données en âges calibrés BP, en partie du fait du manque d'informations données par les auteurs sur les dates publiées (méthodes utilisées, corrections effectuées, ...).

L'analyse de ces synthèses montre que la chronologie de l'évolution des différentes zones côtières est tout à fait comparable. Nous discuterons chronologiquement des

modifications paléo-environnementales pour les périodes suivantes : entre 9000 et 6000 ans BP, autour de 6000 ans BP, entre 6000 et 3000 ans BP, entre 3000 et 2000 ans BP et, enfin, entre 2000 ans BP et l'actuel.

Pour chaque période, nous exposerons les résultats des études paléo-environnementales des zones côtières sous influence de l'Atlantique, celles sous influence des mers Baltique et du Nord, et celles sous influence de la Méditerranée. Puis, nous commenterons les données paléo-environnementales des zones continentales européennes de plaine, provenant essentiellement de zones lacustres, fluviales ou forestières, et d'altitude, provenant de zones montagneuses. Concernant les zones continentales, nous avons distingué, d'une part, celles qui ne sont pas sous influence de la Méditerranée, et d'autre part, celles qui le sont car leur évolution peut s'avérer très différente.

1. ENTRE 9000 ET 6000 ANS BP

1.1. Zones côtières

Entre 9000 et 6000 ans BP, la fonte des calottes glaciaires, amorcée dès 20 000 ans BP, va entraîner la remontée globale du niveau des océans et des mers (Fairbanks, 1989; Kidson, 1986).

1.1.1. Zones côtières sous influence de l'Atlantique

Sur les côtes sud et ouest de l'Angleterre, les séquences sédimentaires du marais de Romney (Spencer *et al*, 1998), de l'estuaire de la Tamise (Devoy, 1979) et de la Severn (Allen, 2000 a), mettent en évidence une remontée rapide du niveau marin entre environ 8500 et 6500 ans BP (Tableau 1).

En France, les sédiments du marais de Brière, dans la basse vallée de la Loire (Visset, 1988), ainsi que ceux de l'estuaire de la Charente (Laporte *et al*, 1998) témoignent d'une tendance positive du niveau marin (Tableau 1 Bis). Les dernières pulsations transgressives se marquent dans les dépôts jusqu'à 6000 ans BP, comme c'est le cas au Havre (Breton *et al*, 1991) (Tableau 1).

Sur la côte Cantabrique, les estuaires de la Bidasoa (Cearreta, 1993, 1994; Sanchez Goñi, 1996), de Bilbao (Cearreta, 1993) et de la Santoña (Cearreta and Murray, 1996) confirment la tendance générale transgressive (Tableau 1 Bis). Ces résultats sont attestés par des données à la fois sédimentaires, palynologiques et malacologiques.

1.1.2. Zones côtières sous influence des mers du Nord et Baltique

Sur les côtes est anglaises (Plater *et al*, 2000 a et b; Metcalfe *et al*, 2000; Ridgway *et al*, 2000; Andrews *et al*, 2000; Orford *et al*, 2000; Wilson *et al*, 2001; Brew *et al*, 2000), belges

(Baeteman, 1999) et néerlandaises (Vos *et al*, 2000; Vos et de Wolf, 1997), les données paléo-environnementales mettent en évidence une remontée rapide du niveau marin entre environ 8000 et 6000 ans BP (Tableau 2, Tableau 2 Bis). La transgression est parfois accompagnée de taux de sédimentation élevés, comme dans l'estuaire du Tees (Plater *et al*, 2000 a et b) (Tableau 2).

L'étude des tourbières du Nord de l'Ecosse témoigne de l'apparition de conditions climatiques plus humides vers 6000 ans BP (Anderson *et al*, 1998) (Tableau 2).

En mer de Norvège, l'augmentation de la décharge des glaces, vers 8000/7000 ans BP, pourrait témoigner d'une hausse des températures atmosphériques (Bauch and Weinelt, 1996) (Tableau 2 Bis).

1.1.3. Zones côtières sous influence de la Méditerranée

Une remontée rapide du niveau marin est observée dans la majorité des zones méditerranéennes étudiées (au Portugal : Psuty *et al*, 2000; Dias *et al*, 2000; en Espagne : Dabrio *et al*, 2000; Borrego *et al*, 1999; Goy *et al*, 1996) (Tableau 3, Tableau 3 Bis). Dans certains sites, la remontée du niveau marin semble continuer jusque vers 3000/2500 ans BP (Portugal : Psuty *et al*, 2000) (Tableau 3).

1.2. Zones continentales

1.2.1. Zones continentales de plaine

En zone non méditerranéenne (Tableau 4) :

En Suède, une période de haut niveau du lac de Ljustjärnen est mise en évidence entre 9200 et 8000 ans BP (Almquist-Jacobson, 1995), en relation avec une augmentation de l'humidité. Cette tendance à l'humidité se retrouve, à cette période (Boréal), dans l'étude des sédiments de Verrières, dans la vallée de la Seine (Krier *et al*, 1991).

En Irlande, l'étude de la croissance des stalagmites dans les grottes (McDermott *et al*, 1999) pourrait indiquer une élévation des températures atmosphériques.

Les seules données en relation avec le niveau des eaux pour la période Atlantique (environ 7800 à 5700 ans BP) mettent en évidence une phase d'invasion marine grâce à l'étude des séquences sédimentaires du site de Verrières dans la plaine alluviale de la Seine (Krier *et al*, 1991).

En zone méditerranéenne (Tableau 4) :

Au sud de la France, des études climatiques réalisées à partir des restes de bois d'oliviers montrent une tendance à des conditions globalement plus sèches et plus chaudes au cours de l'Atlantique (environ 7800 à 6000/5700 ans BP) (Terral et Mengual, 1999).

En zone méditerranéenne espagnole, Jalut met en évidence une phase d'aridification du climat entre 7500 et 7000 ans BP (Jalut *et al*, 2000).

En conclusion, entre 9000 et 6000 ans BP, les enregistrements dans les zones continentales de plaine témoignent de conditions globalement chaudes et humides en domaine non méditerranéen et chaudes et sèches en domaine méditerranéen.

1.2.2. Zones continentales d'altitude

En zone non méditerranéenne (Tableau 5) :

En Norvège, les analyses de l'avancée des glaciers témoignent d'une baisse des températures vers 7600 ans BP (Matthews *et al*, 2000). Le retrait des glaciers débute ensuite vers 7900 ans BP marquant une phase de réchauffement du climat (Matthews *et al*, 2000).

Dans les Alpes et le Jura français, les glaciers présentent également une période d'avancée, vers 8500 ans BP, témoignant d'une baisse des températures (Magny, 1994). Ce phénomène est accompagné par une augmentation du niveau des lacs (Magny, 1994) en relation avec un accroissement de l'humidité. Cette phase de croissance des glaciers est suivie d'un retrait, entre 8500 et 6500 ans BP, montrant une hausse des températures (Magny, 1994).

L'étude du lac du Bouchet dans le Massif Central montre un climat plutôt chaud et humide pendant cette période (au passage Boréal/Atlantique soit vers 7800 ans BP), accompagné de forts taux de sédimentation (Sifeddine *et al*, 1996).

En Espagne, l'augmentation des glissements de terrain dans la vallée de la Magdalena, sur la côte Cantabrique, témoignerait également de fortes pluviosités entre 8500 et 7500 ans BP (Dies *et al*, 1996).

En zone méditerranéenne (Tableau 5) :

En France, le lac de Saint Léger marque une diminution du niveau des eaux vers 7500 ans BP (Digerfeldt *et al*, 1997) corrélable avec une phase de sécheresse.

En conclusion, entre 9000 et 6000 ans BP, les enregistrements dans les zones continentales d'altitude témoignent, en domaine non méditerranéen, d'une oscillation entre des conditions froides et chaudes et d'une tendance à l'humidité. En domaine méditerranéen, les conditions apparaissent plus sèches (vers 7500 ans BP).

2. ENTRE 6000 ET 3000 ANS BP

2.1. Zones côtières

2.1.1. Zones côtières sous influence de l'Atlantique

Autour de 6000 ans BP, les séquences sédimentaires de l'estuaire de la Severn, sur la côte ouest de l'Angleterre, montrent une tendance à la stagnation et/ou à la régression du niveau marin relatif comme en témoigne la succession des dépôts tourbes/silts (Allen, 2000 a et b). Cette tendance, qui se manifeste surtout par le développement de tourbes, est également visible en zone côtière au Sud de l'Angleterre (Devoy, 1979; Spencer *et al*, 1998; Waller *et al*, 1999), et au Nord de la France dans les marais de l'Anse du Verger (Regnauld *et al*, 1996) (Tableau 1, Tableau 1 Bis).

Par contre, les analyses paléo-environnementales réalisées sur la côte de Sefton mettent en évidence plusieurs phases transgressives entre 7000 et 4500 ans BP (Huddart *et al*, 1999) (Tableau 1). Une pulsation transgressive est aussi enregistrée entre 7000 et 5500 ans BP dans les sédiments de l'estuaire de la Tamise (Devoy, 1979) (Tableau 1).

Le développement de tourbières se poursuit, entre 6000 et 3000/2500 ans BP, en Angleterre (Spencer *et al*, 1998; Devoy, 1979; Waller *et al*, 1999) comme en France (Regnauld *et al*, 1996) (Tableau 1, Tableau 1 Bis). Notons cependant, dans l'estuaire de la Severn, la présence de successions tourbes/silts entre environ 5600 et 3700 ans BP marquant plusieurs épisodes de fluctuation du niveau marin (Allen, 2000 a) (Tableau 1).

L'apparition des niveaux tourbeux peut être plus tardive en France (au Havre : Breton *et al*, 1991) ou en Espagne (côte asturienne : Mary *et al*, 1975), où les tourbières ne se développent qu'autour de 5300/5000 ans BP (Tableau 1 Bis). Sur la côte ouest de l'Irlande, ces formations organiques n'apparaissent que vers 4000 ans BP (Delanay and Devoy, 1995) (Tableau 1). Ces niveaux organiques sont souvent entaillés par des chenaux pouvant indiquer des oscillations positives du niveau relatif de la mer (Mary *et al*, 1975; Breton *et al*, 1991; Allen, 2000 a et b) (Tableau 1, Tableau 1 Bis). Le développement des tourbières peut également apparaître à la suite d'un isolement de la zone d'étude du milieu marin par la création de cordons dunaires vers 4500/4000 ans BP (en France : Regnauld *et al*, 1996; Visset, 1988) (Tableau 1, Tableau 1 Bis).

En France, la tendance négative du niveau marin relatif se marque aussi dans les dépôts des marais de l'estuaire de la Charente par l'accumulation d'argile grise uniforme, appelée "Bri" (Laporte *et al*, 1998) (Tableau 1 Bis).

En Espagne, les séquences sédimentaires de l'estuaire de la Bidasoa montrent également une phase de retrait de la mer entre environ 5800 et 5000 ans BP (Cearreta, 1993, 1994; Sanchez Goñi, 1996) (Tableau 1 Bis).

Par ailleurs, les séquences côtières à l'Ouest de l'Irlande mettent en évidence des mouvements de sables éoliens entre 3600 et 3000 ans BP (Delanay and Devoy, 1995) témoignant localement d'une tendance régressive (Posamentier *et al*, 1992) ainsi que de conditions climatiques globalement plus sèches (Orford *et al*, 2000) (Tableau 1).

Enfin, la présence d'empreintes humaines dans des niveaux argileux à partir de 3600 ans BP sur la côte de Sefton montre un retrait de la mer favorisant une occupation humaine (Huddart *et al*, 1999) (Tableau 1).

En conclusion, la transgression marine post glaciaire semble avoir atteint son maximum vers 6000 ans BP dans l'ensemble des sites côtiers atlantiques étudiés. Puis, entre 6000 et 3000 ans BP, l'ensemble des témoins paléo-environnementaux met en évidence une tendance générale à la stagnation, voire à la régression du niveau marin relatif. Le peu d'informations climatiques dont nous disposons montrent des mouvements de sables vers 4500/4000 ans BP (France : Visset, 1988; Regnaud *et al*, 1996), vers 3600/3000 ans BP (Irlande : Delanay and Devoy, 1995) en relation avec une stagnation ou un régression du niveau marin relatif et une relative sécheresse du climat.

2.1.2. Zones côtières sous influence des mers du Nord et Baltique

Vers 6000 ans BP, une tendance à la stagnation et/ou à la régression du niveau marin relatif se manifeste dans les dépôts par le développement d'environnements saumâtres et de tourbières entraînant des progradations de la côte (en Angleterre : Plater *et al*, 2000 a et b; Metcalfe *et al*, 2000; Ridgway *et al*, 2000; Brew *et al*, 2000; en Belgique : Baeteman, 1999) (Tableau 2, Tableau 2 Bis). La vitesse de remontée du niveau marin diminue considérablement (Belgique : Denys and Baeteman, 1995; Baeteman, 1999).

Entre 6000 et 3000 ans BP, sur les côtes est de l'Angleterre, les estuaires du Tees (Plater *et al*, 2000 a et b), du Humber (Metcalfe *et al*, 2000; Ridgway *et al*, 2000) ainsi que la baie de Fenland (Brew *et al*, 2000) sont le siège de formations de tourbières et d'une progradation côtière (Tableau 2). Le développement des tourbières aux Pays-Bas apparaît plus tardivement qu'en Angleterre, soit autour de 5000/4500 ans BP (Vos *et al*, 2000; Vos et de Wolf, 1997) et peut être initié par le développement de barrières sableuses isolant des zones côtières du milieu marin (Berendsen and Stouthamer, 2000) (Tableau 2 Bis).

En Ecosse, l'aggradation des plaines d'inondation de la région du Grampian témoigne de la tendance régressive du niveau marin (Ballantyne and Whittington, 1999). Les analyses climatiques montrent des conditions plus sèches entre 3600 et 3300 ans BP (Anderson *et al*, 1998) (Tableau 2).

Les marais côtiers des Pays-Bas sont sous l'influence d'un climat continental sec et chaud (Van Geel *et al*, 1996) (Tableau 2 Bis).

Des formations dunaires se développent, vers 3700 ans BP, sur les côtes est de l'Angleterre, témoignant d'un climat globalement plus sec (Andrews *et al*, 2000; Orford *et al*, 2000; Wilson *et al*, 2001) ainsi que d'une tendance plutôt régressive du niveau marin relatif (Tableau 2).

En conclusion, l'étude des paléo-environnements en domaine côtier sous influence des mers du Nord et Baltique, entre 6000 et 3000 ans BP, montre une tendance à la stagnation / régression du niveau marin relatif entrecoupée d'oscillations positives et des conditions climatiques globalement sèches.

2.1.3. Zones côtières sous influence de la Méditerranée

La transgression marine atteint son maximum autour de 6000 ans BP (en France : Provansal *et al*, 1998; au Portugal : Dias *et al*, 2000; Goy *et al*, 1996) (Tableau 3, Tableau 3 Bis).

En Espagne, des épisodes de comblement sédimentaire apparaissent dès 7000/6900 ans BP (Rodriguez-Ramirez *et al*, 1996) (Tableau 3 Bis).

Entre 6000 et 3000 ans BP, des épisodes de comblement sédimentaires sont mis en évidence comme en témoignent les phases de progradation côtière (en France : Provansal *et al*, 1998; en Espagne : Pendon *et al*, 1998; Dabrio *et al*, 2000; Borrego *et al*, 1999; Rodriguez-Ramirez *et al*, 1996; Goy *et al*, 1996, 1998) et de développement des barrières sableuses (au Portugal : Dias *et al*, 2000) (Tableau 3, Tableau 3 Bis). Cependant, cette tendance globalement régressive est largement entrecoupée d'oscillations positives du niveau marin attestées par un net recul du rivage entre environ 4500 et 3500 ans BP (en France : Provansal *et al*, 1998; en Espagne : Rodriguez-Ramirez *et al*, 1996, Goy *et al*, 1996) (Tableau 3, Tableau 3 Bis).

Sur la côte méditerranéenne espagnole, une tendance à l'humidité est mise en évidence, au cours de cette période (Goy *et al*, 1998) (Tableau 3 Bis). Elle est suivie par une augmentation de la sécheresse entre 4500 et 1700 ans BP (Goy *et al*, 1998).

Une synthèse climatique sur des sites lagunaires côtiers en Espagne montre une phase d'aridification du climat débutant plus tôt, vers 7000 ans BP (Jalut *et al*, 1997) (Tableau 3 Bis). En Espagne et au Portugal, le développement de barrières sableuses vers 4000 ans BP atteste d'une tendance plutôt négative du niveau marin ainsi que de conditions climatiques plus sèches (Dabrio *et al*, 2000; Borrego *et al*, 1999; Dias *et al*, 2000) (Tableau 3).

En résumé, la remontée du niveau marin en domaine côtier méditerranéen est maximale vers 6000 ans BP. Entre 6000 et 3000 ans BP, les données paléo-environnementales semblent souvent contradictoires en zones méditerranéenne. Il semble difficile de dégager une tendance générale du niveau marin relatif. Les données climatiques montrent plutôt une phase d'aridification du climat.

2.2. Zones continentales

2.2.1. Zones continentales de plaine

En zone non méditerranéenne (Tableau 4) :

En Suède, entre 6500 et 6000 ans BP, on assiste à une baisse du niveau du lac Ljustjärnen (Almquist-Jacobson, 1995), pouvant indiquer une relative sécheresse du climat à cette période. La remontée du niveau du lac à partir de 5000 ans BP avec quelques niveaux bas occasionnels (Almquist-Jacobson, 1995) montre le retour à une tendance climatique humide.

En Irlande, l'étude des vitesses d'accumulation des sédiments dans des lacs met en évidence de très forts taux de sédimentation entre 5300 et 4900 ans BP et entre 4500 et 4200 ans BP (Edwards and Whittington, 2001). Ces fortes valeurs sont souvent mises en relation par les auteurs avec les activités anthropiques et l'humidité atmosphérique.

En Finlande, comme en Irlande, les études paléo-climatiques semblent indiquer des températures relativement froides au cours de cette période (Eronen *et al*, 1999; McDermott *et al*, 1999).

Les données sur le niveau de la Loire, en France, marquent une tendance à la stagnation ou à la régression des eaux (Krier *et al*, 1991; Pastre *et al*, 1997), entraînant le développement de zones de tourbières, parfois entrecoupées de chenaux qui témoignent de phases d'oscillations positives du niveau des eaux (Pastre *et al*, 1997).

En zone méditerranéenne (Tableau 4) :

Le long de la côte méditerranéenne française, Terral et Mengual (1999) mettent en évidence des conditions climatiques plus humides durant le Subboréal (5500/2500 ans BP).

Les données climatiques dont nous disposons pour l'Espagne témoignent plutôt d'une tendance à l'aridification du climat, surtout entre 4500 et 4000 ans BP et entre 3700 et 3000 ans BP (Jalut *et al*, 2000).

En conclusion, entre 6000 et 3000 ans BP, les enregistrements dans les zones continentales de plaine témoignent de conditions globalement froides et humides en domaine non méditerranéen et chaudes et humides en domaine méditerranéen.

2.2.2. Zones continentales d'altitude

En zone non méditerranéenne (Tableau 5) :

En Norvège, le retrait des glaciers se poursuit marquant des températures atmosphériques plus chaudes (Matthews *et al*, 2000). Toujours en Norvège, mais sur un autre site, on assiste, à partir de 6000 ans BP environ, à une avancée des glaciers (Nesje *et al*,

2000), indiquant une baisse des températures atmosphériques. Une seconde période d'avancée majeure a lieu entre 4500 et 2700 ans BP.

L'étude de la fréquence et de l'intensité des débris flows, en Norvège, entre 6500 et 3800 ans BP, semble marquer des conditions climatiques plus chaudes et/ou plus sèches (Matthews *et al*, 1997).

En France, dans les Alpes et le Jura, Magny met en évidence une avancée des glaciers vers 6500 ans BP avec une phase de haut niveau des lacs. Ces informations marquent des conditions plus froides et plus humides dans les Alpes et le Jura français (Magny, 1994). Une nouvelle phase d'avancée des glaciers et de haut niveau des lacs apparaît vers 4500 ans BP. Entre ces périodes, on assiste à des phases de retrait des glaciers en relation avec des températures atmosphériques plus chaudes (Magny, 1994).

Le lac du Bouchet montre, entre 6000 et 3000 ans BP, des conditions climatiques plus froides et plus sèches et des taux de sédimentation faibles (Sifeddine *et al*, 1996).

En zone méditerranéenne (Tableau 5) :

Le lac de Saint Léger montre une hausse du niveau des eaux, entre 4500 et 4000 ans BP, en relation avec une période d'humidité (Digerfeldt *et al*, 1997).

En conclusion, entre 6000 et 3000 ans BP, les enregistrements dans les zones continentales d'altitude témoignent d'une relative sécheresse ainsi que d'une oscillation entre des conditions chaudes et froides en domaine non méditerranéen. En domaine méditerranéen, les enregistrements témoignent d'une humidité importante (entre 4500 et 4000 ans BP).

3. ENTRE 3000 ET 2000 ANS BP

3.1. Zones côtières

3.1.1. Zones côtières sous influence de l'Atlantique

L'étude de nombreuses séquences côtières montre une interruption dans la formation des niveaux tourbeux dans les environnements de marais (en Angleterre : Allen, 2000 a; en Irlande : Delanay and Devoy, 1995; en France : Breton *et al*, 1991) (Tableau 1). Des marais côtiers subissent des ré-invasions marines au cours de cette période. C'est le cas en Angleterre dans les marais de Romney et de Walland (Spencer *et al*, 1998; Waller *et al*, 1999), en France, dans les marais de Bretagne et de la Loire (Regnauld *et al*, 1996; Visset, 1988) (Tableau 1, Tableau 1 Bis). Certains auteurs parlent de tempêtes conduisant à des destructions des cordons sableux de barrières protégeant les marais et à la pénétration des eaux marines (Regnauld *et al*, 1996) (Tableau 1 Bis). D'autres attribuent cet événement à un accroissement de l'humidité (en Angleterre : Waller *et al*, 1999) ou à une augmentation du niveau marin relatif (en Angleterre : Devoy, 1979; Long *et al*, 1999) (Tableau 1).

En Espagne, les influences marines se marquent dans les dépôts par l'apparition de séquences transgressives surtout liées à des macro- ou micro-faunes fossiles marines (Mary *et al*, 1975; Cearreta, 1993, 1994; Sanchez Goñi, 1996; Cearreta and Murray, 1996) (Tableau 1 Bis). Dans l'estuaire de la Santoña, on remarque la présence de séquences sédimentaires transgressives ou "Transgressive Overlap Boundaries" (TOB) (Cearreta and Murray, 1996) (Tableau 1 Bis). Dans la Ria de Gernika, la tendance au comblement sédimentaire entraînant un retrait du niveau marin est mise en évidence par le passage d'un environnement marin à un environnement estuarien (Pascual *et al*, 1998) (Tableau 1 Bis).

De façon globale, un épisode transgressif apparaît dans l'ensemble des sites côtiers atlantiques étudiés. Il est généralement attribué à une tendance positive du niveau marin relatif et /ou à une augmentation d'humidité en relation avec un accroissement des précipitations (Waller *et al*, 1999) et des tempêtes (Regnauld *et al*, 1996).

3.1.2. Zones côtières sous influence des mers du Nord et Baltique

En Belgique, une épisode de ré-invasion des zones côtières est mise en évidence dès 3500 ans BP et est caractérisée par une réinvasion des zones côtières (Denys and Baeteman, 1995; Baeteman, 1999) (Tableau 2, Tableau 2 Bis).

Vers 3000 ans BP, les marais côtiers en Angleterre (Plater *et al*, 2000 a et b; Metcalfe *et al*, 2000; Ridgway *et al*, 2000; Brew *et al*, 2000) et aux Pays-Bas (Berendsen and Stouthamer, 2000; Vos and Von Kesteren, 2000; Vos and de Wolf, 1997) subissent des ré-invasions d'eaux marines (Tableau 2, Tableau 2 Bis). La dynamique tidale provoque des incisions dans les niveaux de tourbes (Metcalfe *et al*, 2000; Ridgway *et al*, 2000; Brew *et al*, 2000). Des couches sableuses se développent dans certains marais des Pays-Bas (Vos *et al*, 2000) (Tableau 2 Bis).

En Ecosse, cet épisode de forte dynamique est responsable de l'incision des plaines d'inondation dans la région du Grampian (Ballantyne and Whittington, 1999) (Tableau 2). Cet événement de forte dynamique pourrait être lié à un accroissement de l'humidité.

En effet, les données climatiques, dont nous disposons, indiquent un passage à des conditions nettement plus humides en Angleterre (Plater *et al*, 2000 a et b; Brew *et al*, 2000) et aux Pays-Bas (Berendsen and Stouthamer, 2000; Van Geel *et al*, 1996) (Tableau 2, Tableau 2 Bis). Cette hausse de l'humidité apparaît plus tard en Ecosse, entre 2500 et 2000 ans BP (Anderson *et al*, 1998) (Tableau 2). Ce phénomène est attribué par certains auteurs à une augmentation importante des précipitations (Berendsen and Stouthamer, 2000) et/ou à une remontée des nappes phréatiques (Van Geel *et al*, 1996).

Les séquences sédimentaires en mer de Norvège montrent une augmentation de la décharge des glaces vers 3000 ans BP (Bauch and Weinelt, 1996), en relation avec des températures atmosphériques plus chaudes (Tableau 2 Bis).

Vers 3000 ans BP, les côtes de Norfolk et de Northumberland en Angleterre connaissent une période d'érosion des cordons dunaires littoraux (Tableau 2). Cet épisode est généralement attribué à une période de remontée du niveau marin relatif (Andrews *et al*, 2000; Orford *et al*, 2000; Wilson *et al*, 2001). A partir de 2600 ans BP, les conditions redeviennent plus sèches avec une tendance régressive du niveau marin relatif, car il apparaît une nouvelle phase de progradation des dunes (Posamentier *et al*, 1992; Andrews *et al*, 2000; Orford *et al*, 2000; Wilson *et al*, 2001) (Tableau 2).

En conclusion, la période 3000/2000 ans BP se caractérise, en zones côtières des mers du Nord et Baltique, par une tendance globale transgressive liée à des inondations (remise en eaux des marais) qui semblent être en relation avec un accroissement de l'humidité atmosphérique.

3.1.3. Zones côtières sous influence de la Méditerranée

Dans de nombreuses zones côtières méditerranéennes, les séquences sédimentaires mettent en évidence la progradation du rivage au cours de cette période (en France : Provansal *et al*, 1998; au Portugal : Dias *et al*, 2000; Bao *et al*, 1999; en Espagne : Dabrio *et al*, 2000; Borrego *et al*, 1999; Rodriguez-Ramirez *et al*, 1996; Goy *et al*, 1996) (Tableau 3, Tableau 3 Bis).

Des oscillations positives du niveau marin relatif, entraînant des érosions côtières, sont également observables entre 3000 et 2000 ans BP. Ces tendances positives apparaissent en Espagne, sur la côte de Huelva (Pendon *et al*, 1998; Rodriguo-Ramirez *et al*, 1996) (Tableau 3, Tableau 3 Bis).

Quelques données climatiques montrent une tendance globalement plus sèche durant cette période (en Espagne : Jalut *et al*, 1997; Goy *et al*, 1998) (Tableau 3 Bis). Des formations dunaires, de type cordons sableux de barrière, se mettent en place vers 2400 ans BP (Dabrio *et al*, 2000; Borrego *et al*, 1999) (Tableau 3). Ils témoignent de conditions climatiques globalement sèches et sont interprétés comme liés à la stagnation ou à la régression du niveau marin relatif (Posamentier *et al*, 1992; Orford *et al*, 2000).

Pour conclure, entre 3000 et 2000 ans BP, les informations en zones côtière méditerranéenne suggèrent une stagnation et/ou une régression générale du niveau marin relatif entrecoupée d'oscillations positives. Les données climatiques marquent la permanence de conditions sèches en Espagne.

3.2. Zones continentales

3.2.1. Zones continentales de plaine

En zone non méditerranéenne (Tableau 4) :

Les données climatiques, entre 3000 et 2000 ans BP, montrent des conditions globalement plus humides avec des périodes de haut niveau des lacs (en Suède : Almquist-Jacobson, 1995).

En France, des études palynologiques indiquent des changements de végétation entre 3000 et 2000 ans BP en relation avec un accroissement de l'humidité au passage Subboréal/Subatlantique (Diot, 1990).

De même, les forts taux de sédimentation enregistrés dans les lacs irlandais, entre 3000 et 2800 ans BP environ, (Edwards and Whittington, 2001) peuvent être mis en relation avec une augmentation d'humidité ainsi qu'avec des activités humaines d'agriculture et de déforestation.

En Finlande, les analyses de la limite septentrionale de la forêt montrent également une augmentation de l'humidité vers 2500 ans BP ainsi que des températures relativement froides vers 2800 ans BP (Eronen *et al*, 1999).

A l'opposé, les données de températures déduites de l'analyse des stalagmites en Irlande, témoignent plutôt d'un climat continental plus chaud à partir de 3500 ans BP (McDermott *et al*, 1999).

En France, dans les bassins aval de la Marne et de l'Oise, la présence de chenaux entaillant les formations tourbeuses semble indiquer une tendance positive du niveau des eaux (Pastre *et al*, 1997). De même, dans la vallée de la Seine, un épisode de forte dynamique, provoquant l'incision des dépôts, marque, entre 3800 et 1800 ans BP, une période de haut niveau des eaux (Lefevre *et al*, 1993).

En zone méditerranéenne (Tableau 4) :

Des conditions climatiques humides et des pluies torrentielles sont mises en évidence au passage Subboréal/Subatlantique (vers 3000/2500 ans BP) le long des façades méditerranéennes française et espagnole (Terral et Mengual, 1999).

Par contre, Jalut montre, en Espagne, la présence d'une phase d'aridification du climat entre 2600 et 1900 ans BP (Jalut *et al*, 2000).

En conclusion, entre 3000 et 2000 ans BP, les enregistrements dans les zones continentales de plaine témoignent d'une relative humidité ainsi que d'une oscillation entre des conditions chaudes et froides en domaine non méditerranéen. En domaine méditerranéen, les conditions apparaissent globalement chaudes et humides. Une tendance à la sécheresse se manifeste entre 2600 et 1900 ans BP.

3.2.2. Zones continentales d'altitude

En zone non méditerranéenne (Tableau 5) :

En Norvège, on assiste à une avancée des glaciers entre environ 2400 et 1100 ans BP (Matthews *et al*, 2000) et vers 2700 ans BP (Nesje *et al*, 2000) montrant une diminution des températures atmosphériques.

L'augmentation des debris flows, dans la zone alpine de Jotunheimen, indique un accroissement des précipitations entre 3300 et 2300 ans BP (Matthews *et al*, 1997). Dans cette même zone, la formation de tourbes marque, entre 2300 et 1600 ans BP, une baisse du niveau des eaux de lacs de montagnes en relation avec une relative sécheresse de la zone (Matthews *et al*, 1997).

En France, les glaciers des Alpes et du Jura avancent et le niveau des lacs monte, vers 2500 ans BP (Magny, 1994) marquant des tendances à des températures plus froides et à plus d'humidité.

Le lac du Bouchet, dans le Massif Central, semble indiquer un haut niveau des eaux (Sifeddine *et al*, 1996), relatif à une augmentation d'humidité au passage Subboréal/Subatlantique (vers 2800/2500 ans BP).

L'augmentation des glissements de terrain dans la vallée de la Magdalena en Espagne est attribuée en partie aux actions anthropiques, mais l'auteur n'exclut pas un accroissement de l'humidité, peut-être en relation avec la pluviosité (Dies *et al*, 1996).

En zone méditerranéenne (Tableau 5) :

Les témoins paléo-environnementaux marquent une tendance à la sécheresse avec une diminution du niveau du lac de Saint Léger en France (Digerfeldt *et al*, 1997). Une hausse importante des taux de sédimentation est mise en évidence dans le Nord-Ouest de l'Espagne (Guiterez-Elorza *et al*, 1998) en relation avec des conditions de sécheresse.

En conclusion, entre 3000 et 2000 ans BP, les enregistrements dans les zones continentales d'altitude témoignent de conditions globalement sèches.

4. ENTRE 2000 ET 0 ANS BP

4.1. Zones côtières

4.1.1. Zones côtières sous influence de l'Atlantique

En Angleterre, dans l'estuaire de la Tamise, Devoy montre deux oscillations positives vers 1750 et vers 1000 ans BP (Devoy, 1979) (Tableau 1). Les séquences du marais de Poole

Harbour indiquent une tendance à la transgression depuis 200 ans (Long *et al.*, 1999) (Tableau 1).

En Irlande, des mouvements éoliens sont datés entre 1370 et 600 ans BP (Tableau 1). Ils sont accompagnés par le développement de zones de tourbières. L'ensemble de ces formations témoigne de conditions climatiques régionales globalement plus sèches et d'une tendance régressive du niveau marin relatif (Delanay and Devoy, 1995).

En conclusion, les informations paléo-environnementales concernant la période 2000/0 ans BP, sont assez peu nombreuses et peuvent parfois se contredire. Cependant, les enregistrements témoignent d'une tendance globalement transgressive du niveau marin relatif avec de nombreuses oscillations. Les informations climatiques mettent en évidence une oscillation entre des conditions sèches et humides.

4.1.2. Zones côtières sous influence des mers du Nord et Baltique

En Ecosse, entre 2000 et 1000 ans BP, le développement de tourbes, interprété comme une tendance régressive en relation avec un retrait des eaux marines, est entrecoupé par des épisodes de tempêtes (Ballantyne and Whittington, 1999) (Tableau 2). Il pourrait s'agir d'un phénomène local en relation avec l'isostasie.

Aux Pays-Bas, une période d'invasion marine dans le delta du Rhin, apparaît clairement vers environ 1400 ans BP (Berendsen and Stouthamer, 2000) (Tableau 2 Bis).

Les données climatiques sont plus nombreuses. Vers 1000 ans BP, l'étude des tourbes en Ecosse montre un climat plus humide (Anderson *et al.*, 1998) (Tableau 2).

Une phase de développement dunaire en Angleterre semble marquer des conditions plus sèches vers 1600 ans BP (Tableau 2) (Andrews *et al.*, 2000; Orford *et al.*, 2000; Wilson *et al.*, 2001). Une seconde phase de développement dunaire, nécessitant des conditions climatiques sèches, a lieu au cours du Petit Age Glaciaire (Andrews *et al.*, 2000; Orford *et al.*, 2000; Wilson *et al.*, 2001) (Tableau 2).

En conclusion, les informations paléo-environnementales demeurent relativement faibles sur cette période. Les enregistrements témoignent d'une tendance globalement transgressive du niveau marin relatif avec plusieurs oscillations régressives vers 1600 ans BP et au cours du PAG. Les informations climatiques mettent en évidence une oscillation entre des conditions sèches et humides.

4.1.3. Zones côtières sous influence de la Méditerranée

Des tendances à la régression du niveau marin sont repérées dans les dépôts entre 2000 et l'actuel (au Portugal : Psuty *et al.*, 2000) (Tableau 3) ou centrées autour de 1000 ans BP (en France : Provansal *et al.*, 1998; au Portugal : Bao *et al.*, 1999; Goy *et al.*, 1996) (Tableau 3,

Tableau 3 Bis). Les données paléo-environnementales mettent en évidence une progradation du rivage (Provansal *et al*, 1998; Goy *et al*, 1996) et le développement de marais (Psuty *et al*, 2000). Une tendance négative du niveau marin apparaît également vers 500 ans BP en Espagne (Goy *et al*, 1996) (Tableau 3 Bis) et au cours du Petit Age Glaciaire au Portugal (Dias *et al*, 1999) (Tableau 3).

Des oscillations positives du niveau marin relatif apparaissent également vers 1600 ans BP au Portugal (Bao *et al*, 1999) (Tableau 3), entre 1200 et 1500 ans BP en Espagne (Goy *et al*, 1996) (Tableau 3 Bis), vers 1000 ans BP en Espagne et au Portugal (Rodriguez-Ramirez *et al*, 1996; Dias *et al*, 2000), (Tableau 3, Tableau 3 Bis) au cours de l'Optimum Climatique Médiéval au Portugal (Dias *et al*, 2000) (Tableau 3) et enfin vers 300 ans BP en Espagne (Pendon *et al*, 1998) (Tableau 3).

Les informations climatiques marquent, en Espagne, une période plus chaude entre 1700 et 1600 ans BP (Goy *et al*, 1998) (Tableau 3 Bis).

Depuis 2000 ans se développent, au Portugal (Psuty *et al*, 2000) et en Espagne (Goy *et al*, 1998) des systèmes dunaires côtiers attestant d'un climat sec en Méditerranée (Tableau 3, Tableau 3 Bis).

La synthèse des informations paléo-environnementales est difficile à réaliser sur les derniers 2000 ans du fait de la contradiction de nombreux résultats. Plusieurs oscillations du niveau marin relatif sont mises en évidence. Les rares données climatiques dont nous disposons montrent une période sèche en Espagne, avec des températures élevées entre 1700 et 1600 ans BP.

4.2. Zones continentales

4.2.1. Zones continentales de plaine

En zone non méditerranéenne (Tableau 4) :

En Suède, le niveau du lac Ljustjärnen réaugmente à partir de 500 ans BP semblant marquer, à cette période, des tendances climatiques plus humides (Almquist-Jacobson, 1995).

En Finlande, les données forestières mettent en évidence une diminution des températures vers 1400 ans BP (Eronen *et al*, 1999).

En zones fluviales françaises, des phases de réinvasions des eaux marines sont mises en évidence au cours du Subatlantique sur le site de Verrières (Krier *et al*, 1991), ce qui semble indiquer des épisodes de tendances positives du niveaux des eaux au cours de cette période.

En zone méditerranéenne (Tableau 4) :

Au sud de la France, les données climatiques montrent des conditions globalement plus sèches et plus chaudes pour cette période (Terral et Mengual, 1999).

Un épisode d'aridification du climat est mis en évidence par Jalut, en Espagne, entre 1300 et 1000 ans BP (Jalut *et al*, 2000).

En conclusion, entre 2000 ans BP et l'actuel, les enregistrements dans les zones continentales de plaine témoignent de conditions froides (vers 1400 ans BP) et humides (à partir de 500 ans BP) en domaine non méditerranéen. En domaine méditerranéen, les conditions apparaissent globalement chaudes et sèches (entre 1300 et 1000 ans BP).

4.2.2. Zones continentales d'altitude

En zone non méditerranéenne (Tableau 5) :

Les données climatiques de Norvège montrent une baisse des températures, comme en témoignent des avancées des glaciers entre 1600 et 1100 ans BP et pendant le Petit Age Glaciaire (Matthews *et al*, 2000). De plus, l'augmentation des debris flows pendant le Petit Age Glaciaire marque une tendance à l'accroissement de l'humidité (Matthews *et al*, 1997).

En France, l'avancée des glaciers et le haut niveau des lacs vers 500 ans BP sont l'indice de températures froides et d'un taux d'humidité relativement important (Magny, 1994).

L'humidité apparaît également en partie responsable de nouveaux glissements de terrain dans la vallée de la Magdalena, en Espagne, entre 500 et 300 ans BP (Dies *et al*, 1996).

En zone méditerranéenne (Tableau 5) :

En France, le haut niveau du lac de Saint Léger, au cours des derniers 2000 ans, indique une tendance à l'humidité climatique (Digerfeldt *et al*, 1997).

Les forts taux d'accumulations sédimentaires dans le Nord-Ouest de l'Espagne, à partir de 500 ans BP, montrent une tendance à la sécheresse (Guiterez-Elorza *et al*, 1998).

En conclusion, entre 2000 ans BP et l'actuel, les enregistrements dans les zones continentales d'altitude témoignent de conditions humides (500-300 ans BP et PAG) ainsi que d'une oscillation entre des conditions froides (1600-800 ans BP et PAG) et chaudes (Ep. Médiévale) en domaine non méditerranéen. En domaine méditerranéen, les conditions apparaissent sèches à partir de 500 ans BP.

B. CONCLUSIONS : ESSAIS DE SYNTHÈSE EUROPÉENNE SUR L'ÉVOLUTION CLIMATIQUE ET LA MOBILITÉ DES RIVAGES

Nous allons synthétiser les résultats des analyses paléo-environnementales européennes en présentant les évolutions du climat puis du niveau marin en Europe au cours de l'Holocène.

Entre 9000 et 2000 ans BP, les informations restent très globales, correspondant à une large période de temps, et, à partir de 2000 ans BP, elles deviennent plus ponctuelles et très variables dans le temps.

1. ÉVOLUTION CLIMATIQUE EN EUROPE DE L'OUEST À L'HOLOCÈNE

Nous présenterons de façon chronologique les données obtenues en domaine côtier puis continental. Les résultats ont été regroupés dans un tableau synthétique (Figure 10).

Entre 9000 et 6000 ans BP, les conditions climatiques en Europe de l'Ouest montrent un réchauffement atmosphérique progressif avec une tendance globalement chaude et humide en domaine côtier (Tableau 2, Tableau 2 Bis, Tableau 3 Bis) comme en domaine continental de plaine (Tableau 4). Les côtes méditerranéennes montrent une augmentation de l'humidité (Tableau 3 Bis).

Pour les milieux continentaux non méditerranéens d'altitude, les témoins climatiques mettent en évidence un important taux d'humidité ainsi qu'une oscillation des températures atmosphériques entre des épisodes froids et chauds (Tableau 5). En zone méditerranéenne, des tendances à la sécheresse et à l'aridité sont également enregistrées en plaine (Tableau 4) et en altitude (Tableau 5).

Entre 6000 et 3000 ans BP, une tendance locale à la sécheresse est mise en évidence le long des côtes écossaises (Tableau 2). Ces données climatiques apparaissent synchrones avec des mouvements dunaire (Tableau 1, Tableau 1 Bis, Tableau 2, Tableau 3). La sécheresse se manifeste également en domaine côtier méditerranéen (Tableau 3 Bis).

En zone continentale non méditerranéenne de plaine, la tendance est plutôt au refroidissement des températures et à l'intensification de l'humidité (Tableau 4). En domaine méditerranéen, les témoins mettent en évidence des tendances à l'humidité en France et à la sécheresse en Espagne à partir de 4000 ans BP (Tableau 4). En zone continentale non méditerranéenne d'altitude, les données de températures sont variables (Tableau 5). On observe cependant une tendance générale à la sécheresse (Tableau 5). La zone méditerranéenne connaît une intensification de l'humidité accompagnée de pluies torrentielles (Tableau 5).

Entre 3000 et 2000 ans BP, une augmentation importante de l'humidité apparaît dans un grand nombre de sites d'études à travers l'Europe du Nord-Ouest, en domaine côtier non méditerranéen (Tableau 1, Tableau 2, Tableau 2 Bis) comme en domaine continental de plaine (Tableau 4). Par opposition, en domaine méditerranéen côtier, la période 3000/2000 ans BP apparaît plutôt comme un épisode de sécheresse (Tableau 3 Bis) de progradation côtière et de développement dunaire (Tableau 3).

Quelques rares témoins montrent une tendance à l'accroissement de l'humidité en domaine continental non méditerranéen d'altitude (Tableau 5). Concernant les données de températures, des témoins continentaux non méditerranéens font apparaître des conditions climatiques globalement plus froides en plaines comme en altitude (Tableau 4, Tableau 5). Les domaines méditerranéens de plaine sont globalement plus chauds et plus humides (Tableau 4) et ceux d'altitude, plus secs (Tableau 5).

Entre 2000 et 0 ans BP, en domaine côtier, des épisodes de sécheresse sont mis en évidence en relation avec des déplacements dunaire surtout entre 1500 et 600 ans BP et pendant le Petit Age Glaciaire (Tableau 1, Tableau 2, Tableau 3, Tableau 3 Bis). En domaine méditerranéen côtier, les conditions climatiques sont plus chaudes entre 1700 et 1600 ans BP (Tableau 3 Bis).

En domaine continental de plaine, les températures sont plus froides vers 1400 ans BP et plus humides à partir de 500 ans BP (Tableau 4). Les données continentales méditerranéennes montrent une aridification du climat entre 1300 et 1000 ans BP (Tableau 4). En domaine continental non méditerranéen d'altitude, les témoins climatiques mettent en évidence un refroidissement entre 1600 et 800 ans BP et pendant le Petit Age Glaciaire ainsi qu'un réchauffement pendant l'Epoque Médiévale (Tableau 5). Des épisodes humides apparaissent au cours de la période 2000/0 BP (Tableau 5). En domaine méditerranéen d'altitude, le climat apparaît plus humide avec des conditions de sécheresse à partir de 500 ans BP soit au cours du Petit Age Glaciaire (Tableau 5).

		9000-6000 ans BP	6000-3000 ans BP	3000-2000 ans BP	2000-0 ans BP
Domaine côtier de l'Angleterre au Portugal	Zone non méditer.	Chaleur	?	?	?
		Humidité	Sécheresse	Humidité	Sécheresse (1500/1300,800-600 BP et PAG) et Humidité (vers 1000 BP)
	Zone méditer.	?	?	?	Chaleur (1700-1600 BP)
		Humidité	Sécheresse	Sécheresse	Sécheresse (à partir de 1600 BP)

Domaine continental de la Suède à l'Espagne	Plaine	Zone non méditer.	Chaleur	Froid	Oscillation chaud/froid	Froid (1400 ans BP)
			Humidité	Humidité	humidité	Humidité (à partir de 500 ans BP)
		Zone méditer.	Chaleur	Chaleur	Chaleur	Chaleur
			Sécheresse	Humidité et Sécheresse (à partir de 4000 ans BP)	Humidité et Sécheresse (2600-1900 ans BP)	Sécheresse (1300-1000 ans BP)
	Altitude	Zone non méditer.	Oscillation chaud/froid	Oscillation chaud/froid	Froid	Froid (1600-800 ans BP et PAG) et Chaleur (Ep. Médiévale)
			humidité	Sécheresse	Humidité ?	Humidité (500-300 ans BP et pendant le PAG)
		Zone méditer.	?	?	?	?
			Sécheresse (vers 7500 ans BP)	Humidité (4500-4000 ans BP)	Sécheresse (3300-2500 ans BP)	Sécheresse (à partir de 500 ans BP)

Figure 10 : Tableau synthétique de l'évolution climatique en Europe de l'Ouest à l'Holocène.

2. VARIATION DE LA POSITION DE LA LIGNE DE RIVAGE EN EUROPE DE L'OUEST A L'HOLOCENE

Nous présenterons de façon chronologique les données obtenues en domaine côtier des mers du Nord, Baltique et de l'océan atlantique, puis de la Méditerranée. Les résultats ont été regroupés dans un tableau synthétique (Figure 11).

Entre 9000 et 6000 ans BP : la remontée du niveau marin est enregistrée dans la majorité des sites côtiers (Tableau 1, Tableau 1 Bis, Tableau 2). Les données continentales de plaine mettent également en évidence cette tendance transgressive du niveau marin par l'étude sédimentaire des lits fluviaux (Tableau 4).

Une période transgressive est également mise en évidence sur les côtes méditerranéennes (Tableau 3, Tableau 3 Bis). Cet épisode correspond à la fin de la déglaciation post-Würmienne, qui, entraîne l'élévation du niveau marin.

Entre 6000 et 3000 ans BP : la remontée du niveau marin relatif se ralentit à partir de 6000 ans BP. Des zones de tourbières se développent sur l'ensemble des sites côtiers témoignant d'une tendance au retrait des eaux marines dans de nombreux sites côtiers (Tableau 1, Tableau 1 Bis, Tableau 2, Tableau 2 Bis). Cet épisode globalement régressif est parfois entrecoupé d'oscillations positives (Tableau 1). Une tendance globalement régressive entrecoupée d'oscillations positives apparaît en domaine continental dans l'étude des dépôts fluviaux (Tableau 4).

La tendance négative n'est pas clairement observable dans les enregistrements côtiers en domaine méditerranéen (Tableau 3). Elle est beaucoup plus nuancée, apparaissant dans certaines zones, comme une alternance entre tendances positives et négatives du niveau marin relatif (Rodriguez-Ramirez *et al*, 1996, Goy *et al*, 1996) (Tableau 3 Bis). Cependant, ces oscillations apparentes du niveau marin peuvent être attribuées à la tectonique considérée comme non négligeable en domaine méditerranéen au cours de l'Holocène (Pirazzoli, 1991; Morhange *et al*, 1999).

Entre 3000 et 2000 ans BP : une tendance globalement transgressive est mise en évidence dans l'ensemble des sites côtiers (Tableau 1, Tableau 1 Bis, Tableau 2) se manifestant par des réinvasions marines dans les marais, des réhaussements des nappes phréatiques. Cette tendance est interprétée différemment selon les auteurs, les uns l'attribuant à des tempêtes (Tableau 1 Bis, Tableau 2), les autres à une augmentation des précipitations atmosphériques (Tableau 1, Tableau 2 Bis).

En domaine méditerranéen, cette tendance positive n'apparaît pas clairement, les témoins sédimentaires montreraient même plutôt une tendance à la stagnation ou à la régression du niveau marin relatif (Tableau 3, Tableau 3 Bis).

Entre 2000 et 0 ans BP : de façon générale, la tendance est à la remontée du niveau marin relatif. De hauts niveaux sont observables, en domaine côtier, vers 1750 ans BP vers 1400 ans BP (Tableau 1, Tableau 3 Bis). La croissance des systèmes dunaires sur la côte vers 1500 ans BP et pendant le Petit Age Glaciaire (témoigneraient de bas niveaux marins relatif durant ces périodes (Tableau 2).

En domaine méditerranéen, les informations semblent parfois contradictoires. Rappelons que cette zone est sous influence de mouvements tectoniques pouvant perturber les enregistrements sédimentaires et fausser l'interprétation des données (Morhange *et al*, 1999). Des tendances négatives relatives sont mises en évidence globalement vers 1000/1200 ans BP et pendant le Petit Age Glaciaire (Tableau 3, Tableau 3 Bis). Des tendances positives relatives sont marquées dans d'autres zones au cours de l'époque Médiévale (Tableau 3, Tableau 3 Bis).

		9000-6000 ans BP	6000-3000 ans BP	3000-2000 ans BP	2000-0 ans BP
Domaine côtier de l'Angleterre au Portugal	Zone atlantique, baltique et nordique	Tendance positive du niveau marin	Tendance globalement nulle (stagnation) ou négative (régression) Mais entrecoupée oscillations positives	Tendance positive du niveau marin	Tendance globalement positive Avec oscillations négatives vers 1500 ans BP et au PAG
	Zone méditerranéenne	Tendance positive du niveau marin	Oscillations entre tendances positives et négatives du niveau marin	Tendance au ralentissement de la remontée du niveau marin (ou stagnation ou régression)	Tendances négatives vers 1200/1000, 500 ans BP et au PAG Tendances positives pendant l'Ep. Médiév. (vers 1000 ans BP)

Figure 11 : Tableau synthétique de l'évolution du niveau marin relatif en Europe de l'Ouest à l'Holocène.

3. COMMENTAIRES

La réalisation d'une synthèse bibliographique de l'ensemble des données paléo-environnementales à l'échelle de l'Europe s'est avérée extrêmement difficile de part la diversité des témoins paléo-environnementaux utilisés et des approches scientifiques mises en œuvre dans chaque étude.

Par conséquent, il est important de souligner les limites d'interprétation des tableaux et les imprécisions des corrélations établies dans les synthèses réalisées. Les tableaux peuvent donc apparaître critiquables mais ils ont l'avantage d'établir un état des connaissances sur l'évolution holocène des paléo-environnements européens. Dans chacune des grandes unités définies (zones côtières sous influence de l'Océan Atlantique, des mers du Nord et Baltique, de la Méditerranée, zones continentales de plaine et d'altitude), la compilation des données nous permet d'avoir, à partir des informations dont nous disposons, une vision globale de l'évolution des paléo-environnements européens depuis 10 000 ans.

Concernant les zones côtières non méditerranéennes, cette synthèse nous a permis de mettre en évidence une évolution relativement cohérente au cours de l'Holocène de la Norvège à la côte cantabrique espagnole. En domaine méditerranéen, les mouvements tectoniques, non négligeables au cours de l'Holocène (Pirazzoli, 1991, Morhange *et al.*, 1999), compliquent l'interprétation des témoins, et rendent assez délicate toute reconstitution de l'évolution holocène de cette zone. Nous avons cependant pu remarquer que les zones côtières méditerranéennes avaient eu une évolution parfois très différente de celles de la façade atlantique, ce qui témoigne de l'existence de deux systèmes climatiques différents entre le Nord-Ouest et le Sud de l'Europe (Portugal, Sud de l'Espagne et de la France). Les données

des zones continentales de plaine et d'altitude sont difficiles à interpréter et sont souvent contradictoires.

Ce travail de synthèse montre également la difficulté d'extraire les signaux globaux et locaux des enregistrements sédimentaires.

Tous les résultats pris en compte dans les tableaux de synthèse sont, avant tout, issus d'études locales. Pour réaliser une comparaison "scientifiquement fiable" de données paléo-environnementales entre elles, il serait nécessaire que les témoins et les techniques d'analyses utilisées soient uniformes, ce qui est difficilement réalisable. C'est dans ce cas seulement qu'il apparaîtrait possible de proposer une interprétation réaliste et fiable de l'évolution globale des paléo-environnements holocènes. Cependant, nous avons constaté que les études des paléo-environnements européens sont loin de répondre à ces critères d'uniformisation des témoins et des méthodes d'analyses. Si la diversité des témoins peut constituer une "banque de données" précieuse sur l'Holocène, elle n'en est pas moins source de complexité dans la compréhension des mécanismes locaux et globaux agissant en Europe depuis 10 000 ans. Par conséquent, il serait intéressant de mener, en collaboration avec des scientifiques européens, des études paléo-environnementales à partir de témoins et de techniques d'analyses similaires. Nous aurons l'occasion de revenir sur ce point en abordant les perspectives de ce travail.

PARTIE II :
CHANGEMENTS CÔTIERS
HOLOCENES EN ZONE AQUITAINE
ET SAINTONGEASE

**CHAPITRE I :
CADRE GENERAL DE L'ETUDE
ET METHODOLOGIE**

Après une présentation rapide des sites-atelier que nous avons étudiés en zone aquitaine et saintongeaise, nous parlerons des différentes techniques d'analyses mises en œuvre.

A. LA ZONE D'ETUDE

Dans le cadre de ce travail sur les changements côtiers à l'Holocène, trois zones-ateliers ont été choisies en Aquitaine et en Saintonge en fonction de leur proximité avec la côte et de la quantité et de la qualité des témoins paléo-environnementaux et archéologiques susceptibles d'y être retrouvés et étudiés (Figure 12). Chacun de ces sites est caractéristique d'environnements morpho-géologiques et hydro-sédimentologiques variés appartenant au Nord du bassin sédimentaire aquitain. Certains d'entre eux possèdent des enregistrements sédimentaires naturels ou plus ou moins perturbés par l'action anthropique ainsi que des témoins archéologiques en relation avec la position du rivage et/ou du niveau marin.

Nos études se sont portées sur :

- **Le marais littoral de "La Perroche"**, situé sur la côte sud-ouest de Ile d'Oléron (Figure 12). De par sa position géographique, ce site-atelier nous a permis d'étudier l'évolution holocène d'un marais côtier hors de toute influence fluviale, en particulier de celle de l'Estuaire de la Gironde. Le choix de ce marais a également été motivé par sa proximité avec un site archéologique du Néolithique final (Laporte, 1998 b).

- **Les marais de l'Estuaire de la Gironde** qui témoignent de l'évolution holocène du plus grand estuaire européen. L'intérêt de cette zone d'étude était de pouvoir étudier les grandes étapes du remplissage de vallées latérales estuariennes en fonction des apports sédimentaires et des variations eustatiques et climatiques au cours de l'Holocène. Plusieurs études, sur le colmatage et l'occupation humaine des marais des rives droite et gauche de l'estuaire (Figure 12), ont été synthétisées et également complétées par de nouveaux travaux sur les marais et les affleurements littoraux du Nord Médoc.

- **Les niveaux éoliens et les systèmes dunaires littoraux aquitains** nous permettant de reconstituer les périodes de mobilité et de stabilité des dunes au cours de l'Holocène en relation avec le climat (Figure 12).

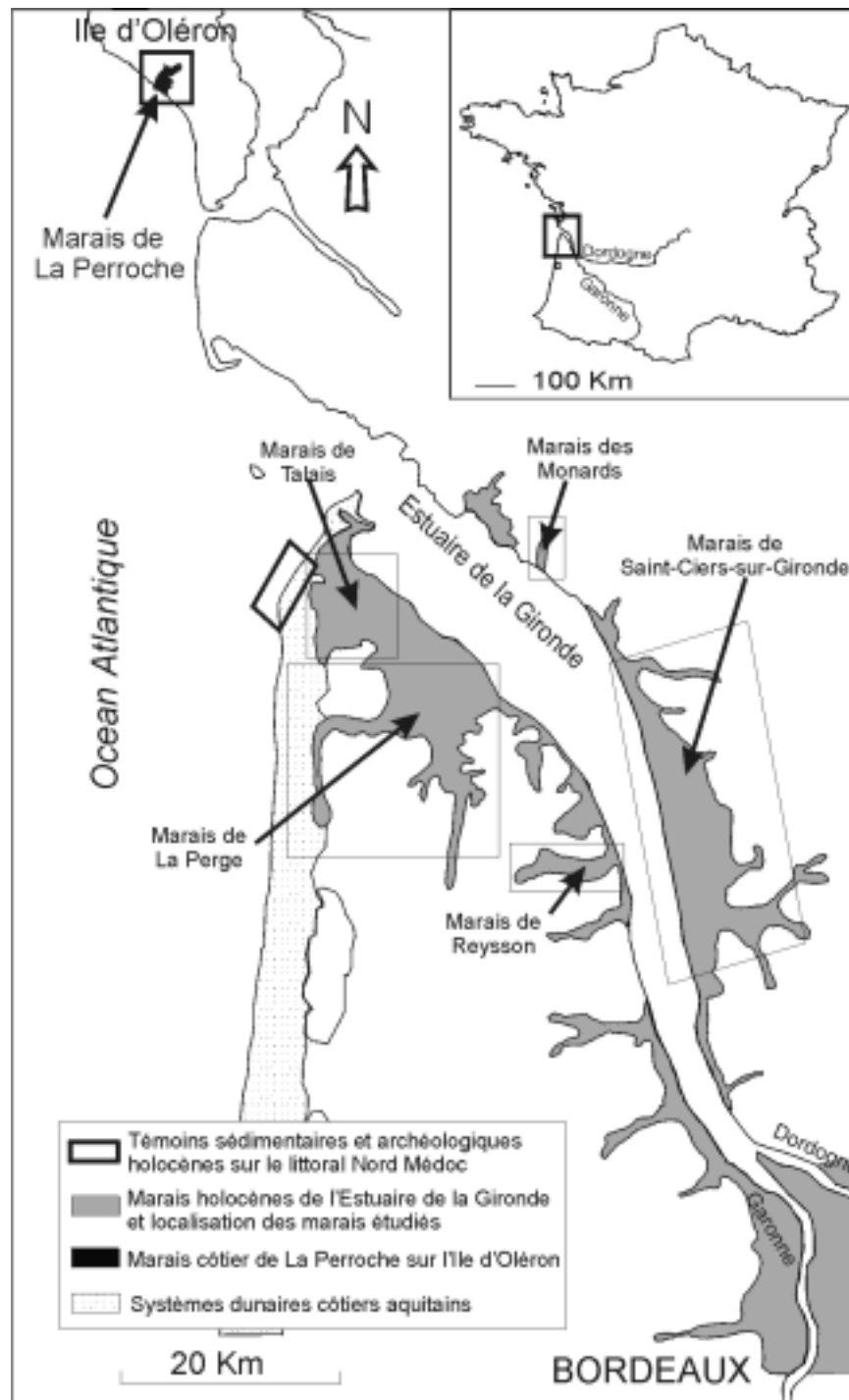


Figure 12 : Carte générale de localisation des sites-ateliers.

B. METHODOLOGIE

L'étude des paléo-environnements et des changements côtiers, qui se sont succédés au cours des 10 000 dernières années, nécessite une approche pluridisciplinaire. De nombreuses techniques d'investigation ont été utilisées permettant l'échantillonnage et l'étude des

enregistrements sédimentaires, l'excavation et l'investigation des sites archéologiques ainsi que la datation de l'ensemble de ces témoins.

Nous allons présenter successivement les différentes techniques que nous avons utilisées au cours de nos investigations en spécifiant les collaborateurs et laboratoires avec lesquels nous avons travaillé.

1. ANALYSES GEOPHYSIQUES

Une étude géophysique du marais de La Perroche a été réalisée dans le but de connaître la morphologie du substratum et la géométrie du remplissage quaternaire. Les mesures, auxquelles nous avons participé, ont été effectuées par M.M. Frappa et Duprat du C.D.G.A (Université Bordeaux I).

Deux méthodes électriques et électromagnétiques ont été utilisées pour décrire le sous-sol. Elles utilisent les variations de résistivité électrique (ρ) ou de conductivité ($\sigma=1/\rho$). La résistivité des couches géologiques varie principalement par leur teneur en eau et en argiles. L'une comme l'autre, entraînent une baisse des résistivités dans les sols.

1.1. Mesures des Pseudo-Sections de résistivité

La mesure des Pseudo-sections de résistivité permet d'obtenir une image de la morphologie du substrat et des formations superficielles. On réalise une cartographie de la résistivité apparente, mesurée dans un plan vertical passant par une ligne de profil choisie. Sur ce profil ou transect, les électrodes, plantées dans le sol, servent successivement de source de courant ou de point de mesure. L'interprétation des résultats fait appel à des méthodes inverses par le calcul de résistivités vraies en fonction de la profondeur (Nabighian, 1987).

La présentation des résultats se fait sous forme d'une cartographie du sous-sol qui met en évidence les couches de différentes résistivités témoignant d'une variation dans la nature des formations sédimentaires. Les valeurs de résistivité sont présentées à l'aide d'une échelle de couleur. De façon générale, les couches de très faibles résistivités sont attribuées à des tourbes. A l'opposé, le substrat calcaire va présenter de fortes valeurs. Entre ces extrêmes, des valeurs moyennes de résistivité permettent de mettre en évidence la présence d'argiles ou de sables.

1.2. Sondages TDEM (Time Domain Electromagnetism)

Cette méthode utilise l'induction pour créer un champ électrique dans le sol. Les mesures consistent en un relevé des conductivités à des profondeurs croissantes, atteintes par diffusion du champ en fonction du temps. Comme pour la méthode précédente, les mesures sont réalisées grâce à des électrodes plantées dans le sol.

La présentation des résultats se fait sous forme de graphiques représentant les variations de conductivité des sols en fonction de la profondeur. Une échelle de couleur témoigne des valeurs de conductivité. Cette méthode permet, en complément de la précédente, d'identifier les différentes unités sédimentaires en présence.

2. ETUDES SEDIMENTOLOGIQUES

2.1. Prélèvements

Chaque prélèvement ou carottage que nous avons effectué a fait l'objet d'un nivellement à l'aide d'un DGPS (Differential Global Positioning System) cinématique bifréquence dont la précision en latitude et en longitude est de l'ordre du millimètre, et en altitude, de l'ordre du centimètre.

2.1.1. Prélèvements ponctuels de terrain

Nous avons réalisé de nombreux prélèvements ponctuels lors de campagnes de terrain en Aquitaine (littoral atlantique, marais estuariens) et en Saintonge (marais côtier oléronnais). Les échantillons de sédiments, bois ou coquilles sont généralement décrits et nivelés avec précision avant d'être prélevés pour analyses.

2.1.2. Carottages

Le carottage permet d'étudier la succession des sédiments sur plusieurs mètres d'épaisseur et de reconstituer l'histoire des paléo-environnements. Nous avons utilisé le carottier à vibration et à percussion dont dispose le D.G.O. (de Resseguier, 1983; Barusseau *et al*, 1996), et qui est employé dans le prélèvement de sédiments meubles.

Ce dispositif nous a permis d'effectuer la totalité des carottages dans les marais côtiers (La Perroche) et estuariens (Estuaire de la Gironde).

2.2. Analyse non destructive des carottes : Radioscopie RX

La radioscopie, basée sur l'absorption du rayonnement X, est une technique très utilisée en sédimentologie car elle permet une analyse non destructive des carottes (Hamblin, 1962; Klingebiel *et al*, 1967). En soulignant les faibles variations de densités, la radioscopie RX permet une observation détaillée des structures primaires d'origine dynamique (fabrique) ou secondaires (diagénétiques, biologiques) (Bouma, 1964, 1969).

Le D.G.O de l'Université Bordeaux I possède un appareillage radioscopique permettant la saisie et le traitement des images numérisées. Cette chaîne d'acquisition est constituée d'un

ensemble radioscopie/radiographie portant le nom de SCOPIX (Clavé, 1998, Migeon *et al*, 1999) (Cf. site internet [http : www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm#tech](http://www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm#tech)).

Toutes les carottes que nous avons réalisées ont été systématiquement radiographiées avant ouverture au D.G.O afin d'observer la nature (tourbes, argiles, sables, graviers, galets) et les structures internes des dépôts.

2.3. Analyses destructives : Ouverture, description, photographies et échantillonnage

L'étude des sédiments carottés se poursuit par l'ouverture des gaines de carottages ainsi que la photographie, la description et l'échantillonnage des sédiments.

Les gaines de carottage, en pvc ou en aluminium, sont ouvertes sur toute leur longueur grâce au banc d'ouverture du D.G.O. (Cf. site internet [http : www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm#tech](http://www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm#tech)) afin d'obtenir deux demi cylindres.

L'un des deux demi cylindres est destiné à la description et à la photographie à l'aide d'un banc photographique (Cf. site internet [http : www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm#tech](http://www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm#tech)). Pour cela, un surfaçage du sédiment est effectué de façon à dégager les caractéristiques des différents faciès et en particulier à faire apparaître les différentes couleurs originelles. La description prend en compte la nature, la couleur du matériel ainsi que la présence de structures et d'éléments divers (racines, charbons, coquilles,...). La couleur est précisément définie grâce à la charte internationale de couleur "Munsell soil color charts". Ce même demi-cylindre est ensuite utilisé pour l'échantillonnage des dépôts. Les carottes dont nous disposons ont été échantillonnées tous les 2.5, 5 ou 10 centimètres. Le matériel est recueilli dans des sachets en plastique et conditionné en vue de différentes études (granulométriques, palynologiques, micropaléontologiques).

La seconde demi-carotte peut faire l'objet d'une nouvelle séance de radiographie sous sa forme demi cylindrique ou sous forme de plaquettes d'épaisseur constante prélevées en surface du demi-cylindre. Elle est ensuite archivée et peut éventuellement être échantillonnée.

2.4. Analyses lithologiques :

De façon générale, les échantillons que nous avons prélevés le long des carottes ont fait l'objet d'analyses de teneur en eau et en carbonates au DGO.

2.4.1. Teneur en eau

La mesure de la teneur en eau apporte des indications essentiellement sur les propriétés géophysiques des couches sédimentaires en présence.

Les échantillons sont pesés avant et après avoir séjourné 48 heures dans une étuve à environ 60°C. La différence de poids permet de connaître, tenant compte des erreurs dues aux pertes en eau entre le moment du carottage et celui des mesures, sa teneur en eau initiale. La teneur en eau est exprimée par rapport au poids de sédiment sec :

$$[(\text{Poids sédiment humide} - \text{poids sédiment sec}) / \text{poids sédiment sec}] * 100$$

2.4.2. Teneur en carbonates (CaCO₃)

La méthode de la calcimétrie consiste à déterminer le taux de carbonate contenu dans les échantillons. Ce type d'information est utile dans la reconstitution des environnements de dépôts (environnements favorables ou non à la précipitation des carbonates, environnement permettant ou non la vie des organismes,...). Les mesures dans les échantillons ont été réalisées à l'aide du calcimètre Bernard (Cf. site internet [http : www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm#tech](http://www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm#tech)).

2.5. Analyses granulométriques :

Les analyses granulométriques ont pour objectifs de mesurer la taille des particules élémentaires composant le dépôt (sables, silts,...) et de définir la fréquence statistique des différentes tailles de grains dans le sédiment. Elles nous permettent de préciser les conditions dynamiques du dépôt et l'environnement dans lequel la sédimentation a eu lieu. Elles permettent également une définition quantitative de la texture des sols.

La méthode de l'analyse granulométrique dépend de la nature des grains et de leur taille. La technique de tamisage est souvent utilisée pour les sables et celle de la micro-granulométrie laser pour les silts et les argiles.

Au DGO, tous les échantillons prélevés le long des carottes ont été soumis à des analyses granulométriques.

Pour les sables et les graviers :

Le tamisage des sédiments moyens à grossiers a été réalisé à l'aide de tamis normalisés "AFNOR NFX 11 504" dont les tailles de mailles sont 5.00, 3.15, 2.00, 1.25, 0.800, 0.630, 0.500, 0.400, 0.315, 0.250, 0.200, 0.160, 0.125, 0.100 et 0.063 mm. Le tamisage se fait par empilement des tamis sur un dispositif vibrant (Cf. site internet [http : www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm#tech](http://www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm#tech)). Le calculs des différents paramètres granulométriques est réalisé par un logiciel adapté.

Pour les fines (silts et argiles) :

La granulométrie des fines est effectuée par diffractométrie laser au moyen d'un appareil "Malvern 2600 E" (Cf. site internet [http : www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm#tech](http://www.epoc.u-bordeaux.fr/fr/eqsedimento.htm#tech)). Les particules sont d'abord diluées dans l'eau puis mises en circulation avec une pompe dans des cellules de mesures.

L'analyse automatique des figures de diffraction du faisceau incident par les particules en suspension permet à l'ordinateur associé d'exprimer les résultats, sous la forme de pourcentage de refus de tamis. Ces données sont traitées de façon à extraire les paramètres sédimentologiques classiques tels que la moyenne, le classement, et à évaluer le pourcentage des fractions granulométriques des échantillons.

3. ANALYSES MICROPALÉONTOLOGIQUES

La préparation et l'étude des microfaunes fossiles ont été réalisées au DGO.

3.1. Préparation des échantillons

Les échantillons de sédiments destinés à des analyses micropaléontologiques ont été préalablement lavés, triés, déterminés et comptés.

Lavage, tri et Observation :

Le lavage est utilisé pour extraire les microfossiles des sédiments meubles (Pujos, 1976). Le sédiment désagrégé est tamisé sous l'eau sur une série de trois tamis (420, 250 et 63 µm) puis séchés. Les microfossiles sont triés dans les refus séchés, prélevés à l'aide d'un pinceau fin et placés dans des cellules pour identification (Pujos, 1976).

Détermination et comptage :

La détermination s'effectue en comparant les individus à ceux décrits dans des ouvrages de référence. Les individus de chaque espèce sont comptés afin d'établir des fréquences, des pourcentages et des courbes qui, en considérant la signification paléo-écologique de chacune d'entre elles, permettront une interprétation paléo-environnementale.

3.2. Microfossiles étudiés

L'étude des microfossiles a pour but de connaître les environnements successifs qui ont régnés au cours de la sédimentation en terme d'hydrologie et de communication avec le milieu marin (interface eaux douces ou salées).

Les organismes que nous avons étudiés au DGO sont essentiellement des Ostracodes (marais de La Perroche) et des Foraminifères (marais de La Perroche, des Monards). Les

Charophytes ont parfois été observés, comme lors de l'étude sur le marais de La Perroche mais ils n'ont pas fait l'objet d'analyses détaillées.

3.2.1. Ostracodes

Les Ostracodes sont des Crustacés de petite taille (entre 0.5 et 2 mm) appartenant à l'embranchement des Arthropodes. Les premiers ostracodes apparaissent dès le début du Cambrien. La plupart des faunes actuelles sont héritées de celles du Crétacé Supérieur.

Morphologie et écologie :

Ils se composent d'un corps sans segmentation apparente, à tête et thorax mal délimité, contenu, ainsi que les appendices, dans une carapace bivalve constituée de calcite magnésienne. A la mort de l'animal, seule la carapace se fossilise, valves réunies ou séparées.

La systématique des ostracodes fossiles est basée principalement sur les caractéristiques morphologiques de la carapace. La surface des valves peut être lisse, ponctuée ou ornée d'un réseau de côtes, de tubercules, d'épines ainsi que de lobes et de sillons.

Les ostracodes peuplent tous les milieux aquatiques : océan, zones marines littorales, estuaires, lagunes, eaux continentales, voire les sols humides des forêts. La plupart des ostracodes fossilisables sont benthiques. Quelques uns sont planctoniques de haute mer.

De façon générale, leur répartition se fait en fonction de la salinité, de la température, de la profondeur et du substrat (Whatley, 1988).

Concernant nos domaines d'étude, essentiellement des milieux saumâtres à dulçaquicoles, les ostracodes sont majoritairement eurythermes, c'est-à-dire peu influencés par les variations de températures si ce n'est au niveau des rythmes biologiques. La nature du substrat ainsi que les conditions hydro-dynamiques constituent également deux facteurs dominants dans leur répartition. Les ostracodes vivent de préférence dans les eaux peu agitées sur des fonds vaseux ou finement sableux riches en matière organique. Leur répartition est influencée par les apports d'eaux continentales, les marées, les houles et les tempêtes (Carbonel, 1988).

Etude des Ostracodes :

Nous avons examiné à la fois les données quantitatives (quantité, diversité des ostracodes) et qualitatives (types d'associations). L'ensemble de ces données permet, selon les critères préalablement établis (Yassini, 1969; Carbonel, 1980) de connaître les variations de la salinité, les types d'eaux, la richesse trophique du milieu et son degré d'énergie.

L'analyse des faunes d'ostracodes a été réalisée sous la direction de Pierre Carbonel lors de l'étude paléo-environnementale du marais de La Perroche sur l'île d'Oléron (Clavé *et al*, 2001). Au cours de cette étude, les paramètres suivants sont établis, analysés et comparés :

→ La densité faunique (ou le nombre total d'ostracodes par unité de poids de sédiment brut) : elle renseigne sur la richesse trophique du milieu, la bonne ventilation à l'interface et le faible niveau d'énergie,

→ Le nombre des espèces : ce paramètre témoigne de la stabilité chimique de l'eau,

→ Les associations d'ostracodes : elles caractérisent les milieux marin s. l (EM), côtier (PC), saumâtre (ES) et dulçaquicole (ED).

3.2.2. Foraminifères

Morphologie et écologie :

Les Foraminifères sont des micro-organismes unicellulaires marins appartenant à l'embranchement des Rhizopodes. Leur taille est comprise entre 10 et 600 µm, certains pouvant atteindre plusieurs centimètres. Ils sont apparus à l'Ordovicien.

Ils se composent d'un squelette ou test chitineux, arénacé ou calcaire, formé par la succession de loges communiquant entre elles par des foramens. Les tests jouent un rôle important dans la protection de l'animal et dans les échanges gazeux. Ils peuvent être ornementés, lisses, ou recouverts de stries, de côtes, de tubercules, d'épines.

De nombreux foraminifères ont un mode de vie benthique et sont, soit libres et mobiles, soit fixés sur un support (rochers, coquilles, algues). Une quarantaine d'espèces est planctonique, vivant entre 6 à 30 mètres de profondeur dans la colonne d'eau. La plupart sont marins et sténohalins.

De façon générale, leur répartition est influencée par la salinité, la profondeur et la luminosité, la température, la nourriture et l'oxygène, ainsi que le substrat et la végétation (Pujos, 1976).

Etude des Foraminifères :

L'analyse des faunes de Foraminifères a été effectuée au DGO sur les échantillons du marais des Monards à Barzan (rive droite de l'estuaire de la Gironde). Au cours de cette étude, les foraminifères, essentiellement benthiques, ont été regroupés en associations selon des critères préalablement établis (Phleger, 1954, 1966; Lankford, 1959; Pujos, 1976) permettant de définir plusieurs biofaciès caractéristiques d'environnements marins à saumâtres (Massé *et al*, in press c).

4. ANALYSES PALYNOLOGIQUES

Des analyses palynologiques ont été réalisées sur les carottes du marais de La Perge (rive gauche de l'estuaire de la Gironde) par Marie-Françoise Diot, palynologue à Périgueux (laboratoire "Milieux, Techniques et Cultures Préhistoriques", UMR CNRS 9933).

4.1. Principe de palynologie

Les spores et les pollens se conservent parfaitement dans les sédiments des marais, des tourbières et des lacs (Magny, 1995). L'étude des pollens et des spores dans les environnements marins (Bernard and Pons, 1985), estuariens (Turon, 1984) ou lagunaires (Marambat, 1992) montrent qu'ils sont principalement influencés par des facteurs locaux et régionaux.

La végétation apparaît intimement liée aux climats. Ainsi, pendant les phases glaciaires, les espèces caractéristiques des steppes froides dominent tandis que, pendant les interglaciaires, la forêt et les espèces thermophiles conquièrent les espaces abandonnés antérieurement (Cf. Partie I, Chapitre I, B, 4).

4.2. Méthode de préparation et présentation des résultats

Les échantillons sont préparés grâce à une méthode physico-chimique basée sur l'utilisation de la solution de Thoulet, liqueur lourde dont la densité est de 2. Après décarbonatation dans l'acide chlorhydrique à 50%, la préparation est mixée dans la liqueur de Thoulet et centrifugée afin de séparer les matières minérales et organiques. Les résidus organiques sont recueillis par filtration et attaqués à l'acide fluorhydrique afin de détruire les silicates. L'utilisation d'un mélange d'acides sulfuriques et d'anhydride acétique permet ensuite d'éliminer le plus possible de matières organiques. Le résidu est monté entre lame et lamelle et observé au microscope (Diot, 1998; Pontee *et al*, 1998).

Pour chaque ensemble défini par les cortèges polliniques, on reconstitue la végétation locale (à proximité du site d'étude), qui varie en fonction du niveau de l'eau dans les marais, et la végétation régional (aux alentours du site), qui permet d'apprécier l'influence du facteur anthropique sur la végétation.

Le décompte des pollens et spores peut être présenté sous forme de diagramme pollinique exprimant les pourcentages des différents taxons (Diot, 1998).

Dans le cadre de notre étude, les pollens retrouvés dans les sédiments ont fait l'objet de regroupements écologiques. Ces groupes correspondent à des associations botaniques décrites sur le littoral atlantique (Bournerias *et al*, 1988). Les résultats ont été également interprétés en terme de zonation pollinique permettant de reconstituer la succession de la végétation le long d'un prélèvement (Diot and Tastet, 1995; Pontee *et al*, 1998).

5. ANALYSES MALACOLOGIQUES

Il s'agit de l'analyse spécifique des restes coquilliers de la macrofaune et de la reconstruction des paléo-peuplements benthiques littoraux. Des analyses malacologiques ont été réalisées le long de la carotte L 9906, localisée au Nord dans le marais de La Perroche

ainsi que sur des nombreux prélèvements effectués sur le Cordon de Richard (Massé *et al*, in press a). Ces analyses ont été effectuées par Yves Gruet de l'Université de Nantes (Laboratoire de Biologie Marine, UPR 403 et CNRS) et Catherine Dupont (Dupont, 2000).

5.1. Principe de la méthode

L'interprétation des variations de la malacofaune permet de reconstituer les paléo-environnements littoraux par comparaison avec l'écologie actuelle des espèces et des peuplements benthiques. Ces paléo-peuplements sont replacés dans un contexte bathymétrique pour tenter d'estimer les variations passées du niveau marin à l'Holocène (Verger, 1968; Ters, 1973; Regrain, 1980, Gruet et Sauriau, 1994).

Cette méthode reste limitée par les possibilités de remaniement des faunes dans les zones de haute dynamique.

5.2. Méthode de préparation et présentation des résultats

Les restes coquilliers retenus sur un tamis, de maille supérieure à 650 μm , sont triés, déterminés spécifiquement, dénombrés et pesés. Le nombre des gastéropodes correspond à celui des péristomes, et le nombre des bivalves, à celui des charnières (Gruet, 1998).

Les coquilles et débris coquilliers sont regroupés selon des milieux présentant des conditions hydrodynamiques, écologiques et sédimentaires particulières : environnement marin ouvert (zone intertidale), environnement ouvert soumis à la marée avec début de confinement (zone estuarienne), environnement peu soumis à la marée et de plus en plus confiné (zone lagunaire), environnement à eaux stagnantes et saumâtres (zone de marais) et environnement terrestre (Dupont, 2000).

Le raisonnement, pour déterminer la position altitudinale de la malacofaune, est basé sur la connaissance des altitudes de vie actuelle des mollusques en place ou sur celle de l'altitude des dépôts de coquilles. Ce raisonnement n'est valable que pour une région donnée. Il faut également faire l'hypothèse que l'amplitude des marées n'a pas évolué au cours de l'Holocène et que les phénomènes de tassement et de néo-tectonique sont négligeables. De plus, il est intéressant de déterminer si l'échantillon correspond à des coquilles en position de vie ou bien s'il y a eu transport.

La présentation des résultats malacologiques se fait généralement sous forme de spectres spécifiques des espèces dominantes établis en pourcentages numériques relatifs et en pourcentages pondéraux. Le modèle quantitatif de Thorson (1957), basé sur les espèces dominantes des peuplements benthiques, permet d'individualiser des paléo-peuplements à partir de l'analyse des spectres spécifiques (Gruet, 1998). Sur un concept actualiste (Di Géronimo, 1985), il est alors possible de reconstituer la succession des paléo-peuplements et des paléo-environnements qui leur sont associés.

Dans le cas de l'étude paléo-environnementale du marais de La Perroche (Ile d'Oléron), les résultats sont directement présentés en pourcentage d'individus caractéristiques d'un type de milieu pour chaque échantillon (Dupont, 2000).

Les résultats malacologiques du Cordon de Richard ont été directement interprétés en terme de condition dynamique et de milieu de dépôts (Massé *et al*, in press a).

6. ANALYSES ARCHEOLOGIQUES

L'intérêt de l'utilisation des témoins archéologiques est de dater avec précision des niveaux sédimentaires dans lesquels ils apparaissent. Ils peuvent également apporter des indications sur les conditions paléo-environnementales (proximité du rivage, désertion d'une zone au cours d'une période, ...) et donc constituer des témoins précieux dans l'étude des changements côtiers.

L'un des objectifs de notre travail était de synthétiser l'ensemble des témoins archéologiques en domaine estuarien et le long du littoral du Nord Médoc pouvant nous apporter des informations paléo-environnementales, et de compléter ces données par de nouvelles investigations. Les données archéologiques que nous avons utilisées proviennent d'investigations réalisées par les archéologues en Aquitaine et en Saintonge depuis plusieurs années (en Saintonge : Luc Laporte; en Aquitaine : Jacques Moreau, Julia Roussot-Larroque et Didier Coquillas). Sur le littoral du Nord Médoc, certains éléments inédits (témoins, dates) présentés dans ce mémoire ont été étudiés en collaboration avec Jacques Moreau, Julia Roussot-Larroque et Didier Coquillas.

7. DATATIONS ABSOLUES

7.1. Datations par le radiocarbone

Notre étude sur les changements côtiers a nécessité la réalisation de datations absolues au ^{14}C et par Luminescence Infra-Rouge Stimulée.

7.1.1. Principe de la méthode

Le principe de la datation au carbone 14 est le suivant : toute matière vivante contient une faible quantité de carbone 14 radioactif provenant du gaz carbonique de l'atmosphère. Lorsqu'une plante ou un animal meurt, ses échanges avec l'atmosphère cessent et la quantité de carbone 14 qu'il referme diminue de moitié tous les 5570 ans (période de désintégration conventionnelle). Il est alors possible, en mesurant la radioactivité d'un échantillon, de connaître le temps qui s'est écoulé entre la mesure et la mort du végétal (arbres, tourbes) ou de l'animal (micro-organismes, coquillages, ossements,...) (Magny, 1995).

Cependant, cette méthode suppose que la production de radiocarbone dans l'atmosphère est restée constante, ce qui, nous le savons maintenant, n'a pas été toujours le cas. Des variations de la teneur en radiocarbone atmosphérique ont eu lieu, entraînant un rajeunissement des datations ^{14}C effectuées, d'autant plus important que l'on remonte dans le temps. Des corrections ont été réalisées à partir de mesures sur les cernes de croissance d'arbres anciens. Des tables de corrections ont été établies (Stuiver and Reimer, 1993; Stuiver and Braziunas, 1993). L'une concerne le matériel d'origine continentale et est utilisée pour les charbons de bois, l'autre tient compte de l'effet tampon du milieu marin et est utilisée pour les coquilles. Cet effet tampon se traduit par un vieillissement apparent de l'eau de mer de 400 ans.

Cette méthode doit être utilisée avec précaution car des erreurs peuvent être introduites par des phénomènes de pollution des matériaux.

De plus, les datations au ^{14}C peuvent difficilement être utilisées au delà de 40 000 ans car la radioactivité d'un échantillon devient très faible et non mesurable. On a alors recouru à des méthodes similaires qui s'appuient sur des corps radioactifs dont la période de désintégration est plus longue que celle du ^{14}C .

La conversion des dates ^{14}C en années réelles, par l'intermédiaire de courbes de calibration, conduit à des dates calendaires classiques exprimées dans le texte par la terminologie conventionnelle BC (*Before Christ*) ou AD (*Anno Domini*).

7.1.2. Datations

De nombreuses datations ^{14}C ont été réalisées dans le cadre de notre étude le plus souvent par le laboratoire Béta Analytic Inc. (Floride). Un tableau regroupant les datations obtenues dans les marais estuariens, sur le Cordon de Richard et sur le site littoral de La Glaneuse est présenté en annexes (Figure 59). Les âges y sont indiqués en BP et Cal AD/BC.

Nous avons directement inclus dans le texte les résultats des datations ^{14}C sur les paléosols aquitains afin de faciliter la compréhension de notre exposé sur la chronologie du cordon dunaire. Certaines datations au ^{14}C effectuées lors d'investigations archéologiques antérieures, comme sur le site littoral de La Lède du Gulp, sont simplement indiquées dans le texte.

Datations des micro et macro-organismes :

Les datations ^{14}C ont portées principalement sur des coquilles de Scrobiculaires et de Cardiums et parfois sur des carapaces d'Ostracodes.

Leur traitement consiste uniquement en un lavage superficiel à l'acide pour les échantillons les plus épais. Dans le cas des carapaces d'ostracodes, nous nous sommes abstenus de tout prétraitement pour conserver le maximum de matériel et assurer une meilleure précision du comptage.

Datations des témoins végétaux :

De nombreux échantillons de tourbes ainsi que quelques prélèvements de charbons de bois ont été datés par radiocarbone. Ils n'ont été soumis à aucun prétraitement particulier.

Si on admet que l'effet réservoir du milieu marin se traduit par un vieillissement apparent de l'eau de mer de 400 ans, il est difficile de connaître cette valeur dans les milieux estuariens où se mêlent les eaux marines et continentales. La valeur du vieillissement dans ces milieux étant jusqu'alors inconnue, nous avons supposé le mélange général des eaux entre elles et estimé l'effet réservoir, en milieu estuarien, à 400 ans. Certaines incertitudes demeurent quant à la valeur réelle de cet effet réservoir.

7.2. Datation par Luminescence Infra-Rouge Stimulée

7.2.1. Principe de la méthode

Il s'agit d'une méthode de datation basée sur la dosimétrie des rayonnements ionisants. La technique de la Luminescence Stimulée Optiquement (LSO) date la dernière exposition des minéraux à la lumière du jour (site internet [http : www.unites.uqam.ca/sct/lux/sct_lux_titre.html](http://www.unites.uqam.ca/sct/lux/sct_lux_titre.html)).

Le principe est l'utilisation des minéraux tel que le quartz et les feldspaths comme des dosimètres enregistrant les radiations naturelles issues de l'environnement (Schvoerer *et al*, 1979, 1994). Lorsque les sédiments se déposent, une exposition de quelques minutes à la lumière suffit à remettre le "compteur" de ces géochronomètres à zéro.

7.2.2. Datations

Le prélèvement sur le terrain se fait de manière à ce que les échantillons ne soient pas exposés à la lumière du jour. En laboratoire, les minéraux sont éclairés à l'aide d'ondes électromagnétiques appartenant au spectre infra-rouge. La lumière émise par les particules lors de cette excitation est détectée. La détermination de la dose de rayonnement accumulée par le minéral depuis sa dernière exposition à la lumière du jour permet de connaître l'âge du dépôt ou du moment d'enfouissement des grains (Clarke *et al*, 1999).

Des mesures par LSO ont été réalisées sur des dunes, à proximité des lacs de Sanguinet et d'Hourtin, par une équipe scientifique anglaise dirigée par Michèle Clarke et Helen Rendell, respectivement de l'Université de Nottingham et de Loughborough. Les résultats de ces datations sont présentés dans une note acceptée à la revue *The Holocene*.

C. CONCLUSIONS

Trois sites-atelier ont été sélectionnés en fonction de leur richesse en témoins paléo-environnementaux et archéologiques. Caractérisés par un contexte morphologique, sédimentaire et hydrodynamique particuliers, ils permettent d'étudier l'évolution holocène des zones côtières du Sud-Ouest de la France.

La reconstitution de ces paléo-environnements littoraux a été réalisée par une approche pluridisciplinaire. La multiplication des techniques d'analyses constitue un avantage dans la richesse des informations qu'elle peut fournir.

Concernant nos sites d'études, nous avons réalisé nos propres analyses sédimentaires et micropaléontologiques. Nous avons également fait appel à la collaboration d'un certain nombre de laboratoires d'analyses dans le but d'obtenir des données malacologiques, palynologiques et chronologiques (datations par ^{14}C et LSO). L'ensemble de ces données nous a permis de proposer une reconstitution fiable de l'évolution de nos sites-atelier au cours de l'Holocène.

.

CHAPITRE II :
LE MARAIS CÔTIER DE LA PERROCHE

En Saintonge, nous avons étudié le marais côtier de La Perroche, situé au Sud-Ouest de l'île d'Oléron. Le choix de ce site-atelier a été principalement motivé par sa position géographique, en bordure du littoral atlantique et hors de toute influence sédimentaire et hydrologique de l'Estuaire de la Gironde ainsi que par la présence d'un site archéologique sur la bordure sud-ouest du marais.

Après une présentation rapide du contexte géographique et géologique de l'île d'Oléron, ainsi que l'historique des travaux paléo-environnementaux réalisés dans ce secteur, nous aborderons les résultats de l'étude paléo-environnementale et archéologique du marais de La Perroche.

A. CADRE GEOGRAPHIQUE

L'île d'Oléron, d'une superficie de 175 Km², est la plus importante des îles charentaises (Département de Charente-Maritime). Longue de trente kilomètres, elle ne dépasse pas quinze kilomètres dans sa plus grande largeur. Elle se situe à environ cinq kilomètres du continent au niveau d'Ors, au sud, et à une trentaine de kilomètres au niveau de la Pointe de Chassiron, au Nord (Péchier, 1954), (Figure 13).

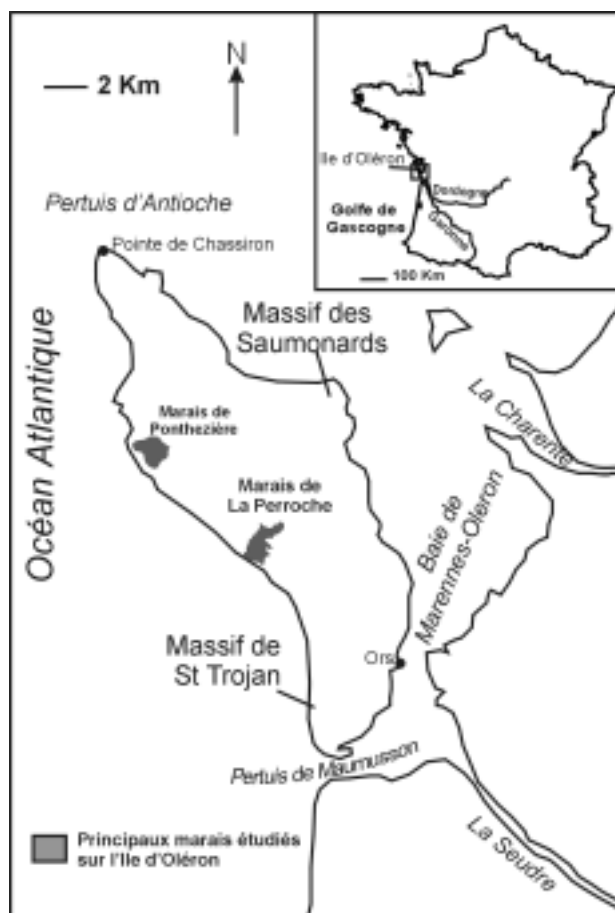


Figure 13 : Cadre géographique de l'île d'Oléron.

Le plateau continental est soumis à une marée de type semi-diurne, de période 12 h 25 mn. Le marnage est estimé à 3, 50 mètres (André, 1986). Les houles et les vagues sont caractérisées par les directions dominantes des vents d'Ouest et de Nord-Ouest (André, 1986).

L'Ile d'Oléron isole la baie silteuse de Marennes-Oléron de l'Océan Atlantique (Figure 13). Au Sud, le Pertuis de Maumusson constitue un passage étroit entre la baie et l'océan, siège d'importants courants de marée. L'extrémité nord de la baie est, au contraire, largement ouverte sur l'océan (Pertuis d'Antioche).

Les fleuves de "La Charente" et de "La Seudre", qui se déversent dans cette baie, sont bordés de vastes marais côtiers (Figure 15).

B. CADRE GEOLOGIQUE

Fusifforme et de faible altitude, l'Ile d'Oléron se rattache géologiquement au bassin sédimentaire aquitain. Elle est orientée NW-SE selon la direction de l'anticlinal de Gémozac (Bourgeuil *et al*, 1972). Elle se compose de deux grandes catégories de formations sédimentaires déterminant la morphologie générale de l'île : (Figure 14)

→ des terrains secondaires constituant des bandes de calcaires jurassiques et crétacés, orientées parallèlement à la côte,

→ des formations de couverture se composant :

- de dépôts dunaires formant un cordon littoral, continu le long de la côte Sud-Ouest de l'île et plus ou moins discontinu sur la façade Nord-Est. Deux vastes édifices dunaires apparaissent au Nord-Est et au Sud de l'île.
- de dépôts fluvio-marins post-würmiens constituant des zones de marais soient séparées de l'océan par un cordon dunaire littoral, soient directement ouvertes sur l'océan.

Par ailleurs, les apports sédimentaires des rivières "Charente" et "Seudre" se déversent, à l'Est dans la baie de Marennes-Oléron, entraînant le développement de nombreuses vasières intertidales.

Les terrains jurassiques se composent de calcaires portlandiens (Jurassique Supérieur). Par érosion des formations dans l'axe anticlinal de Gémozac, ces dépôts apparaissent dans la partie centrale ainsi qu'au Nord de l'île d'Oléron où ils constituent la ligne de rivage.

Les calcaires crétacés, majoritairement cénomaniens, reposent en discordance sur ceux du Jurassique Supérieur. Ces terrains, qui occupent la partie méridionale de l'île, forment le flanc sud-ouest de l'anticlinal (Bourgeuil *et al*, 1972).

Les formations de couverture sont datées du Quaternaire récent. La plupart des témoins plus anciens sont soit submergés par la remontée du niveau marin pendant la transgression post-würmienne, soit enfouis sous les argiles des marais (Bourgeuil *et al*, 1972).

La mise en place des formations dunaires a débuté vers 5000 ans BP, par accumulation de sables marins sous l'action du vent (Bourgeuil *et al*, 1972), et se poursuit de nos jours de part et d'autre du Pertuis de Maumusson. Ces formations sableuses sont plus développées au Sud (Massif de Saint Trojan) et à l'Est (Massif des Saumonards), formant des bandes côtières sableuses larges de 250 à 4000 mètres (Bourgeuil *et al*, 1972).

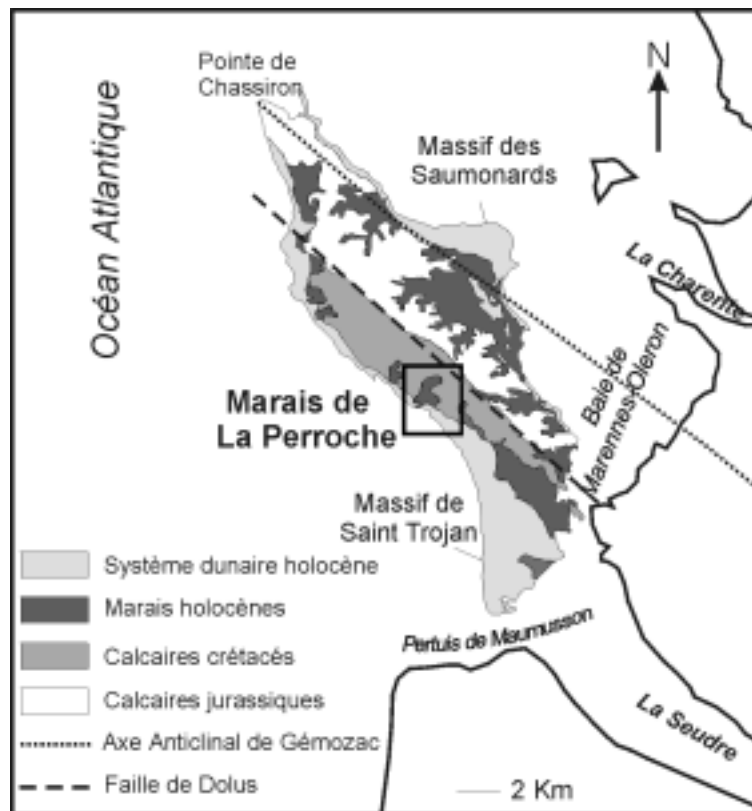


Figure 14 : Cadre géologique de l'île d'Oléron.

Les marais côtiers se composent essentiellement de dépôts argileux ou "Bri" gris-bleu à débris coquilliers et de niveaux de tourbes. La plupart des marais de l'île sont devenus des pâturages car à l'écart de toute influence des eaux marines, saumâtres ou dulçaquicoles. Quelques uns sont cependant restés à l'état de marécages. C'est le cas du marais de "La Perroche", actuellement un marais d'eau douce localisé sur la côte sud-ouest de l'île d'Oléron. On y trouve des formations tourbeuses qui s'étendent sous les dunes et réapparaissent sur la

plage de "La Perroche" à marée basse. C'est un marais relativement plat dont les altitudes dépassent rarement 1 mètre NGF.

La tectonique de l'île d'Oléron est caractérisée par l'anticlinal de Gémozac orienté suivant la direction sud-armoricaine (Glangeaud, 1899; Péchier, 1954). L'axe de l'anticlinal passe sur le versant nord-est de l'île et le cœur affleure à la Pointe de Chassiron. L'anticlinal s'étend sur 260 kilomètres et se termine à Saint Front en Lot-et-Garonne (Glangeaud, 1899; Péchier, 1954). Les mouvements anticlinaux sont principalement marqués à Oléron par la longue faille de Dolus (André, 1986) (Figure 14).

C. HISTORIQUE DES ETUDES ANTERIEURES

Nous allons brièvement aborder les principaux résultats des travaux préalablement effectués sur les marais côtiers charentais et oléronnais. Ces travaux seront ensuite précisés et commentés lors de l'étude paléo-environnementale du marais de La Perroche.

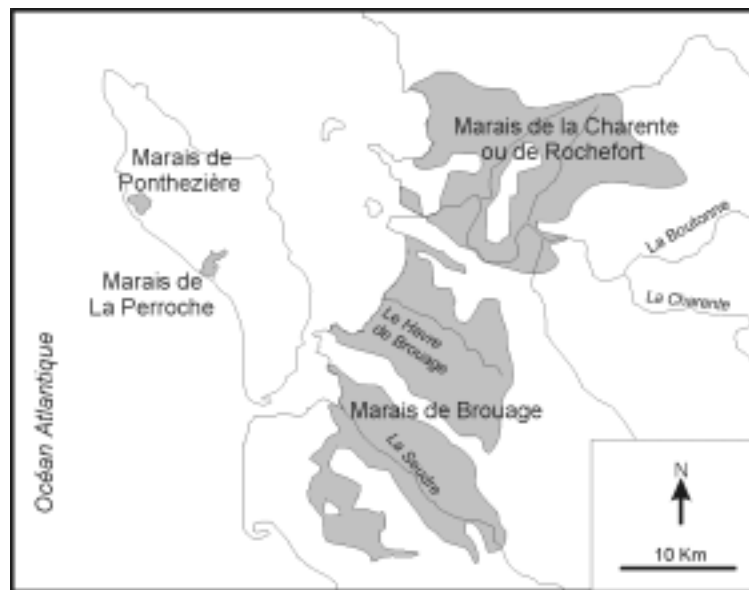


Figure 15 : Localisation des marais saintongeais étudiés.

1. LES MARAIS COTIERS CHARENTAIS

De part et d'autre des estuaires charentais s'étendent de vastes étendues, parfois encore marécageuses, que constituent les marais de Rochefort au Nord et de Brouage au Sud (Figure 15). Ces environnements ont fait l'objet d'études paléo-environnementales dans le but de cerner l'évolution holocène des marais charentais.

1.1. Marais de Rochefort et vallée de la Boutonne

Une étude pluridisciplinaire, sur l'évolution du comblement holocène en relation avec les variations du niveau marin et la reconstitution des paléo-environnements estuariens, a été réalisée pour les vallées alluviales du Bassin de Rochefort (Laporte *et al*, 1998 a) (Figure 15).

Les analyses sédimentologiques mettent en évidence une progradation littorale correspondant au remplissage d'une vallée estuarienne. Quatre séquences sédimentaires s'échelonnent d'amont en aval dans le système estuarien complexe de la Charente et de son affluent la Boutonne (Laporte *et al*, 1998 a). Les résultats sédimentologiques font apparaître un colmatage progressif des baies existantes. La permanence des apports terrigènes, ou leur augmentation, liées à une anthropisation du paysage et, éventuellement, à la baisse du niveau marin, aboutit à un colmatage rapide et à une diminution de l'énergie du milieu dans les paléo-golfes et les lits fluviaux (Verger, 1968).

En conclusion, le début de l'Holocène est marqué, dans cette zone, par la pénétration des eaux marines à l'intérieur des terres, empruntant de profondes vallées taillées dans le plateau calcaire au cours de la dernière période glaciaire. Puis, les environnements de slikkes et de schorres se développent au cours de l'Atlantique (8000-6000 ans BP environ) et du Subboréal (6000-2500 ans BP), caractérisés par des microfaunes à tendances lagunaires ou estuariennes. Le colmatage des paléo-golfes est alors relativement rapide. La période Subatlantique (2500-0 ans BP) est caractérisée par le passage à une sédimentation terrestre, lacustre ou fluviale, largement représentée dans le sondage de la vallée de la Boutonne (Laporte *et al*, 1998).

1.2. Marais de Brouage

Couvrant la partie occidentale du synclinal de Saintonge, le marais de Brouage est situé entre l'Estuaire de La Charente, au Nord et celui de la Gironde, au Sud (Figure 15). C'est le plus vaste des marais charentais. Il fait face à la pointe sud de l'île d'Oléron.

Des sondages superficiels anciens ont permis de suivre les grandes lignes de la formation du marais de Brouage, de la fin de la Transgression Flandrienne à l'actuel (Gabet, 1969). Des études plus récentes ont permis d'aborder la géographie physique des marais charentais (Regrain, 1980). Les travaux de Regrain (1976, 1997) permettent de préciser l'évolution morphologique holocène du marais de Brouage et ses interactions avec l'occupation humaine.

Au cours de la transgression post-glaciaire, l'océan a pénétré dans la dépression de Brouage, s'infiltrant autour des faibles reliefs, collines et coteaux. Poursuivant sa remontée, la mer ensevelit progressivement tous les reliefs, et seuls les sommets le plus élevés émergent encore aujourd'hui au-dessus de l'horizontalité des marais (Gabet, 1969). Le colmatage de la

dépression est constitué d'argile gris bleue (Bri) et identique à celle qui a colmaté les marais de la Charente-Maritime et de la Vendée. Dès la fin de la transgression, un schorre a commencé à s'exonder et à se couvrir de plantes halophiles. Puis, la surface du schorre s'est étendue progressivement. La formation et le développement du marais sont alors accélérés par la construction de digues par l'homme. En bordure des coteaux, on ne décèle aucun vestige de plages, ni d'importants cordons littoraux le long du rivage actuel, comme c'est le cas dans d'autres marais charentais situés au Nord de la "Charente" (Gabet, 1969).

Les temps historiques sont marqués par la conquête des atterrissements par l'homme. De nombreux vestiges de l'industrie du sel sont encore visibles dans le marais de Brouage comme dans beaucoup d'autres marais de Charente-Maritime (Gabet, 1968, 1972; Regrain, 1976, 1997). Divers indices laissent supposer que les Romains ont introduit l'utilisation des salines en Saintonge pour la substituer à des procédés plus archaïques d'extraction de sel par chauffage des saumures. A partir du XI^{ème} siècle, la prospérité de l'industrie du sel est un stimulant pour l'édification de marais salants. La prospérité des salines connaît un déclin vers le XV^{ème} siècle dû à des causes économiques (Gabet, 1969; Regrain, 1997).

2. LES MARAIS COTIERS DE L'ÎLE D'OLERON

Les formations tourbeuses du marais côtier de Ponthezière et des estrans de la côte occidentale ont fait l'objet d'études plus ou moins détaillées.

2.1. Tourbes du marais de Ponthezière

Des formations tourbeuses du marais de Ponthezière, situé sur la côte occidentale de l'île d'Oléron (Figure 13, Figure 15), ont été soumises à des analyses polliniques et malacologiques (Bernard et Gruet, 1994).

Les résultats montrent que, vers 3140±60 BP (datation au ¹⁴C), les milieux sont très proches, qualitativement, de ceux de l'actuel. Les pollens caractérisant "l'environnement immédiat" du marais montrent une végétation sous l'influence de l'eau douce, avec des plantes aquatiques ou hydrophytes. Il semble que le centre du marais ait été occupé par une zone d'eau libre entourée d'une ceinture de plantes installées directement dans l'eau, comparable à ce que l'on observe aujourd'hui dans les zones marécageuses du fond du Bassin d'Arcachon. A la périphérie, les saules, des frênes et des troènes peuplaient des milieux encore très humides.

Les données de la malacofaune confirment la présence vers 3000 ans BP d'un plan d'eaux douces progressivement envahit par la végétation au cours du temps (Bernard et Gruet, 1994).

2.2. Formations tourbeuses littorales de la côte occidentale

Sur la côte ouest de l'île d'Oléron, des bancs de tourbes affleurant à marée basse ont été signalés dès le siècle dernier (Pineau, 1891). En 1917, Welsch mentionne les tourbes affleurant sur l'estran, à la plage des Chardonnières, sur les rochers de Chaucre, aux sables Vigniers et à La Perroche (Figure 16). Le banc le plus important est celui de la baie de La Perroche avec 300 mètres de long et 50 mètres de large. Cette importante formation tourbeuse se prolonge sous les plages de La Rémigeasse, de la Passe de l'Ecuissière et de Vert-Bois (Welsch, 1917; Fridman, 1963; Gabet, 1973; Laporte et Glausinger, 1986; Laporte, 1994).

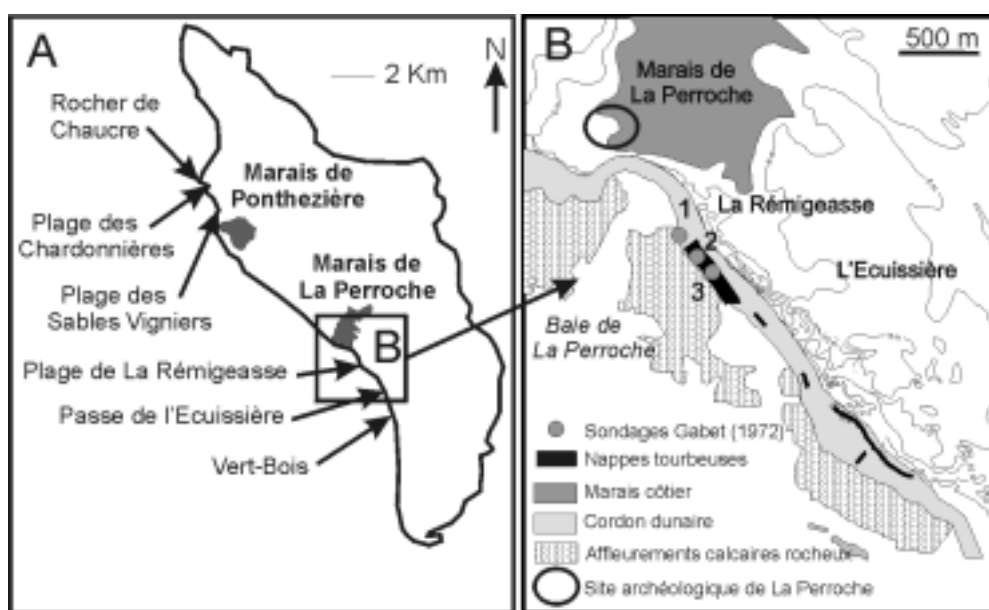


Figure 16 : Sites des tourbières littorales sur les estrans (A : localisation des affleurements de tourbières de la côte occidentale, B : Tourbières littorales de La Perroche, modifié d'après Gabet, 1973).

Les tourbières littorales de La Perroche ont été étudiées pour la première fois par Gabet (Gabet, 1973) qui a réalisé trois sondages sur l'estran (Figure 16). Le banc de tourbe de l'estran repose sur une couche de sable. La présence de limnées et de planorbes témoigne du caractère lacustre de ces niveaux tourbeux. Dans l'un des sondages, l'épaisseur du banc de tourbe atteint 1,30 mètres. Deux échantillons de tourbe ont été datés au ^{14}C . Le premier, prélevé à la base du niveau de tourbe a été daté de 4920 ± 110 ans BP (3960-3380 ans BC). Le second, daté à 3600 ± 100 ans BP (2270-1685 ans BC), a été pris à environ 30 centimètres de la surface du banc tourbeux afin d'éviter toute pollution par les mollusques et par les vers qui ont creusés des galeries dans les couches superficielles (Gabet, 1973).

A la lumière de ces analyses, Gabet tente de retracer l'évolution de ce point côtier. Vers 4920 ans BP, la mer a atteint l'emplacement actuel de la baie de La Perroche, en y déposant des sables à marée haute. Un cordon sableux de haute mer a isolé la dépression,

créant, dans un premier temps, une lagune aux eaux saumâtres. Dans un deuxième temps, à la suite du renforcement du cordon littoral, il y a eu fermeture totale de la dépression qui a servi de réceptacle aux eaux pluviales et de sources, et où ont prospéré les plantes aquatiques qui ont formées la tourbe (Gabet, 1973).

D. ETUDE PALEO-ENVIRONNEMENTALE ET ARCHEOLOGIQUE DU MARAIS DE LA PERROCHE

Nous avons réalisés de nouvelles analyses paléo-environnementales couplées à des investigations archéologiques dans le marais de La Perroche dans le but de préciser et de compléter les grandes étapes de son évolution au cours de l'Holocène.

1. MORPHOLOGIE DU SUBSTRATUM ET GEOMETRIE DU REMPLISSAGE QUATERNAIRE

Des analyses géophysiques ont été réalisées dans le marais de La Perroche afin de connaître la géométrie du remplissage quaternaire et de préciser la profondeur et la morphologie du substrat.

Deux méthodes ont été utilisées :

- Méthode des "Pseudos-sections de résistivité", réalisée le long de trois transects à travers le marais (Figure 17).
- Méthode du "Sondage électromagnétique en domaine temporel" (TDEM), réalisée en sept points dans le marais, notés de ST 1, ST 2, ST 4, ST 5, ST 6, ST 7 et ST 9 (Figure 17).

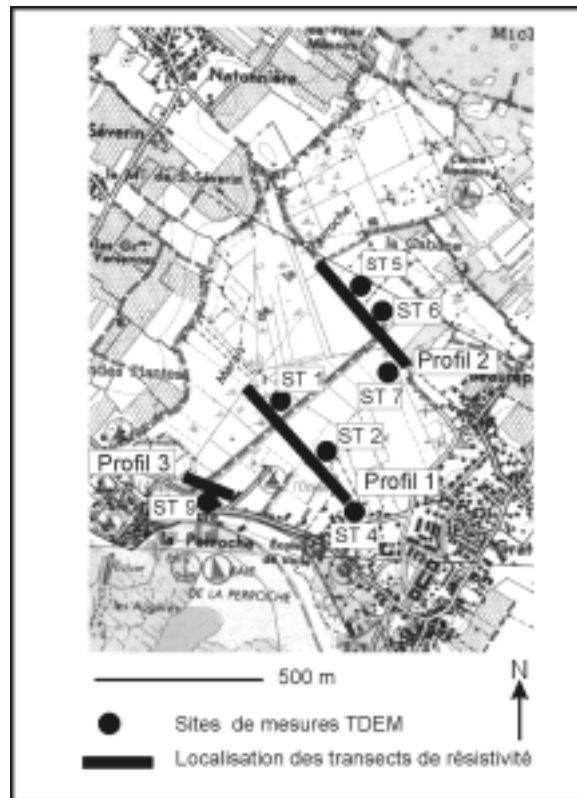


Figure 17 : Localisation des sites de mesures géophysiques.

1.1. Mesures des Pseudo-Sections de résistivité

Les résultats sont présentés sur la Figure 18.

Le long du profil 1, orienté NE-SO, perpendiculaire à la piste La Perroche-Bussac, les résistivités apparentes sont généralement faibles. Les Pseudo-sections inversées (Cf. Partie I, Chapitre I, B, 4) permettent de définir, de la base au sommet, trois couches sédimentaires principales :

- une première couche de haute résistivité, supérieure à 22 ohm.m (couches violettes à jaunes),
- une seconde couche de résistivité moyenne entre 6 et 20 ohm.m (couches vertes),
- et une troisième couche apparaissant localement sous forme de lentilles avec des résistivité inférieures à 5 ohm.m (couches bleues).

Dans le profil 2, localisé à 500 mètres au N-E du profil 1, on observe uniquement les deux premières unités sédimentaires. Dans le profil 3, situé au bord de la route départementale, on observe de nouveau les trois mêmes unités sédimentaires décrites dans le profil 1.

Dans chacun de ces profils, on observe également des couches ou formations de surface relativement localisées et présentant de fortes résistivités.

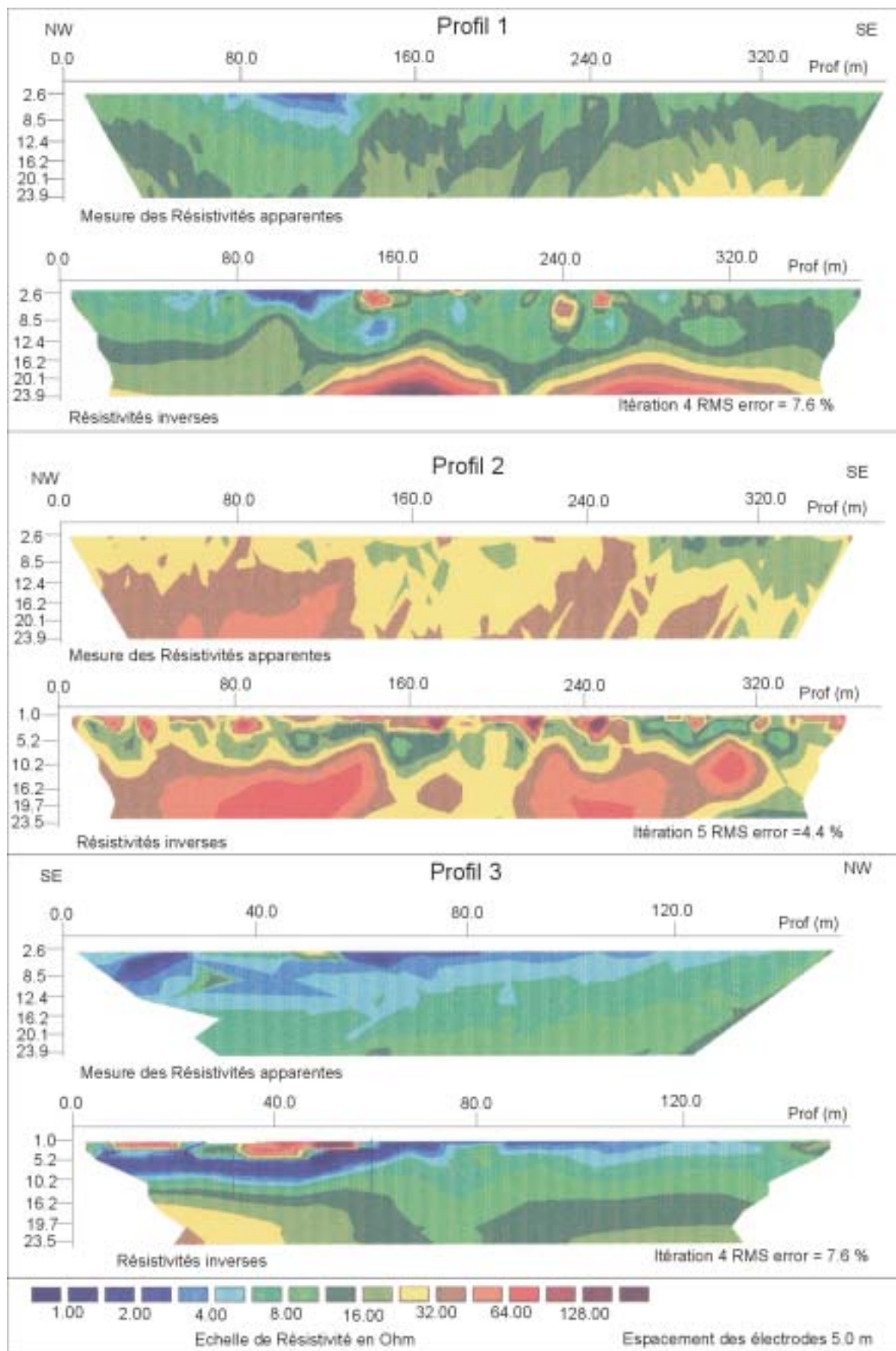


Figure 18 : Résultats des mesures de Résistivité dans le marais.

1.2. Sondages TDEM

Sept sondage TDEM (Electromagnétisme en Domaine Temporel) sont réalisés dans le marais à deux échelles différentes (0-20 m et 0-50 m) (Figure 17, Figure 19), celle de 0 à 20 mètres de profondeur étant la plus propice à détecter les formations holocènes superficielles. Cette méthode nous a permis de compléter et de préciser les résultats obtenus avec la technique précédente.

Les résultats montrent, à proximité de la surface, la présence de niveaux d'épaisseur inférieure à un mètre et de très faible résistivité (Figure 19).

Ces formations viennent recouvrir deux niveaux différents. Les stations 2, 4, 5, 6 et 7 mettent en évidence une couche de 3 à 10 mètres d'épaisseur et de forte résistivité (plus de 1000 ohm.m) (Figure 19). Les stations 1, 3 et 9 montrent une couche de forte conductivité (moins de 50 ohm.m) (Figure 19).

On définit également, une couche profonde de résistivité à peu près uniforme comprise entre 5 et 15 ohm.m (Figure 19).

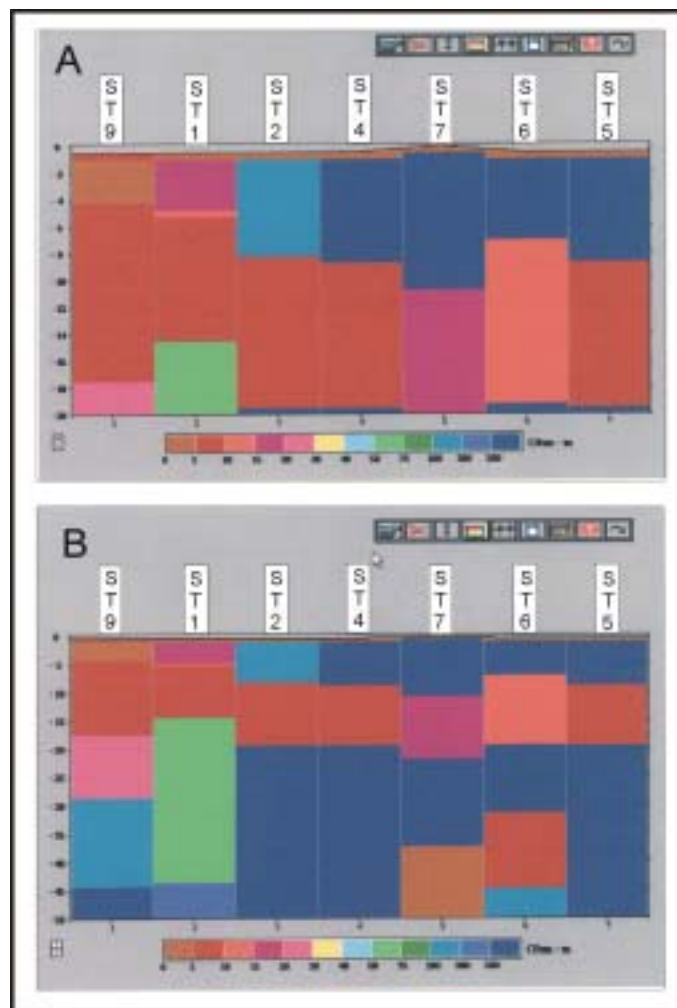


Figure 19 : Résultats de la méthode TDEM
(A : échelle de 0 à 20 mètres de profondeur, B : échelle de 0 à 50 mètres).

Les résultats obtenus avec la méthode TDEM sont cohérents avec ceux donnés par les méthodes électriques.

1.3. Conclusions

L'interprétation des analyses géophysiques a permis de définir quatre unités sédimentaires différentes (Figure 20).

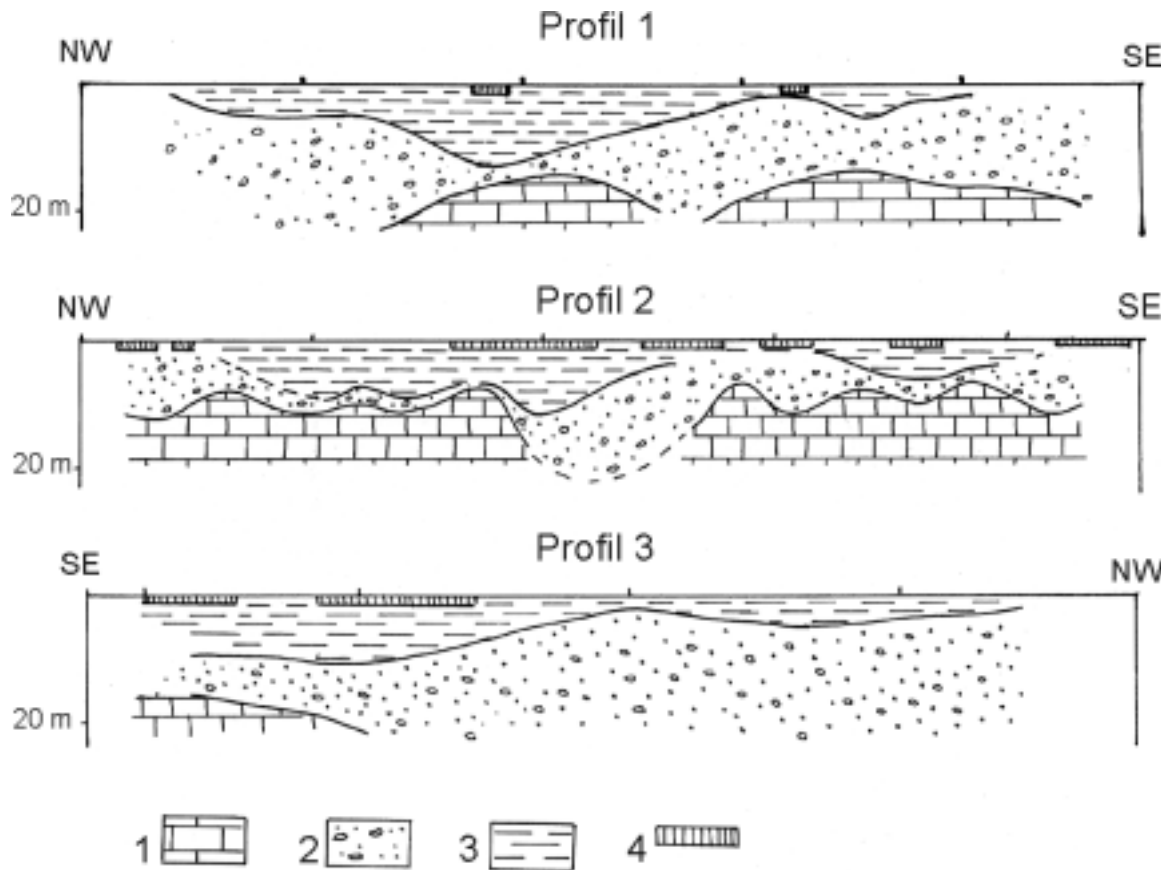


Figure 20 : Interprétation des profils géophysiques de résistivité : 1-Substrat calcaire; 2-Formation sablo-graveuleuse de la base du remplissage; 3-Argiles et tourbes de l'Holocène; 4-Structures "indurées" de surface.

- 1- le substrat calcaire : couche de fortes résistivités qui apparaît à la base des profils 1 et 3 et près de la surface dans le profil 2. Le sommet de cette formation se situe approximativement vers 15 mètres de profondeur.

- 2- une unité sablo-graveuleuse : complexe sédimentaire de moyenne résistivité, correspondant vraisemblablement à des sables (Profils 2 et 3). Au centre, l'épaisseur de cette formation est beaucoup plus faible qu'aux extrémités. Son sommet atteint 5 à 6 mètres sous le niveau du sol au Nord-Ouest, alors qu'elle affleure pratiquement au sud-est (Profil 1).

- 3- une unité d'argiles et de tourbes holocènes : ensemble de couches de très faibles résistivité disparaissant vers le N-E. Elles sont bien représentées dans les profils 1 et 3. Dans ce dernier, elles forment un chenal dont la profondeur atteint les 8 mètres et peuvent être interprétées comme des argiles ou des tourbes.

- 4- des structures "indurées" de surface : couche de surface de forte résistivité (Profil 1) correspondant à des structures construites (routes, parkings,...).

2. ETUDE SEDIMENTOLOGIQUE ET MICROPALÉONTOLOGIQUE DU MARAIS DE LA PERROCHE

Entre septembre 1998 et avril 2000, nous avons réalisé trois campagnes de carottages dans le marais et sur la plage de La Perroche. Notre objectif était de reconstituer, par l'étude sédimentologique et micropaléontologique des dépôts, la succession des paléo-environnements caractérisés par différents assemblages microfauniques.

Les résultats détaillés des micro-faunes (Ostracodes) sont présentés en annexes (Figure 61, Figure 62, Figure 63, Figure 64, Figure 65 et Figure 66). Des datations au ^{14}C ont été effectuées sur des niveaux organiques ou des coquilles d'ostracodes, ce qui a contribué à l'établissement d'une chronologie dans l'évolution du site au cours de l'Holocène (Annexes: Figure 59).

L'ensemble de ces résultats a été compilé dans une note publiée en Septembre 2001 dans la revue *Oceanologica Acta*.



Holocene coastal changes and infilling of the La Perroche marsh (French Atlantic coast)

Bérengère CLAVÉ*, Laurent MASSÉ, Pierre CARBONEL, Jean-Pierre TASTET

DGO, UMR 5805 CNRS, université Bordeaux-I, avenue des Facultés, 33405 Talence cedex, France

Received 4 May 2001; revised and accepted 3 July 2001

Abstract – The La Perroche marsh is a small Holocene marsh on the south-western coast of the Oleron island (Bay of Biscay, France) presently occupied by a freshwater swamp and separated from the ocean by a continuous sand dune ridge. The study of its infill shows first basal conglomeratic deposits with calcareous pebbles on a Cenomanian rough substrate. The Holocene infill since 6000 years BP begins with a very fast sedimentation of sands. Then, the sedimentation becomes finer, with lagoonal to freshwater influences recorded by ostracods. The distribution of these deposits inside the marsh is asymmetric, with a thick sandy-gravelly layer in the eastern part and a succession of sands, clays and organic layers in the western part. Communication with the sea is episodic, and the sedimentation is controlled by an active channel, as shown by the presence of displaced coastal-marine faunas at some sites. Around 5000 years BP, a coastal marsh began to develop with high organic matter contents. These organic deposits presently outcrop on the beach, suggesting a more seaward location of the shoreline at that time. Generally, these sediments are azoic. When fauna is present, it indicates brackish to freshwater environments showing a progressive isolation of the system. A second phase of terrigenous sedimentation occurred after a transgressive event around 2800–2500 years BP, but the communication with the sea was then very reduced, as indicated by mainly freshwater faunas. This transgressive event appears to be synchronous with a positive sea-level tendency recorded, throughout north-western European coasts, between 3000 and 2000 years BP. The definitive closing of the marsh occurred around 2100 years BP, after a second phase of freshwater marsh. © 2001 Ifremer/CNRS/IRD/Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

Résumé – Changements côtiers datant de l'Holocène et comblements du marais de La Perroche (côte atlantique française). Le marais holocène de La Perroche, localisé sur la côte sud-ouest de l'île d'Oléron (golfe de Gascogne, France), est actuellement un marais d'eau douce séparé du domaine océanique par un cordon dunaire continu. L'étude de son comblement au cours des 6 000 dernières années montre d'abord une invasion marine sur un substrat très accidenté d'âge cénoomanien. Ensuite, se déposent probablement rapidement des sédiments sableux, témoins à la fois de l'établissement et du démantèlement de cordons dunaires et de l'érosion de l'arrière pays. Puis, la sédimentation devient plus fine et de type laguno-lacustre ainsi que le montrent les faunes d'ostracodes souvent associées aux sédiments. La distribution des dépôts dans le marais apparaît dès le début dissymétrique avec la présence d'épais niveaux sablo-graveleux à l'est et des successions de sables, d'argiles et de dépôts organiques à l'ouest. Les communications avec la mer sont épisodiques et le dépôt des sédiments est commandé par une chenalisation très active. Celle-ci est soulignée par la présence à proximité immédiate du chenal de faunes de type marin, le plus souvent déplacées et amenées en suspension. Vers 5000 ans BP s'installe un marais côtier, très riche en matière organique le plus souvent dépourvu de faune. Lorsque la faune est présente, elle indique des milieux laguno-saumâtres ou lacustres, confirmant ainsi l'isolation progressive du système. Des dépôts tourbeux trouvés sur la plage sont contemporains de ceux du marais actuel, ce qui implique une continuité sédimentaire entre ces deux sites et donc une situation des cordons dunaires plus au large qu'actuellement. Une seconde phase de sédimentation apparaît à la suite d'un événement transgressif vers

*Correspondence and reprints.

E-mail address: b.clave@gscocm.u-bordeaux.fr (B. CLAVÉ).

2800–2500 ans BP mais les communications avec le milieu marin sont très réduites comme le montrent les faunes majoritairement d'eaux douces. Cet épisode transgressif apparaît synchrone avec une tendance positive générale du niveau des eaux enregistrée entre 3000 et 2000 ans BP le long des côtes de l'Europe du nord-ouest. La fermeture définitive du marais intervient plus tard, après une seconde phase de développement de marécages vers 2100 ans BP. © 2001 Ifremer/CNRS/IRD/Éditions scientifiques et médicales Elsevier SAS

coastal changes / coastal salt marsh / Holocene / ostracods / sediments

changements côtiers / marais maritime / Holocène / ostracodes / sédiments

1. INTRODUCTION

The Holocene is marked by a global climatic warming inducing a rapid sea-level rise along the world's coastlines (Kidson, 1986). Around 6000 years BP, the present-day level was reached and the rate of sea-level rise decreased rapidly (Morzadec-Kerfourn, 1974; Kidson, 1986). Holocene sea-level and climate changes are recorded in the sediments of estuarine and coastal marshes which have been investigated all over the world for several years: in Europe (Great Britain: e.g. Allen, 2000a; Plater et al., 2000; Belgium: e.g. Denis and Baeteman, 1995; Baeteman, 1999; the Netherlands: e.g. Vos and de Wolf, 1997; Berendsen and Stouthamer, 2000; Vos and van Kesteren, 2000; Spain: e.g. Cearreta and Murray, 1996; Sánchez-Góñi, 1996), or along the North Atlantic coast of America (e.g. Duc and Tye, 1987; Jennings et al., 1993; Gehrels, 1994). The rapid deposition rate and a high sensitivity to local environmental changes make the sedimentary archives of the coastal marshes some of the most detailed recordings of coastal changes over the last thousands years.

Along the French Atlantic coastline, relationships between the Holocene sea-level rise and coastal changes have been investigated over 30 years (Vérger, 1968; Morzadec-Kerfourn, 1974, 1985; Klingebiel et al., 1980; Regrain, 1980; Clet Pellerin et al., 1981; Sauriau and Gruet, 1988; Visset, 1988; Larnonneur, 1989; Marambat, 1992; Bernard, 1996).

Recent work on the Holocene evolution of the coastal areas of south-western France (Bay of Biscay) has focused on the marshes of the Gironde estuary (*figure 1*) (Diot and Tastet, 1995; Pontee et al., 1998; Mellalieu et al., 2000; Massé et al., in press a, b, c) and shelf mud patches (Lesueur et al., 1989, 1994, 1996). It is starting to provide a better overall picture of the Holocene infill of the Gironde estuary since 6000 years BP (Clavé, 2001;

Massé et al., unpubl. results). However, all the investigated areas so far are strongly influenced by the suspended sediments originating from the Garonne and Dordogne rivers. Along the coastline adjacent to the Gironde estuary, the only coastal marshes not under the influence of these suspended sediments are to be found in the north and on the western coast of the Oleron island (*figure 1*). Our studies were focused on the La Perroche marsh, located on the south-western coastline of this island.

The aim of this work is to reconstruct the Holocene evolution of the La Perroche marsh, in relation with global (e.g. sea-level rise, climate change) and local factors (e.g. sediment inputs). In this marsh, a complete Holocene sequence was sampled (*figure 1*) and studied on the basis of sedimentological and microfungal analyses supported by ¹⁴C dating.

2. REGIONAL SETTING AND PREVIOUS WORK

The Oleron island (*figure 1*) separates the Bay of Marennes-Oleron from the Atlantic ocean. The Charente and Seudre rivers flow into this bay, largely open to the ocean at its northern exit. To the south, the island is separated from the continent by the Pertuis de Mauvaisson, a narrow inlet (1 km width, 20 m depth) with strong tidal currents.

The island consists of Upper Jurassic and Upper Cretaceous limestones and follows the axis of a SE-NW anticlinal (Anticlinal de Gémozac) (Bourgeuil et al., 1976). The south-western rocky coast shows several small coastal marshes separated from the ocean by sandy dunes, whereas the north-eastern coast is much more low lying and experiences important sedimentation linked to the suspended sediments of the Charente and Seudre

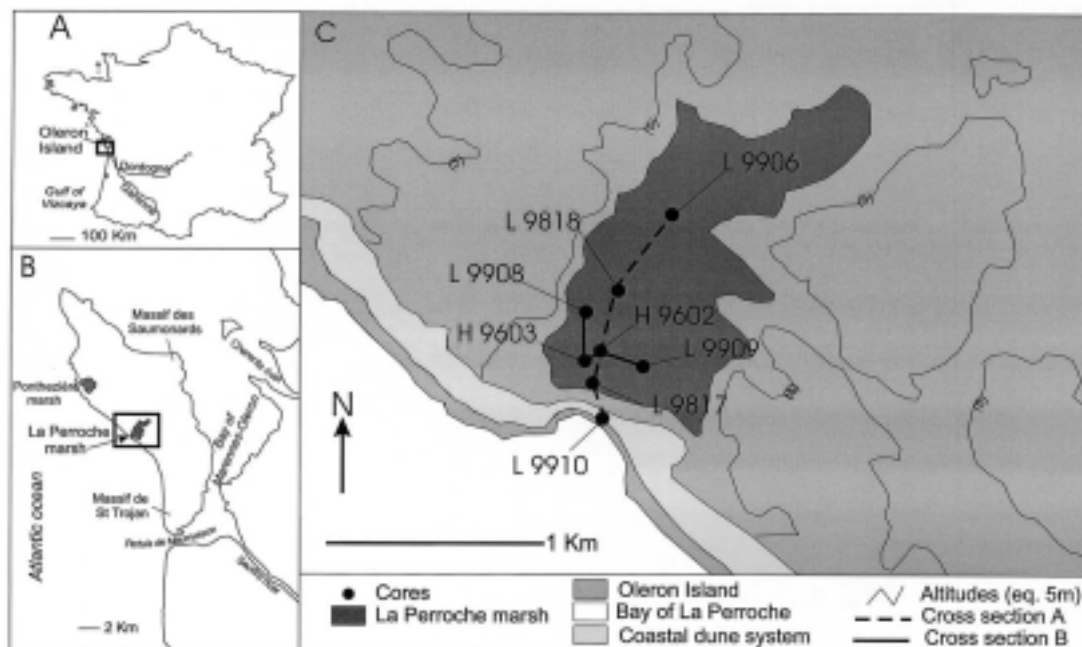


Figure 1. Location map of the Oleron island (A), the La Perroche marsh (B) and the cores inside the marsh (C).

ivers. The entire island is bordered by a coastal dune system which is particularly well developed in the south (Massif de Saint-Trojan), and in the east (Massif des Saumonards).

The shelf of the Bay of Biscay is a meso- to macrotidal (with a period of 12 h and 25 min) and storm wave-dominated environment (Pontee et al., 1998). The tidal amplitude reaches 5.5 m during spring tides (Allen, 1972). The shelf is exposed to westerly storms and large amplitude/long period swells from the west-north-west. Wave heights can reach a maximum of 9 m but are more frequently around 5 m with a period range between 8 and 15 s (Lesueur and Tastet, 1994).

The La Perroche marsh is presently a freshwater swamp separated from the ocean by a continuous sandy dune ridge. The marsh has a surface of 2 km², a flat top lying around 1 m NGF ('nivellement général de la France', the French levelling system) and is surrounded by outcrops of Cenomanian limestone, forming the substrate of this part of the island (figure 1). Evidences of human occupation dating from the Neolithic age (Artenacian period)

were discovered on the south-western margin of the marsh. They consist of building remains, abundant furniture and traces of metallurgic activities (Lapcete, 1998).

During the last 50 years, Oleron island was mainly investigated from a morphological and lithological point of view (Pécher, 1954; André, 1986). In the vicinity of the La Perroche marsh, palaeoenvironmental investigations were made on a peat layer outcropping on the beach at low tide in front of the small marshes of the south-western coast (Pineau, 1891; Welsh, 1967). Some cores were studied in 1973 (Gabet, 1973), and two samples were dated, indicating a peat development between 4920 ± 100 and 3600 ± 100 years BP. More recently, Bernard and Gruet (1994) made palynological and malacological investigations in a peat layer from the Pontbezière marsh (figure 1) showing the succession, from the base to the top, of marine and terrestrial environments. Around 3410 ± 60 years BP, an invasion of freshwater is evidenced. However, these local informations still needed to be improved upon by a complete sedimentological study of the Holocene sequence.

3. DATA AND METHODS

Eight percussion cores (figure 1, table I) were collected along two cross-sections running S-N (cross-section A, figure 2) and NW-W-E (cross-section B, figure 3). All reached the Cenomanian calcareous substrate except one (L 9910) collected on the beach in front of the marsh. The lithology of each core is detailed in figures 4 and 5.

Micropalaeontological studies were mainly concentrated on ostracod faunas (figures 2–5). The species were identified, counted, and gathered in four assemblages belonging to two different environments (Yassini, 1969; Carbonel, 1980):

Table I. Core location (* nivellement général de la France).

Core number	Lambert II extended grid reference		Altitude NGF* (m)	Length of the core (m)
	x	y		
H 9602	318.280	2 106.860	+0.52	4.5
H 9603	318.205	2 106.810	+1	3
L 9817	318.260	2 106.680	+2.086	3.7
L 9818	318.408	2 107.240	+0.8	4.3
L 9906	318.720	2 107.710	+0.85	4.2
L 9908	318.210	2 107.110	+1.17	5.1
L 9909	318.550	2 106.760	+1.02	4.1
L 9910	318.310	2 106.450	+0.13	1.1

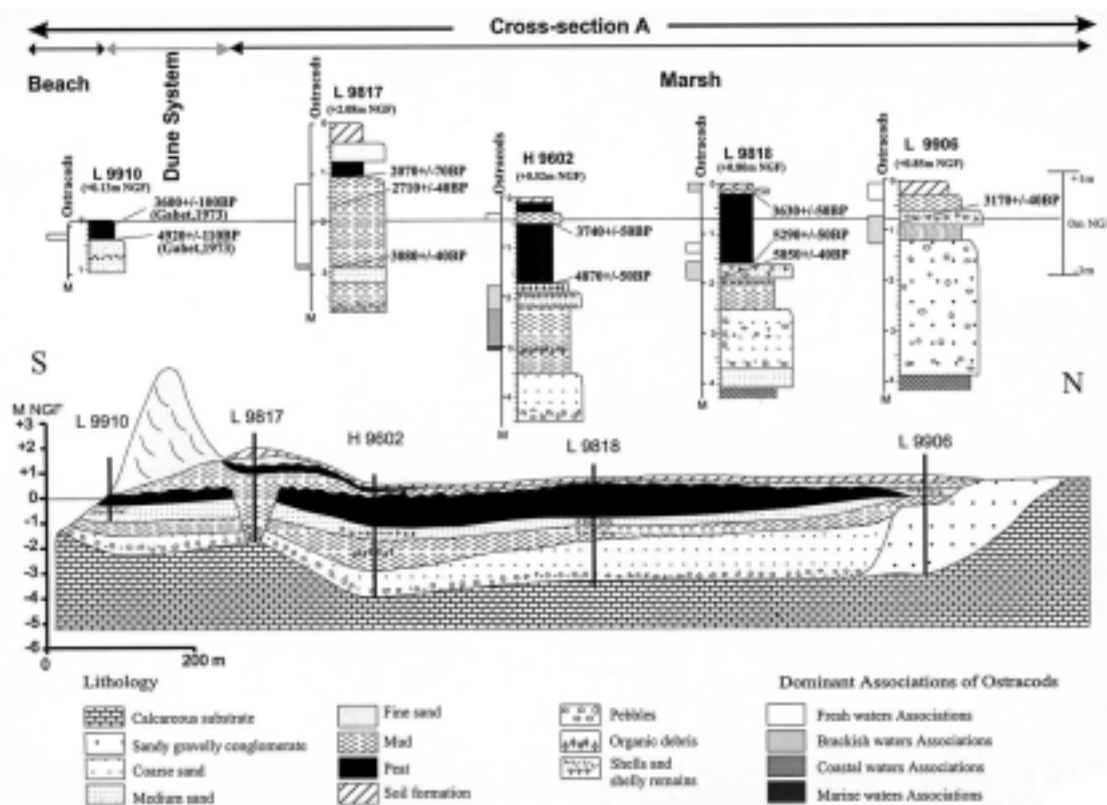


Figure 2. Core lithology and ostracoda fauna distribution along cross-section A.

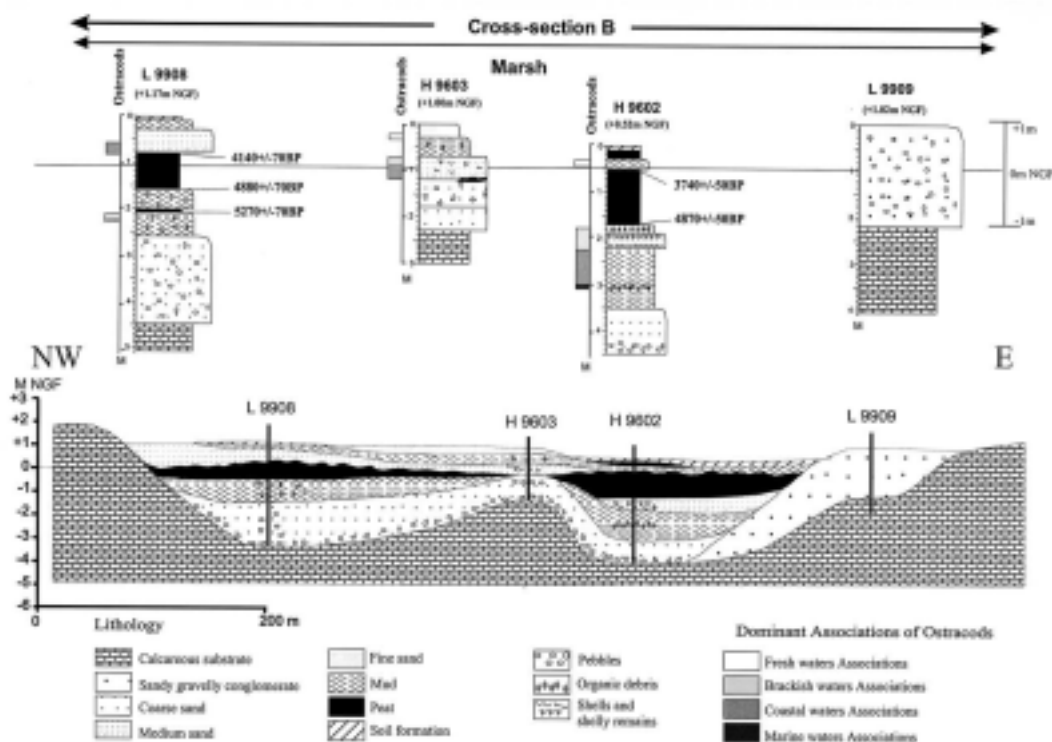


Figure 3. Core lithology and ostracoda fauna distribution along cross-section B.

– continental (figure 6), with freshwater species (*Cypris bispinosa*, *Ilyocypris gibba*, *Cypridopsis* sp., *Cyprinotus* sp., *Cyclocypris* sp., *Candona neglecta*, *Limnocythere inopinata*) and brackish water species (*Cyprideis torosa*, *Loxoconcha elliptica*);

– marine s.l. (figure 7), with coastal species (*Loxoconcha rhomboidea*, *Leptocythere* sp., *Asrila convexa*, *Heterocythereis albomaculata*, *Urocythereis oblonga*, *Cushmanidea elongata*) and marine s.s. species (*Callistocythere* sp., *Hirschmannia tamarindus*, *Semicytherura* sp. div., *Neocytherideis fasciata*, *Cuneocythere semipunctata*, *Cartoccythereis cartnata*, *Hiltermanicythere emaciata*).

Benthic foraminifers were also observed and semi-quantitatively estimated. Their occurrence is merely men-

tioned and used to estimate the salinity degree. Indeed, the foraminifers do not live in fresh waters.

Charophytes (gyrogonites) were semi-quantitatively estimated. Their occurrence indicates fresh- or brackish water marshes.

Eight conventional and four AMS radiocarbon dates were obtained from peat layers or shell samples (table II). The latter are corrected for the marine reservoir effect, which has been estimated to be around 400 years (Stuiver and Braziunas, 1993).

Sedimentation rates (in $\text{cm}\cdot\text{yr}^{-1}$) were calculated for the main peat and mud layers.

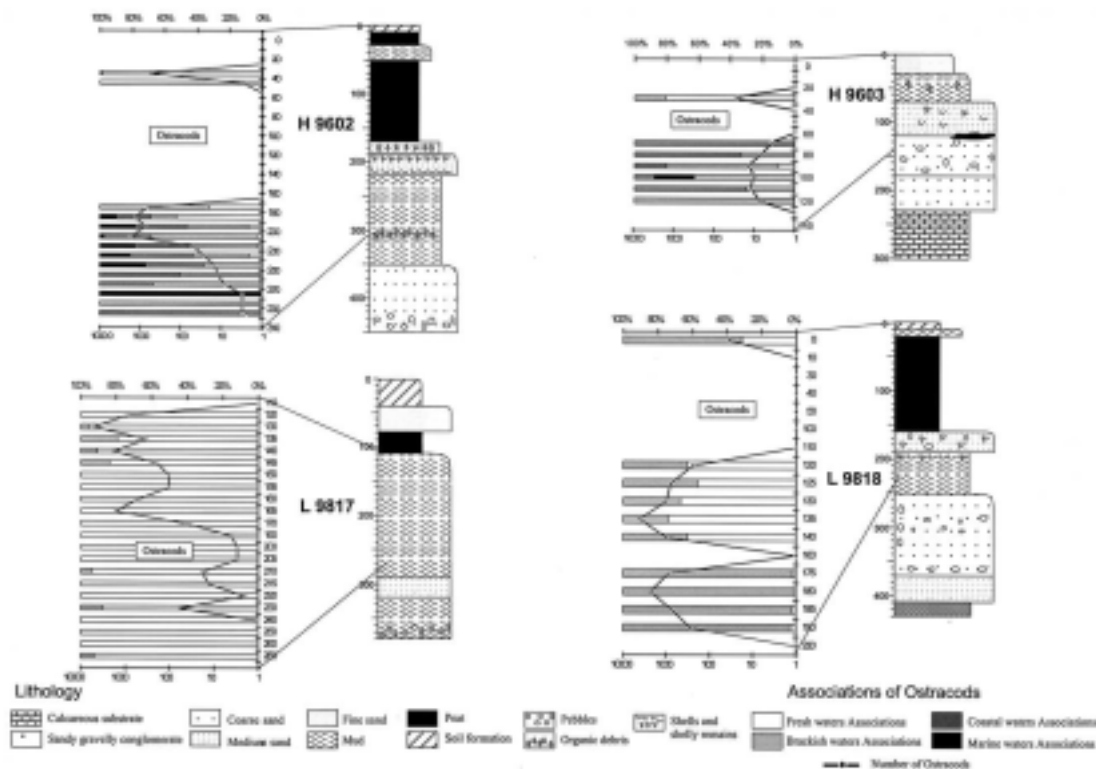


Figure 4. Lithology and ostracoda fauna contents of the cores H 9602, H 9603, L 9817 and L 9818.

4. RESULTS AND DISCUSSION

4.1. The Holocene sequence

The lithology and faunal content of the cores were used to reconstruct the Holocene sequence of the La Perroche marsh along both cross-sections (figures 2, 3).

In its northern (L 9906) and eastern (L 9909) parts, the marsh is occupied by an important basal unit of sand and gravel. It corresponds to the erosion of the calcareous substrate and was previously interpreted as high energy fluvial deposits linked to the last deglaciation (André, 1986). Given our results, it is impossible to infer an age for these deposits.

Apart from the topmost soil formations, nine main units were distinguished from bottom to top in the Holocene sequence.

- 1) The base of all cores shows a layer of reworked Cenomanian calcareous substrate, consisting of pebbles and cobbles included in a coarse sandy or gravelly matrix.
- 2) The reworked substrate is topped by a coarse azoic sand with occasional Cenomanian calcareous pebbles at the base. This unit appears to thicken from the south (1 m in H 9602) towards the north-west (2 m in L 9908), and may be attributed to the very first Holocene marine invasion in the marsh.
- 3) A phase of muddy sedimentation follows, with occasional silt laminations, shells and/or plant debris. The maximum sampled thickness of this unit is 1.3 m in H 9602, where the ostracod faunas consist of polyhaline water species (*Loxococoncha rhomboides*) associated with

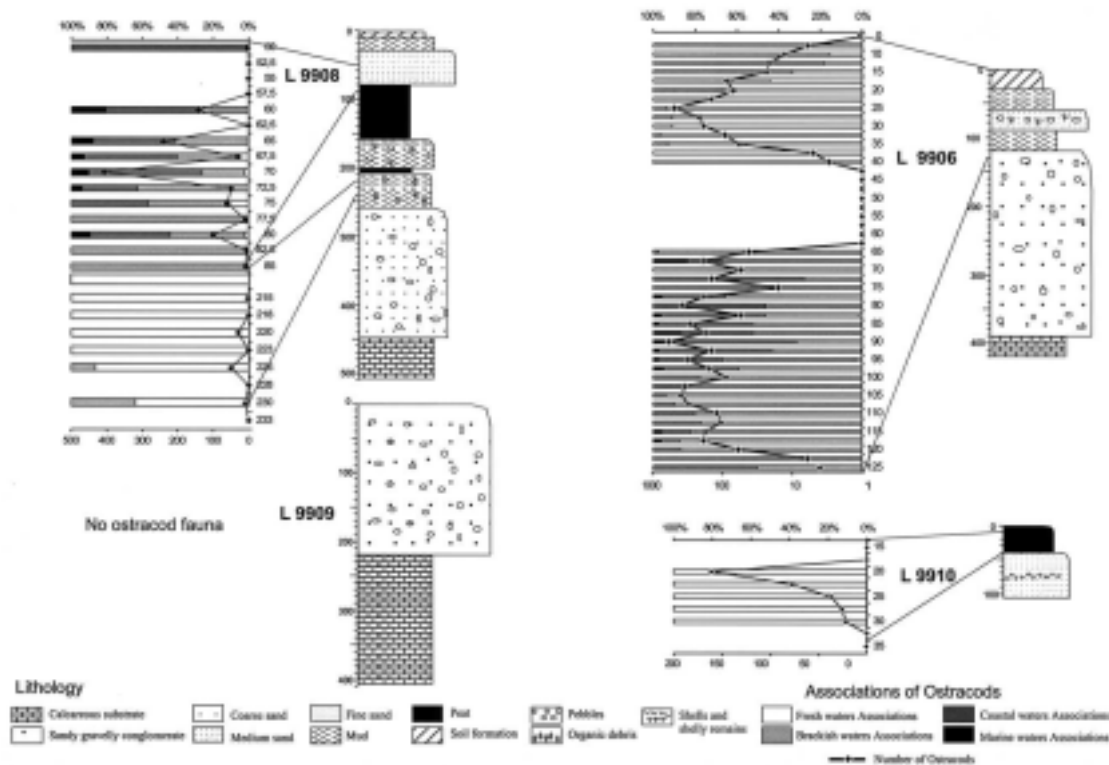


Figure 5. Lithology and ostracoda fauna contents of the cores L 9908, L 9906, L 9909 and L 9910.

marine species and coastal species (*Aurila convexa*, *Callistocythere* sp.). The homogeneous size of all individuals indicates that they were probably transported. To the north-west, core L 9818 shows an abundant ostracod fauna (up to 2 300 individuals for 50 g sediment at 1.8 m) at the very top of this unit. It consists mainly of brackish water species, with dominant *Cyprideis torosa*. Some freshwater organisms as well as charophytes are also present. In core L 9908, the accumulation rate is estimated to be around $0.12 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$. Ostracods appear around 2.3 m depth and consist of brackish water species progressively replaced by freshwater species until 2.15 m depth. Their abundance is clearly lower than in L 9918, with a maximum of fifty individuals (for 50 g sediment) around 2.25 m. This muddy unit indicates a first period of infilling, prior to about 5000 years BP, in a lagoonal/brackish water environment with a well established communication with the sea, allowing marine and coastal species to be transported

inside the marsh. Freshwater species are absent, except on the margins of the marsh (L 9908).

4) The mud is topped by a medium sand unit with shell debris, ranging in thickness between 0.7 m on the beach (L 9910) and 0.5 m inside the marsh. It contains diverse faunas with a predominance of brackish (*Cyprideis torosa* and *Laxoconcha elliptica*) and coastal water species while some marine species subsist. Brackish water faunas are probably in situ as they tend to be complete (juveniles and adults). Numerous foraminifers are observed in this sand, indicating an important reworking of coastal/marine material. Thus, the age of 5850 years BP (corrected from the marine reservoir effect) obtained on shell debris in core L 9818 may be slightly overestimated. The dates obtained on the basal peat directly overlying this unit allow to more confidently estimate the age of its deposition around 5000 years BP. This sand unit indicates a period of stronger dynamic conditions inside the marsh,

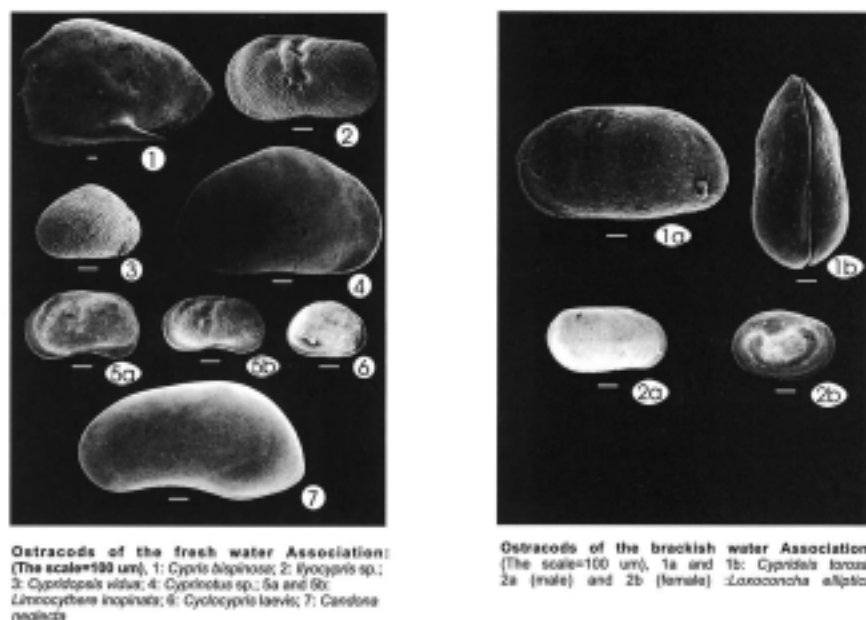


Figure 5. Characteristic ostracods from the freshwater and the brackish water associations.

due to either a positive sea-level tendency or a widening of the communication with the ocean. However, the marsh remains a lagoonal/brackish water environment, as indicated by the continued in situ development of brackish water ostracods.

5) A first peat unit develops, with occasional mud at the base (L 9908, H 9602). This unit appears to be widespread over the marsh and is the one outcropping on the beach at low tide. It indicates either a relative drop in sea level or a reduction of the communication with the sea, resulting in widespread marsh development. The occurrence of this layer on the present-day beach indicates that the coastline was located further to the south-west. The beginning of the peat development is dated between 5270 ± 70 (L 9908) and 4870 ± 50 years BP (H 9602). The top of this unit shows an abrupt erosive contact with the overlying sand or mud, making it impossible to exactly date its ending; however, the youngest age (3630 ± 50 years BP in L 9818, which is very close to that of 3600 ± 100 years BP obtained on the beach by Gabet, 1973) indicates that peat accumulation in the

marsh prevailed during at least 1 300 years. The accumulation rate in this peat layer is estimated to be around $0.08 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$.

Peat bogs are characterized by acid waters and usually do not allow the development and/or preservation of calcareous faunas. Inside the present-day marsh, ostracod faunas are restricted to the mud layers found at the base of this unit. They consist of dominant (50 to 70 %) freshwater species (*Limnocythere inopinata*, *Cardona* sp. in core H 9602; *Limnocythere inopinata*, *Cypridopsis vidua*, *Cardona* sp. div. in core L 9908), associated with brackish water species, indicating the persistence of a restricted temporary communication with the sea. Within the peat itself, the only occurrence of ostracod faunas is observed in core L 9818 between 1.2 and 1.4 m depth, with up to 40 % of brackish water species, indicating the persistence of some form of communication with the sea and in the southernmost core L 9910, with exclusively freshwater species (*Cardona* sp. div., *Cypridopsis vidua*), indicating this site was not connected to any channel despite being closer to the sea.

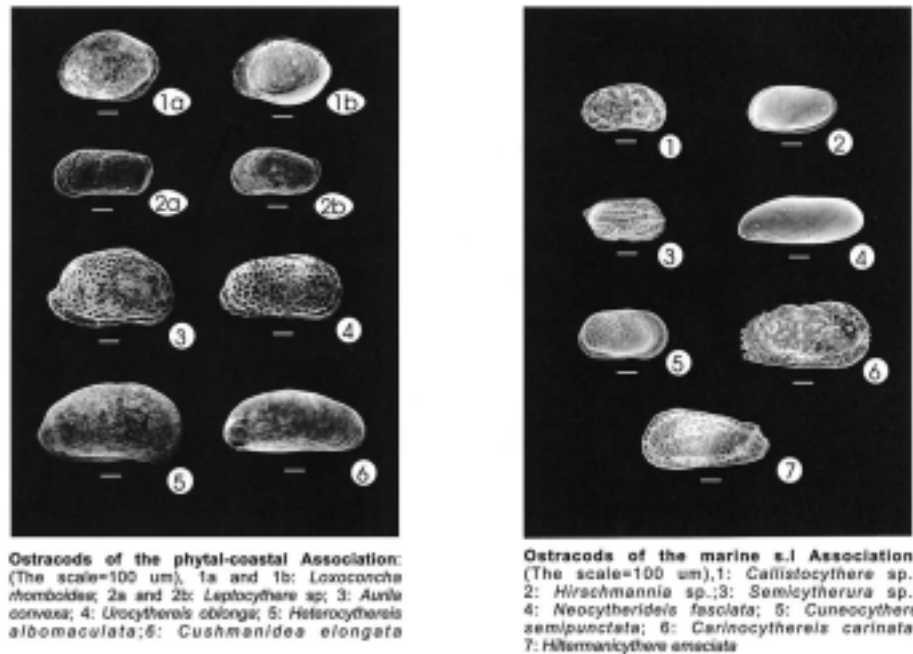


Figure 7. Characteristic ostracods from the phytal-coastal and the marine associations.

Table II. 14 C Ages obtained from the La Perroche marsh.

Core number	Depth (cm)	Absolute level NGF (cm)	Age (years BP)	Calibrated age (BP)	Sample type	Laboratory ref.	Meas. type
H 9602	55	-3	3 740 \pm 50	2335–1935 BC	Plant debris	Beta 102691	Conv
	160	-108	4 870 \pm 50	3795–3395 BC	Plant debris	Beta 102692	Conv
L 9818	22	58	3 630 \pm 50	4085–3835 BP	Plant debris	Beta 130951	Conv
	140	-60	5 290 \pm 50	5895–5615 BP	Plant debris	Beta 130950	Conv
L 9908	183	-103	5 850 \pm 40	6740–6555 BP	Ostracods	Beta 139287	AMS
	94	23	4 140 \pm 70	4845–4435 BP	Plant debris	Beta 135316	Conv
	160	-43	4 880 \pm 70	5740–5475 BP	Plant debris	Beta 135315	Conv
L 9817	199	-82	5 270 \pm 70	6255–5910 BP	Plant debris	Beta 135314	Conv
	110	98	2 070 \pm 70	2300–1875 BP	Plant debris	Beta 130953	Conv
	165	43	2 710 \pm 40	2870–2755 BP	Ostracode	Beta 139285	AMS
L 9906	290	-82	3 080 \pm 40	3375–3210 BP	Shells	Beta 139286	AMS
	97	-12	3 170 \pm 40	3465–3340 BP	Ostracode	Beta 139288	AMS

6) The peat is overlain with a sharp boundary by a 0.5-m thick sand layer with occasional shell debris, apparently restricted to the western and northern margins of the marsh (L 9908, H 9603, L 9906). An age of 3170 \pm

40 years BP (core L 9906) is consistent with the ones obtained from the top of the underlying eroded peat layer, although an eventual reworking and age over-estimation cannot be ruled out. Ostracod faunas show brackish water

forms progressively replaced by coastal and marine species. The latter are mainly displaced juvenile forms, suggesting they are supplied via a channel communicating with the sea, as presently observed in the Gironde estuary (Carbonel, 1980). The presence of foraminifers in cores H 9603 and L 9908 strongly suggests that an effective communication with the sea was re-established.

7) A second mud layer lies above the sand unit on the western and northern margins of the marsh, and directly over the eroded peat bed elsewhere. This mud layer generally does not exceed 0.4 m in thickness, except at the site of L 9817, where it represents the bottom 3 m of the core and lies directly above the calcareous substrate. It is therefore inferred that this core represents a deep channel incised in the older deposits at the time of the peat-bog destruction after 3600 years BP (Allen, 2000b; Steel and Pye, 1997). The channel was then filled during the deposition of this mud layer. Two ^{14}C dates obtained on shell debris give ages of 3080 ± 40 and 2710 ± 40 years BP, confirming that this infill is younger than the peat layer. A sedimentation rate of $0.32 \text{ cm}\cdot\text{yr}^{-1}$ demonstrates the rapidity of the channel infilling. Ostracod faunas in core L 9817 are well represented (up to 5 000 individuals around 1.3 m depth) and consist of over 90 % of freshwater species (*Cypridopsis vidua*, *Limnocythere inopinata* and *Candona* sp. div.). The other 10 % correspond to brackish water (*Loxococoncha elliptica*) and coastal (*Awila convexa*) forms. Some shell debris are found, along with some foraminifers observed between 2.9 and 1.2 m depth. In core H 9602, a rich freshwater fauna (*Limnocythere* and *Cypris bispinosa*) developed at around 0.4 m depth in the mud, while core H 9603 shows a brief reappearance of fresh- (80 %) and brackish water forms (20 %).

This mud unit indicates a progressive isolation from the ocean and a second phase of terrigenous infilling in mainly freshwater conditions above the erosion surface of the first peat layer. This is consistent with the results obtained by Bernard and Gruet (1994) showing a freshwater invasion after 3410 ± 60 years BP in the Ponthézière marsh. Further landward (L 9818, L 9906), the upper mud unit shows quite different faunal associations. In core L 9818, they consist of fresh- (30 %) and brackish water (70 %) ostracods with foraminifers and charophytes. In core L 9906, ostracods are present between 0.4 and 0.1 m depth, with exclusively freshwater forms (*Candona neglecta*, *Cypridopsis* sp.) at the base, progressively replaced by brackish water species (*Cypridopsis torosa*) above 0.35 m depth. These characteristics suggest

a much better communication with the sea than in the previous sites. Their location further inland suggest they were located closer to a channel communicating with the sea.

8) A second phase of peat development is evidenced in the southern part of the marsh (H 9602, L 9817). This unit does not exceed 0.3 m in thickness, and its base is dated around 2070 ± 70 years BP.

9) A 0.4-m thick sand layer is deposited over this second peat unit (L 9817) or directly above the underlying muds (H 9603). Due to the limited extension of this unit just behind the present-day dune system, it is assumed to represent the landward end of the associated sand sheet.

4.2. Comparison with the Gironde estuary

Apart from the sandy-gravelly layers covering the substrate, the Holocene sequence of the La Perroche marsh shows a consistent facies alternation which may be interpreted in terms of negative/positive sea-level tendency (Shennan et al., 1983).

After the first phase of mud deposition, a sand layer with reworked marine faunas is observed throughout the marsh. It is dated between 5850 (reworked marine shells) and 5290 ± 50 years BP (overlying peat) and indicates either a rising sea level or increased storminess. As there is no contemporaneous evidence of a similar event, either in the Gironde estuary or along the Aquitaine coast, we assume that the deposition of this sand layer is the result of a local influence (i.e. a positive sea-level tendency, a storm event).

The first phase of peat development may be interpreted as the result of a high water table and stable sea-level around 5300–4900 years BP. Similar peat layers developed at around the same time or slightly earlier in the internal/median zones of the Gironde estuary (5600–5000 years BP on the east bank, Mellalieu et al., 2000; 6200–5700 years BP on the west bank, Massé et al., in press b). These peat beds did not extend towards the estuary mouth due to a slower deposition rate/deeper substrate at that time (Massé et al., in press c).

The top of the peat bed is eroded and overlain on the eastern margin of the marsh by a sand layer containing reworked marine shells dated 3170 years BP, once again indicating a positive sea-level tendency or increased storminess. The exact age of this event, which might

have happened over a long time span, is difficult to assess as the top of the peat is eroded and the dated shells are most probably reworked. It occurs sometime between 3600 (the youngest date at the top of the first peat layer) and 2100 years BP (the beginning of the second period of peat development). However, there are numerous evidences for a similar and contemporaneous event throughout the Gironde estuary deposits. In the internal/median parts, a widespread erosion phase of the peat followed by a return to muddy deposition is evidenced on the east bank; it is even more difficult to date than in La Perroche but occurs before 2100 years BP (Mellalieu et al., 2000). Closer to the estuary mouth, a 'transgressive' event is inferred from benthic foraminifer distribution in the muddy infill of the east bank around 2800 years BP (Massé et al., in press c), while a 25-km long and up to 5-m thick chenier ridge (Cordon de Richard) developed on the west bank between 3000–2400 years BP (Massé et al., in press a). This event is apparently not restricted to the French Atlantic coast. Numerous palaeoenvironmental studies highlight an episode of positive sea-level tendency between 3000 and 2000 years BP along the Atlantic north-western European coastlines (Clavé et al., in prep.), from the North Sea and the British Isles (e.g. Baeteman, 1999; Berendsen and Stouthamer, 2000; Brew et al., 2000; Metcalfe et al., 2000; Plater et al., 2000a, 2000b) to the Spanish Cantabrian peninsula (e.g. Cearreta, 1993, 1994; Sánchez Goñi, 1996). This event may reflect an episode of rising sea level (Clemmensen et al., 1996; Long et al., 1999) and/or an increase in storminess and water precipitations leading to marshland inundations (Visset, 1988; Regnaud et al., 1996; Spencer et al., 1998; Waller et al., 1999; Brew et al., 2000). Some authors refer to a shift to wetter climatic conditions throughout north-western Europe around the subboreal/subatlantic transition (Van Geel et al., 1996; Anderson et al., 1998).

The second phase of peat development after 2100 years BP may indicate a new episode of stable or negative sea-level tendency. It is then interrupted by the settling of the present-day dune system and associated sand sheet.

5. SUMMARY AND CONCLUSIONS

This study allows the complete reconstruction of the Holocene sequence of the La Perroche marsh infilling, which can be summarized in six steps:

- During the Last Glacial Event (sea-level fall and lowstand), the calcareous substrate was eroded and a

fluvial sandy-gravelly unit was deposited. It is particularly thick on the northern and eastern margins of the marsh, preventing these areas from further accumulation.

- Around 6000 years BP, the La Perroche depression was flooded by the sea. Poorly-sorted gravelly, sandy to muddy clastic deposits containing brackish water and reworked coastal ostracods accumulate over the whole marsh, probably locking like a brackish water lagoon with restricted but perennial communication with the sea. Tidal currents reach the northern part of the depression. A first phase of mud deposition follows with a sedimentation rate of 0.12 cm yr^{-1} (core L 9908).

- An episode of marine invasion between 5800 and 5300 years BP results in a brief return to sand deposition with reworked marine shells and ostracod faunas.

- After 5300–4900 years BP, the communication with the sea decreases. A peat layer develops over the whole marsh (with an average sedimentation rate of 0.1 cm yr^{-1}), while ostracod faunas rapidly disappear after a brief episode of freshwater species development.

- Sometime between 3600 and 2100 years BP, and probably around 3000 years BP, a transgressive event causes a new flooding of La Perroche, resulting in the erosion of the upper part of the peat layer and the deposition of coastal and freshwater muds. This event is evidenced elsewhere in the Gironde estuary as well as in numerous locations in north-western Europe, demonstrating an episode of rising sea level/increased storminess/high atmospheric humidity between 3000 and 2000 years BP.

- A second phase of peat development occurs after 2100 years BP, indicating the definitive closing of the marsh. After that date, the La Perroche site is occupied by a freshwater marsh isolated from the ocean by the settling of the present-day sand dune system. A sporadic or highly channelized communication with the sea may occur as indicated by occasional brackish water ostracods in the deposits.

Acknowledgements

This work was realized in the framework of the European LIFE programme 'Coastal Change, Climate and Instability' (97ENV/UK/000510) coordinated by the County Council of the Isle of Wight. The authors would like to thank especially Mrs Cécile Baeteman and M Pierre Gresse for their invaluable help in improving the manuscript. This work is UMR 5805 EPOC contribution No. 1358.

REFERENCES

- Allen, G.P., 1972. Études processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde. Ph.D. thesis, université Bordeaux-I, No. 379.
- Allen, J.R.L., 2000a. Late Flandrian (Holocene) tidal paleochannels, Great Levels (Severn Estuary), SW Britain: character, evolution and relation to shore. *Mar. Geol.* 162, 353–380.
- Allen, J.R.L., 2000b. Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quat. Sci. Rev.* 19, 1115–1231.
- Anderson, D.E., Birney, H.A., Smith, M.A., 1998. Evidence for abrupt climatic change in northern Scotland between 3900 and 3500 calendar years BP. *The Holocene* 8, 97–103.
- André, A., 1986. Élaboration et analyse de cartes bathymétriques détaillées du proche plateau vendéo-charentais (Golfe de Gascogne). Ph.D. thesis, université Bordeaux-I, No. 2133.
- Baeteman, C., 1999. The Holocene depositional history of the IJzer palaeovalley (western Belgian coastal plain) with reference to the factors controlling the formation of intercalated peat beds. *Geol. Belg.* 2/3, 4, 39–72.
- Berendsen, H.J.A., Stouthamer, E., 2000. Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 161, 311–335.
- Bernard, J., 1996. Paléoenvironnement du Pays-de-Retz et du marais breton-vendéen. Ph.D. thesis, université de Nantes.
- Bernard, J., Gruet, Y., 1994. Analyse pollinique et malacologique de la tourbe de Ponthézère, Ile d'Oléron (Saint-Georges-d'Oléron, Charente Maritime). *Bull. Soc. Sc. Nat. Ouest France, nouvelle série* 16, 1–9.
- Bouguéil, B., Moreau, P., Dubreuilh, J., 1976. Carte géol. France (1/50 000), Feuille Ile d'Oléron (657), Orléans: BRGM (Notice explicative par Bouguéil, B., Moreau, P., Dubreuilh, J., Voué, J., 1976).
- Brew, D.S., Holt, T., Pye, K., Newham, R., 2000. Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Fensland embayment, eastern England. In: Shennan, I., Andrews, J. (Eds.), *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*, Geological Society, London, Special Publications, 166, pp. 197–217.
- Carbonel, P., 1980. Les Ostracodes et leur intérêt dans la définition des écosystèmes estuariens et de la plate-forme continentale. Essais d'application à des domaines anciens. Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine, vol. 11.
- Cearreta, A., 1993. Palaeoenvironmental interpretation of Holocene coastal sequences in the southern Bay of Biscay. *Geol. Rundsch.* 82, 234–240.
- Cearreta, A., 1994. Analisis micropaleontológico e interpretación paleoecológica del relleno sedimentario holoceno en el estuario del Bidasoa (golfo de Bizkaia). *Gesbios* 27, 271–283.
- Cearreta, A., Murray, J.W., 1996. Holocene palaeoenvironmental and relative sea-level changes in the Santona Estuary, Spain. *J. Foraminiferal Res.* 26, 289–299.
- Clavé, B., 2001. Changements côtiers à l'Holocène en zone aquitaine et saintongeaise. Mémoire de doctorat, université Bordeaux-I.
- Clavé, B., Massé, L., Diot, M.F., Carbonel, P., Tastet, J.P. Palaeoenvironmental and archaeological evidences of an abrupt climatic change along the French southwestern coasts between 3000 and 2000 years BP, in prep.
- Clemmensen, L.B., Andreasen, F., Nielsen, S., Sten, E., 1996. The late Holocene coastal dune-field at Vejers, Denmark: characteristics, sand budget and depositional dynamics. *Geomorphology* 17, 79–88.
- Clet-Pellerin, M., Lantidon, J.P., Delibrias, G., 1981. Les formations holocènes et pléistocènes de la partie orientale de la Baie du Mont Saint-Michel. *Bull. Soc. Linn. Normandie* 109, 3–20.
- Derys, L., Baeteman, C., 1995. Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium - a first assessment. *Mar. Geol.* 124, 1–19.
- Diot, M.F., Tastet, J.P., 1995. Paléo-environnements holocènes et limites chronoclimatiques enregistrés dans un marais estuarien de la Gironde (France). *Quaternaire* 6, 85–94.
- Duc, A.W., Tye, R.S., 1987. Evolution and stratigraphy of a regressive barrier/backbarrier complex: Kirwah Island, South Carolina. *Sedimentology* 34, 237–251.
- Gabet, C., 1973. Le banc de tourbe sur l'estran de la baie de Perroche (Ile d'Oléron). *Bull. Soc. Archéol. Hist. Charente Maritime* 25, 297–307.
- Gebels, W.R., 1994. Determining relative sea-level change from salt-marsh foraminifera and plant zones on the coast of Maine, USA. *J. Coastal Res.* 10, 990–1009.
- Jennings, S.C., Carter, R.W.G., Orford, J.D., 1993. Late Holocene salt marsh development under a regime of rapid-sea-level rise: Chezacook Inlet, Nova Scotia. Implications for the interpretation of palaeomarine sequences. *Can. J. Earth Sci.* 30, 1374–1384.
- Kidson, C., 1986. Sea-level changes in the Holocene. In: Van de Plasche, O. (Ed.), *Sea-Level Research: A Manual for the Collection and the Evaluation of the Data*. Geo Books, Norwich, pp. 27–64.
- Klingebiel, A., Larroumet, C., Caumont, P., Pujos, M., Barbaroux, L., Gouleau, D., Ottman, F., Avoine, J., Dupont, J., Hommeril, P., 1980. Modèle de sédimentation littorale actuelle en zone tempérée. La façade maritime française de l'Atlantique à la Manche. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine* 27, 113–164.
- Laporte, L., Cros, J.-P., Fontugne, M., Gebhardt, A., Gruet, Y., Marguerite, D., Oberlin, C., 1998. Les occupations néolithiques de la côte occidentale de l'île d'Oléron, L'Homme préhistorique et la mer, 120^e Congrès CTHS, Aix-en-Provence, pp. 197–238.
- Larroumet, C., 1989. La baie du Mont-Saint-Michel: Un modèle de sédimentation en zone tempérée. *Bull. Inst. Géol. Bassin Aquitaine* 46, 5–73.
- Leroux, P., Tastet, J.P., 1994. Facies, internal structures and sequences of modern Gironde-derived muds on the Aquitaine inner shelf, France. *Mar. Geol.* 120, 267–290.
- Leroux, P., Weber, O., Marambat, L., Tastet, J.P., Jouanneau, J.M., Turon, J.L., 1989. Datation d'une vase de plate-forme atlantique au débouché d'un estuaire : la vase à l'ouest de la Gironde (France) est d'âge historique (VI^e siècle à nos jours). *C. R. Acad. Sci. Sér. II* 308, 935–940.

- Lesueur, P., Tastet, J.P., Marambat, L., 1996. Shelf mud fields formation within historical times: examples from offshore the Gironde estuary, France. *Cont. Shelf Res.* 16, 1849–1870.
- Long, A.J., Scaife, R.G., Edwards, R.J., 1999. Pine pollen in intertidal sediments from Poole Harbour, UK; implications for late-Holocene sediment accretion rates and sea-level rise. *Quat. Int.* 55, 3–16.
- Marambat, L., 1992. Paléoenvironnements et emprise anthropique dans l'Ouest Aquitain et la Saintonge à l'Holocène. L'apport de la palynologie. Ph.D. thesis, université Bordeaux-I.
- Masó, L., Clavé, B., Tastet, J.P., Gruet, Y., in press a. The 'Cordon de Richard': morphology and construction processes of a fossil chenier ridge on the western bank of the Gironde estuary, S.W. France. *Quat. Int.*
- Masó, L., Diot, M.F., Tastet, J.P., Capdeville, J.P., Lapeyre, R., Marambat, L., Lesueur, P., in press b. Holocene palaeoenvironments of the Reysson marsh on the western bank of the Gironde estuary, S.W. France. *Quat. Int.*
- Masó, L., Wang, J., Tastet, J.P., in press c. Vertical accretion of the Holocene infill of the Monard marsh (Barzan, Gironde Estuary, France). *Quat. Int.*
- Mellalien, S.J., Masó, L., Coquilias, D., Alfonso, S., Tastet, J.P., 2000. Holocene development of the east bank of the Gironde estuary: geoarchaeological investigation of the Saint-Ciers-sur-Gironde marsh. In: Pye, K., Allen, J.R.L. (Eds.), *Coastal and Estuarine Environments: Sedimentology, Geomorphology and Geoarchaeology*. Geological Society, London, Special Publications, 175, pp. 317–341.
- Metcalfe, S.E., Ellis, S., Horton, B.P., Innes, J.B., McArthur, J., Mifflin, A., Parkes, A., Petráček, J.S., Rees, J., Ridgway, J., Rutherford, M.M., Sherman, I., Tooley, M.J., 2000. The Holocene evolution of the Humber Estuary: reconstructing change in a dynamic environment. In: Sherman, I., Andrews, J. (Eds.), *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*. Geological Society, London, Special Publications, 166, pp. 197–217.
- Mozzadec-Kerfoum, M.T., 1974. Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire. Analyse pollinique de dépôts organiques littoraux. *Mém. Soc. Géol. Minéral. Bretagne* vol. 17.
- Mozzadec-Kerfoum, M.T., 1985. Variations du niveau marin à l'Holocène en Bretagne (France). *Einzeljahr Gegenwart Hannover* 35, 15–22.
- Péchiat, M., 1954. Géologie de l'île d'Oléron. D.E.S., université Bordeaux-I.
- Pineau, E., 1891. Nouvelle contribution à la géographie péolithique des côtes occidentales de France, Association Française pour l'Avancement des Sciences, Congrès de Marseille, p. 206.
- Plater, A.J., Horton, B.P., Hayworth, E.Y., Appleby, P.G., Zong, Y., Wright, M.R., Rutherford, M.M., 2000a. Holocene tidal levels and sedimentation rates using a diatom-based palaeoenvironmental reconstruction: the Tees estuary, northeastern England. *The Holocene* 10, 441–452.
- Plater, A.J., Ridgway, J., Rayner, B., Sherman, I., Horton, B.P., Hayworth, E.Y., Wright, M.R., Rutherford, M.M., Winde, A.G., 2000b. Sediment provenance and flux in the Tees Estuary: the record from the Late Devonian to the present. In: Sherman, I., Andrews, J. (Eds.), *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*. Geological Society, London, Special Publications 166, pp. 197–217.
- Pontee, N.I., Tastet, J.P., Masó, L., 1998. Morphosedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc peninsula, SW France. *Oceanol. Acta* 21, 243–261.
- Regnaud, H., Jennings, S., Delaney, C., Lemaison, L., 1996. Holocene sea-level variations and geomorphological response: an example from northern Brittany (France). *Quat. Sci. Rev.* 15, 781–787.
- Regrain, R., 1980. Géographie physique et télédétection des marais charentais. Thèse d'État, univ. Bretagne-Occidentale, Brest.
- Sánchez-Goni, M.F., 1996. Vegetation and sea-level changes during the holocene in the estuary of the Bidasoa. *Quaternaire* 7, 207–219.
- Sauriau, P.G., Gruet, Y., 1988. Essai de reconstitution d'un paléoenvironnement marin récent dans le marais poitevin (Charente maritime). *Haliois* 18, 9–20.
- Sherman, I., Tooley, M.J., Davis, M.J., Haggart, B.A., 1983. Analysis and interpretation of Holocene sea-level data. *Nature* 302, 404–406.
- Spencer, C.D., Plater, A.J., Long, A.J., 1998. Rapid coastal change during the mid- to late Holocene: the record of barrier estuary sedimentation in the Romney Marsh region, southeast England. *The Holocene* 8, 143–163.
- Steel, T.J., Pye, K., 1997. The development of saltmarsh tidal creek networks: evidence from the UK. *Canadian Coastal Conference*.
- Stuiver, M., Braziunas, T.F., 1993. Modeling atmospheric ^{14}C influences and ^{14}C ages of marine samples back to 10,000 BC. *Radiocarbon* 35, 137–189.
- Van Geel, B., Burman, J., Waterbolk, H.T., 1996. Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *J. Quat. Sci.* 11, 451–460.
- Verger, F., 1968. Marais et Waddens du littoral français. Biscaye Frères, Bordeaux.
- Vinot, L., 1988. The Bière marshlands: a palynological survey. *New Phytol.* 110, 409–424.
- Vos, P.C., de Wolf, H., 1997. Palaeo-environmental diatom study of the Holocene deposits of the Province of Zeeland (SW Netherlands). *Meded. Ned. Inst. Toegep. Geowet. TNO* 59, 111–141.
- Vos, P.C., Van Kesteren, W.P., 2000. The long-term evolution of the intertidal mudflat in the northern Netherlands during the Holocene; natural and anthropogenic processes. *Cont. Shelf Res.* 20, 1687–1710.
- Waller, M.P., Long, A.J., Long, D., Innes, J.B., 1999. Patterns and processes in the development of coastal mire vegetation: Multi-site investigations from Wolland Marsh, Southeast England. *Quat. Sci. Rev.* 18, 1419–1444.
- Welsh, J., 1967. Les lignites du littoral et les forêts submergées de l'Ouest de la France. *Anthropologie* 23, 201–223.
- Yasini, I., 1969. Écologie des associations d'Ostracodes du Bassin d'Arcachon et du littoral atlantique : application à l'interprétation de quelques populations du Tertiaire aquitain. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine* 7, 288.

3. ANALYSES MALACOLOGIQUES

La carotte L9906 a fait l'objet d'analyses malacologiques dans le but de confirmer et de compléter les informations sur la succession des paléo-environnements holocènes dans le marais de La Perroche. Les variations de la densité des coquilles et de la quantité des espèces sont observées de manière détaillée (Dupont, 2000).

Pour comprendre l'évolution globale de l'environnement sur le site de la carotte L9906, la malacofaune a été divisée en cinq grands ensembles associés à des types d'environnements présentant un degré croissant de confinement (Figure 21).

Les résultats des analyses malacologiques sont schématisés dans la Figure 21. Nous y avons également représenté les associations d'ostracodes de la carotte L9906 afin de pouvoir comparer entre eux les résultats malacologiques et micropaléontologiques.

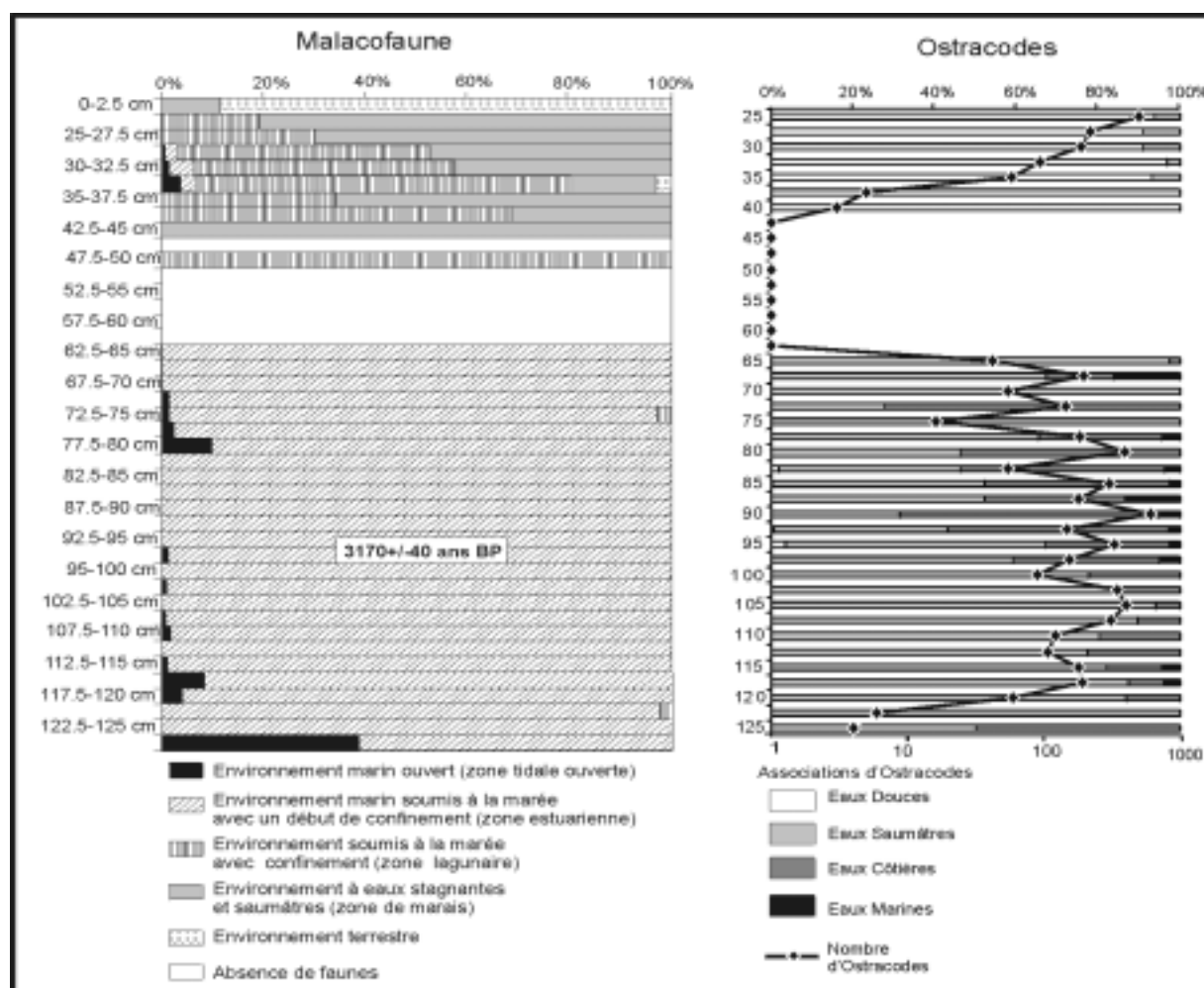


Figure 21 : Résultats de l'étude malacologique (d'après Dupont, 2000) et micropaléontologique (ostracodes) de L9906.

Les dépôts de la base de la carotte L 9906 caractérisent un environnement marin ouvert.

Après un hiatus de malacofaune (de 377.5 à 150 cm), on observe des changements fondamentaux dans l'environnement avec des apports à la fois d'eaux marines et d'eaux douces (de 127.5 à 62.5 cm), pouvant avoir une origine anthropique. Les ostracodes témoignent également des influences à la fois d'eaux marines et d'eaux douces avec des faunes majoritairement saumâtres et côtières ainsi que quelques individus marins. Vers 3170 ±40 ans BP, comme en témoigne la datation ¹⁴C, le milieu était confiné bien que toujours soumis à l'influence des marées.

Puis, après un arrêt brutal des dépôts de malacofaunes (de 62.5 à 50 cm) et de l'ostraco-faune (62.5 à 42.5 cm), le milieu est isolé de toute influence océanique avec des eaux stagnantes et saumâtres dans le marais. Une légère influence marine se marque entre 35 et 27.5 centimètres dans la malacofaune. Les ostracodes n'enregistrent que quelques influences saumâtres.

La malacofaune au sommet de la carotte caractérise le retour des eaux stagnantes riches en végétaux et des mollusques d'eaux douces témoignant du confinement définitif de la zone. Les ostracodes présentent une très grande majorité d'individus caractérisant un milieu dulçaquicole et attestant de l'isolement du site de L9906.

La quantité et la bonne préservation de la malacofaune dans la carotte L9906 a permis de valider et de préciser les résultats obtenus avec l'ostraco-faune.

Les analyses malacologiques paraissent également cohérentes avec les informations obtenues grâce aux études sédimentologiques. Elles montrent le confinement progressif de la zone avec une ré-invasion marine après 3170±/40 ans BP (1520-1320 ans BC).

4. ETUDE ARCHEOLOGIQUE DU SITE DE LA PERROCHE

Des investigations archéologiques ont été menées sur le site de La Perroche par Luc Laporte de l'Université de Rennes et son équipe. Dans le cadre de notre étude, nous voulions savoir à quelle époque l'homme avait occupé le site et dans quel type d'environnement (littoral ?, lagunaire ?, lacustres ?) il avait alors évolué.

En bordure du marais, un site archéologique a été mis à jour sur un petit promontoire rocheux, en arrière du cordon dunaire (Figure 16). Il se compose d'un amas de blocs calcaires reposant sur le substrat et semblant marquer l'emplacement de structures construites (Laporte, 1994; Laporte *et al*, 1998 b). A proximité, un important matériel archéologique (céramique, industrie lithique, ossements, coquillages) est mis à jour dont une partie au moins est attribuable à l'Artenacien (2900-2500 ans BC) (Laporte, 1994; Laporte *et al*, 1998 b). Parmi plus de 300 tessons retrouvés, on compte des bols, des écuelles et des gobelets. Ont également été recueillis une centaine de pièces lithiques comprenant trois racloirs, deux grattoirs, une dizaine de pièces quadrangulaires pouvant être des perçoirs, une hache polie brûlée, un

fragment de meule en grès et un petit poinçon en os (Laporte *et al*, 1998 b). On retrouve sur ce site une activité de fabrication de perles discoïdes en coquillage.

La présence de scories cuivreuses atteste de l'existence d'une métallurgie primitive constituant l'une des plus anciennes traces d'activité métallurgiques dans l'Ouest de la France (Laporte *et al*, 1996).

Certains témoins archéologiques retrouvés en surface, comme la partie supérieure d'une grande jarre et ce qui pourrait être une pastille appliquée (ou une couche d'enduit sur le vase?), pourraient indiquer une perdurance de l'occupation pendant le Campanien (2500-2200 ans BC), soit jusqu'au début de l'Age du Bronze.

En résumé, les découvertes archéologiques à La Perroche se composent :

→ d'un site attribuable à l'Artenacien et voué au moins en partie à la fabrication de parures en coquillage et retrouvé à la base de la dépression.

→ d'un gisement campaniforme affleurant au sommet des tourbes à proximité du rivage ancien (Laporte *et al*, 1998 b).

L'évolution des styles de décor céramique et des modes d'occupation du territoire tendent à montrer la possibilité d'une certaine contemporanéité entre deux groupes culturels, artenaciens et campaniformes, vivant sur le littoral charentais et l'exploitant chacun différemment (Laporte *et al*, 1998 b).

A partir des résultats paléo-environnementaux obtenus dans le marais de La Perroche, nous pouvons supposer que ces populations ont vécu entre 2900 et 2200 ans BC, en bordure d'une zone de marécages. Cette implantation peut paraître, à première vue, illogique du fait du caractère probablement insalubre de ce type d'environnement. Cependant leur proximité avec la mer a pu favoriser leur développement économique et culturel. L'origine de l'abandon du site de La Perroche à partir de 2200 ans BC est encore inconnu.

E. CONCLUSIONS

L'étude paléo-environnementale (géophysique, sédimentologique, micropaléontologiques et malacologiques) et archéologique du marais de La Perroche nous a permis de reconstituer, au cours de l'Holocène, l'évolution d'un marais côtier directement ouvert sur la façade atlantique et hors de toute influence hydrologique et sédimentaire de l'Estuaire de la Gironde.

La séquence de remplissage holocène fait apparaître une première invasion marine d'une dépression façonnée à la fin de la dernière période glaciaire. Puis, antérieurement à 5000 ans BP, un faciès de schorre se développe et la ligne de rivage recule. Entre 5000 et 3500 ans BP environ, une zone de marécages se met en place dans un contexte continental. Entre 3500 et

2000 ans BP, la zone est de nouveau envahie par les eaux à la fois d'origine continentale et océanique, et, à partir de 2000 ans BP, elle est définitivement occupée par un marais.

Cette étude met en évidence une remise en eaux ou ré-invasion du marais entre 3500 et 2000 ans BP. Il est difficile de savoir si elle peut être attribuable à une remontée du niveau marin ou à un phénomène climatique (tempêtes et/ou précipitations).

Le site de La Perroche constitue un lieu privilégié pour l'étude du peuplement néolithique insulaire et de ses interactions avec l'environnement. Les investigations archéologiques mettent en évidence une occupation du site entre la fin du Néolithique et le tout début de l'Age du Bronze (2900 à 2200 ans BC). A cette période, la mer se retire et les marécages se développent. Le site de La Perroche, localisé à proximité du littoral sur un petit promontoire rocheux, offre alors aux populations un habitat protégé et un accès privilégié à la mer. Aucune trace d'occupation humaine postérieure au Campanien (2500-2200 ans BP) n'a été mise en évidence. Il semble qu'à partir du début de l'Age du Bronze, le site ait été abandonné pour une raison inconnue.

**CHAPITRE III :
LES MARAIS DE L'ESTUAIRE
DE LA GIRONDE**

L'étude du remplissage holocène des vallées latérales à l'Estuaire de la Gironde a fait l'objet de nombreux travaux depuis le début du XX^{ème} siècle. Ces études sont basées essentiellement sur les formations argileuses des marais estuariens (Welsh, 1910; Glangeaud, 1935; Fabre, 1939) ainsi que sur les différentes terrasses en Aquitaine (Blayac, 1913; Fabre, 1939; Castaing, 1970). A partir de 1970, de nombreuses études sédimentologiques et lithostratigraphiques (Allen *et al*, 1970; Ferral, 1970; Assor, 1972) établissent des relations entre les différents faciès de comblement récents et actuels de l'estuaire et les étapes de la remontée du niveau marin à l'Holocène. Une étude stratigraphique et cartographique menée dans la Péninsule du Médoc (Marionnaud, 1972; Dubreuilh and Marionnaud, 1973) a conduit à l'élaboration de la carte géologique du Nord de l'Aquitaine (Marionnaud, 1972).

L'objectif de notre étude était de compléter les connaissances sur l'évolution de ce site atelier au cours de l'Holocène. Pour cela, nous avons réalisé de nouvelles études paléo-environnementales (Marais de Talais, Cordon de Richard) couplées à des investigations archéologiques dans chacun des marais estuariens étudiés et sur le littoral atlantique.

A. CADRE GEOGRAPHIQUE ET GEOLOGIQUE

L'estuaire de la Gironde, situé sur la façade atlantique du sud-ouest de la France, est le plus grand des estuaires européens. Il se définit comme la région comprise entre l'Océan Atlantique, à l'Ouest, et la confluence de la Garonne et de la Dordogne au Bec d'Ambès, à l'Est (Jouanneau et Latouche, 1981). Sa longueur atteint 76 kilomètres. Sa largeur avoisine les 18 kilomètres à proximité de l'embouchure et est réduite à 3 kilomètres au niveau de la confluence entre la Garonne et la Dordogne (Allen, 1972).

L'estuaire de la Gironde draine le Bassin Aquitain qui forme une dépression comblée par des sédiments secondaires et tertiaires. Les massifs primaires de Vendée et du Massif Central le bordent au Nord et à l'Est et les massifs tertiaires pyrénéens au Sud. Les formations du socle sont d'âge primaire. Les sédiments jurassiques et crétacés forment une série d'auréoles analogues à celles du Bassin de Paris, régulières au Nord et à l'Est, moins régulières au Sud, les terrains les plus anciens étant à la périphérie.

La Gironde est à l'origine une vallée incisée dans des calcaires tertiaires durant l'épisode glaciaire du Weichselien (100 000-18 000 ans BP) (Jouanneau et Latouche, 1981; Pontee *et al*, 1998). Elle sépare deux provinces géologiquement et morphologiquement contrastées (Figure 23). Au Sud et à l'Ouest de l'estuaire, s'étend la grande plaine quaternaire des Landes, formée d'un épandage sableux, ou "Sable des Landes", recouvrant un substrat secondaire et tertiaire. Elle est limitée le long de l'estuaire et de la Garonne par les terrasses plio-pleistocènes recouvrant les formations antérieures. Au Nord et à l'Est de l'estuaire, le paysage est constitué par les calcaires mésozoïques et cénozoïques de la Saintonge et du Blayais (Allen, 1972).

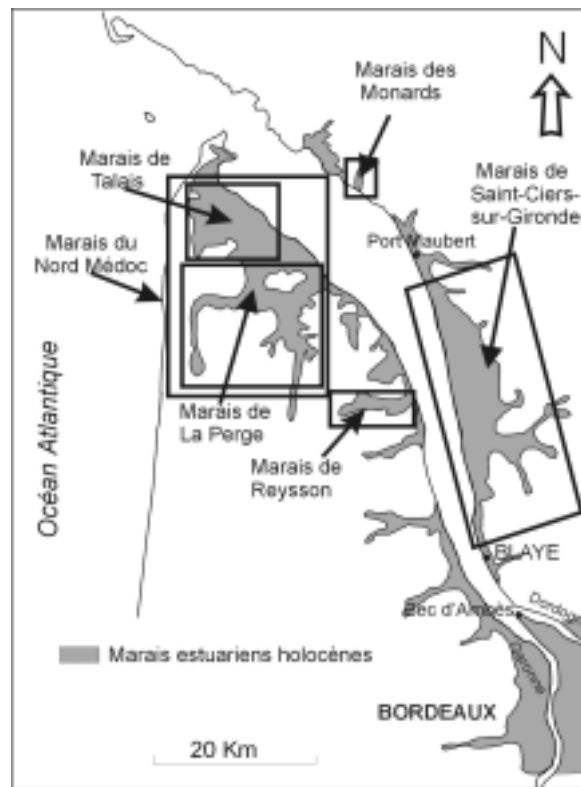


Figure 22 : Morphologie de l'Estuaire de la Gironde et localisation des marais holocènes étudiés.

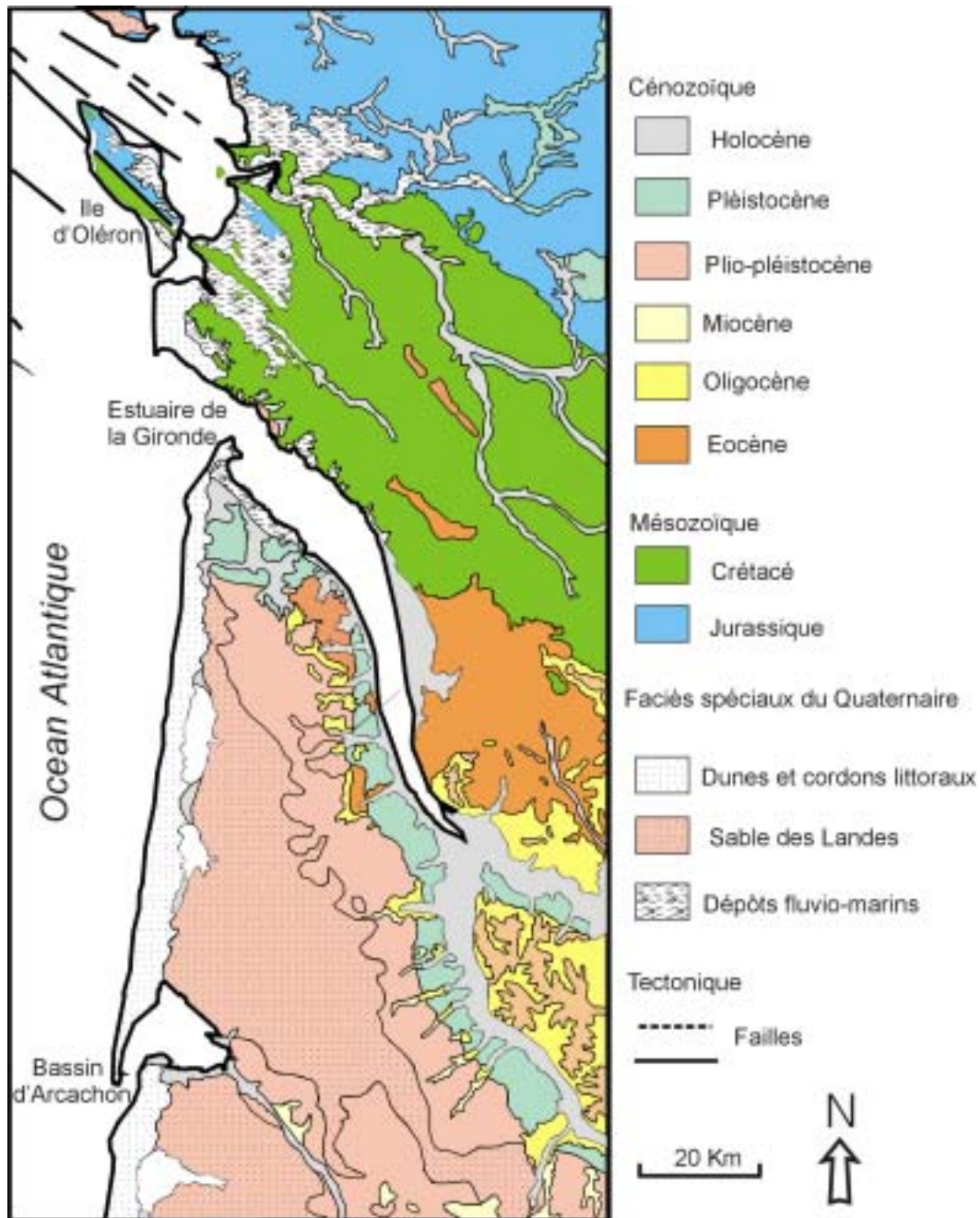
Les marais estuariens constituent le terme ultime du comblement sédimentaire des vallées latérales de la Gironde. Ils témoignent d'une progradation dans la sédimentation estuarienne de l'amont vers l'aval. Ils se sont mis en place le long de la rive droite, sur un substratum de calcaires secondaires (crétacé) ou tertiaires (éocène) et, le long de la rive gauche, sur un substratum tertiaire (éocène, oligocène) et entre les terrasses fluviales graveleuses pléistocènes (Figure 23).

Sur la rive gauche de l'estuaire, entre les terrasses graveleuses, on distingue deux unités sédimentaires de marais : les "palus" situés entre les terrasses et une ride sableuse de type chenier appelée le "Cordon de Richard" (Massé *et al*, in press c) et les "mattes" entre ce cordon et l'estuaire (Pontee *et al*, 1998; Massé *et al*, in prep) (Figure 25).

Au large, la paléo-vallée s'étend sur le plateau continental actuel (Lericolais *et al*, 2001). Elle a constitué un piège pour les particules fines pendant la remontée du niveau marin à l'Holocène (Pontee *et al*, 1998). Depuis 2000 ans, l'expulsion des particules fines de l'embouchure de la Gironde a entraîné la formation de deux vasières sur le plateau continental aquitain (Lesueur et Tastet, 1994; Lesueur *et al*, 1996, 2001; Lesueur, 2001). Les vasières Ouest (West Gironde Mud Patch ou WGMP) et Sud Gironde (South Gironde Mud Patch ou SGMP) recouvrent les sables et les graviers du plateau continental nord-aquitain. Elles sont constituées de sédiments fins (sables fins à silts) dont une partie provient du remaniement des sables recouvrant le fond de l'estuaire, lors de périodes de haute énergie (tempêtes) (Lesueur

et al, 1996). Ce processus a également été favorisé par les facteurs climatiques et anthropogéniques (déforestations).

Les deux unités de marais et la vasière actuelle constituent une zone de quelques centaines de kilomètres carré (Allen et Posamentier, 1993). Les marais estuariens s'étendent à une altitude comprise globalement entre 1 et 3 mètres au dessus du niveau marin actuel.



Les marais de l'Estuaire de la Gironde constituent un lieu privilégié dans l'étude des changements côtiers à l'Holocène. Nous nous sommes principalement intéressés, sur la rive gauche de l'estuaire, aux marais du Nord Médoc, comprenant les marais de "Talais" et de "La

Perge" ainsi qu'au marais de "Reysson". Sur la rive droite, les marais de "Saint-Ciers-sur-Gironde" et des "Monards" ont également été intégrés dans le cadre de notre étude (Figure 22).

Les marais de La Perge, de Reysson, de Saint Ciers et des Monards ont fait l'objet d'études paléo-environnementales détaillées (Diot and Tastet, 1995; Mellalieu *et al*, 2000; Massé *et al*, in press c) dont nous synthétiserons rapidement les résultats. Dans chaque marais, nous avons également réalisé une synthèse des témoins archéologiques, localisés dans ou en bordure de marais, à des altitudes globalement comprises entre 1 et 5 mètres. Seuls les principaux sites ont été répertoriés, l'objectif n'étant pas de présenter une liste complète et détaillée de chacune des découvertes mais d'utiliser les témoins archéologiques en tant qu'indicateurs paléo-environnementaux, et d'une certaine façon, paléo-climatiques. Pour cela, nous avons été aidés dans ce travail par plusieurs archéologues (Jacques Moreau, Julia Roussot-Larroque et Didier Coquillas). Les principales découvertes archéologiques sont localisées sur des cartes (Figure 25, Figure 41, Figure 43 et Figure 45) et synthétisées dans des tableaux d'inventaire (Figure 26, Figure 42, Figure 44 et Figure 46). Sur les cartes, nous avons représenté, grâce à un code de couleur, les périodes d'occupation auxquelles correspondent chaque témoin (Figure 24).



Figure 24 : Légende des périodes d'occupation auxquelles correspondent les témoins archéologiques dans les marais estuariens.

Dans le cadre de cette thèse, des analyses complémentaires ont été également réalisées, sur le marais de Talais, sur les affleurements littoraux du site de La Glaneuse et sur le cordon coquillier de Richard.

Nous avons communément classé les marais de l'Estuaire de la Gironde en deux catégories : "digité", c'est-à-dire constitué de plusieurs petites vallées tributaires de l'estuaire ou "ouvert", c'est-à-dire allongés le long de l'estuaire et donc largement ouvert sur celui-ci. Nous exposerons les résultats paléo-environnementaux et archéologiques des marais de la rive gauche de l'Estuaire de la Gironde, puis ceux de la rive droite.

B. MARAIS DE LA RIVE GAUCHE

1. MARAIS DE LA PERGE

Le marais de "La Perge" est un marais "digité", formé par la divagation d'un chenal latéral de l'estuaire (Figure 22). Il s'élève à une altitude d'environ 2 mètres au dessus du niveau marin. Il s'étend entre les terrasses graveleuses pléistocènes recouvrant un substrat tertiaire. Son affleurement est limité à l'Ouest par les systèmes dunaires holocènes, et la limite est par l'estuaire.

1.1. Témoins paléo-environnementaux

La séquence de remplissage holocène du marais de "La Perge" se compose, principalement de la base au sommet, de sables grossiers surmontés par plusieurs mètres d'argiles grises. Des niveaux de tourbes peuvent apparaître en surface des prélèvements et correspondent à des situations de confinement dans les zones les plus internes du marais. L'enregistrement sédimentaire se termine au XVII^{ème} et XVIII^{ème} siècles avec la poldérisation des marais du Nord-Médoc et leur mise en culture systématique (Diot et Tastet, 1995).

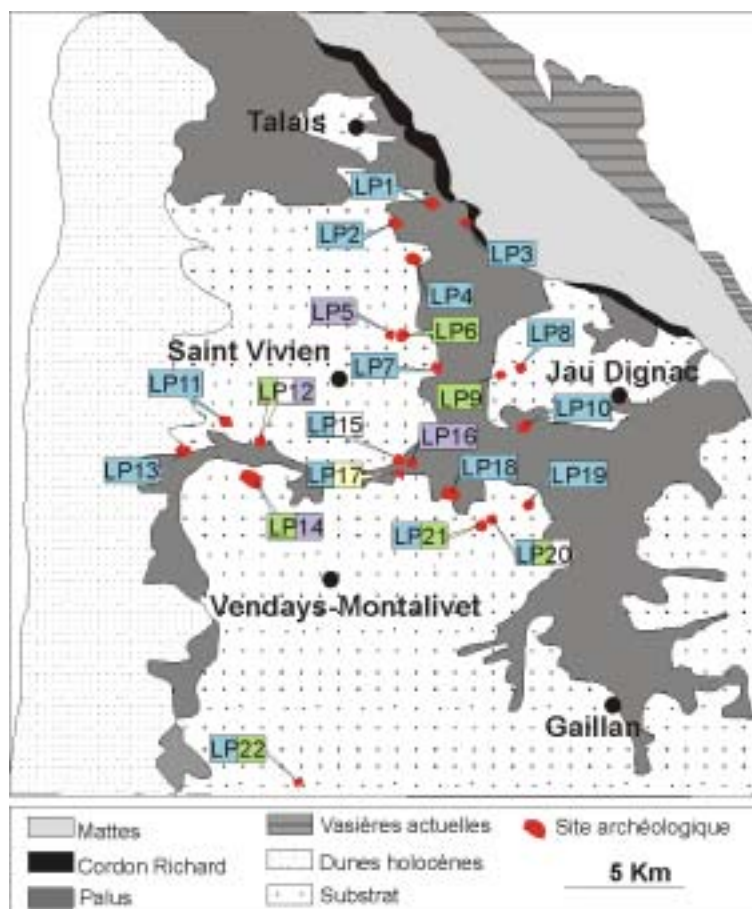


Figure 25 : Contexte géologique et archéologique du marais de La Perge.

Des analyses sédimentologiques et palynologiques ont été effectuées, permettant la réalisation d'une échelle "chronoclimatique" locale (Diot et Tastet, 1995; Diot *et al*, 2001). Des zones polliniques ont été définies pour le Nord-Médoc à partir de la variation des taux de pollens et de spores retrouvés dans les sédiments. L'âge des limites de zone est extrapolé sur la base de datations au ^{14}C .

A la tête du chenal de La Perge, des niveaux tourbeux se développent antérieurement à 5300 ans BP et jusqu'à l'époque gallo-romaine (soit jusqu'à 500 ans AD), alors que le reste du marais est le siège d'une sédimentation vaseuse estuarienne (Diot et Tastet, 1995). Entre 3000 et 2000 ans BP, une augmentation dans la quantité de spores de fougères semblerait témoigner d'une hausse de la nappe phréatique en relation avec une forte humidité atmosphérique. L'augmentation des précipitations aurait entraîné le transport des spores et leur accumulation en masse dans certaines zones. Cet épisode coïncide avec la mise en place du cordon coquillier de Richard, empêchant alors la pénétration des eaux estuariennes à l'intérieur du marais (Diot *et al*, 2001). La transition entre un milieu saumâtre et un domaine continental se marque dans les enregistrements polliniques à partir de 2100 ans BP.

1.2. Témoins archéologiques

Dans le marais de La Perge, nous avons recensé 22 sites archéologiques localisés dans ou en bordure de marais. On dénombre 16 témoignages d'occupations du Néolithique et de la période protohistorique, 7 de l'Age du Bronze, 1 de l'Age du Fer, 3 de l'époque gallo-romaine et 4 de l'époque médiévale (Figure 25, Figure 26).

Réf carte	Nom du site	Période d'occupation	Témoins archéologiques	Altitude m (N.G.F)
LP1	Cabanieux	Néolithique	Traces d'occupations (silex)	3
LP2	La Séougue	Néolithique	Traces d'occupations (silex)	3 - 4
LP3	La Hutte	Protohistorique	Enclos et fossés dans le marais (photos aériennes)	2
LP4	Gargassan	Néolithique	Traces d'occupations (silex)	2 - 3
LP5	Le Temple II	Ep. Médiévale	Prieuré et cimetière médiéval du XII, XV et du XVI ^{èmes} siècles	6
LP6	Le Temple I	Age du Bronze	Dépôt de hache en bronze	5 - 6
LP7	Panissas	Néolithique	Outils lithiques (haches, silex), possibles traces d'occupation	3 - 5
LP8	Méric II	Néolithique	Traces d'occupations (silex)	5 - 6
LP9	Méric I	Age du Bronze	Dépôt de haches, silex	4 - 5
LP10	L'Oustau neuf	Néolithique	Possible occupation avec outils lithiques et céramiques	2
LP11	Taste-Soule	Néolithique	Hache isolée	5

LP12	Les Cercins	Age du Bronze, Ep. Gallo-romaine et Médiévale	Dépôt de matériel du Néolithique et du Bronze, Fortifications médiévale	3 - 4
LP13	L'Estremeyre	Néolithique	Traces d'occupations (silex)	3 - 5
LP14	Mayan	Age du Bronze, Ep. Médiévale	Dépôt de haches du Bronze, fortifications médiévales (fossés)	4 - 5
LP15	Le Taste I	Néolithique, Ep. Gallo-Romaine	Occupations néolithique (silex) et gallo-romaine	4 - 5
LP16	Le Taste II	Ep. Médiévale	Fortifications (fossés)	2 - 3
LP17	Merlanzac	Mésolithique, Age du Fer	Occupation mésolithique avec fosses du Second Age du Fer	3
LP18	Les Pargaux	Néolithique	Traces d'occupations (matériel lithique, silex)	3
LP19	Le Loc	Néolithique	Traces d'occupations (silex, céramiques)	3
LP20	Le Plancat	Néolithique, Age du Bronze, Ep. Gallo-Romaine	Traces d'occupations néolithiques, occupations du Bronze et gallo-romaines (silex, céramiques)	3 - 4
LP21	L'Angle	Néolithique, Age du Bronze	Traces d'occupations néolithiques et du Bronze (silex, céramiques)	5
LP22	Lapartens	Néolithique, Age du Bronze	Structures en bois avec silex et céramiques	

Figure 26 : Inventaire archéologique dans le marais de La Perge

Dans le marais de La Perge, seules les époques préhistoriques et protohistoriques sont bien représentées (Coquillas, 2001). Les sites néo-chalcolithiques (2200-1800 ans BC) et quelques uns de l'Age du Bronze, sont généralement retrouvés dans les zones basses et humides en bordure des terrasses pléistocènes et au contact des marais (Figure 25, Figure 26). Ils montrent une grande densité d'occupation humaine (Les Pargaux, Le Loc, Le Plancat, L'Angle, Lapartens). Les découvertes néolithiques sont matérialisées par des séries lithiques abondantes associées traditionnellement à des éléments domestiques comme de la céramique. Certains de ces sites sont des habitats.

Parmi les sites de l'Age du Bronze, les fouilles récentes de J. Roussot-Larroque ont mis à jour, à Lapartens (Figure 25, Figure 26), des structures bâties faites d'un assemblage de pièces de bois dont des datations au ^{14}C permettent d'attribuer à la transition entre le Bronze ancien et le Bronze moyen (environ 1500 ans BC) (Roussot-Larroque et Bernat, 1997). D'autres sites n'ont souvent livré que de la céramique associée à des outils en silex ou de haches en bronze (Mayan, Le Temple I). Les populations de l'Age du Bronze avaient une préférence pour les rivages et les paléo-rivages mais elles semblent préférer s'installer sur des terrains plus élevés à partir du Bronze moyen et final (Figure 25, Figure 26).

L'occupation devient moins claire à partir de la fin de l'Age du Fer à cause de la rareté des traces archéologiques (Coquillas, 2001) (Figure 25, Figure 26). Les témoins sont même inexistantes en ce qui concerne le premier âge du Fer. Les découvertes se résument à une fosse du second âge du Fer découverte à Merlanzac.

Les traces d'occupation humaine dans et autour du marais sont peu nombreuses, voire inexistantes au cours de l'époque gallo-romaine (Coquillas, 2001) (Figure 25, Figure 26). Les traces antiques dans ce secteur sont liées au trajet des routes et des points de passage de ces routes à travers le marais (possible voie romaine dans le Médoc (Le Taste I)).

Si nous n'avons pas de témoins archéologiques sur le Haut Moyen Age, l'organisation des communautés humaines médiévales après cette lacune paraît particulièrement bien développée à La Perge (Figure 25, Figure 26) : avec une concentration d'établissements fortifiés permettant la défense et la protection des points de passage dans le marais (Mayan, Le Taste II, Les Cercins, ...) (Coquillas, 2001).

La répartition des témoins archéologiques dans le marais de La Perge fait apparaître le recul des populations à la fin de l'Age du Bronze, suivi d'un abandon des sites côtiers au début de l'Age du Fer. L'occupation humaine dans le marais est à nouveau observée à partir du Second Age du Fer. Cet abandon des sites pourrait-il être en relation avec une remontée du niveau des eaux sur le site de La Perge? Rappelons qu'un épisode transgressif est mis en évidence dans le marais de La Perge, essentiellement par les analyses palynologiques, entre 3000 et 2000 ans BP soit entre la fin de l'Age du Bronze et la fin de l'Age du Fer.

2. MARAIS DE TALAIS

Localisé au Nord de la Péninsule du Médoc (Figure 22), le marais de Talais correspond à un marais "digité". Il est cerné, à l'ouest par les systèmes dunaires holocènes, au Sud, par la terrasse graveleuse de Saint Vivien et, au Nord-Est, par l'estuaire de la Gironde (Figure 25).

Nous allons présenter, dans un premier temps, les résultats des analyses sédimentologiques que nous avons effectué dans le marais de Talais. Puis, nous décrirons les témoins archéologiques et sédimentaires actuellement observables sur le littoral du Nord Médoc, à La Glaneuse, et qui représentent l'affleurement sous les dunes du prolongement occidental du marais de Talais. Dans cette zone, les témoins archéologiques sont découverts dans des argiles holocènes mises en place lors du colmatage du marais de Talais. Ils affleurent aujourd'hui sur le littoral du fait de l'érosion marine et éolienne particulièrement importante dans ce secteur. Grâce à l'étude de ces témoins, nous avons pu établir une reconstitution chronologique de l'évolution de ce site depuis environ 3000 ans.

2.1. Etude paléo-environnementale

2.1.1. Etude sédimentologique des nouvelles carottes

Trois carottages (L 9902, L 9903 et L 9904) ont été réalisés dans le marais de Talais (Figure 27).

Des analyses microgranulométriques ont été effectuées sur les niveaux argileux de chacune de ces carottes. Des datations au ^{14}C ont été réalisées à partir de coquilles de Scrobiculaires et de bois (Annexes: Figure 59). Nous indiquerons les âges en BP corrigé et en calibré BC/AD. Des analyses micropaléontologiques n'ont révélé qu'un petit nombre de foraminifères et quelques rares ostracodes. Le faible nombre de microfossiles ne permet pas de conclure sur les conditions paléo-hydrologiques de cette zone au cours de l'Holocène.

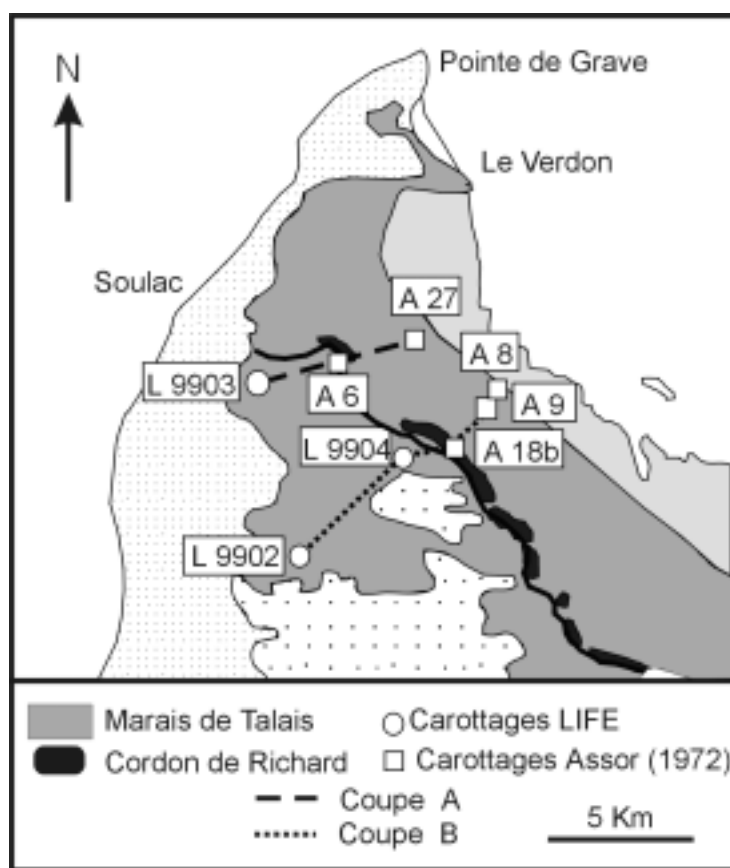


Figure 27 : Localisation, dans le marais de Talais, des carottages réalisés dans le cadre de notre étude (carottage LIFE) ainsi que des prélèvements antérieurs d'Assor en 1972.

La carotte L 9902 a été prélevée au Sud dans le marais de Talais. Longue de 7,8 mètres environ, elle se compose de la base au sommet d'environ 3 mètres de sables moyens à grossiers contenant des galets et des graviers et entrecoupés entre 7,4 et 7,6 mètres de

profondeur, par une fine couche d'argile. Ces sables sont surmontés par 4,8 mètres d'argiles gris bleues pouvant contenir des débris végétaux et coquilliers (Figure 28).

Les analyses granulométriques montrent que les argiles contiennent globalement entre 5 et 50% de fractions granulométriques supérieures à 30 μm . Entre 4 et 4,8 centimètres, les particules sont plus grossières témoignant du passage progressif entre les niveaux sablo-graveleux de la base des carottes et les argiles les recouvrant. Une augmentation de la taille des particules est également mise en évidence autour de 3.2 mètres de profondeur, alors qu'une diminution du taux de fractions $>$ à 30 microns apparaît vers 2.3 mètres. Ces fluctuations pourraient correspondre à des périodes de variations de l'hydro-dynamisme des courants.

Une datation au ^{14}C réalisée sur des coquilles de Scrobiculaires à 4,6 mètres de profondeur, donnent un âge de 5910 ± 50 ans corrigé BP (ou 4460-4295 ans BC).

Réalisée au Nord-Ouest dans le marais, la carotte L 9903, d'une longueur de 6,10 mètres, se compose de la base au sommet, d'environ 70 centimètres de sables grossiers devenant moyens entre 6,9 et 5,3 mètres, recouverts par 5,3 mètres d'argiles gris bleues à débris végétaux et coquilliers (Figure 28).

Les analyses granulométriques montrent que les argiles contiennent globalement entre 5 et 50% de fractions granulométriques supérieures à 30 μm . A la base, les particules plus grossières témoignent du remaniement avec les niveaux sous-jacents. Une tendance à l'accroissement de la taille des particules est observée vers 2.7 mètres de profondeur.

Une datation au ^{14}C à partir de débris coquilliers prélevés à 5,26 centimètres de profondeur a fourni un âge de 6280 ± 60 ans corrigé BP (ou 4915-4460 ans BC).

La carotte L 9904 a été effectuée à proximité de la terrasse de Talais, elle a atteint une profondeur de 8 mètres. Elle est composée, à la base, de 1,1 mètres de galets surmontés par 40 centimètres d'argiles. Ces dépôts sont ensuite recouverts, entre 2,5 et 6,55 mètres, par des sables grossiers à graviers devenant moyens entre 5 et 2,5 mètres. Les 2,5 mètres restant se composent d'argiles bleues à débris végétaux et coquilliers (Figure 28).

La séquence argileuse de la carotte L9904 est relativement homogène car elle ne présente que peu de variations dans la taille des particules argileuses. L'hydro-dynamisme semble avoir été constant sur ce site au cours du colmatage argileux.

La datation d'un bois prélevé à 6,68 mètres de profondeur donne un âge de 6740 ± 60 ans corrigé BP (ou 5730-5545 ans BC). Un niveau coquillier, à 1,22 centimètres de la surface, est datée de 1310 ± 40 ans corrigé BP (ou 1020-1190 ans AD).

En résumé, le pourcentage des fractions micro-granulométriques supérieures à 30 μm (Figure 28) montre, dans chacune des carottes, une décroissance de la taille des particules entre la base et le sommet des niveaux argileux. Cette tendance témoigne d'une diminution relativement régulière de l'hydro-dynamisme des courants correspondant au remplissage

globalement progressif de la dépression de Talais. Cependant, on peut remarquer que certains de ces niveaux contiennent un important pourcentage de débris organiques qui peut contribuer à surestimer la taille des grains.

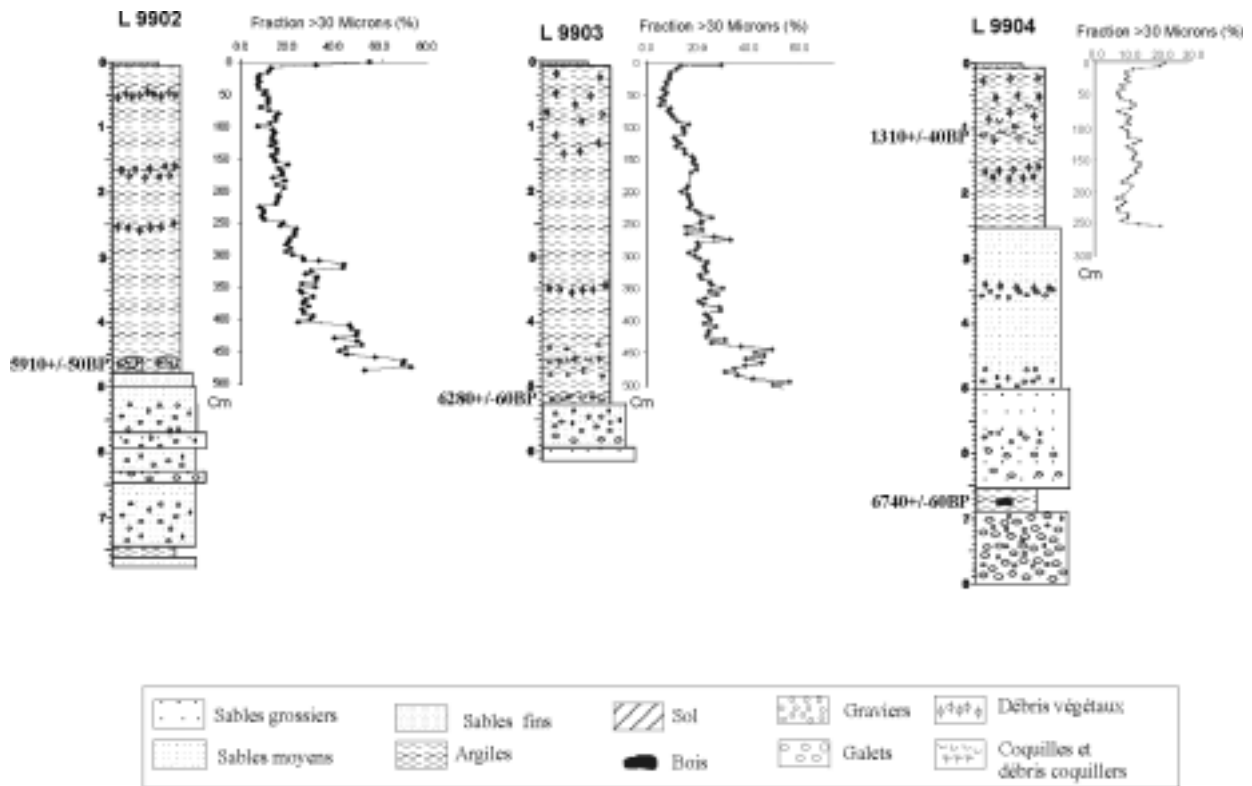


Figure 28 : Carottes L 9902, L 9903 et L 9904 : lithologie et micro-granulométrie.

Les radiosopies RX, réalisées sur les trois carottes, témoignent de l'homogénéité générale des séquences argileuses. L'observation détaillée de ces niveaux montre de nombreuses laminations centimétriques témoignant de la dynamique tidale estuarienne.

Pour les carottes L9902 et L9903 (Annexes: Figure 67 et Figure 68), la radiographie met en évidence, sur quelques centimètres à la base des niveaux argileux, le passage progressif entre les niveaux sablo-graveleux de base et les argiles sus-jacentes. Les radiographies de la carotte L9904 (Annexes: Figure 69) montrent un contact net entre les sables de base et les argiles les recouvrant. Ce contact matérialise une surface d'érosion et peut témoigner d'une invasion rapide du site de L9904 par les eaux estuariennes vers 6000 ans BP.

2.1.2. Synthèse sur le remplissage holocène

Afin de réaliser des coupes synthétiques faisant apparaître la géométrie des dépôts holocènes dans la zone de l'actuel marais de Talais, nous avons utilisé conjointement les résultats exposés précédemment ainsi que des données plus anciennes d'Assor (1972). Les

carottages A6, A27, A18b, A9 et A8 ont été choisis parmi ces données (Assor, 1972) (Figure 27, Figure 29).

Les carottes A27, A8, A9 ont été réalisées dans les mattes du marais de Talais, et la carotte A6 dans les palus. La carotte A18 est, quant à elle, localisée sur le Cordon de Richard (Figure 27).

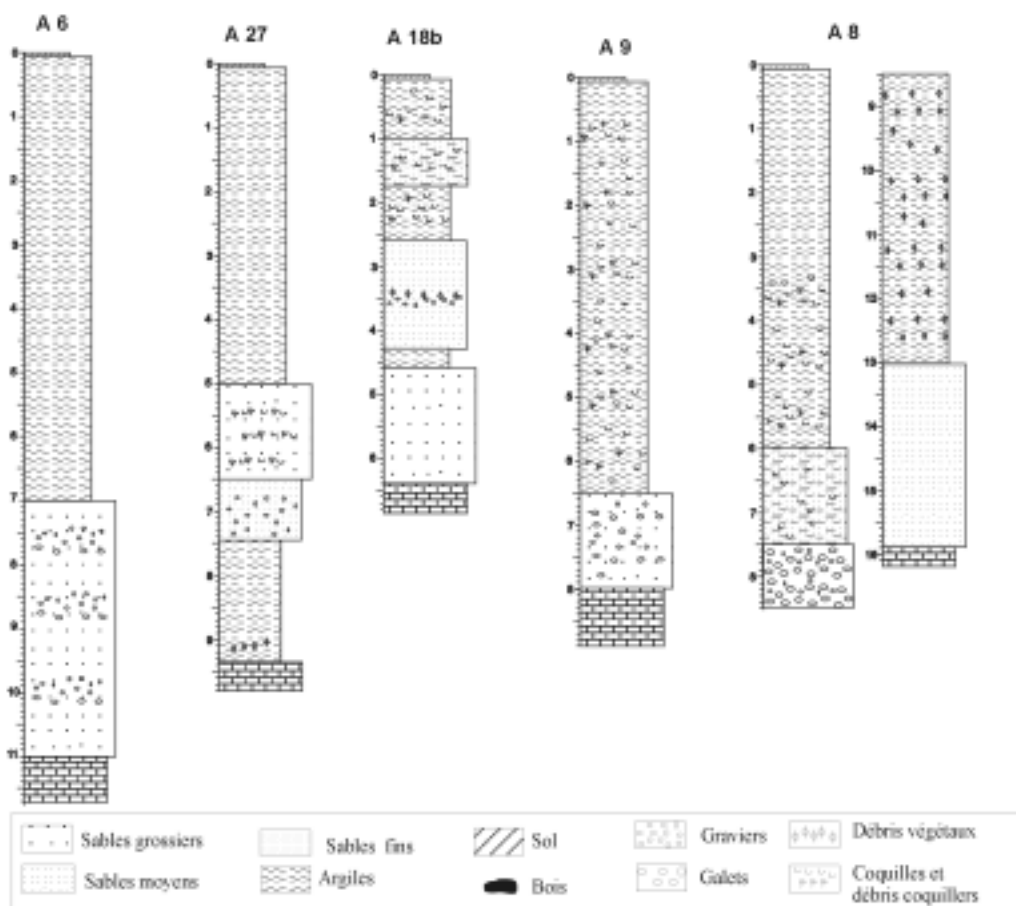


Figure 29 : Carottages d'Assor (1972).

Deux coupes synthétiques à travers le marais peuvent être proposées : la coupe A, orientée Sud-Ouest/Nord-Est et constituée des carottes L 9903, A6 et A27 et la coupe B, identiquement orientée et comprenant les carottes L 9902, L 9904, A18b, A9 et A8 (Figure 30).

Les coupes A et B mettent en évidence une séquence de remplissage holocène relativement uniforme. Elle se compose, à la base, de sables grossiers et graveleux correspondant à l'érosion et au remaniement des terrasses pléistocènes du Médoc. Entre ces terrasses, le remplissage sédimentaire est relativement uniforme et continu entre 6000 ans BP et l'actuel et constitué essentiellement d'argiles gris bleue pouvant contenir des coquilles de *Scrobiculaires* et des débris végétaux.

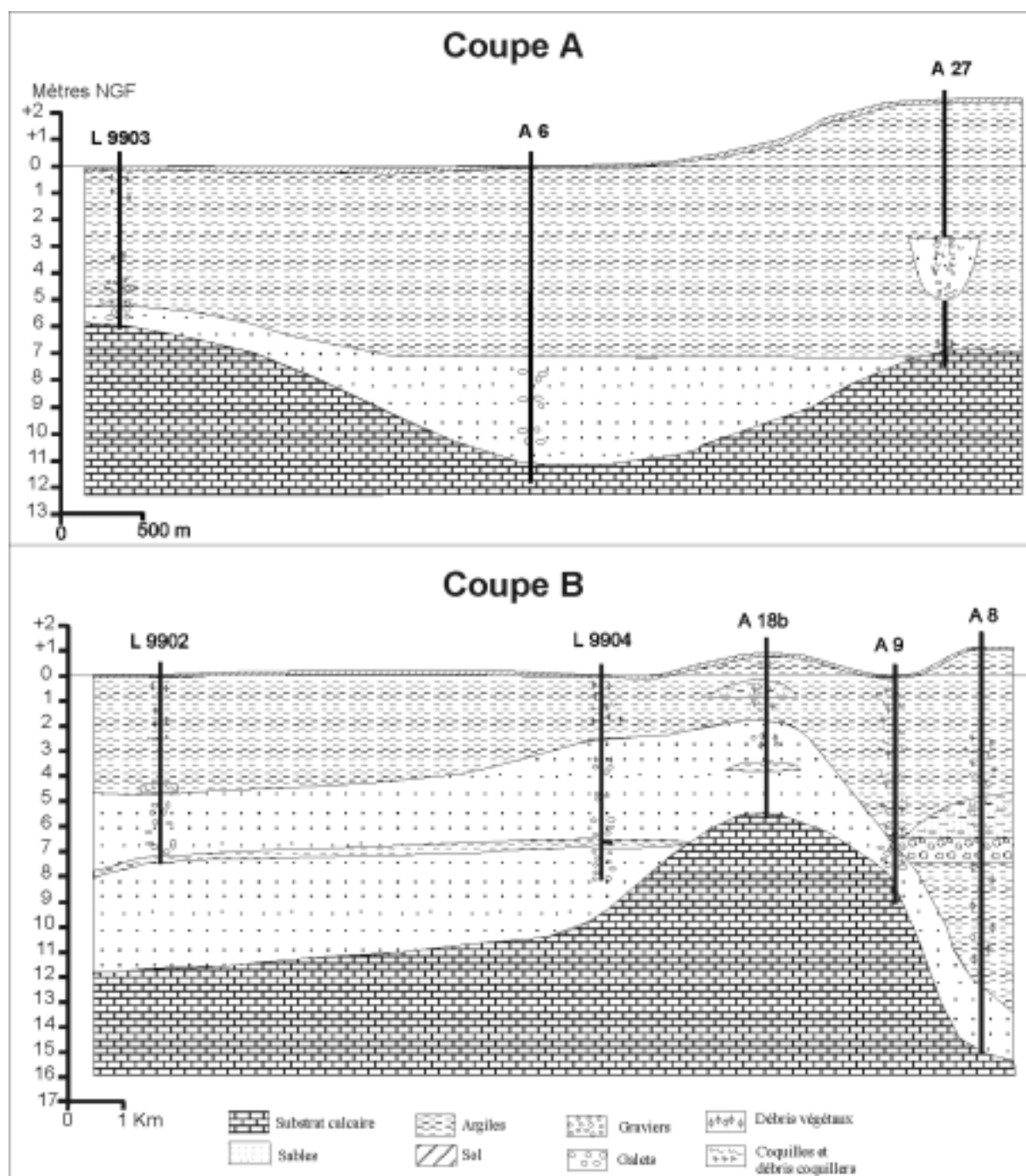


Figure 30 : Coupes A et B à travers le marais de Talais.

2.2. Témoins archéologiques

De nombreuses études archéologiques ont été menées sur le littoral médocain depuis le siècle dernier. L'érosion marine, particulièrement active, a contribué à la découverte de nombreux témoins archéologiques s'étalant chronologiquement de la période Epipaléolithique (11 000 ans BP), à la période Médiévale (1300-600 BP) (Roussot-Larroque, 1977; Coquillas, 2001).

Les archéologues reconnaissent plusieurs zones le long du littoral du Nord-Médoc, correspondant à des "pseudo-sites" archéologiques et nommés respectivement du nord au sud : La Glaneuse, L'Amélie, La Balise, La Pointe de la Négade, La Lède du Gulp et L'Anse du Gulp (Figure 31). Le site de La Glaneuse, séparé du marais de Talais par le cordon dunaire littoral, est apparu extrêmement riche en témoins archéologiques et sédimentaires. Sur ce site, les argiles dans lesquelles est retrouvée la plupart des témoins semblent identiques à celles participant au colmatage holocène des marais estuariens. Des analyses archéologiques et morpho-stratigraphiques couplées à des datations au ^{14}C nous ont permis de tenter une reconstitution chronologique des événements qui ont marqués ce site depuis environ 3000 ans.

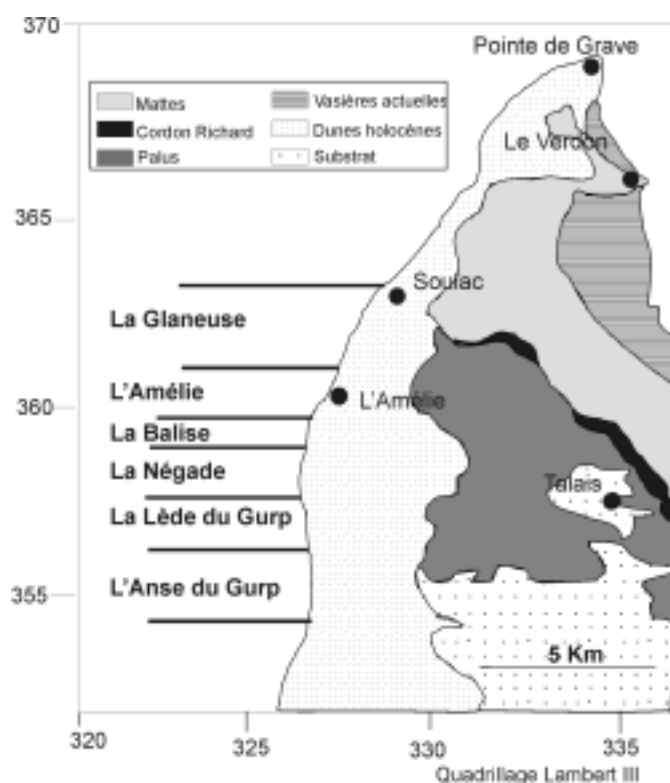


Figure 31 : Localisation des "pseudo-sites" archéologiques le long du littoral médocain.

Lorsque cela est possible, les témoins ont été nivelés avec précision (au DGPS). Des analyses au ^{14}C , dont les résultats sont présentés en annexes (Figure 59), ont permis de préciser la datation de certains témoins.

Après un rapide inventaire des témoins archéologiques découverts sur le site de La Glaneuse, nous proposerons une reconstitution paléo-environnementale de cette zone illustrant une période de l'évolution holocène de la dépression de Talais.

2.2.1. Inventaire archéologique à La Glaneuse

Un inventaire archéologique complet a été réalisé dans le cadre du programme de recherche LIFE (Coquillas, Roussot-Larroque, 2000) dans lequel s'inscrit ce travail de thèse

en précisant, lorsque cela est possible, la relation des témoins archéologiques avec les formations sédimentaires dans lesquelles ils sont retrouvés. Nous présenterons les principaux témoins archéologiques des plus anciens au plus récents. Les coordonnées des témoins, lorsqu'elles sont connues, sont indiquées en Lambert II étendu.

La découverte, sur la plage de La Glaneuse, d'un ensemble de pièces lithiques dispersé dont une partie au moins est attribuable au Néolithique atteste de l'occupation du site antérieurement à 2000 ans BC (Moreau, 1989, Coquillas, 1997 a, 2001). Le matériel se compose, entre autres, de rognons de silex, d'un grand racloir, de grattoirs et divers éclats. Une hache plate incomplète ainsi qu'un poignard en cuivre à languette ont été découverts sur le site. Ils seraient datés du Campanien (2500-2200 ans BC).

Une pointe de Palmela en bronze est mise au jour dans le sable de la plage (long. : 68 mm, larg. maxi.: 21 mm). L'objet est daté du Bronze Ancien (1800-1500 BC). J. Moreau signale dans le même secteur une petite alène en bronze (long. : 38 mm) et deux bracelets de datation incertaine (Moreau, 1998).

Une structure en pierre de forme rectangulaire, découverte dans les sables (X:327.561, Y: 2060.363) est attribué au 1^{er} Age du Fer (800-480 BC) (Figure 32, A) (Roussot-Larroque, 1998; Coquillas, 1997 a, 2001). La maçonnerie assez massive est constituée sur ses flancs extérieurs de pierres plates posées de chant. L'ensemble est compacté et comprend d'assez nombreux moellons rubéfiés. De la céramique du premier âge du Fer fut dégagée au centre de la construction accompagnée d'ossements animaux et de charbon de bois. Un vase de gros volume a pu être reconstitué (vase fermé du type urne). Cet aménagement maçonné fut interprété comme une structure funéraire. La découverte postérieure par l'océan d'une aire de crémation et diverses autres structures funéraires semblent confirmer cette hypothèse

A proximité, un fossé à angle droit creusé dans les argiles holocènes et contenant du matériel de la Tène III (120-50 ans BC) est mis à jour (X: 327.759, Y: 2060.727) (Figure 32, B). Il correspond soit à un système de limite de parcelle agricole, soit aux limites d'un enclos avec fossé pour le bétail, ou un enclos funéraire.

Un site à sel fut également mis au jour dans le même secteur (X: 327.642, Y: 2060.543) (Figure 32, C) (Roussot-Larroque, 1998). Il s'agit d'un niveau de couleur violette sombre avec des inclusions de charbons de bois et de minuscules tessons de céramique rouge brique caractéristiques des sites de briquetage. Il est apparu sous une couche de tourbe et de débris organiques. Un échantillon de bois prélevé dans ce niveau organique a fourni une date au ¹⁴C de 240-440 ans AD (Age du Fer) (Annexes: Figure 59, échantillon TM00006). Du matériel fut remarqué : minuscules fragments d'auguet à sel, débris de pilette à sel cylindrique et un nombre important de tessons de céramique commune en mauvais état de conservation.

Deux alignements de pieux en bois apparaissent dans les argiles de l'estran à la faveur de grands coefficients de marée (Figure 32, D et E). Ces deux alignements, nommés "a" et

"b", composés de plus d'une vingtaine de pieux en bois, sont disposés côte à côte, parallèles entre eux et orientés Sud-Est à rapport à la côte. L'alignement "a" est situé plus au Nord que le "b" (Alignement "a" : X: 328.069, Y: 2061.485; Alignement "b" : X: 328.052, Y:2061.435). Ils pourraient correspondre à d'anciens appontements de pêcheries. Deux datations au ¹⁴C sur des pieux de l'alignement "b" fournissent une "fourchette" d'âge entre 840 et 370 ans BC (Age du Fer) à ces alignements (Annexes: Figure 59, échantillons TM00004 et TM00005). Ils sont plantés dans des argiles de type estuariennes contenant des Scrobiculaires, datés par ¹⁴C à 1430-1150 ans BC (Annexes: Figure 59, échantillon TM99023).

Des empreintes d'animaux (X: 328.040, Y: 2061.313) ainsi que des traces d'agricultures sous forme de sillons (X: 328.025, Y: 2061.184) sont observées au niveau d'une couche argileuse (Figure 33, G et H). Aucune datation n'a été réalisée. Cependant, ces empreintes sont comparables à celles découvertes sur le site de La Lède du Gulp et attribuées à l'Age du Fer.

Dispersés sur la plage, un matériel divers attribué à l'époque gallo-romaine (50-500 ans AD) est retrouvé : céramiques communes à décor de guillochis, céramique à parois fines, etc., auxquelles on peut joindre des clous en fer et autres déchets métalliques (Sion, 1994; Coquillas, 1997 a, 2001). Une trentaine de monnaies romaines avaient été ramassée entre 1986 et 1994 avec une prédominance pour les frappes du Haut Empire. Près de 200 monnaies furent encore découvertes de 1995 à 1997 avec, cette fois-ci, une grande majorité de frappes du Bas Empire et un grand nombre de petits bronzes du III^{ème} siècle et du IV^{ème} siècle. La raison de la présence d'un aussi grand nombre de monnaies à cet endroit n'a pas été expliquée.

Un ensemble de monnaies gauloises, daté du 1^{er} siècle BC, est également mis à jour. A cela il faut ajouter quelques tessons de céramique et une fibule en bronze inédite.

Un alignement de pieux en bois, nommé "c", est repéré au Nord sur la plage de La Glaneuse à une centaine de mètres des alignements "a" et "b" (X: 328.151, Y: 2061.620) (Figure 32, F). Cet alignement compose, avec les deux alignements "a" et "b" de l'Age du Fer, un ensemble de structures en bois parallèles et orientées Sud-Est/Nord-Ouest. Une datation au ¹⁴C sur un de ces pieux (245-430 ans AD) montre qu'il s'agit d'une structure gallo-romaine (Annexes: Figure 59, échantillon TM98033). Les bois de cet alignement "c" sont plantés dans les même argiles estuariennes que les alignements "a" et "b", datés par les Scrobiculaires à 1430-1150 ans BC.



Figure 32 : Témoins archéologiques à La Glaneuse : A* : Structure en pierres (1^{er} Age du Fer), B : Fossé (Second Age du Fer), C : Site à sel (Age du Fer), D* : Alignement "a" de piquet en bois (Age du Fer), E : Alignement "b" de piquet en bois (Age du Fer), F : Alignement "c" de piquet en bois (gallo-romain). *Photos aimablement communiquées par J. Moreau.

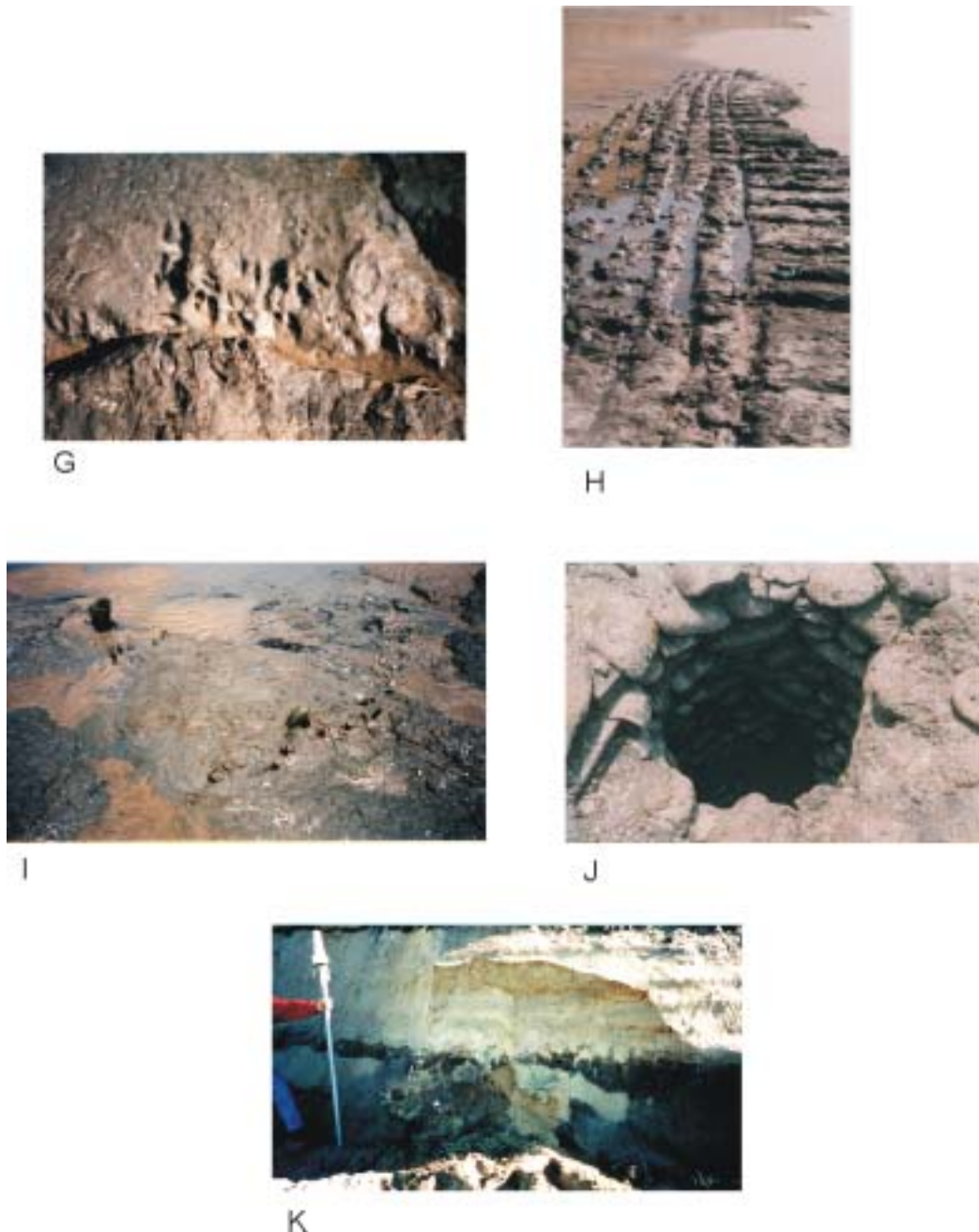


Figure 33 : Témoins archéologiques à La Glaneuse (suite) : G : Empreintes d'animaux (Age du Fer); H : Empreintes d'agriculture (Age du Fer), I : Structures quadrangulaire en bois (gallo-romain), J* : Puit ou citerne en pierres (gallo-romain), K : Four de type polynésien (non daté). * Photos aimablement communiquées par J. Moreau.

Une structure quadrangulaire (X: 328.107, Y: 2061.529) constituée de pieux en bois est également mis à jour un peu plus haut sur la plage (Figure 33, I) (Coquillas, 1997 a, 2001). Deux pieux sont datés au ^{14}C entre 390 et 650 ans AD (période gallo-romaine) (Annexe 1, échantillon TM99024 et TM99026). Les pieux sont plantés dans des argiles gris foncé contenant des huîtres datés au ^{14}C à 350-575 AD (période gallo-romaine) (Annexes: Figure 59, échantillon TM99025).

Un puit ou une citerne (Figure 33, J) sans aucun matériel associé a été découvert sur la plage de La Glaneuse (X: 328.198, Y: 2061.658). Il a été également attribué à la période gallo-romaine (Moreau, 1995; Coquillas, 1997 a, 2001).

Une fibule ansée asymétrique en bronze d'époque mérovingienne (485-750 ans AD) a été mise à jour sur la plage de la Glaneuse, ainsi que d'une agrafe de linceul à double crochet. Ces objets paraissent isolés (Sion, 1994; Coquillas, 1997 a, 2001).

Certaines découvertes archéologiques n'ont pas été datées. C'est le cas de la découverte d'un ensemble de pierres rubéfiées et éclatées (X: 327.698, Y: 2060.580) correspondant à un bûcher ou un four (Figure 33, K). Aucun matériel n'est retrouvé à proximité du site.

2.2.2. Reconstitution paléo-environnementale

Grâce aux campagnes de repérages, nivellements et datations au ^{14}C , nous avons réalisé une coupe synthétique orientée WE (perpendiculaire au littoral) d'un certain nombre de témoins sédimentaires et archéologiques (structures en bois, pieux, traces d'animaux et d'agriculture) actuellement en place sur la plage de La Glaneuse (Figure 34).

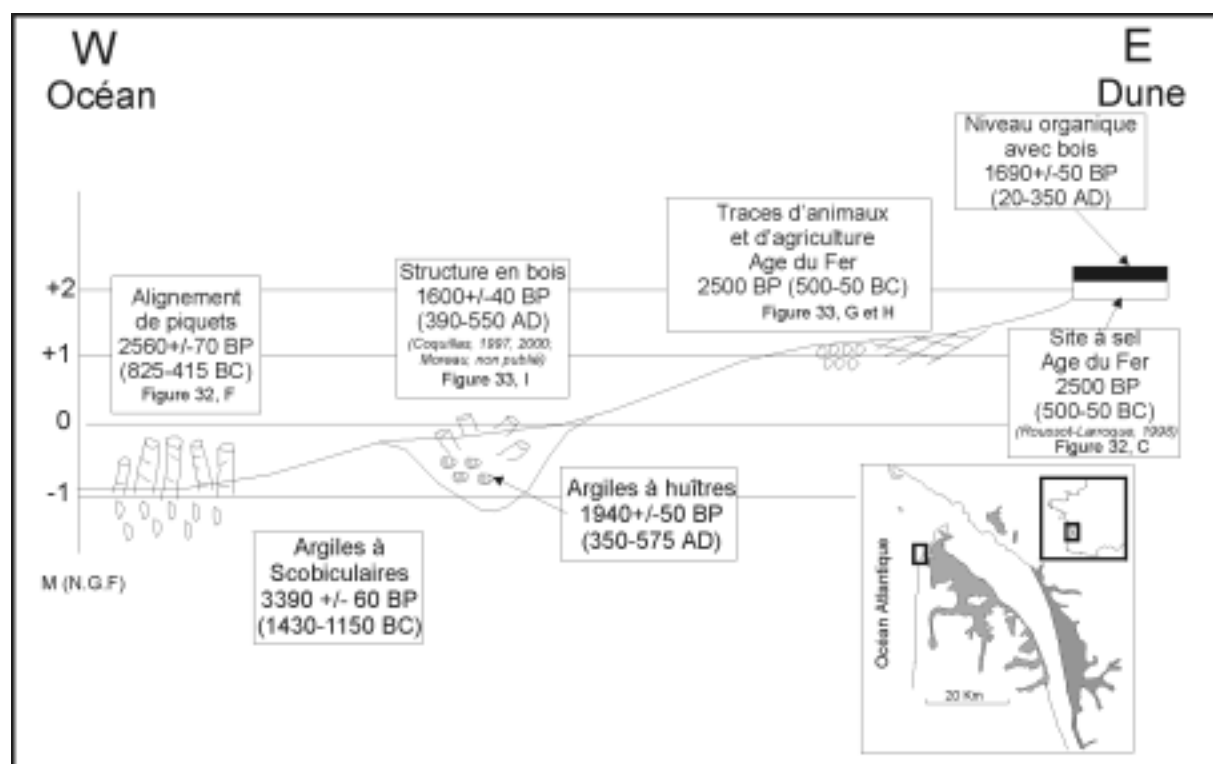


Figure 34 : Coupe synthétique des témoins sédimentaires et archéologiques sur le littoral Nord-Médoc.

Sur cette plage, les témoins archéologiques apparaissent le plus souvent plantés dans des argiles gris bleues à Scrobiculaires ou à huîtres (Figure 34). Ces formations argileuses

affleurant à La Glaneuse, sont comparables lithologiquement, chronologiquement et altitudinalement à celles qui ont colmatées, entre 6000 ans BP et l'actuel, les marais du Nord Médoc, et, en particulier, le marais de Talais à la tête duquel semble appartenir ces argiles. Les dunes côtières semblent avoir envahi la tête du marais après l'époque gallo-romaine puisque les dernières traces d'occupation humaine datent de cette période.

Des différences dans la couleur de ces argiles, couplées à des datations au ^{14}C réalisées sur les coquilles de Scrobiculaires (3390 ± 60 corrigé BP ou 1430-1150 BC) et d'huîtres (1940 ± 50 corrigé BP ou 350-575 AD), suggèrent la présence de deux épisodes de sédimentation argileuse. Les formations argileuses les plus anciennes (argiles à Scrobiculaires) correspondent chronologiquement au remplissage holocène progressif des marais estuariens de proximité d'embouchure. Les plus récentes (argiles à huîtres) correspondent vraisemblablement au remplissage de chenaux recoupant les formations argileuses à Scrobiculaires. La phase de creusement de ces chenaux, en domaine intertidal, peut être interprétée comme correspondant à une période de ré-invasion des zones de marais (Allen, 2000 b; Steel and Pye, 1997).

Certains témoins archéologiques à La Glaneuse apparaissent directement plantés dans ces argiles holocènes, tels que les alignements de piquets (b et c), des empreintes animales et d'agriculture, un site à sel et des structures en bois. Certains d'entre eux (alignements, structures en bois) ont été datés par ^{14}C , autour de 2500 ans BP et 1600 ans BP (850 BC-550 AD). Ces datations au radiocarbone ont été confirmées par les découvertes antérieures de mobiliers archéologiques associés à ces témoins (Coquillas, 1997 a, 2001; Moreau, non publié). L'âge des autres témoins a été chronologiquement estimé par les archéologues. Le site à sel (Roussot-Larroque, 1998; Coquillas, 1997 a, 2001) ainsi que les empreintes d'animaux et d'agriculture témoignent d'une occupation humaine active du site au cours de l'âge du Fer.

Ces datations mettent en évidence deux périodes majeures d'occupation du site : l'une vers 2500 ans BP (850 -550 BC) soit pendant l'âge du Fer (alignements de piquets, site à sel, traces d'animaux et d'activités agricoles) et l'autre vers 1600 ans BP (390-550 AD) soit au cours de l'époque gallo-romaine (structures en bois).

L'ensemble de ces informations morpho-stratigraphiques et archéologiques nous ont permis, d'envisager un scénario d'évolution paléo-environnementale de cette zone au cours de l'Holocène (Clavé *et al*, 2001; Figure 35).

Antérieurement à 3390 ans BP (ou 1430-1150 BC), la zone se situe vraisemblablement dans un contexte de marais estuarien subissant un colmatage argileux dû à l'accumulation des particules fines en provenance de l'estuaire. Les argiles à Scrobiculaires se mettent alors en place.

Entre 3390 et 1940 ans BP (ou 1430 BC-350 AD), le recreusement (sous forme de chenaux) des argiles à Scrobiculaires intervient dans cet environnement de marais estuarien.

Cet épisode dynamique peut être attribué à des tempêtes ou à une tendance positive du niveau marin, conduisant à la formation puis au colmatage argileux de chenaux.

Les témoins archéologiques montrent une occupation humaine relativement importante au cours de l'Age du Fer, caractérisée par une industrie du sel, des activités agricoles (traces agricoles et animales) et de possibles traces d'habitats (alignements de piquets). Cette occupation peut avoir eu lieu antérieurement ou postérieurement à l'épisode de réinvasion dans le marais. Van Geel et al (1996) mettent en évidence, aux Pays Bas, entre la fin de l'Age du Bronze et le début de l'Age du Fer (vers 850 ans BC), une désertion des zones basses sous l'effet d'une montée du niveau des eaux et d'une inondation de ces zones. Les populations recolonisent ces environnements au cours de l'Age du Fer, adaptant alors leurs activités à ces nouvelles zones inondées (développement de la pêche).

Vers 1600 ans BP (ou 390-550 AD), la fin du remplissage des chenaux semble marquer une nouvelle période d'occupation humaine : structure en bois d'habitat ou de pêcherie.

Postérieurement à 1600 ans BP, la dune littorale recouvre l'ensemble de ces témoins qui affleurent maintenant sur la plage du fait de l'érosion et du recul des côtes.

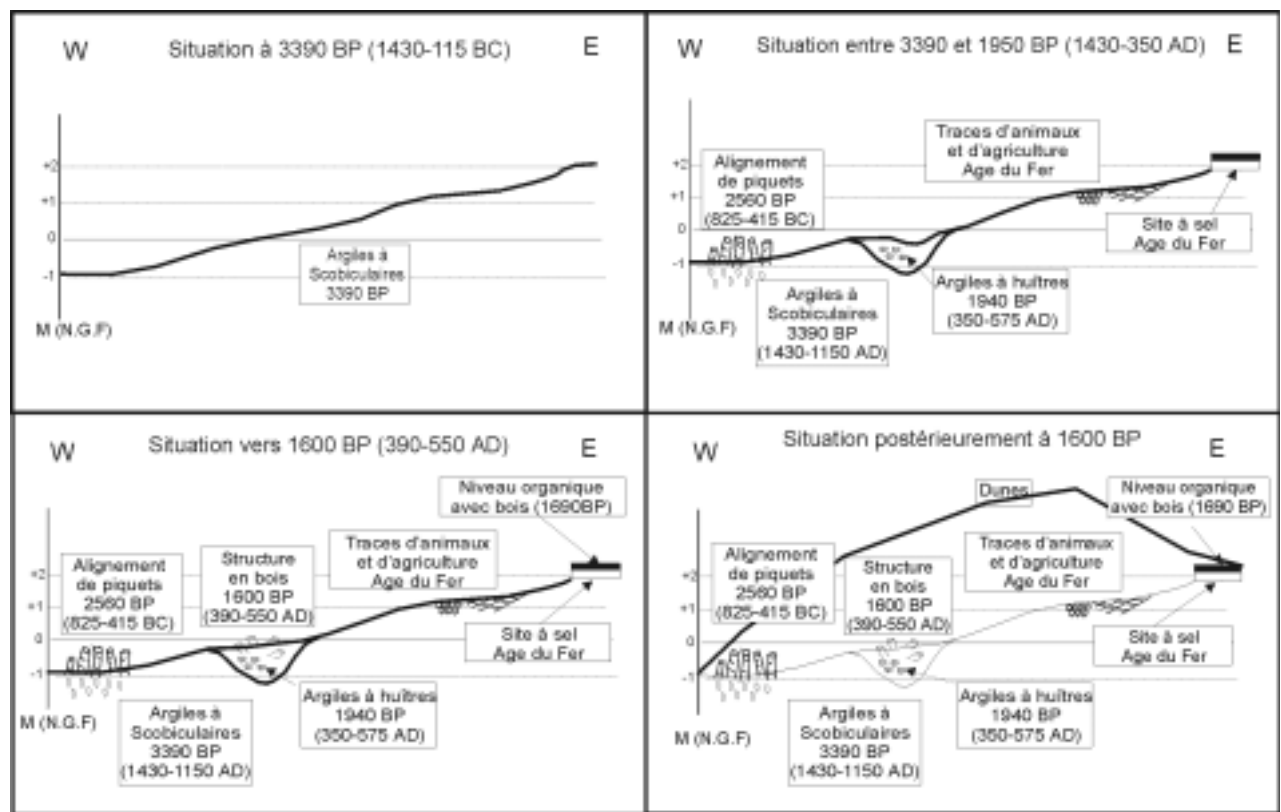


Figure 35 : Reconstitution de l'évolution de la zone depuis 2500 ans.

En conclusion, l'étude des témoins sédimentaires et archéologiques de la plage de La Glaneuse nous a permis d'établir un scénario d'évolution de cette zone depuis 3000 ans environ. L'épisode de réinvasion estuarienne entre 3390 et 1950 ans BP (1430 BC-400 AD) pourrait être attribué à des tempêtes ou à une remontée du niveau marin. Il pourrait également

être synchrones avec d'autres événements dynamiques mis en évidence dans les marais de l'Estuaire de la Gironde, ainsi qu'avec la formation du Cordon de Richard.

3. CORDON DE RICHARD

L'étude morphologique et malacologique, couplées à des datations au ^{14}C , sur le cordon coquillier de Richard. L'ensemble des résultats est synthétisé dans cette note acceptée à la revue *Quaternary International*.

**THE "CORDON DE RICHARD": GEOMORPHOLOGY AND DEVELOPMENT OF
A FOSSIL HOLOCENE CHENIER RIDGE ON THE WEST BANK OF THE
GIRONDE ESTUARY, SW FRANCE**

Laurent Massé¹, Bérengère Clavé¹, Jean-Pierre Tastet¹ and Yves Gruet²

*¹DGO, UMR CNRS 5805 "EPOC", Université Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405
Talence cedex, France.*

*²Laboratoire de Biologie Marine, Faculté des Sciences et Techniques, 2 rue de la
Houssinière, 44322 Nantes Cédex 03, France.*

e-mail: masse@geocean.u-bordeaux.fr

Abstract :

The Cordon de Richard is a 25 km long NW-SE shelly-sandy ridge extending across the Holocene marshes of the North Medoc Peninsula, SW France. It runs parallel to the west bank of the Gironde estuary and separates two geomorphological marsh units locally known as "palus" and "mattes". The "palus" are developed behind the ridge inbetween pleistocene gravelly terraces and were reclaimed during the XVIIth century. The "mattes" are developed in front of the ridge and were reclaimed during the XVIIIth century. New sedimentological and faunal investigations coupled with four ¹⁴C dates were used to determine the nature, morphology and origin of this feature. The Cordon de Richard appears to be a fossil chenier ridge formed on a fairly flat marsh surface between 1000 and 0 B.C.. Later, it underwent landward migration, which resulted in two contrasted morphologies. Where the migration was stopped against the pleistocene terraces, the ridge is narrow (30 to 50 m) and well marked in the topography (up to 5 m). It shows a thick sandy layer (up to 7 m) with shelly and gravelly lenses above a basal shelly layer. In between the terraces, where the migration was not interrupted, the ridge is wide (up to 150 m), almost invisible in the topography (less than 1 m), and essentially consists of elongated shelly layers with a very small sand content. The setting of the ridge is contemporaneous with peat erosions and transgressive events on the east bank of the estuary, and is believed to be the result of a period of increased storminess during the first millenium B.C.

1. Introduction

1.1. Definition of chenier-ridges

The first description of chenier-ridges was made by Russell and Howe (1935), investigating such features in southwestern Louisiana. They define it as an elongated and narrow sandy ridge extending parallel to the coastline and rising slightly above the surrounding marshes. According to the authors, chenier-ridges are well drained units. They are fertile and support abundant vegetation, mainly oaks (*chene* in french), hence the name "chenier" given by the locals to these natural levees.

Price (1955) introduces the term "chenier-plain" to name the saltmarshes lying behind the chenier-ridge. The use of both terms led to subsequent considerable misunderstanding. As a result, Otvos and Price (1979) proposed a new definition, revised by Augustinus (1989): the chenier-ridge is a shallow-based, poorly anchored ridge developed on a silty-clayey substrate and isolated from the beach by a muddy tidal flat. The distinction between these chenier-ridges and beach ridges *sensu stricto* is easy, as the latter are developed on a sandy substrate (Augustinus, 1989).

Chenier-ridges are mainly developed in two types of environments (Otvos and Price, 1979). "Bight coast chenier plains" are developed adjacent to open-ocean, low to medium energy settings, supplied with significant amounts of fluvial sediments, whereas "bay head chenier plains" are developed close to deeply indented bays affected by swell and subject to wind and wave action during storm conditions.

1.2. Types of chenier-ridges and their development

Chenier-ridges usually form when the migration of the coastline is stopped. Sediment nature, structures, morphology and base location vary with genesis conditions and development stage, but two main types of chenier-ridges can be distinguished on the basis of the dynamic factor controlling their edification (Augustinus, 1989):

- wave-built chenier ridges consist of winnowed sandy-shelly deposits transported from the subtidal zone towards the coastline and accumulating along the shore. This process may be incidental during storm events or more continuous. On a morphological point of view, the ridge shows a steeper landward slope.

- chenier ridges built by littoral drift consist of fluvial sands transported by longshore drift and/or beach drift. Shell material is absent unless truncated cheniers are reworked in the process.

Both types may subsequently migrate landwards during strong swell periods or storm events. This explains their position in the upper part of tidal flats. The migration causes the development of a reverse morphology, with a steeper seaward slope because the overwash deposits are not significantly replenished (Augustinus, 1989).

1.3. The factors controlling chenier-plain development

Numerous authors mention the role of fluctuating supply of fine-grained sediments in the development of chenier-ridges (*e.g.* Augustinus, 1980, 1987; Chappell and Grindrod, 1984; Greensmith and Tucker, 1969, 1975; Rhodes, 1982; Russel and Howe, 1935; Thompson, 1968 ; Woodroffe *et al.*, 1983). Tidal flats are accreting during periods of high sediment supply, whereas wave activity becomes dominant during periods of low sediment supply, causing increased winnowing leading to the formation of chenier-ridges. Alternatively, climate-controlled periods of high wave-energy conditions can temporarily stop the accretion of tidal flats, thus leading to the formation of chenier-ridges.

To sum up, several factors control the construction processes of chenier-ridges, and a universal model is difficult to establish. In each case, terrigenous supply, sea-level fluctuations and climate change must be taken into account.

1.4. Aims of this study

The aims of this paper are 1) to better document the nature and morphology of the "Cordon de Richard", a 25 km long fossil chenier developed in the Holocene marshes of the Medoc peninsula (SW France) and 2) to precise its age and significance in the context of Holocene coastal changes in the area.

2. The Medoc peninsula: regional setting

The Medoc peninsula is located in the northwestern part of the Aquitaine Basin, SW France (Figure 36). It is bounded to the west by the Atlantic Ocean and to the east by the Gironde estuary. The "Cordon de Richard" runs parallel to the estuary in the northern part of the peninsula. The geological map of the area (1/50000) was established by Marionnaud (1972).

2.1. The Aquitaine Coast and the Gironde Estuary

The Aquitaine coast is a meso- to macro-tidal environment (2 m range on neaps, 5 m on springs). It is exposed to westerly storms and large amplitude / long period swells from the west-north-west direction. Wave heights reach a maximum of 9 m on average 1 day per year, and a height of 5 m is attained 10% of the time. Wave periods range between 8 and 15 s (Lesueur and Tastet, 1994; Pontee *et al.*, 1998).

The Gironde has the largest surface area of any estuary in Europe and is formed by the confluence of the Garonne and Dordogne rivers. Its width reaches 18 km near its mouth (Figure 36). The discharge of the Gironde varies between 2.5 and 3.5 x 10¹⁰ m³.yr⁻¹, with a

value of $7.5 \times 10^{10} \text{ m}^3 \cdot \text{yr}^{-1}$ attained during exceptional floods (Nagy Breitenstein, 1993). At present, the sand carried by the rivers is trapped in the inner part of the estuary and doesn't reach the mouth. Approximately 40 % of the suspended silt and clay (0.5 to $1.5 \times 10^6 \text{ t} \cdot \text{yr}^{-1}$) is deposited within the estuary.

Oceanic swells are refracted around the Pointe de Grave, and wave action inside the estuary is restricted to the west bank along the Medoc coastline.

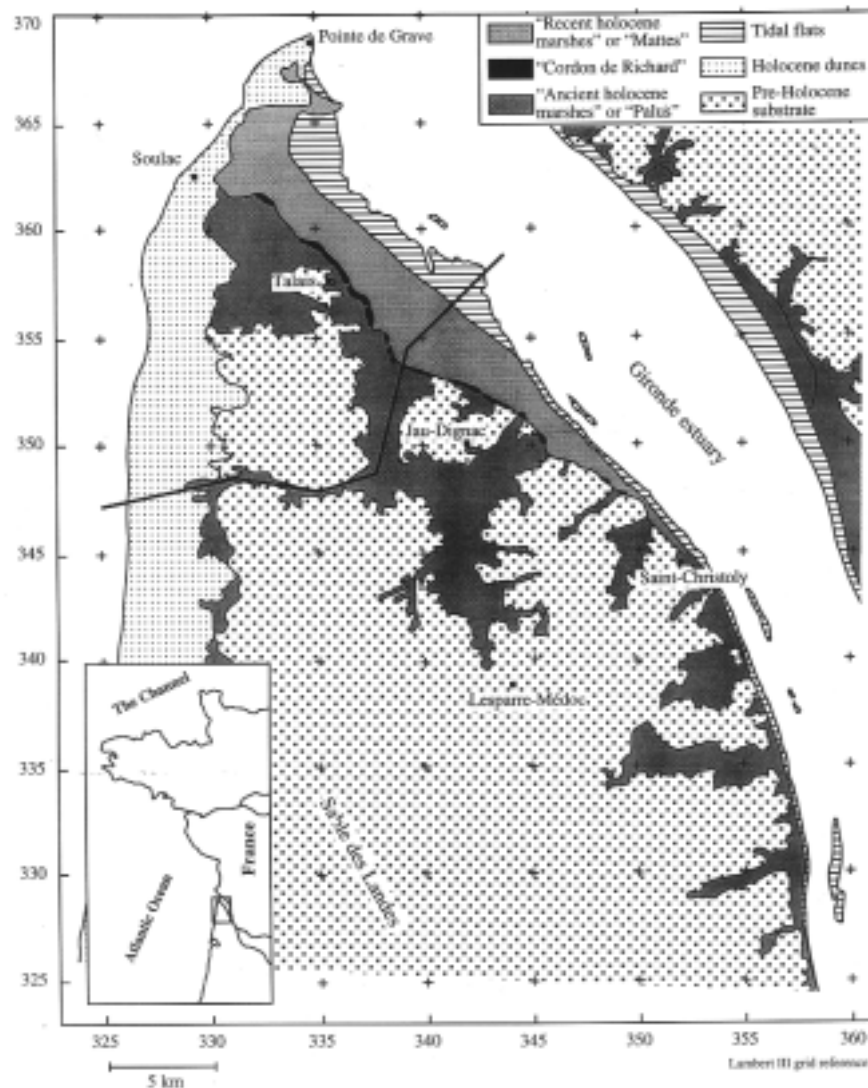


Figure 36 : Simplified geological map of the North Medoc peninsula redrawn from the 1/50 000 BRGM map of Saint-Vivien-Soulac (Marionnaud, 1972). The black line shows the position of the cross-section shown on Figure 37.

2.2. Pre-Holocene substrate

The pre-Holocene substrate of the Medoc peninsula corresponds to Late Eocene limestones and clays lying between 10 and 30 m NGF, sometimes topped to the west by Oligocene limestones. North of Lesparre-Médoc, the tertiary substrate is buried under sandy

gravelly fluvial terraces formed during pleistocene sea level low stands. These terraces support the Medoc vineyards. Pleistocene deposits are also outcropping below the eroding sand dunes on the oceanic side (Tastet, 1999). To the southwest, the "Sable des Landes" sandsheet is late glacial in age.

2.2. Holocene deposits

Holocene deposits are comprised of two distinct units (Figure 36 and Figure 37):

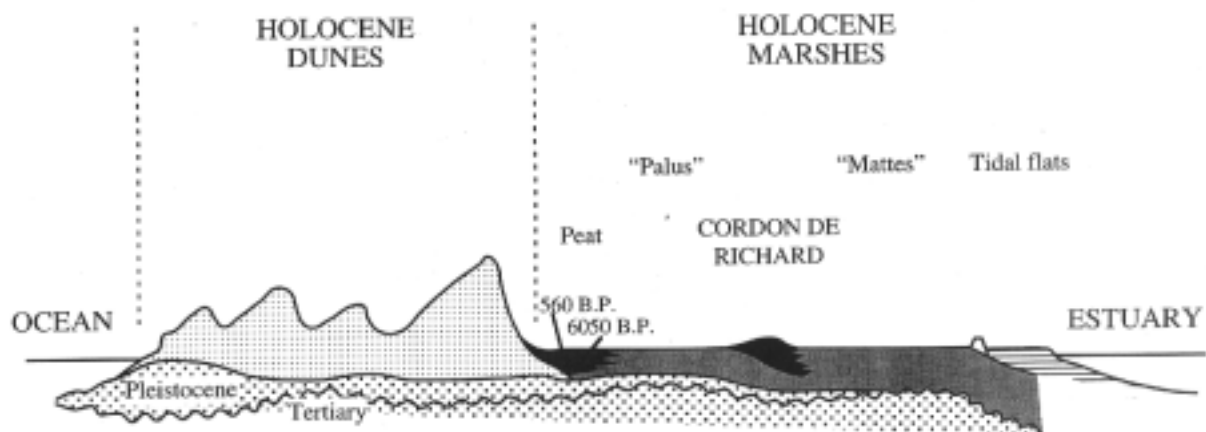


Figure 37 : Schematic geological west-east cross section through the Medoc peninsula (approximate location on Figure 36). The horizontal and vertical scales are not respected. Modified after Pontee *et al.*, 1998.

- To the east, estuarine marshes lying at 2m NGF are divided in two distinct morphological units bounded by the "Cordon de Richard" sandy ridge:

* "Ancient marshes", locally called "palus", were partially reclaimed by the Dutch during the 17th century by reinforcing the Cordon de Richard used as a dyke (Allard *et al.*, 1974).

* "Recent marshes", locally called "mattes", accreted on the estuarine side of the sandy ridge until the 18th century, when they were reclaimed by the building of an artificial dyke now separating them from the active tidal flats and saltmarshes.

Marionnaud (1972) considers that the second generation ("mattes") began accreting after the settling of the Cordon de Richard. However, recent sedimentological evidence (Pontee *et al.*, 1998; Diot *et al.*, 2001) suggest that both ancient and recent marshes were active simultaneously. The "Cordon de Richard" was settled on a saltmarsh or tidal flat surface, isolating the "palus" from estuarine water influences (Diot and Tastet, 1995), whereas accretion continued in the "mattes" until the final reclamation during the XVIIIth century.

- Westward, at least two distinct generations of holocene dunes extend along the Aquitaine coast (Tastet, 1998; Tastet and Pontee, 1998). Primary dunes were mobile from the VIth to the Xth century and were naturally stabilised by vegetation during the Medieval

Warm Period. They are overlain by modern dunes, mobile during the Little Ice Age (XVth century onwards) and stabilised by pine plantation during the XVIIIth and XIXth centuries.

2.3. The "Cordon de Richard"

The "Cordon de Richard" ridge (Figure 38) is described by Marionnaud (1972) as a discontinuous but well-marked NW-SE morphological feature, rising 1 to 2 m above the surface of the surrounding marshes, 50 to 300 m in width. It is 20 km long and extends from Valeyrac to the southeast to Neyran to the northwest. Marionnaud (1972) interpreted it as a littoral ridge resulting from periods of stationary sea-level.

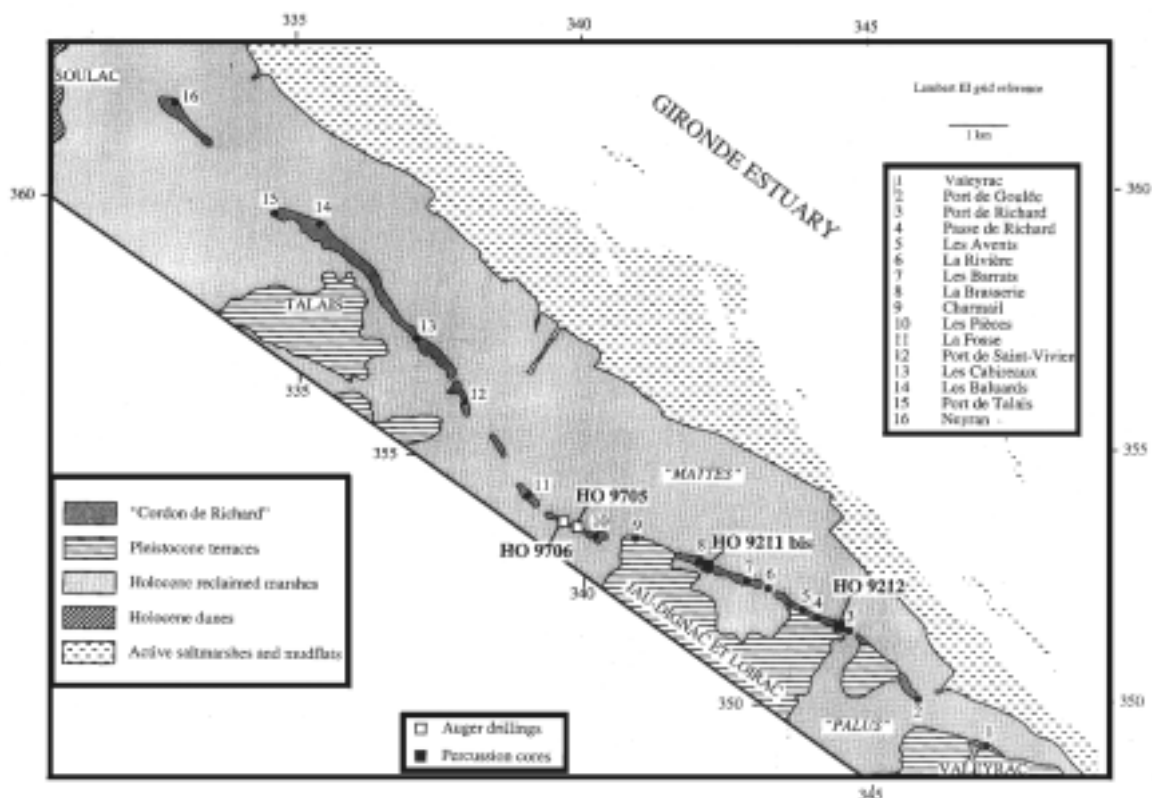


Figure 38 : Simplified geological map of the Cordon de Richard area (after Marionnaud, 1972). Piston cores and augers location.

Regionally known under the name "Passe Castillonnaise", the ridge played an important historical role during the middle ages as the only communication means between Soulac and Saint-Christoly across a wide extent of natural saltmarshes, and was subsequently used as a natural dyke and reinforced by the Dutch to reclaim the "palus" during the XVIIth century (Allard *et al.*, 1974). Today, numerous farms or isolated houses indicate the presence of the ridge, followed by a road on almost all of its length.

Field observations reveal that the ridge is an accumulation of sand and gravels mixed with fragmented ("shell flour") pelecypod shells (mainly *Scrobicularia*, *Ostrea* and *Cardium*) and small gasteropods.

3. Methods

The work presented here is based on field observations, the description of two piston cores and two manual augers, and on grain-size, faunal and mineralogical analyses performed on near surface or piston core samples.

The two piston cores were collected in 1992 (Figure 38). Additional field work took place in May 1997. The outcropping zones mentioned on the geological map (Marionnaud, 1972) were investigated, with systematic description of internal structures in recent agricultural trenches. Near surface (*i.e.* in the upper 50 cm) sediment samples were collected, as well as two manual augers.

Mechanical grain-size analyses of sands were performed on a column of 15 sieves, and the mineralogical content was semi-quantitatively estimated under a binocular.

Shell fragments larger than 2 mm were determined, counted and weighed. Species were gathered in three groups (rocky substrate, sandy substrate and clayey substrate) according to their ecology.

Several ^{14}C ages were obtained on *Scrobicularia* shells (Figure 39).

Sample location	Sample position	Corrected age (years B.P.)	Calibrated age	Sample type	Ref. labo
Les Barrats	Longitudinal trench (50 cm depth), main body of the ridge	2590 ± 70	430 - 130 BC	<i>Scrobicularia</i> shells	Beta 102696
Les Barrats	Longitudinal trench (50 cm depth), main body of the ridge	2440 ± 70	330 BC - 60 AD	<i>Scrobicularia</i> shells	Beta 102694
Les Barrats	Longitudinal trench (50 cm depth), main body of the ridge	2850 ± 60	795 - 405 BC	<i>Scrobicularia</i> shells	Beta 102695
Les Baluards	Surface sample on top of the main body of the ridge	2975 ± 120	1047 - 448 BC	<i>Cardium</i> and <i>Scrobicularia</i> shells	UQ 2058
Les Baluards	Perpendicular trench (3 m depth) in front of the ridge	1600 ± 135	554 - 1068 AD	<i>Scrobicularia</i> shells	UQ 1983

Les Cabireaux	Perpendicular trench (50 cm depth), in front of the ridge	2021 ± 162	7 - 699 AD	<i>Scrobicularia</i> shells	UQ 2076
---------------	---	------------	------------	-----------------------------	---------

Figure 39 : ¹⁴C dates obtained on near-surface samples from the Cordon de Richard.

See Figure 38 for sample locations.

4. Results

4.1. Geomorphology and nature of the deposits

Saint-Christoly to Valeyrac (Figure 38)

Against the Valeyrac Pleistocene terrace to the southeast, there is no topographic signature of the ridge in the landscape. Some shell fragments may be observed in ploughed fields in Saint-Christoly, or at the foot of the vineyards in Valeyrac, but nothing can be described as a ridge *s.s.*.

Valeyrac to Port de Richard (Figure 38)

In Port de Richard, the ridge is not clearly apparent in the landscape, but its presence is indicated by sandy mole-mounds in the fields and small shelly-sandy lenses in trenches on the side of the road. In Port de Goulee, a slight morphological signature appears as a very small rise above the marshes (1 m) covered with sandy mole-mounds.

Port De Richard to Charmail (Figure 38)

This segment of the ridge is developed against the Jau-Dignac et Loirac terrace and the morphological signature becomes very clear.

Core HOREST 9212 (220 cm, Figure 40) was collected between Port de Richard and Passe de Richard. It consists of a 110 cm thick layer of gravels, pebbles and shell debris eroding the top of a 100 cm layer of a grey marsh mud with silty-sandy laminations. The base of the core shows another 10 cm thick unit of gravelly and shelly clay. The body of the ridge thus appears to show interbedded marsh deposits.

An excavation at the top of the ridge a few tens of meters to the northeast of the core shows an alternation of decimetric sandy and centimetric shelly-gravelly layers. Gravels probably originate from the adjacent pleistocene terrace. The geometry of the layers is impossible to observe there due to the orientation of the excavation, running parallel to the ridge. However, gravel layers are only observed on one side of the trench, indicating they are either not horizontal or of restricted extension.

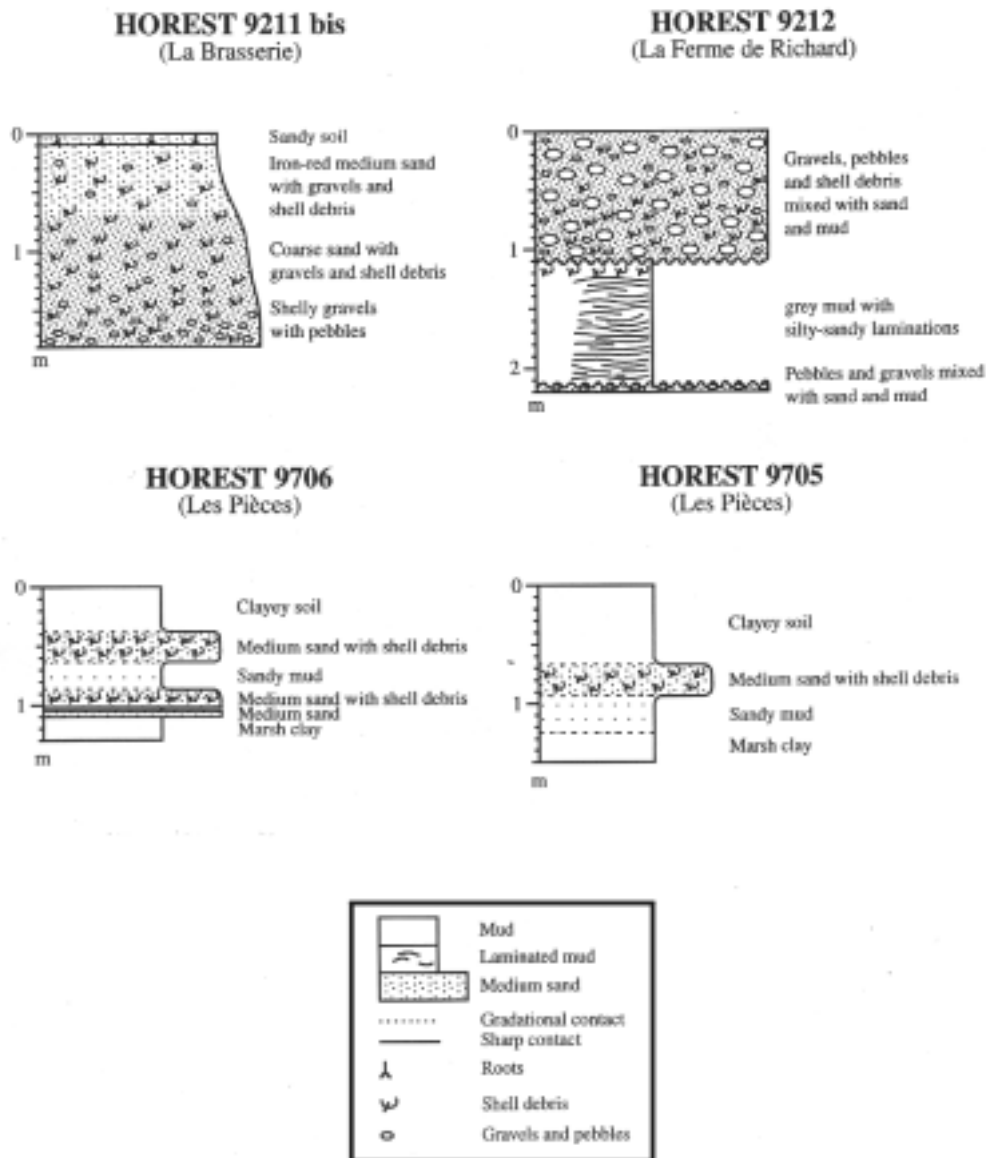


Figure 40 : Lithostraphic columns from cores HOREST 9211 bis (A) and HOREST 9212 (B) and augers HOREST 9706 (C) and HOREST 9705 (D).

The maximum elevation (more than 5 m) is reached in Passe de Richard, where the contact with the "mattes" is clearly marked in a ploughed field by a sharp change in colour (from yellowish to brown) over less than 1 m.

Between Les Avents and La Rivière, the ridge is not indicated on the geological map of Marionnaud (1972). There is indeed no rise in the landscape, however some sand may be observed in the fields, indicating the ridge is still present. Two trenches were described there. The first, running parallel to the ridge, shows, above marsh clay: 10 cm of shelly sands and gravels, 20 cm of clay, and 30 to 40 cm of coarsening-upward gravels and shell debris. The second, crossing the ridge and extending landwards, shows a similar 30 to 40 cm thick layer of coarsening-upward gravels and shell debris lying above blue-green clayey marsh deposits.

These deposits are interrupted by two palaeochannels that may be traced horizontally in the fields and show an overall N-S extension. The width of the ridge is approximately 50 m.

A slight rise (1 m) reappears between Les Barrats and La Brasserie, where a second core was collected. Core HOREST 9211 bis (180 cm, Figure 40) shows a fining-upward sequence of gravelly to sandy shell debris below a 10 cm soil. The base of the sand body was not reached.

To the northwest of La Brasserie, the ridge disappears. In Charmail, the terrace is bounded by gravelly, sandy and clayey colluvial deposits.

Charmail to Port de Saint Vivien (Figure 38)

This segment of the ridge crosses a wide extent of saltmarshes occupied by a major channel (Chenal du Gua) between the Jau-Dignac et Loirac and Talais terraces. The ridge is almost invisible in the landscape, while its general shape shows a clear southwestwards inflexion.

The maximum width of the ridge seems to occur in Les Pièces, where shelly-sandy layers were observed as far as 150 m landwards in a trench. Two manual gouge augers were sampled and described along the road to the northwest of the trench (Figure 40). Both show a main 20 to 30 cm layer of sand with shell debris above 20 to 30 cm of sandy clay, lying directly on marsh clay in HOREST 9705, while further shelly sand units occur at the base of HOREST 9706.

The continuity of the ridge between La Fosse and Port de Saint-Vivien is difficult to assess as this segment is the only one not followed by the road; field observations are almost totally impossible in this sector.

Port de Saint-Vivien to Port de Talais (Figure 38)

In this segment, the ridge is marked in the morphology and almost continuous. It consists of sand with varying amounts of shell debris and pebbles, probably due to the vicinity of the Talais terrace. In Les Cabireaux, the sand becomes more clayey. The rise disappears in front of the Talais terrace, and reappears in Les Baluards.

Port de Talais to Neyran (Figure 38)

Port de Talais seems to be the northwestern termination of the ridge. Some shell layers may be observed further to the northwest near Neyran, but nothing can be described as a ridge feature.

4.2. Mineralogical, grain-size and faunal data

Six near surface samples collected in the upper 50 cm of trenches were studied. They are representative of the two distinct morphological contexts previously described, *i.e.* against the pleistocene terraces and inside the marsh. Apart from abundant gravels and pebbles

against the pleistocene terraces, the sandy-shelly material is fairly homogeneous and consists of mainly rounded to angular quartz grains (60 to 90 %), brown opaque minerals with occasional micas (1 to 10 %) and shell debris (10 to 35 %). Occasional plant debris were observed due to pedogenesis. The grain-size frequency curves are centered on medium sands (300 μm), with varying amounts of coarser shell debris (400 to 500 μm).

Four of the surface samples were analyzed for faunal content. The number of species is relatively small, never exceeding 10. Clayey substrate, tidal-flat species (*Scrobicularia plana*, *Hydrobia ulvae*, *Macoma balthica*, *Retusa* sp., *Rissoa membranacea*) are generally dominant (60 to 70 %), with 20 to 30 % of rocky substrate species (*Littorina littorea*) and 10 to 20 % of sandy substrate species. One sample, collected in La Rivière (Figure 38) shows a different distribution with up to 47 % of *Littorina littorea*. Although generally associated with rocky substrates, this species is sometimes abundant in clayey schorres. This may be the case here, as there is a total lack of other rocky substrate species such as *Patella*. Moreover, a selective preservation or hydraulic sorting may not be ruled out.

4.3. Age of the deposits

Four ^{14}C dates were obtained on *Scrobicularia* shells collected in the upper 50 cm of trenches crossing the main body of the ridge at various locations (Figure 39). They give an age range of 3000 to 2400 B.P. (corrected for the marine reservoir effect) or 1000 to 0 BC (calibrated). The age of shell fragments does not indicate the age of the ridge as it may be a younger feature reworking older deposits. However, the recent discovery of a Gallo-Roman settlement on the ridge close to Port-de-Richard indicates that the edification of the ridge was actually taking place prior to 0 BC.

Two additional samples (Les Baluards and Les Cabireaux) were collected in trenches running across the recent marshes, a few tens of meters away from the main body of the ridge. They are significantly younger (2000 to 1600 B.P. corrected, or 0 to 1000 AD), indicating that shell fragments were accumulating on top of the tidal flat in more recent periods, but not abundantly enough to build a ridge. The Les Cabireaux sample could also come from a recurved spit indicating a channel crossing the ridge and active until more recent periods as suggested by Pontee *et al.* (1998), however there is no clear field evidence of this hypothesis.

5. Discussion and conclusions

5.1. Morphology of the Cordon de Richard

The geological map of the North Medoc area (Marionnaud, 1972) describes the Cordon de Richard as a discontinuous feature, 50 to 300 m in width, 1 to 2 m in height, extending on more than 25 km from Neyran to Saint-Christoly (Figure 36). New field investigations in this

work show that the ridge actually shows three very distinct segments from southeast to northwest (Figure 38):

- From Saint-Christoly to Valeyrac, the existence and continuity of the ridge is almost impossible to assess. It runs along the Valeyrac Pleistocene terrace, and field observations are extremely difficult, partly due to the fact that there is no topographic signature in the landscape. Some shell fragments may be observed in ploughed fields in Saint-Christoly, or at the foot of the vineyards in Valeyrac, but nothing can be described as a ridge *s.s.*.

- From Valeyrac to Port De Talais, the ridge is clearly present. Except for a brief interruption around Charmail in front of the Jau terrace, it appears to be continuous on almost 20 km. Although field observations are missing between La Fosse and Port de Saint-Vivien, a slight rise in the landscape occupied by a big property with a main house and several associated farm buildings indicate the ridge is there. Superficial sandy-shelly deposits were observed even where the ridge is not indicated on the geological map (between Valeyrac and Port de Goulée, or in La Rivière).

Where the ridge is developed in front of the terraces (Talais and especially Jau), it shows a reduced lateral extension (30 to 50 m) and a maximum vertical elevation, reaching 5 m in Passe de Richard. In contrast, where the ridge develops on the marsh surface, it shows a reduced vertical elevation (1 m or even less) but a maximum lateral extension (up to 150 m landwards of the ridge in Les Pièces).

-From Port de Talais to Neyran, the ridge is almost inexistant. Some shell layers are observed, but nothing can be described as a ridge *s.s.*. Between Neyran and Soulac, the ridge was artificially extended after 1628 by the building of the "Digue des Hollandais" (Allard *et al.*, 1974), still seen in the landscape at the northwestern termination of the ridge.

Superrficial deposits are strongly homogeneous all along the ridge and consist of medium, well-sorted sands (median grain 300 μm) with abundant shell debris (mainly tidal flat species such as *Scrobicularia*). Gravels and pebbles are present where the ridge is developed in front of the terraces.

5.2. Internal structures

Due to heavy land occupation and agricultural practices on the ridge itself and in the surrounding marshes, field observations are limited to a few available trenches, not necessarily crossing the entire ridge. Moreover, the original geometry of the deposits may have been heavily disturbed during the XVIIth century when the "Cordon de Richard" was used as a dyke and reinforced to reclaim the "palus". The internal structures of the ridge are thus extremely difficult to determine. However, several general features can be outlined.

All the cores, augers and trenches show that marsh clay units are generally interbedded within the ridge, which was thus developed in several stages, however for clarity purposes the following description will consider the ridge as a single sediment feature.

Where the ridge is developed in front of the terraces, there is a basal shell rich layer topped by a thick sandy-gravelly unit (over 2 m in La Brasserie, HOREST 9211 bis, Figure 40, and maybe more than 5 m in Passe de Richard). This unusual rise above marsh surface, together with abundant gravels and pebbles clearly indicate that most of the material originates from the terraces. In contrast, shells originate from the estuary as they are totally absent from the pleistocene deposits. The steep side of the ridge is generally facing the estuary.

Where the ridge is developed on open marsh surface, the basal shell layer is still present, but gravels and pebbles are totally absent. The body of the ridge consists of lenses of shell fragments ("shell flour") not exceeding 50 cm in thickness (Les Pièces) and showing an important landward extension. Due to the reduced height of the ridge, it is impossible to determine where the steep side is.

To sum up, when the ridge is developed against the terrace, landward migration is impossible. The ridge grows vertically and is supplied with abundant sands and gravels reworked from the pleistocene terraces. This explains its unusual rise above the "mattes" relative to present-day sea level. Thus, these segments of the Cordon de Richard may not be considered as a chenier-ridge *s.s.*. In contrast, where there is no obstacle to the landward migration, gravels and pebbles are absent, shell/sand layers are washed over, and the ridge doesn't grow vertically. Its landward migration is strongly suggested by the general shape of the ridge on the maps, showing a maximum southwestwards progression in the gap between the Jau and Talais terraces (Figure 36 and Figure 38). This segment may be considered as a chenier-ridge *s.s.*.

5.3. Age and origin of the ridge

The four ^{14}C dates obtained on *Scrobicularia* shells sampled within the main body of the ridge give an age range of 3000 to 2400 years B.P. (corrected) or 1000 to 0 B.C. (calibrated). Although the ridge may have begun accumulating earlier, this is clearly younger than the age of 4500 to 4000 B.P. proposed by Allard *et al.* (1974).

The edification of bay-head chenier ridges is generally due either to a drop in fine-grained terrigenous supply or to a climatic induced increase in swell penetration (Augustinus, 1989). In the case of the Cordon de Richard, there is no evidence of a drop in terrigenous supply around 1000 to 0 B.C.. In contrast, it seems that major deforestation in the catchment area of the Gironde around 2000 B.P. led to an increase in terrigenous supply and increased exportation towards the shelf (Lesueur and Tastet, 1994). Thus, a climatic and/or dynamic origin for the Cordon de Richard is favoured. Pontee *et al.* (1998) interpret it as the result of a sea level rise and/or increase in storminess. Other evidence in the Gironde estuary and on the Aquitaine coast indicate that a major episode of storm activity occurred during the first millennium B.C.:

- In the median part of the Gironde estuary, the Saint-Ciers-sur-Gironde marsh on the east bank (Mellalieu *et al.*, 2000) shows that an episode of general peat accumulation is interrupted by channel migration and a subsequent phase of terrigenous accumulation sometime between 2600 years B.P. and the late Iron Age (first Century A.D.). However, no similar event is observed in the Reysson Marsh located just opposite on the west bank (Massé *et al.*, this volume).

- Close to the estuary mouth, the holocene infill of the Monards Marsh, located on the east bank just opposite of the Cordon de Richard (Massé *et al.*, this volume), shows a brief transgressive episode shortly after 2800 years B.P.

- On the southwestern coast of the Oleron Island to the North of the Gironde estuary mouth, the holocene infill of the small littoral La Perroche marsh (Clavé *et al.*, 2001) shows the interruption of a phase of peat accumulation sometime between 3500 and 2000 years B.P., followed by an episode of terrigenous accumulation.

All these events appear to be contemporaneous with the Cordon de Richard formation. It is impossible to tell if they are linked to an actual sea-level rise as proposed by Pontee *et al.* (1998). However, an episode of increased storminess during the first millenium A.D. can account for all evidence. Whether this episode is of regional significance or the echo of a global climatic event has to be further investigated.

Acknowledgements :

The authors would like to thank Drs. Delminda Moura and Klaus Schwarzer for their help in improving the manuscript. This work was supported by the E.C. funded Human Capital and Mobility Network (CHRX-CT94-0541), Coastal Environments, and by the LIFE program "Coastal Change, Climate and Instability" (1997 ENV/UK 000510). This is UMR 5805 EPOC contribution n° 1359.

References :

Allard, A., Dubreuilh, J. and Marionnaud, J.M. (1974). Contribution de la méthode historique à la résolution d'un problème de géologie récente: exemple du Bas-Médoc (Gironde). *Bulletin du B.R.G.M.* (deuxième série), Section I, **1**, 1-14.

Augustinus, P.G.E.F. (1980). Actual development of the chenier coast of Suriname (South America). *Sedimentary Geology*, **26**, 91-113.

Augustinus, P.G.E.F. (1987). The geomorphological development of the coast of Guyana between the Corentyne river and the Essequibo river. *In: Gardiner V. (ed), International Geomorphology*, Wiley, London, 1281-1292.

Augustinus, P.G.E.F. (1989). Cheniers and chenier plains: a general introduction. *Marine Geology*, **90**, 219-229.

Chappell, J. and Grindrod, J. (1984). Chenier plain formation in northern Australia. *In: Thom B.G. (ed), Coastal geomorphology in Australia*, Academic Press, Sydney, 197-231.

Clavé, B., Carbonel, P., Massé, L. and Tastet, J.P., (2001). Holocene coastal changes and infilling of the "La Perroche" marsh (Oléron Island, French Atlantic Coast). *Oceanologica Acta* 4, 377-389.

Diot, M.F. and Tastet, J.P. (1995). Paléo-environnements holocènes et limites chrono-climatiques enregistrés dans un marais estuarien de la Gironde (France). *Quaternaire*, **6** (2), 63-75.

Diot, M.F., Massé, L., Coquillas, D. and Clavé, B. (2001) Utilisation des groupes polliniques dans la reconstitution des paléoenvironnements holocènes du marais de La Perge-Nord-Médoc, Gironde (France), implications sur l'occupation humaine. *Archéométrie 2001, 4e colloque du GMPCA*, La Rochelle, France, April 2001.

Greensmith, J.T. and Tucker, E.V. (1969). The origin of Holocene shell deposits in the chenier plain facies of Essex (Great Britain). *Marine Geology*, **7**, 403-425.

Greensmith, J.T. and Tucker, E.V. (1975). Dynamic structures in the Holocene chenier plain setting of Essex, England. In: Hails J. & Carr A. (eds), *Nearshore sediment dynamics and sedimentation*, Wiley, New York, 251-272.

Lesueur, P. and Tastet, J.P. (1994). Facies, internal structures and sequences of modern Gironde-derived muds on the Aquitaine inner shelf, France. *Marine Geology*, **120**, 267-290.

Marionnaud, J.M. (1972). Carte géologique de la France (1/5000), Feuille S-Vivien de Médoc-Soulac-sur-Mer (729-730). Orléans, B.R.G.M (Notice explicative par Dubreuilh J. & Marionnaud J.M., 1973, 45p.).

Nagy Breitenstein G. (1993). Analyse quantifiée de l'évolution hydromorphologique séculaire de l'estuaire amont de la Gironde. Thèse de Doctorat, Université Bordeaux 1, n° 789, 1993, 102 pp.

Massé, L., Diot, M.F., Tastet, J.P., Capdeville, J.P., Lapeyre, R., Marambat, L. and Lesueur, P. (this volume). Holocene palaeoenvironments of the Reysson Marsh on the western bank of the Gironde Estuary, SW France.

Massé, L., Wang, J.H. and Tastet, J.P. (this volume). Vertical accretion of the Holocene infill of the Monards Marsh (Barzan, Gironde Estuary, France).

Mellalieu, S.J., Massé, L., Coquillas, D., Alfonso, S. and Tastet, J.P. (2000). Holocene development of the east bank of the Gironde estuary: geoarchaeological investigation of the Saint Ciers-sur-Gironde marsh In: Pye K. & Allen J.R.L. (eds), *Coastal and estuarine environments: sedimentology, geomorphology and geoarchaeology*, Geological Society, London, Special Publications, **175**, 317-341.

Otvos, E.G. and Price, W.A. (1979). Problems of chenier genesis and terminology - An overview. *Marine Geology*, **31**, 251-263.

Pontee, N.I., Tastet, J.P. and Massé, L. (1998). Morpho-sedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and on the Medoc Peninsula, SW France. *Oceanologica Acta*, **21** (2), 243-261.

Price, W.A. (1955). Environment and formation of the chenier plain. *Quaternaria*, **2**, 55-86.

Rhodes, E.G. (1982). Depositional model for a chenier plain, Gulf of Carpentaria, Australia. *Sedimentology*, **29**, 201-221.

Russell, R.J. and Howe, H.V. (1935). Cheniers of southwestern Louisiana. *Geographical Review*, **25**, 449-461.

Tastet, J.P. (1998). Chronologie et cartographie d'un complexe dunaire côtier holocène, l'exemple aquitain du Nord-Médoc (France). *Quaternaire*, **9** (3), 157-167.

Tastet, J.P. (1999). Le Pléistocène de la façade atlantique du Nord-Médoc (France): Etat des connaissances sur la lithologie et la chronostratigraphie des "Argiles du Gurd" *s.l.*. *Quaternaire*, **10** (2-3), 199-212.

Tastet, J.P. and Pontee, N.I. (1998). Morpho-chronology of coastal dunes in Médoc. A new interpretation of holocene dunes in Southwestern France. *Geomorphology*, **25**, 93-109.

Thompson, R.W. (1968). *Tidal flat sedimentation on the Colorado River delta, northwestern Gulf of California*. Geological Society of America Memoir, **107**, 133 p.

Woodroffe, C.D., Curtis, R.J. and McLean, R.F. (1983). Development of a chenier plain, Firth of Thames, New Zealand. *Marine Geology*, **53**, 1-22.

4. MARAIS DE REYSSON

Le marais "digité" de Reysson est situé à 40 kilomètres de l'embouchure de la Gironde (Figure 22). Il se trouve à 60 kilomètres au Nord de Bordeaux. Il est bordé à l'Est par l'estuaire et s'étend sur 7,5 kilomètres à l'Ouest. Les altitudes dans le marais se situent entre 1 et 3 mètres NGF avec un léger bombement vers Saint-Corbien à proximité du centre du marais. C'est un marais confiné car la zone de communications avec l'estuaire est relativement réduite (Massé *et al.*, in press b).

4.1. Séquence de remplissage holocène

Une étude préliminaire du marais de "Reysson" réalisée par le BRGM (Capdeville et Lapeyre, non publié) montre qu'il correspond au remplissage d'un ancien bassin formé par l'érosion du substrat calcaire tertiaire. Des calcaires d'âge éocène supérieur affleurent dans la partie ouest du marais ainsi qu'à l'Ouest des collines de Saint Corbian. Les collines de Saint Corbian et la zone entourant le marais à l'Est des collines sont constituées de dépôts colluviaux d'origine fluviale, de galets et de terrasses graveleuses (Figure 41).

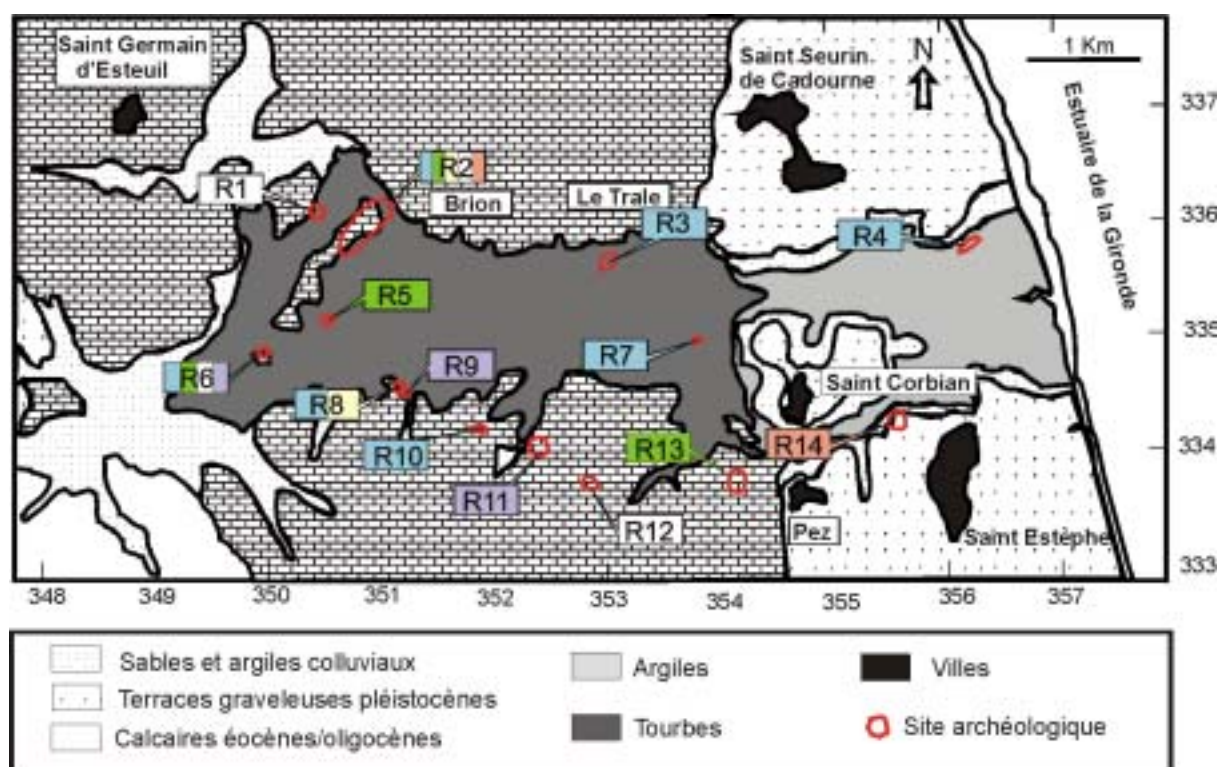


Figure 41 : Carte géologique simplifiée du marais de Reysson (d'après Massé *et al.*, in press b) et localisation des témoins archéologiques.

Des analyses lithologiques, fauniques et palynologiques, couplées à des datations au ^{14}C , ont permis de reconstituer l'évolution paléo-environnementale de la zone (Diot *et al.*,

1999; Massé *et al.*, in press b). Mis à part quelques sables continentaux en tête de marais, le remplissage de la dépression se compose d'argiles gris-vertes déposées rapidement (sur une centaine d'années) au début de la transgression holocène. Entre 6000 ans et l'actuel, le site est, la plupart du temps, isolé de l'estuaire permettant le développement de marécages. Une courte période de ré- invasion est mise en évidence dans le centre du marais autour de 4600 ans BP (Massé *et al.*, in press b).

4.2. Témoins archéologiques

Dans le marais de Reysson, 14 sites archéologiques ont été recensés localisés dans ou en bordure de marais. On dénombre 7 témoignages d'occupations du Néolithique et de la période protohistorique, 4 de l'Age du Bronze, 1 (à 2) de l'Age du Fer, 4 de l'époque gallo-romaine, 3 de l'époque médiévale, et 3 à 4 de l'époque post-médiévale (Figure 41, Figure 42).

Réf carte	Nom du site	Période d'occupation	Témoins archéologiques	Altitude m (N.G.F)
R1	Cassan	Ep. Gallo-Romaine	Traces d'occupation (constructions, céramiques)	4 - 5
R2	Brion	Néolithique, Age du Bronze et du Fer, Ep. Gallo-Romaine, XIV ^{ème} siècle	Occupation néolithique (silex, céramique), matériel de l'Age du Bronze (haches), occupation de l'Age du Fer, citée gallo-romaine (constructions, routes, outils, objets,...), fortifications au XIV ^{ème} siècle	2 - 6
R3	Le Trale	Néolithique	Traces d'occupation (silex)	2 - 5
R4	Pey de Mapon	Néolithique	Traces d'occupation (hache)	3 - 5
R5	La Motte Blanche	Age du Bronze	Traces d'occupation (épée)	2
R6	Le Peuilh	Néolithique, Age du Bronze, Ep. Gallo-Romaine et Médiévale	Occupations néolithique, du Bronze et gallo-romaine (silex, constructions en bois), possible fortifications médiévales	2 - 3
R7	Loumède	Protohistorique	Fossés et enclos (Photos aériennes)	1
R8	Le Palus de Reysson	Néolithique, Age du Fer (?)	Traces d'occupation néolithique (silex), possible occupation de l'Age du Fer	1 - 3
R9	Juillan	Ep. Médiévale	Fortifications (fossés)	3 - 4
R10	Lille	Néolithique	Traces d'occupations néolithiques (silex)	4 - 5
R11	Beyzac	Ep. Médiévale	Fortifications (fossés)	3 - 5

R12	Le Peyrat	Ep. Gallo-Romaine	Villa avec traces d'agriculture (fossés)	7 - 11
R13	Paluda	Age du Bronze	Traces d'occupation (fer de lance)	3 - 4
R14	Calon Ségur	XIV, XVII, XVIII ^{èmes} siècles	Château fortifié	2 - 5

Figure 42 : Inventaire archéologique dans le marais de Reysson.

Les sites néolithiques, en particulier celui du Peuilh (R6) établi sur un îlot dans la partie occidentale du marais, montrent que l'occupation humaine, à cette époque, est essentiellement tournée vers les zones basses et humides (Figure 41, Figure 42).

Les sites de l'Age du Bronze et du Fer témoignent d'une continuité de l'occupation à Reysson. On observe cependant une implantation des peuplements sur des sites plus élevés et plus éloignés des zones basses du marais (Coquillas, 2001).

A l'époque gallo-romaine, le site du Peuilh est toujours occupé. Le site archéologique de Brion témoigne d'une importante occupation gallo-romaine (Figure 41, Figure 42). Il est implanté sur une légère élévation de terrain correspondant à un affleurement du substrat tertiaire, dans la partie nord-ouest du marais de Reysson (Figure 41, Figure 42). Les vestiges sont ceux d'une importante citée gallo-romaine construite vers le milieu du premier siècle de notre ère. Abandonnée durant le III^{ème} siècle, cette ville fut longtemps ignorée. D'autres découvertes sur ce même site nous révèlent, bien avant la conquête romaine, une importante industrie métallurgique du bronze. On a alors pensé que la cité gallo-romaine pouvait correspondre à celle décrite par Ptolémée (300 ans BC) sous le nom de *Noviomagus* (Lacroix *et al*, 1993). Cette ville était, avec *Burdigala*, l'une des vingt villes de l'Aquitaine romaine qui s'étendait de la Loire aux Pyrénées. Cependant, les campagnes de fouilles ne démontrent pas pour autant l'existence d'activités portuaires. Des canaux en eau devaient permettre la circulation de petites embarcations, mais il est difficile d'envisager un trafic commercial (Coquillas, 2001).

L'époque médiévale est caractérisée par la construction de fortifications (Le Peuilh, Juillan, Beyzac) qui se poursuivent aux XIV, XVII, XVIII^{èmes} siècles (Calon Ségur). Sur l'île de Brion, un petit château fortifié est établi durant le XIV^{ème} siècle, après une période de désertion du site (Boudet, 1987).

Les témoins archéologiques du marais de Reysson mettent en évidence un recul dans l'implantation des sites vers la bordure externe du marais entre l'Age du Bronze et l'Age du Fer (Coquillas, 2001). Ce phénomène serait-il en relation avec une possible remontée du niveau des eaux même si cette hypothèse n'est pas confirmée par les analyses sédimentaires du marais (Massé *et al*, in press b) ?

C. MARAIS DE LA RIVE DROITE

1. MARAIS DES MONARDS

Le marais des "Monards" a été étudié dans le but de reconstituer les paléo-environnements à partir d'enregistrements sédimentaires non perturbés et à proximité d'un site archéologique témoignant d'une occupation gallo-romaine importante (la cité du Fâ).

Le marais des "Monards" s'est mis en place dans une dépression du substrat calcaire crétacé (d'âge campanien) (Figure 25, Figure 43).

Il s'agit d'un marais "digité" qui se trouve sur la rive nord-est de l'estuaire de la Gironde, à proximité de l'embouchure (Figure 22). Le marais est relativement plat, avec des altitudes ne dépassant pas 3 mètres NGF, recouvert par les roseaux et les prairies et naturellement drainés par des ruisseaux. Du côté estuarien, une petite falaise (de 80 cm à 1 m d'altitude) sépare le marais du schorre actif. Plus en avant vers l'estuaire, une large slikke est traversée par le "canal des Monards" (Massé *et al.*, in press c) (Figure 43).

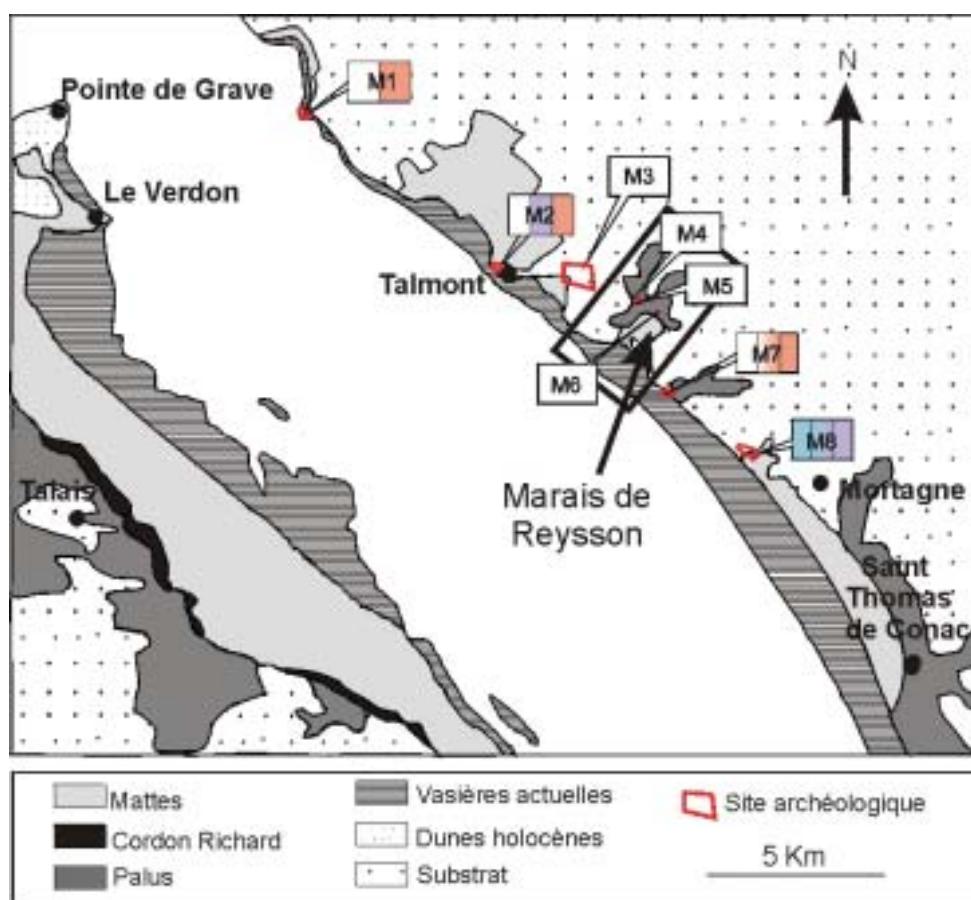


Figure 43 : Carte géologique simplifiée du marais des Monards et localisation des témoins archéologiques dans et à proximité du marais.

1.1. Remplissage holocène du marais des Monards

Des analyses lithologiques et micropaléontologiques ont permis de reconstituer la séquence holocène récente de remplissage du marais des Monards (Massé *et al*, in press c).

La base du remplissage montre une séquence marine transgressive constituée de sables marins avec des faciès de schorre recouverts par des faciès de slikke. Le maximum de la transgression est daté entre 5600 et 5400 ans BP. Cette séquence transgressive est associée à la dernière phase de remontée du niveau marin entre 10 000 et 6000 ans BP. Les formations sus-jacentes montrent des séquences régressives progradante vers l'estuaire, correspondant à la période de stabilisation du niveau marin après 6000 ans BP.

Une tendance positive du niveau marin vers 2800 ans BP est mise en évidence dans la partie centrale du marais. Les dépôts de surface sont azoïques et correspondent à un environnement continental (Massé *et al*, in press c).

1.2. Témoins archéologiques

Huit sites archéologiques ont été localisés dans le marais des "Monards", sur sa bordure ainsi que sur les coteaux des alentours (La Pointe de Suzac, Le Fâ, Vil Mortagne). Le marais des "Monards" possède relativement peu de vestiges archéologiques excepté la cité du Fâ. Nous avons donc pris en considération des sites éloignés du marais lui-même afin d'avoir une image globale de l'occupation de ce secteur à l'Holocène. Sur l'ensemble de la zone, on dénombre alors 1 témoignage d'occupation du Néolithique, 1 de l'Age du Bronze, 1 de l'Age du Fer, 7 de l'époque gallo-romaine, 3 de l'époque médiévale, et environ 4 de l'époque post-médiévale à moderne (Figure 43, Figure 44).

Réf carte	Nom du site	Période d'occupation	Témoins archéologiques	Altitude m (N.G.F)
M1	La Pointe de Suzac	Ep. Gallo-Romaine, XVII et XIX ^{èmes} siècles	Villa gallo-romaine, fortifications aux XVII et XIX ^{èmes} siècles, (bunckers allemands 1940-1945)	0 - 30
M2	Le Bourg de Talmont	Ep. Gallo-Romaine et Médiévale, XVII ^{ème} siècle	Occupation gallo-romaine indéterminée, citée médiévale (fortifications), église romane (XII ^{ème} siècle), nouvelle fortification durant le XVII ^{ème} siècle	0 - 5
M3	Le Fâ	Ep. Gallo-Romaine	Citée antique (théâtre, thermes, rues, port, temples)	5 - 30
M4	Langlade	Ep. Gallo-Romaine	Traces d'occupation, possible villa (monnaies, céramiques)	5 - 10

M5	Le Canal de Moque-souris	Ep. Gallo-Romaine	Possible localisation d'un port (poteries, amphores du Haut Empire (I-II ^{èmes} siècles AD)	3
M6	La Source de Chauvignac	Ep. Gallo-Romaine	Aqueduc antique (constructions, céramiques, monnaies)	4
M7	Château de St Seurin	Ep. Médiévale à l'actuel	Château	2 - 10
M8	Vil Mortagne	Néolithique à Ep. Médiévale	Traces d'occupation néolithique (matériel) à l'ép. Gallo-romaine (port antique)	4 - 40

Figure 44 : Inventaire archéologique dans le marais des Monards.

Le marais des Monards est relativement pauvre en témoins archéologiques comparé aux autres marais estuariens. Il n'y a aucun site néolithique ou protohistorique localisé à proximité des paléo-rivages alors que les coteaux des alentours (site de Vil Mortagne) présentent un nombre important de camps fortifiés du Néolithique moyen et final (Figure 43, Figure 44) (Coquillas, 2001).

Cette absence d'occupation se poursuit à l'Age du Bronze et du Fer alors que les établissements humains à ces époques sont nombreux sur les coteaux voisins (Vil Mortagne : habitats, enclos protohistoriques, haches en bronze).

Les premières traces concrètes appartiennent à l'époque gallo-romaine où l'occupation du marais est liée à la naissance et au développement de l'agglomération antique du Fâ à Barzan (Figure 43, Figure 44). Les fouilles et les photographies aériennes ont révélé une organisation urbaine avec plusieurs temples dont le *fanum* du Moulin du Fâ, des thermes, un théâtre, des entrepôts, un aqueduc, etc... (Coquillas, 2001). Des structures portuaires sont également mises en évidence sur la rive nord du canal de Moque-souris (Figure 43) (môles d'accostages, mobilier gallo-romain).

La présence d'occupation humaine est attestée sur les marges du marais jusqu'aux IV^{ème} et V^{ème} siècles (Figure 43, Figure 44). On y observe une continuité dans l'occupation entre la fin de l'Antiquité et le Moyen Age classique. Les textes médiévaux relatent de grandes abbayes établies dans ce secteur. Les paroisses sont le siège de riches prieurés (Coquillas, 2001).

L'occupation humaine dans le marais des Monards est clairement mise en évidence à partir de l'époque gallo-romaine. Au cours des périodes antérieures, les traces d'occupation sont principalement localisées sur des zones élevées. D'après les analyses sédimentologiques, cette différence dans l'altitude de l'implantation des sites pourrait être mise en relation avec une hausse du niveau des eaux dans le marais vers 2800 ans BP (début de l'Age du Fer). Il semble qu'à partir de l'époque gallo-romaine, la baisse du niveau des eaux ait permis l'installation des populations dans ou en bordure du marais actuel.

2. MARAIS DE SAINT CIERS SUR GIRONDE

Le marais de "Saint-Ciers-sur-Gironde", de type "ouvert", forme une large aire marécageuse sur la rive droite de l'estuaire (Figure 22) : 40 000 hectares de marais côtier asséché s'étendant sur 30 kilomètres de Port Maubert au Nord à Blaye au Sud. Du côté estuarien, le marais est limité par des ouvrages de défense contre l'érosion construits pour la première fois au XVI^{ème} siècle. A l'Est, le marais est bordé de collines calcaires crétacées au Nord et de sables éocènes à l'Est et au Sud-Est (Figure 22, Figure 45), dont l'altitude atteint 75 mètres NGF. Les altitudes du marais actuel sont comprises entre +1,0 et +2,5 mètres NGF (Mellalieu *et al*, 2000).

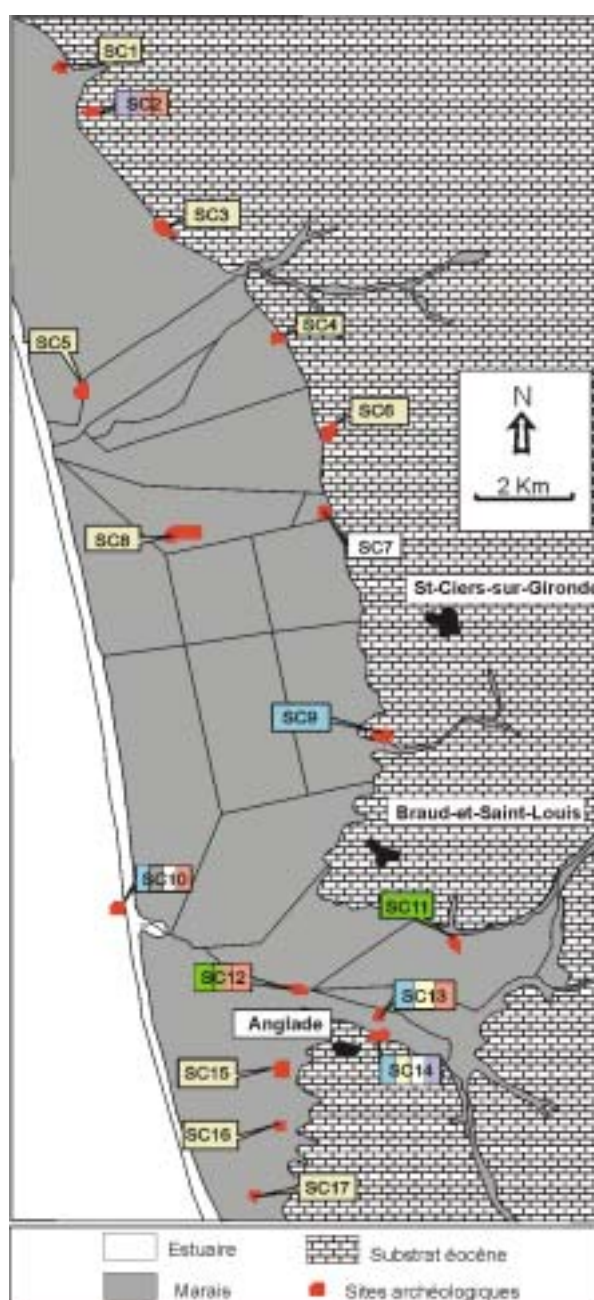


Figure 45 : Carte géologique simplifiée du marais de Saint-Ciers-sur-Gironde.

2.1. Reconstitution du remplissage holocène du marais

Des études paléo-environnementales ont permis de comprendre l'évolution holocène de ce site (Mellalieu *et al*, 2000). La séquence de remplissage est caractérisée par une alternance de niveaux argilo-silteux et tourbeux recouvrant des sables fluviatiles pléistocènes et des graviers accumulés sur le substrat carbonaté tertiaire au cours de la baisse du niveau marin du Weichselien. Les microfaunes indiquent que les niveaux argilo-silteux se sont mis en place sous des conditions estuariennes saumâtres à marines dans un contexte de vasière intertidale et de marais. Les conditions paléo-environnementales mises en évidence par les niveaux de tourbe supérieurs, datés entre 5600 et 2600 ans BP, ne sont pas connus du fait d'une absence de faune dans ces niveaux (Mellalieu *et al*, 2000). A partir de 2600 ans BP, des ré-invasions dans le marais aboutissent à l'érosion des niveaux organiques et postérieurement au colmatage argileux des chenaux ainsi formés.

2.2. Témoins archéologiques

Dans le marais de Saint Ciers sur Gironde, nous avons recensé 17 sites archéologiques localisés dans ou en bordure de marais. On dénombre 3 témoignages d'occupations du Néolithique, 2 de l'Age du Bronze, 13 de l'Age du Fer, 3 de l'époque gallo-romaine, 3 de l'époque médiévale, et environ 4 de l'époque post-médiévale à moderne (Figure 45, Figure 46).

Réf carte	Nom du site	Période d'occupation	Témoins archéologiques	Altitude m (N.G.F)
SC1	Les Granges	Age du Fer	Site à sel (fin du 1 ^{er} Age du Fer)	3
SC2	Conac	A partir du IX ^{ème} AD	Forteresse du IX ^{ème} , partiellement détruite aux XIV, XV et XVI ^{èmes} , et reconstruite	5 - 35
SC3	Les Cheminées	Age du Fer	Site à sel (2 ^{ème} Age du Fer)	2.5
SC4	Le Petit Marais	Age du Fer	Deux sites à sel (La Tène III, 120-50 BC)	2 - 3
SC5	L'Ardente	Age du Fer	Site à sel (La Tène III, 120-50 BC)	2
SC6	Le Bois de Bouteille	Age du Fer	Site à sel (2 ^{ème} Age du Fer)	2.5
SC7	L'Ile Sèche	Ep. Gallo-Romaine (I, II ^{èmes} siècles AD)	Port et matériel antique (céramiques)	2 - 3
SC8	Le Cahour	Age du Fer	Site à sel (fin de l'Age du Fer au Haut Empire)	2
SC9	Les Ferrés	Néolithique	Traces d'occupation (matériel lithique, silex)	2 - 3

SC10	Fréneau	Néolithique, Age du Fer, Ep. Gallo-Romaine, XVII ^{ème} siècle AD	Occupation néolithique, deux sites à sel de La Tène III (120-50 ans BC), port du Haut Empire (I, II ^{èmes} siècles AD), réoccupation au XVII ^{ème} siècle AD	1.5 - 3
SC11	Le Moulin Neuf	Age du Bronze	Dépôt de matériel	2.5 - 5
SC12	La Patte d'Oie	Age du Bronze à l'Ep. Moderne	Occupation du Bronze, site à sel du Second Age du Fer, port antique réoccupé à l'ép. médiévale et moderne	2
SC13	Le Terrier Ricard	Néolithique, Age du Fer, XVI ^{ème} siècle AD	Occupation néolithique, de l'Age du Fer (fin du 1 ^{er} Age du Fer et début du Second), réoccupation et fortification au XVI ^{ème} siècle AD	2 - 4
SC14	La Barrière	Néolithique, Age du Fer, Ep. Gallo-Romaine et Médiévale	Occupation néolithique, site à sel (Second Age du Fer), occupation antique et forteresse médiévale	2.5 - 5
SC15	Berdot	Age du Fer	Deux sites à sel (Second Age du Fer)	2.5
SC16	Vrillant	Age du Fer	Deux sites à sel (Second Age du Fer)	3
SC17	La Sègue	Age du Fer	Deux sites à sel (Second Age du Fer)	3

Figure 46 : Inventaire archéologique dans le marais de Saint Ciers sur Gironde.

Les sites du Néolithique et de l'Age du Bronze sont bien représentés sur les marges, mais sont rares dans le marais (Figure 45, Figure 46). Il semblerait que le colmatage de la dépression de Saint Ciers est entraîné le recouvrement quasi complet des traces antérieures à l'Age du Fer. Les sites du "Terrier Ricard" et de "Fréneau" sont assez représentatifs de cette période (Coquillas, 1993, 1997, 2001, Mellalieu *et al*, 2000).

Les découvertes de l'Age du Fer montrent que le site de Saint Ciers était une zone importante pour l'industrie, le commerce et le transport. Plus de 30 sites d'exploitation du sel ont été découverts (Coquillas, 1993, 1997, 2001; Mellalieu *et al*, 2000). Cette industrie du sel s'est développée entre 2100 et 2000 ans BP. Une concentration des sites est mise en évidence sur la bordure sud du marais (Figure 45, Figure 46).

L'exploitation du sel semble être stoppée autour de 2000 ans BP (50 ans BC) mais l'occupation de ces sites se poursuivent pendant l'époque gallo-romaine. La plupart de ces sites présentent des traces d'habitats, de villas, d'industrie de la céramique et d'activités de commerce et de transport (route, épave de bateau). Une voie routière traverse partiellement le marais. Elles se compose de débris de roches et de céramiques occasionnellement maintenus par des pieux en bois (Coquillas, 1993, 1997, 2001; Mellalieu *et al*, 2000).

L'occupation du site devient moins évidente après le III^{ème} siècle AD. Quelques rares témoins marquent la fin de l'époque gallo-romaine. Suit alors une complète absence d'occupation jusqu'au XI^{ème} siècle (Coquillas, 1993, 1997, 2001; Mellalieu *et al*, 2000).

Les témoins archéologiques du marais de Saint Ciers sur Gironde mettent en évidence un développement considérable de l'occupation de la zone à partir du Second Age du Fer (activité saunière) alors qu'antérieurement les traces d'occupations sont assez peu distinctes. L'implantation des sites d'exploitation du sel, impliquant la proximité des eaux estuariennes, serait l'indice du paléo-rivage du Second Age du Fer (Coquillas, 2001). Il semblerait par conséquent qu'une élévation du niveau des eaux dans le marais, vraisemblablement avant le Second Age du Fer, ait alors permis à cette période le développement de l'industrie du sel. Des invasions marines ont été confirmées à partir de 2600 ans BP par les analyses sédimentologiques (Mellalieu *et al*, 2000).

D. CONCLUSIONS

Les études paléo-environnementales effectuées sur les marais de l'Estuaire de la Gironde nous permettent de reconstituer les grandes étapes de l'évolution des vallées latérales de cet estuaire depuis 6000 ans.

La synthèse de l'ensemble des données montre une progradation dans le comblement sédimentaire des marais de l'amont vers l'aval. Entre 6000 et 5000 ans BP (4500-3500 ans BC), les vallées latérales des zones internes et médianes de l'estuaire (marais actuels de Saint-Ciers-sur-Gironde, Reysson) sont rapidement comblées et occupées par des marécages. Entre 6000 et 2000 ans BP (4500 BC-150 ans AD), les suspensions s'accumulent alors dans les vallées latérales des zones externes, à proximité de l'embouchure de la Gironde (marais actuels des Monards et du Nord Médoc). A partir de 2000 ans BP (150 ans AD), la réduction de l'espace disponible dans l'estuaire entraîne l'exportation des suspensions vers le plateau continental où leur sédimentation crée les vasières Ouest et Sud Gironde.

L'étude des témoins archéologiques des sites de la Perge, Reysson et des Monards met en évidence un hiatus ou une récession dans l'occupation humaine entre la fin de l'Age du Bronze et le Second Age du Fer. Cet épisode pourrait être attribué à un élévation du niveau des eaux, ce qui est confirmé par les analyses paléo-environnementales des marais de La Perge, des Monards et de Saint Ciers. Les témoins archéologiques du marais de Saint Ciers illustrent l'exploitation de cette remontée du niveau des eaux par le développement de l'industrie du sel.

Sur le littoral du Nord Médoc, l'étude des témoins archéologiques et sédimentaires, en connection avec le marais de Talais, nous ont permis de mettre en évidence un épisode de haut niveau marin ou ré-invasion dans le marais entre 3390±60 ans BP (1430-1150 ans BC) et

1940±50 ans BP (350-575 ans AD), soit entre la fin de l'Age du Bronze et l'époque gallo-romaine. Au cours de cette période, des traces d'occupation humaine de l'Age du Fer correspondraient à une recolonisation de ces zones après inondations et à l'adaptation des populations à ce nouveau type d'environnement, comme ce fut le cas aux Pays Bas à la même période (Van Geel *et al*, 1996).

CHAPITRE IV :
LES NIVEAUX EOLIENS ET
LES SYSTEMES DUNAIRES AQUITAINS

Sur la côte atlantique aquitaine, nous avons participé à l'étude des systèmes dunaires côtiers ainsi que des niveaux sableux éoliens observables à la base des dunes et entre lesquels s'intercalent des paléosols.

L'étude et la datation des édifices dunaires côtiers par luminescence infra-rouge stimulée ont été réalisées afin de préciser et de compléter les études antérieures sur la chronologie de leur mise en place. Les résultats de ces analyses sont présentés dans une note acceptée à la revue *The Holocene*.

Nous avons tenté de mettre en relation les épisodes de développement et de migration des dunes ainsi obtenus avec la présence de niveaux sableux dans la séquence stratigraphique du site littoral de La Lède du Gulp. Sur ce site, la succession des niveaux d'occupation humaine, quasiment continue entre l'Épipaléolithique et l'époque gallo-romaine, nous permet de dater avec précision des périodes d'activité éolienne matérialisées dans la séquence par des niveaux sableux.

La datation d'un grand nombre de paléosols nous a également permis de mettre en évidence des périodes, au cours de l'Holocène, de stabilisation des apports éoliens par le développement d'un couvert végétal.

Enfin, nous synthétiserons l'ensemble de ces données afin de conclure sur la succession, depuis 4000 ans, de périodes climatiques tantôt sèches, entraînant une intense activité éolienne et/ou la migration d'édifices dunaires et, tantôt humides, permettant alors le développement de la végétation.

A. CADRE GEOGRAPHIQUE

La côte atlantique aquitaine est constituée de 240 Kilomètres de rivage sableux sub-rectiligne bordant le Golfe de Gascogne (Aubié and Tastet, 2000). Localisé entre l'embouchure de la Gironde au Nord et celui de l'Adour au Sud, le littoral aquitain représente 5% des côtes françaises. Il est globalement en érosion (Aubié and Tastet, 2000).

La côte aquitaine est sous régime macro-tidale et dominée par des houles orientée Ouest à Nord-Ouest (Aubié and Tastet, 2000).

La côte est bordée d'une dune littorale continue, uniquement interrompue au niveau de la lagune d'Arcachon et au débouché de petits chenaux, appelés localement "courants", drainant les lacs côtiers girondins et landais (Figure 47). De l'autre côté de ce cordon sableux, s'étend une vaste zone continentale, communément appelé les "Landes de Gascogne" (Enjalbert, 1973; Bressolier *et al*, 1990). Elle correspond à la formation géologique dite du "Sable des Landes" mis en place à la fin de la dernière période glaciaire et d'un complexe dunaire côtier holocène planté de pins maritimes isolant les lacs du domaine marin (Legigan, 1979; Froidefond et Prud'homme, 1991).

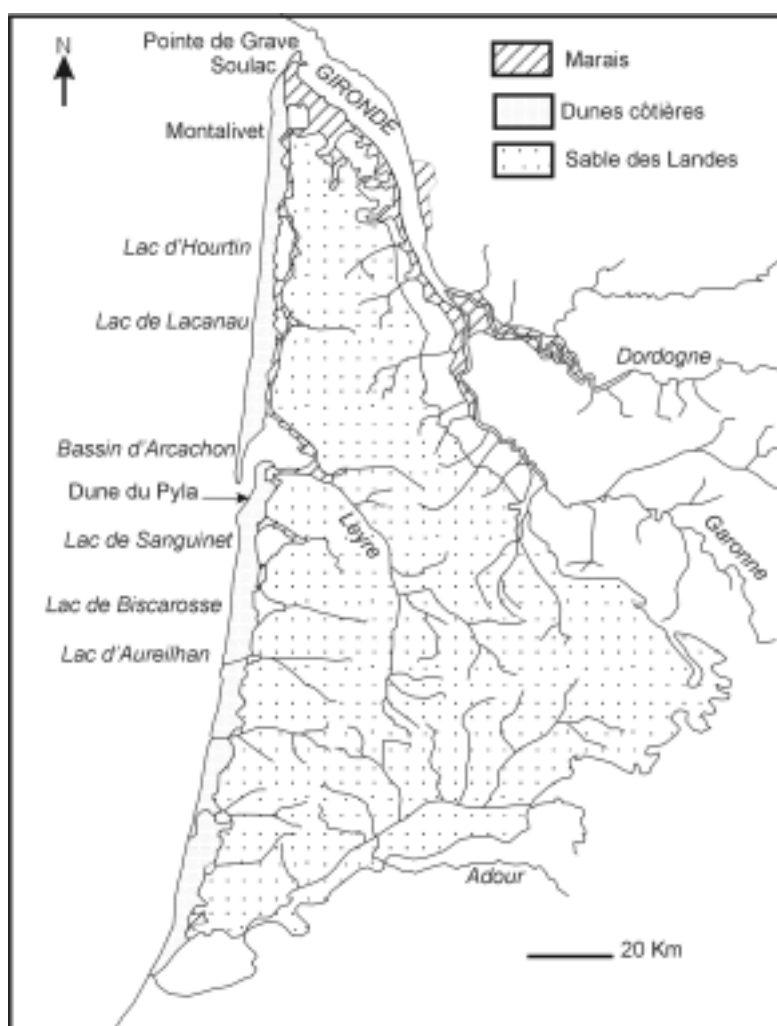


Figure 47 : Carte géomorphologique de la côte aquitaine.

B. CADRE GEOLOGIQUE

Le substrat d'âge pléistocène du Nord Médoc, dont la topographie a été reconstituée par l'analyse de nombreux forages (Tastet *et al*, 1993; Diot et Tastet, 1995), montre un réseau de vallées convergeant vers l'estuaire de la Gironde. Comme nous l'avons vu précédemment avec l'étude paléo-environnementale des marais estuariens, le remplissage holocène de ces vallées apparaît principalement constitué de dépôts argileux connus sous le nom d' "argiles à Scrobiculaires" (Welsch, 1911; Massé *et al*, in prep). Ces formations ont pu être transgressées à l'ouest par des sables dunaires holocènes (Tastet, 1999; Tastet and Pontee, 1998).

L'érosion de la côte atlantique favorise, sur la plage du Nord Médoc, l'affleurement des formations pléistocènes et holocènes sous jacentes à la dune littorale. Notamment, la présence, sur le littoral, de sédiments pléistocènes appelés "argiles du Gulp" est signalée depuis le siècle dernier (Dulingnon-Desgranges, 1877). Ces niveaux ont particulièrement

attiré l'attention des géologues depuis la découverte d'une mâchoire fossile d'éléphant en 1875 (Gassies, 1875; Dulignon-Desgranges, 1877). L'étude de ces formations a été plusieurs fois reprise et détaillée (Fabre, 1939; Paquereau et Schoeller, 1959; Elhai et Prenant, 1963; Dubreuilh, 1971, Dubreuilh *et al*, 1971; Tastet, 1999). Deux séquences sédimentaires peuvent être reconnues dans ces formations : l'une margino-littorale à la base et l'autre continentale au sommet, séparées par un niveau de lignite dont l'âge est supérieur à 50 000 ans BP (Tastet, 1999). Cette série sédimentaire plus ou moins continue correspond à des dépôts interglaciaires, peut-être éémiens (125 000 ans BP).

C. CHRONOLOGIE DES EPISODES EOLIENS

Les systèmes dunaires éoliens s'étendent sur une largeur allant de 0.2 à 10 kilomètres le long du littoral aquitain (Tastet and Pontee, 1998; Tastet, 1998). Les premières études stratigraphiques et cartographiques sur les systèmes dunaires de la région ont été menées par Dubreuilh (1971) et le BRGM. Elles établissent une classification chronologique basée sur la morphologie des édifices dunaires (Marionnaud, 1972; Dubreuilh et Marionnaud, 1973). D'Est en Ouest, quatre générations de dunes sont alors distinguées par l'intermédiaire de trois dates ^{14}C obtenues sur des paléosols dans des falaises d'érosion (5100, 3000, 2300 BP) (Dubreuilh, 1971).

- système dunaire Méso- à Néolithique constitué de barkhanes isolées et de rides barkhanoïdes, d'âge antérieur à 5100 ans BP,
- dunes Protohistoriques (de l'Age du Cuivre à l'Age du Bronze) de morphologie parabolique, d'âge estimé entre 5100 et 3000 ans BP,
- système dunaire Historique constitué de dunes barkhanoïdes, datés entre 2300 et 200 ans BP,
- la dune littorale actuelle.

Cette interprétation présentait cependant plusieurs inconvénients (Tastet and Pontee, 1998; Tastet, 1998). En particulier, elle n'expliquait pas toutes les successions dunaires observées en Aquitaine et ne correspondait pas aux cartes anciennes et aux enregistrements historiques (Masse, 1707; Belleyme, 1762; Cassini, 1798; Buffault, 1942; Froidefond et Prud'homme, 1991; Barrere, 1992). Certains systèmes dunaires, considérés comme actifs avant 5100 ans BP ou entre 5100 et 3000 ans BP par Dubreuilh et Marionnaud, semblent avoir été mobiles jusqu'au début du XIX^{ème} siècle et appartenir aux "dunes modernes" définies par Buffault (1942). D'autre part, des données historiques montrent l'existence d'une première génération de dunes paraboliques stabilisées longtemps avant le XIX^{ème} siècle et nommées "primaires" par Buffault (1942).

Par la suite, cette classification a été revue par l'intermédiaire d'enregistrements historiques et de datations au ^{14}C de nombreux paléosols interstratifiés dans les sables dunaires du Nord-Médoc et de la dune du Pyla au sud d'Arcachon (Tastet and Pontee, 1998; Tastet, 1998). Reprenant la classification préalablement établie par Buffault en 1942, deux générations de dunes constituées par six types dunaires différents sont distinguées. La première génération est dite "primaire" et constituée de dunes paraboliques coalescentes naturellement fixées par la végétation. Il semble qu'elles aient été actives entre 5000 et 3500 ans BP ou entre 3000 et 2300 ans BP (Tastet and Pontee, 1998; Tastet, 1998; Pontee *et al*, 1998). La seconde génération est appelée "moderne" et se compose de barkhanes simples, de rides barkhanoïdes isolées, de champs de rides barkhanoïdes coalescentes, de paraboliques simples et enfin, de paraboliques digitées. Elles auraient été actives entre 1500 et 200 ans BP (Tastet and Pontee, 1998; Tastet, 1998; Pontee *et al*, 1998).

A partir de 1998, de nouvelles études ont été mises en œuvre dans le but de préciser et de compléter la chronologie des systèmes dunaires holocènes sur le littoral aquitain. L'objectif principal est alors de vérifier la classification en dunes "primaire" et "moderne" établie par Buffault (1942) puis reprise par Tastet et Pontee (1998). Pour cela, des datations des systèmes dunaires par luminescence infra-rouge stimulée sont réalisées à partir de 1999.

De plus, un grand nombre de datations au ^{14}C a été réalisé sur les paléosols observés dans les dunes, comme c'est le cas pour la Dune du Pyla, ou affleurant sur le littoral aquitain. Leur présence dans les formations dunaires est considérée comme l'indice d'un ancien couvert végétal en relation avec une période d'humidité climatique et ayant pour conséquence la stabilisation des édifices dunaires.

Nous allons présenter les résultats des analyses par luminescence infra-rouge stimulée, principalement sous forme d'une note acceptée à la revue *The Holocene*. Puis, sur la base de ces résultats, nous commenterons les périodes d'activité éolienne mises en évidence sur le site littoral de La Lède du Gurg. Nous synthétiserons également l'ensemble des résultats sur l'étude des paléosols aquitains. Nous concluons par une synthèse chrono-climatique sur l'évolution du cordon dunaire et des paléosols depuis 4000 ans environ.

1. CHRONOLOGIE DES SYSTEMES DUNAIRES COTIERS

En 1999, une première série de datations est réalisée sur les systèmes dunaires en Médoc et au Pyla (Clarke *et al*, 1999). Le choix des sites à dater se fait à partir de la carte géologique. Dans la région du Médoc, les dunes de la Gastouse, de Labiau, du Mourey, et du Moutchic ont été échantillonnées pour datations par luminescence. Au Sud du Bassin d'Arcachon, plusieurs échantillons ont été prélevés à différents niveaux sur la dune du Pyla. Entre ces niveaux s'intercalent des paléosols datés au ^{14}C (Clarke *et al*, 1999). Cette étude met en évidence une activité éolienne épisodique à la fin de l'Holocène entre 3600 et 3000 ans BP,

vers 935 ans BP ainsi qu'au cours du XV^{ème} et du XVI^{ème} siècles (Clarke *et al*, 1999). Il apparaît dès lors que la classification basée sur la morphologie des dunes (Marionnaud, 1972; Dubreuilh et Marionnaud, 1973) ne peut plus être utilisée comme indicateur chronologique (Clarke *et al*, 1999). Cependant, les datations restent encore insuffisantes pour vérifier la classification proposée par Tastet et Pontee (1998).

Une seconde série de mesure est alors réalisée sur les systèmes dunaires du Médoc et du sud du lac de Sanguinet. L'objectif était de dater les deux grandes unités dunaires, "primaires" et "modernes" décrites d'abord par Buffault (1942) et confirmées par Tastet et Pontee (1998). Pour cela, des transects dunaires ont été étudiés, dans la région du Médoc et dans celle du lac de Sanguinet où l'opposition entre les deux générations apparaît le plus clairement.

Les résultats sont synthétisés dans la note suivante acceptée à la revue *The Holocene* en Mars 2001.

Late-Holocene sand invasion and North Atlantic storminess along the Aquitaine Coast, southwest France

Michèle Clarke,^{1*} Helen Rendell,² Jean-Pierre Tastet,³ Bérengère Clavé³ and Laurent Massé³

(¹*School of Geography, University of Nottingham, University Park, Nottingham NG7 2RD, UK;* ²*Department of Geography, Loughborough University, Loughborough, Leicestershire, LE11 3TU, UK;* ³*Département de Géologie et Oceanographie, CNRS UMR 5805, Université Bordeaux 1, Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex, France*)

Received 26 March 2001; revised manuscript accepted 7 September 2001



Abstract: Holocene forested coastal dunes of different morphology fringe the Atlantic coast of southwest Aquitaine. Infra-red stimulated luminescence (IRSL) dating has been applied to sands from these dunes in the Aquitaine region in order to test the validity of dune-classification theories. The ages obtained from the dunes show three phases of sand invasion and dune development during the late Holocene: 3000–4000 years ago; 900–1300 years ago; and 250–550 years ago. The timing of the most recent phase of sand mobilization, as dated by IRSL, is supported by historical maps and records from the fifteenth to the eighteenth centuries AD, showing problems for human settlement in the region and village abandonment due to dune drift. Sand invasion is driven by an increase in frequency of severe storms in the North Atlantic associated with the cooler periods of the ‘Little Ice Age’ and early ‘Medieval Warm Period’. The dunes emplaced 900–1300 years ago were naturally fixed by a mixed deciduous and maritime pine forest during the latter part of the ‘Medieval Warm Period’.

Key words: Luminescence, infra-red stimulated luminescence, sand dunes, North Atlantic, storms, ‘Little Ice Age’, ‘Medieval Warm Period’, historical records, late Holocene, Aquitaine, France.

Introduction

Holocene forested and littoral sand dunes line the west-facing Atlantic shoreline of Aquitaine, southwest France (Figure 1). The coastal sand deposits cover an area south of the Gironde Estuary within the sandy ‘Landes de Gascogne’. There are two components to the Landes de Gascogne: a 10 km wide coastal dune corridor of Holocene age, sandwiched between the shoreline and inland marshes and lakes; and the ‘Sables des Landes’, which are Pleistocene-age aeolian and fluvial sands which stretch more than 100 km inland (Legigan, 1979; Barère, 1992). This paper is concerned only with the Holocene coastal dunes. A variety of Holocene dune forms are present in this coastal zone and these display a generalized west–east succession from littoral foredunes, through parabolics, isolated barchans and crescentic dune ridges to inland parabolic forms. All of these dunes, with the exception of the littoral foredunes, are currently stabilized by a forest cover.

The Médoc Peninsula forms a triangular area of land in the north of the Aquitaine region, which is bounded to the north by the Gironde Estuary and the Bassin d’Arcachon to the south (Figure 1). Initial mapping and stratigraphic interpretation divided the coastal dunes in the Médoc area into four types (Marionnaud, 1972; Dubreuilh and Marionnaud, 1973). This classification was based on dune morphology and the notion that sand invasion resulted in sequential and overlapping sand units, each displaying different forms. Crucially, the sequential nature of the sand deposition meant that inland dune units could be extrapolated back to the coast, where they were exposed in stratigraphical succession and where the presence of palaeosol horizons or peats between sand units could be used to provide a radiocarbon chronology for coastal and inland dune forms. No chronology was available from the dunes themselves due to an absence of suitable organic material. On this basis, Marionnaud (1972) and Dubreuilh and Marionnaud (1973) proposed the following morphochronology: (1) isolated barchans or crescentic ridges older than 5100 years BP; (2) parabolic dunes active 5100–3000 years BP; (3) localized

*Author for correspondence (e-mail: michele.clarke@nottingham.ac.uk)

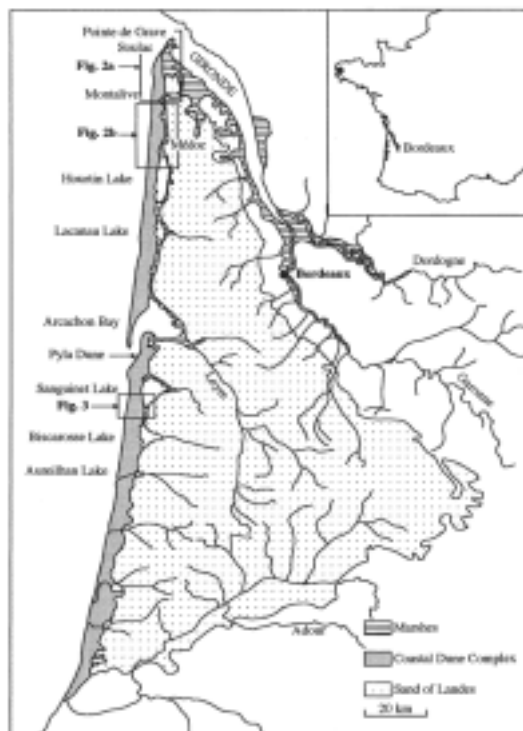


Figure 1 Map of the area showing locations mentioned in the text.

barchanoid dunes 3000–2300 years BP; (4) present-day littoral dunes.

This interpretation has been recently disputed by Tastet and Pontee (1998), supporting earlier work by Buffault (1942), who proposed that there are only two dune systems: 'primary dunes' which were naturally forested before the eighteenth century and 'modern' dunes which were active in the eighteenth and nineteenth centuries and stabilized by planting of pine forests following the French Government decree of AD 1801, aimed at preventing sand invasion into settlements along the coast. Tastet and Pontee (1998) argue that the 'primary' dunes are coalescent compound parabolic forms, 5000 to 2300 years old, whereas the 'modern' dunes consist of simple barchans, crescentic ridges, simple parabolic dunes and compound parabolic dunes associated with foredunes, active 1500 years to 200 years ago (Buffault, 1942; Tastet and Pontee, 1998). These chronologies are based upon radiocarbon dating of peat and wood from soils exposed in coastal sections (Tastet and Pontee, 1998) and historical accounts of sand invasion which caused abandonment or relocation of villages and churches during the period AD 1480 to 1744 (Fabre, 1939; Buffault, 1942).

Reconciliation of these contrasting theories can only be undertaken by absolute dating of the sand deposits, rather than interpretation based upon radiocarbon dating of organic matter from soils which only provide bracketing ages for dune stabilization and land surface stability. This paper describes the latest results of an ongoing research program which aims to provide an absolute chronology for sand invasion and coastal dune development in the Aquitaine region, using luminescence dating techniques. Luminescence techniques date the last exposure to light of quartz and feldspar grains in a sediment body. Exposure to daylight zeroes the luminescence signal and, once the grains are buried, the signal builds up over time due to the radioactive decay of naturally

occurring isotopes of uranium, thorium, rubidium and potassium within the sediment and the interaction of cosmic rays. The age of the sediment is derived from the natural luminescence signal accrued in the sand grains, divided by the radioactive dose rate in the surrounding environment (see Aitken, 1998, for a review). Luminescence dating has been increasingly applied to European coastal sands to aid palaeoenvironmental reconstruction (Pye *et al.*, 1995; Wintle *et al.*, 1998; Knight *et al.*, 1998; Gilbertson *et al.*, 1999; Wilson *et al.*, 2001). In Aquitaine, preliminary results from the application of infrared stimulated luminescence (IRSL) to coastal dunes are described by Clarke *et al.* (1999). Clarke *et al.* (1999) dated sands from four forested dunes in the Médoc Peninsula (samples NM1, NM3, NM5 and NM7; Figure 2) and from the littoral Dune de Plat, which is the largest coastal dune in Europe, and consists of an unvegetated, transverse dune, located at the entrance to the Bassin d'Arcachon. The dates reported from Dune de Plat demonstrated good agreement with existing radiocarbon ages from soils bracketing the IRSL dated sands (Clarke *et al.*, 1999) and this study showed that episodic aeolian activity occurred 3600–3300 years and 935 years ago, as well as in the fifteenth and seventeenth centuries. Clarke *et al.* (1999) conclude that the IRSL ages do not support the dune classification of Marionnaud (1972) and Dubreuil and Marionnaud (1973), but had insufficient evidence to verify the revised classification of Tastet and Pontee (1998).

The new IRSL dating programme described here focused on sampling the forested dunes from two areas of the Aquitaine Coast: (1) the Médoc Peninsula (Figure 2, a and b); (2) the Sanguinet-Biscarosse area, which lies south of the Bassin d'Arcachon (Figure 3). The sampling strategy was devised to test the 'primary' and 'modern' dune hypothesis of Tastet and Pontee (1998) and therefore this notation is used throughout this paper when discussing dune types.

Study sites

All samples were taken in the field using the following procedure: clean exposures were excavated into the dune forms using spades. The freshly exposed face was sampled by hammering lengths of black plastic drainpipe into the sand and transferring the contents of the tube directly into opaque black plastic bags, with negligible subsequent exposure to daylight. *In situ* measurement of the gamma dose rate was then undertaken using an NE Technology PSR8 ratemeter with a 2 in thallium-doped sodium iodide detector. Sample localities were logged using a Sercel NR51 Differential Global Positioning System (DGPS).

Médoc Peninsula

Two locations were studied from within the northern Médoc: the dunes in the Cap de Piqueyrot region and those from Ginestrac-St Nicolas (Figure 2b). Both of these locations encompass a range of dune types, which are described in detail below.

Ginestrac

The Dunes des Ginestrac are located south of Montalivet-les-Bains, 2.0–3.5 km inland and form a vegetated, 'modern' crescentic dune ridge which merges with the Dunes de Mourey to the north and the Dunes de la Saudine to the south. This crescentic ridge has been previously IRSL dated at a site in the Dunes de Mourey, 2 km to the north, where two samples gave ages of 325 ± 40 years (NM3) and 530 ± 65 years (NM1; Clarke *et al.*, 1999). Sample HT5 ($45^{\circ}18.418' N$ $1^{\circ}07.730' W$) was taken from the landward side of the ridge (Figure 2b), on the east-facing slope, at a depth of 0.7 m below the surface in very pale brown sand (Figure 4).

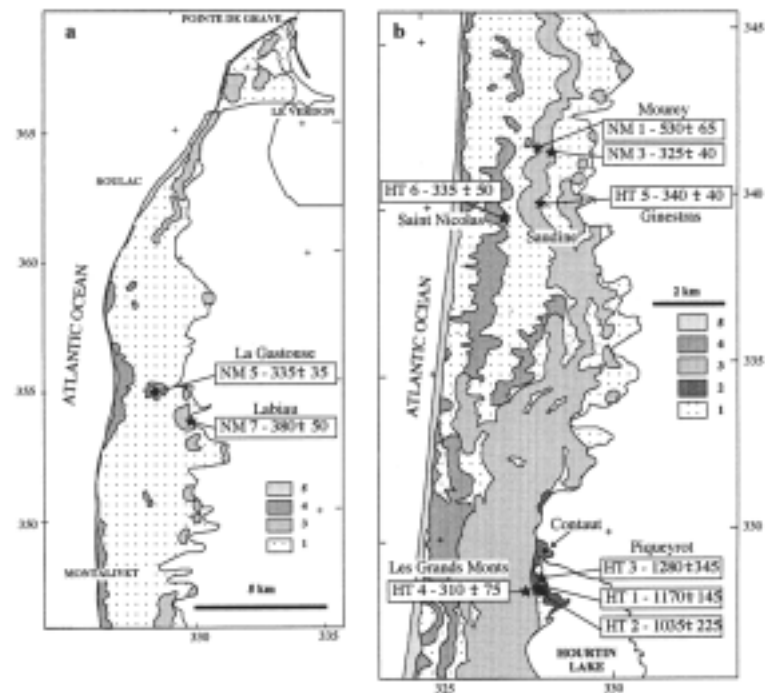


Figure 2 Location and BRSL age of the samples from the North Médoc area. The map of the coastal dune complex is based upon the revised classification of Tasset and Pontee (1998). (1) Dune slack areas (locally called 'lette' or 'tède'); (2) primary dune system (coalescent compound climbing parabolic dunes); (3) dunes of barchanoid type from the modern dune system (simple barchans, isolated compound barchanoid ridges, coalescent compound ridges); (4) parabolic dunes from the modern dune system (simple parabolic dunes, compound digitate parabolic dunes); (5) foredune.

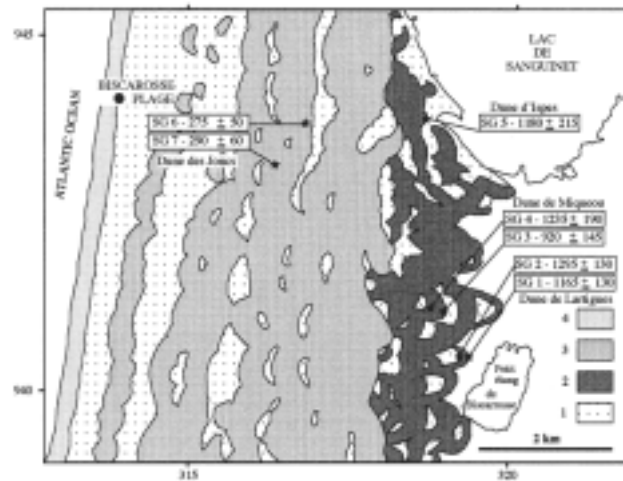


Figure 3 Location and age of the samples from the Sanguinet Lake area. The map of the coastal dune complex is based on the revised classification of Tasset and Pontee (1998). (1) Dune slack areas (locally called 'lette' or 'tède'); (2) primary dune system (coalescent compound climbing parabolic dunes); (3) dunes of barchanoid type from the modern dune system (simple barchans, isolated compound barchanoid ridges, coalescent compound ridges); (4) foredune.

Dune St Nicolas

Seaward of the crescentic ridge encompassing the Dunes des Ginestras lie the eroded remnants of a series of 'modern' parabolic dunes (Figure 2b). The Dune de St Nicolas is the best preserved of these parabolic forms, covered with

managed, coniferous woodland and with a ground cover of moss, pine needles and *Cistus* spp. Sample HT6 (45°18.390' N, 1°08.631' W) was taken from near the crest of the dune at a depth of 0.8 m below the surface in greyish-brown sand (Figure 4).

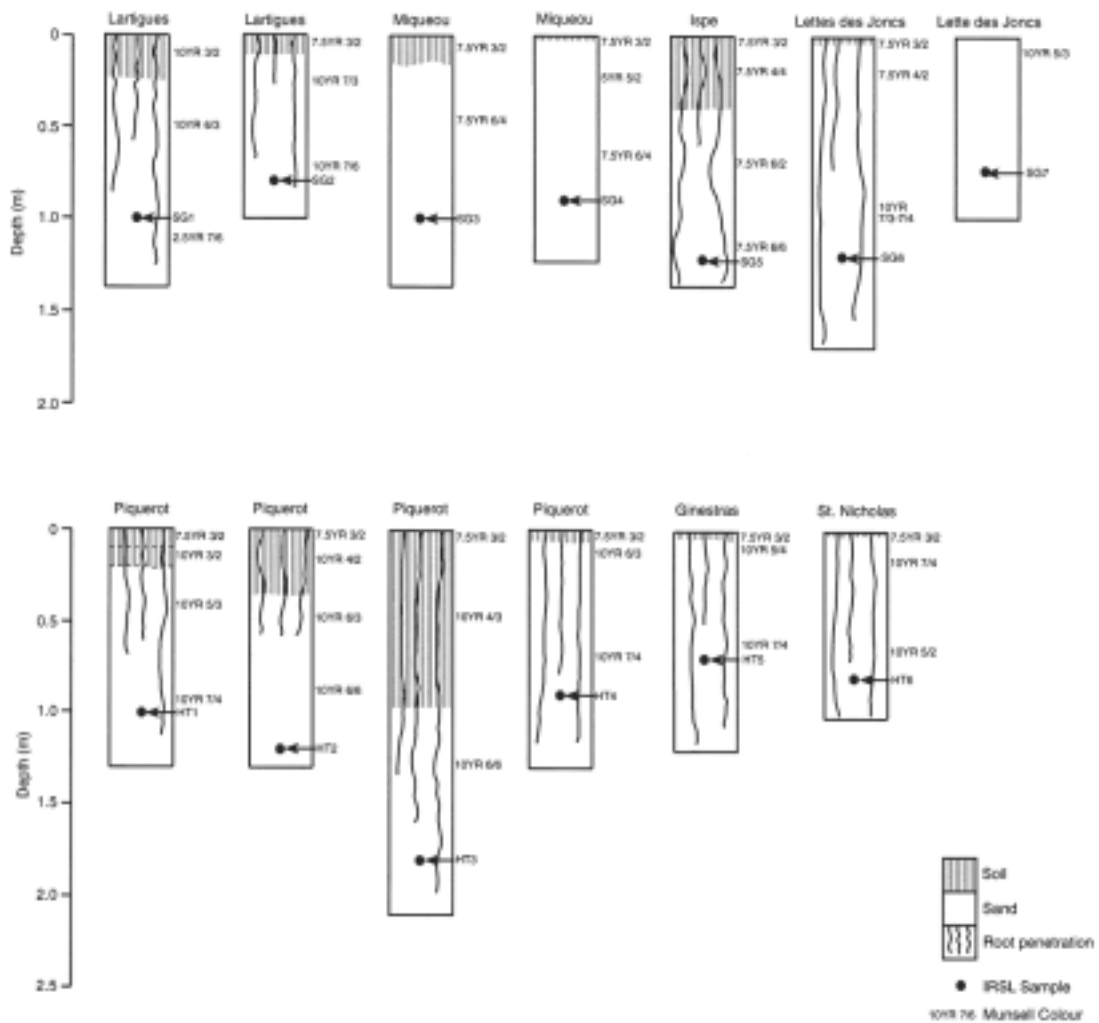


Figure 4 Stratigraphic logs of the sections sampled for IRSL dating.

Piqueyrot

The parabolic dunes in the Cap de Piqueyrot area are believed by Tasiel and Pontee (1998) to represent the only 'primary' dunes in the Médoc Peninsula. Unlike the 'modern' dunes which have been stabilized since the eighteenth century by active planting of pine forests, the 'primary' dunes were naturally forested prior to the eighteenth century (Buffault, 1942) and are colonized by an ancient mixed forest comprising maritime pine and Atlantic hardwoods (Barère, 1992). These primary parabolic dunes also have soils with highly developed humic horizons (Barère, 1992). Two coalescing parabolic dunes were sampled from a location near the Lac d'Hourtin, south of the village of Contaut (Figure 2b). Sample HT1 was taken from very pale brown sand at a depth of 1.0 m below the surface on the outer face of the southerly arm of a large parabolic dune, and below a 0.7 m thick, well-developed soil. HT2 was taken from brownish-yellow sand, at a depth of 1.2 m below the surface from the lee side of the same parabolic dune (Figure 4). Sample HT3 was taken from a smaller parabolic dune which lies directly north of the HT1/HT2 dune and merged with it. HT3 was taken from the landward face of the dune, at the base of the slip face at a depth of 1.8 m below the surface in very pale brown

sand. This smaller parabolic dune also displayed a well-developed, organic-rich soil, 0.9 m thick (Figure 4).

Seaward of the 'primary' parabolic dunes lie the Dunes des Grande Monts, the inland ridge of a series of parallel barchanoid ridges (Figure 2b). Sample HT4 was taken from very pale brown sand, 0.9 m below the surface of an east-facing pit dug about 15 m above the base of the dune. Soil formation at this site was weak, displaying a 0.2 m thick layer of pale brown, organic-rich sand.

Sanguinet-Biscarosse

These sample sites, consisting of 'primary' parabolic dunes and a 'modern' crescentic dune ridge, lie south of the Bassin d'Arcachon and are located in the Forêt Domaniale de Biscarosse. The landward invasion of dunes in this region was constrained by the presence of two lakes: Sanguinet Lake and Biscarosse Lake (Figure 1).

Lartigues

Samples SG1 and SG2 derive from Lartigues (Figure 3), a climbing, parabolic, primary dune, colonized by well-developed, mixed

deciduous and coniferous forest, with bracken and holly scrub and a few planted pine trees dating from the nineteenth century. Leaf litter extensively covered the sand on this dune. Sections were dug into the dune about 5 m above the base on both the windward and leeward faces (Figure 4). Sample SG1 (44°24.419'N 1°11.069'W) was taken from the east-facing, leeward slope at a depth of 1.0 m below the surface in mottled white-yellow sand. The upper 0.7 m of the section consisted of a well-developed, organic-rich soil horizon. Sample SG2 (44°24.419'N, 1°11.069'W) was taken from the windward side of the dune, approx 300 m west of the SG1 section, at a depth of 0.8 m below the surface, in yellow sand, beneath a well-developed soil (Figure 4).

Miqueou

The dune at Miqueou (Figure 3) is a very large, 'primary' parabolic dune, colonized by open canopy, mixed deciduous and coniferous forest, with bracken scrub and moss and a less pronounced leaf litter cover. The trees on this dune have been part of a Forêt Usagère – a publicly owned and worked woodland – and the presence of characteristic c. 100-year-old bottle-shaped pine trees indicates a relict, resin-extraction industry. Sample SG3 (44°24.663'N, 1°11.642'W) derived from a section dug into the east-facing, lee slope approximately 10 m above the basal plain. The sample for dating was taken at a depth of 1.0 m below the surface in mottled yellow sand. Sample SG4 (44°24.689'N, 1°11.642'W) came from the west, windward-facing slope of the parabolic dune, at a depth of 0.9 m below the surface in light brown sand. A well-developed soil, 0.7 m thick, is developed upon the sand (Figure 4).

Ispe

Ispe is located along Sanguinet Lake, 5 km east of Biscarosse Plage. The site at Ispe forms the landward edge of the coastal dunes on the southwestern shore of Sanguinet Lake, which lies at 22 m OD (Figure 3). The forested dune here is thought to be a 'primary', parabolic dune, but the actual morphology is poorly defined. Sample SG5 was taken from the east-facing slope, about 5 m above the base of the dune. The sample came from a depth of 1.2 m below the surface of the sand in reddish-yellow sand below a 1.05 m thick, organic-rich soil (Figure 4).

Lette des Jones

The Lette des Jones dune is a 'modern', crescentic dune ridge, which is located southwest of Ispe, close to the route D146. One sample, SG6 (44°26.024'N, 1°13.640'W), was taken from the east-facing, leeward side of the dune, and one sample, SG7 (44°26.121'N, 1°13.543'W), from the west-facing, windward side. Soil development at this site is weak, with the upper 0.5 m of the dune consisting of organic-rich, brown sand, resting under a thin leaf litter (Figure 4). Sample SG6 was taken from a depth of 1.2 m and sample SG7 from 0.7 m, both in very pale brown sand.

Luminescence methodology

Approximately 30 g of each sample was removed for measurement of the field moisture content. Once dry, this was then ground in a ball mill to a mean diameter of less than 10 μm for use in dosimetry measurements. The alpha dose was determined using a Daybreak 582 Thick Source Alpha Counter, with pairs counting employed to ascertain uranium and thorium concentrations (ppm). The external beta dose was determined from 15 g of the sample using an SURRC Thick Source Beta Counter with a Shap granite standard and magnesium oxide as a background. The internal beta dose from the decay of ^{40}K within feldspar grains was obtained from the K% concentration of individual grains within the potassium feldspar separates. 100 mg of the potassium-rich feldspar

fraction was embedded in epoxy resin, polished to provide a cross-section of the impregnated grains, and carbon coated to provide a conductive surface for microanalysis. The chemical composition of individual grains from each sample was measured using a Cameca SX50 electron microprobe fitted with three wavelength dispersive spectrometers. The microprobe beam voltage was set at 20kV, with a current of 2×10^{-8} A and a beam diameter of $<10 \mu\text{m}$. A minimum of 50 feldspar grains was analysed per sample. Detection limits for each of the elements measured are 0.01 wt% per oxide.

All sample preparation and measurements for luminescence dating were undertaken in the laboratory under subdued orange light to prevent bleaching of the natural luminescence signal from the samples. The remainder of the sample was sieved and an optimum grain size chosen for mineralogical separation and use in luminescence measurements. Given the coarse nature of the dune sands, and the previous IRSL dating procedure undertaken by Clarke *et al.* (1999), the 250–300 μm fraction was used. This fraction was then treated with 0.0032 M hydrochloric acid and 30% hydrogen peroxide to remove carbonates and organic material. Potassium-rich feldspars were then separated from the poly-mineral sands using solutions of the heavy liquid sodium polytungstate. Quartz and heavy minerals were separated from the lighter feldspars using a density of 2.62 gcm^{-3} and the potassium feldspars were subsequently separated from the sodium and plagioclase feldspars using a density of 2.58 gcm^{-3} . Subsamples of approximately 10 mg of the potassium feldspars were mounted using silicone oil onto 1 cm diameter aluminium discs for use in luminescence measurements.

Luminescence measurements were undertaken in an automated Risø TL-OSL Reader mounted with an integral ^{90}Sr - ^{90}Y beta source. Stimulation was achieved using an array of 31 TEMT484 infrared diodes with a peak emission wavelength at 880 ± 80 nm delivering a power of 40mWcm $^{-2}$ to the sample. The detection system consisted of an EMI 9635QA photomultiplier tube filtered with a combination of Schott BG39 and Corning 7-59 colour glass filters. The ED was determined on 12 of these aliquots using a single aliquot additive dose régime employing infrared stimulation for 0.5 seconds at 50°C and a preheat of 220°C for 10 minutes. Six aliquots were used to correct for loss of signal due to repetitive preheat and measurement.

Results

Attenuated dose, mean ED and IRSL ages for each sample are shown in Table 1. The individual single aliquot ED values have been used to calculate the mean ED (χ), used in the age calculation, with the error given by the standard deviation about the mean (σ_{χ}). The S_N value in Table 1 represents the scatter of the data set and is defined as the standard deviation of each aliquot from the mean (σ_{χ}/χ). Clarke *et al.* (1998) have proposed that dual use of this parameter and the standard deviation can discriminate against poorly bleached samples (defined as those with $\sigma_{\chi} > 5$ Gy and $S_N > 0.1$) which would give an inaccurate date for deposition and burial of the sediment. All of the samples measured here pass these criteria and were thus well bleached at burial and should give accurate IRSL dates. Table 2 shows the mean composition of all feldspar grains measured from the samples; the K $_2$ O% of the grains from each sample was converted to K% for use in the age calculation programme.

Discussion

Table 1 shows that, of the 13 samples dated here, five lie in the range 275 to 350 years ago and eight fall in the range 900 to

Table 1 Attenuated dosimetry data, equivalent dose and IRSL ages for the samples

Sample	Internal beta dose rate ($\mu\text{Gy/yr}$)	External alpha dose rate ($\mu\text{Gy/yr}$)	External beta dose rate ($\mu\text{Gy/yr}$)	Gamma dose rate ($\mu\text{Gy/yr}$)	Cosmic dose rate ($\mu\text{Gy/yr}$)	Total dose rate ($\mu\text{Gy/yr}$)	Equivalent dose (Gy)	S_{e}	IRSL age (years)
SG1	963 ± 166	52 ± 27	452 ± 71	137 ± 14	185 ± 9	1789 ± 183	2.082 ± 0.102	0.049	1165 ± 130
SG2	987 ± 143	49 ± 25	626 ± 67	150 ± 15	190 ± 10	2002 ± 161	2.575 ± 0.161	0.063	1285 ± 130
SG3	978 ± 182	55 ± 29	437 ± 63	116 ± 12	185 ± 9	1771 ± 195	1.633 ± 0.183	0.112	920 ± 145
SG4	926 ± 225	31 ± 16	418 ± 53	134 ± 13	188 ± 9	1697 ± 232	2.093 ± 0.158	0.075	1235 ± 190
SG5	938 ± 197	54 ± 28	452 ± 75	121 ± 12	181 ± 9	1746 ± 213	2.062 ± 0.280	0.136	1180 ± 215
SG6	926 ± 258	62 ± 32	394 ± 62	144 ± 14	181 ± 9	1707 ± 268	0.472 ± 0.041	0.086	275 ± 50
SG7	952 ± 188	48 ± 25	413 ± 76	123 ± 12	192 ± 10	1728 ± 205	0.514 ± 0.049	0.095	290 ± 60
HT1	945 ± 168	51 ± 26	459 ± 37	140 ± 14	185 ± 9	1771 ± 174	2.070 ± 0.160	0.077	1170 ± 145
HT2	889 ± 300	54 ± 28	284 ± 38	130 ± 13	181 ± 9	1538 ± 304	1.592 ± 0.144	0.091	1035 ± 225
HT3	870 ± 333	45 ± 23	353 ± 67	117 ± 12	168 ± 8	1481 ± 341	1.892 ± 0.263	0.139	1280 ± 345
HT4	924 ± 214	51 ± 27	413 ± 87	127 ± 13	188 ± 9	1703 ± 234	0.531 ± 0.103	0.193	310 ± 75
HT5	949 ± 188	59 ± 30	418 ± 40	154 ± 15	192 ± 10	1772 ± 195	0.600 ± 0.031	0.052	340 ± 40
HT6	929 ± 210	54 ± 28	385 ± 40	143 ± 14	190 ± 10	1701 ± 217	0.572 ± 0.048	0.084	335 ± 50

Table 2 Mean chemical composition of the potassium feldspar separates from each sample, where n = number of grains analysed

Sample	SiO ₂ (%)	Al ₂ O ₃ (%)	CaO (%)	MnO (%)	FeO (%)	BaO (%)	Na ₂ O (%)	K ₂ O (%)	n
SG1	64.63 ± 0.65	18.50 ± 0.28	0.04 ± 0.10	0.01 ± 0.01	0.04 ± 0.06	0.22 ± 0.24	1.43 ± 1.50	15.14 ± 2.21	58
SG2	64.57 ± 0.68	18.40 ± 0.34	0.04 ± 0.04	0.01 ± 0.02	0.07 ± 0.13	0.27 ± 0.26	1.34 ± 1.19	15.51 ± 1.75	57
SG3	64.64 ± 0.97	18.33 ± 0.89	0.04 ± 0.01	0.01 ± 0.02	0.05 ± 0.09	0.23 ± 0.24	1.34 ± 1.60	15.38 ± 2.48	53
SG4	64.89 ± 1.24	18.24 ± 0.71	0.06 ± 0.09	0.01 ± 0.01	0.09 ± 0.20	0.32 ± 0.27	1.86 ± 2.20	14.54 ± 3.28	56
SG5	64.73 ± 0.75	18.48 ± 0.39	0.08 ± 0.22	0.01 ± 0.01	0.07 ± 0.11	0.26 ± 0.27	1.63 ± 1.86	14.74 ± 2.79	55
SG6	64.78 ± 0.95	18.43 ± 0.39	0.06 ± 0.12	0.01 ± 0.01	0.07 ± 0.22	0.20 ± 0.20	1.92 ± 2.56	14.54 ± 3.83	66
SG7	64.59 ± 0.70	18.55 ± 0.66	0.13 ± 0.55	0.01 ± 0.01	0.08 ± 0.18	0.26 ± 0.29	1.44 ± 1.50	14.95 ± 2.62	56
HT1	64.62 ± 0.75	18.66 ± 0.33	0.06 ± 0.17	0.01 ± 0.01	0.10 ± 0.31	0.29 ± 0.29	1.42 ± 1.55	14.84 ± 2.25	57
HT2	64.67 ± 1.02	18.74 ± 0.60	0.11 ± 0.32	0.01 ± 0.01	0.16 ± 0.59	0.31 ± 0.32	2.03 ± 3.00	13.98 ± 4.53	59
HT3	64.91 ± 1.35	18.74 ± 0.66	0.11 ± 0.33	0.01 ± 0.02	0.06 ± 0.13	0.23 ± 0.25	2.27 ± 3.42	13.66 ± 5.07	57
HT4	64.65 ± 0.83	18.65 ± 0.47	0.08 ± 0.28	0.01 ± 0.01	0.08 ± 0.12	0.32 ± 0.28	1.69 ± 2.02	14.52 ± 3.10	60
HT5	64.62 ± 0.86	18.52 ± 0.37	0.04 ± 0.07	0.01 ± 0.01	0.04 ± 0.04	0.31 ± 0.38	1.53 ± 1.79	14.92 ± 2.62	58
HT6	64.67 ± 0.91	18.59 ± 0.27	0.04 ± 0.08	0.01 ± 0.01	0.05 ± 0.05	0.26 ± 0.26	1.78 ± 2.08	14.61 ± 3.02	66

1300 years ago. In the northern Médoc (Figure 2), the 'primary' parabolic dunes around the Cap de Piqueyrot gave ages of 1035 ± 225 years (HT2), 1170 ± 145 years (HT1) and 1280 ± 345 years (HT3), implying dune accretion during the Middle Ages, AD 700 to 1000. The 'primary' dune systems in the Sanguinet-Biscarosse area south of the Médoc (Figure 3) are of similar age; the parabolic dunes at Ispe (SG5: 1180 ± 250 years ago), Miquéou (SG3: 920 ± 145 years; SG4: 1235 ± 190 years) and Lantigues (SG1: 1165 ± 130 years; SG2: 1285 ± 130 years) appear to have developed synchronously during a period of increased sand mobilization which occurred AD 700–1100. The 'modern' dunes which have been IRSL dated include crescentic ridges at Lette des Jones (SG6: 275 ± 50; SG7: 290 ± 60 years), Les Grands Monts (HT4: 310 ± 75 years) and Ginestras (HT5: 340 ± 40 years), and a parabolic dune at St Nicolas (HT6: 335 ± 50 years). These were mobile during the seventeenth and eighteenth centuries.

Table 3 shows the IRSL dates compared with the data from the study by Clarke *et al.* (1999). From this it is clear that sand invasion and dune development on the Aquitaine coast occurred episodically during the late Holocene. Three periods of sand emplacement emerge from these dates, with intervening episodes of stability and soil development. The earliest phase of dune mobility (phase I: 3000–4000 years ago) is recorded only within the littoral Dune de Pliat and remains absent from the inland forested dunes, although additional dating of subsurface sand deposits and dune remnants is needed to test this further. A sub-

sequent period of widespread sand invasion across the Aquitaine Coast (phase II: 900–1300 years ago) resulted in the creation of the 'primary' dunes of Buffault (1942) and Tastet and Pontee (1998) during the period AD 700–1100. These dunes ponded drainage along the marshes and resulted in enclosed lakes (e.g., Hourtin Lake, Sanguinet Lake). Cessation of dune-building activity enabled colonization by broadleaved woodland and maritime pine during a period of stability which appears to have lasted from AD 1100 to 1480. These new IRSL dates show that the 'primary' dunes are much younger than previously thought (Buffault, 1942; Tastet and Pontee, 1998). The timing of dune emplacement and subsequent colonization by a natural forest is contemporaneous with a period of warming in northern latitudes known as the 'Medieval Warm Period', which spanned the period from AD 900 to 1300 (Lamb, 1977). Although doubts have been expressed about the existence of a 'Medieval Warm Period', particularly at the global level (Hughes and Diaz, 1994), a recent reconstruction of winter air temperature variations in western Europe for the period AD 750 to 1300 by Pfister *et al.* (1998) has produced evidence for the existence of both warmer and colder winters during this period. In particular, Pfister *et al.* (1998) demonstrate that the end of this period, from AD 1180 to 1299, was marked by relatively warm stable winters, during which the limit of cultivation of both fig trees and olive trees moved northwards, while the periods AD 1060–1086 and AD 1115–1180 included colder intervals, some of which were as cold as those during the 'Little Ice Age'. The phase II period of 'primary' dune emplacement 900–1300

Table 3 Comparison of IRSL ages and dune forms with the data from Clarke *et al.* (1999) which are denoted as * in the sample column

IRSL age (years)	Location	Dune form	Sample
Phase III			
275 ± 50	Lette des Jones	crescentic ridge	SG6
290 ± 60	Lette des Jones	crescentic ridge	SG7
305 ± 25	Pilat	–	*
310 ± 75	Piquetyrot	barchan	HT4
320 ± 35	Le Moutchic	parabolic	*
325 ± 40	Mourey	compound crescentic ridge	*
335 ± 35	Gastouse	parabolic	*
335 ± 50	St Nicholas	parabolic	HT6
340 ± 40	Ginestras	crescentic ridge	HT5
380 ± 50	Labiou	barchan	*
530 ± 65	Mourey	compound crescentic ridge	*
Phase II			
920 ± 145	Miquosou	parabolic	SG3
935 ± 210	Pilat	–	*
1035 ± 225	Piquetyrot	parabolic	HT2
1165 ± 130	Larigues	parabolic	SG1
1170 ± 145	Piquetyrot	parabolic	HT1
1180 ± 215	Ipe	parabolic	SG5
1235 ± 190	Miquosou	parabolic	SG4
1280 ± 345	Piquetyrot	parabolic	HT3
1285 ± 130	Larigues	parabolic	SG2
Phase I			
3350 ± 310	Pilat	–	*
3520 ± 460	Pilat	–	*
3645 ± 460	Pilat	–	*

years ago (AD 700–1100) coincides with the early to middle 'Mediaeval Warm Period' which pre-dates the climatic amelioration of Pfister *et al.* (1998) during which the natural forest appears to have colonized the 'primary' dunes. Additional evidence of sand invasion along the Atlantic coast of Europe during the 'Mediaeval Warm Period' comes from Portugal where the pine forests of Pinhal do Rei (now the Mata Nacional de Leiria) were planted during the reign of Dom Dinis (AD 1261–1325) to protect fertile agricultural land from sand invasion.

The 'modern' phase of sand invasion (phase III: 250–550 years ago) covers the period AD 1480 to 1750 and is represented by a variety of dune forms across the region, suggesting both accretion and reworking of sand bodies during this time. Historical archives support these IRSL findings, and record a significant and persistent problem of sand invasion for human settlement in the region. Records show that sand invaded the church of Lège, at the southern tip of the Médoc, in 1480, forcing it to relocate 4 km eastward (Buffault, 1942). The new Lège church was then invaded again in 1650, resulting in relocation 3 km south (Buffault, 1942). In the Soulac area, in the north of the Médoc, the harbour at Pointe de Grave marsh was buried in 1585, and in 1595, the village of Lillhan was abandoned due to sand invasion (Fabre, 1939). The church in Soulac was invaded in 1690 and again in 1744, resulting in abandonment and relocation 2 km east and, in 1710, 65% of the village was covered by sand (Fabre, 1939).

A climate-driven mechanism for the initiation of sand invasion and dune drift has been suggested for the period of the 'Little Ice Age' (Christiansen *et al.*, 1990; Lamb, 1995; Clemmensen *et al.*, 1996). Wine harvest records for France for the period AD 1484–1791 (Le Roy Ladurie, 1971) support a picture of deteriorating weather conditions, with later harvests linked to cooler, wetter

spring and summers. This 'Little Ice Age' cooling event, which peaked in the 1690s, caused the southward spread of sea ice and polar water, creating an increased thermal gradient between 50°N and 65°N which intensified storm activity in the North Atlantic (Lamb, 1995). Severe North Atlantic wind storms and floods occurred in AD 1634, 1671, 1682, 1686 and 1717 (Lamb, 1995) and the IRSL ages for dune phase III bracket these documented severe storm years, which occurred 283, 318, 329 and 366 years ago, suggesting a possible increase in frequency of severe North Atlantic storms which may well have mobilized sand inland from the coast.

Historical records of sand drift are documented elsewhere in Europe during this time. Severe storms in 1570, 1630 and in the 1640s mobilized an estimated 100 000–250 000 tonnes of sand (Lamb and Frydendahl, 1991) in the Stanton Downham area of the Brecklands, eastern England (Wright, 1668) causing loss of farmland and settlements (Mabey, 1999). Similar periods of sand movement are identified by Koster (1978) in the Veluwe region of the Netherlands and in Portugal, by Granja and de Carvalho (1992) who describe migrating dunes engulfing the mediaeval cemeteries at Fão and Chafé. In Scotland, severe storms in the years 1663, 1676 and 1694–1704 mobilized sands in the Culbin area, causing burial of farmland, loss of crops and threat to settlement (Baie, 1922; Edlin, 1976; Lamb and Frydendahl, 1991). In this case, human impact may have triggered blowouts due to the local habit of harvesting marram grass (*Ammophila arenaria*) for roof thatching (Lamb and Frydendahl, 1991). In Denmark, the relationship between storminess and sand drift is also well documented from the Skagen Peninsula in northern Jutland, where sand drift caused rapid growth of the spit peninsula from AD 1570 to around 1825 as a result of enhanced windiness and sea movement during the 'Little Ice Age' (Lamb and Frydendahl, 1991).

In addition to documentary evidence from historical sources, Gilbertson *et al.* (1999) describe luminescence dating of quartzose and calcareous machair sands in the Outer Hebrides of Scotland. From their absolute dates they conclude that there have been multiple sand drift periods in the Outer Hebrides with late-Holocene phases 200–600 years ago, 1300–1700 years ago and extensive sand drift 3300–3800 years ago. While the 23 luminescence ages obtained from Aquitaine sand dunes suggest that there have been three phases of sand mobility and dune formation, it is worth noting that absence of evidence for sand drift in the intervening time periods (such as the 1300–1700-year period of drift seen in Scotland) may result from the limited number of samples; further dating may reveal a wider spread of ages. In the Netherlands, Van Mourik (1988) distinguished three phases of drift sand sedimentation on the basis of radiocarbon dating of well-developed podzolic soils: Bronze Age to early Iron Age (after 3500 years ago); during the Middle Ages (younger than 1300 years ago) and a more recent phase after 400 years ago. These phases agree well with those for the sand drift in Aquitaine, although it has been argued (Koster *et al.*, 1993) that significant local variation exists in the Netherlands record and dune drift may be responding to human activities related to agriculture, or overgrazing and forest cutting (Christiansen *et al.*, 1990; Clemmensen *et al.*, 1996). Human activity may also have contributed to sand movement in the Médoc, and the Sanguinet area, in particular, has a long history of colonization since the Neolithic period (Marambat and Roussot-Larroque, 1989; Mourin, 1998). In Cornwall, southwest England, archaeological and historical evidence has been used (Lewis, 1993) to reconstruct periods of sand invasion from Hayle to Gwithian Towans. Lewis (1993) describes historical evidence linking storms to loss of settlements and identifies the following major sand incursions: in the Middle Ages 250–430 years ago, early Norman 850–950 years ago, early Roman 1750–2000 years ago and Bronze Age 2700–3500 years ago. Dated and inferred sand-drift episodes across Europe therefore show synchronicity

with sand invasion in the Aquitaine region of southwest France, implying a regional response to increased storminess. Sand-invasion events were more frequent during cooler periods in both the 'Little Ice Age' and the preceding 'Mediaeval Warm Period'. This new data set, based on IRSL dating of sand accretion in Aquitaine, appears to support growing evidence (Lamb, 1995; Wintle *et al.*, 1998; Clarke *et al.*, 1999; Gilbertson *et al.*, 1999; Wilson *et al.*, 2001) of western European climate-driven storminess during the late Holocene.

Conclusions

IRSL dating of forested dunes across Aquitaine supports the revised dune classification system of Taster and Pontee (1998), who argued for two generations of dunes, 'primary' or 'modern'. Primary dunes consist of coalescent, climbing parabolic dunes which were formed 900–1300 years ago, and were subsequently fixed by the natural development of a mixed deciduous and maritime pine woodland during the latter part of the 'Mediaeval Warm Period'. Modern dunes display a variety of morphologies and were formed 250–550 years ago as a result of sand invasion caused by an increase in North Atlantic storminess, contemporaneous with the 'Little Ice Age'. An earlier, mid-Holocene, phase of sand invasion occurred around 3500 years ago, and is recorded in the base of the Pflut dune.

Acknowledgements

The analytical work presented here was funded by the European Union LIFE project 'Coastal change, climate and instability' (97 ENV/AUK/000510) and the School of Geography, University of Nottingham Research Fund. We would like to thank Mike Styles and Paul Wetton of the British Geological Survey for undertaking the microprobe analysis, and CRESS for field assistance.

References

- Aitken, M.J. 1998: *An introduction to optical dating: the dating of Quaternary sediments by the use of photos-stimulated luminescence*. Oxford: Oxford University Press.
- Bain, G. 1922: *The Culbin Sands or the story of a buried estate*. Naim: Nairnshire Telegraph.
- Barrière, P. 1992: Dynamics and management of the coastal dunes of the Landes, Gascogne, France. In: Carter, R.W.G., Curtis, T.G. and Sheehy-Skeffington, M.J., editors, *Coastal dunes: geomorphology, ecology and management for conservation*. Rotterdam: Balkema, 25–32.
- Buffault, P. 1942: *Histoire des dunes maritimes de Gascogne*. Bordeaux: Imprimerie Delmas, 446 pp.
- Christiansen, C., Dalsgaard, K., Møller, J.T. and Bowman, D. 1990: Coastal dunes in Denmark: chronology in relation to sea level. *Carex* Supplement 18, 61–70.
- Clarke, M.L., Rendell, H.M., Pye, K., Taster, J.-P., Pontee, N.J. and Masse, L. 1999: Evidence for the timing of dune development on the Aquitaine coast, southwest France. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F. Supplement Band* 116, 147–63.
- Clarke, M.L., Rendell, H.M. and Wintle, A.G. 1998: Quality assurance in luminescence dating. *Geomorphology* 29, 173–85.
- Clemmensen, L.B., Andreassen, F., Nielsen, S.T. and Sten, E. 1996: The Late Holocene coastal dune field at Vejers, Denmark: characteristics, sand budget and depositional dynamics. *Geomorphology* 17, 79–98.
- Dubreuilh, J. and Marionnaud, J.M. 1973: *Carte géologique de la France (1/50000), Feuille Laxparré-Médoc-Le Janca (753–754), BRGM, Orléans*. Notice explicative par J. Dubreuilh, J.M. Marionnaud, P. Andrieu, 47 pp.

- Edlin, H.L. 1976: The Culbin Sands. In: Leinhan, J. and Fletcher, W.W., editors, *Environment and man. Volume 4: reclamation*. Glasgow: Blackie, 1–13.
- Fabre, A. 1939: *Les terrains de recouvrement de Médoc*. Bordeaux: Drouillard, 534 pp.
- Gilbertson, D.D., Schwenninger, J.-L., Kemp, R.A. and Rhodes, E.J. 1999: Sand-drift and soil formation along an exposed North Atlantic coastline: 14,000 years of diverse geomorphological, climatic and human impacts. *Journal of Archaeological Science* 26, 439–69.
- Graça, H.M. and de Carvalho, G.S. 1992: Dunes and Holocene deposits of the coastal zone north of Mondego Cape, Portugal. In: Carter, R.W.G., Curtis, T.G. and Sheehy-Skeffington, M.J., editors, *Coastal dunes: geomorphology, ecology and management for conservation*. Rotterdam: Balkema, 43–50.
- Hughes, M.K. and Diaz, H. 1994: Was there a 'Mediaeval Warm Period'? *Climate Change* 26, 109–42.
- Knight, J., Orford, J.D., Wilson, P., Wintle, A.G. and Bradley, S. 1998: Facies, age and controls on recent coastal sand dune evolution in north Norfolk, eastern England. *Journal of Coastal Research* 26, 154–61.
- Koster, E.A. 1978: *De stuifzandeband van de Veluwe: een fysisch-geografische studie*. PhD thesis, University of Amsterdam, 195 pp.
- Koster, E.A., Castel, J.J.Y. and Nap, R.J. 1993: Genesis and sedimentary structures of the Late Holocene eolian drift sands in northwest Europe. In: Pye, K., editor, *The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary systems*. *Geol. Soc. Spec. Pub.* 72, 247–67.
- Lamb, H.H. 1977: *Climate: present, past and future. Volume 2: climate history and the future*. London: Methuen, 835 pp.
- 1995: *Climate, history and the modern world (second edition)*. London: Routledge, 433 pp.
- Lamb, H.H. and Frydenstahl, K. 1991: *Historic storms of the North Sea, British Isles and northwest Europe*. Cambridge: Cambridge University Press, 203 pp.
- Loggion, P. 1979: L'élaboration de la formation sableuse des Landes, dépôt résiduel de l'environnement sédimentaire pliocène-pléistocène centre Aquitaine. *Thèse d'Etat, Université Bordeaux 1*, 429 pp.
- Le Roy Ladurie, E. 1971: *Times of feast, times of famine: a history of climate since the year 1000*. London: Allen and Unwin, 428 pp.
- Lewis, D. 1993: *The sands of time: Cornwall's Hayle to Gwiltian Towns*. In: Carter, R.W.G., Curtis, T.G. and Sheehy-Skeffington, M.J., editors, *Coastal dunes: geomorphology, ecology and management for conservation*. Rotterdam: Balkema, 463–73.
- Mahy, R. 1999: The East Anglian Badlands. In: ●●●●, editors, *Coastry matters: selected writings 1974–1999*. London: Pinter, 70–77.
- Marambat, I. and Roussel-Larroque, J. 1989: Paysage végétal et occupations humaines sur la côte atlantique: l'exemple de la lède du Gierp. *Bulletin de l'Association Française pour l'étude de Quaternaire* 2, 73–89.
- Marionnaud, J.M. 1972: *Carte géologique de la France (1/50000), Feuille St-Vincent-de-Médoc – Soule-sur-Mer, 729–730, BRGM, Orléans*. Notice explicative par J. Dubreuilh, J.M. Marionnaud, P. Andrieu, 47 pp.
- Maurin, B. 1998: *3000 ans sous les eaux: vingt ans de fouilles archéologiques dans le lac de Sanghairet, Landes*. ●●●. Gaiin Editions, 122 pp.
- Pfister, C., Luterbacher, J., Schwarz-Zanetti, G. and Wegmann, M. 1998: Winter air temperature variations in western Europe during the Early and High Middle Ages. *The Holocene* 8, 535–52.
- Pye, K., Stokes, S. and Neal, A. 1995: Optical dating of aeolian sediments from the Selton coast, northwest England. *Proceedings of the Geologists' Association* 196, 281–92.
- Taster, J.-P. and Pontee, N.J. 1998: Morpho-chronology of coastal dunes in Médoc. A new interpretation of Holocene dunes in southwestern France. *Geomorphology* 25, 93–109.
- Van Mourik, J.M. 1988: *Landschap in beweging: Ontwikkeling en besoning van een stuifzandlandschap in de Kemper*. ●●●. Nederlandse Geographische Studies 74.
- Wilson, P., Orford, J.D., Knight, J., Bradley, S.M. and Wintle, A.G. 2001: Late-Holocene (post-4000 years BP) coastal dune development in Northumberland, northeast England. *The Holocene* 11, 215–29.
- Wintle, A.G., Clarke, M.L., Musson, F.M., Orford, J.D. and Devoy, R.J.N. 1998: Luminescence dating of recent dune formation on Inch Spil, Dingle Bay, southwest Ireland. *The Holocene* 8, 331–39.
- Wright, T. 1668: ●●●. *Philosophical Transactions of the Royal Society London* 3(37), 722–25.

2. ÉPISODES ÉOLIENS DANS LA SÉQUENCE ARCHÉOLOGIQUE DE LA LÈDE DU GURP

Les travaux présentés précédemment permettent de dater les épisodes éoliens ayant donné naissance aux dunes côtières. Des témoins d'activité éolienne antérieure sont connus dans le site littoral du Gurp et sur la falaise d'érosion par la présence de niveaux sableux séparés par des paléosols plus ou moins horizontaux et de niveaux archéologiques antérieurs à l'époque historique.

Le site archéologique de La Lède du Gurp a fait l'objet de nombreuses investigations archéologiques (Frugier, 1982; Roussot-Larroque, 1975, 1995, 1997), couplées à des études essentiellement palynologiques (Marambat et Roussot-Larroque, 1989) et des datations au ^{14}C (Roussot-Larroque, 1990) dans le but de reconstituer la succession des paléo-environnements dans lesquels les populations se sont développées. Les datations ont été réalisées principalement à partir de charbons de bois (Figure 48).

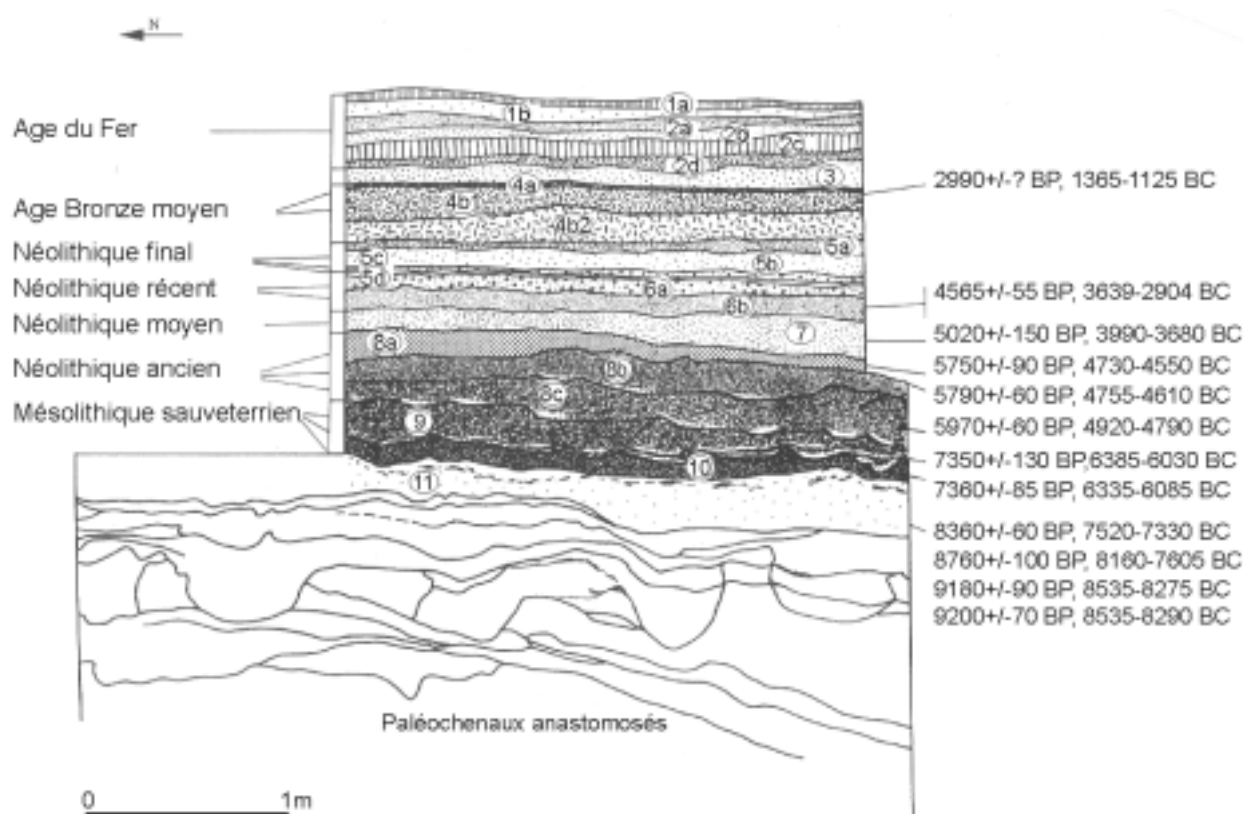


Figure 48 : Séquence stratigraphique de la Lède du Gurp (d'après Marambat et Roussot-Larroque, 1989 et Roussot-Larroque, 1995).

Ce site était à l'origine une dépression naturelle humide autour d'une nappe d'eau douce pérenne permettant la formation d'une séquence constituée de niveaux interstratifiés, bien individualisés, alternativement argileux, tourbeux et sableux dont l'épaisseur dépasse par endroit trois mètres (Marambat et Roussot-Larroque, 1989). Certains de ces niveaux

contiennent des vestiges organiques (bois) et des structures anthropiques (piquets, fossés, restes de constructions en bois, ...). Le site de La Lède du Gurp (Figure 31, X : 326.977; Y : 2057.866) présente une occupation quasiment continue du Mésolithique à la conquête romaine (Figure 49, A) (Marambat et Roussot-Larroque, 1989; Roussot-Larroque, 1995, 1997). Une interruption importante de l'occupation apparaît au cours du Bronze final. Du Mésolithique à l'Age du Fer, des sols marqués d'empreintes animales ou humaines ont été préservés par des apports de sables éoliens. A proximité de la dépression centrale, des traces d'agriculture ont également été observées (Marambat et Roussot-Larroque, 1989) (Figure 48).

Nous allons brièvement décrire les différents niveaux sédimentaires observés le long de la séquence stratigraphique ainsi que les principaux témoins archéologiques qu'ils contiennent (Figure 48). Nous tenterons de mettre en relation les épisodes sableux observés dans la séquence avec les phases de migration dunaire datées par luminescence infra-rouge stimulée.

Les plus anciennes occupations identifiées correspondent à un empilement de niveaux alternativement sableux et tourbeux (couches 9 à 11) rapportés au Sauveterrien et pour lesquels une série de huit dates au ^{14}C s'échelonne de 9200 à 7350 ans BP (8535-6030 ans BC). Il s'agit d'un sol riche en charbons de bois et en graines de plantes aquatiques (Marambat et Roussot-Larroque, 1989; Roussot-Larroque, 1995, 1997).

Les niveaux néolithiques les plus profonds reconnus à ce jour (niveaux 8) sont des tourbes et des sables tourbeux compacts de couleur sombre. Ils reposent en discordance sur les dépôts du Mésolithique (8500-5500 ans BC). Les différences de textures permettent de distinguer trois niveaux (niveaux 8a à 8c). Le niveau 8c est marqué de traces de piétinements. En particulier, on y a découvert l'empreinte d'un pied humain. Dans l'un des points les plus bas du site, une structure de pieux et de planches en bois, principalement en chêne, a été découverte en 1980 (Figure 49, B). Il paraît difficile d'y voir une construction à usage d'habitation. Il pourrait s'agir d'un bassin ou barrage de retenue d'eau (Frugier, 1982).

Durant le Néolithique moyen, vers 5000 ans BP, une longue tranchée, fossé ou chemin partiellement boisé, orienté Nord-Sud, est creusée dans des **sables** (couche 7). Elle contenait de la céramique du Chasséen occidental (4500-3500 ans BP ou 2500-1500 ans BC), des perles en schiste et des ossements humains (Roussot-Larroque, 1997).

Les sables gris du Néolithique moyen sont surmontés par un épais dépôt argilo-limoneux brun-verdâtre, très compact (niveaux 6), se chargeant progressivement de sables gravillonneux vers la base. Deux niveaux ont pu être individualisés (6a et 6b). Dans ces dépôts, le Néolithique récent est marqué par des occupations successives des Matignons (datées de 4565 \pm 135 ans BP), du Peu-Richardien maritime (2700-2500 ans BC), et de l'Artenacien (2900-2400 ans BC) (Roussot-Larroque, 1995, 1997).

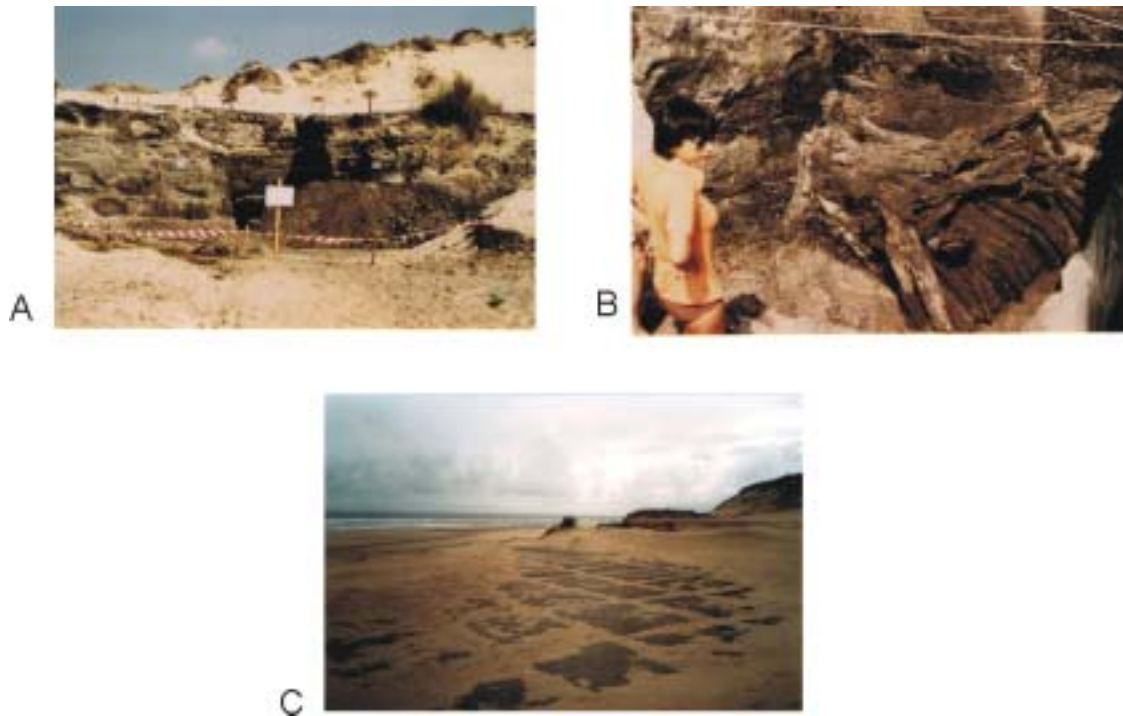


Figure 49 : Témoins archéologiques : A* : Site du Gurb, coupe de la falaise, B* : Structure en bois du Néolithique, C* : "Jardins" de l'Age du Bronze (*Photos communiquées par J.Moreau).

Une occupation du Chalcolithique (2200-1800 ans BC) et du Bronze ancien sont mises en évidence dans les niveaux 5 composés de **sables** brun-jaunâtres à blanchâtres (Marambat et Roussot-Larroque, 1989). Quatre niveaux différents ont été individualisés : 5a : sables argileux brun-jaunâtres, charbons, témoins archéologiques peu nombreux (Bronze ancien?); 5b : sables brun-jaunâtres à quartz, charbons, témoins archéologiques peu nombreux (Néolithique final ou Bronze ancien); 5c : sables grossiers, blanchâtres (Néolithique final); 5d : sables grossiers avec empreintes animales (Néolithique final).

Le Bronze moyen est attesté sur le site dans des argiles plastiques bleuâtres à verdâtres (niveau 4b) coiffées au sommet par des tourbes brunes (niveau 4a). De nombreux tessons de poteries, des silex et des ossements sont retrouvés. Une activité métallurgique est également mise en évidence. On y a retrouvé aussi un moule en argile utilisé pour la fabrication de haches de type médocain. A proximité, les argiles affleurant au sommet de la dune mettent en évidence des traces profondes et régulières, parallèles et perpendiculaires entre elles. Ces traces sont attribuées à des marques de sillons témoignant d'une activité agricole préservées jusqu'à nos jours par une couverture éolienne postérieure (Figure 49, C). Des empreintes d'animaux sont également découvertes (Roussot-Larroque, 1997).

Le niveau 3 correspond à des **sables** gris blanchâtres pauvres en témoins archéologiques.

Les niveaux sus-jacents (niveaux 2 et 1), composés de tourbes et de **sables** tourbeux, témoignent d'une occupation de l'Age du Fer. Ces nombreux niveaux tourbeux, daté de 2650 ans BP soit pendant l'Age du Fer, témoignent de l'humidité du milieu (Marambat et Roussot-

Larroque, 1989). Cet épisode est en accord avec l'augmentation d'humidité et la hausse du niveau des eaux dans les marais estuariens. On y retrouve des pistes d'empreintes et de piétinements, des poteries associées au 1^{er} Age du Fer ainsi que de nombreuses traces d'extraction du sel (Marambat et Roussot-Larroque, 1989; Roussot-Larroque, 1995, 1997).

Du mobilier gallo-romain est également signalé sur le site mais il est dispersé. Il s'agit d'un niveau gallo-romain de surface (niveau 0) avec des éléments résiduels fossilisés par la dune, et contenant essentiellement de la céramique antique dont une anse d'amphore et un fond de petit vase (Marambat et Roussot-Larroque, 1989; Roussot-Larroque, 1995).

La séquence stratigraphique est recouverte de sables dunaires au sein de laquelle se développe un mince horizon de sables humiques contenant quelques rares vestiges archéologiques d'âge historique (Marambat et Roussot-Larroque, 1989).

Cette séquence stratigraphique témoigne du passage entre un milieu lagunaire et un marécage vers 6000 ans BP puis de l'évolution de ce marécage (Marambat et Roussot-Larroque, 1989).

Les niveaux 7, 5, 3, 2a et 1b correspondent à des phases d'ensablement du site (Figure 48). Les niveaux 7 et 5 sont datés respectivement et approximativement à 5000 ans BP (3500 ans BC) et entre 4000 et 3400 ans BP (2200-1800 ans BC). Ils correspondraient aux épandages de la base de la Dune du Pyla, datés antérieurement à 3000 ans BP environ. Les niveaux 3, 2a et 1b témoignent de nouveaux épisodes d'ensablement du site au cours de l'Age du Fer (vers 800 ans BC). Il s'agit d'un élément nouveau dans la chronologie des systèmes dunaires aquitains montrant que des épisodes d'activité éolienne se sont poursuivis un peu après 3000 ans BP.

Le sommet de la séquence de La Lède du Gulp ne témoigne pas de la présence de dunes "primaires" ou "modernes". Il s'agit simplement de la dune littorale.

3. ETUDES DES PALEOSOLS EN ZONE AQUITAINE

Plusieurs paléosols, observés dans les systèmes dunaires du Nord-Médoc et sur la dune du Pyla, ont été échantillonnés et datés au ¹⁴C (Figure 50).

Age BP	Erreur ±	Age calibré	Référence	Nature de l'échantillon	Réf. Labo
DUNES DU MEDOC					
310	60	1450-1675AD	Carotte HO 9210	Sable organique sous barkhane	Beta 95393
1450	70	527-692AD	Montalivet	Souche en position de vie	UQ 2147
1760	50	145-410AD	TM 96056	Bois dans paléosol intercalé dans sable dunaire	Beta 102697
1920	130	197BC-413AD	La Barrière, au sud de Montalivet	Tourbe entre niveaux sableux	UQ 1990
1980	60	103BC-142AD	Gulp (niveau 2)	Bois en position de vie dans argile du Gulp	LY 4597

2300	70	Non calibré	Dubreuilh, 1971; Marionnaud, 1972	Tourbe	?
3000	90	Non calibré	Dubreuilh, 1971; Marionnaud, 1972	Tourbe	?
3160	60	1525-1285BC	TM 96049, Montalivet	Tourbe sableuse entre couches de sable	Beta 95383
3420	135	2110-1414BC	Euronat, Montalivet	Tourbe entre couches de sable	UQ 1991
5100	90	Non calibré	Dubreuilh, 1971; Dubreuilh et Marionnaud, 1973	Tourbe	?
DUNE DU PYLA					
320	60	1450-1670AD	TM 96016	Bois dans paléosol III	Beta 95381
2690	70	Non calibré	Froidefond et Legigan, 1985	Charbon de bois dans sable au dessus du paléosol I	LRGMR Bx
2980	110	Non calibré	Froidefond et Legigan, 1985	Bois dans paléosol II	Gif ?
3080	60	1440-1145BC	TM 96013	Bois dans paléosol II	Beta 95378
3180	60	1535-1305BC	TM 96012	Bois dans paléosol II	Beta 95377
3220	70	1645-1380BC	TM 96015	Tourbe sableuse à la base du paléosol I	Beta 95380
3310	70	1745-1425BC	TM 96014	Tourbe sur le haut du paléosol I	Beta 95379
3460	70	Non calibré	Froidefond et Legigan, 1985	Bois dans paléosol I	Gif ?
3490	60	1945-1660BC	TM 97001	Bois dans paléosol I	Beta 102698
3510	70	1985-1660BC	TM 96023	Bois dans paléosol I	Beta 95382
3680	110	Non calibré	Froidefond et Legigan, 1985	Bois dans paléosol I	LRGMR Bx

Figure 50 : Datations des paléosols des dunes côtières du Nord-Médoc et de la dune du Pyla (d'après Tastet, 1998; Clarke *et al*, 1999).

Les datations des paléosols en Nord-Médoc témoignent de périodes de stabilité des dunes liées au développement d'un couvert végétal globalement entre 1900 et 2300 ans BP et entre 3000 et 3500 ans BP environ. Certains paléosols sont également datés à 5100, 1700, 1400 ans BP et plus récemment vers 300 ans BP et marquent d'autres épisodes de fixation des dunes.

Sur la dune du Pyla, des paléosols, affleurant sur la face ouest (au vent) de la dune, ont été datés. Les dates obtenues à partir des paléosols I et II montrent une période de stabilité entre 3700 et 3000 ans BP (Froidefond et Legigan, 1985; Tastet and Pontee, 1998).

La comparaison entre les données du Nord-Médoc et celles du Pyla montre, d'une part, une certaine cohérence. Dans les deux zones, une période de stabilisation des systèmes dunaires est mise en évidence entre 3500 et 3000 ans BP. Cependant, la période de stabilité enregistrée en Nord-Médoc entre 2300 et 1500 ans BP n'apparaît pas au Pyla. Mais, la datation ultérieure d'un niveau à Diatomées observé dans le corps de la dune entre les paléosols II et III (Froidefond et Legigan, 1985; Bressolier *et al*, 1990) pourrait faire apparaître un épisode humide concomitant avec celui du Nord Médoc.

D. SYNTHÈSE ET CONCLUSION

Les résultats des études sur la chronologie de mise en place des systèmes dunaires ont montré l'existence de trois périodes de mobilité des dunes en Aquitaine et ont permis de vérifier la classification en dunes primaires et modernes préalablement établie par Buffault (1942) et par Tastet et Pontee (1998). Les dunes primaires ont été mobiles entre 1300 et 900 ans BP et les dunes modernes entre 550 et 250 ans BP. Les dates obtenues pour les phases de migration dunaire les plus récentes sont confirmées par les cartes historiques et les documents archéologiques témoignant de l'abandon de sites habités dû à l'invasion par les sables. Les mouvements dunaires sont stoppés au XIX^{ème} siècle par les campagnes de gestion et de stabilisation des dunes par plantation de pins.

L'étude des niveaux sableux éoliens entre lesquels s'intercalent des paléosols montre une activité éolienne entre 4000 et 3000 ans BP, à la base de la Dune du Pyla (Clarke *et al*, 2001) et sur le littoral atlantique (stratigraphie du site de La Lède du Gurp). Elle correspondrait à des épandages sableux épisodiques à partir desquels les édifices dunaires plus récents ont été formés. Les paléosols témoignent de périodes de fixation et de stabilité des édifices dunaires entre 3500 et 3000 ans BP, entre 2300 et 1500 ans BP et autour du XVII^{ème} siècle.

Sur la Figure 51, nous avons représenté les datations obtenues sur les systèmes dunaires côtiers ainsi que sur les niveaux sableux éoliens et les paléosols littoraux.

La période entre 2000 et 1000 ans BC est caractérisée par des épandages sableux éoliens entre lesquels s'intercalent de nombreux paléosols.

Nous ne disposons d'aucunes dates sur des dépôts sableux entre 1000 BC et 500 AD mais des paléosols sont mis en évidence entre 0 et 500 AD.

Entre 700 et 200 AD, les deux générations de dunes, "primaires" et "modernes", apparaissent séparées par quelques paléosols datés autour de 320 ans BP et retrouvés par carottage sous une barkhane en Nord Médoc (Figure 50).

Les périodes de développement de paléosols encadrent des époques de mobilité dunaire ou d'intense activité éolienne (Tastet, 1998; Clarke *et al*, 1999, 2001). Il apparaît donc, depuis 4000 ans, une alternance plus ou moins régulière de périodes climatiquement plus humides car caractérisées par le développement de paléosols ou au contraire plus sèches et favorables à l'action éolienne.

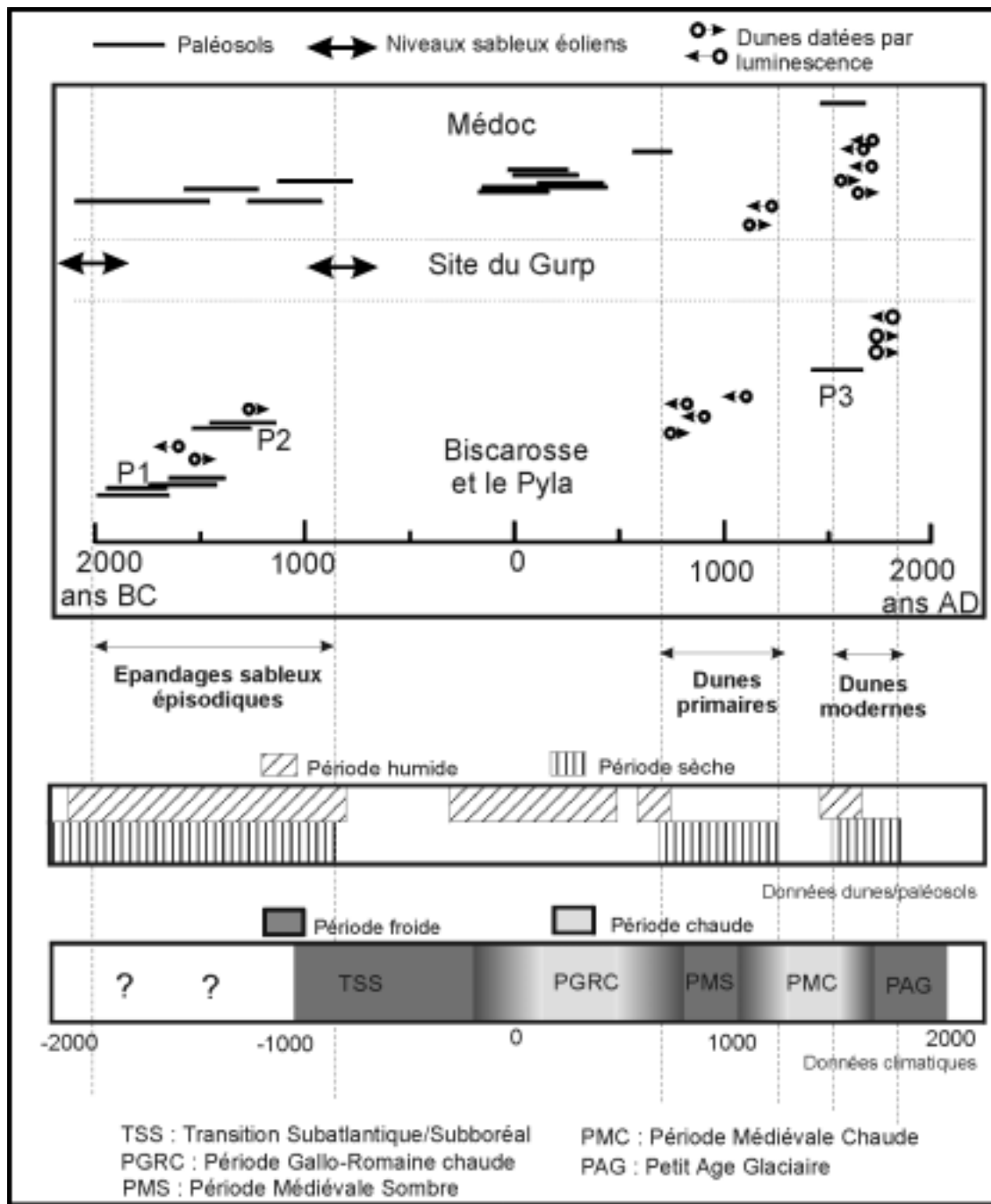


Figure 51 : Chronologie de la mobilité des dunes et du développement des paléosols depuis 4000 ans.

En comparant les informations climatiques issues de l'étude des dunes et des paléosols avec quelques grands épisodes ou tendances climatiques reconnus depuis 2000 ans (Figure 51), on note une assez bonne correspondance.

Entre 0 et 2000 ans AD (4000-2000 ans BP), nous remarquons que les périodes de mobilité des dunes, sont associées à des conditions de sécheresse climatique, plus ou moins synchrones avec les épisodes froids de la Période Médiévale Sombre et du Petit Age Glaciaire. A l'opposé, les épisodes de développement de paléosols, témoignant de conditions climatiques plus humides, semblent avoir été prépondérants pendant les périodes climatiques

chaudes gallo-romaine (PGRC) et médiévale (PMC). Il semble que depuis 2000 ans, des conditions climatiques chaudes soit concomitantes avec l'augmentation de l'humidité atmosphérique, et des conditions climatiques froides avec l'apparition de la sécheresse.

Entre 1000 et 0 BC, les données climatiques caractérisent une période globalement humide et, entre 2000 et 1000 BC, une période montrant une alternance de conditions sèches et humides.

En conclusion, l'étude des systèmes dunaires met en évidence plusieurs phases de migration des sables durant l'Holocène entrecoupées de périodes de développement de paléosols. Les deux épisodes de formation des dunes côtières, primaires et modernes, sont clairement mises en évidence. Ils témoignent, depuis 2000 ans, de la synchronicité entre les périodes holocènes froides (PMS, PAG) et chaudes (PGRC, PMC) et les épisodes respectivement secs, de migration, et humides, de stabilisation des dunes.

PARTIE III :
SYNTHESE SUR LES CHANGEMENTS
CÔTIERS LOCAUX ET REGIONAUX
ET LEUR RELATION
AVEC LE CLIMAT

CHAPITRE I :
COMPARAISON DES DONNEES
A L'ECHELLE LOCALE ET EUROPEENNE

Nous allons à présent tenté de dégager une évolution holocène cohérente des zones étudiées en Aquitaine et en Saintonge et de comparer les tendances eustatiques, climatiques et anthropogéniques mises en évidence avec les données paléo-environnementales du Nord-Ouest de l'Europe.

A. CORRELATIONS CHRONOLOGIQUES REGIONALES

1. SYNTHÈSE DES DONNÉES EN AQUITAINE ET EN SAINTONGE

Le tableau ci-dessous (Figure 52) synthétise les données paléo-environnementales et archéologiques des sites étudiés en Saintonge (Marais côtier de La Perroche) et en Aquitaine (Marais de l'Estuaire de la Gironde et Affleurements côtiers en Nord Médoc).

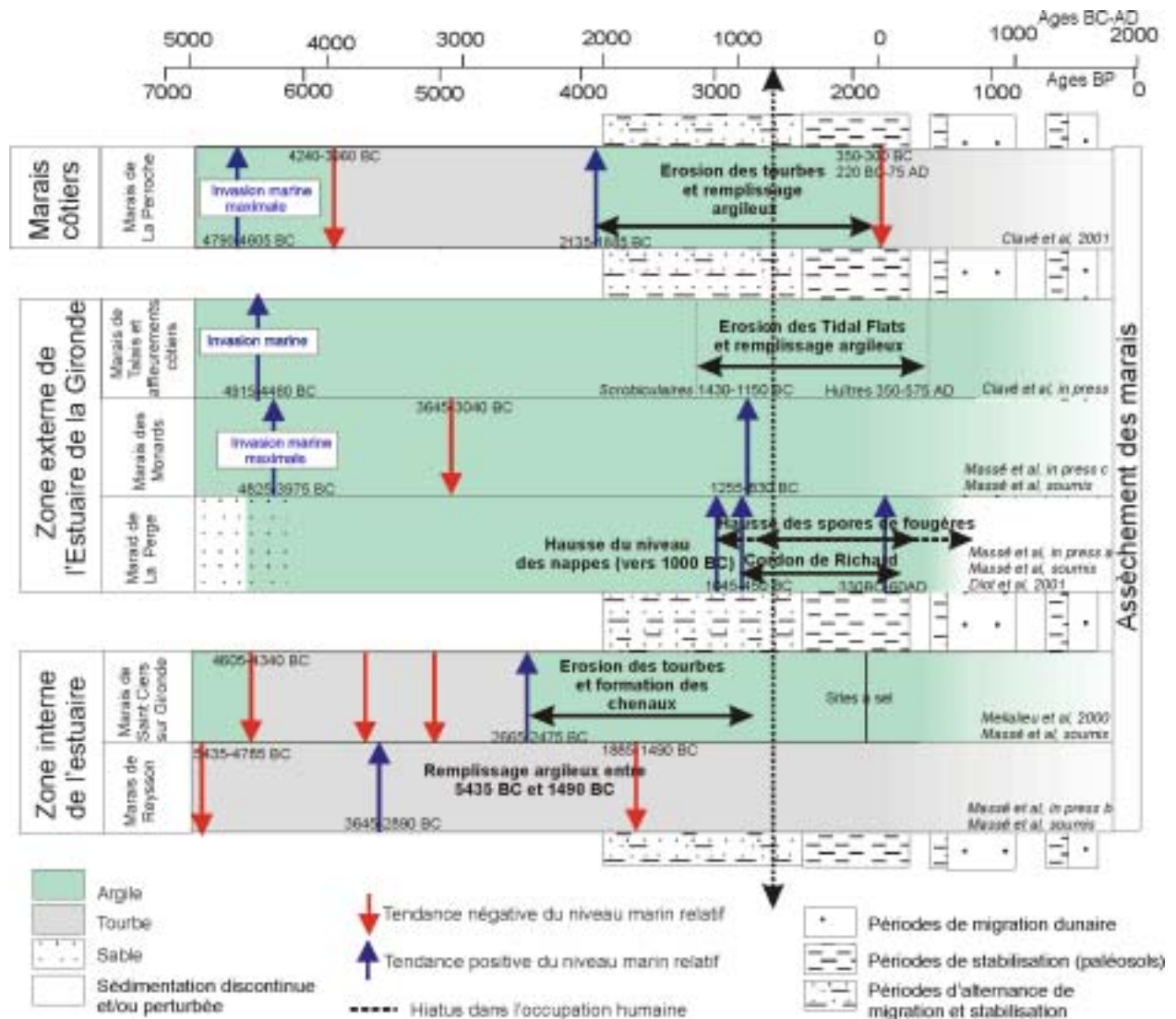


Figure 52 : Synthèse de l'évolution holocène des zones d'études.

Le tableau est muni d'une double échelle (âges en BP et en Cal BC/AD). Les dates des témoins y sont indiquées en âges ^{14}C calibrés (BC/AD). On a représenté par des flèches montantes et descendantes respectivement les tendances positives et négatives du niveau marin déduites des observations effectuées sur le terrain ou des analyses en laboratoire. Les épisodes d'activité éolienne et de développement des paléosols, associés respectivement à des périodes froides et sèches (avec des tempêtes) et à des périodes humides y sont représentés. Nous y avons également indiqué la présence d'un hiatus dans l'occupation humaine des marais de l'Estuaire de la Gironde entre la fin de l'Age du Bronze et le début de l'Age du Fer.

1.1. Variations de la position des lignes de rivage

La synthèse de ces témoins permet de mettre en évidence la succession plus ou moins régulière d'avancées et de retraits de la ligne de rivage depuis 7000 ans BP environ.

Mises à part les données sur le marais de Reysson, les témoins paléo-environnementaux permettent de dégager une évolution holocène relativement cohérente des sites étudiés. La différence dans l'évolution paléo-environnementale de Reysson peut être attribuée à la position très en amont de ce site dans l'estuaire. Après la fin du colmatage argileux dès 6000 ans, les tourbières se développent sur l'ensemble du marais. Un épisode transgressif apparaît dans la sédimentation entre 3645 et 2890 ans BC (Massé *et al*, in press b).

Les données paléo-environnementales et archéologiques de l'ensemble des sites étudiés, mettent en évidence quatre grandes phases dans l'évolution régionale du niveau marin à l'Holocène récent (Figure 52) (Massé *et al*, in press a, b; Mellalieu *et al*, 2000; Clavé *et al*, 2001).

Entre 5000 et 4600 ans BC environ, on assiste à l'invasion marine des dépressions côtières (La Perroche) et des paléo-vallées latérales de l'Estuaire de la Gironde (marais de Saint-Ciers-sur-Gironde, des Monards, de La Perge) en relation avec les dernières pulsations transgressives de la remontée post-würmienne. Cet épisode est suivi par l'initiation du colmatage argileux de l'ensemble des dépressions.

Entre 4600 et 2600 ans BC environ, se manifeste une tendance régressive liée au colmatage argileux des vallées latérales de l'estuaire (marais de Saint-Ciers-sur-Gironde, des Monards, du Nord Médoc) et des marais littoraux (La Perroche). Cette phase se termine par l'installation et le développement de tourbières en certains secteurs (La Perroche, zones internes et médianes de l'estuaire).

Entre 2600 ans BC et 500 ans AD, dans chacun des sites-atelier, les témoins paléo-environnementaux mettent en évidence un épisode transgressif. Cet épisode conduit à

l'érosion tidale des tourbières de marais suivie du remplissage argileux des chenaux ainsi formés (La Perroche, marais de Saint-Ciers-sur-Gironde). C'est également durant cette période qu'interviennent, dans les marais du Nord Médoc, la formation et le colmatage argileux de chenaux entaillant des argiles plus récentes (Façade atlantique du Nord Médoc) (Clavé *et al.*, 2000 b).

Cet épisode est également mis en évidence dans le marais des Monards par l'apparition de microfaunes saumâtres à côtières dans les dépôts argileux (Massé *et al.*, in press c).

C'est à cette époque que se met en place le cordon coquillier de Richard dont la formation peut être attribuée à une augmentation de la dynamique des houles et des vagues dans l'estuaire (fréquence des tempêtes) (Massé *et al.*, in press a).

De plus, des études palynologiques, effectuées dans le marais de La Perge, montrent la hausse du niveau des nappes phréatiques à partir de 1000 ans BC. L'augmentation de la quantité de spores de fougères, entre 1000 BC et 500 AD, pourrait témoigner d'une hausse de l'humidité atmosphérique (précipitations) entraînant un transport massif des spores par voie fluviale et leur accumulation à l'embouchure de l'estuaire (Diot *et al.*, 2001).

Enfin à partir de 500 ans AD, une nouvelle tendance régressive apparaît, surtout mise en évidence sur le site de La Perroche (Clavé *et al.*, 2001).

1.2. Tendances climatiques

D'un point de vue climatique, les informations fournies par les datations des paléosols et des systèmes dunaires et des dépôts éoliens aquitains permettent de caractériser trois périodes climatiques depuis 3000 ans environ.

La période **2000 et 500 ans BC** est caractérisée par l'alternance de périodes de dépôts éoliens en nappes et de formation de paléosols traduisant la succession très rapide d'épisodes climatiques secs et humides.

Entre **500 BC et 500 AD**, le développement de paléosols témoigne d'une augmentation de l'humidité atmosphérique. Les épisodes éoliens sont rares.

Entre **500 et 1100 AD** et entre **1500 et 1750 AD**, la mise en place respectivement des dunes primaires et modernes témoignent d'un climat plus sec en Aquitaine au cours de ces périodes (Figure 52). Entre ces deux épisodes, le développement de paléosols marque un retour de l'humidité.

Tous les paléosols et les formations dunaires n'ont pas fait l'objet de datations systématiques. Il semble donc que certaines informations paléo-climatiques pourraient nous avoir "échappé". Les reconstitutions paléo-climatiques que nous pouvons établir, à l'heure

actuelle, grâce aux données des systèmes dunaires et paléosols, sont sans doute incomplètes mais elles nous fournissent des données précieuses sur les changements climatiques holocènes en domaine côtier aquitain.

1.3. Données archéologiques : une désertion des zones humides autour de 3000/2500 ans BP

Les découvertes archéologiques en Aquitaine témoignent d'une occupation relativement importante de la région depuis le Néolithique. Cependant, comme nous l'avons vu précédemment lors de l'étude des traces d'occupation humaine dans la majorité des sites-atelier étudiés, il apparaît un hiatus dans l'occupation humaine entre la fin de l'Age du Bronze et le début du second Age du Fer, soit autour de 2500 ans BP (800 ans BC) (Coquillas, 2001). Ce hiatus pourrait trouver une explication dans l'apparition de conditions climatiques non favorables pour les peuplements des zones côtières littorales et estuariennes.

Les témoins archéologiques de l'Age du Fer en Aquitaine se composent essentiellement d'habitats et de sites d'exploitation du sel (Coquillas, 2001). Les habitats de l'Age du Fer sont relativement peu nombreux le long des rivages aquitains. Ils se composent essentiellement de céramiques, parfois associées à quelques silex, des déchets de cuisine et des éléments domestiques (foyer, meules). Le long de l'estuaire, les sites de Brion dans le marais de Reysson (Boudet, 1987; Garmy, 1988; Sion, 1994) (Figure 41, Figure 42) et du Terrier-Ricard dans le marais de Saint Ciers sur Gironde (Boudet, 1987; Coquillas, 1996, 2001) (Figure 45, Figure 46) constituent de bons exemples de ces habitats.

Les sites à sel constituent à eux seuls la quasi-totalité des témoins archéologiques de l'Age du Fer. Leur découverte le long du littoral atlantique est favorisée par la forte érosion côtière à laquelle cette zone est soumise (Aubié and Tastet, 2000). Le nombre de sites découverts a beaucoup augmenté depuis quelques années du fait du développement de l'agriculture dans les marais. On compte aujourd'hui environ cinq sites sur le littoral atlantique et environ quarante cinq le long de la rive droite de l'estuaire (Coquillas, 2001). Cependant, les plus anciens de ces sites ne sont datés que du second Age du Fer.

Il semble donc, que se soit produite une période de désertion des sites côtiers à la fin de l'Age du Bronze, le retour des populations s'effectuant au début du second Age du Fer principalement en bordure de l'estuaire. De même on assiste à un développement des activités économiques et militaires autour de cet axe fluvial important. Une question se pose dès à présent : Qu'a-t-il bien pu se passer pendant les 500 ans séparant la fin de l'Age du Bronze et le début du second Age du Fer, pour contraindre les populations à abandonner les rivages aquitains ? Il semble que des remises en eaux des marais aient eu lieu au cours de cet épisode sous l'effet d'un accroissement de l'humidité atmosphérique (précipitations).

2. CONCLUSIONS

Les données concernant les variations de la position des lignes de rivage montrent une évolution en quatre étapes caractérisées par une remontée rapide du niveau marin au début de l'Holocène. Cette tendance est suivie d'une phase de comblement sédimentaire entre 4000 et 1500/1000 BC. Une tendance transgressive est enregistrée autour de 1000/500 BC et pourrait être en relation avec la fuite des populations entre la fin de l'Age du Bronze et le début de l'Age du Fer (soit environ 850 ans BC). Entre 500 BC et l'actuel, on se trouve dans un contexte globalement régressif.

Les données des dunes et des paléosols depuis 3000 ans environ permettent de mettre en évidence des périodes distinctes dans l'évolution des climats. Tous les systèmes dunaires, les dépôts éoliens et les niveaux organiques retrouvés en Aquitaine n'ont pas fait systématiquement l'objet de datations et certains épisodes peuvent donc avoir été omis. Cependant, à partir des informations dont nous disposons, nous pouvons caractériser trois périodes climatiques ou climato-zones distinctes depuis 4000 ans environ.

- Entre 2000 et 500 BC, l'alternance dans la migration des dunes et dans la formation des paléosols montre une période caractérisée par une variabilité climatique très rapide.

- A cet épisode succède, entre 500 BC et 500 AD, une période très humide pouvant entraîner une montée du niveau des eaux (hausse de l'humidité atmosphérique, hausse de la hauteur des nappes phréatiques, augmentation des tempêtes), ce qui explique l'abandon des habitats en bordure des rivages. Cependant, il existe de très peu d'informations sur cette période, seulement quelques paléosols ont fournis des indications d'humidité. Il est donc difficile de connaître avec précision les caractéristiques de cette seconde climato-zone.

- Entre 500 AD et l'actuel, les données montrent une variabilité climatique plus lente, alternant les épisodes humides et secs selon une cyclicité d'environ 1000 ans.

B. COMPARAISON AVEC LES DONNEES EUROPEENNES

1. COMPARAISON DES DONNEES PALEOENVIRONNEMENTALES

La synthèse bibliographique, réalisée dans le chapitre II de la partie I, nous a permis de mettre en évidence les grandes étapes de l'évolution des côtes européennes au cours des derniers 8000 ans. La comparaison de ces résultats avec l'évolution des paléo-environnements côtiers holocènes aquitains et saintongeais permet de faire principalement deux constats.

Le premier est que les côtes aquitaines et saintongeaises ont eu une évolution du climat et du niveau marin relatif globalement synchrone avec celle de l'Europe du Nord-Ouest, c'est-à-dire les zones côtières sous influence des mers du Nord, Baltique et de l'Océan Atlantique. Cette évolution, depuis 6000 ans environ, se résume en quatre grandes étapes dans les variations du niveau marin relatif :

→ jusqu'à 6000 ans BP : tendance transgressive en relation avec les dernières phases de la remontée flandrienne consécutive à la déglaciation post-Würmienne.

→ entre 6000 et 3500/3000 ans BP : tendance régressive liée au comblement sédimentaire.

→ entre 3000 et 2000 ans BP : tendance transgressive à laquelle correspond un accroissement de l'humidité climatique.

→ entre 2000 ans BP et l'actuel : tendance globale au comblement sédimentaire.

Le second est que l'épisode transgressif, entre 3000 et 2000 ans BP ou autour de 850 ans BC, déjà mis en évidence le long des côtes de l'Europe du Nord-Ouest, apparaît clairement en Aquitaine et en Saintonge. On sait d'ores et déjà que cette période est marquée en région aquitaine par un abandon des sites côtiers. Dans quelle mesure cet événement a-t-il affecté les populations européennes? Peut-on émettre quelques hypothèses sur son origine? Nous allons revenir sur ces interrogations.

2. DONNEES ARCHEOLOGIQUES ET HISTORIQUES A TRAVERS L'EUROPE

Parmi les nombreuses données archéologiques européennes, une période de désertion des zones humides, se traduisant par la fuite des populations, entre 800 et 700 ans BC, est mis en évidence à travers l'Europe du Nord. Cet événement coïncide parfaitement avec le hiatus d'occupation des rivages atlantiques et estuariens en Aquitaine et en Saintonge.

Ainsi, aux Pays-Bas, l'abandon de nombreux sites en zone littorale par les populations indigènes, vers 2800 ans BP (soit 850 ans BC), est attribué à la hausse de la nappe phréatique provoquant l'extension des zones humides. Cet épisode est suivi par la recolonisation des

zones de marais côtiers émergés vers 2550 ans BP et l'adaptation des colons à ces zones humides (Van Geel *et al*, 1996).

Vers 3500 ans BP, les données archéologiques en Ecosse mettent en évidence une période de désertion des lieux d'habitats et d'industries (McCullagh, 1993; Smith, 1996). Il pourrait cependant s'agir, dans ce cas présent, d'une réduction de l'exploitation des terres par les hommes plus que d'un réel abandon des sites (Anderson *et al*, 1998).

Les archives historiques font également état de fuites de populations nordiques autour de 3000 à 2500 ans BP. Posidonios parle dans ses écrits, de la fuite des Cimbres, les Turigens et des Teutons de Belgique et des Pays Bas actuels pour cause d'inondations de leurs territoires (Coquillas, 2001). Thimagène d'Alexandrie décrit également l'invasion par les Celtes entre 400 et 450 AD fuyant leur pays du fait d'une augmentation du niveau de la mer (Coquillas, 2001).

Cet événement est attribué à l'apparition de conditions climatiques plus humides (précipitations, inondations,...) qui auraient eu lieu principalement en Europe du Nord, influant sur les populations humaines des régions côtières.

Cet épisode transgressif entre 3000 et 2000 ans BP semble avoir eu lieu sur l'ensemble des côtes de l'Europe du Nord-Ouest (Van Geel *et al*, 1999, 2000 a; Anderson *et al*, 1998). A cette période, on assiste à l'apparition de modifications paléo-environnementales en zones côtières nord européennes telles que des changements de végétation, des remises en eau des marais côtiers ou des déplacements des populations.

Pour certains auteurs, cet événement est attribué à un changement climatique caractérisant le passage à des conditions plus humides et plus froides à partir de 3500/2500 ans BP (Van Geel *et al*, 1996, 1999, 2000 a; Anderson *et al*, 1998).

Dès le début du siècle, il est décrit, en Europe du Nord, comme la transition entre le Subboréal et le Subatlantique (Sernander, 1910; de Beaulieu, 1982) où le Subboréal est présenté comme une période relativement chaude et sèche et le Subatlantique plus humide et froide dans son commencement.

3. CONCLUSIONS

La comparaison des données paléo-environnementales et archéologiques montrent un fonctionnement climatique synchrone des côtes atlantiques du Sud-Ouest de la France avec le domaine côtier de l'Europe du Nord-Ouest.

L'événement transgressif, entre 3000 et 2000 ans BP, apparaît le long des côtes de l'Europe du Nord-Ouest, de la Norvège, au Nord, aux rivages aquitains, au Sud. Il correspondrait à un changement abrupt des conditions climatiques le long des côtes nord européennes entre la fin de l'Age du Bronze et le début de l'Age du Fer et se traduirait, dans certains pays, par un abandon des habitats côtiers. Il est cependant difficile d'en connaître

les raisons exactes. S'agit-il d'une élévation du niveau marin relatif ou bien d'une augmentation des précipitations atmosphériques? Quelle peut-être l'origine de ces inondations?

Dans le chapitre suivant, nous allons tenté de comparer ces données paléo-environnementales et archéologiques avec les grands paramètres du climat holocène enregistrés dans les glaces ou les sédiments océaniques.

CHAPITRE II :
RELATIONS ENTRE L'EVOLUTION HOLOCENE
DES PAYSAGES ET DES PEUPEMENTS
AQUITAINS ET LES DONNES
CLIMATIQUES GLOBALES

Nous avons comparé les témoins paléo-environnementaux et archéologiques avec les données climatiques holocènes en Atlantique Nord. Puis, nous avons tenté d'élaborer un modèle climatique expliquant les changements côtiers observés en Europe du Nord-Ouest.

A. COMPARAISON DES TEMOINS PALEO-ENVIRONNEMENTAUX ET ARCHEOLOGIQUES AVEC LES DONNEES CLIMATIQUES HOLOCENES EN L'ATLANTIQUE NORD

Il nous est apparu nécessaire de confronter les informations sur l'évolution des paléo-environnements en domaine côtier aquitain, saintongeais ainsi que, de façon plus générale, le long des côtes de l'Europe du Nord-Ouest, avec les données climatiques globales des enregistrements sédimentaires océaniques et des données des forages de glaces au Gröenland.

Pour cela, nous rappèlerons les principaux agents responsables des changements climatiques en Atlantique Nord et au Gröenland et nous commenterons leur évolution depuis 10 000 ans. Puis, nous comparerons ces informations avec les variations eustatiques et climatiques mises en évidence par les témoins paléo-environnementaux et archéologiques dans nos sites-atelier.

Les principaux facteurs agissant sur le climat à l'Holocène sont l'insolation et l'activité solaire, le volcanisme et, pour la période la plus récente, les activités anthropiques.

L'insolation d'été à 60°N témoigne de la quantité effective d'énergie solaire reçue en surface de la terre (Kutzbach and Ruddiman, 1993). Ce paramètre apparaît prépondérant sur la fonte des calottes glaciaires du début de l'Holocène (Magny, 1994; Berger and Loutre, 1991). L'activité solaire, qui est fonction des vents solaires et de l'intensité des UV, est également considérée comme un paramètre dominant des modifications du climat à l'Holocène (Stuiver *et al*, 1997; Van Geel *et al*, 1996, 1999). Le volcanisme et les activités anthropiques, agissent à des échelles de temps beaucoup plus courtes que celles liées à l'activité solaire et à l'insolation. Considérant les 10 000 dernières années, nous avons choisis de ne pas les prendre en compte dans cette synthèse des paramètres climatiques à l'Holocène.

Les données climatiques holocènes en l'Atlantique Nord et au Gröenland sont regroupées en deux grandes catégories : les données orbitales (insolation et activité solaire) et atmosphériques (températures au Gröenland) ainsi que les données océaniques (températures des eaux de surface et décharge des calottes glaciaires).

1. LES DONNEES CLIMATIQUES HOLOCENES ORBITALES ET ATMOSPHERIQUES EN ATLANTIQUE NORD

Les données climatiques holocènes orbitales, dont nous disposons, se composent, d'une part, des données sur l'insolation au cours de l'Holocène (Berger and Loutre, 1991) ainsi que des résultats de mesures du ^{14}C atmosphérique résiduel en relation avec l'activité solaire (Van Geel *et al.*, 1999; Stuiver and Brazuinas, 1993) (Figure 53).

D'autre part, nous prendrons en compte des données climatiques atmosphériques, telles que les températures du Gröenland durant l'Holocène par l'intermédiaire du forage de glace obtenu par le "Greenland Ice Sheet Project II" (GISP2) (Stuiver and Braziunas, 1993; Stuiver *et al.*, 1997) ainsi que la mesure des taux poussières atmosphériques dans la neige en relation avec l'intensité des vents (O'Brien *et al.*, 1995) (Figure 53).

1.1. Insolation d'été à 60°N

L'insolation ou l'énergie solaire reçue en surface de la Terre varie en fonction des trois paramètres orbitaux : excentricité (variation de la distance Terre-Soleil), obliquité (inclinaison de l'axe terrestre) et précession des équinoxes (variation de l'axe de rotation de la Terre). Les variations de ces paramètres depuis 18 000 ans sont aujourd'hui connues avec précision (<http://ftp.ngdc.noaa.gov/paleo/insolation/insol91.jun>) (Kutzbach and Ruddiman, 1993).

Au cours de la première partie de l'Holocène, entre 11 600 et 8000 ans BP, le rayonnement solaire reçu par l'hémisphère Nord atteint un maximum en été, alors que les hivers souffrent d'un important déficit d'insolation. Les fortes insolutions estivales ont favorisé la fonte et le retrait des calottes glaciaires et le réchauffement des eaux de surface de l'océan (Magny, 1995). Durant cette période, les distributions saisonnière et latitudinale des radiations solaires varient essentiellement avec l'augmentation de l'inclinaison de l'orbite terrestre et la variation de la précession (en situation estivale et dans l'hémisphère Nord). Ces changements accroissent la saisonnalité des radiations dans l'hémisphère Nord et leur diminution dans l'Hémisphère Sud (Kutzbach and Ruddiman, 1993). Autour de 9000 ans BP, les radiations sont 8% supérieures en Juillet et 8% inférieures en janvier à celles d'aujourd'hui (Kutzbach and Ruddiman, 1993).

A partir de 8000 ans BP, l'insolation estivale baisse progressivement, diminution quelque peu tempérée par une augmentation de l'insolation hivernale (Kutzbach and Ruddiman, 1993) (Figure 53).

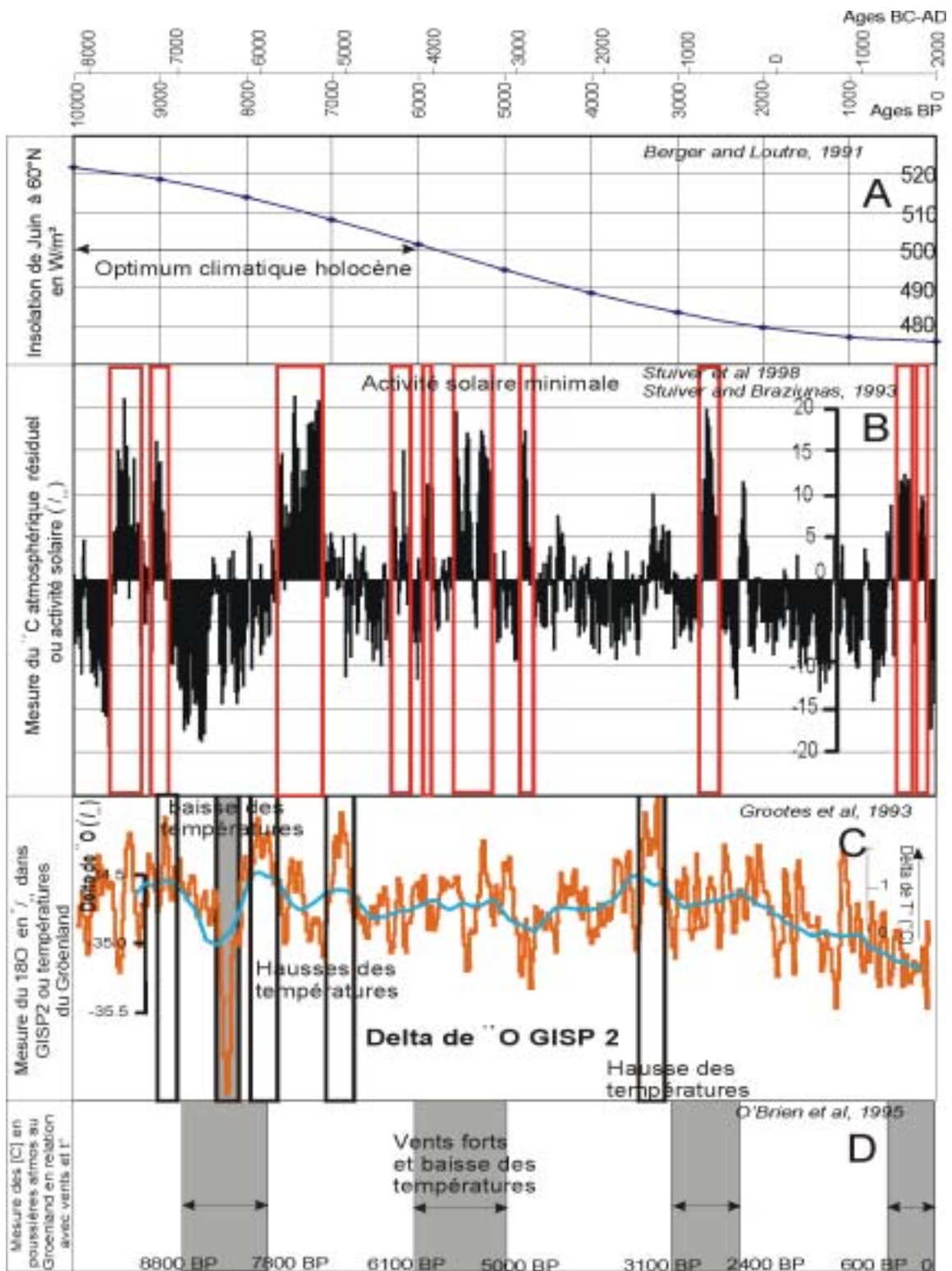


Figure 53 : Données climatiques holocènes orbitales et atmosphériques en Atlantique Nord et au Groënland (A : Insolation; B : Activité solaire; C : $\delta^{18}O$ dans GISP2; D : Concentration des poussières atmosphériques dans les glaces du Groënland).

L'insolation estivale à 60 °N présente, depuis 10 000 ans, une décroissance générale (Figure 53, A). A partir d'un seuil critique de cette insolation, estimé autour de 8000 ans BP

pour certains auteurs (Stager and Mayewski, 1997) ou de 6000 ans BP pour d'autres (Mörner, 1980), la quantité d'énergie reçue sur Terre ne permet plus la fonte massive des calottes glaciaires initiée dès 18 000 ans BP. Cette diminution de l'insolation permet de diviser l'Holocène en deux périodes distinctes (Schulz and Paul, in press) :

→ entre 10 000 et 6000 ans BP : période de "l'Optimum climatique holocène", correspondant à la fin de la déglaciation post-würmienne gouvernée par la fonte des calottes glaciaires,

→ entre 6000 ans BP et l'actuel : période "néoglaciale" influencée principalement par les paramètres orbitaux (activité solaire) et la formation de la glace de mer.

Loutre et al (1992) mettent en évidence une cyclicité de 900 ans dans une composante de l'insolation d'été à 65°N. Cette rythmicité apparaît synchrone avec les variations des températures au Gröenland entre 8000 et 3500 ans BP (Schulz and Paul, in press).

1.2. Variations de l'activité solaire

Eddy (1979) attribue, pour la première fois, les variations climatiques aux modifications de l'activité solaire. Il apparaît, en effet, que la période froide du Petit Age Glaciaire correspond à des minima de l'activité solaire. Le Minimum de Maunder, entre 1645 et 1715 est l'épisode le plus significatif de cette période de refroidissement du climat, la baisse de la luminosité atteignant de 0.2 à 0.3 % par rapport à la situation actuelle (Lean *et al*, 1992).

Plusieurs phénomènes sont à l'origine des variations de l'activité du soleil.

En premier lieu vient la fluctuation des vents solaires modulant l'intensité du rayonnement cosmique. Plus les vents solaires sont faibles, plus l'extension du champ magnétique terrestre est réduit. Dans ce cas, la terre se trouve moins protégée du rayonnement cosmique responsable de la production dans l'atmosphère de ^{14}C par réaction entre les neutrons issus de ce rayonnement et l'ozone atmosphérique (Van Geel *et al*, 1996, 1999; Bard *et al*, 1997). Il en résulte la formation de nuages et de précipitations (Svensmark and Friss-Christensen, 1997). Donc, plus l'activité solaire est faible et plus la quantité de ^{14}C produite dans l'atmosphère est forte et inversement (Van Geel *et al*, 1996; Bard *et al*, 1997). Stuiver et Brazuinas mettent en évidence une cyclicité dans les variations du ^{14}C atmosphérique d'environ 2400 ans (Stuiver and Brazuinas, 1993) qui peut être mise en relation avec une rythmicité des changements climatiques. Le ^{10}Be , isotope mesuré dans les glaces du Gröenland, est formé dans la basse atmosphère et dans la haute troposphère selon les mêmes processus que ceux intervenant dans la production de ^{14}C . Il témoigne donc également des variations de l'activité solaire mais aussi et surtout des précipitations en surface de la Terre (McHargue and Damon, 1991; Yiou *et al*, 1997; Van Geel *et al*, 1999).

Un autre facteur pouvant aboutir à un refroidissement du climat est la baisse de l'intensité des UV solaires. Ce phénomène provoque une baisse de la production d'O₃ stratosphérique et un refroidissement résultant d'une baisse d'absorption du rayonnement solaire (Haigh, 1996; Van Geel *et al*, 2000 b).

La courbe de variations du ¹⁴C atmosphérique résiduel (Stuiver *et al*, 1998) (http://depts.washington.edu/qil/datasets/resid98_14c.txt) montre plusieurs oscillations positives en relation avec une activité solaire minimale (Figure 53, B) :

- pics de forte intensité de ¹⁴C résiduel entre 10 000 et 9000 ans BP et autour de 7000 BP,
- nombreux pics de moyenne intensité entre 6000 et 4800 BP environ,
- un pic de forte intensité vers 2800/3000 BP ou entre 850 et 760 BC (Stuiver *et al*, 1993; Stuiver and Braziunas, 1993; Kilian *et al*, 1995; Van Geel *et al*, 2000 b), période identifiée comme celle d'un changement climatique abrupte en zone côtière européenne,
- pics de moyenne intensité pendant le Petit Age Glaciaire (Stuiver and Braziunas, 1993; Van Geel *et al*, 1999).

Stuiver and Braziunas (1993) associent l'instabilité de la circulation thermohaline aux variations du ¹⁴C atmosphérique : de faibles valeurs de ¹⁴C indiqueraient de nets renforcements des circulations océaniques.

On peut également remarquer deux tendances distinctes au cours de l'Holocène, une première avant environ 6000 ans BP caractérisée par de fortes variations du ¹⁴C résiduel et, une seconde après 6000 ans BP, caractérisée par des variations d'amplitudes plus nombreuses et de plus courtes durées (Magny, 1995).

1.3. Paléo-températures holocènes au Gröenland

Concernant les données de températures atmosphériques, nous disposons de deux catégories d'informations sur les paléo-températures holocènes au Gröenland : des données de températures atmosphériques en provenance du forage GISP2 sur le site de Summit (http://depts.washington.edu/qil/datasets/gisp2_measured.txt), ainsi que des données de poussières atmosphériques témoignant directement de l'intensité des vents au Gröenland et indirectement de conditions climatiques plus sèches et de températures en baisse au dessus du Gröenland.

La mesure du $\delta^{18}\text{O}$ dans le forage de GISP2 a permis de reconstituer les paléo-températures du Gröenland (Lowe and Walker, 1984, Groote and Stuiver, 1997) (Figure 53, C). Pour les 10 000 dernières années, les températures apparaissent extrêmement fluctuantes. Des pics de hausse des températures sont observables vers 9000, 8000, 7000 et 3200/3000 ans

BP (Figure 53, C). Une cyclicité d'environ 900 ans dans les oscillations de températures a été mise en évidence par Grootes et Stuiver (1997). Loutre et al (1992) ont identifié une périodicité identique dans les variations de l'excentricité de l'orbite terrestre modulant l'insolation d'été à 65°N (Schulz and Paul, in press).

L'événement daté vers 8200/8000 BP apparaît clairement dans l'enregistrement. Il correspond à la débâcle des calottes laurentidiennes (Licciardi *et al*, 1998) et se marque par un refroidissement général des températures du Gröenland (Figure 53, C). Des hausses significatives des températures sont également observables vers 9000, 7800, 7000 et 3000 ans BP (Figure 53, C).

Les concentrations de poussières atmosphériques enregistrées dans la glace de GISP2 mettent en évidence certaines périodes caractérisées par des vents importants entraînant une baisse des températures atmosphériques (O'Brien *et al*, 1995) (Figure 53, D).

Ces périodes "ventées" et froides au Gröenland, datées de 8800-7800 BP, 6100-5000 BP, 3100-2400 BP et 600-0 BP, apparaissent globalement difficilement corrélables avec les données de températures de GISP2. En effet, les données du forage ne présentent pas de refroidissements particulièrement significatifs au cours de ces périodes. Cependant, une observation détaillée de l'évolution des températures dans GISP2 peut montrer une certaine cohérence entre les épisodes de forts vents caractérisés par O'Brien et des tendances à la baisse du $\delta^{18}\text{O}$ dans GISP2, comme c'est le cas entre 6000 et 5000 ans BP (Figure 53).

1.4. Commentaire

Les résultats de l'insolation estivale à 60°N montrent une décroissance généralisée de l'énergie reçue en surface de la terre. L'influence de l'insolation semble être plus modérée dans la seconde partie de l'Holocène, soit environ à partir de 6000 ans BP. Il semblerait, par conséquent, que le "fonctionnement climatique" de l'Holocène est été différent avant et après 6000 ans BP environ.

Concernant les 6000 dernières années, on remarque que l'augmentation des taux de ^{14}C atmosphériques résiduels liés à des minima de l'activité solaire semblent relativement synchrones avec les épisodes de recrudescence des vents et de refroidissement des températures atmosphériques mis en évidence au Gröenland par O'Brien (Figure 53). Ces événements sont datés entre 6500/6200 et 5000 ans BP, entre 3000 et 2400 ans BP et entre 600 ans BP et l'actuel. Ils mettent en évidence une périodicité climatique de 2500 ans environ (Stuiver and Brazuinas, 1989).

Par contre au delà de 6000 ans, les épisodes de minima de l'activité solaire, entre 10 000 et 9000 ans BP ainsi que vers 7000 ans BP, ne correspondent pas à une élévation importante des taux de poussières atmosphériques mesurés au Gröenland. A l'opposé, la période entre 8800 et 7800 ans BP caractérisée par des vents forts au Gröenland ne

correspond pas à un épisode significatif de chute de l'activité solaire. Cependant, les données du $\delta^{18}\text{O}$ témoignent d'un refroidissement climatique au Gröenland à 8200/8000 ans BP.

Les variations de températures enregistrées dans GISP2 apparaissent difficilement corrélables avec les fluctuations de l'activité solaire. De faibles valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ en accord avec une baisse des températures atmosphériques n'apparaissent pas forcément synchrones avec des minima de l'activité solaire, comme on pourrait, a priori, le penser, mais tantôt avec des baisses et tantôt avec des hausses de cette activité. Stuiver et al (1997) mettent en évidence la synchronicité entre les variations du $\delta^{18}\text{O}$ et celles du ^{14}C pour le dernier millénaire. Cependant, ces auteurs reconnaissent les différences d'évolution entre ces deux paramètres pour les millénaires précédents (Stuiver *et al*, 1997). Nous pouvons cependant convenir qu'une observation plus détaillée de ces enregistrements permet de montrer que certains épisodes de minima de l'activité solaire depuis 6000 ans sont plus ou moins synchrones avec la baisse des températures dans GISP2 (Figure 53).

L'évolution du $\delta^{18}\text{O}$ dans GISP2 à l'Holocène présente également peu de similitudes avec les mesures du taux de poussières atmosphériques dans les glaces. A des données de baisse de température au Gröenland ne correspondent pas toujours de faibles températures atmosphériques présumées par l'étude des poussières (O'Brien *et al*, 1995). Cependant, on peut remarquer qu'entre 6100 et 5000 ans BP, la période de vents forts caractérisée par O'Brien pourrait correspondre à une baisse générale du $\delta^{18}\text{O}$ dans GISP2 témoignant ainsi d'un refroidissement des températures atmosphériques au Gröenland. Seul, l'événement froid vers 8200/8000 ans BP enregistré dans GISP2 est clairement synchrone avec un épisode de hausse des vents et de chute des températures enregistré par O'Brien.

La cyclicité de 900 ans, identifiée par la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ (Grootes and Stuiver, 1997) et l'insolation à 65°N (Loutre *et al*, 1992), n'apparaît ni dans les mesures des taux de poussières atmosphériques ni dans celles de l'activité solaire (Figure 53).

En conclusion, l'observation des paramètres climatiques atmosphériques et particulièrement l'insolation, tendrait à confirmer un fonctionnement du climat relativement différent entre la première partie de l'Holocène (10 000-6000 ans BP) et la seconde (6000-0 ans BP) (Mörner, 1980; Stager and Mayewski, 1997; Steig, 1999; Schulz and Paul, in press).

De plus il apparaît, pour les derniers 6000 ans, une relation entre des épisodes de minima de l'activité solaire et des périodes de hausse des taux de poussières dans les glaces du Gröenland en relation avec des conditions atmosphériques plus sèches et des températures globalement plus froides. Ces épisodes montrent une cyclicité d'environ 2500 ans BP.

2. LES DONNEES CLIMATIQUES HOLOCENES OCEANIQUES EN ATLANTIQUE NORD

Les données océaniques holocènes en Atlantique Nord se composent essentiellement des informations sur les grandes périodes de débâcle des calottes ou événements de Bond (1997) ainsi que des reconstitutions de température des eaux grâce à l'étude de microalgues (Giraudeau *et al*, 2000) (Figure 54).

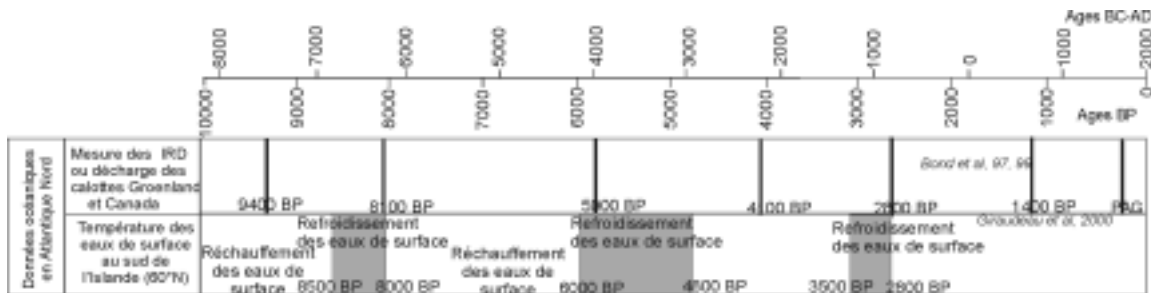


Figure 54 : Données climatiques holocènes d'origine océanique en Atlantique Nord.

2.1. Episodes de décharges des calottes glaciaires

Bond et al (1997) mettent en évidence une cyclicité de 1470 ans dans la composition et la fréquence des débris relargués par les glaces (Ice Rafted Debris ou IRD) dans l'Atlantique Nord à l'Holocène. Ces épisodes de décharges des calottes de glace ont eu lieu au cours du Petit Age Glaciaire (Bond *et al*, 1999) ainsi qu'à 1400, 2800, 4200, 5900, 8100, 9400, 10300 et 11000 ans cal BP (Figure 54). Ces dépôts témoignent des variations d'intensité des circulations océaniques en relation avec des phases de refroidissements climatiques intervenant tous les 1500 ans environ (Bond *et al*, 1997; Van Geel *et al*, 1999).

Bianci and McCave (1999) montrent une périodicité d'environ 1500 ans dans la vitesse des circulations profondes dans le bassin islandais. Ces variations sont en accord avec celle mise en évidence par Bond (1997). Cependant, la concomitance entre les périodes de réduction des courants profonds et les évènements de décharge des calottes glaciaires n'a pas été démontrée.

2.2. Paléotempératures holocènes des eaux de surface de l'Atlantique Nord (60°N)

L'étude menée récemment par Giraudeau et al (2000) témoigne des variations de température des eaux de surface du sud de l'Islande (60°N) au cours de l'Holocène grâce à l'étude des coccolithes. Les résultats font apparaître des épisodes de refroidissement des eaux de surface entre 8500 et 8000 ans BP, entre 6000 et 4800 ans BP et entre 3500 et 2800 ans BP (Figure 54).

2.3. Commentaire

On remarque que les périodes de baisses de températures des eaux de surface apparaissent plus ou moins synchrones avec des épisodes de décharges de glaces dans l'Atlantique Nord ou évènements de Bond (évènements à 8100, 5900 et 2800 ans BP). Ces relarguages d'eaux douces en provenance des calottes glaciaires entraînent le refroidissement des eaux, la baisse de salinité et bloquent les circulations océaniques profondes (Bond *et al*, 1997).

3. COMPARAISON DES DONNEES

Sur la Figure 55, nous avons représenté l'évolution des grands paramètres du climat holocène ainsi que les données paléo-environnementales en Aquitaine, en Saintonge, et de façon plus générale, celles du domaine côtier de l'Europe du Nord-Ouest.

Dans un premier temps, nous comparerons les variations des paramètres orbitaux, atmosphériques et océaniques entre eux et tenterons de mettre en évidence, au cours de l'Holocène, des périodes ou évènements climatiques significatifs pouvant avoir des répercussions sur le domaine côtier de l'Europe du Nord-Ouest. Dans un second temps, nous comparerons l'évolution de ces paramètres avec les données eustatiques et climatiques fournies par les témoins en Aquitaine et en Saintonge dans le but de voir quel est l'impact des phénomènes globaux sur le climat holocène aquitain.

3.1. Comparaison des données climatiques

L'observation des données climatiques met en évidence, entre 6000 ans BP et l'actuel, certaines périodes caractérisées par des phénomènes synchrones au niveau de l'atmosphère et de l'océan.

En effet, depuis 6000 ans, on remarque que les périodes d'activité solaire minimale sont plus ou moins concomitantes avec l'augmentation des vents et la chute des températures au Groënland mais aussi, au niveau de l'océan, avec certains épisodes de décharges de glace en Atlantique Nord (ou évènements de Bond) entraînant des refroidissements des eaux de surface (Figure 53, Figure 54). Ces périodes apparaissent entre 6000 et 4000 ans BP, entre 3500 et 2500 ans BP et au cours du Petit Age Glaciaire (Figure 53, Figure 54).

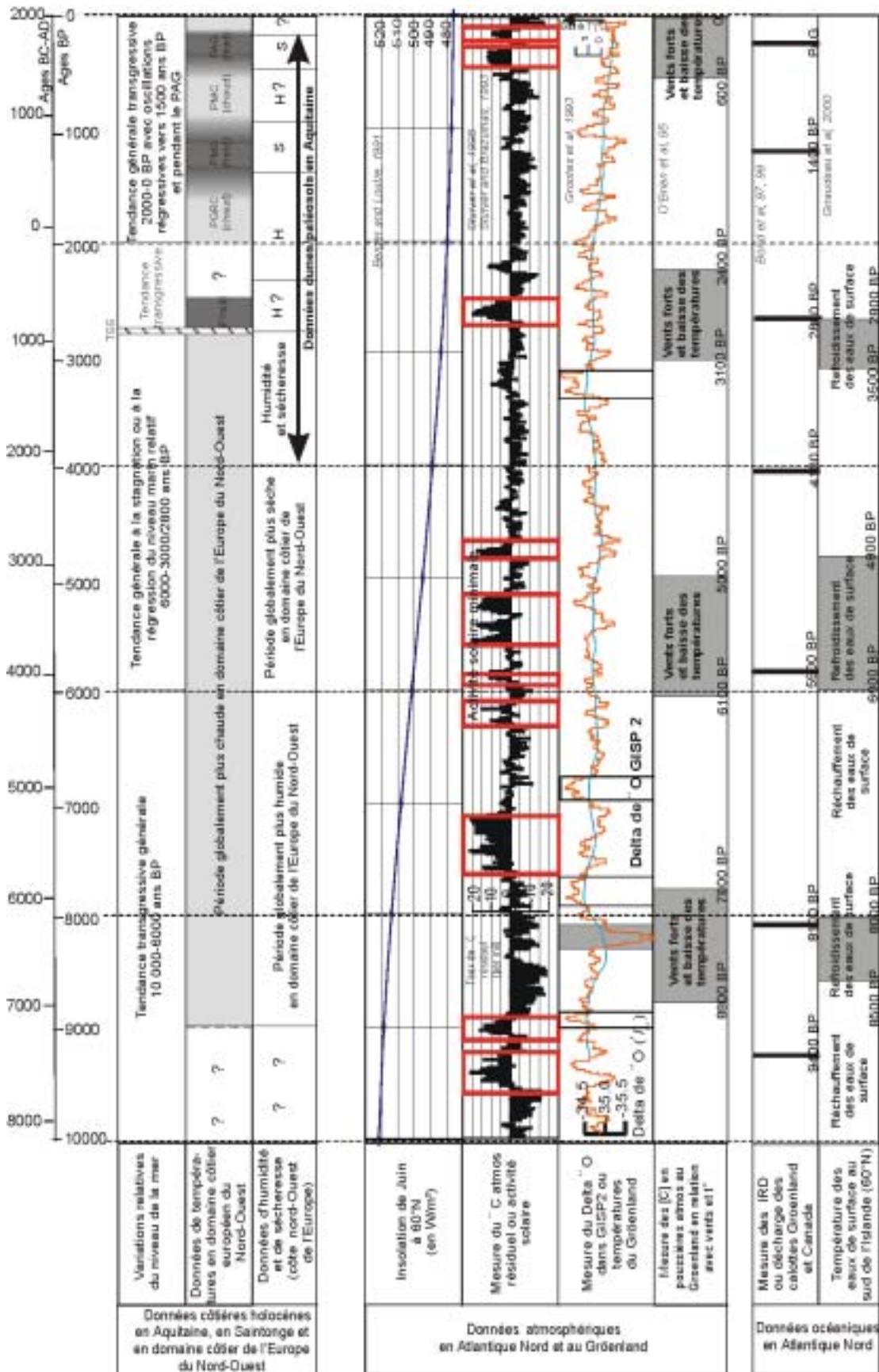


Figure 55 : Comparaison des données paléoenvironnementales avec les données climatiques holocènes en Atlantique Nord et au Grönland.

Avant 6000 ans, les paramètres climatiques que nous avons considérés ne montrent pas de corrélations significatives. Nous pouvons cependant remarquer que l'événement daté de 8200/8000 ans BP, bien connu des paléo-climatologues et se marque dans les glaces du Gröenland par des vents et de faibles températures et au niveau de l'océan par des décharges de glaciers et le refroidissement des SST. Ce évènement ne semble pas lié à des minima de l'activité solaire (Figure 53, Figure 54). Cependant, il s'agit ici d'un événement particulier de décharges des calottes laurentidiennes correspondant aux dernières étapes de la déglaciation post-würmienne (Klitgaard-Kristensen *et al*, 1998; Licciardi *et al*, 1998; Barber *et al*, 1999).

Par ailleurs, certains évènements de Bond (Bond *et al*, 1997, 1999), datés à 9400, 4100 et 1400 ans BP, ne coïncident pas avec des épisodes de recrudescence des vents et de chute de températures au Gröenland ou de refroidissement des eaux de surface.

Pour conclure, il semblerait qu'à partir de 6000 ans BP, le facteur principal ayant agit sur le climat au cours de l'Holocène soit l'activité solaire (Van Geel *et al*, 1999; Bond *et al*, 1999) pouvant générer d'une part des variations de températures atmosphériques et d'autre part la décharge des calottes laurentidiennes entraînant des modifications des circulations océaniques. Depuis 6000 ans, des baisses significatives de l'activité solaire, tous les 2500 ans, auraient engendré des modifications climatiques atmosphériques et océaniques importantes. Plusieurs auteurs ont également envisagé la combinaison de l'activité solaire et de la décharge des calottes comme agents prépondérants du climat holocène (Anderson *et al*, 1998, Giraudeau *et al*, 2000).

La période holocène antérieure à 6000 ans BP semble avoir été principalement gouvernée par l'insolation, régulant la quantité d'énergie reçue en surface de la Terre. Celle-ci est alors assez importante pour permettre la fonte massive des calottes glaciaires marquant la période post-würmienne.

3.2. Comparaison des données paléo-environnementales avec les grands paramètres du climat holocène

Au cours des 6000 dernières années, les périodes d'apparition synchrone de phénomènes climatiques significatifs au niveau de l'activité solaire, des vents, des températures du Gröenland, des épisodes de décharges des calottes et de refroidissements des eaux de surface, ont lieu entre 6000 et 5000 ans BP, entre 3000 et 2000 ans BP et au cours du Petit Age Glaciaire (Figure 55).

Chacune de ces périodes correspond à un contexte particulier en domaine côtier de l'Europe du Nord-Ouest.

→ Episode 6000-5000 ans BP : une tendance générale à la stagnation ou régression du niveau marin relatif, des températures atmosphériques globalement chaudes et des conditions climatiques plus sèches.

→ Episode 3000-2000 ans BP : une tendance générale transgressive, faibles températures atmosphériques et augmentation brutale de l'humidité vers 2800 ans BP. Les données paléo-environnementales et archéologiques en domaine côtier de l'Europe du Nord-Ouest, nous ont permis de mettre en évidence un événement majeur dans l'évolution des paysages et la migration des peuplements côtiers vers 2800 ans BP soit entre la fin de l'Age du Bronze et le début de l'Age du Fer. Cet événement est mis en relation avec un changement climatique caractérisé par une augmentation des précipitations et une hausse relative du niveaux des eaux.

Autour de 2800 ans BP, la mesure du ^{14}C atmosphérique résiduel présente des minima en relation avec une forte baisse de l'activité solaire. Ceci tendrait à démontrer un refroidissement généralisé de l'Hémisphère Nord. Ce refroidissement, s'il est assez peu marqué au niveau des valeurs $\delta^{18}\text{O}$ dans GISP2, apparaît dans la mesure des poussières atmosphériques (Figure 53, D). Au niveau de l'océan, on peut remarquer que cet épisode coïncide avec un événement de décharge des dernières calottes glaciaires ou IRD de Bond et un refroidissement des températures des eaux de surface au sud de l'Islande (Figure 54).

L'évènement centré autour de 2800 ans BP apparaît donc comme un changement majeur au niveau de l'océan et de l'atmosphère.

→ Episode du Petit Age Glaciaire : contexte global de stagnation ou régression du niveau marin relatif à cette époque, des températures atmosphériques globalement plus froides et des conditions climatiques plus sèches montrant un certain degré d'humidité au début de la période.

En conclusion, il semble qu'à partir de 6000 ans BP, les phénomènes globaux et leur périodicité ne se retrouvent pas dans les données climatiques et environnementales du domaine côtier nord-ouest européen.

Bien que soient mis en évidence les grands agents responsables du climat à l'Holocène, nous ne comprenons pas encore comment ces paramètres interagissent entre eux, et quel est réellement le moteur de ces variations climatiques. Ces problèmes, qui font l'objet de nombreuses études scientifiques depuis quelques années, n'ont malheureusement pas encore trouvé de solution.

Cependant, cherchant à émettre des hypothèses sur le fonctionnement du climat holocène et sur les interactions entre chacun des agents climatiques, nous avons voulu savoir si cette cyclicité climatique de 2500 ans pouvait être mise en relation avec celle, bien connue pour la période actuelle, de l'Oscillation Nord Atlantique. Si cette dernière n'explique, à l'heure actuelle, que la variabilité décennale du climat dans l'hémisphère Nord, Barlow et al (1993) montrent que la NAO serait responsable des variations séculaires du climat depuis 2000 ans. Dés lors, pourquoi ne pas penser que la NAO soit impliquée dans une cyclicité d'ordre millénaire à multi-millénaire du climat caractérisée par des épisodes à mode NAO+ ou

NAO- dominants. Nous allons tenté de voir dans quelle mesure le fonctionnement d'une paléo-NAO pourrait expliquer les variations du climat holocène en Europe et par là même les changements côtiers.

B. COMPARAISON AVEC LE PHENOMENE CLIMATIQUE DE L'OSCILLATION NORD ATLANTIQUE

L'Oscillation Nord Atlantique est un phénomène climatique décrit pour la période récente et caractérisé par les variations de la position et de l'intensité des cellules de pression atmosphérique au niveau de l'Islande et des Açores (Wanner, 1999; Cf. Partie I, Chapitre I) (Figure 56).

Pour caractériser le NAO, on définit un index calculé à partir de la différence de pression entre Lisbonne (Portugal) et Reykjavik (Islande). Lorsque l'index est positif, les pressions sont relativement élevées à Lisbonne et faibles en Islande et inversement. Le NAO provoque donc, dans l'Atlantique Nord, une situation antagoniste entre les façades atlantiques ouest et est dans les moyennes et hautes latitudes (Wanner, 1999).

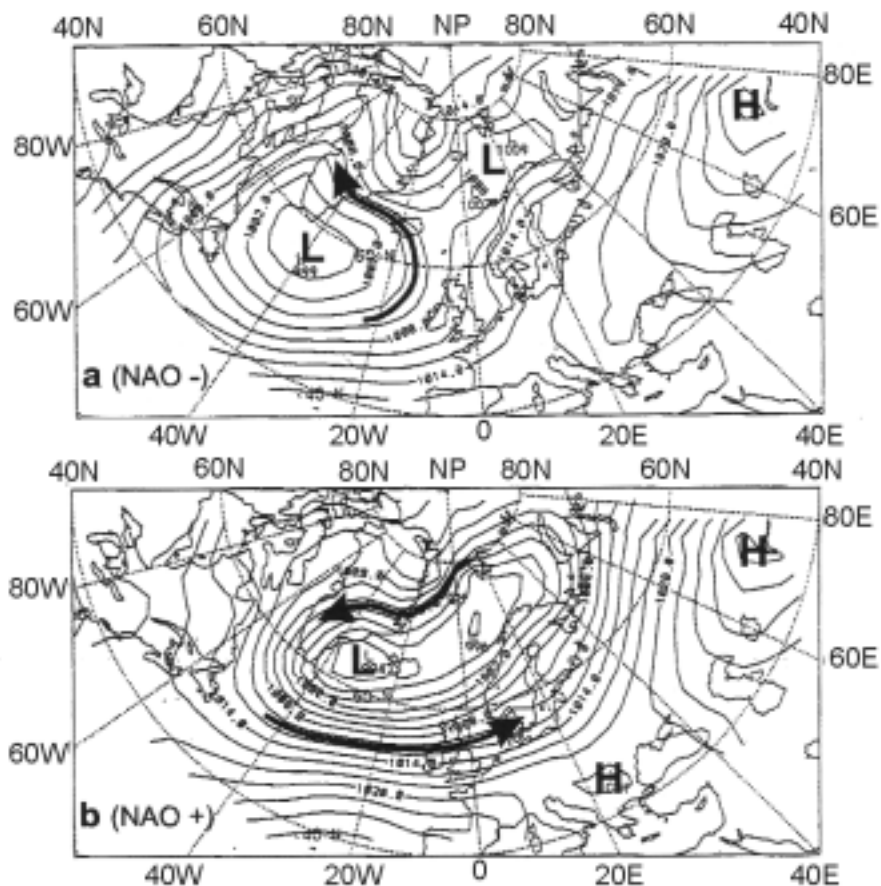


Figure 56 : Position des cellules de pressions atmosphériques, a : situations NAO-, b : situation NAO+
L : Low = Dépression; H : High = Anticyclone (Schulz and Paul, in press).

Concernant le Gröenland et l'Europe :

En mode positif (NAO+) :

- Dépression centrée sur l'Islande et Anticyclone sur les Açores (Figure 56, b),
- Forts vents d'Ouest (Westerlies) et fort Gulf Stream en Europe du Nord-Ouest,
- Températures hivernales globalement plus chaudes en Europe du Nord-Ouest et plus froides au Gröenland et au Sud de l'Europe (domaine méditerranéen),
- Conditions atmosphériques hivernales globalement plus humides en Europe du Nord-Ouest et plus sèches au Gröenland et au Sud de l'Europe,
- Important volume de glace au Gröenland et au Canada,
- Températures froides des eaux islandaises et nord gröenlandaises,
- Températures chaudes des eaux atlantiques nord européennes.

En mode négatif (NAO-) :

- Décalage vers le sud et diminution d'intensité des cellules de pressions atmosphériques (Figure 56, a),
- Décalage vers le sud (domaine méditerranéen) des Westerlies et déviation du Gulf Stream qui n'atteint plus les côtes nord-ouest européennes
- Températures hivernales globalement plus froides en Europe du Nord Ouest et plus chaudes au Gröenland et au Sud de l'Europe (domaine méditerranéen),
- Conditions atmosphériques hivernales globalement plus sèches en Europe du Nord-Ouest et plus humides au Gröenland et au Sud de l'Europe,
- Réduction du volume des calottes du Gröenland et du Canada,
- Températures chaudes des eaux islandaises et nord gröenlandaises,
- Températures froides des eaux atlantiques nord européennes.

Les circulations atmosphériques influent sur les circulations océaniques en relation avec déterminant un contexte NAO+ ou NAO-.

Lorsque le Gulf Stream, devenant la Dérive Nord Atlantique (DNA), atteint les côtes de l'Europe du Nord-Ouest, il provoque le plongement des eaux de surface et le relargage de chaleur vers l'atmosphère (de Vernal and Hillaire-Marcel, 2000). Il entraîne alors des conditions climatiques hivernales globalement plus douces et plus humides le long des côtes de l'Europe du Nord-Ouest. A proximité du front arctique, les courants chauds venant du Sud (NC : Courant de Norvège) (Figure 4) provoquent le retrait des glaciers sur la terre de Franz Joseph, vers 80°N (Lubinski *et al*, 1999). Ceci correspond à une situation NAO+ avec des conditions hivernales plus humides et des températures plus douces en Europe du Nord-Ouest.

Le Gulf Stream peut, au contraire, être dévié au niveau du sud de l'Islande où il devient le courant Ouest Islande (WGL) puis le courant du Labrador (LC) (de Vernal and Hillaire-Marcel, 2000) (Figure 4). Au Grönland ainsi qu'au Nord du Canada, les courants chauds provoquent le plongement des eaux de surface et le relargage de chaleur vers l'atmosphère, ce qui entraîne un réchauffement de ces zones. En Europe du Nord-Ouest, les conditions climatiques sont alors plus sèches et plus froides. A proximité du front arctique, les glaciers marquent alors des avancées plus ou moins importantes (Lubinski *et al*, 1999). Ici, les conditions climatiques correspondent à une situation NAO- avec des conditions hivernales plus sèches et des températures plus froides en Europe du Nord-Ouest.

Nous allons à présent tenté de répondre à ces deux questions : le fonctionnement d'une paléo-NAO à l'échelle de l'Holocène récent montre-t-il une cyclicité de 2500 ans ? Peut-on élaborer un modèle climatique pouvant expliquer les changements côtiers en Europe du Nord-Ouest depuis 6000 ans ?

1. UNE PALEO-NAO A L'ECHELLE DE L'Holocène?

Les trois périodes climatiques 6000/5000, 3000/2000 et Petit Age Glaciaire sont caractérisées, au niveau du Grönland, par des températures globalement plus faibles et une relative sécheresse due aux vents, et au niveau de l'océan, par des décharges des calottes et le refroidissement des eaux de surface (Figure 55). Ces phénomènes correspondent, d'après les données sur l'Oscillation Nord Atlantique actuelle, à un mode NAO+ dominant. Sur les côtes de l'Europe du Nord-Ouest, les conditions climatiques au cours de ces périodes devraient donc apparaître plus humide avec des hivers plus doux.

D'après les données paléo-environnementales le long des côtes de l'Europe du Nord-Ouest, les situations observées sont les suivantes :

→ Entre 6000 et 5000 ans BP : la sécheresse et de la stagnation ou régression du niveau marin relatif caractériseraient plutôt une situation NAO-.

Pourtant, d'après les données en domaine côtier de l'Europe du Nord-Ouest, on remarque, à cette période, une tendance au réchauffement atmosphérique. Cette hausse des températures est également démontrée, entre 6000 et 5000 ans BP, par une augmentation des salinités des eaux de surface en Europe du Nord (Plateau de Rockall) témoignant de l'intensité du Gulf Stream (Duplessy *et al*, 1992). Ce réchauffement illustrerait plutôt une situation NAO+ le long des côtes de l'Europe du Nord-Ouest.

→ Entre 3000 et 2000 ans BP : l'humidité importante et de la tendance positive du niveau marin relatif caractériseraient un mode NAO+ dominant.

On note cependant une baisse des températures atmosphériques. Ce refroidissement est également illustré par la chute des salinités, autour de 3000 ans BP, au niveau de l'Europe

du Nord, ce qui montre une diminution brutale du Gulf Stream (Duplessy *et al*, 1992). Ces conditions climatiques témoignent plutôt d'un mode NAO- dominant en Europe du Nord-Ouest.

→ Pendant le Petit Age Glaciaire : un mode NAO- dominant, essentiellement marqué par la sécheresse et de la tendance négative du niveau marin relatif.

En conclusion, ces trois périodes climatiques qui devraient correspondre à un mode NAO+ dominant, présentent des conditions caractéristiques de mode NAO+ et / ou NAO- dominants en Europe du Nord-Ouest.

Ce phénomène pourrait s'expliquer si les périodes climatiques en question correspondent à des épisodes de basculements d'un mode NAO+ dominant (froid et sec au Grönland et chaud et humide en Europe du Nord Ouest) à un mode NAO- dominant (chaud et humide au Grönland et froid et sec en Europe du Nord-Ouest). Il s'avère difficile de donner un âge précis à ces transitions NAO+ / NAO- d'ordre multi-millénaire, le passage d'un mode dominant à l'autre devant se faire progressivement. Pourtant, cette hypothèse ne permet pas d'expliquer :

→ d'une part, les variations à plus haute fréquence de température et d'humidité mises en évidence en Europe du Nord-Ouest (données historiques et sédimentologiques (dunes / paléosols en Aquitaine)) depuis 3000 ans environ,

→ d'autre part, la fréquence des événements de décharge des calottes glaciaires mis en évidence par Bond *et al* (1997, 1999).

Il apparaît que le fonctionnement d'une paléo-NAO présentant une alternance de modes positifs et négatifs dominants, ne permet pas d'expliquer cyclicité de 2500 ans mise en évidence en Europe du Nord-Ouest et au Grönland.

Concernant les données de températures et d'humidité avant 3000 ans BP, nous devons cependant reconnaître le manque de précision de certaines données européennes et de leur attribuer à des phénomènes globaux ou locaux.

Les conditions d'humidité / sécheresse paraissent assez clairement en relation avec les circulations générales atmosphériques et océaniques en Atlantique Nord. Les études paléo-environnementales essentiellement locales enregistrent-elles les oscillations globales des températures ou bien sont-elles surtout sous l'influence des conditions locales gouvernées par une paléo-NAO ? La localisation de notre zone d'étude, entre deux cellules climatiques distinctes, l'une sur le Nord de l'Europe et l'autre sur le bassin méditerranéen, peut aboutir à des enregistrements complexes et à une difficulté d'interprétation des conditions climatiques.

Dans l'hypothèse où nos enregistrements témoignent de conditions climatiques relativement fiables, on peut se poser plusieurs questions. La cyclicité de 2500 ans, mise en évidence dans l'évolution des grands paramètres du climat holocène, est-elle significative de l'évolution des climats depuis 6000 ans? Quelle cyclicité peut on envisager pour le

fonctionnement d'une paléo-NAO en accord avec les variations climatiques enregistrées en Europe du Nord-Ouest?

2. L'HYPOTHESE CLIMATIQUE

Nous avons tenté d'élaborer un modèle climatique en considérant le Climat holocène comme la combinaison complexe de plusieurs phénomènes climatiques agissant selon des cyclicités variables. En effet, il semblerait que le fonctionnement d'une paléo-NAO ne suffise pas seul à expliquer les variations du climat européen depuis 6000 ans.

En premier lieu, nous avons émis l'hypothèse du fonctionnement d'une paléo-NAO d'une cyclicité d'environ 1000 ans, conformément au pas de temps entre deux périodes climatiques froides ou chaudes (PAG, PMC, PMS, etc....) définies pour les 2000 dernières années. Cette même cyclicité a été mise en évidence par Chapman et al (2000) dans les circulations océaniques profondes. De plus, les variations de l'étendue des glaciers en Atlantique Nord (80°N), sous influence de la remontée des courants chauds (de Vernal and Hillaire-Marcel, 2000), témoignent d'avancées et de retraits globalement en phase avec les épisodes froids et chauds définis en Europe du Nord-Ouest (Lubinski *et al*, 1999) (Figure 57).

Ces observations témoignent d'une cyclicité d'environ 1000 ans dans la succession des conditions climatiques en Europe du Nord-Ouest en relation avec l'Oscillation Nord Atlantique.

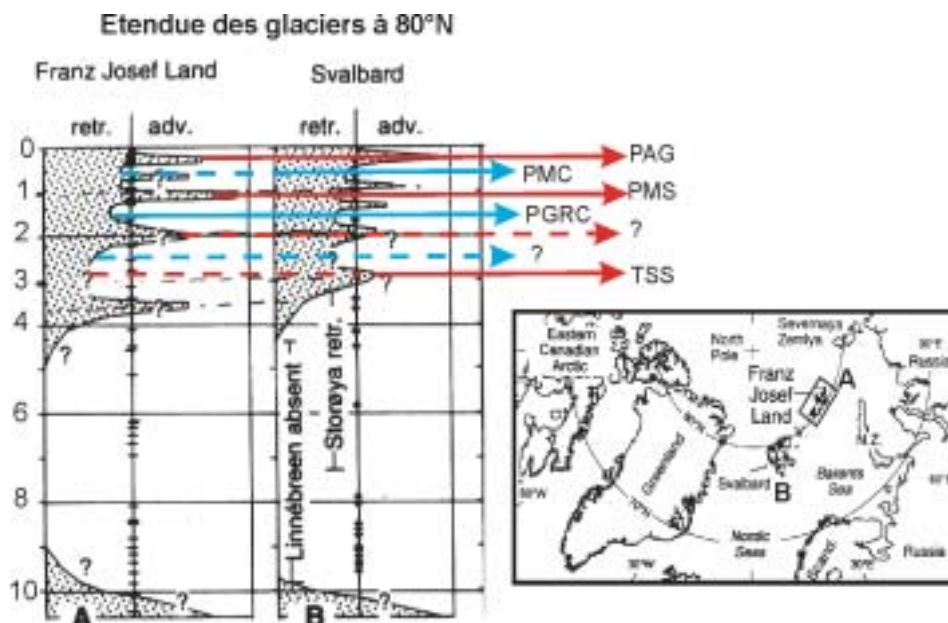


Figure 57 : Variations de l'étendue des glaciers à 80°N et localisation en Atlantique Nord, A : Terre de Franz Josef, B : Svalbard (d'après Lubinski *et al*, 1999), PAG : Petit Age Glaciaire, PMC : Période Médiévale Chaude, PMS : Période Médiévale Sombre, PGRC : Période Gallo-Romaine Chaude, TSS : Transition subboréal/Subatlantique.

Rappelons qu'une cyclicité de 900 ans a été mise en évidence dans la mesure du $\delta^{18}\text{O}$ (Grootes and Stuiver, 1997) et de l'insolation à 65°N (Loutre *et al*, 1992).

L'activité solaire est le paramètre dominant de la balance climatique depuis 6000 ans BP (Van Geel *et al*, 2000 a et b) avec des périodes de minima d'activité (PAG et périodes 3000/2000 BP, 6000/5000 BP, 7500/7000 BP et 10000/9000 BP). A partir de 6000 ans BP, l'activité solaire montre une cyclicité d'environ 2500 ans, ce qui n'était pas le cas antérieurement. Considérant ceci, les épisodes de faible activité du soleil permettent d'expliquer les épisodes de refroidissements atmosphériques en Europe du Nord-Ouest indépendamment du fonctionnement de la NAO.

Nous avons représenté le fonctionnement combiné de l'activité solaire et de la paléo-NAO (Figure 58).

Le fonctionnement hypothétique d'une paléo-NAO de cyclicité de 1000 ans a été extrapolé jusqu'à 6000 ans BP du fait d'un contexte climatique reconnu comme globalement homogène entre 6000 ans et l'actuel comparé à la période antérieure (Schulz and Paul, in press).

Nous remarquons que les variations plus ou moins synchrones des températures et de l'humidité, enregistrées en Europe du Nord-Ouest depuis 3000 ans, trouvent une explication dans le fonctionnement d'une paléo-NAO. Ainsi la Période Médiévale Sombre et le Petit Age Glaciaire présentent les caractéristiques d'un mode NAO- dominant avec froid et sécheresse en Europe du Nord-Ouest. A l'opposé, les périodes chaudes médiévale et gallo-romaine présentent les caractéristiques d'un mode NAO+ dominant avec des conditions globalement plus chaudes et plus humides.

La période entre 3000 et 2000 ans BP apparaît plus complexe. L'importance de l'humidité et la tendance transgressive du niveau marin relatif indique un fonctionnement en mode positif dominant du NAO. Cependant, le refroidissement mis en évidence au début de cette période est en contradiction avec un mode NAO+ dominant. Comme nous l'avons vu précédemment, cette diminution des températures apparaît au niveau de l'activité solaire, se traduisant par une augmentation du ^{14}C atmosphérique (Stuiver and Braziunas, 1993). Ainsi au cours de l'épisode 2500-3000, ou transition Subboréal / Subatlantique, un mode NAO+ dominant pourrait être "contrebalancé" par des minima de l'activité solaire.

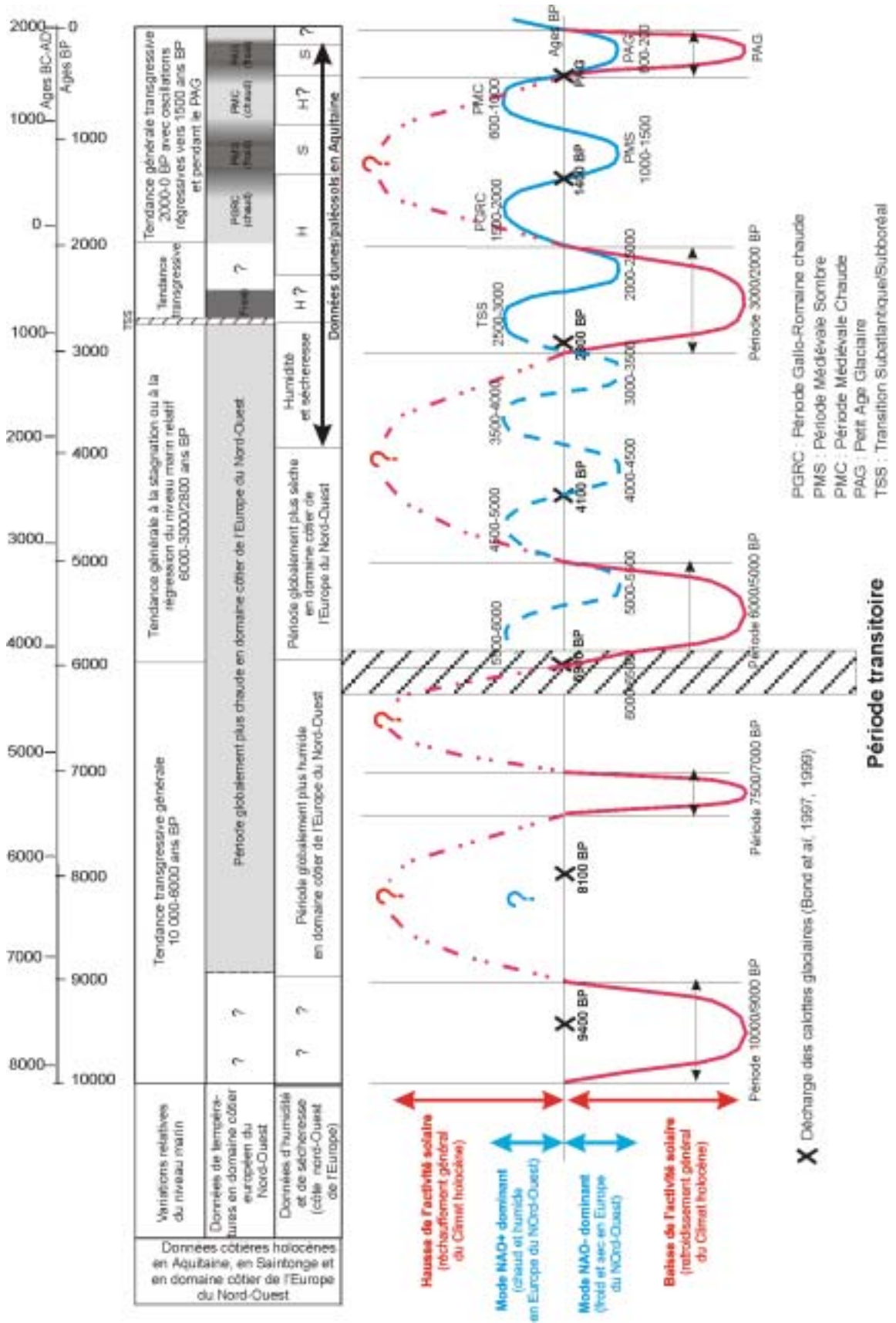


Figure 58 : Hypothèse sur la relation entre le climat holocène et les changements côtiers.

Les épisodes de décharge des glaces ou IRD ont été replacés sur la Figure 58. Pour les derniers 6000 ans, ils apparaissent au passage ou au basculement entre deux modes extrêmes de la paléo-NAO que nous avons considérée, tantôt d'un mode NAO+ dominant à un NAO- dominant, tantôt l'inverse. Cependant, nous remarquons que de nombreux épisodes de basculement d'un mode extrême à l'autre selon une rythmicité de 500 ans ne sont pas marqués par un événement de Bond (1997).

Quelle est la signification de ces IRD ? Leur positionnement au passage entre deux états extrêmes de la paléo-NAO est-il une coïncidence? Est-ce uniquement dû à la cyclicité de 1000 ans que nous avons considéré? Les IRD sont-ils la conséquence d'autres paramètres climatiques non pris en compte dans ce modèle et agissant selon une cyclicité de 1500 ans (Bond *et al*, 1997, 1999)? Peut-être, existe-t-il d'autres épisodes d'IRD qui n'ont pas encore été mis en évidence à l'heure actuelle ? Des études complémentaires sur les périodes d'apparition de ces événements de décharges pourraient peut-être apporter de nouveaux éléments de réponse.

En conclusion, la combinaison du fonctionnement d'une paléo-NAO selon une cyclicité de 1000 ans, et de l'activité solaire, selon une cyclicité de 2500 ans environ, permet d'expliquer les conditions climatiques observées en Europe du Nord-Ouest depuis 6000 ans.

Cette hypothèse climatique ne peut être valide que dans le cadre des 6000 dernières années. Entre 10 000 et 6000 ans BP, d'autres paramètres, tels que l'insolation, ayant joué un rôle important sur le climat doivent être pris en compte dans l'élaboration d'un modèle climatique.

CONCLUSIONS GENERALES

Ce travail sur l'étude des changements côtiers holocènes se devait d'atteindre plusieurs objectifs majeurs.

(1) Etudier l'évolution des paléo-environnements côtiers au cours de l'Holocène sur certains sites de l'Aquitaine septentrionale par l'utilisation conjointe des témoins paléo-environnementaux et archéologiques,

(2) Comparer cette évolution avec les changements côtiers mis en évidence en Europe à l'Holocène,

(3) Mettre en relation ces changements côtiers avec l'évolution des grands paramètres responsables du climat holocène (insolation, activité solaire, taux résiduel de ^{14}C atmosphérique, événements de décharge des glaces, refroidissement des SST),

(4) Etablir un modèle d'évolution climatique holocène en relation avec les changements côtiers en Europe du Nord-Ouest.

(1) L'étude de l'évolution des paléo-environnements s'est révélée extrêmement enrichissante du fait de la multidisciplinarité des témoins étudiés et des techniques d'analyses utilisées. Nos études se sont particulièrement focalisées sur trois sites-atelier côtiers en Aquitaine et en Saintonge, choisis en fonction de leur richesse en témoins paléo-environnementaux et archéologiques. Chacun de ces sites-atelier nous a permis de comprendre, puis de compléter et de préciser l'évolution des paysages côtiers depuis 10 000 ans sur la façade atlantique du sud-ouest de la France.

En particulier, des grandes tendances concernant les variations de la position des lignes de rivage et des changements climatiques ont pu être dégagées.

La période entre **10 000 et 6000 ans BP**, est caractérisée par une **tendance transgressive** correspondant aux dernières pulsations de la déglaciation post-würmienne. Les vallées latérales à l'Estuaire de la Gironde et les dépressions côtières sont alors inondées. Les données climatiques sont très imprécises ou inexistantes.

La période entre **6000 et 3000 ans BP** montre une **tendance régressive** 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**.

La période entre **3000 et 2000 ans BP**, est caractérisée par une **tendance transgressive** correspondant à une **intensification de l'humidité** atmosphérique. Les dépressions estuariennes et côtières sont alors le siège des ré-invasions par des eaux à la fois d'origine continentale et marine. Les témoins archéologiques montrent un **abandon ou un recul des habitats côtiers**, lié à la remontée du niveau des eaux dans ces environnements. Les **températures semblent en baisse** dans la première partie de cette période (vers 2800 ans BP).

Enfin, entre **2000 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** (Petit Age Glaciaire,

Période Sombre Médiévale) et des **périodes humides et chaudes** (Période Chaude Gallo-Romaine et Période Chaude Médiévale).

(2) La comparaison de ces résultats avec l'évolution des paléo-environnements côtiers européens nous a permis de mettre en évidence une **évolution similaire** entre les **domaines côtiers du Sud-Ouest de la France** et du **Nord-Ouest de l'Europe**. Nous avons alors conclu que l'ensemble de cette zone a été, au cours de l'Holocène, sous l'influence de paramètres climatiques identiques.

(3) Les résultats des données globales concernant les variations des grands agents climatiques holocènes ont été confrontés aux changements côtiers observés. Nous avons comparé **l'évolution de paramètres orbitaux** (insolation, activité solaire), **atmosphériques au Gröenland** (taux de ^{14}C atmosphérique résiduel, poussières atmosphériques) **et océaniques en Atlantique Nord** (températures des eaux de surface, évènements de décharge des glaces) **avec les variations du niveau marin relatif et du climat** mises en évidence en Aquitaine et en Saintonge.

L'évolution de ces paramètres confirme une **bipartition dans le fonctionnement du climat à l'Holocène**, annoncée par certains auteurs (Mörner, 1980; Stager and Mayewski, 1997; Schulz and Paul, in press). **Avant 6000 ans BP, l'insolation** est importante et participe activement à la fonte des grandes calottes glaciaires mises en place au cours du Würm. **A partir de 6000 ans**, l'insolation, alors en baisse, devient négligeable, et il semble que le paramètre dominant soit alors **l'activité solaire**.

Nous avons retrouvé, **entre 6000 ans et l'actuel**, l'existence d'épisodes climatiques montrant une **cyclicité de 2500 ans** et témoignant de phénomènes synchrones au niveau de l'activité du soleil, de l'atmosphère et de l'océan. Ces épisodes apparaissent caractérisés par une hausse du ^{14}C atmosphérique résiduel montrant une baisse de l'activité solaire, une baisse des températures atmosphériques au Gröenland, un refroidissement des eaux de surface au sud de l'Islande et des épisodes de décharge des glaces. Antérieurement à 6000 ans BP, cette cyclicité n'est plus observable.

De plus, la grande variabilité climatique mise en évidence par l'alternance, depuis 3000 ans et selon une alternance de 500 ans, de périodes climatiques froides/sèches et chaudes/humides, nous a conduit à émettre l'hypothèse du fonctionnement d'une paléo-Oscillation Nord Atlantique de cyclicité de 1000 ans. Cette hypothèse s'appuie également sur d'autres observations, en particulier sur les épisodes de retrait des glaciers à 80°N en relation avec la remontée du Gulf Stream dans ces hautes latitudes.

(4) Sur la base de ces observations, nous avons élaboré **un modèle d'évolution climatique depuis 6000 ans**, en prenant en considération les **variations de l'activité solaire** et **l'existence d'une paléo-Oscillation Nord Atlantique** fonctionnant respectivement avec

des périodes de **2500 ans** et **1000 ans**. Ce modèle permet d'expliquer les modifications climatiques dont témoignent les paléo-environnements et l'archéologie en Aquitaine, en Saintonge et, de façon plus générale, le long des côtes du Nord-Ouest de L'Europe.

Ces résultats ne constituent à l'heure actuelle qu'une étude préliminaire des reconstitutions paléo-environnementales que nous pouvons proposer. Dans chacun des sites-atelier, de nouvelles investigations (dendrochronologiques, palynologiques et sédimentologiques) devraient nous permettre de préciser certains épisodes climatiques.

Par ailleurs, il semble intéressant d'étendre les recherches sur la succession des paléo-environnements à l'ensemble des marais français et nord-ouest européens. Bien que de nombreux travaux ont d'ores et déjà été réalisés, il serait souhaitable que de nouvelles études soient menées en collaborations afin d'uniformiser les techniques d'analyses et les témoins utilisés.

L'importance de la prise en compte des témoins archéologiques, voire historiques dans la reconstitution des paléo-environnements holocènes a été démontrée. Dans chacun des sites-atelier, ces témoins ont apporté des informations précieuses nous permettant de valider certaines conclusions paléo-climatiques.

Un partenariat avec des paléo-climatologues, devrait avoir pour but de préciser l'évolution et l'influence de certains paramètres climatiques holocènes sur les environnements côtiers afin de pouvoir compléter le modèle climatique que nous avons proposé.

En particulier, le fonctionnement d'une paléo-NAO au cours de l'Holocène récent devrait être validé par des études complémentaires sur l'existence d'une cyclicité holocène en phase avec les changements côtiers en Europe du nord-ouest et en anti-phase avec ceux mis en évidence au Gröenland (et au Nord du Canada).

Par ailleurs, il serait intéressant de pouvoir réaliser de nouvelles études sur les évènements de décharge des glaces ou IRD dans l'Atlantique Nord. D'après notre modèle climatique, il semble que ces IRD coïncident, pour certains, avec des périodes de transition entre des conditions sèches et froides (NAO-) et humides et chaudes (NAO+) en Europe du Nord-Ouest. Quelle est la signification exacte de ce phénomène? Et quel est réellement le moteur de ces décharges de glaces? Marqueraient-ils la transition entre deux états extrêmes d'une paléo-NAO ? Si oui, ils semblent que certains d'entre eux n'ont pas été mis en évidence.

Enfin, une question mérite ici d'être posée : Quelle peut-être réellement le moteur de la paléo-NAO que nous avons considérée. Quels sont les paramètres qui permettent le basculement d'un mode NAO- à un mode NAO+ et inversement? Les responsables sont-ils les paramètres atmosphériques ou océaniques? La réponse est sans aucun doute dans l'étude de l'Oscillation Nord Atlantique actuelle.

Ce travail a tenté de reconstituer l'évolution des paléo-environnements côtiers holocènes en Aquitaine et en Saintonge et de comprendre l'origine de ces changements côtiers. La vision

synthétique de ces changements côtiers et les conclusions auxquelles nous sommes parvenues ne constituent qu'une première approche des relations entre les changements paléo-environnementaux et climatiques à l'Holocène. Elles nous conduisent à de nouvelles interrogations et nous montrent l'ampleur du travail de recherche qu'il reste encore à accomplir dans ce domaine.

BIBLIOGRAPHIE

Admiralty. (1969). Admiralty Manual of Hydrographic Surveying. Vol. II Tides and Tidal Streams. *Hydrographer of the Navy*, 119 p.

Admiralty. (1982). Tides Tables. Vol. I European Waters. *Hydrographer of the Navy*, 119 p.

Akeroyd, A. V. (1972). Archeological and historical evidence for subsidence in southern Britain. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, London A272, 95-133.

Allen, J. P., Castaing, P., Ferral, A., Klingebiel, A. et Vigneaux, M. (1970). Contribution à l'étude des faciès de comblement et interprétation paléogéographique de l'évolution des milieux sédimentaires récents et actuels de l'estuaire de la Gironde. *Bull. Inst. Géol. Bass. d'Aquitaine*, n° 8, 99-154.

Allen, J. P. (1972). Etude des processus sédimentaires dans l'estuaire de la Gironde. *Thèse doctorat*, Université Bordeaux I, **369**, 310 p.

Allen, G. P and Posamentier, H. W. (1993). Sequence stratigraphy and facies model of an incised valley fill : the Gironde Estuary, France. *Journal of Sedimentary Petrology* **63**, 3, 378-391.

Allen, J. R. L. (1990 a). Constraints on measurement of sea-level movements from salt-marsh accretion rates. *Journal of the Geological Society*, London, **147**, 5-7.

Allen, J. R. L. (1990 b). Salt-marsh growth and stratification : a numerical model with special reference to the Severn Estuary, southwest Britain. *Marine Geology*, **95**, 77-96.

Allen, J. R. L. (1994). A continuity-based sedimentological model for temperate-zone tidal salt marshes. *Journal of Geological Society*, London **151**, 41-49.

Allen, J. R. L. (1995). Salt-marsh growth and fluctuating sea level : Implications of a simulation modal for Holocene coastal stratigraphy and peat-base sea-level curves. *Sedimentary Geology* **100**, 21-45.

Allen, J. R. L. (1997). Simulation models of salt-marsh morphodynamics : some implications for high-intertidal sediment couplets related to sea-level change. *Sedimentary Geology* **113**, 211-223.

Allen, J. R. L. and Rae, J. E. (1988). Vertical salt-marsh accretion since the roman period in the Severn Estuary, southwest Britain. *Marine Geology*, **83**, 225-235.

Allen, J. R. L. (2000 a). Late Flandrian (Holocene) tidal paleochannels, Gwent Levels (Severn Estuary), SW Britain: character, evolution and relation to shore. *Marine Geology* **162**, 353-380.

Allen, J. R. L. (2000 b). Morphodynamics of Holocene salt marshes : a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe. *Quaternary Science Reviews* **19**, 1155-1231.

- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C. and Clark, P. U. (1997). Holocene climate instability : A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology* **25**, 483-486.
- Almquist-Jacobson, H. (1995). Lake-level fluctuations at Ljustjärnen, central Sweden and their implications for the Holocene climate of Scandinavia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **118**, 269-290.
- Anderson, D. E., Binney, H. A. & Smith, M. A. (1998). Evidence for abrupt climatic change in northern Scotland between 3900 and 3500 calendar years BP. *The Holocene* **8**, 1, 97-103.
- André A. (1986). Elaboration et analyse de cartes bathymétriques détaillées du proche plateau vendéo-charentais (Golfe de Gascogne), *Thèse de 3^{ème} Cycle* n° 2133, Université Bordeaux I, 274 p.
- Andrews, J. E., Boomer, I., Bailiff, I., Balson, P., Bristow, C., Chroston, P.N., Funnell, B. M., Harwood, G. M., Jones, R., Maher, B. A. and Shimmiel, G. B. (2000). Sedimentary evolution of the north Norfolk barrier coastline in the context of Holocene sea-level change. *In: Shennan, I. and Andrews, J. (eds) Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*, Geological Society, London, Special Publications, **166**, 197-217.
- Assor, R. (1972). Interprétation paléogéographique des terrains sédimentaires de la presqu'île du Médoc (zone du Verdon), son intérêt dans le cadre d'une étude géotechnique. *Thèse de 3^{ème} Cycle*, Université Bordeaux I, n° **1021**, 133 p.
- Aubié, S. and Tastet, J. P. (2000). Coastal Erosion, Processes and Rates : An Historical Study of the Gironde Coastline, Southwestern France. *Journal of Coastal Research*, **16**.
- Bacon, S. (1998). Decadal variability in the outflow from the Nordic seas to the deep Atlantic Ocean. *Nature* **394**, 871-874.
- Baeteman, C. (1999). The Holocene depositional history of the Ijzer palaeovalley (western Belgian coastal plain) with reference to the factors controlling the formation of intercalated peat beds. *Geologica Belgica* **2/3**, 4, 39-72.
- Ballantyne, C. K. & Whittington, G. (1999). Late Holocene incision and alluvial fan formation in the central Grampian Highlands, Scotland : Chronology, environment and implications. *Journal of Quaternary Science* **14**, issue 7, 651-671.
- Bao, R., Da Conceição Freitas, M. and Andrade, C. (1999). Separating eustatic from local environmental effects : a late-Holocene record of coastal change in Albufeira Lagoon, Portugal. *The Holocene* **9**, (3), 341-352.
- Bard, E., Raisbeck, G. M., Yiou, F and Jouzel, J. (1997). Solar modulation of cosmogenic nucleide production over the last millenium : comparison between ¹⁴C and ¹⁰Be records. *Earth and Planetary Science Letters* **150**, 453-462.

- Barber, K. E. (1982). Peat bog stratigraphy as a proxy climate record. *In : Climatic Change in Later Prehistory*. Harding, A. (eds), Edinburgh University Press, 103-113.
- Barber, K. E. (1985). Peat stratigraphy and climate changes : some speculations. *In : The Climatic Scene : Essays in honour of Gordon Manley*. Tooley, M. J. and Sheail, G. M. (eds), 175-185.
- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M. D. and Gagnon, J.-M. (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* 400, 344-348.
- Barlow, L; K., White, J. W. C., Barry, R. G., Rogers, J. C. and Grootes, P. M. (1993). The North Atlantic Oscillation signature in deuterium and deuterium excess signals in the Greenland Ice Core Project core. *Geophysical Research Letters* 20, 2901-2904.
- Barnett, T. P. (1990). Low-frequency changes in the sea level and their possible causes. *In : The Sea, Le Méhauté, B. and Hanes, D. M. (eds), Vol 9B. Wiley-Interscience, New York, 841-867.*
- Barrere, P. (1992). Dynamics and management of coastal dunes of the Landes, Gascony, France. *In : Sheehy-Skeffington, C. (Ed.), Coastal Dunes*. Rotterdam, 25-32.
- Barron, E. J. (1995). Climate models : how reliable are their predictions? *In : Consequences : The nature and implications of environmental changes* 1, n°3.
- Barusseau, J. P., Akouango, E., Bâ, M., Deschamps, C. and Golf, A. (1996). Evidence for short term retreat of the barrier shorelines. *Quaternary Science Reviews* 15, 763-771.
- Bauch, H. A. & Weinelt, M. S. (1997). Surface water changes in the norwegian sea during last deglacial and holocene times. *Quaternary Science Reviews* 16, 1115-1124.
- Bayliss-Smith, T. P., Healey, R., Lailey, R., Spencer, T. and Stoddart, D. R. (1979). Tidal flows in saltmarsh creeks. *Est. Coast. Mar. Sci.* 9, 235-255.
- Bell, M., Allen, J. R. K., Allen, S. J. and Brunnings, R. (2000). Rectangular structures at Goldcliff west of the Pill, c 750 Cal BC-150 Cal AD. *In : Bell, M., Caseldine, A; and Neumann, H. (Eds). Prehistoric intertidal archaeological in the Welsh Severn Estuary. CBA research report 120, Council for British Archaeology.*
- Bell, M. (2000). Trackways and other linear structures at Goldcliff. *In : Bell, M., Caseldine, A; and Neumann, H. (Eds). Prehistoric intertidal archaeological in the Welsh Severn Estuary. CBA research report 120, Council for British Archaeology.*
- Belleyne. (1762). Carte cartographique de la Gynne, 1/43200. Feuilles 1,2,5,6,11,12.

- Berendsen, H. J. A. & Stouthamer, E. (2000). Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **161**, 311-335.
- Berger, A. (1978). Long-term variations of caloric insolation resulting from the earth's orbital elements. *Quaternary Research* **9**, 139-167.
- Berger, A. (1988). Milankovitch Theory and Climate. *Review of Geophysics* **26**, 4, 624-647.
- Berger, A. (1992). Le Climat de la Terre. De Boeck Université, 479 p.
- Berger, A. and Loutre, M. F. (1991). Insolation values for the climate of the last 10 million of years. *Quaternary Science Review* **10**, n°4, 297-317.
- Bernard, J, et Pons, A. (1985). Contribution à la connaissance de la dépression pollinique en mer : une étude au large du delta du Rhône. *Sci. Géol. Bull.* **38**, 1, 91-98.
- Bernard, J. et Gruet, Y. (1994). Analyse pollinique et malacologique de la tourbe de Ponthezière; Ile d'Oléron (Saint-George-d'Oléron, Charente-Maritime). *Bull. Soc. Nat. Ouest de la France, nouvelle série*, **16** (1), 1-9.
- Bianchi, G. G. and McCave, N. (1999). Holocene periodicity in North Atlantic climate and deep-ocean flow south of Iceland. *Nature* **397**, 515-517.
- Bird, E. C. F. (1969). Coasts. Cambridge, *Massachusetts Institute of Technology*, 246 p.
- Blackford, J. (2000). Palaeoclimatic records from peat bogs. *Tree* **15**, 193-198.
- Blayac, J. (1913). Relation des sables des Landes avec les terrains de la Garonne. *C. r. Ac. Sc.*, Paris, t. 157, 1483-1485.
- Bloom, A. L. (1977). Atlas of Sea Level Curves. *Cornell University, New York, (International Geological Correlation Programme 61)*.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., deMenocal, 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**, 1257-1266.
- Bond, G., Showers, W., Elliot, M., Evans, M., Lotti, R., Hajdas, I., Bonani, G. and Johnson, S. (1999). The North Atlantic's 1-2 kyr Climate Rythm : Relation to Heinrich Events, Dangaard/Oeschger Cycles and the Little Ice Age. In : *Clark, U., Webb, R. S. and Keigwin, L. D. (Eds), Mechanisms of Global Climate Change, Geophysical Monograph* **112**, 35-58

- Borrego, J., Ruiz, F., Gonzalez-Regalado, J. G., Pendón, J. G. & Morales, J.A. (1999). The Holocene transgression into the estuarine central basin of the Odiel River mouth (Cadiz gulf, SW, Spain) : lithology and faunal assemblages. *Quaternary Science Reviews* **18**, 769-788.
- Boudet, R. et Moreau, J. (1989). Numismatique antique du Nord Médoc. *Actes du XLIIe Congrès d'Etudes Régionales de la F. H. S. O.* Soulac-Pauillac-Saint-Germain-d'Esteuil, 16-17 avril 1988, Bordeaux, 109-111, 124-125, fig. 27-28.
- Boudet, R., Frugier, G. et Moreau, J. (1990). Les saumeries de l'âge du Fer du littoral Médocain (Gironde). *Les cahiers Médulliens* **XIV**, décembre, 1-41.
- Boudet, R. (1987). L'Age du Fer récent dans la partie méridionale de l'estuaire girondin (du Vème au Ier siècle avant notre ère). *Vesuna* (Ed.), Périgueux, 254 p, 8 fig, 222 pl.
- Boulton, G. S., Mason, P., Ballantyne, C. K. Karlen, W., Matthews, J. A. and Nesje, A. (1997). Holocene glacier variations in Scandinavia. In : *Glacier Fluctuations During the Holocene*, Frenzel, B., Boulton, G. S., Gläser, B., Huckriede, U. (Eds). Gustav Fisher Verlag, Stuttgart, 5-33.
- Bouma, A. H. (1964). Note on X-ray interpretation of marine sediments. *Marine Geology* **2**, 278-309.
- Bouma, A. H. (1969). Methods for the study of sedimentary structures, *W. I. (Ed)*, 140-148.
- Bourgueil B., Moreau P., Dubreuilh J. (1976). Carte géol. France (1/50 000), Feuille Ile d'Oléron (657), *Orléans: BRGM (Notice explicative par Bourgueil B., Moreau P., Dubreuilh J., Vouvé J., 1976, 23 p).*
- Bournerias, M., Pomerol, C. and Turquier, Y. (1988). Le Golfe de Gascogne de l'Ile d'Oléron au Pays Basque. *Guide IV, Coll. "Guides Naturalistes des Côtes de France", Delachaux, Niestlé (Eds), Neuchâtel-Paris, 272 pp.*
- Bravard, J-P. (1992). Les rythmes d'évolution morphologique des vallées françaises au Tardiglaciaire et à l'Holocène. *Bull. Assoc. Géogr. Franç., Paris*, **3**, 207-226.
- Bressolier, C., Froidefond, J. M. and Thomas, Y. F. (1990). Chronology of coastal dunes in the South-West France. *Caetena Suppl., Cremlingen*, **18**, 101-107.
- Breton, G., Cousin, R., Huault, M-F., Lechevalier, C. & Lefebvre, D. (1991). Les sédiments quaternaires du quartier de l'hôtel de ville, au Havre : séquences marines pré-éémienne, éémienne et holocènes de l'estuaire de la Seine. *Bull. Centre de Géomorphologie, Caen*, **41**, 15-59.
- Brew, D. S., Holt, T., Pye, K. and Newsham, R. (2000). Holocene sedimentary evolution and palaeocoastlines of the Fenland embayment, eastern England. . In: *Shennan, I. and Andrews, J. (eds) Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*, Geological Society, London, Special Publications, **166**, 197-217.

- Broecker, W. S., Bond, G. and Klas, M. (1990). A salt oscillator in the glacial Atlantic? 1. The concept. *Paleoceanography* **5**, (4), 469-477.
- Broecker, W. S. (2000). Abrupt climate change : causal constraints provided by the palaeoclimate record. *Earth Science Reviews* **51**, 137-154.
- Broecker, W. S. (2001). La fonte des glaces au Moyen Age. *La Recherche* **343**, 34-38.
- Brown, J., Colling, A. and Park, D. (1991). Waves, tides and shallow-water process. Bearman, G. (Eds), Open University Course. Oxford : Pergamon Press, The Open University, 187 p.
- Brunnings, R., Johnson, S. and Morgan, R. (2000). Wood and woodworking at Goldcliff c 400-1 BC. In : Bell, M., Caseldine, A; and Neumann, H. (Eds). *Prehistoric intertidal archaeological in the Welsh Severn Estuary. CBA research report 120, Council for British Archaeology.*
- Buffault, P. (1942). Histoire des dunes maritimes de la Gascogne. *Imprimerie Delmas*, Bordeaux, 446 p.
- Burnouf, J., Garmy, P. & Tastet, J-P. (1996). Paléo-paysages littoraux et occupation du sol holocènes en Nord-Médoc (Gironde-France). *Actes Colloque: Les sociétés littorales du centre-ouest atlantique, Rochefort, 1995, 5^{ème} série, 4*, 39-55.
- Caine, N. (1980). The rainfall intensity-duration control of shallow landslides and debris flows. *Geografiska Annaler* **62** (A), 23-27.
- Campbell, J. A. and Baxter, M. S. (1979). Radiocarbon measurements on submerged forest floating chronologies. *Nature* **278**, 409-413.
- Campbell, I. D., Campbell, C., Apps, M. J., Rutter, N. W. and Bush, A. B. G. (1998). Late Holocene - 1500 yr climatic periodicities and their implications. *Geology* **26**, 471-473.
- Camuffo, D. and Enzi, S. (1995). Reconstructing the climate of northern Italy from archive sources. In : Bradley, R. S. and Jones, P. D. (eds). *Climate since A. D. 1500. Routledge, Londres.*
- Carbonel P. (1980). Les Ostracodes et leur intérêt dans la définition des écosystèmes estuariens et de la plate-forme continentale. Essais d'application à des domaines anciens. *Mémoires de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* **11**, 350 p.
- Carbonel, P. (1988). Ostracods and the transition between fresh and saline waters. In : De Deckker, P., Volin, J.-P. and Peypouquet, J.- P. (Eds). *Ostracoda in the Earth Sciences.* Elsevier
- Carter, R. W. G. (1988). Coastal Environments. *Academy Press*, London, 617 p.

- Carter, R. W. G. and Woodroffe, C. D. (1994). Coastal evolution : an introduction; In : Coastal Evolution : Late Quaternary shoreline morphodynamics. Carter and Woodroffe (Eds), Cambridge, 517 p.
- Cassini. (1798). Carte géométrique de la France, 1/86400. Feuilles 103 et 135.
- Castaing, P. (1970). Contribution à l'étude sédimentologique des terraces fluviales du Bordelais. Relations avec le sable des Landes. *Thèse de 3^{ème} Cycle*, Université Bordeaux I, n° 736, 138 p.
- Cearreta, A. (1993). Palaeoenvironmental interpretation of Holocene coastal sequences in the southern Bay of Biscay. *Geol. Rundsch* **82**, 234-240.
- Cearreta, A. (1994). Analisis micropaleontológico e interpretación paleoecologica del relleno sedimentario holoceno en el estuario del bidaxoa (golfo de Bizkaia). *Geobios* **27**, 271-283.
- Cearreta, A. & Murray, J. W. (1996). Holocene palaeoenvironmental and relative sea-level changes in the Santoña Estuary, Spain. *Journal of Foraminiferal Research* **26**, 289-299.
- Chapman, M. R. and Shackleton, N. J. (2000). Evidence of 550-year and 1000-years cyclicities in North Atlantic circulation patterns during the Holocene. *The Holocene* **10**, 3, 287-291.
- Chappell, J. (1974). Late Quaternary glacio- and hydro-isostasy, on a layered earth. *Quaternary Research* **4**, 429-440.
- Cheddadi, R., Yu, G., Guiot, J., Harrison, S. P. and Prentice, I. C. (1997). The climate of Europe 6000 years ago. *Climate Dynamics* **13**, 1, 1-9.
- Christiansen, C., Dalsgaard, K., Moller, J. T. and Bowman, D. (1990). Coastal dunes in Denmark. Chronology in relation to sea level. In : *Dunes of the European Coasts*, Bakker, T. W., Jungerius, P. D. and Klijn, J. A. (Eds). *Catena Supplement* **18**, 61-70.
- Clarke, M. L., Rendell, H. M., Pye, K., Tastet, J.- P., Pontee, N. and Massé, L. (1999). Evidence for the timing of dune development on the Aquitaine coast, southwest France. *Zeitschrift für Geomorphologie N. F. Supplement Band* **116**, 147-163.
- Clarke, M. L., Rendell, H. M., Tastet, J.- P., Clavé, B. and Massé, L. (2001). Late Holocene sand invasion and North Atlantic storminess along the Aquitaine Coast, southwest France. *The Holocene*, in press.
- Clavé, B. (1998). Radioscopie des archives sédimentaires : Calibration des variations du signal. Mémoire de DEA "EPOC", Université Bordeaux I, 46 p.

- Clavé, B., Carbonel P., Massé, L. and Tastet, J. P. (2000 a). Histoire du marais de La Perroche à l'Holocène : mise en place, comblement, paléoenvironnements. *Océanographie du Golfe de Gascogne*, Ifremer (Ed.), VII^{ème} colloque international, Biarritz, 31, 242-249.
- Clavé, B., Massé, L., Tastet, J. P. et Carbonel, P. (2000 b). Utilisation des témoins archéologiques et paléoenvironnementaux dans la reconstitution des changements côtiers à l'Holocène. Actes du XXVI^{ème} Colloque de l'Union des Océanographes de France, La Rochelle, Juillet 2000.
- Clavé, B., Massé, 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.
- Clemmensen, L. B., Andreasen, F., Nielsen, S. and Sten, E. (1996). The late Holocene coastal dune-field at Vejers, Denmark : characteristics, sand budget and depositional dynamics. *Geomorphology* 17, 79-98.
- Clet-Pellerin, M., Lautridou, J-P. & Delibrias, G. (1981). Les formations holocènes et pléistocènes de la partie orientale de la baie du mont Saint-Michel. *Bull. Soc. Limn. Normandie* 109, 3-20.
- Coffyn, A. (1995). Les dépôts du Bronze de Soulac-sur-mer (Gironde). *Aquitania* XIII, 7-29, 16 fig.
- Cojan, I. et Renard, M. (1997). Sédimentologie. *Ed Masson*, 418 p.
- Cook, E. R., D'Arrigo, R. D. and Briffa, K. R. (1998). A reconstitution of the North Atlantic Oscillation using tree-ring chronologies from North America and Europe. *The Holocene* 8, (1), 9-17.
- Coquillas, D. (1995). La glacière du château de Bourg. *Bull. de la société des Amis du vieux Bourg* 1, 9-10.
- Coquillas, D. (1996). L'exploitation du sel en Blayais-Bourgeois à la fin de l'Age du Fer. *Les Cahiers du Cercle*, 1, 9-28.
- Coquillas, D. (1997). Les témoins de la présence humaine en Nord Médoc de la fin de la préhistoire au début du Moyen-âge. *Actes des journées de l'Internationan Union for Quaternary Research (INQUA) : les changements côtiers holocènes en Aquitaine, leurs relations avec l'occupation humaine*. 19-25 Avril, Bordeaux, 183-193.
- Coquillas, D. (1997 b). La place de l'Homme dans le comblement des marais de la rive droite de la Gironde (de la fin de la Préhistoire au Moyen-Age). *L'Estuaire de la Gironde, les Cahiers n°3. Conservatoire de l'Estuaire (Ed.)*, 21-39.
- Coquillas, D. (2001). Les rivages de l'estuaire de la Gironde du Néolithique au Moyen Age. *Thèse de 3^{ème} Cycle*, Université Bordeaux III, 3 vol.
- Crowley, T. J. (2000). Causes of Climate Change Over the past 1000 years. *Science* 289, 270-277.

- Dabrio, C. J., Zazo, C., Goy, J. L., Sierro, F. J., Borja, F., Lario, J., González, J. A. & Flores, J. A. (2000). Depositional history of estuarine infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). *Marine Geology* **162**, 381-404.
- Dahl, S. O. and Nesje, A. (1996). A new approach to calculating Holocene winter precipitation by combining glacier equilibrium-line altitudes and pine-tree limits : a case study from Hardangerjøkulen, central-southern Norway. *The Holocene* **6**, 381-398.
- Dahlquist, J. (1997). De l'île de Jau à la commune de Jau-Dignac-Loirac. L'Estuaire de la Gironde, *les Cahiers n°3. Conservatoire de l'Estuaire (Ed.)*, 71-89.
- Dawson, A. G., Long, D. and Smith, D. E. (1988). The Storegga Slides : Evidence from eastern Scotland for a possible tsunami. *Marine Geology* **82**, 271-276.
- De Beaulieu, J. L. (1982). Palynological subdivision of the Holocene in France : Chronostratigraphic subdivision of the Holocene, v. **16**, 106-110.
- Delanay, C. and Devoy, R. (1995). Evidence from sites in Western Ireland of late Holocene changes in coastal environments. *Marine Geology* **124**, 273-287.
- Delibrias, G. et Morzadec-Kerfourn, M. -T. (1975). Evolution du marais de Dol-de-Bretagne au Flandrien (Ille-et-Vilaine, France). *Assoc. Français pour l'Etude du Quaternaire, Bulletin* **11** (43), 59-70.
- Delibrias, G. and Guillier, M. T. (1971). The sea level on the Atlantic coast and the Channel for the last 10,000 years by the ¹⁴C method. *Quaternaria* **14**, 131-135.
- Denys, L. & Baeteman, C. (1995). Holocene evolution of relative sea level and local mean high water spring tides in Belgium-a first assessment. *Marine Geology* **124**, 1-19.
- De Resseguier, A. (1983). A portable coring device for use in the intertidal environment. *Marine Geology* **52**, 19-23.
- De Silva, S. L. and Zielinski, G. A. (1998). Global influence of the AD1600 eruption of Huaynaputina, Peru. *Nature* **393**, 455-458.
- De Vernal, A. and Hillaire-Marcel, C. (2000). Sea-ice cover, sea-surface salinity and halo-/thermocline structure of the northwest North Atlantic : modern versus full glacial conditions. *Quaternary Science Reviews* **19**, 65-85.
- Devignes, M. (1995). Inventaire des mégalithes de la France. *Dans : Supplément à Gallia Préhistoire* **9**, Gironde, 52-55.

- Devoy, R. J. N. (1979). Flandrian sea-level changes and vegetational history of the lower Thames Estuary. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London* **B 285**, 355-407.
- Dias, J. M. A., Boski, T., Rodrigues, A & Magalhaes, F. (2000); Coast line evolution in Portugal since the Last Glacial Maximum until present-a synthesis. *Marine Geology* **170**, 177-186.
- Días, A. G., Salas, L., Días de Terán, J. R. & Cendrero, A. (1996). Late Quaternary climate changes and mass movement frequency and magnitude in the Cantabrian region, Spain. *Geomorphology* **15**, 291-309.
- Dickers, N. et Védrine, L. (1996). Soulac-sur-mer. L'Amélie. *Bilan scientifique de la D. R. A. C. -S. R. A.* **6**, 69-70.
- Dickers, N. et Moreau, J. (1996). Soulac. Plage de l'Amélie. *Bilan scientifique de la D. R. A. C.-S. R. A.* **6**, 71 p.
- Dickson, R. R., Meincke, J., Malmberg, S.-A. and Lee, A. J. (1988). The "Great Salinity Anomaly" in the northern North Atlantic 1968-1982. *Prog. Oceanog.* **20**, 103-151.
- Digerfeldt, G., de Beaulieu, J-L., Guiot, J. & Mouthon, J. (1997). Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint Léger, Haute Provence, southeast France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **136**, 231-258.
- Di Géronimo, I. (1985). La Bionomie benthique appliquée à l'étude des peuplements fossiles de la méditerranée : contribution des chercheurs italiens. *Téthys* **11**, (3-4), 243-248.
- Diot, M-F. (1990). Apport de la palynologie à la connaissance de l'environnement de l'âge du Bronze dans le sud-ouest de la France. *Colloque de Beynac*, 319-332.
- Diot, M. F. and Tastet, J. P. (1995). Paléo-environnements holocènes et limites chronoclimatiques enregistrées dans un marais estuariens de la Gironde (France). *Quaternaire* **6**, 2, 85-94.
- Diot M. F. (1998). In : Laporte, L. *et al.* L'Estuaire de la Charente de la Protohistoire au Moyen Age, DAF (Ed.)
- Diot, M.-F., Massé, L., Coquillas, D. et Clavé, B. (2001). Utilisation des groupes polliniques dans la reconstitution des paléo-environnements holocènes du marais de La Perge - Nod Médoc - Gironde (France) : Implications sur l'occupation humaine. *Archéométrie*, Actes Colloque GMPCA.
- Dubreuilh, J. (1971). Etude géologique des formations quaternaires du Bas-Médoc. Essai de corrélations stratigraphiques. *Diplôme d'Etudes Supérieures de Géologie, Faculté des Sciences de l'Université de Bordeaux*.

- Dubreuilh, J., L'Homer, A., Marionnaud, J. M. et Thibault, C. (1971). Observations nouvelles sur le Quaternaire de la région du Gurd (Gironde). *C. R. Som. Des Séances de la Société Géologique de France*, **1**, 28-29.
- Dubreuilh, J. (1971). Etude géologique des formations quaternaires du Bas-Médoc. Essai de correlations stratigraphiques. *Diplôme d'Etudes Supérieures*, Université Bordeaux I, 147 p.
- Dubreuilh, J. et Marionnaud, J. (1973). Carte géologique de la France (1/50000), Feuille Lesparre-Médoc-Le Junca (753-754). Orléans : B. R. G. M. Notice explicative par J. Dubreuilh, J. M. Marionnaud, P. Andreieff.
- Dugmore, A. J., Cook, G.T., Shore, J.S., Edwards, K.J. and Larsen, G. (1995). Radiocarbon dating tephra layers in Britain and Iceland. *Radiocarbon* **37**, 379-388.
- Dulignon-Desgranges, A. (1877). Excursions sur le littoral de Gascogne. *Act. Soc. Linn. Bordeaux*, t. **XXXI**, 41p.
- Duplessy, J. C., Labeyrie, L., Arnold, M., Paterne, M., Duprat, J. and van Weering, T. C. E. (1992). Changes in surface salinity of the North Atlantic Ocean during the last deglaciation. *Nature* **358**, Issue 6386, 485-488.
- Dupont, C. (2000). La Perroche : LIFE 9906. *Rapport d'étude*, 15 p.
- Eddy, J. A. (1976). The Maunder Minimum. *Science* **192**, 1189-1202.
- Edwards, K. J. & Whittington, G. (2001). Lake sediments, erosion and landscape change during the Holocene in Britain and Ireland. *Catena* **42**, 143-173.
- Elhai, H. et Prenant, A. (1963). Présence et extension d'un niveau marin littoral interglaciaire sur la côte du Médoc. *Bull. Soc. Géol. de France* **7**, (V), 495-507.
- Emeis, K.- C., Struck, U., Schulz, H.- M., Rosenberg, R., Bernasconi, S., Erlenkeuser, H., Sakamoto, T. and Martinez-Ruiz, F. (2000). Temperature and salinity variations of Mediterranean Sea surface waters over the last 16,000 years from records of planktonic stable oxygen isotopes and alkenone unsaturation ratios. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **158**, 259-280.
- Emery, K. O., Tracey, J. L. and Lada, H. S. (1954). Geology of Bikini and nearby atolls. Part I. Geology. *U. S. Geological Survey Professional Paper* **260A**, 265 p.
- Enjalbert, H. (1960). Les pays aquitains. Le modelé et les sols. *Imp. Bière*, Bordeaux, t.1, 603 p.
- Enjalbert, H. (1973). Géomorphologie. In : *Atlas d'Aquitaine. Technip (Ed.)*, Paris.

- Eronen, M., Lindholm, M., Saastamoinen, S. & Zettergerg, P. (1999). Variable Holocene climate, treeline dynamics and changes in natural environments in the northern Finnish Lapland. *Chemosphere: Global Change Science* **1**, 377-387.
- Everard, C. E. (1980). On sea-level changes. In : *Thompson, F. H. (Ed.) Archaeological and coastal change*, Society of Antiquaries of London, Occasional Paper (news series) 1., 1-23.
- Eynaud, F. (1999). Kystes de Dinoflagellés et Evolution Paléoclimatique et Paléohydrologique de l'Atlantique Nord au cours du Dernier Cycle Climatique du Quaternaire. *Thèse de Doctorat Océanographie*, Université Bordeaux I, n° 2131.
- Fabre, A. (1939). Les terrains de revêtement du Médoc. *Bordeaux, Drouillard (Ed)*, 344 p.
- 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* **341**, 637-642.
- Fairbridge, R. W. (1948). Notes on the geomorphology of the Pelsart group of the Houtman's Abrolhos Islands. *Royal Society of Western Australia Journal* **33**, 1-43.
- Fairbridge, R. W. (1950). The Geology and geomorphology of Point Peron, Western Australia. *Royal Society of Western Australia Journal* **34**, 35-72.
- Fairbridge, R. W. (1961). Eustatic changes in the sea level. *Physics and Chemistry of the Earth* **5**, 99-185.
- Ferral, A. (1970). Interprétation sédimentologique et paléogéographique des formations alluviales flandriennes de l'estuaire de la Gironde et de ses dépendances marines. *Thèse 3^{ème} Cycle*, Université Bordeaux I, n° 806, 158 p.
- Fleming, B. W. and Davis, R. A. (1994). Holocene evolution, morphodynamics and sedimentology of the Spiekeroog barrier island system (southern North Sea). *Sencken. Marit.* **24**, 117-155.
- Frei-Stolba, R. (1987). Klimadaten aus der römischen Republik. Schwabe & Co. AG, Bâle.
- French, J. R. and Stoddart, D. R. (1992). Hydrodynamics of salt marsh creek systems : implications for marsh morphological development and material exchange. *Earth Surf. Proc. Landf.* **17**, 235-252.
- Frey, R. W. and Basan, P. B. (1985). Coastal saltmarshes. In : *Coastal Sedimentary Environments*. Davis, R. A. (ed.). Springer, New York, 2nd edn., 225-301.
- Fridman, R. (1963). Sur quelques échantillons de tourbes probablement néolithiques des îles de Ré et d'Oléron. *Bull. Soc. Préhistoire Française*, t.LX, 94-100.

- Friss-Christensen, E. and Larsen, K. (1991). Length of the solar cycle : an indicator of solar activity closely associated with climate. *Science* **254**, 698-700.
- Fritts, H. C. (1976). *Tree Rings and Climate*. Academic Press, London.
- Froidefond, J. M. et Legigan, Ph. (1985). La grande dune du Pilat et la progression des dunes sur le littoral Aquitain. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux, **38**, 69-79.
- Froidefond, J. M. and Prud'Homme, R. (1991). Coastal erosion and aeolian sand transport on the Aquitaine coast, France. *Acta Mechanica*, suppl. 2, 147-150.
- Frugier, G. (1982). Le site littoral de La Lède du Gurd (Gironde). *Bulletin de la Société de Préhistoire Française* **79**, 175-192.
- Gabet, C. (1968). La Transgression Flandrienne en Aunis et en Saintonge : Nouvelles observations dans le marais. *Actes du 93^e Congrès nat. Des Soc. Sav., Section de géogr.*, Tours, 35-40.
- Gabet, C. (1969). Le marais de Brouage. *Bull. Soc. Géogr., 2^e série, t. II, n^o6*, Rochefort, 180-190.
- Gabet, C. (1972). Les sites à sel d'Aunis et de Saintonge. Congrès Préhistorique de France, XIX^e session, Auvergne, 224-227.
- Gabet, C. (1973). Le banc de tourbe sur l'estran de la baie de La Perroche (Ile d'Oléron). *Bull. Soc. Archéo. et Histo. de la Charente-Maritime*, **25**, 297-307.
- Garmy, P. (1988). Saint-Germain-d'Esteuil-Brion. Fouille programmée 1987-1989. *Rapport intermédiaire, S. R. A. n^o 33-37-13*, 8 p.
- Gassies, J. B. (1875). Découverte d'une mâchoire fossile d'éléphant. XXX, *Act. Soc. Linn. Bordeaux*, CXXXIV (séance du 2 février 1876).
- Geike, J. (1880). *Prehistoric Europe, a geological sketch*. London.
- Geyh, M. A., Kudrass, H. -R. and Streif, H. (1979). Sea-level changes during the late Pleistocene and Holocene in the Strait of Malacca. *Nature* **278**, 441-443.
- Giot, P.-R. (1968). La Bretagne au péril des mers holocènes. In : *La Préhistoire, problèmes et tendances*. CNRS, Paris.
- Giraudeau, J., Cremer, M., Manthé, S., Labeyrie, L. and Bond, G. (2000). Coccolith evidence for instabilities in surface circulation south of Iceland during Holocene times. *Earth Planetary Science Letters* **179**, 257-268.

- Glangeaud, Ph. (1899). Etude sur les plissements du Crétacé du bassin de l'Aquitaine. *B. S. C. G. F.*, t.XI, n° 70, 148 p.
- Glangeaud, L. (1935). Sur les dépôts marins du Flandrien dans l'estuaire de la Gironde. *P. v. Soc. Linn.*, Bordeaux, t. LXXXVII, 83-89.
- Godwin, H., Suggate, R. P. and Willis, E. H. (1958). Radiocarbon dating of the eustatic rise in ocean-level. *Nature* **181**, 1518-1519.
- Gornitz, V., Lebedeff, S. and Hansen, J. (1982). Global sea level trend in the past century. *Science* **215**, 1611-1614.
- Gottschalk, M. K. E. (1971, 1975, 1977). Stormiloeden en Rivieroverstromingen in Nederland, 600-1700 A. D. 3 Vol. *Van Gorcum*, Essen.
- 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 Iberai (Spain) during the Holocene. *Quaternary Science Reviews*, **15**, 773-780.
- Goy, J. L., Zazo, C., Dabrio, C. J., Baena, J., Harvey, A. M., Silva, P;G., Gonzáles, F. & Lario, J. (1998). Sea level and climate changes in the Cabo de Gata lagoon (Almeria) during the last 6500 years BP. *MBSS Newsletter* **20**, 11-18.
- Grootes P. M., Stuiver, M. White, J. W. C., Johnsen, S. and Jouzel, J. (1993). Comparison of oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* **366**, 552-554.
- Grootes, P. M. and Stuiver, M. (1997). Oxygen 18/16 variability in Greenland snow and ice with 10⁻³- to 10⁵- year time resolution. *Journal of Geophysical Research* **102**, 26455-26470.
- Grove, J. M. (1998). The Little Ice Age. Methuen, London, 498p.
- Gruet, Y. et Sauriau, P. G. (1994). Paléoenvironnements holocènes du marais poitevin (Littoral Atlantique, France) : reconstitution d'après les peuplements malacologiques. *Quaternaire* **5**, 85-94.
- Gruet, Y. (1998). In : Laporte, L. *et al.* L'Estuaire de la Charente de la Protohistoire au Moyen Age, DAF (Ed.)
- Gutiérrez-Elorza, M. & Peña-Monné, J. L. (1998). Geomorphology and late Holocene climatic change in Northeastern Spain. *Geomorphology* **23**, 205-217.
- Haigh, J. D. (1996). The impact of solar variability on climate. *Science* **272**, 981-984.
- Hamblin, W. K. (1962). X-ray radiography in the study of structure in homogeneous sediments. *Journal Sedimentary Petrology* **34**, 201-210.

- Healey, R. G., Pye, K., Stoddart, D. R. and Bayliss-Smith, T. P. (1981). Velocity variations in salt marsh creeks, Norfolk, England. *Est. Coast. Shelf. Sci.* **13**, 535-545.
- Heyworth, A. and Kidson, C. (1982). Sea-level changes in south-west England and Wales. *Proceedings of the Geologists Association* **93**, 91-111.
- Howa, H. (1987). Le littoral du Nord Médoc (Gironde). Evolution d'une côte sableuse en érosion. Thèse de 3^{ème} cycle, Université Bordeaux I, 146, 258 p.
- Howard, A. J., Macklin, M. G., Black, S. & Hudson-Edwards, K. A. (2000). Holocene river development and environmental change in Upper Wharfedale, Yorkshire Dales, England. *Journal of Quaternary Science* **15**, issue 3, 239-252.
- Hu, F. S., Slawinski, D., Wright Jr, H. E., Ito, E., Johnson, R. G., Kelts, K. R., MacEwan, R. F. and Boedigheimer, A. (1999). Abrupt changes in North American climate during early Holocene times. *Nature* **400**, 437-440.
- Huang, S., Pollack, H. N. and Shen, P.Y. (1997). Late quaternary temperature changes seen in world-wide continental heat flow measurements. *Geophysical Research Letters* **24**, 15, 1947-1950.
- Huddart, D., Roberts, G. & Gonzalez, S. (1999). Holocene human and animal footprints and their relationships with coastal environment change, Formby Point, NW England. *Quaternary International* **55**, 29-41.
- Huntley, B. and Prentice, I. C. (1993). Holocene Vegetation and Climates of Europe. In : Global Climates (Wright *et al*), University of Minnesota, 569 p.
- Hurrell, W. J. (1995). Decadal Trends in the North Atlantic Oscillation, Regional Temperatures and Precipitation. *Science* **269**, 676-679.
- Jalut, G., Amat, A. E., Reira i Mora, S., Fontugne, M., Mook, R., Bonnet, L. & Gauquelin, T. (1997). Holocene climatic changes in the western Mediterranean : installation of the Mediterranean climate. *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences* **325**, 327-334.
- Jalut, G., Amat, A. E., Bonnet, L., Gauquelin, T. & Fontugne, M. (2000). Holocene climatic changes in the Western Mediterranean, from south-east France to south-east Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **160**, 255-290.
- Jardine, W. G. (1975). The determination of former sea levels in areas of large tidal range. In : *Quaternary Studies*, Suggate, R. P. and Cresswell, M. M. (eds), Royal Society of New Zealand, Wellington, 163-198.

- Johnston, P. (1995). The rule of hydro-stiostasy for Holocene sea level change in the British Isles. *Marine Geology* **124**, 61-70.
- Jonasson, C. (1993). Holocene debris-flow activity in northern Sweden. In : *Solifluction and Climatic Variation in the Holocene*, Frenzel, B., Matthews, J. A. and Gläser, B. (Eds). *Paläoklimaforschung No. 11*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, 179-195.
- Jones, J. A. and Keigwin, L. D. (1988). Evidence from Fram Strait (78°) for early deglaciation. *Nature* **336**, 56-59.
- Jouanneau, J.- M. and Latouche, C. (1981). The Gironde Estuary. In : Füchtbauer, H., Lisitzyn, A. P., Milliman, J. D. and Seibold, E. (Eds). *Contributions to Sedimentology*, 10, Stuttgart, 115 p.
- Joussaume, S. et Guiot, J. (1999). Reconstruire les chauds et froids de l'Europe. *La Recherche* **321**, 54-59.
- Joussaume, S. (1993). *Climat d'hier à demain*. Coll. Science au présent, CNRS, Paris, 143 p.
- Karlén, W. (1976). Lacustrine sediments and tree limit variations as evidence of Holocene climatic variations in Lappland, northern Sweden. *Geografiska Annaler* **58** (A), 1-34.
- Karlén, W. (1981). Lacustrine sediment studies. *Geografiska Annaler* **63** (A), 273-281.
- Karlén, W. and Matthews, J. A. (1992). Reconstructing Holocene glacier variations from glacial lake sediments : studies from Nordvestlandet and Jostedalbreen-Jotunheimen, southern Norway. *Geografiska Annaler* **74** (A), 327-348.
- Karlén, W., Bodin, A. Kuylenstierna, J. and Näslund, J.-O. (1995). Climate of northern Sweden during the Holocene. In : *Climate, Sea Levels, and Sedimentation*, Finkl, Jr., C. W. (Ed). *Journal of Coastal Research* **17**, 49-54.
- Kepler, J (1596). *Mysterium Cosmographicum*. Graz, Autiche.
- Kidson, C. and Heyworth, A. (1979). Sea 'Level'. *Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*. Soa Paulo, Brazil, September 1978, 1-27.
- Kidson, C. (1981). Criteria for the evaluation of 'evidence' for higher Holocene sea levels. *Oceanis* **7**, 381-388.
- Kidson, C. (1986). Sea-level changes in the Holocene. In : *Sea-level Research : a manual for the collection and evaluation of data*, Van de Plassche (Eds), Geo Books, Norwich, 618 p.
- Kilian, M. R, van der Plicht, J. and van Geel, B. (1995). Dating raised bogs : new aspects of AMS 14C wiggle matching, a reservoir effect and climatic change. *Quaternary Science Reviews* **14**, 959-966.

- Kim, J.- M. and Kucera, M. (2000). Benthic foraminifer record of environmental changes in the Yellow Sea (Hwanghae) during the last 15,000 years. *Quaternary Science Reviews* **19**, 1067-1085.
- Klingebl, A., Rechiniac, A. et Vigneaux, M. (1967). Etude radiographique de la structure des sédiments meubles. *Marine Geology* **5**, 71-76.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H. P., Haflidason, 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**, 165-169.
- Krier, V., Leroyer, C. & Limondin, N. (1991). Approche pluridisciplinaire de l'environnement du site holocène de Verrières (Vallée de la Seine, Aube). *116^{ème} Congr. Nat. Des Soc. Sav., Chambéry, Préprotohistoire*, 47-59.
- Labeyrie, L. et Jouzel, J. (1999). Les soubresauts millénaires du climat. *La Recherche* **321**, 60-61.
- Laborel, J. and Delibrias, G. (1976). Niveaux marins récents à Vermetidae du littoral ouest africain. *Bulletin liaison. Assoc. Sénégalaise. Etudes Quaternaire Afrique* **47**, 97-110.
- Laborel, J. (1979 a). Fixed marine organisms as biological indicators for the study of recent sea level and climatic variations along the Brazilian tropical coast. *Proceedings 1978 International Symposium on coastal Evolution in the Quaternary. Sao Paulo, September 1978*, 193-211.
- Laborel, J. (1979 b). Les Gastéropodes Vermitidés : leur utilisation comme marqueur biologique des rivages fossiles. *Oceanis* **5**, 221-238.
- Lamb, H. H. (1979). Climatic variation and changes in the wind and ocean circulation : the Little Ice Age in the northeast Atlantic. *Quaternary Research* **11**, 1-20.
- Lamb, H. H. (1984). Some studies of the Little Ice Age of recent centuries and its great storms. *In : Climatic Changes on a Yearly to Millenial Basis, Mörner, N. A. and Karlén, W. (Eds). Reidel, Dordrecht*, 309-329.
- Lambeck, K. (1990 a). Glacial rebound, sea level change and mantle viscosity. *Quarterly Journal of the Royal Astronomical Society* **31**, 1-30.
- Lambeck, K. (1990 b). Late Pleistocene, Holocene and present sea-levels : Constraints on future change. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* **89**, 205-217.
- Lambeck, K. (1993 a). Glacial rebound of the British Isles-I. Preliminary model results. *Geophysical Journal International* **115**, 941-959.

- Lambeck, K. (1993 b). Glacial rebound of the British Isles-II. A high-resolution, high precision model. *Geophysical Journal International* **115**, 960-990.
- Lambeck, K. (1995). Late Devensian and Holocene shorelines of the British Isles and North Sea models of glacio-hydro-isostatic rebound. *Journal of the Geological Society* **152**, 437-448.
- Lambeck, K. (1996). Glaciation and sea-level change for Ireland and the Irish Sea since Late Devensian/Midlandian time. *Journal of the Geological Society* **153**, 853-872.
- Lambeck, K. (1997). Sea level change along the French Atlantic and Channel coasts since the time of the last glaciation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **129**, 1-22.
- Lambeck, K, Smither, C., and Johnston, P. (1998). Sea level change, glacial rebound and mantle viscosity for northern Europe. *Geophysical Journal International* **134**, 102-144.
- Lankford, R. R. (1959). Distribution and ecology of foraminifera from east Mississippi Delta margin. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* **43**, 2068-2099.
- Laporte, L. et Glausinger, (1986). Le site de L'Ecuissière à Dolus (île d'Oléron, Charente-Maritime; *Groupe Vendéen d'Etudes Préhistoriques*, 77-88.
- Laporte, L. (1994). Parures et centre de production dans le Centre-Ouest de la France au Néolithique Final. *Thèse de Doctorat*, Université de Paris I, 2 t.
- Laporte, L., Bourhis, J.-R., Caemerlynck, D., Florsch, N., Guerin, R. and Le Mignot, Y. (1996). La Perroche, Dolus/Saint Pierre d'Oléron, Charente Maritime. Sondage. *Rapport d'activité*, 20 pp.
- Laporte, L., Darteville, H., Petitot, H, Tastet, J.-P., Toledo i Mur, A. (1998, a). L'Estuaire de la Charente de la Protohistoire au Moyen Age, La Challonnaire et Mortantambe (Charente-Maritime). Editions de la Maison des Sciences de l'Homme? 228 p.
- Laporte L, Cros J-P., Fontugne M., Gebhardt A., Gruet Y., Marguerite D. et Oberlin C. (1998 b). Les occupations néolithiques de la côte occidentale de l'île d'Oléron. L'Homme préhistorique et la mer, 120^{ème} Congrès CTHS, Aix-en-Provence, 197-238.
- Larsonneur, C. (1971). Manche centrale et Baie de Seine : géologie du substratum et des dépôts meubles. *Thèse d'Etat*, Univ. Caen, 394 pp.
- Lauritzen, S. E. (1995). High-resolution paleotemperature proxy record for the last interglaciation based on Norwegian speleotherms. *Quaternary Research* **43**, 133-146.
- Lean, J., Skumanich, A. and White, O. (1992). Estimating the sun's radiative output during the Maunder Minimum. *Geophysical Research Letters* **19**, 1591-1594.

Lean, J. and Rind, D. (1994). Solar variability : implication for global change. *EOS* **75**-1, 1 et 5-7.

Lean, J. and Rind, D. (1996). The Sun and Climate. *In : Consequences : The nature and implication of environmental changes* **2**, n°1.

Lefevre, D., Heim, J., Gilot, E. et Mouthon, J. (1993). Evolution des environnements sédimentaires et biologiques à l'Holocène dans la plaine alluviale de la Meuse (Ardennes, France) : premiers résultats. *Quaternaire* **4**, (1), 17-30.

Legigan, Ph. (1979). L'élaboration de la formation du Sable des Landes, dépôt résiduel de l'environnement sédimentaire Pliocène-Pléistocène centre Aquitain. Thèse de Doctorat d'Etat, Université Bordeaux I, n° 642, 429 p.

Le Meur, H. (1999). Comment l'homme a-t-il vécu la fin de la déglaciation? *La Recherche* **321**, 62-63.

Lericolais, G., Berné, S and Féliès, H. (2001). Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). *Marine Geology* **175**, 1-4, 183-197.

Leroux, M. (1996). La dynamique du temps et du climat. Enseignement en Sciences de la Terre. Eds Masson, 310 pp.

Le Roy Ladurie, E. (1967). L'Histoire du climat depuis l'an mil. Flammarion (eds), Paris.

Lesueur, P and Tastet, J.-P. (1994). Faciès, internal structures and sequences of modern Gironde-derived muds on the Aquitaine inner shelf, France. *Marine Geology* **120**, 267-290.

Lesueur, P., Tastet, J.-P and Marambat, L. (1996). Shelf mud fields formation within historical times : examples from offshore the Gironde estuary, France. *Continental Shelf Research* **16**, (14), 1849-1870.

Lesueur, P., Jouanneau, J.-M., Boust, D., Tastet, J.-P. and Weber, O. (2001). Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud fields in the Bay of Biscay (France). *Continental Shelf Research* **21**, 1383-1401.

Lesueur, P. (2001). Dynamique et archivage des flux continentaux de particules fines dans le domaine côtier : exemples de modèles actuels. *Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches*, Caen, 6 Juillet 2001, livret I, 149 pp.

Licciardi, J. M., Clark, P. U., Jenson, J. W. and Macayeal, D. R. (1998). Deglaciation of a soft-bedded Laurentide Ice Sheet. *Quaternary Science Review* **17**, 427-448.

Long, A. J. and Roberts, D. H. (1997). Sea-level change. *In : England's Coastal Heritage*, Fulford, M. G., Champion, T. C. and Long, A. J. (Eds). *English Heritage*, London, 25-49.

- Long, A. J., Scaife, R. G. & Edwards, R. J. (1999). Pine pollen in intertidal sediments from Poole Harbour, UK; implications for late-Holocene sediment accretion rates and sea-level rise. *Quaternary International* **55**, 3-16.
- Lorin, J. et Viguié, J. (1987). Régime hydrosédimentaire et évolution actuelle du littoral Aquitain. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, Bordeaux **41**, 95-108.
- Loutre, M. F., Berger, A., Bretagnon, P. and Blanc, P.-L. (1992). Astronomical frequencies for climate research at the decadal to century time scale. *Clim. Dyn.* **7**, 181-194.
- Lowe, J. J. and Walker, M. J. C. (1984). *Reconstructing Quaternary environments* : London, Longman Scientific and technical, 389 p.
- Lozek, V. (1982). Contribution of malacology to the chronological subdivision of the Central European Holocene. *Striae* **16**, 84-87.
- Lubinski, D. J., Forman, S. L. and Miller, G. H. (1999). Holocene glacier and climate fluctuations on Franz Joseph Land, Arctic Russia, 80°N. *Quaternary Science Reviews* **18**, 85-108.
- Lukis, W. C. (1868). On the various forms of monument, commonly called dolmens in Brittany. *Trans. Inter. Congr. Prehist. Archaeol.* Third session. Norwich, 218-223.
- Lyell, C. (1830). *Principles of Geology of the modern changes to the earth and its inhabitants considered as illustrative of geology. 1st edition Murray.* London and Subsequent editions.
- Maclaren, C. (1842). The glacial theory of Professor Agassiz of Neuchatel. *Am J. Sci.* **42**, 346-365.
- Magri, D. (1996). The Neolithic transition and palaeoecology in the Balkans : a comment on Willis and Bennett. *The Holocene* **6** (1), 119-123.
- Magny, M. (1993). Solar influences on Holocene Climatic Changes illustrated by Correlations between Past Lake-Level Fluctuations and the Atmospheric ¹⁴C record. *Quaternary Research* **40**, 1-9.
- Magny, M. (1994). Holocene climatic oscillations in Jura and Alps : oceanic and solar forcing? *C. R. Acad. Sci. Paris, série II*, **319**, 667-674.
- Magny, M. (1995). *Une histoire du climat : Des derniers mammouths au siècle de l'automobile.* Errance Eds., Paris, 176 p.
- Magny, M., Schoellammer, P., Richard, H. & Bossuet, G. (1998). A high-resolution record of Late Younger Dryas to Mid-Holocene palaeohydrological changes from the palaeolake Le Locle, Swiss Jura. *C. R. Accad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes / Earth & Planetary Sciences* **326**, 787-793.

- Marambat, L. et Roussot-Larroque, J. (1989). Paysage végétal et occupations humaines sur la côte atlantique : l'exemple de La Lède du Gurd. *Bull. de l'Assoc. française pour l'étude du Quaternaire* **2**, 73-89.
- Marambat, L. (1992). Paléoenvironnements et Empreinte Anthropique dans l'Ouest aquitain et la Saintonge à l'Holocène. *Thèse de Doctorat Préhistoire*, n° 750, Université Bordeaux I, 2 t.
- Marambat, L. (1995). Paysages de la Façade Atlantique Girondine et de la Saintonge au Post-Glaciaire, l'Empreinte de l'Homme. CNRS (Ed.), 177 p.
- Marionnaud, J. M. (1972). Carte géologique de la France (1/50000), Feuille de St-Vivien-de-Médoc-Soulac-sur-mer (729-730). Orléans : B. R. G. M. Notice explicative per J. Dubreuilh, J. M. Marionnaud (1973), 45 p.
- Mary, G., Medus, J. & Delibrias, G. (1975). Le Quaternaire de la côte asturienne (Espagne). *Bull. Assoc. Franç. Etud. Quater.* **1**, 13-23.
- Masse. (1707). Carte générale du Médoc, partie de Guyenne et de Saintonge, 1/28500, n° 171, 172, 178.
- Massé, L., Clavé, B., Tastet, J.P. and Gruet, Y. (a) The "Cordon de Richard": morphology and construction processes of a fossil chenier ridge on the western bank of the Gironde estuary, S.W. France, *Quaternary International*, in press.
- Massé, L., Diot, M.F., Tastet, J.P., Capdeville, J.P., Lapeyre, R., Marambat, L. and Lesueur, P. (b) Holocene palaeoenvironments of the Reysson marsh on the western bank of the Gironde estuary, S.W. France, *Quaternary International*, in press.
- Massé, L., Wang, J. and Tastet, J.P. (c) Vertical accretion of the holocene infill of the Monards marsh (Barzan, Gironde Estuary, France), *Quaternary International*, in press.
- Masters, P. M. and Flemmings, N. C. (1983). Quaternary coastlines and marine archaeology. (Eds.). *Academic Press*. Toronto and London.
- Mattews, J. A., Dalh, S. O., Berrisford, M. S., Nesje, A., Dresser, P. Q. & Dumayne-Peaty, L. (1997). A preliminary history of Holocene colluvial (debris-flow) activity, Leirdalen, Jotunheimen, Norway. *Journal of Quaternary Science* **12**, issue 2, 117-129.
- Mattews, J. A., Dalh, S. O., Nesje, A., Berrisford, M. S. & Anderson, C. (2000). Holocene glacier variations in the central Jotunheimen, southern Norway based on distal glaciomarine sediment cores. *Quaternary Science Reviews* **19**, 1625-1647.
- Maurin, B. (1998). 3000 ans sous les eaux : vingt ans de fouilles archéologiques dans le lac de Sanguinet. Gaïa (Ed), 122 p.

- McDermott, F., Frisia, S., Huang, Y., Longinelli, A., Spiro, B., Heaton, T. H. E., Hawkesworth, C. J., Borsato, A., Keppens, E., Fairchild, I. J., Van der Borg, K., Verheyden, S. & Selmo, E. (1999). Holocene climate variability in Europe: Evidence from δ 18O, textural and extension-rate variations in three speleothems. *Quaternary Science Reviews* **18**, 1021-1038.
- McHargue, L. R. and Damon, P. E. (1991). The global Beryllium 10 cycle. *Reviews of Geophysics* **29**, 141-158.
- Mellalieu S.J., Massé L., Coquillas D., Alfonso S., Tastet J.P. (2000). Holocene development of the east bank of the Gironde estuary: geoarchaeological investigation of the Saint-Ciers-sur-Gironde marsh. In : *Coastal and Estuarine Environments : sedimentology, geomorphology and geoarcheology*, Pye, K. and Allen, J. R. L. (Eds). *Geological Society, London, Special Publications* **175**, 317-341.
- Metcalf, S. E., Ellis, S., Horton, B. P., Innes, J. B., McArthur, J., Mitlehner, A., Parkes, A., Pethick, J. S., Rees, J., Ridgway, J., Rutherford, M. M., Shennan, I. and Tooley, M. J. (2000). The Holocene evolution of the Humber Estuary : reconstructing change in a dynamic environment. In: *Shennan, I. and Andrews, J. (eds) Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*, Geological Society, London, Special Publications, **166**, 197-217.
- Migeon, S., Weber, O. Faugères, J.-C. and Saint-Paul, J. (1999). SCOPIX : A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Marine Letters* **18**, 251-255.
- Milankovitch, M. C. (1920). Theorie mathématique desphénomènes thermiques produits par la radiation solaire. *Paris et Acad. Yougoslave Sci. Arts. Zagreb*.
- Moreau, J. (1989). Site de La Glaneuse (Soulac-sur-mer, Gironde), prospection-inventaire. *Rapport de sauvetage dactylographié*, S. R. A n° 33-44-13, 2 p, 1 pl, 1 carte.
- Moreau, J. (1995). Le musée de Soulac-sur-mer (Médoc, Gironde). *Aquitaine Historique*, 16 Juin, 1 photo, 7p.
- Moreau, J. (1998). Le Verdon-sur-mer et communes voisines. *Bilan scientifique de la D. R. A. C.-S. R. A.* **8**, 80 p.
- Morhange, C., Bourcier, M., Laborel, J., Giallanella, C., Goiran, J.P., Crimaco, L. and Vecchi, L. (1999). New data on historical relative sea level movements in Pozzuoli, Phlaegrean Fields, southern Italy. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A : Solid Earth and Geodesy* **24**, 349-354.
- Mörner N. A. (1976). Eustasy and geoid changes. *Journal of Geology* **84**, 123-151.
- Mörner N. A. (1980). The northwest European "sea-level laboratory" and regional Holocene esutacy. *Palaeogeography, Plaeoclimatology, Palaeoecology* **29**, 281-300.

- Mörner, N. A. (1983). Sea levels. In : *Mega-Geomorphology*. Gardner, R. and Scoging, H. (Eds), Oxford University Press, 73-91.
- Mörner, N. A. (1987). Models of global sea-levels changes. In : *Sea level Changes*. Tooley, M. J. and Shennan, I. (Eds). Blackwell, 332-355.
- Mörner N. A. (1993). Global Change: the high-amplitude changes 13-10 Ka ago-noval aspects. *Global Planetary Change* **7**, 243-250.
- Mörner N. A. (1995). Recorded sea level variability in the Holocene and expected future changes. In : *Eisma, D. (Ed.). Climatic Change : Impacts on coastal Habitation*.
- Mörner N. A. (1996 a). Rapid changes in coastal sea level. *Journal of Coastal Research* **12**, 797-800.
- Mörner N. A. (1996 b). Sea Level Variability. *Z. Geomorph. N. F.*, Berlin Stuttgart Suppl.-Bd. **102**, 223-232.
- Morzadec-Kerfourn, M-T. (1974). Variations de la ligne de rivage armoricaine au Quaternaire : analyses polliniques des dépôts organiques. *Mém. Soc. Minéral. Bretagne*, Rennes, N° 17, 208 p.
- Morzadec-Kerfourn, M-T. (1985). Variations du niveau marin à l'Holocène en Bretagne (France). *Eiszeitalter u. Gegenwart* **35**, 15-22.
- Moses, T., Kiladis, G. N., Diaz, H. F. and Barry, R. G. (1987). Characteristics and frequency of reversals in mean sea level pressure in the North Atlantic sector and their relationship to long-term temperature trends. *Journal of Climatology* **7**, 13-31.
- Nabighian, M. N. (1987). Electromagnetic methods in applied geophysics. Vol 1 : Theory, Vol 2 : Application, SEG IGN°3, 506 et 960 pp.
- Nakiboglu, S. M. and Lambeck, K. (1991). Secular sea level changes. In : *Glacial Isostasy, Sea-Level and Mantle Rheology*, Sabadini, R., Lambeck, K. and Boschi, E. (Eds). Dordrecht : Kluwer, NATO C-334, 237-258.
- Nesje, A., Dalh, S. O., Anderson, C. & Mattews, J. M. (2000). The lacustrine sedimentary sequence in Sygneskardvatnet, western Norway: a continuous, high-resolution record of the Jostedalbreen ice cap during the Holocene. *Quaternary Science Reviews* **19**, 1047-1065.
- Newman, W. S. and Munsart, C. A. (1968). Holocene geology of the Vacha-preagne lagoon, eastern shore peninsula, Virginia. *Marine Geology* **6**, 81-105.
- Newman, W. S., Marcus, L., Pardi, R., Paccione, J. and Tomacek, S. (1980). Eustasy and deformation of the geoid : 1000-6000 radiocarbon years BP. In : *Earth Rheology, Isostasy and Eustasy*, Mörner, N.-A. (Ed). New-York, Wiley, 449-463.

- Newman, W. S. and Baeteman, C. (1987). Holocene excursions of the North-west European geoid. *Progress in Oceanography* **18**, 287-322.
- Niccolini, A *et al.* (1854-1896). La casa ed i monumenti di Pompeii disegnati e descritti. 4 vols. Napoli.
- O'Brien, S. R., Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Twickler, M. S. and Whitlow, S. I. (1995). Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* **270**, 1962-1964.
- Ogden, J. G. (1977). The use and abuse of radiocarbon dating. *Annals New York Academy of Science* **288**, 167-173.
- Orford, J. D., Wilson, P., Wintle, A. G., Knight, J. and Braley, S. (2000). Holocene coastal dune initiation in Northumberland and Norfolk, eastern UK: climate and sea-level changes as possible forcing agents for dune initiation. In: *Shennan, I. and Andrews, J.* (eds) *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*, Geological Society, London, Special Publications, **166**, 197-217.
- Paquereau, M. M. et Schoeller, M. (1959). Quaternaire et Pléistocène du Gurd (Gironde). *Bull. Soc. Géol. Fr.* **7**, (I), 79-83.
- Pascual, A., Weber, O., Rodriguez-Lazaro, J., Jouanneau, J-M. & Pujos, M. (1998). Le comblement de la ria de Gernika (golfe de Gascogne) à l'Holocène terminal. *Oceanologica Acta* **21**, 1-7.
- Pastre, J-F., Fontugne, M., Kuzucuoglu, C., Leroyer, C., Limondin-Lozouet, N., Talon, M. & Tisnérat, N. (1997). L'évolution tardi et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants. *Géomorphologie: relief, processus, environnement* **4**, 291-312.
- Paskoff, R. (1993). Côtes en danger. Masson (Eds.), 250 p.
- Péchier M. (1954). Géologie de l'Ile d'Oléron. *D. E. S.*, Université Bordeaux I, 73 p.
- Peltier, W. R. (1998). Postglacial variations in the level of the sea : implications for climate dynamics and solid-earth geophysics. *Review of Geophysics* **36**, 603-689.
- Penck, A. et Brückner, E. (1901-1909). Die Alpen im Eiszeitalter. 3 vol., Leipzig.
- Pendón, J. G., Morales, J. A., Borrego, J., Jimenez, I. & Lopez, M. (1998). Evolution of estuarine facies in a tidal channel environment, SW Spain : evidence for a change from tide- to wave-dominance. *Marine Geology* **147**, 43-62.

- Pethick, J. S. (1992). Salmarsh geomorphology. In : *Salmarshes-Morphodynamics, Conservation and Engineering Significance*. Allen, J. R. L. and Pye, K. (Eds.). Cambridge University Press, Cambridge, 41-62.
- Pfister, C. (1999 a). Le puzzle climatique des historiens. *La Recherche* **321**, 64-68.
- Pfister, C. (1999 b). *Wetternachhersage. 500 Jahre Variationen und Katastrophen (1496-1995)*. Verlag Paul Haupt, Bern.
- Phleger, F. B. (1954). Ecology of foraminifera and associated microorganisms from Mississippi Sound and environs. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists* **38**, 384-647.
- Phleger, F. B. (1966). Patterns of living marsh foraminifera in south Texas coastal lagoons. *Boletin Sociedad Geologica Mexicana* **28**, 1-44.
- Pineau, E. (1891). Nouvelle contribution à la géographie préhistorique des côtes occidentales de France. *Assoc. Franç. pour l'avancement des Sciences, Congrès de Marseille*, 266-267..
- Pinot, J. P. (1979). Méthodes et techniques permettant de déterminer l'altitude relative des niveaux marins anciens en fonction de l'altitude absolue actuelle des divers indicateurs. *Oceanis* **5**, 335-355.
- Pirazzoli, P. A. (1976). Les variations du niveau marin depuis 200 ans. *Mémoires; Laboratoire de Géomorphologie, Ecole Pratique des Hautes Etudes*. Dinard.
- Pirazzoli, P. A. (1991). World Atlas of Holocene Sea Level Changes. *Elsevier Oceanography Series*, n° 58, Amsterdam, 300 p.
- Pirazzoli, P. A. (1993). Les littoraux, Nathan (Eds), 191 p.
- Pirazzoli, P. A. (1996). *Sea Level Changes : The Last 20 000 Years*. Wiley, Chichester, UK.
- Plater, A. J., Horton, B. P., Haworth, E. Y., Appleby, P. G., Zong, Y., Wright, M. R. & Rutherford, M. M. (2000 a). Holocene tidal levels and sedimentation rates using a diatom-based palaeoenvironmental reconstruction: the Tees estuary, northeastern England. *The Holocene* **10**, 4, 441-452.
- Plater, A. J., Ridgway, J., Rayner, B., Shennan, I., Horton, B. P., Hayworth, E. Y., Wright., M. R., Rutherford, M. M. and Wintle, A., G. (2000 b). Sediment provenance and flux in the Tees Estuary: the record from the Late Devensian to the present. In: *Shennan, I. and Andrews, J. (eds) Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*, Geological Society, London, Special Publications, **166**, 197-217.
- Playford, P. E. and Leech, R. E. J. (1977). Geology and Hydrology of Rottneest Island. *Geological Survey of Western Australia. Report* **6**, Perth, 98 p.

Plutarque. (50-125 av JC). "Œuvres Morales", t.6, Paris 1974, 398E-434C.

Pontee, N., Tastet, J.-P. and Massé, L. (1998). Morpho-sedimentary evidence of Holocene coastal changes near the mouth of the Gironde and the Medoc Peninsula, S. W. France. *Oceanologica Acta* **21**, 2, 243-261.

Posamentier, H. W., Allen, G. P. and James, D. P. (1992). High resolution sequence stratigraphy, the East Coulee delta, Alberta. *Journal of Sedimentary Petrology* **62**, 310-317.

Prentice, I. C., Guiot, J., Huntley, B., Jolly, D. and Cheddadi, R. (1996). Reconstructing biomes from palaeoecological data : a general method and its application to European pollen data at 0 and 6 ka. *Climatic Dynamics* **12**, 3, 185-194.

Prigent, D. (1979). Mégalithes côtiers bretons et niveaux marins à l'Holocène. *Oceanis* 5, 183-189.

Prigent, D. ; Visset, L; Morzadec-Kerfourn, M. T. and Lautrido, J. P. (1983). Human occupation of the submerged coast of the Massif Armoricaïn and post-glacial sea-level changes. In : *Masters, P. M and Flemmings, N. C. (1983), Quaternary coastlines and marine archaeology*, Academic Press. Toronto and London, 303-324.

Provansal, M., Arnaud, P. M., Vella, C., Oberlin, C. & Sistach, D. (1998). Les sédiments de l'étang de Berre (Provence, France), témoins de la mobilité du niveau marin holocène. *Bull. Soc. Géol. France* **169**, n°1, 127-135.

Psuty, N. P. & Moreira, M. E. S. A. (2000). Holocene Sedimentation and Sea Level Rise in the Sado Estuary, Portugal. *Journal of Coastal Research* **16**, 125-138.

Psuty, N. P. (1992). Spatial variation in coastal foredune development. In : *Coastal Dunes : Geomorphology, Ecology and Management for Conservation*, Carter, R. W. G., Curtis, T. F. G. and Sheehy-Skeffington, M. (Eds). Balkema, Rotterdam, 3-13.

Pujos, M. (1976). Ecologie des Foraminifères benthiques et des Thecamoebiens de la Gironde et du plateau continental sud-Gascogne. Application à la connaissance du Quaternaire terminal de la région ouest-Gironde. *Thèse de 3^{ème} Cycle*, Université Bordeaux I, 269 pp.

Pye, K. (1984). Models of transgressive coastal dune building episodes and their relationship to Quaternary sea level changes : a discussion with reference to evidence from eastern Australia. In : *Coastal Research : UK Perspectives*, Clarke, M. (Ed). Geo Books, Norwich, 81-104.

Pye, K. and Bowman, G. M. (1984). The Holocene marine transgression as a forcing fonction in episodic dune activity on the eastern Australian coast. *Coast, Geomorph. in Australia*, 179-196.

Ragotzkie, R. A. (1959). Drainage patterns in salt marshes. *Proceedings of a Salt Marsh Conference*, Marine Institute, University of Georgia Publication, 22-28.

- Rapp, A. (1985). Extreme rainfall and rapid snowmelt as causes of mass movements in high latitude mountains. *In : Field and Theory : Lectures in Geocryology*, Church, M. and Slaymaker, O. (Eds). University of British Columbia Press, Vancouver, 36-56.
- Reasoner, M. A. and Huber, U. M. (1999). Postglacial environments of the upper Bow Valley, Banff National Park, Alberta, Canada. *Quaternary Science Reviews* **18**, 475-492.
- Regnaud, H., Jennings, S., Delaney, C. & Lemasson, L. (1996). Holocene sea-level variations and geomorphological response: an example from northern Brittany (France). *Quaternary Science Reviews* **15**, 781-787.
- Regrain, R. (1976). Le sel et l'aménagement de l'espace. *99^{ème} Cong. Nat. Soc. Sav.*, Besançon, 1974, sect. Sciences, t. **5**, 91-100.
- Regrain, R. (1980). Géographie physique et télédétection des marais charentais. *Thèse de Doctorat*, Brest, Paillard, Abbeville, 505 p.
- Regrain, R. (1997). Les changements côtiers holocènes et leurs relations avec l'occupation humaine dans le marais de Brouage (Charente-Maritime, France). *In : Tastet, J.-P., Massé, L. (Eds). Les Changements Côtiers Holocènes en Aquitaine, leurs relations avec l'occupation humaine*. Rapport INQUA, Réunion de terrain, Aquitaine 19-25 Avril 1997
- Reid, C. (1913). Submerged forests. Cambridge manuals of science and literature.
- Ridgway, J., Andrews, J. E., Ellis, S., Horton, B. P., Innes, J. B., Knox, R. W. O'B., McArthur, J. J., Maher, B. A., Metcalfe, S. E., Mitlehner, A., Parkes, A., Rees, J. G., Samways, G. M. and Shennan, I. (2000). Analysis and interpretation of Holocene sedimentary sequences in the Humber Estuary. *In: Shennan, I. and Andrews, J. (eds) Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*, Geological Society, London, Special Publications, **166**, 197-217.
- Rodríguez-Ramírez., A., Rodríguez-Vidal, J., Cáceres, L., Clemente, L., Belluomini, G., Manfra, L., Imbrota, S. & De Andrés, J. R. (1996). Recent coastal evolution of the Doñana National Park (SW Spain). *Quaternary Science Reviews* **15**, 803-809.
- Rogers, J. C. (1984). The Association between North Atlantic Oscillation and the Southern Oscillation in the Northern Hemisphere. *Monthly Weather Review* **112**, 1999-2015.
- Rogers, J. C. and Van Loon, H. (1979). The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe : Part II : Some oceanic and atmospheric effects in middle and high latitudes. *Monthly Weather Review* **107**, 509-519.

- Roig, F. A., Le-Quesne, C., Boninsega, J. A., Briff, K. R., Lara, A., Grudd, H., Jones, P. D. and Villagrán, C. (2001). Climate variability 50,000 years ago in mid-latitude Chile as reconstructed from tree ring. *Nature* **410**, 6828, 567-570.
- Roussot-Larroque, J et Bernat, P. (1997). Site immergé du Bronze à Lapartens (commune de Vendays-Montalivet, Gironde). *Bulletin Préhistoire du Sud-Ouest, Nouvelles Etudes n°4, 2*, 171-185.
- Roussot-Larroque, J. (1975). Céramique de Néolithique et de l'âge du Bronze du Gurg (Grayan-et-l'Hôpital), *R.H.A.L.*, XLIII, 81-103.
- Roussot-Larroque, J. (1977). Stations aziliennes du Médoc et des Landes de la Gironde. Documents et problèmes. *Colloque Internationaux C. N. R. S. 271 : La Fin des Temps Glaciaire en Europe*, Talence, 387-400.
- Roussot-Larroque, J. (1990). Rubané et Cardial : le poids de l'Ouest. In : Cahen, D., Otte, M. (Eds). *Rubané et Cardial*. E. R. A. U. L., **39**, Liège (Belgique), 315-360.
- Roussot-Larroque, J. (1992). Grayan-et-L'Hôpital. La Lède du Gurg. *S. A. Bx*, LXXXIII, 18-19.
- Roussot-Larroque, J. (1994). Grayan-et-l'Hôpital. La Lède du Gurg. *Bilan scientifique de la D. R. A. C. -S. R. A* **4**, 55p.
- Roussot-Larroque, J. (1995). La séquence néolithique de la Lède du Gurg et sa chronologie. *Rev. Archéol. Ouest*, supplément n°7, 75-87.
- Roussot-Larroque, J. (1997). Eight millenia under the sand dunes : a detailed Holocene sequence on the atlantic shoreline in the north Médoc : La Lède du Gurg. *Rapport INQUA*, Réunion Bordeaux, 19-25 Avril 1997.
- Roussot-Larroque, J. (1998). Littoral du Nord Médoc. Bilan scientifique de la D. R. A. C.- S. R. A **8**, 80-81.
- Sánchez Goñi, M. F. (1996). Vegetation and sea level changes during the Holocene in the estuary of the Bidasoa. *Quaternary* **7**, 207-219.
- Sandersen, F. (1997). The influence of meteorological factors on the initiation of debris flows in Norway. In : *Rapid mass movement as a Source of Climatic Evidence for the Holocene*, Frenzel, B., Matthews, J. A., Brunsden, D., Weiss, M; and Gläser, b. (Eds). *Paläoklimaforschung No. 19*, Gustav Fischer Verlag, Stuttgart.
- Sarnthein, M., Jansen, E., Weinelt, M. S., Arnold, M., Duplessy, J.-C., Erlenkeuser, H., Flatøy, A., Johannessen, G., Johannesen, T., Jung, S., Koç, N., Labeyrie, L., Maslin, M., Pflaumann, U. and Schulz, H. (1995). Variations in Atlantic surface ocean paleoceanography, 50-80°N : a time-slice record of the last 30,000 years. *Paleoceanography* **10**, 1063-1094.

- Schlesinger, M. E. and Ramankutty, N. (1992). Implications for global warming of intercycle solar irradiance variations. *Nature* **360**, 330-333.
- Schulz, M. and Paul, A. Holocene climate variability on centennial-to-millennial time scales : 1- Climate records from the North In : *Berger, W. H. and Wefer, G. (Eds.) Past Climate and its Significance for Human History in NW Europe, the Last 10,000 Years -Atlantic realm*. Springer Verlag, Berlin, in press.
- Schvoerer, M., Bechtel, F. Gallois, B. et Langouet, L. (1979). La datation par thermoluminescence. *Dossier de l'Archéologie, Méthodes de prospection et de datation* **39**, 68-77.
- Schvoerer, M., Guibert, P. and Ney, C. (1994). Chronologie par thermoluminescence de cultures préhispaniques de l'ouest mexicain : Etude de céramiques provenant de deux sondages (puits 1 et 3) du site de Coamiles. *Revue d'Archéométrie* **18**, 23-42.
- Schwarcz, H. P. (1986). Geochronology and isotopic geochemistry of speleotherms. In : *Handbook of Environmental isotope geochemistry. Fritz, P. and Fontes, Ch. (Eds)*, Amsterdam, Elsevier, 271-303.
- Scott, D. S. and Medioli, F. S. (1978). Vertical Zonations of the marsh foraminifera as accurate indicators of former sea levels. *Nature* **272**, 528-531.
- Seronie-Vivien, M. (1970). Le Seronien en Aquitaine septentrionale, ses stratotypes (Coniacien, Santonien, Campanien). *Thèse de 3^{ème} Cycle*, Université Bordeaux I, n° **293**, 208 p.
- Seymour, W. A. (1980). The History of the Ordnance Survey. *Wm. Dawson and Sons, Folkestone, England*, 394 p.
- Shalowitz, A. (1964). Shore and Sea Boundaries. *U. S. Dept. Of Commerce, Coast and Geodetic Survey. Vol. 2, Washington U. S. Govt. Printing Office*, p 49.
- Shennan, I., Tooley, M. J., Davis, M. J. and Haggart, B. A. (1983). Analysis and interpretation of Holocen sea-level data. *Nature* **302**, 404-406.
- Shennan, I. (1989). Holocene crustal movements and sea-level changes in Great Britain. *Journal of Quaternary Science* **4**, 77-89.
- Shennan, I., Lambeck, K., Horton, B., Innes, J., Lloyd, J., McArthur, j. and Rutherford, M. (2000). Holocene isostasy and sea-level changes on the east coast of England. In : *Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea*, Shennan, I. and Andrews, J. (Eds). *Geological Society, London, Special Publications* **166**, 275-298.

- Shepard, F. P. (1960). Rise of the sea level along North-West Gulf of Mexico. Recent sediments. *In : Recent Sediments, North-West Gulf of Mexico, Shepard, F. P., Phleger, F. B. and Van Andel, Tj. H. (eds), American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 338-344.*
- Shepard, F. P. (1963). Thirsty-five thousand years of the sea level. *In : Essays in Honor of K. O. Emery, University of Southern California Press, Los Angeles, 1-10.*
- Sherman, D. J. and Bauer, B. O. (1993). Dynamics of beach-dune systems. *Progress in Physical Geography* **17**, 413-447.
- Shore, J., Bartley, D. D. and Harkness, D. D. (1995). Problems encountered with the ¹⁴C dating of peat. *Quaternary Science Review* **14**, 373-383.
- Short, T. (1749). A general chronological history of the air, seasons, weather, meteors, etc. *Longman and Millar*. London.
- Sifeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Vergès, E. & Patience, A. J. (1995). Lacustrine organic fluxes and palaeoclimatic variations during the last 15 ka : lac du Bouchet (Massif Central, France). *Quaternary Science Reviews* **15**, 203-211.
- Sion, H. (1994). Carte archéologique de la Gaule. Gironde, Paris, 301 p.
- Sohlenius, G., Emeis, K.-C., Andrén, E., Andrén, T. and Kohly, A. (2001). Development of anoxia during the Holocene fresh-brackish water transition in the Baltic Sea. *Marine Geology* **177**, 221-242.
- Somoza, L., Barnolas, A., Arasa, A., Maestro, A, Rees, J. G. & 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**, 11-32.
- Spencer, C. D., Plater, A. J. and Long, A. J. (1998). Rapid coastal change during the mid- to late Holocene : the record of barrier estuary sedimentation in the Romney Marsh region, southeast England. *The Holocene* **8**, (2), 143-163.
- Steers, J. A. (1953). The east coast floods. *Geographical Journal* **119**, 280-298.
- Stager, J. C. and Mayewski, P. A. (1997). Abrupt early to mid-Holocene climatic transition registered at the equator and the poles. *Science* **276**, 1834-1836.
- Steers, J. A. (1959). Salt marshes. *Endeavour* **18**, 75-82.
- Steel, T. J. and Pye, K. (1997). The development of saltmarsh tidal creek networks : evidence from the UK. *Canadian Coastal Conference 1997*, 14 p.
- Steig, E. J. (1999). Mid-Holocene Climate Change. *Science* **286**, 1485-1487.

- Stuiver, M. and Braziunas, T. F. (1989). Atmospheric ^{14}C and century scale solar oscillations. *Nature* **338**, 405-408.
- Stuiver, M. and Braziunas, T. F. (1993). Sun, ocean, climate and atmospheric $^{14}\text{CO}_2$: an evaluation of causal and spectral relationships. *The Holocene* **3**, 289-305.
- Stuiver, M., and Reimer, P. J. (1993). Extended C data base and revised CALIB 3.0 C age calibration program. *Radiocarbon* **35**, 1, 215-230.
- Stuiver, M., Braziunas, T. F., Grootes, P. M. and Zielinski, G. A. (1997). Is There Evidence for Solar Forcing of Climate in the GISP2 Oxygen Isotope Record? *Quaternary Research* **48**, 295-266.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Van der Plicht, J. and Spurk, M. (1998). INTCAL 98 Radiocarbon Age Calibration, 24,000-0 Cal BP. *Radiocarbon* **40**, 1041-1083.
- Suess, E. (1888). *Das Anlitz des Erde, II : Die Meere der Erde*. Wien.
- Svensen, J. I. and Mangerud, J. (1997). Holocene glacial and climatic variations on Spitsbergen, Svalbard. *The Holocene* **7**, 45-57.
- Svensmark, H. and Friis-Christensen, E. (1997). Variation of cosmic ray flux and global cloud coverage - a missing link in solar-climate relationships. *Journal of atmospheric and Solar-Terrestrial Physics* **59**, 1225-1232.
- Tastet, J. P., Burnouf, J., Diot, M. F. et Carbonel, P. (1993). Morphologie, paysages et occupation du sol entre Atlantique et Gironde aux époques historiques. In : *Ve Congrès International d'archéologie médiévale, Grenoble*. L'Homme et la Nature au Moyen Age, M.Colardelle (Ed), 206-211.
- Tastet, J. P. and Pontee, N. I. (1998). Morpho-chronology of coastal dunes in médoc. A new interpretation of Holocene dunes in Southwestern France. *Geomorphology* **25**, 93-109.
- Tastet, J.-P. (1998). Chronologie et cartographie d'un complexe dunaire côtier holocène, l'exemple aquitain du Nord Médoc (France). *Quaternaire* **9**, 3, 157-167.
- Tastet, J. P. (1999). Le Pléistocène de la Façade Atlantique du Nord Médoc (France) : Etat des connaissances sur la lithologie et la chronostratigraphie des "Argiles du Gulp" s.l. *Quaternaire* **10**, (2-3), 199-212.
- Tchernia, P. (1978). *Océanographie régionale. Description physique des océans et des mers*. (E.N.S.d.T. avancées, ED.).

- Teichert, C. (1950). Late Quaternary changes of the sea level at Rottnest Island, Western Australia. *Proceedings Royal Society, Victoria* **59**, 63-79.
- Terral, J-F. & Mengüal, X. (1999). Reconstruction of Holocene climate in southern France and eastern Spain using quantitative anatomy of olive wood and archaeological charcoal. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **153**, 71-92.
- Ters, M. (1973). Les variations du niveau marin depuis 10 000 ans, le long du littoral Atlantique français. Dans: *Le Quaternaire, Géodynamique, stratigraphie et Environnement, Le Comité National Français de l'Inqua*, 114-135.
- Thorson, G. (1957). Bottom communities (sublittoral or shallow shelf). Treatise on marine ecology and paleo-ecology. *Geol. Soc. America* **67**, 461-534.
- Tolan-Smith, C. (1997). Radiocarbon chronology and the lateglacial and early postglacial resettlement of the British Isles. *Quaternary International* **49/50**, 21-27.
- Tooley, M.J. (1993). Long-term changes in eustatic sea level. In : *Climate and Sea Level Change : Observations, Projections and Implications*, Warrick, R. A., Barrow, E. M. and Wigley, T. M. L (Eds). Cambridge University Press, Cambridge, 81-107.
- Turon, J. L. (1984). Direct land/sea correlations in the last interglacial complex. *Nature* **309**, 5970, 673-676.
- Van de Plassche, O. (1986). Sea-Level Research : a manual for the collection and evaluation of data. 1. Introduction., Free University, Amsterdam, 618 p.
- Van der Knaap, W. O. & Van Leeuwen, J. F. N. (1995). Holocene vegetation succession and degradation as responses to climatic change and human activity in the Serra de Estrela, Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 153-211.
- Van Geel, B., Buurman, J. and Waterbolk, H. T. (1996). Archaeological and palaeoecological indications of an abrupt climate change in The Netherlands, and evidence for climatological teleconnections around 2650 BP. *Journal of Quaternary Science* **11**, 451-460.
- Van Geel, B., Raspopov, O. M., Renssen, H., Van der Plicht, J., Dergachev, V. A. and Meijer, H. A. J. (1999). The role of solar forcing upon climate change. *Quaternary Science Reviews* **18**, 331-338.
- Van Geel, B., Heusser, C. J., Renssen, H. and Schuurmans, J. E. (2000 a). Climatic change in Chili at around 2700 BP and global evidence for solar forcing : a hypothesis. *The Holocene* **10**, 5, 659-664.
- Van Geel, B., Raspopov, O. M., Renssen, H., van der Plicht, J., Dergachev, V. A. and Meijer, H. A. J. (2000 b). The role of solar forcing upon climate change. *Quaternary Science Reviews* **18**, 331-338.

- Van Loon, H. and Rogers, J.C. (1978). The seesaw in winter temperatures between Greenland and northern Europe : Part I : General description. *Monthly Weather Review* **106**, 296-310.
- Veillon, M. (1962). Les zones de foraminifères du Paléogène Nord-Aquitain et leur valeur stratigraphique. Colloque sur le Paléogène, Bordeaux, *Mém. B. R. G. M.*, n° **28**, 227-241.
- Verger, F. (1968). Marais et Wadden du littoral français. Etude de Géomorphology. Bordeaux, Biscaye Frères (Ed.), 541 p.
- Vernhet, E. (1989). Essai de prospection sous-marine sur le littoral Nord-Médocain. *Actes du XLIIe Congrès d'Etudes Régionales de la F. H. S. O.*, Soulac-Pauillac-Saint-Germain-d'Esteuil, 16-17 avril 1988, Bordeaux, 151-156, 2 fig.
- Veum, T., Jansen, E., Arnold, M., Beyer, I. and Duplessy, J.-C. (1992). Water mass exchange between the North Atlantic and the Norwegian Sea during the past 28,000 years. *Nature* **356**, 783-785.
- Vigneaux, M., Veillon, M. et Klingebiel, A. (1962). Le principe de comptabilité : nouvelle méthode d'interprétation biostratigraphique du Paléogène. *Ext. P. Verb. Soc. Linn. Bordeaux*, vol. **98**.
- Vigneaux, M. (1962). Le Bassin d'Aquitaine. Colloque sur le Paléogène. *Mém. B. R. G. M.*, n° **28**, 177-226.
- Visbeck, M., Cullen, H., Krahnemann, G. and Naik, N. (1998). An ocean model's response to North Oscillation-like wind forcing. *Geophys. Res. Lett.* **25**, 4521-4524.
- Visset, L. (1988). The Brière Marshlands : a palynological survey. *New Phytol.* **110**, 409-424.
- 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**, 73-81.
- Vos, P. C., Van Kesteren, W. P. (2000). The long-term evolution of the intertidal mudflats in the northern Netherlands during the Holocene; natural and anthropogenic processes. *Continental Shelf Research* **20**, 1687-1710.
- Vos, P. C. and de Wolf, H. (1997). Palaeo-environmental diatom study of the Holocene deposits of the Province of Zeeland (SW Netherlands). *Mededelingen Nederlands Instituut voor Toegepaste Geowetenschappen TNO* **59**, 111-141.
- Wagret, P. (1968). Polderlands, Londres, *Methuen*.
- Walker, G; T. (1924). Correlations in seasonal variations of weather. IX. Mem. *Indian Meteor. Dept.* **24**, 275-332.

- Wallace, J. M., Smith, C. and Jiang, Q. (1990). Spatial patterns of atmosphere-ocean interaction in the northern winter. *Journal of Climate* **3**, 990-998.
- Waller, M. P, Long, A. J., Long, D. & Innes, J. B. (1999). Patterns and processes in the development of coastal mire vegetation : Multi-site investigations from Walland Marsh, Southeast England. *Quaternary Science Reviews* **18**, 1419-1444.
- Wanless, H. R. (1982). Sea level is rising – So what? *Journal of sedimentology petrology* **52**, 1051-1054.
- Wanner, H. (1999). Le Balancier de l'Atlantique Nord. *La Recherche* **321** (Juin), 72-73.
- Weinelt, M. S., Sarnthein, M., Vogelsang, E. and Erlenkeuser, H. (1991). Early decay of the Barents Shelf Ice Sheet-spread of stable isotope signals across the eastern Norwegian Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift* **71**, 137-140.
- Welsch, J. (1910). Feuille de Lesparre. *Bull. Carte Géol. Fr.* , Paris, T. XX.
- Welsch, J. (1911). Feuille de La Rochelle au 320.000^e (Notes géologiques sur les environs de Lesparre et de Blaye). *Bull. de la carte géologique de France* **21**, 132, 441-454.
- Welsch, J. (1917). Le lignites du littoral et les forêts submergées de l'Ouest de la France, *Anthropologie*, **23**, 201-223.
- Wessels, M. (1998). Natural environmental changes indicated by Late Glacial and Holocene sediments from Lake Constance, Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **140**, 421-432.
- Whatley, R. C. (1988). Ostracoda and Palaeogeography. In : *De Deckker, P., Volin, J.-P. and Peypouquet, J.- P. (Eds). Ostracoda in the Earth Sciences*. Elsevier
- White, J. W. C., Barlow, L. K., Fisher, D., Grootes, P., Jouzel, J., Johnsen, J., Stuiver, M. and Clausen, H. (1997). The climate signal in the stable isotopes of snow from Summit, Greenland : Results of comparaisons with modern climate observations. *Journal of Geophysical Research* **12**, NO C12, 26,425-16,439.
- Whittington, G. W. (1985). The Little Ice Age and Scotland's weather. *Scottish Geographica Magazine* **101**, 174-178.
- Woldenberg, M. J. (1972). Relations between Horton's Laws and hydraulic geometry as applied to tidal networks. *Harvard Papers in Theoretical Geography* **45**, 1-39.
- Woodworth, P. L. (1993). Sea Level Changes. In : *Climate and Sea Level Change : Observations, Projections and Implications*, Warrick, R. A., Barrow, E. M. and Wigley, T. M. L (Eds). *Cambridge University Press*, Cambridge, 379-391.

Woolnough, S. J., Allen, J. R. L. and Wood, W. L. (1995). An exploratory numerical model of sediment deposition over tidal salt marshes. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* **41**, 515-543.

Yassini I. (1969). Ecologie des associations d'Ostracodes du Bassin d'Arcachon et du littoral atlantique: application à l'interprétation de quelques populations du Tertiaire aquitain. *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine* **7**, 288.

Yiou, F., Raisbeck, G. M., Baumgartner, S., Beer, J., Hammer, C., Johnsen, S., Jouzel, J., Kubik, P. W., Lestringuez, J., Stievenard, M., Suter, M. and Yiou, P. (1997). Beryllium 10 in the Greenland Ice Core Project ice core at Summit, Greenland. *Journal of Geophysical Research* **102** (C12), 26, 783-26,794.

ANNEXES

Référence	Age BP (corrigé)	Erreur	Age calibré BC/AD	Nature de l'échantillon	Réf. Labo
MARAIS CÔTIER DE LA PERROCHE					
HO9602	3740	50	2335-1935BC	Tourbes	Beta 102691
	4870	50	3795-3395BC	Tourbes	Beta 102692
L9818	3630	50	2135-1885BC	Tourbes	Beta 130951
	5290	50	3945-3665BC	Tourbes	Beta 130950
	5850	40	4790-4605BC	Ostracodes	Beta 139287
L9908	4140	70	2895-2484BC	Tourbes	Beta 135316
	4880	70	3790-3615BC ou 3595-3525BC	Tourbes	Beta 135315
	5270	70	4305-4305BC ou 4255-3960BC	Tourbes	Beta 135314
L9817	2070	70	350-300BC ou 220BC-75AD	Tourbes	Beta 130953
	2710	40	920-805BC	Ostracodes	Beta 139285
	3080	40	1425-1260BC	Coquilles	Beta 139286
L9906	3170	40	1515-1390BC	Ostracodes	Beta 139288
MARAIS DE LA PERGE					
HO9204	6700	70	5681-5444BC	Coquilles	TO 3342
HO9206	6055	170	5320-4535BC	Tourbes	UQ 1980
	4400	60	3095-2915BC	Tourbes	TO 4728
	3560	60	2035-1740BC	Tourbes	TO 4727
	2020	60	175BC-120AD	Tourbes	TO 4417
	1740	60	140-430AD	Tourbes	TO 4726
	560	170	1167-1665AD	Tourbes	UQ 1988
MARAIS DE TALAIS Témoins sédimentaires					
L9902	5910	50	4460-4295BC	Coquilles	Beta 141581
L9903	6280	60	4915-4660BC	Coquilles	Beta 141582
L9904	1310	40	1020-1190AD	Coquilles	Beta 141583
	6740	60	5730-5545BC	Bois	Beta 141584
Témoins archéologiques sur le littoral					
TM99023	3390	60	1430-1150BC	Scrobiculaires	Beta 132873
TM99024 (panier)	1600	40	390-550AD	Bois	Beta 132874
TM99025	1940	50	350-575AD	Huitres	Beta 132875
TM99026 (panier)	1480	40	530-650AD	Bois	Beta 132876
TM00003 (align. c)	1700	40	245-430AD	Bois	Beta 118435
TM00004 (align. b)	2600	60	840-755BC ou 680-550BC	Bois	Beta 141578
TM00005 (align. b)	2370	60	760-635BC ou 560-370BC	Bois	Beta 141579
TM00006	1690	50	240-440AD	Bois	Beta 141580

CORDON DE RICHARD					
Les Barrats	2590	70	430-130BC	Scrobiculaires	Beta 102696
	2440	70	330BC-60AD	Scrobiculaires	Beta 102694
	2850	60	795-405BC	Scrobiculaires	Beta 102695
Les Baluards	2975	120	1045-445BC	Scrobiculaires et Cardium	UQ 2058
	1600	135	555-1065AD	Scrobiculaires	UQ 1983
Les Cabiraux	2021	165	7-700AD	Scrobiculaires	UQ 2076
MARAIS DE REYSSON					
HO9303	3380	80	1885-1490BC	Tourbes	Beta 95384
	4570	145	3645-2890BC	Tourbes	UQ 2082
	4560	80	3510-3025BC	Tourbes	Beta 95385
	6210	150	5435-4785BC	Tourbes	UQ 2083
	2410	80	791-263BC	Tourbes	Beta 95386
HO9304	3490	60	1945-1675BC	Tourbes	TO 4725
	4920	70	3625-3810BC	Tourbes	Beta 95387
	5890	150	5205-4405BC	Tourbes	UQ 2085
HO9305	5040	80	3985-3660BC	Tourbes sableuses	Beta 95388
HO9402	5730	80	4780-4375BC	Tourbes	Beta 95389
	6430	100	5565-5145BC	Tourbes	Beta 95390
	9970	70	9905-9045BC	Tourbes	Beta 95391
MARAIS DES MONARDS					
HO9417	4640	100	3645-3040BC	Tourbes	BA 95083
	5480	100	4515-4045BC	Tourbes	BA 95084
HO9418	2840	70	1255-830B	Tourbes	BA 95085
	6130	130	5365-4720BC	Tourbes	BA 95086
	5560	190	4825-3980BC	Tourbes	BA 95087
HO9504	9180	260	9215-7605BC	Scrobiculaires	BA 95088
MARAIS DE SAINT CIERS SUR GIRONDE					
HO9520	5540	70	4505-4250BC	Tourbes	Beta 95392
HO9607	5030	70	3975-3665BC	Tourbes	Beta 99067
HO9608	4120	40	2665-2475BC	Tourbes	Beta 99068
HO9611/ 12	5630	70	4605-4340	Tourbes	Beta 104801
HO9611/ 12	5160	70	4090-3790BC	Tourbes	Beta 104802
HO9613	2670	70	930-775BC	Tourbes	Beta 104803
	5630	70	4605-4340BC	Tourbes	Beta 104804

Figure 59 : Tableau récapitulatif des datations ¹⁴C.

Niveaux (cm)	<i>Cypridopsis</i> sp.	<i>Limnocythere</i>	<i>Cassidula neoplecta</i>	EAUX DOUCES	<i>Cyprid torosa</i>	<i>Loxocoele elliptica</i>	EAUX SAUMÂTRES	<i>Leptocythere</i> sp.	<i>Loxocoele rhomboides</i>	<i>Elphidium puerile</i>	<i>Amula comata</i>	<i>Heterocythereis albocostata</i>	<i>Urocythereis oblonga</i>	EAUX CÔTIÈRES	<i>Micromythis</i> sp.	<i>Nisoclypeidella</i> sp.	EAUX MARINES	Nombre d'individus
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
40	0	82	0	0	3	484	0	579	9	0	9	0	0	0	0	0	0	0
50	0	1	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	2	70	0	44	1	7	96	0	220	450	3	0	453	0	0	0	0	0
190	9	252	0	19	4	90	367	2	718	146	45	13	294	0	15	7	0	0
200	4	21	2	10	0	5	18	0	69	143	112	5	269	3	7	3	1	2
210	1	0	0	12	0	1	38	0	82	966	122	3	1091	2	55	24	1	0
230	1	0	0	0	0	0	0	0	1	21	1	0	22	0	3	0	0	0
240	0	0	0	0	0	0	2	0	2	8	0	0	8	1	3	0	0	0
250	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	2	0	5	0	2	0	0	0
260	0	0	0	0	0	0	0	0	0	5	1	0	6	0	2	0	0	0
270	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	2	0	4	0	0	0	0	0
280	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0
290	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0
300	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0
310	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Figure 60 : HO9602 : Ostraco-faune.

Niveaux (cm)	<i>Cypridopsis</i> sp.	<i>Limnocythere</i>	<i>Cassidula neoplecta</i>	EAUX DOUCES	<i>Cyprid torosa</i>	<i>Loxocoele elliptica</i>	EAUX SAUMÂTRES	<i>Leptocythere</i> sp.	<i>Loxocoele rhomboides</i>	<i>Elphidium puerile</i>	<i>Amula comata</i>	<i>Heterocythereis albocostata</i>	<i>Urocythereis oblonga</i>	EAUX CÔTIÈRES	<i>Micromythis</i> sp.	<i>Nisoclypeidella</i> sp.	EAUX MARINES	Nombre d'individus
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
20	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
30	33	1	0	34	8	0	8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	42
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
70	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	1
80	0	0	0	0	0	1	1	0	0	0	2	0	0	2	0	0	0	3
90	0	0	1	1	3	3	6	1	0	0	0	1	0	2	0	1	1	10
100	0	0	0	0	1	3	4	1	1	1	0	1	0	4	1	1	2	10
110	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	4	1	2	10	0	0	0	10
120	0	0	0	0	6	0	6	2	0	0	0	0	0	2	0	0	0	8

Figure 61 : HO9603 : Ostraco-faune.

Niveaux (cm)	<i>Cypridopsis</i> sp.	<i>Lamprocythere</i>	<i>Canthocaris neglecta</i>	<i>Hyocypris</i> sp.	Cps	<i>Cyprinotus</i> sp.	<i>Potamocythere</i>	EAUX DOUCES	<i>Cypridella rosaria</i>	<i>Lamprocaris elliptica</i>	EAUX SAUMÂTRES	<i>Atrypa convexa</i>	<i>Leptocythere</i>	EAUX CÔTIÈRES	Nombre d'individus
0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
110	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	1903	375	1430	66	33	0	0	3807	0	0	0	0	0	0	3807
130	3366	100	774	102	154	250	0	4746	260	0	260	0	0	0	5006
135	662	336	0	0	2	0	0	1000	238	0	238	32	0	0	1238
140	912	734	0	4	18	0	0	1668	172	0	172	0	8	8	1847
145	74	68	2	0	6	11	0	161	29	0	29	4	0	0	190
150	40	48	1	3	1	7	5	105	0	0	0	0	0	0	105
155	63	65	1	0	1	0	0	130	0	0	0	0	0	0	130
160	488	22	5	10	0	0	0	525	0	0	0	0	0	0	525
165	1498	160	0	15	2	0	0	1675	0	0	0	0	0	0	1675
170	31	7	0	3	0	0	0	41	0	0	0	0	0	0	41
190	2	1	1	0	0	0	0	4	0	0	0	0	0	0	4
200	2	1	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	3
205	0	0	3	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	3
210	4	11	1	0	1	0	0	17	1	0	1	0	0	0	18
215	1	5	6	1	0	0	0	13	0	0	0	0	0	0	13
220	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1
230	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
240	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
250	30	25	5	0	0	0	0	60	0	0	0	0	0	0	60
260	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
270	0	0	0	0	0	2	0	2	0	0	0	0	0	0	2
300	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
350	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Figure 62 : L9817 : Ostraco-faune.

Niveaux (cm)	<i>Cypridopsis</i> sp.	<i>Limnocythere</i>	<i>Cyclocypris</i> sp.	<i>Candona angulata</i>	<i>Epiplatys</i>	<i>Hyocypris</i> sp.	<i>Cypris</i> sp.	<i>Cyprinotus</i> sp.	EAUX DOUCES	<i>Cypridites torosa</i>	<i>Loxochonea elliptica</i>	EAUX SAUMÂTRES	Nombre d'individus
0	6	3	0	0	0	2	0	0	11	15	9	24	35
10	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
30	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
40	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
100	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
110	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
120	33	18	55	0	0	3	30	12	151	82	6	88	240
125	122	189	130	0	0	1	13	0	455	292	57	349	804
130	200	223	176	0	0	22	24	27	672	233	100	333	1005
135	960	200	1036	76	338	65	352	20	3048	927	115	1042	4090
140	208	224	148	0	0	0	0	52	632	296	76	372	1004
160	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
170	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
175	3	0	0	3	0	0	9	0	14	763	116	878	892
180	7	0	0	0	0	0	4	0	11	2278	17	2295	2307
185	15	0	0	0	0	2	0	0	17	683	65	748	765
190	0	0	0	0	0	2	0	6	8	253	12	265	274
220	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
240	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
260	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
290	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
310	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
330	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
350	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
390	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Figure 63 : L9818 : Ostraco-faune.

Niveaux (cm)	<i>Epitocypris</i> sp.	<i>Canclonus neglecta</i>	<i>Cypriocanus</i> sp.	<i>Cypriodopsis</i> sp.	<i>Epitocypris</i> sp.	<i>Laccoscyphus</i>	EAUX DOUCES	<i>Cypriodopsis savosa</i>	<i>Laccoscypha elliptica</i>	EAUX SAUMÂTRES	<i>Alaria canaliculata</i>	<i>Metacypriocerus albivittatus</i>	<i>Cypriodopsis oblonga</i>	<i>Clacton aculeata angusta</i>	<i>Pterodictyon angustum</i>	EAUX CÔTIÈRES	<i>Zenaidocera</i> sp.	<i>Liposcyphus</i> sp.	<i>Cellioscyphus</i> sp.	<i>Alcoscyphus</i> sp.	<i>Semioscyphus</i> sp.	<i>Laccoscypha ruficornis</i>	<i>Canclonus carinatus</i>	<i>Epitocypris dentata</i>	EAUX MARIÈRES	Nombre d'individus
50	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4
52.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
55	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
57.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
60	0	0	0	0	0	2	2	14	24	38	40	16	10	8	0	74	2	8	4	4	4	6	4	0	28	256
62.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
65	0	0	0	2	0	2	4	68	26	94	56	27	17	12	0	112	4	0	4	8	0	8	4	2	30	450
67.5	0	0	0	0	0	1	1	8	1	9	7	2	5	0	0	14	0	0	0	0	0	2	0	0	2	50
70	0	1	0	4	1	4	10	69	27	96	123	15	79	44	0	261	8	8	4	12	0	6	2	0	40	774
72.5	0	0	0	0	0	0	0	22	8	30	11	2	1	1	0	15	1	0	0	1	0	0	1	0	3	93
75	0	0	1	0	7	0	8	18	8	26	8	6	4	8	0	26	0	0	0	0	0	0	0	0	0	120
77.5	0	0	0	0	0	0	0	7	0	7	0	0	1	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	17
80	0	1	0	0	0	1	2	26	16	42	15	2	20	8	0	45	0	9	0	1	1	0	0	0	11	189
82.5	0	0	0	0	0	0	0	4	0	4	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	10
85	0	0	0	0	0	0	0	4	4	8	1	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0	0	0	1	19
87.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
208	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
210	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
213	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
215	0	0	0	3	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	6
218	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
220	4	4		14	9		31	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	62
223	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
225	3	7	0	21	13	0	44	7	0	7	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	102
228	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2
230	3	0	0	3	1	0	7	4	0	4	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	22

Figure 64 : L9908 : Ostraco-faune.

Niveaux (cm)	<i>Epitocypris</i> sp.	<i>Cypriis bipinnata</i>	<i>Canclonus neglecta</i>	<i>Cypriocanus</i> sp.	<i>Cypriodopsis</i> sp.	<i>Cyrcocypris</i> sp.	<i>Ilyocypris</i> sp.	EAUX DOUCES	Nombre d'individus
20	28	4	48	20	30	4	0	134	134
22.5	12	8	22	8	20	0	0	70	70
25	8	0	8	8	10	0	0	34	34
27.5	6	0	6	5	7	0	0	24	24
30	2	0	8	0	7	0	3	20	20
32.5	0	0	0	0	0	0	0	0	0
35	0	0	0	0	0	0	0	0	0

Figure 65 : L9910 : Ostraco-faune.

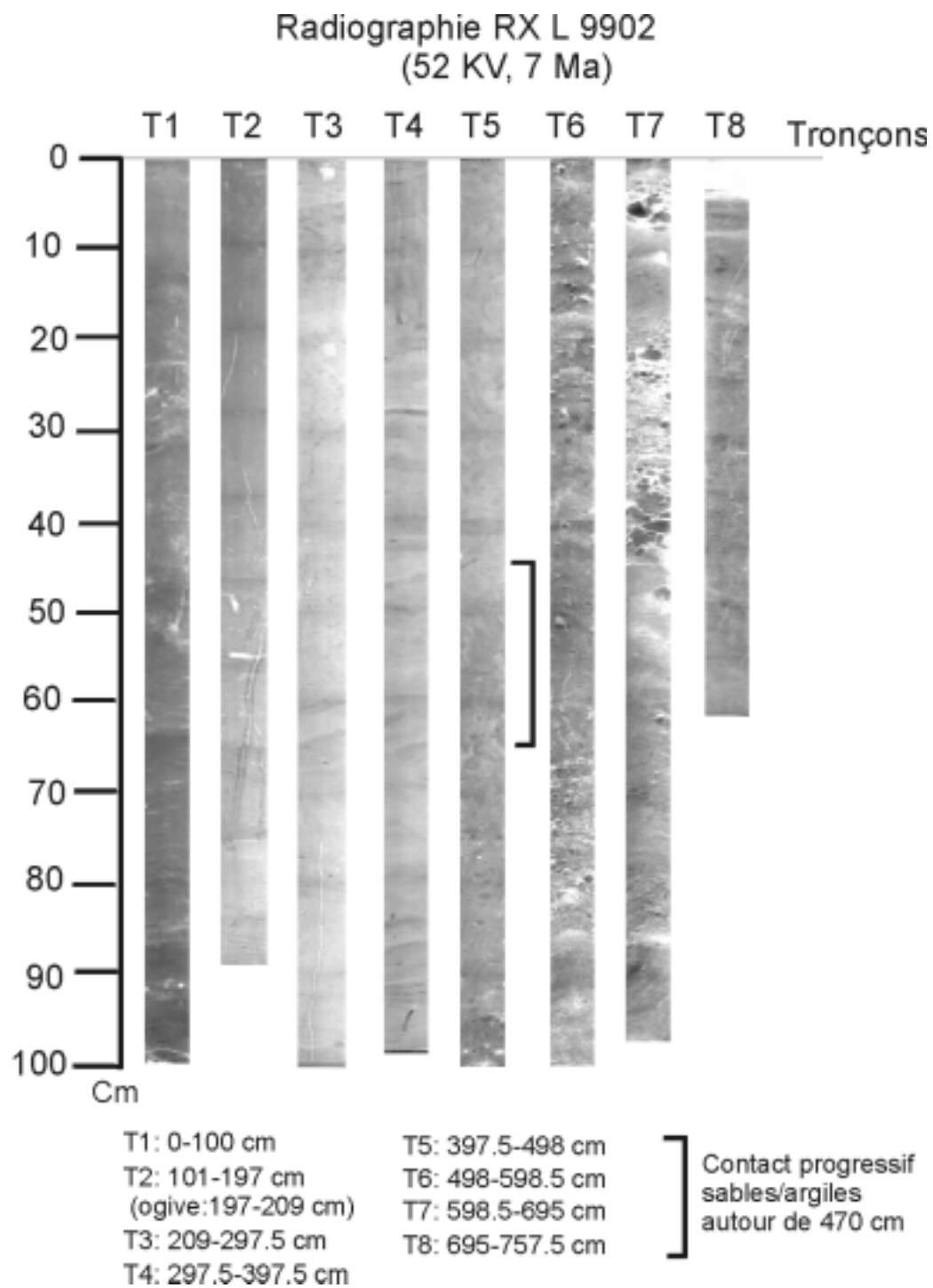


Figure 67 : Radiographie RX de L9902.

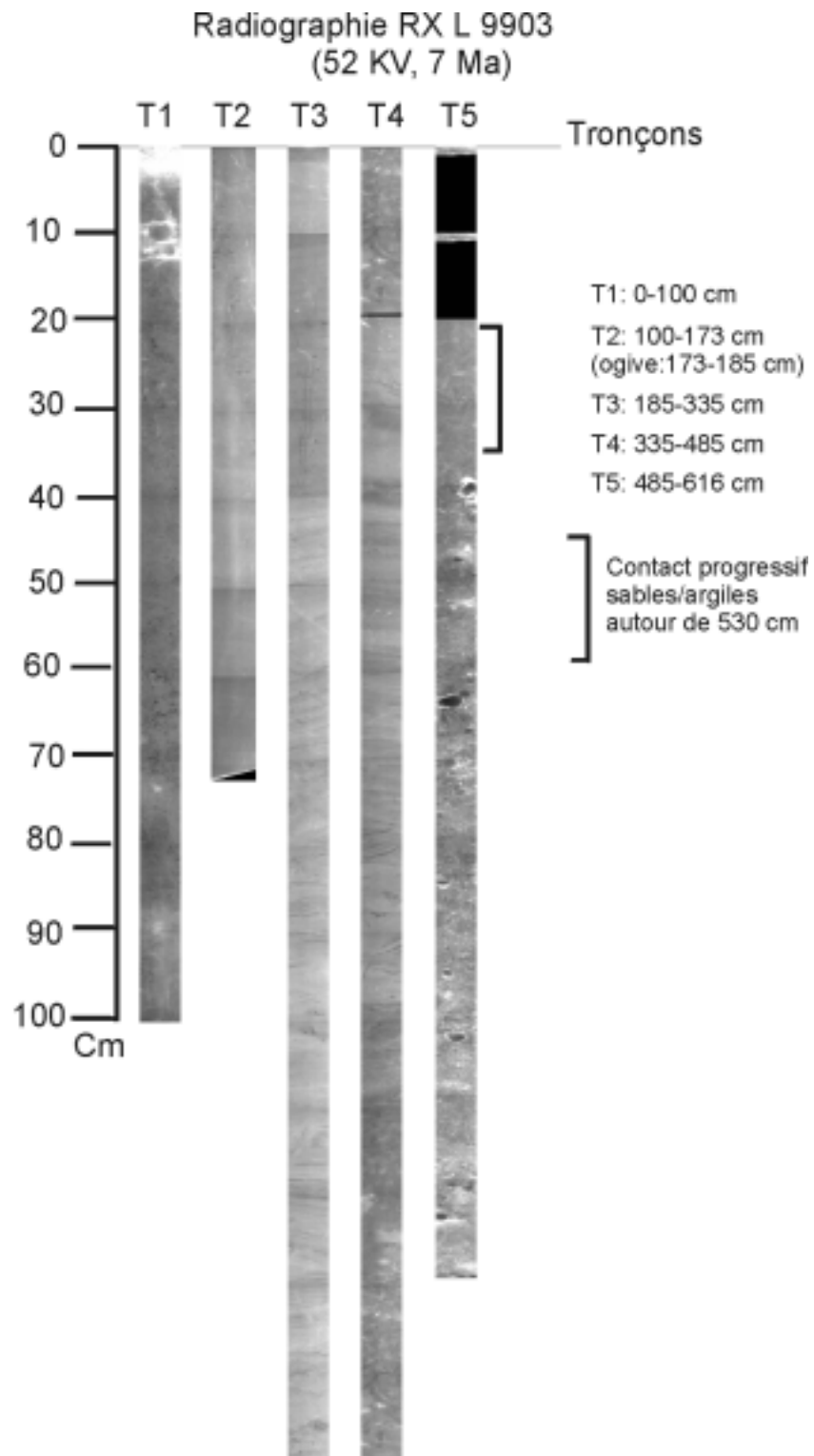


Figure 68 : Radiographie RX de L9903.

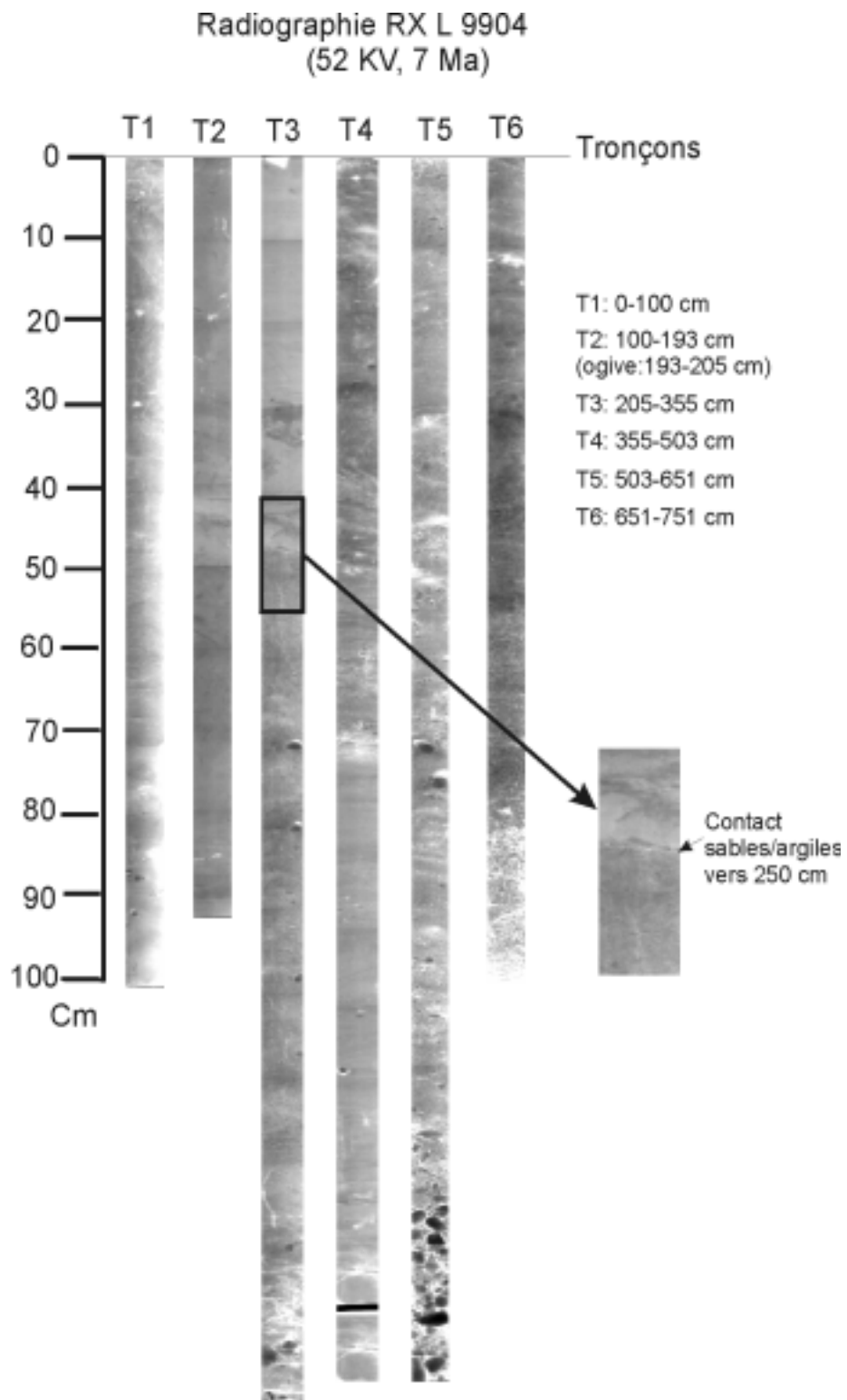


Figure 69 : Radiographie RX de L9904.

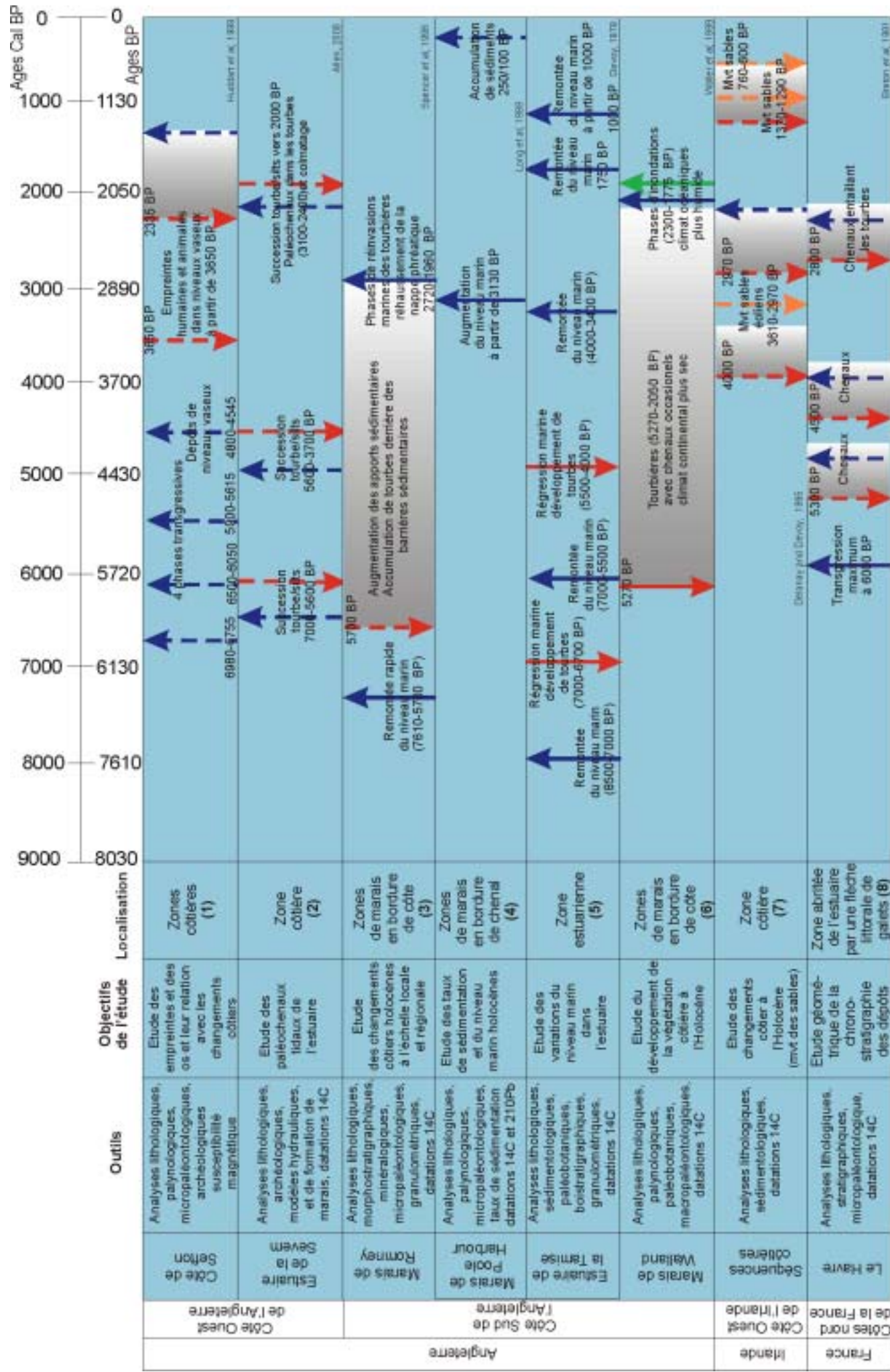


Tableau 1 : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones côtières sous influence de l'Océan Atlantique

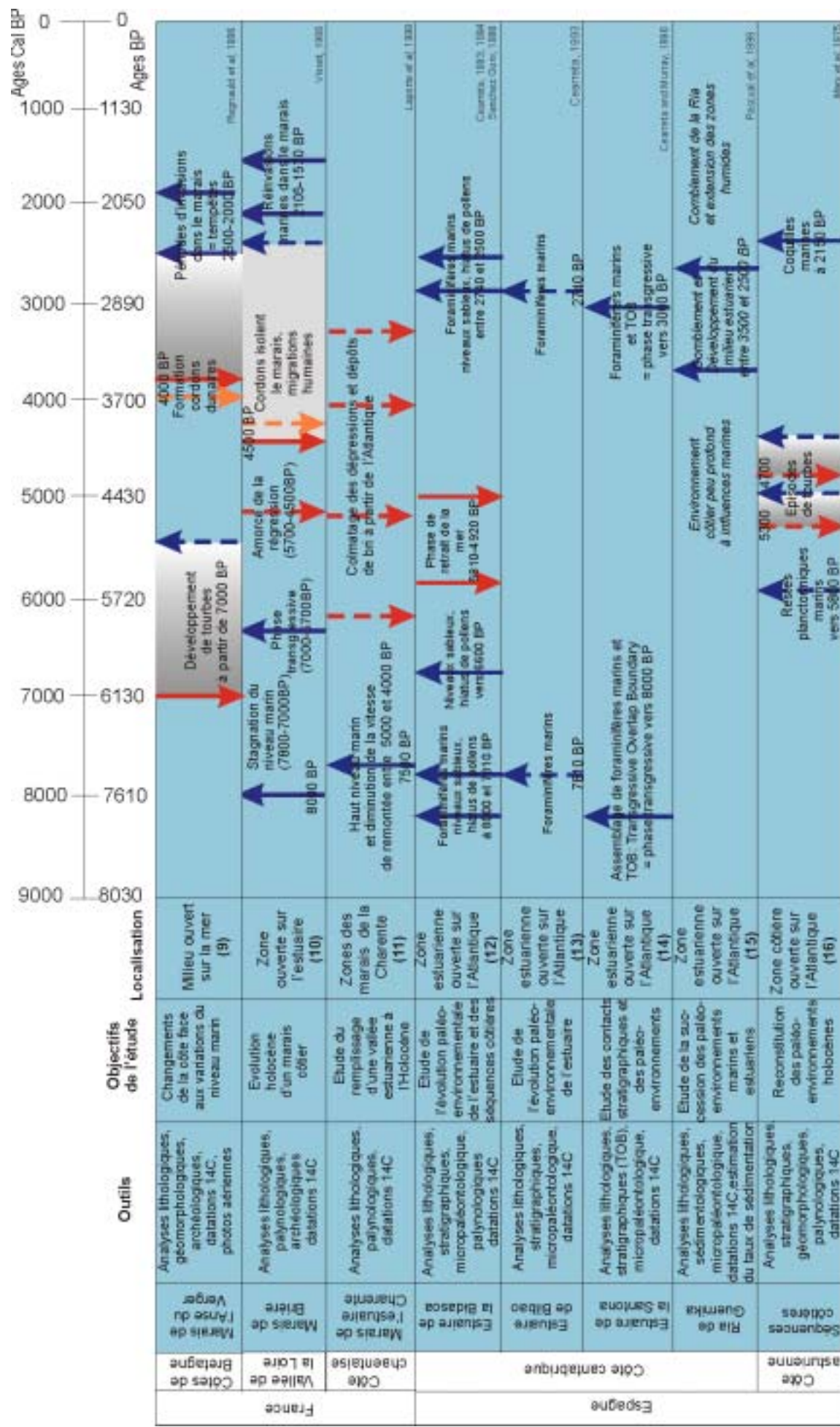


Tableau 1Bis : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones côtières sous influence de l'Océan Atlantique

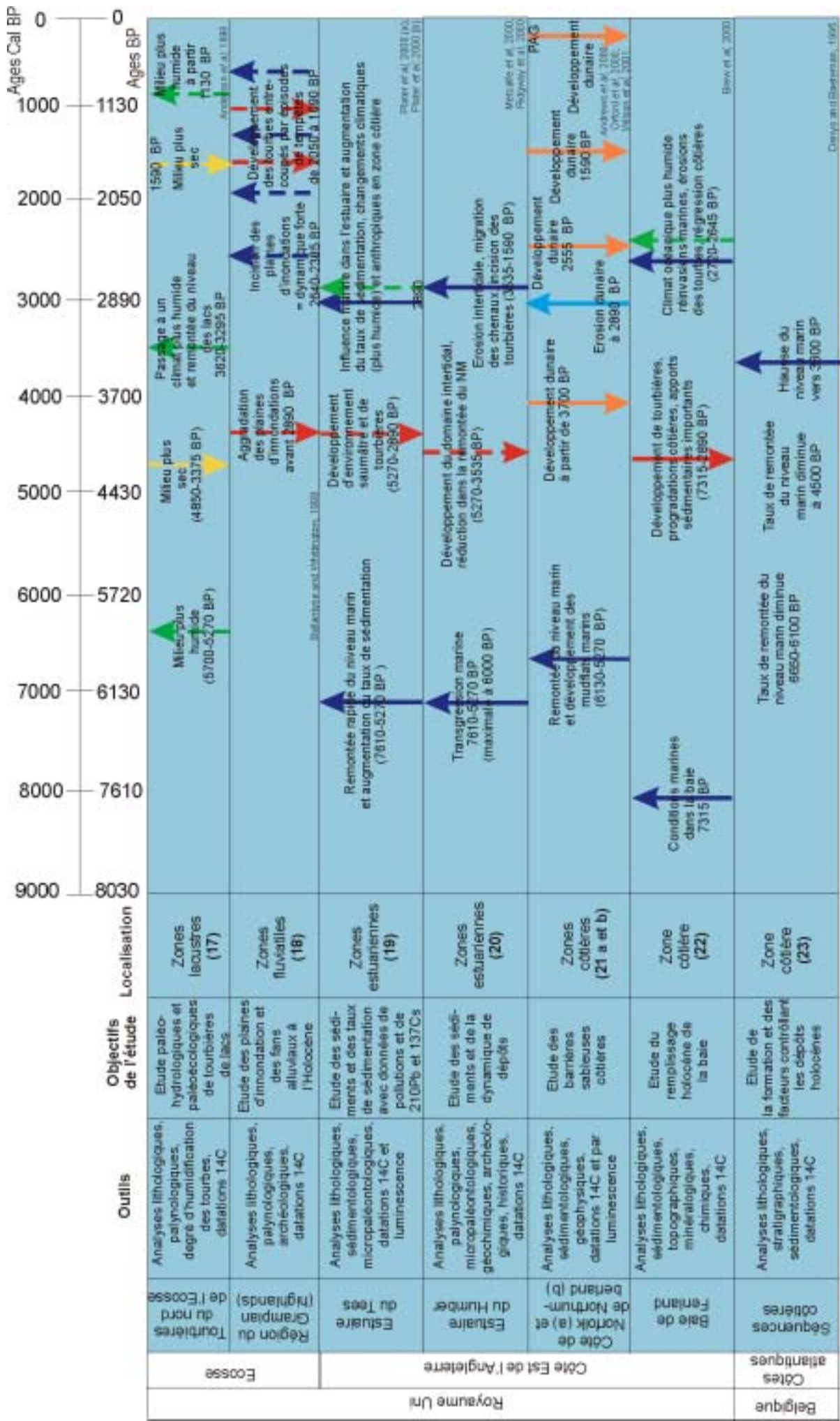


Tableau 2 : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones côtières sous influence des mers du Nord et Baltique

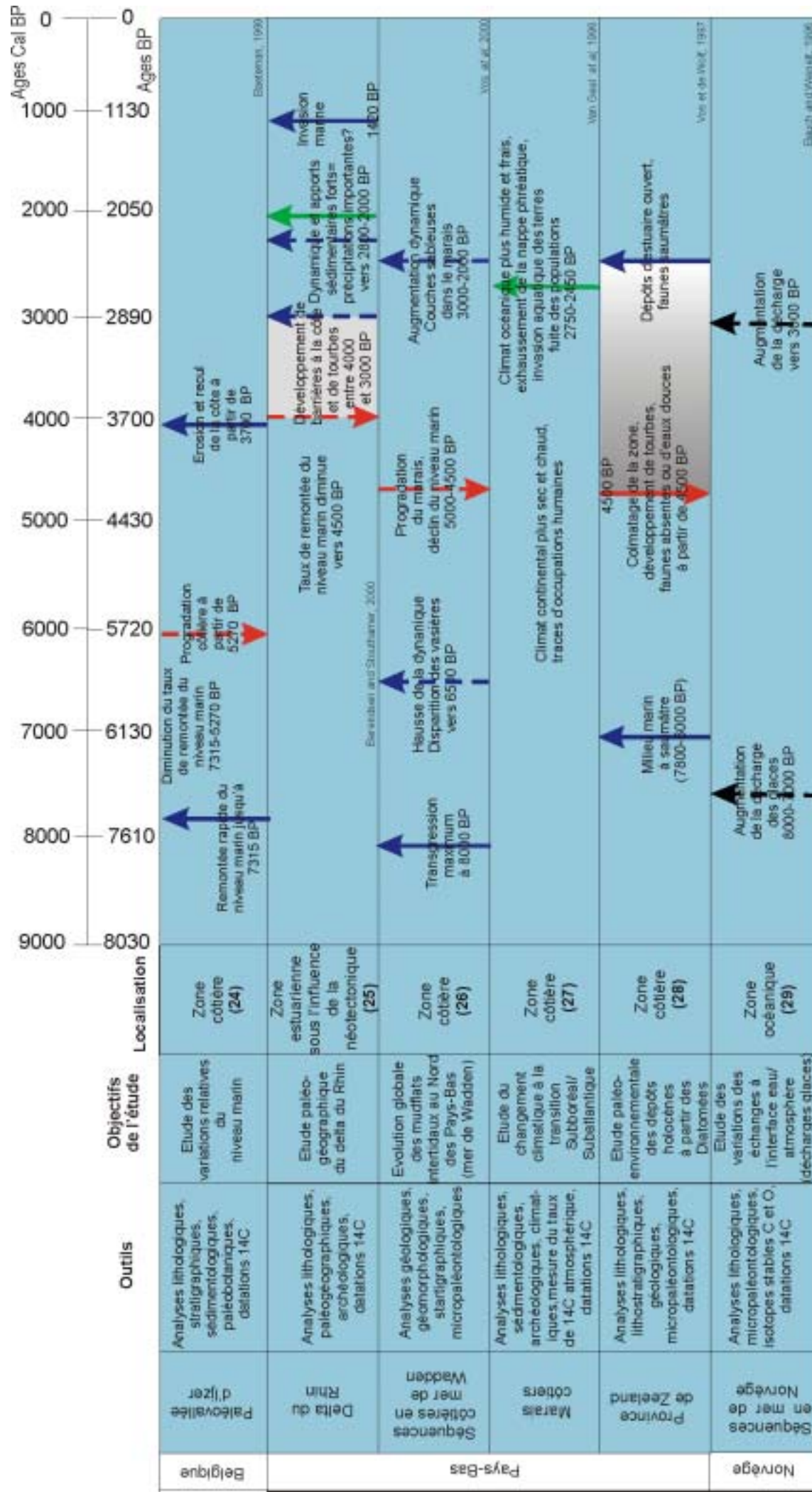


Tableau 2 Bis : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones côtières sous influence des mers du Nord et Baltique

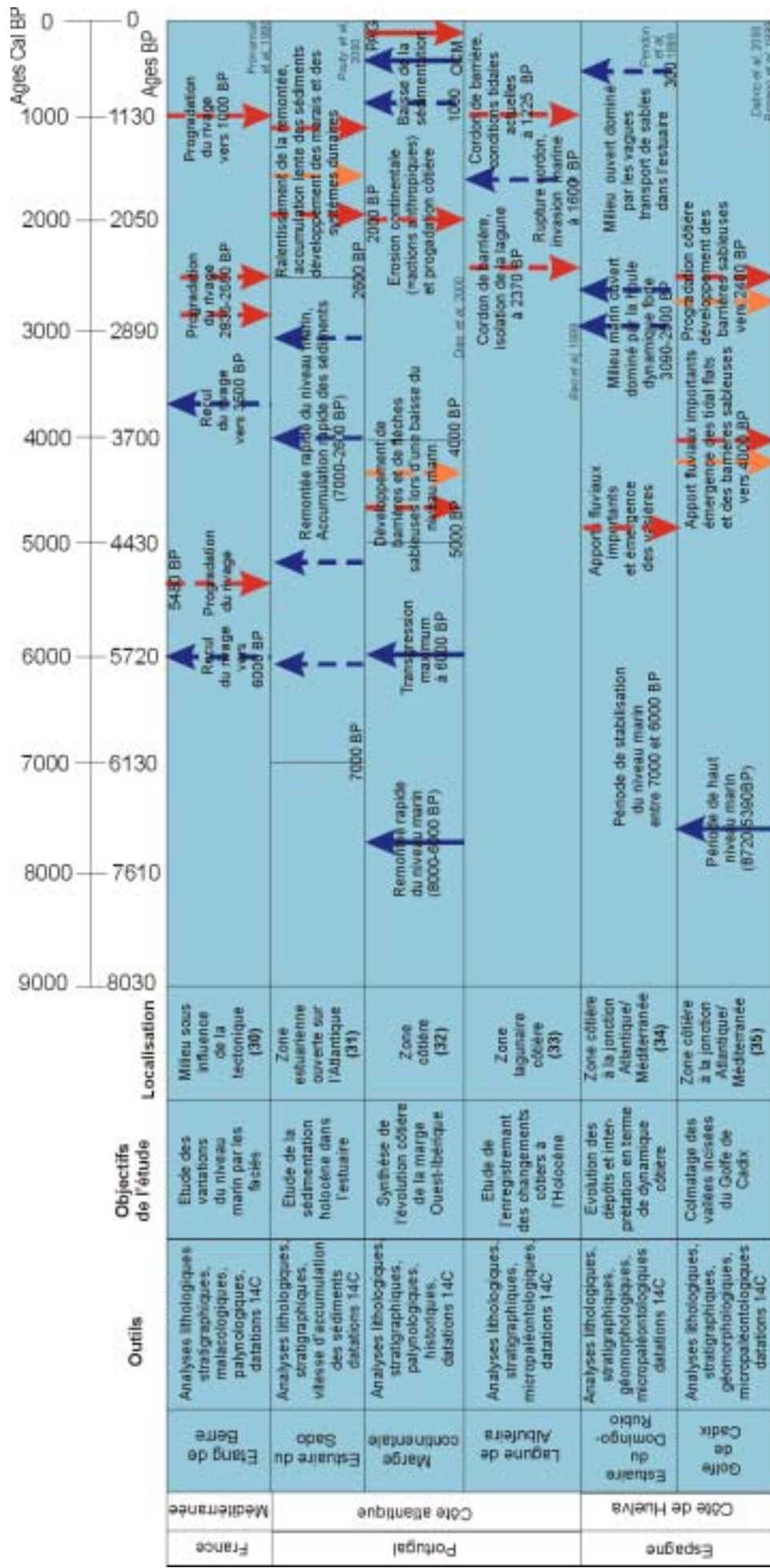


Tableau 3 : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones côtières sous influence de la Méditerranée

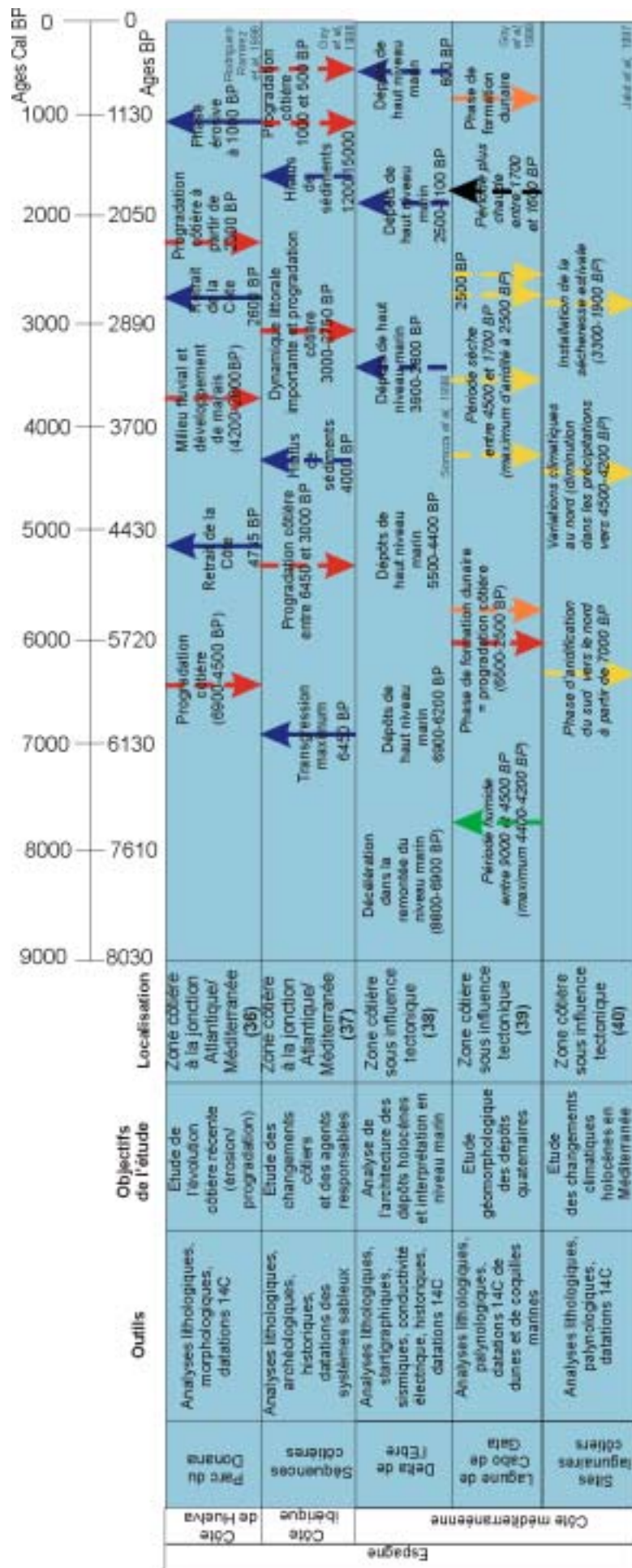


Tableau 3 Bis : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones côtières sous influence de la Méditerranée

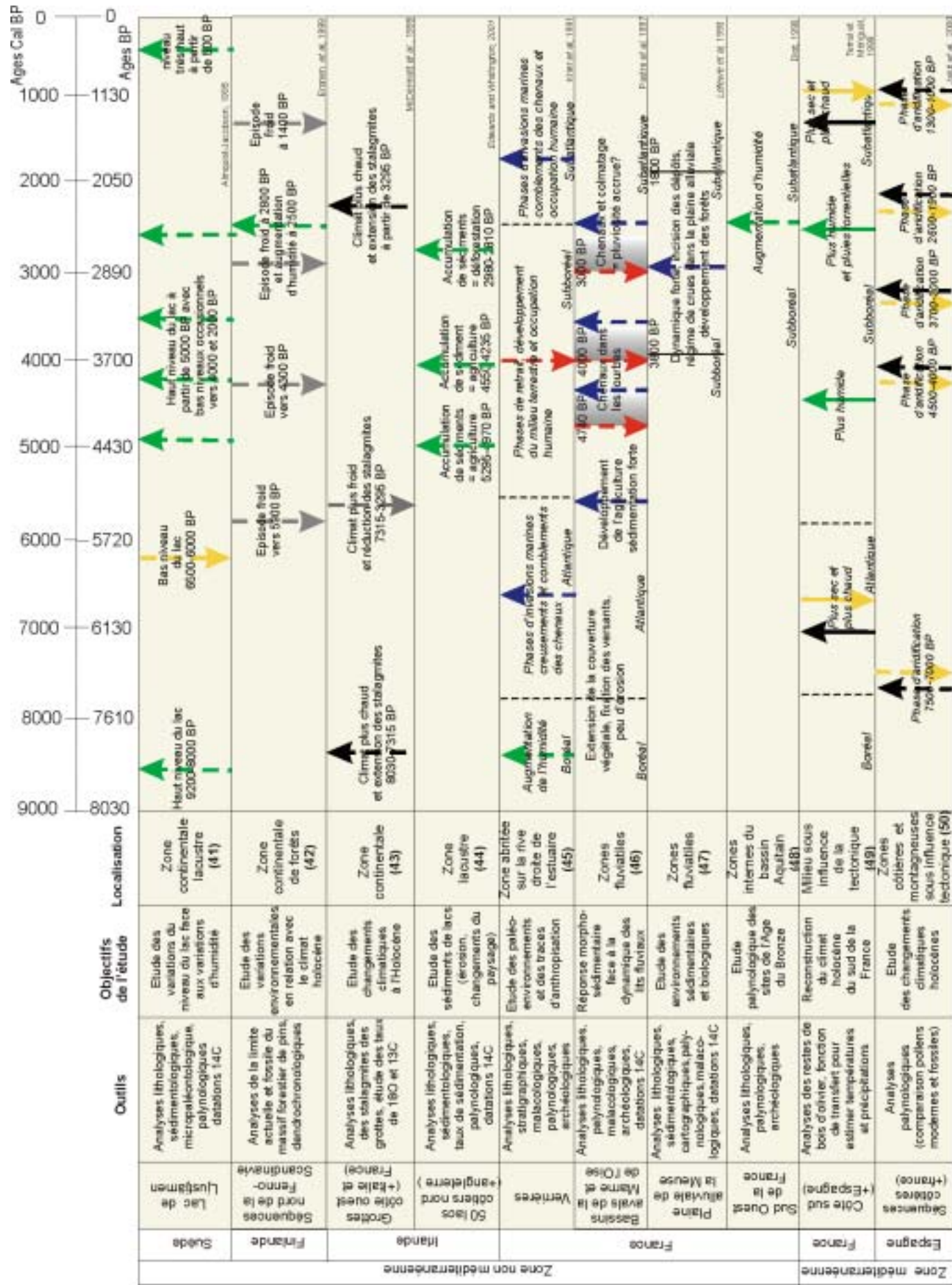


Tableau 4 : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones continentales de plaine

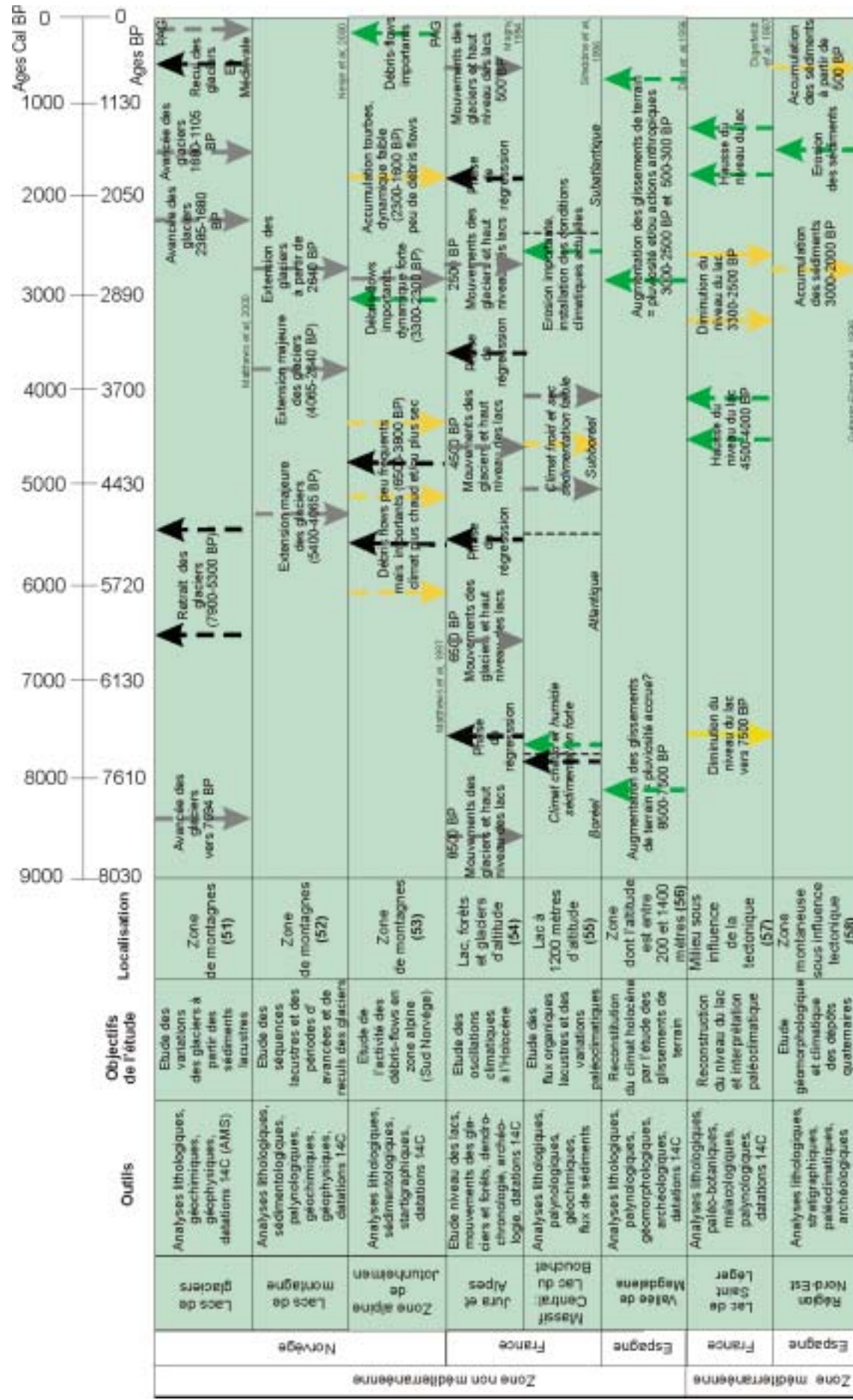


Tableau 5 : Synthèse sur l'évolution des paléo-environnements holocènes des zones continentales d'altitude

Abstract :

Palaeoenvironmental and archaeological remains were used to reconstruct Holocene coastal changes from three study areas located in Saintonge (the coastal La Perroche marsh) and in Aquitaine (marshes of the Gironde Estuary and coastal dune systems). The diversity of remains and methods used in these reconstructions allowed a good and coherent understanding of palaeoenvironmental evolution during the Holocene along the southwestern coasts of France.

The evolution of relative sea-level changes, climate and human occupation since 10 000 years in the Aquitaine and Saintonge regions appears to be synchronous with that evidenced in many locations along the northwestern European coasts. A positive sea level tendency in relation with an increase in atmospheric humidity is evidenced between 3000 and 2000 years BP (1000-20/0 years BC) and led to marshland inundations and abandonment of coastal human settlements.

Comparison of our data with the eustatic and climatic tendencies in North-West Europe and the evolution during the Holocene of climatic factors from solar, atmospheric and oceanic origins, led to the establishment of a climatic model explaining coastal changes since 6000 years. This model is based on the cyclic variations of 2500 years in solar activity and on an hypothetical 1000 years cyclicity of the NAO.

Key words : coastal changes, Holocene, palaeoenvironmental and archaeological remains, relative sea-level changes and climatic tendencies, North Atlantic Oscillation

Résumé :

La reconstitution des changements côtiers à l'Holocène a été réalisée par l'étude conjointe des témoins paléo-environnementaux et archéologiques sur trois sites-atelier localisés en Saintonge (le marais côtier de La Perroche) et en Aquitaine (les marais de l'Estuaire de la Gironde et les systèmes dunaires littoraux aquitains). La diversité des témoins analysés et des techniques mises en œuvre permet d'obtenir une synthèse cohérente des conditions paléo-environnementales qui se sont succédées au cours de l'Holocène en domaine côtier du Sud-Ouest de la France.

Les évolutions du niveau marin relatif, du climat et de l'occupation humaine enregistrées depuis 10 000 ans en Aquitaine septentrionale apparaissent synchrones avec celles mises en évidence, à travers de nombreux travaux, le long de côtes de l'Europe du Nord-Ouest. En particulier, une tendance transgressive en relation avec un accroissement de l'humidité climatique est mise en évidence entre 3000 et 2000 ans BP (1000-20/0 ans BC) se manifestant par des ré-invasions dans les marais estuariens et côtiers et par un hiatus dans l'occupation humaine.

La comparaison de nos données avec les tendances climato-eustatiques d'Europe du Nord-Ouest et l'évolution holocène des paramètres climatiques d'origine solaire, atmosphérique et océanique nous a permis de proposer un modèle conceptuel d'évolution du climat depuis 6 000 ans.. Ce modèle, qui explique les changements côtiers enregistrés, s'appuie sur les variations cycliques de 2500 ans de l'activité solaire et sur une cyclicité hypothétique de l'Oscillation Nord Atlantique de l'ordre du millénaire.

Mots clés : Changements côtiers, Holocène, témoins paléo-environnementaux et archéologiques, Variations relatives du niveau marin et tendances eustatiques, Oscillation Nord Atlantique

Spécialité : Océanographie, Paléo-océanographie

Département de Géologie et d'Océanographie, UMR / CNRS EPOC 5805, Université Bordeaux I, Avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex
