





PRESENTEE A

L'UNIVERSITE DE LA ROCHELLE

Par M. Nicolas WEBER

POUR OBTENIR LE GRADE DE

DOCTEUR

SPECIALITE : GEOLOGIE MARINE

MORPHOLOGIE, ARCHITECTURE DES DEPOTS, EVOLUTION SECULAIRE ET MILLENAIRE DU LITTORAL CHARENTAIS

Apports de la sismique réflexion combinée à des suivis bathymétriques et validée par des vibrocarottages

Soutenue le 8 Avril 2004 Après avis de : Mme Bernadette Tessier, Chargé de Recherche CNRS Caen M. François Guillocheau, Professeur, Université de Rennes 1

Rapporteur Rapporteur

Devant la commission d'examen formée de : M. Eric Chaumillon, Maître de conférence à l'Université de La Rochelle M. Jean-Christophe Maurin, Professeur à l'Université de La Rochelle M. Michel Tesson, Professeur à l'Université de Perpignan M. Thierry Garlan, Ingénieur à l'EPSHOM, Brest

Directeur de thèse Directeur de thèse Examinateur Examinateur

i

Remerciements :

Ce mémoire est l'aboutissement de 4 ans de missions d'acquisition en mer, chacune mémorable, de dépouillement de données, jusqu'à sa longue rédaction. Ce travail a également été l'occasion de rencontres et de collaborations avec de nombreuses personnes que je tenais à remercier ici :

Il va de soit que le premier vers qui vont mes remerciements soit **Eric Chaumillon**. C'est à la suite d'un contact tout à fait fortuit que deux passionnés de la mer ont pu se rencontrer et ce fut le début d'une réelle amitié. Une première mission en mer quelque mois après et c'était parti pour 7 autres et à chacune son lot de découverte. En commun également l'acharnement : le plus mémorable étant l'aller / retour a Perpignan pour récupérer le matériel de sismique la veille d'une mission. Jamais rassasiés, l'un comme l'autre voulant faire des profils supplémentaires, Toujours en contact et sur la même longueur d'onde, malgré les 500 kms entre nos deux bureaux, et grâce à plus de 5000 e-mail, des heures entières au téléphone.

Bien qu'étant plutôt rigide sur la rédaction et parfois insupportable, j'ai beaucoup appris auprès d'Eric et surtout dans la façon de synthétiser les choses, et combien de fois l'ai-je entendu dire, « Bon, on va faire un tableau pour voir plus clair ! ». Encore une fois Merci Eric !!!

La seconde grande rencontre de cette belle aventure, eut lieu lors de notre première campagne en mer en juillet 1999. Ayant écumé la région de la Charente Maritime quelques années auparavant, **Michel Tesson** est venu aidé deux petits jeunes qui se lançaient dans la sismique THR. Ce fut le début également d'une grande amitié, de nombreuses heures passées devant l'ensemble du système d'acquisition, de discussions et de fructueux conseils.

Bien entendu, je n'aurais également pas pu réaliser cette thèse sans mon chef ! **Thierry Garlan**, qui m'a toujours épaulé et soutenu pour soutenir mon dossier au lancement et me conseiller, parfois me recadrer tout au long de ces quatre ans.

Bien évidemment, **Bernadette Tessier**, qui en plus d'avoir eu a lire l'ensemble de ce long... manuscrit en tant que rapporteur, est venue également nous apporter son aide pour réaliser une partie de nos explorations. La première mission en juillet 2000 fut sans doute la plus mémorable, une météo épouvantable, des frayeurs dans la Charente mais au final des profils sismiques magnifiques.

Dans la longue liste, je remercie également :

Stéphane Recoura, pour sa précieuse aide lors de l'ouverture des 50 m de carottes, venu spécialement à Brest de La Rochelle.

Patrick Guyomard et Isabelle Gabelotaud, pour leur aide et leurs conseils dans le traitement des données.

Astrid et Sylvain, pour la lecture et les corrections du manuscrit (écrit parfois dans un langage difficile à déchiffrer même pour l'auteur après relecture).

Le clan des Gitans des Algecos !

L'ensemble du C.L.D.G, qui me voyait apparaître quelques jours dans l'année, et plus particulièrement Isabelle Brenon pour son soutien sans faille et Jean Christophe Maurin qui a tout de suite cru en moi et qui m'a accueilli au sein du labo.

Pour leurs conseils : Gilles Lericolais, Serge Berné, François Guillocheau, Jean-Noël Proust, René Kerbrat, et Gilbert Floch...

Ma hiérarchie au Shom qui m'a permis de réaliser cette thèse dans le cadre de mon travail au sein de l'établissement et notamment, M. Michel Le Gouic, M. Christophe Levisage, M. Jean-Louis Bouet-Leboeuf, M. Etienne Caillaux, M. Jean-Luc Deniel, M. Patrick Souquière, M. Jean-Marc Chimot et l'ensemble des ingénieurs et personnel du SHOM qui m'ont aidé et soutenu.

Les équipages et personnels du Côte de la Manche, du Côte d'aquitaine, du Borda et du Service Maritime de la DDE 17 et notamment Jacques Fazilleau.

Bien évidement **mes Parents** qui mon toujours soutenu dans mon entreprise et qui m'ont donné les passions de la mer et de la géologie.

Et surtout **Laurence**, ma moitié, qui a toujours été là pour me soutenir, me conseiller, pour lire et relire avec un œil critique et d'experte ce manuscrit, et enfin, **Baptiste** arrivé dans la famille au cours de cette histoire et qui aidait déjà son papa soit en jouant avec ses profils !

TABLE DES MATIERES

INTRODUCTION GENERALE			
0.1 L'envi	RONNEMENT COTIER : PROBLEMATIQUE	2	
0.2 ORGAN	IISATION DU MANUSCRIT	5	
CHAPITRE 1.	LES ESTUAIRES ET LES VALLEES INCISEES	9	
1.1 LES SY	STEMES DE VALLEES INCISEES	11	
1.1.1 Défi	inition :	11	
1.1.2 Care	actéristiques	12	
1.1.2.1	Classification	12	
1.1.2.2	Morphologie en 3 segments		
1.1.2.3	Le système fluviatile :	14	
1.1.2.4 1.2.4	E INCISION	13	
1.2.1 Les	causes des variations du niveau marin.		
1.2.2 Les	cyclicités et les échelles de temps des variations du niveau marin		
1.2.3 Vari	iations eustatiaues et climatiaues au cours des derniers 100 000 ans		
1.3 L'ORIG	INE MIXTE : MARINES ET FLUVIATILES DES SEDIMENTS DE REMPLISSAGE		
1.3.1 Org	anisation stratigraphique d'une vallée incisée	21	
1.3.2 For	me et organisation des remplissages en fonction du type et de la morphologie de la va	llée 24	
1.4 Des fa	CIES CONTROLES PAR TROIS PROCESSUS : LA MAREE, LA HOULE ET LA RIVIERE		
1.4.1 Mor	phologie et faciès des différents types d'estuaires		
1.4.2 Dyn	amique estuarienne et zonation de faciès	26	
1.4.3 Déte	ail sur le cas des estuaires mixtes : exemple de la Gironde	34	
CHAPITRE 2.	LA ZONE D'ETUDE : LE LITTORAL CHARENTAIS		
2.1 LA ZON	ie d'etude : le littoral Vendeo-charentais		
2.1.1 Con	texte géographique		
2.1.2 Con	texte géologique et structural	41	
2.1.3 Con	texte sismo-tectonique et Néotectonique		
2.1.4 Con	texte géomorphologique		
2.1.4.1	La partie marine		
2.1.4.1.	1 Le Pertuis Breton		
2.1.4.1.	2 Le Pertuis d'Antioche		
2.1.4.1	blaines côtières ou margis	47 18	
2.1.5 Les	Descriptions des formations sédimentaires de comblement des plaines côtières		
2.1.5.1	1 Les formations alluvionnaires		
2.1.5.1.	2 Le bri fluviatile continental	51	
2.1.5.1.	3 Les dépôts de Tourbe	51	
2.1.5.1.4	4 Les cordons sableux		
2.1.5.1.3	Architecture et historique du comblement d'arrès les sondages à terre		
2.1.5.2 216 Con	texte hydrologique		
2.1.0 Con 2.1.7 Con	texte météorologique et hydrodynamique		
2.1.7.1	Les vents		
2.1.7.2	La marée	56	
2.1.7.3	La houle		
2.1.7.4	Mer de vent et clapot	60	
2.1.8 Le t	ransport et l'accumulation des sédiments		
2.1.8.1 2.1.8.2	Les materiaux sableux	61 61	
2.1.0.2 219 Ipr	changements de l'environnement côtier liés aux interventions humaines		
2.1.9.1	La poldérisation		
2.1.9.2	Conchyliculture, Ostréiculture	62	
2.1.9.3	La prolifération des crépidules	63	
2.1.9.4	Les activités portuaires et le dragage		
2.1.9.5	Le tourisme		
2.2 CONCL	USION		
CHAPITRE 3.	DONNEES ET METHODES	65	

3.1 Les donnees	66
3.1.1 Cartographie superficielle de la nature des fonds, des structures de la dynamique sédime	ntaire et
de ses évolutions depuis 200 ans	66
3.1.1.1 Les plomb-suiffés	66
3.1.1.2 Prélèvements	67
3.1.1.3 Le trait de côte et l'estran	69
3.1.1.4 Sonar latéral	69
3.1.1.5 Acquisition de nouvelles données en complément	69
3.1.2 Cartographie de l'architecture 3D des sédiments meubles	
3.1.2.1 Etat des lieux en terme d'architecture des dépôts avant 1999	
3.1.2.2 Acquisition de nouvelles données (Période 1999-2002)	
3.1.2.2.1 Plan de levé sismique THR	
3.1.2.2.2 Calibration des etudes sismiques par carottages	
3.1.2.2.3 Elaboration d'une base de données et d'un SIG 4D	
5.1.5 Conclusion	
CHAPITRE 4. L'EVOLUTION DU LITTORAL A L'ECHELLE SECULAIRE	75
4.1 CARTOGRAPHIE SUPERFICIELLE	76
4 2 ETUDE A L'ECHELLE SECULAIRE ·	78
421 Les évolutions du trait de côte	80 80
4.2.11 Les côtes trobauses	80
4.2.1.1 Les côtes sobleuses	
4.2.1.2.1 Les pointes de l'Aiguillon et d'Arcay	80
4.2.1.2.2 La pointes de l'Algunion et d'Aledy	
4.2.1.2.3 Li Anse de la Maleconche - les Pointes des Saumonards, de Bovardville et Bellevue	
4.2.1.2.4 La pointe de Gatseau	
42.1.3 Les côtes vaseuses	
4.2.1.3.1 L'Anse de l'Aiguillon et le Marais Poitevin	
4.2.1.3.2 Comblement des marais de Voutron, Rochefort, Brouage et Seudre	90
4.2.2 Les évolution des zones submergées	
4.2.2.1 Les zones submergées sableuses	95
4.2.2.1.1 Le Seuil Inter-Insulaire	95
4.2.2.1.2 Les minces dépôts de sables sub-tidaux : exemple des sables temporaires sur les platiers	rocheux98
4.2.2.1.3 Les champs de dunes hydrauliques d'Antioche	100
4.2.2.1.4 Les dunes occidentales de Chevarache	101
4.2.2.1.5 La Longe de Boyard	103
4.2.2.1.6 Le Banc du Bûcheron	108
4.2.2.2 Les zones submergées vaseuses	108
4.2.2.2.1.1 La fosse de Chevarache orientale et le Peu Breton	
4.2.2.2.1.2 Le coureau de La Pallice, la Rade des Basques et la Rade des Trousses	
4.2.3 Discussion	
4.2.4 Les quatre environnements hydro-sédimentaires principaux dans le littoral charentais	112
4.2.5 Bilan de la dynamique sédimentaire à l'échelle séculaire	114
4.2.6 Conclusion	115
4.2.7 Questions que ne peut pas résoudre le 2D surface	
CHAPITRE 5. L'ECHELLE MILLENAIRE	
	120
5.1 E INCISIÓN DO SOCIE	
5.1.1 Description au jacles sismique basal	120
5.1.1.1 L unite sistinque basale 00	120
5.1.1.2 La discontinuite K1	121
5.1.2 Le reseau de vallees et chendux incluses	121
5.1.2.1 Carte terre/mer des isonypses du ton du socie	121 127
5.1.2.2 Le l'entuis d'Annoche et le pareo-reseau nyurographique de La Charenne	127
5.1.2.5 Ect et dus bieton et le reseau sevie Montaise – Lay – Vendee	127 134
5131 La Charente ·	134
5 1 3 1 1 Le Lav la Sèvre Niortaise et la Vendée	134 136
5.1.3.1.2 Les vallées Inter-nertuis	138
5.1.3.2 Morphologie transversale de l'incision L/H	
5.1.4 Interprétation et discussion	
5.1.4.1 Deux réseaux hydrographiques convergeants et à nendage vers l'Ouest	
5.1.4.2 L'influence de l'eustatisme sur l'incision : une incision maximum au niveau du littoral actue	142
5.1.4.3 Influence lithologique et structurale sur le réseau hydrographique	
5.1.4.4 Influence de l'hydrologie et de l'âge de la vallée sur la morphologie de l'incision	145

5.1.5 Conclusion sur l'incision	146
5.2 LA COUVERTURE SEDIMENTAIRE MEUBLE	147
5.2.1 Le Pertuis d'Antioche :	
5.2.1.1 La partie externe : le Seuil Inter-Insulaire – Article publié dans Marine Geology	149
5.2.1.2 La Partie Centrale : la Fosse d'Antioche	172
5.2.1.3 Le Pertuis d'Antioche Interne	172
5.2.1.3.1 Description des faciès sismiques	172
5.2.1.3.2 Cas particulier : le faciès ZAS - Zone Acoustiquement Sourde	
5.2.1.3.3 Faciès sédimentologiques et corrélation avec les profils sismiques	191
5.2.1.3.4 Interprétations	
5.2.1.3.4.1 Interprétation des unités sismiques en terme d'environnement de dépôt	
5.2.1.3.4.2 Evolution des environnements de dépôt lors du comblement du Pertuis d'Anti	oche201
5.2.1.3.4.3 Le remplissage de la vallée d'Antioche : Comparaison entre le Seuil Inter-Insi	ulaire et le Pertuis
d'Antioche Interne :	
5.2.2 Le Pertuis Breton	
5.2.2.1 Description des faciés sismiques	
5.2.2.1.1 Le Seuil Vendeo-Rhetais	
5.2.2.1.2 La paleo-vallee du Lay	
5.2.2.1.5 La Fosse Occidentale de Chevarache.	
5.2.2.1.4 La Dordure Nord-Ouest de L'hie de Re	
5.2.2.1.5 La Posse Orientale de Cilevaracite	
5.2.2.1.0 Le l'eu Dictoir	
5.2.2.2 Description des racies sedimentologiques du l'ertuis Breton et relation avec les unites	237 sisiliques
5.2.2.5 Interpretation des unités sismiques en terme d'environnement de dépôt	
5.2.2.3.1.1 Le Seuil Vendéo-Rhétais	237
5.2.2.3.1.2 La Vallée du Lav	
5.2.2.3.1.3 La Fosse Occidentale de Chevarache	
5.2.2.3.1.4 La bordure Nord-Est de l'île de Ré et la Fosse Orientale de Chevarache	
5.2.2.3.1.5 Le Peu Breton	
5.2.2.3.2 Evolution des environnements de dépôts	
5.2.2.3.2.1 Le Seuil Vendéo-Rhétais	241
5.2.2.3.2.2 Le Pertuis Breton sensu-stricto (les Fosses de Chevarache, le Peu Breton et la	côte Nord-Est de
l'Ile de Ré) 242	
5.2.2.4 Une architecture originale de vallée incisée - Article accépté aux Comptes rendus Gé	éosciences243
5.2.2.5 Discussion sur la zone acoustiquement sourde	256
CHADITDE 6 DISCUSSION SUB LE DEMDI ISSACE ET LA DVNAMIOUE SEDIN	IENTAIRE DES
DELIX PERTILIS 261	
DECATENTOIS 201	
6.1 STRATIGRAPHIE ET EVOLUTION MILLENAIRE DU REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DES VAL	LEES INCISEES
DES PERTUIS CHARENTAIS	
6.1.1 Les principaux résultats nouveaux apportés par l'exploration sismique systématique	ue couplée aux
carottages	
6.1.2 Des remplissages sédimentaires très contrastés pour les deux pertuis charentais	
6.1.3 Des remplissages de vallée incisée originaux par rapport aux modèles de référenc	e – Comparaison
avec la Gironde et les vallées de la côte Est des USA	266 266
614 Synthèse stratigraphique à l'échelle de l'ensemble des pertuis charentais	260
6.1.5 Les remplissages sédimentaires des pertuis charentais : un enregistrement des var	iations à haute
5.1.5 Les rempussages seumenaires des periais charemais : un enregisirement des var	10110113 U HUUIE 272
frequence de la transgression à la fin de l'holocene	
0.1.0 Essai de reconstitution des evolutions paleogeographiques des pertuis charentais d	aepuis 10000
BP: 2/4	250
0.2 DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE SECULAIRE DES PERTUIS CHARENTAIS	
6.2.1 La distinction des corps sédimentaires enregistrant les conditions environnementa	les actuelles de
ceux issus de conditions anciennes	
6.2.2 La transition entre les corps sédimentaires millénaires et séculaires	
6.2.3 Les grandes tendances de la dynamique sédimentaire séculaire	
6.2.4 Contrôle de la dynamique sédimentaire séculaire par l'héritage sédimentaire et m	orphologique
millénaire	

CHAPITRE 7.	CONCLUSION	289

INTRODUCTION GENERALE

0.1 L'environnement côtier : problématique

Importance des environnements côtiers

Les littoraux constituent les régions du monde les plus peuplées. Il s'agit également de zones où se concentrent de nombreuses activités économiques, industrielles et agricoles (tourisme, commerce, pêche...) ce qui entraîne de nombreux conflits d'usages (*Catanzano et Thébaud, 1995*). Les aménagements d'ingénierie côtière tels que les constructions portuaires et de navigation (endiguements, dragages), la poldérisation, l'agriculture sous-marine ont un effet substantiel sur les systèmes sédimentaires côtiers locaux, sur les échanges et la balance sédimentaires. Ainsi, ces zones côtières sont particulièrement sensibles aux changements environnementaux et montrent des évolutions et modifications significatives. En raison de leur importance économique et environnementale, il est impératif que la dynamique sédimentaire des côtes soit explorée dans une perspective de gestion et de conservation durable du littoral.

Evolution des environnements côtiers

Durant l'histoire géologique, divers processus naturels ont modifié le milieu côtier : (1) les mouvements verticaux de la croûte terrestre, (2) les variations du niveau marin et (3) la dynamique sédimentaire côtière (érosion et colmatage).

Ainsi, depuis la fin du dernier petit événement froid le « Little âge Ice » qui s'est terminé au début du XIX^{ième} siècle, le niveau marin est monté de 1 à 2 mm par an (*Cazenave, 1999; Douglas, 1991; Wöppelmann, 1997*)(Cf. Figure 0-1).



Figure 0-1 : Enregistrements marégraphiques dans 5 villes du monde montrant la montée du niveau marin (Wöppelmann, 1997).

Le Tableau 0-1 et la Figure 0-2 montrent les conséquences qu'occasionneraient la fonte des différentes réserves de glace existantes et notamment la remontée du niveau marin.

Localisation	Volume (km ³)	Monté potentielle du niveau marin (m)
Calotte glaciaire Est-Antarctique	26039	64.8
Calotte glaciaire Ouest-Antarctique	3262	8.06
Péninsule Antarctique	227	0.46
Groenland	2620	6.55
Autres calottes glaciaires, glaciers	180	0.45
TOTAL	32328	80.32

Tableau 0-1 : Estimation de la remonté maximum du niveau marin à partir de la fonte des glaciers actuels modifié d'après (*Willams et Hall, 1993*).

Ainsi, les modifications potentielles pouvant être occasionnées par la remontée du niveau de la mer et les changements climatiques (vent et houle) menacent la stabilité de beaucoup d'estuaires et d'autres secteurs du littoral et pourraient inonder les basses vallées côtières où généralement la densité de population est importante. Or, les diverses études sur les côtes européennes mettent notamment en évidence d'une part un comblement progressif des estuaires (*Allen et Rae, 1988; Jago, 1980; Shi, 1993*) et d'autre part une érosion générale des plages (*Aubié et Tastet, 2000*).



niveau marin à -130 m (20 000 BP)

niveau marin à 0 m (Actuel)



niveau marin à +10 m

niveau marin à +50 m

Figure 0-2 : Cartes montrant les terres émergées pour des niveaux marins à -130m, à 0m, à +10 m et +50 m.

Or, sur les marges stables non subsidentes comme le sont les côtes atlantiques françaises, les estuaires constituent les types littoraux les plus courants (*Perillo, 1995*). Ces estuaires ainsi que

les systèmes de vallées incisées associés représentent des zones de forte concentration des sédiments meubles.

Ainsi, pour réaliser une étude globale de la couverture sédimentaire meuble de toute la section côtière, il s'avère nécessaire de s'intéresser aux fonds marins compris entre -80 et +5m C.M. Ceci doit permettre (1) d'atteindre et de replacer les sédiments littoraux dans une histoire géologique régionale récente, (2) de reconnaître les environnements littoraux liés à l'histoire ancienne, (3) d'étudier leur réponse face aux variations du niveau marin passé et (4) permettre d'envisager une meilleure compréhension des modifications des littoraux actuels. Il s'agit également d'apporter des éléments pour distinguer les réponses des régions côtières aux évolutions environnementales naturelles qui s'avèrent parfois difficiles à estimer en raison des perturbations liées aux activités humaines.

Toutefois la couverture sédimentaire meuble qui borde les littoraux était peu ou mal connue du fait du peu de techniques adaptées à l'exploration en domaine de petit ou très petit fond. Cette lacune a été comblée dans la dernière décennie grâce à l'avènement notamment des sondeurs acoustiques (sondeurs multifaisceaux et sismique Très Haute Résolution : THR).

De nombreuses études traitant du comportement hydraulique et hydrodynamique des estuaires, du régime de transport des sédiments et des flux des matériaux ont souvent été entreprises *(Ehrhold, 1999; Mallet, 1998b)*. Ces études abordent alors des échelles spatio-temporelles dites courtes :

- Micro-échelle : événement à très haute fréquence concernant les mouvements à l'échelle du grain (rides, dunes...) ;
- Méso-échelle : processus événementiel comme un ou plusieurs cycles de marée, une tempête ou saisonnier.

Toutefois, seulement récemment une attention significative a été prêtée à la dynamique et au développement à long terme de la morphologie des côtes et des estuaires (*Pye, 1996; Tessier et al., 2003*).

Ainsi, pour mieux comprendre le fonctionnement d'un système côtier estuarien et cerner les facteurs déterminants qui contrôlent son évolution à moyen et long terme, notre étude se focalise sur deux échelles spatio-temporelles :

- Macro-échelle ou échelle séculaire : celle-ci consiste à qualifier et quantifier l'évolution morphologique et réaliser un bilan de la tendance générale de la dynamique sédimentaire sur les deux cents dernières années ;
- Hyper-échelle ou échelle millénaire : compte tenu du fait que l'existence d'un estuaire est liée à la remontée du niveau marin, il s'agit de définir l'architecture en trois dimensions et la nature de la couverture sédimentaire meuble afin de montrer son organisation et reconnaître les différentes phases de construction liées aux variations du niveau marin.

L'objectif de notre travail est de :

- Distinguer les différents corps sédimentaires au sein de la couverture meuble.
- Déterminer si l'organisation des dépôts littoraux résulte uniquement de la dynamique sédimentaire actuelle ou existe-il un héritage ancien ?
- Définir une méthodologie afin d'identifier les corps sédimentaires actuels des corps résultant de processus plus anciens.
- Définir l'origine de ces dépôts anciens : comment ont-ils été mis en place ?, à la faveur de quel processus ?
- Définir s'il existe une architecture et une nature typiques ou existe-il une variabilité de ces dépôts ? Si oui, quels sont les phénomènes qui vont influencer cette variabilité de nature, de volume et l'organisation.
- Caractériser l'influence des dépôts anciens sur la dynamique sédimentaire
- Définir les matériaux mis en jeu dans la dynamique sédimentaire actuelle et les échanges qui peuvent exister avec les dépôts anciens.
- Apprécier si la dynamique sédimentaire actuelle reflète les dépôts hérités.
- Identifier les forçages liés à l'activité humaine dans la dynamique sédimentaire.

0.2 Organisation du manuscrit

Ce travail de thèse repose sur une collaboration entre la Cellule « Sédimentologie » du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (S.H.O.M) et le Centre Littoral de Géophysique (C.L.D.G) de l'Université de La Rochelle avec le soutien logistique de l'Université de Perpignan (M. Michel Tesson), de l'Université de Caen (Mme Bernadette Tessier), le Service Maritime de la Direction Départementale de l'Equipement de Charente Maritime et le Conseil Général de Charente Maritime, du CNRS (navires) et de Génavir (vibrocarottier).

Ce manuscrit comprend six principaux chapitres.

Le **premier chapitre** consiste en une synthèse sur les agents et les processus à l'origine de la création, du fonctionnement et de l'évolution morpho-sédimentaire des estuaires et des systèmes de vallées incisées.

La zone atelier sur laquelle cette étude s'est portée, est située entre les Sables d'Olonne et l'embouchure de la Gironde. Dans le **second chapitre,** nous aborderons donc les caractéristiques géologiques, tectoniques, hydrodynamiques, hydrologiques, sédimentaires, de cette région. Nous justifierons le choix de cette région par le fait qu'elle présente une grande diversité d'environnements hydro-sédimentaires côtiers existant sur les façades maritimes françaises et regroupés dans une zone géographiquement très limitée.

Nous aborderons, dans le **chapitre 3**, les données existantes sur cette zone, leur traitement et la valorisation en vue de la création d'une base de données géo-référencées basée sur un Système d'Information Géographique SIG). Ces données comprennent des informations de bathymétrie

et des natures du fond anciennes issues des archives du SHOM ou de campagnes en mer des années 1960 à 1970. Pour répondre à nos objectifs, des levés complémentaires ont été réalisés au début de cette étude. Au total, huit campagnes en mer ont été réalisées mettant en œuvre des outils d'investigation divers et variés donnant accès à :

- L'architecture 3D de la couverture sédimentaire meuble et à la morphologie du toit du substratum rocheux entre les isobathes -80 et 0m (sismique Très Haute Résolution (THR) : Sparker, Boomer IKB SEISTEC, Sondeur de sédiment chirp 3.5kHz) ;
- La nature des différents dépôts distingués grâce à la sismique : vibro-carottages et prélèvements à la benne ;
- L'évolution de certaines structures sédimentaires : bathymétrie mono et multifaisceaux, sonar latéral.

Les caractéristiques des principaux systèmes de sismique THR employés sont également abordés dans une partie spécifique ainsi que les méthodes de traitements, d'analyses utilisées, les outils et les chaînes de traitement spécialement créées pour l'intégration dans ce SIG.

Les apports nouveaux de cette étude proprement dite se décomposent en trois approches spatio-temporelles :

(1) **Chapitre 4 :** Une cartographie 2D classique qui a consisté à réaliser des cartes de la nature sédimentologique et de la morphologie des fonds sur l'ensemble de la zone d'étude. Celle-ci a consisté à synthétiser l'ensemble des données surfaciques comme ponctuelles anciennes et récentes, afin d'obtenir la répartition des faciès et des structures sédimentaires de cet environnement côtier. Cette cartographie a fait l'objet de la publication de trois cartes G du SHOM.

Les informations anciennes (depuis 1824) de bathymétrie, trait de côte et de nature du fond issues des archives du S.H.O.M ont été comparées aux connaissances actuelles issues de la cartographie 2D. Cette approche séculaire (sur 200 ans environ) permet de distinguer les zones côtières et sous-marines en évolution, de celle stables et de quantifier les volumes de sédiments déplacés. Une caractérisation pluri-décennale a été également réalisée sur certaines structures particulièrement mobiles afin d'estimer les variations temporelles de la dynamique sédimentaire et des échanges de matériaux. Cette approche séculaire ne consiste pas en une analyse détaillée des processus de la dynamique sédimentaire du littoral vendéo-charentais mais plutôt en une revue générale à l'échelle régionale des évolutions morphologiques sur les 200 dernières années.

L'objectif principal de cette thèse est de faire

.évoluer l'analyse de la dynamique sédimentaire classique (cartographie 2D, structures, modélisation hydrodynamique) en s'attardant plus particulièrement sur l'organisation 3D de la couverture sédimentaire afin d'y mettre en évidence l'héritage ancien, son influence et les échanges avec la dynamique actuelle.

(2) Chapitre 5: Il correspond à la plus grande partie de ce travail de thèse, nous avons étudié tout d'abord la morphologie du substratum rocheux et le réseau de vallées incisées qui y sont creusées. L'objectif étant de définir l'histoire géologique récente de cette zone, le rôle des rivières qui y débouchent (Lay, Vendée, Sèvre Niortaise et Charente) et l'influence de la morphologie du socle sur l'organisation des dépôts sédimentaires sus-jacents. Nous avons ensuite détaillé l'architecture et la nature de l'ensemble de la couverture sédimentaire meuble, grâce à la sismique HR et THR calibrées par des carottages. Chaque unité de remplissage a été interprétée en terme d'environnement de dépôt afin de définir les évolutions des conditions environnementales et de nous renseigner sur les contextes du comblement de ces vallées incisées. Cette analyse est réalisée de façon distincte dans les deux vallées incisées représentées par les Pertuis Breton et d'Antioche présents sur le littoral vendéo-charentais.

Dans cette partie, deux articles soumis sont intégrés.

Dans le **chapitre 6**, nous avons comparé l'architecture de la couverture sédimentaire des deux pertuis entre eux puis avec les modèles de remplissage de vallées incisées de marge stable non-subsidente proposés dans la littérature. Ceci a pour objectif d'évaluer la variabilité des comblements de vallées incisées des pertuis charentais et de proposer des hypothèses sur l'origine des différences mises en évidence.

Nous avons ensuite combiné les deux approches spatio-temporelles (séculaire et millénaire), afin de dissocier l'héritage issu des accumulations anciennes, des dépôts actuels. Nous proposons également dans cette partie un modèle séquentiel de remplissage des vallées incisées des pertuis charentais et un scénario de leur comblement.

Finalement, nous synthétisons les principaux apports de cette étude en montrant le rôle et les échanges des dépôts anciens avec la dynamique sédimentaire actuelle et de distinguer l'influence anthropique des autres forçages sur le fonctionnement et l'évolution de l'environnement estuarien des pertuis charentais.

Remarque sur les cartes et les niveaux de référence

L'ensemble des données présentées est positionné en coordonnées géographiques liées au système géodésique WGS 84. Toutes les cartes produites sont présentées dans ce système et généralement, sauf mention contraire, en projection Mercator dont l'échelle est calculée à la latitude 47.5°N.

Les profondeurs sont toutes données par rapport au zéro hydrographique de La Pallice et noté C.M. (Côte Marine).

Une carte toponymique est disponible en fin de manuscrit en Annexe D, afin d'aider le lecteur non-familier avec la géographie des côtes charentaises.

CHAPITRE 1. LES ESTUAIRES ET LES VALLEES INCISEES

En Europe, une grande partie des côtes est occupée par des estuaires. La raison fondamentale de l'existence des estuaires de nos jours est l'élévation du niveau de la mer à l'Holocène. Ainsi, la formation et la durée de vie d'un estuaire dépend de l'équilibre entre l'élévation du niveau de la mer et le volume relatif d'entrée de sédiment (*Nichols et Biggs, 1985*). Si l'on prend en compte la dimension temporelle, les estuaires doivent être placés dans leur cadre d'évolution géologique, c'est-à-dire des systèmes de vallées incisées. En effet, sur nos marges continentales non subsidentes de milieu tempéré, les estuaires actuels résultent typiquement de la submersion, lors de la transgression holocène, des vallées incisées formées lors des chutes de niveau marin au cours du Quaternaire et plus particulièrement du Pléistocène (*Nichols et Biggs, 1985*). Depuis la stagnation du niveau marin post-holocène vers 6000 BP (Fairbanks, 1989), la plupart des estuaires a été comblée par des sédiments provenant du continent, par les fleuves, et de la mer, par les passes de marées et les deltas tidaux.

Ainsi, les estuaires constituent des environnements de dépôts complexes contrôlés par quatre facteurs principaux (*Boyd et al., 2002*) (Cf. Figure 1-1) :

- 1. Ils résultent principalement des variations du niveau marin et de la sédimentation de matériaux durant les phases de transgression et de haut niveau marin.
- 2. Ils doivent leur origine à des processus fluviaux qui forment les paléo-vallées creusées dans un substratum (vallées incisées).
- 3. Ils se distinguent des autres environnements côtiers par l'origine mixte des sédiments : marins et fluviatiles.
- Les estuaires se composent d'une combinaison de faciès contrôlés par trois processus :
 (1) la marée, (2) la houle, (3) la rivière.



Figure 1-1 : (A) Classification générale des estuaires en considérant les apports de la rivière et les processus liés aux vagues et à la marée ; d'après Dalrymple et al. (1992).

Dans ce chapitre bibliographique, après avoir défini les systèmes de vallées incisées, nous passerons en revue ces quatre principaux facteurs précédents et leur influence sur l'architecture

et la nature de la couverture sédimentaire qui existe au niveau des estuaires et des vallées incisées.

1.1 Les systèmes de vallées incisées

1.1.1 <u>Définition :</u>

Les vallées incisées se caractérisent par un bas topographique, allongé, érodé par une rivière, qui est généralement plus large qu'un chenal et qui montre des changements abrupts de faciès vers la mer. Leurs formes les plus communes de se développent lors d'une chute du niveau de base des fleuves associée à une chute du niveau marin. Le remplissage commence typiquement lors de la remontée du niveau de base et peut contenir des dépôts du haut niveau suivant. En amont vers le continent, il existe un point où les variations du niveau marin n'ont plus d'influence sur l'érosion et les dépôts. A partir de celui-ci, la vallée incisée passe à un chenal fluviatile.

L'intérêt croissant pour les vallées incisées repose sur trois causes:

- les vallées incisées sont les meilleurs enregistrements des chutes majeures de l'espace d'accommodation. Elles permettent alors l'application des principes de stratigraphie séquentielle pour la corrélation entre les remplissages de vallées incisées et les discordances d'extension régionale et constituent un outil important pour une subdivision de l'enregistrement stratigraphique.
- Les systèmes de vallées incisées constituent une quantité significative des réservoirs à hydrocarbures puisque 25 % des réservoirs détritiques sont dans des dépôts de bas niveau ou transgressifs de vallées incisées.
- 3. Une amélioration de la compréhension de l'évolution se produisant dans les vallées incisées en réponse à une remontée du niveau marin à partir d'exemples analogues quaternaires et anciens, devrait permettre une meilleure prédiction des conséquences environnementales de ce type d'événement.

Ces systèmes de vallées incisées sont des sujets d'actualité et sont largement étudiés dans :

- Différents endroits du monde,
 - Côte Est US : (Boss et al., 2002; Dalrymple et Zaitlin, 1994; Davies et Austin Jr, 1997; Foyle et Oertel, 1997; Gutierrez et al., 2003; Kindinger et al., 1994; Knebel et Circe, 1998; Kosters et Suter, 1993; Zaitlin, 2003; Zaitlin et al., 1994)
 - Europe : (Allen et Posamentier, 1994; Dabrio et al., 2000; Lericolais et al., 2001; Novak, 2002; Pendon et al., 1998; Proust et al., 2001; Ridente et Trincardi, 2002; Rodero et al., 1999; Tornqvist et al., 2003)
 - Afrique : (Lang et al., 1995);
 - Asie : (Jin et al., 2002; Kondo et al., 1998; Park et al., 1996)
 - Australie Nouvelle Zélande : (*Carter et al., 1998; Heap et Nichol, 1997*)

- Dans divers environnements : marge passive (Ashley et Sheridan, 1994), marge active : (Boyd, 2003)
- Et illustrant les multiples variations du niveau marin enregistrées au cours de l'histoire géologique depuis le Précambrian (*Thorne, 1994; Zaitlin, 2003*) jusqu'au Quaternaire récent (*Allen, 2000; Amorosi et Milli, 2001; Borrego et al., 1999; Boski et al., 2002; Brack et al., 2000; Lario et al., 2002; Long et al., 1999; Long et al., 2000; Rodero et al., 1999; Ta et al., 2002*)

1.1.2 <u>Caractéristiques</u>

Un système de vallée peut être caractérisé par les principaux critères suivants :

- La vallée est une paléo-topographie de type érosionelle, dont la base tronque les formations sous-jacentes y compris tous les marqueurs régionaux existants.
- La base et les bordures de la vallée incisée représentent une limite de séquence de type SB qui, en dehors de la vallée, peut correspondre à une surface d'érosion.
- La base du remplissage montre une juxtaposition des faciès les plus proximaux (fluviatiles) sur les dépôts les plus distaux (marins) : progression vers l'amont des faciès.
- Les remplissages de la vallée montrent systématiquement des « onlaps » sur les bordures.

1.1.2.1 <u>Classification</u>

Deux principaux types de vallées incisées se mettent en place lors d'une baisse de niveau marin (Cf. Figure 1-2). On distingue :

- (1) les vallées incisées de piedmont : vallées incisées dont la source se situe dans une chaîne de montagnes et coupent une ligne de rupture de pente illustrant une nette diminution de gradient.
- (2) les vallées incisées de plaine côtière : installées dans une plaine côtière peu pentée et qui ne présente pas de grand changement de pente.



Figure 1-2 : Distinction entre les vallées incisées de piedmont et de plaine côtière d'après (*Zaitlin et al., 1994*).

1.1.2.2 Morphologie en 3 segments

Une vallée incisée se découpe en trois sections (Cf. Figure 1-3):

(1) La vallée incisée externe

Elle se localise depuis l'embouchure de bas niveau marin de la vallée incisée jusqu'au point où le rivage se stabilise au début de la progradation de haut niveau. Lorsque le niveau de base chute, il y a incision et les sédiments sont transportés à l'embouchure et forment un delta ou un rivage progradant.



Figure 1-3 : Vue en plan d'un système de vallée incisée idéal montrant son évolution au cours d'un cycle complet de variation du niveau marin. (A) Période de chute du niveau marin montrant le système de vallée incisée passant en amont vers un système de chenal fluviatile non incisé. La jonction entre les deux est une rupture de pente. (B) Période de bas niveau (prisme) montrant un delta de bas niveau à l'embouchure de la

vallée incisée et le commencement du dépôt de matériaux fluviatiles le long du système de vallée incisée. (C) Période de transgression montrant le développement du système tripartite d'un estuaire dominé par les vagues dans une vallée incisée. (D) Période de haut niveau avec un littoral progradant et une plaine alluviale

s'étendant au delà des bordures de la vallée incisée comblée. D'après (Zaitlin et al., 1994).

(2) <u>La vallée incisée moyenne</u>

Elle représente la section située depuis la limite entre les faciès marins et estuariens au niveau de l'embouchure jusqu'à la limite d'extension continentale maximum de ces dépôts estuariens mis en place par la marée, lors de l'inondation maximum. Ce segment correspond à la partie ennoyée occupée par l'estuaire de la rivière lors des périodes de transgression et de haut niveau marin. Les dépôts sont semblables dans la partie distale à ceux du segment 1.

(3) La vallée incisée interne

Elle se situe depuis la limite continentale des faciès influencés par la marée jusqu'à la limite d'incision dans le continent, au delà de laquelle les variations du niveau marin ne contrôlent plus l'incision du fleuve. Ce segment peut s'étendre sur plusieurs dizaines voir centaines de kilomètres en amont à terre. Le remplissage peut être totalement d'origine fluviatile, mais peut varier de style sous l'influence des variations du taux de montée du niveau marin, de l'espace d'accommodation associé aux différents cortèges.

Les vallées incisées sont donc en partie contrôlées par l'incision fluviatile : nous allons donc passer en revue les principes fondamentaux des réponses géomorphologiques des fleuves aux variations du niveau marin.

1.1.2.3 Le système fluviatile :

Un système fluviatile est composé de 3 parties (Cf. Figure 1-4) (Schumm, 1977) :

- La zone 1 : le bassin versant correspond à la zone de réception des eaux et des produits de l'érosion. Elle procure la majeure partie du matériel sédimentaire au fleuve.
- La zone 2 correspond à la zone de transfert où les apports s'équilibrent avec le débit sédimentaire.
- La zone 3 constitue la zone de dépôt en aval.



Figure 1-4 : Modèle d'un système fluviatile défini par Schumm (1977).

1.1.2.4 L'incision

Le profil d'équilibre d'une rivière est atteint lorsque l'équilibre, entre le débit, la vitesse et la charge, est réalisé. La pente tend donc à se stabiliser pour atteindre son niveau de base soit par érosion lors de la baisse du niveau marin, soit par aggradation lors de la remontée de la mer *(Posamentier et al., 1988; Posamentier et Vail, 1988).*

Ainsi, le cours d'une rivière se caractérise par un profil longitudinal dont la pente est plus forte dans le bassin versant (zone 1) que dans sa partie aval et de forme concave vers le haut (*Baulig, 1940*) mais pas nécessairement régulière (*Lericolais, 1997*).

Toutefois une période de bas niveau marin n'entraîne pas nécessairement une incision profonde. Il existe d'autres types de réponses comme des changements de sinuosité, de pente, de largeur des chenaux (*Lericolais, 1997; Wescott, 1993*). Ainsi le système fluviatile peut s'adapter à des changements de niveau de base sans pour autant être soumis à des modifications de la profondeur de sa vallée.

La différence de pente entre la plaine alluviale et celle du plateau continental peut intervenir sur le type d'incision lors d'une baisse du niveau marin réalisée, (Cf. Figure 1-5) (*Blum et Tornqvist, 2000*). En effet, si la pente de la plaine côtière est supérieure à celle du plateau continental, lors d'une baisse du niveau marin il y aura extension de la vallée et incision profonde. Dans le cas opposé, il y aura toujours extension de la vallée mais aussi une progradation et aggradation. Dans le cas ou les deux pentes sont équivalentes il y aura peu d'incision ou d'aggradation.



Figure 1-5 : (A) Exemple de réponse de la rivière à une baisse du niveau marin en fonction du gradient de pente entre la plaine côtière et le plateau continental d'après (*Blum et Tornqvist, 2000*). (B) Profil idéal d'un

fleuve montrant l'effet de la pente du plateau continental sur la réponse fluviatile durant une chute du niveau marin: S_c = pente de la rivière, S_v = pente de la vallée, et P= sinuosité ; d'après (*Wescott, 1993*).



Figure 1-6 : Représentation schématique du type d'incision sur le plateau continental en réponse à une baisse du niveau marin qui ne descend pas au delà du rebord du plateau (A) les canyons sous-marins préexistants sont réduits à la bordure du plateau. (B) Canyon préexistant s'étendant déjà sur la partie distale du plateau continental. D'après (*Talling, 1998*).

S'il y a incision, celle-ci est une réponse au réajustement du niveau de base du fleuve suite à une descente et à l'éloignement du rivage. Elle se situe alors préférentiellement au niveau d'une convexité topographique située en bordure du plateau continental et aux alentours de la ligne de rivage du précédent haut niveau marin (prisme côtier) (*Talling, 1998*). Le maximum d'incision qui peut être enregistré est alors de l'ordre de 20 à 70m et diminue vers l'amont et l'aval pour être inférieur à 20m.

L'incision n'atteint pas nécessairement le rivage de bas niveau marin et ne traverse donc pas toujours le plateau continental dans son ensemble (Cf. Figure 1-6). Ce dernier cas de figure est le plus fréquent si le niveau marin descend au delà du rebord du plateau (*Talling, 1998*). La connexion entre la vallée incisée en amont et les canyons du talus continental est possible par érosion régressive des têtes de canyon sur le plateau. Il peut y avoir capture de la vallée incisée et établissement d'une continuité de l'incision (*Lericolais, 1997; Talling, 1998; Wescott, 1993*)

Il existe en fait une très grande variabilité des morphologies d'incision (transversale comme longitudinale) (*Schumm et Ethridge, 1994*). Ceci est lié à l'influence de multiples facteurs comme :

- ⇒ la lithologie, la déformation structurale et le pouvoir érosif de la rivière sur les substrats environnants (*Schumm et Ethridge, 1994*).
- ⇒ La présence d'affluents, qui entraîne également un élargissement local de l'incision (Schumm et Ethridge, 1994).

- ⇒ la pente, qui peut influencer la sinuosité du réseau (Cf. Figure 1-5). Il y a augmentation de la sinuosité avec l'augmentation de la pente. Si celle-ci est supérieur à 3%, le réseau devient dendritique ; sinon en dessous, la vallée est sensiblement rectiligne et suit la ligne de plus grande pente (*Wescott, 1993*).
- ⇒ La vitesse de baisse du niveau marin, qui induit le type de morphologie (encaissée ou large) de la vallée (*Thorne, 1994*) et ainsi que sa continuité sur le plateau continental (*Koss et al., 1994*)
- ⇒ L'âge des vallées, qui est également un facteur important sur la largeur et la profondeur d'incision d'une vallée. En effet, cette incision est alors le résultat de multiples phases de creusement, liées à des diminutions successives du niveau marin. Ainsi, une vallée ancienne sera plus large et profonde qu'une vallée récente (*Schumm et Ethridge, 1994*).

1.2 Les variations du niveau marin

1.2.1 Les causes des variations du niveau marin

Il existe deux types de changement du niveau marin (Cf. **Figure 1-7**): local (isosatique) et global (eustatique). Le premier résulte de mouvements relatifs du niveau marin par rapport aux déplacements terrestres, causés par des effets tectoniques, glacio-isostatiques, hydro-isosatiques et sedimento-isostatiques. Dans le second type, les changements eustatiques affectent l'ensemble du globe dus principalement aux échanges entre l'eau océanique et les eaux piégées sous forme de glace au niveau des pôles ou des glaciers continentaux.



Figure 1-7 : Facteurs affectant respectivement les masses d'eau et le niveau terrestre et qui, combinés, entraînent des changements relatifs du niveau marin d'après (*Mörner*, 1980).

Les fluctuations du niveau marin résultent de trois principaux facteurs : le climat, les mouvements de la Terre et l'influence de la gravité et de la rotation terrestre (Cf. Figure 1-7).

1.2.2 Les cyclicités et les échelles de temps des variations du niveau marin

Les variations du niveau marin présentent donc plusieurs ordres de cyclicités mis en évidence depuis le début du Cénozoïque jusqu'à l'actuel (Tableau 1-1).

Ordre	Echelle de	Magnitude	Principale cause	Référence
	temps			
1 ^{er}	>100 Ma	>à 500m	Changement de volume Ocean /	,
			bassin	
2^{nd}	5-100 Ma	>à 5000m	Subsidence thermotectonique	(Carter et al., 1998;
				Vail et al., 1977)
3 ^{ième}	1-5 Ma	>à 200m	Eustatisme / tectonique	(Haq et al., 1987;
				Vail et al., 1977)
4 ^{ième}	0.3-0.6 Ma	>à 30m ?	Eustatisme / tectonique	(Haq et al., 1987)
5 ^{ième}	ca. 100 ka	100 à 130m	Glacio- Eustatisme (excentricité)	
6 ^{ième}	ca. 40 ka	30 à 100m	Glacio- Eustatisme (inclinaison)	
7 ^{ième}	ca. 20 ka	> 50m	Glacio- Eustatisme (précession)	
$< 7^{i \check{e} m e}$	< 20 ka	> 30m	Eustatisme / apports sédimentaires	(Carter et al., 1998)

Tableau 1-1 : Les ordres fondamentaux des cycles du niveau marin d'après (Fulthorpe, 1991).

En ce qui concerne les variations eustatiques de $5^{ième}$, $6^{ième}$ et $7^{ième}$ ordre, la périodicité est principalement due aux paramètres orbitaux de la terre (excentricité, inclinaison et précession) qui entraînent des modifications à long terme des climats et de l'insolation.



Figure 1-8 : Les trois ordres de cyclicité (100 ; 40 ; 20-23 ka) définis par Milankovitch et liés aux paramètres orbitaux de la Terre (Excentricité, Obliquité, Précession).

L'insolation correspond à la quantité de soleil reçue par la terre et est un des facteurs essentiels dans la régulation du climat. Une variation de 1% de l'insolation provoque une modification de la température de 0.6°C. Il existe trois paramètres à plus basse fréquence (Cf. Figure 1-8) : l'excentricité (trajectoire de la terre autour du soleil) dont la période est de 100 000 ans ; l'inclinaison (axe d'inclinaison de la Terre) de période 40 000 ans et la précession (mouvement elliptique de la Terre autour du soleil) avec une période de 20 000ans (*Milankovitch, 1941*). Les variations à haute fréquence des paramètres orbitaux liées à l'inclinaison de la terre, entraînent les modifications saisonnières annuelles.

Ces variations d'insolation entraînent la fonte ou le développement des glaces sur les pôles et induisent ainsi des variations du niveau marin.

1.2.3 Variations eustatiques et climatiques au cours des derniers 100 000 ans

Lors du Pléistocène et de l'Holocène, les fluctuations eustatiques (Cf Figure 1-9) sont principalement influencées par les cycles de Milankovitch à 100 ka et à 20-23 ka. Le rôle des cycles liés à l'inclinaison (40 ka) est beaucoup moins significatif dans cette période de temps mais a pour effet d'amplifier ceux à 20-23 ka (*Martison et al., 1987*). Le cycle prédominant à 100 ka est également à l'origine d'une asymétrie marquée des variations eustatiques depuis le dernier pic interglaciaire (Stage isotopique 5e) qui s'exprime par des chutes lentes et des remontées rapides du niveau marin.. Le cycle à 20-23 ka affecte les variations du niveau marin durant les stades isotopiques 5a à 5d.



Figure 1-9 : (A) Courbe des variations de l'isotope 18 de l'oxygène ; (B) Courbes eustatiques des derniers 100 000 ans, d'après (*Hernandez-Molina et al., 2000*).

Le dernier maximum glaciaire est atteint, il y a 22 000 ans (14 C) et dure jusqu'environ 14 000 ans (14 C). Il correspond à un épisode de bas niveau : -130 m par rapport au niveau actuel (*Anderson, 1998; Bard et al., 1996; Faibanks, 1989*).

L'Holocène (de 10 000 à 0 ans BP) correspond à la fin du Quaternaire et se distingue par un réchauffement climatique après le dernier maximum glaciaire (18 000 ans BP) qui a deux conséquences :

- (1) La libération d'une grande quantité d'eau piégée au niveau des calottes polaires, provoquant une remontée rapide du niveau marin.
- (2) Un délestage de la lithosphère située aux pôles, ce qui a entraîné par isostasie son soulèvement post-glaciaire. Toutefois, ces mouvements verticaux post-glaciaires sont très modérés dans nos zones tempérées.

La limite entre la fin du Pléistocène et l'Holocène se caractérise par une période de refroidissement marquant une stabilisation ou une légère régression du niveau marin : le « Younger dryas »,

L'Holocène rassemble plusieurs grandes phases eustatiques (Cf. Figure 1-10) (Faibanks, 1989; Kidson, 1963; Lambeck, 1997; Ters, 1986) :

- <u>de 10000 à 8000 BP</u>: une remontée rapide du niveau marin : 7 mm / an (*Lambeck, 1997*). Elle entraîne une migration rapide des estuaires sur le plateau continental. L'eustatisme est le facteur principal contrôlant la sédimentation des estuaires européens pendant cette période (*Dias et al., 2000; Freitas et al., 2002; Long et al., 2000*).
- Entre 8000 et 6000 BP : une période de diminution du taux de remontée du niveau marin. Le début de cette diminution semble se situer autour de 8000-8200 BP (Alley et al., 1997; Bard et al., 1996; Lario et al., 2002). Une seconde période de diminution de situe vers 6000-7000BP (Bard et al., 1996; Borrego et al., 1999; Boski et al., 2002; Carbonel et al., 1998; Carter et al., 1986; Dabrio et al., 2000; Faibanks, 1989; Lario et al., 2002; Long et al., 2000; Ters, 1986; Zazo et al., 1994). Ces diminutions des taux de remontée du niveau marin entraînent des changements dans la sédimentation des environnements côtiers et des estuaires, avec le développement de structures sableuses estuariennes d'embouchure (barre d'embouchure, flèche sableuse) (Boski et al., 2002; Dabrio et al., 2000; Lario et al., 2002) et le début du comblement dans des parties internes (marais) (Bourgeuil, 1995; Carbonel et al., 1998; Decker et al., 2001).
- <u>Entre 6500 et 3000 ans BP :</u> Plusieurs études au Sud de l'Angleterre (*Allen, 2000; Clavé, 2001; Delanay et Devoy, 1995; Regnauld et al., 1996*) mettent en évidence une phase de stagnation du niveau marin caractérisée par les développements de tourbes.
- <u>Entre 3000 et 2000 ans BP</u>, cette phase de remontée du niveau marin est marquée le plus souvent dans les comblements des estuaires par l'arrêt des formations

tourbeuses ou par l'apparition de micro ou macro-faunes marines. Ceci est montré le long des côtes du Nord-Ouest de l'Europe (UK et mer du nord : (*Baeteman, 1999; Berendsen et Stouthamer, 2000; Brew et al., 2000; Long et al., 1999; Long et al., 2000; Long et Tooley, 1995; Metcalfe et al., 2000; Plater et al., 1999)*) ou sur les côtes atlantiques de l'Espagne: (*Dabrio et al., 2000; Goy et al., 1996; Sánchez Goñi, 1996; Zazo et al., 1994)*, en France : (*Clavé, 2001; Clavé et al., 2001; Pontee et al., 1998)*. Plusieurs explications sont proposées pour expliquer cet épisode. Certains émettent la possibilité d'une courte et rapide phase de remontée du niveau marin (*Long et al., 1999; Long et al., 2000; Pontee et al., 1998; Ters, 1986*) ou encore un changement climatique (augmentation des tempêtes et des précipitations). Les facteurs principaux qui contrôlent alors le comblement sont les apports sédimentaires (*Dias et al., 2000; Freitas et al., 2002; Lesueur et al., 1996; Long et al., 2000*).





1.3 L'origine mixte : marines et fluviatiles des sédiments de remplissage

Les études sismiques réalisées sur des systèmes de vallées incisées (Cf. 1.1.1) révèlent des séquences de dépôts parfois complexes. Ces séquences de dépôts enregistrent les variations du niveau marin et sont séparées par des discontinuités importantes se corrélant latéralement.

1.3.1 Organisation stratigraphique d'une vallée incisée

L'organisation stratigraphique d'une vallée incisée se caractérise par des surfaces stratigraphiques qui se différencient par leur origine, leur extension géographique et leur

signification chronostratigraphique. Le remplissage de la vallée peut débuter lors du bas niveau et persiste typiquement lors de la transgression.

A partir de la connaissance de la distribution complexe des faciès fluviatiles, de marée ou dominés par les vagues, il est possible de prédire une succession typique stratigraphique de comblement d'un estuaire (Cf. Figure 1-11) (*Zaitlin et al., 1994*) en réponse à une hausse du niveau marin depuis la phase de bas niveau jusqu'à sa stabilisation au cours du haut niveau marin suivant.

- La surface stratigraphique la plus importante régionalement est celle qui défini la vallée sensu-stricto; c'est à dire la limite de séquence : <u>« Sequence Boundary » SB</u>. Elle est formée par l'érosion fluviatile durant la baisse du niveau marin (*Posamentier et al., 1988; Posamentier et Vail, 1988; Swift, 1968; Van Wagoner et al., 1988)*.
- La surface qui sépare le cortège de bas niveau (LST) du cortège Transgressif (TST) rétrogradant est appelée <u>Surface de Transgression (« Transgressive Surface ») TS.</u> Elle apparaît dans la partie inférieure du remplissage de la vallée. Dans les segments 1 et 2, elle peut correspondre au contact entre les sédiments fluviatiles et estuariens ou se localiser dans les dépôts fluviatiles. Dans le segment 3, elle correspond à un changement de dépôts dans les formations fluviatiles.



Figure 1-11 : Coupe longitudinale d'un système de vallée incisée idéale montrant l'organisation: (A) des environnements de dépôt ; (B) des cortèges sédimentaires et (C) des principales surfaces stratigraphiques. D'après (Zaitlin et al., 1994).

- Dans les sédiments transgressifs marins ou estuariens, il existe des épisodes de stagnation du niveau marin marqués par des surfaces d'inondation.
- Au cours de la transgression, la portion supérieure des dépôts préexistants est souvent érodée par les processus hydrodynamiques de l'estuaire. L'épaisseur de la section érodée dépend de la relation entre le taux de remontée de la mer et la profondeur de la paléovallée. Ainsi les dépôts fluviatiles et fluviaux estuariens de la base de la séquence possèdent le meilleur potentiel de préservation. (*Davis et Clifton, 1987; Demarest et Kraft, 1987*). L'érosion par les courants de marée, notamment dans les passes ou chenaux, entraîne la création <u>d'une surface de ravinement tidale (« Tidal Ravinement Surface) TRS .</u> Elle se localise principalement dans le segment 1 et dans la partie aval du segment 2. C'est une surface diachrone qui devient de plus en plus jeune en remontant le cours de la vallée. Cette discontinuité se limite à la vallée incisée et ne se corrèle pas régionalement.
 - L'érosion par les vagues entraîne la formation d'une <u>surface de ravinement par les</u> vagues (« Wave Tidal Ravinement Surface ») WRS. Cette érosion attaque préférentiellement les dépôts aval préexistants (Swift, 1968); mais en fonction de la profondeur d'action de cette houle, qui varie de 5 à 15m (Walker, 1992), et de sa pénétration elle peut décaper des dépôts plus en amont dans l'estuaire. C'est une surface plane et d'extension régionale qui se localise seulement dans le segment 1. Elle sépare les sédiments fluviatiles et estuariens des dépôts marins qui les recouvrent.

Ces surfaces sont diachrones et peuvent être amalgamées avec la limite de séquence SB.

- La surface maximum d'inondation : « Maximum Flooding Surface » La MFS : Il s'agit de la surface de discontinuité stratigraphique la plus haute dans la succession. Elle sépare le cortège transgressif TST de celui de haut niveau. Sa position peut varier suivant les segments de la vallée :
 - Dans le segment 1, elle se situe au niveau des argiles marines qui recouvrent la surface de ravinement par les vagues. Sur le plateau, cette discontinuité se caractérise souvent par une série condensée, avec une abondance de carbonates biogéniques, des phosphates et des teneurs au-dessus de la moyenne en éléments radiogéniques.
 - Dans le segment 2, en amont, elle passe dans les sables de barrières d'embouchure et de rivage de haut niveau, puis dans les dépôts estuariens de ce segment. Dans sa partie centrale, elle est située entre les sédiments transgressifs et ceux du « bayhead delta » superposés.
 - Dans le segment 3, elle est difficile à reconnaître mais elle peut être associée aux sédiments fluviatiles les plus distaux et les plus fins.

La phase suivante correspond à la stabilisation du trait de côte et au début du comblement de l'estuaire. La succession de faciès transgressifs est recouverte par des dépôts estuariens progradants vers la mer.

L'épaisseur de l'ensemble des dépôts de la vallée incisée est principalement contrôlée par l'espace d'accommodation développé durant la montée du niveau marin et principalement par le rapport entre le taux de remontée et les apports sédimentaires. Ainsi, un estuaire se met en place au cours de la transgression. Une des principales causes d'évolution morphologique peut être due à un changement dans le taux de remontée du niveau marin. Lorsque celui-ci devient inférieur aux apports de sédiments, il y a comblement de l'estuaire (*Posamentier et al., 1988*).

1.3.2 <u>Forme et organisation des remplissages en fonction du type et de la morphologie de la vallée</u>

Ashley et Sheridan (1994) proposent une classification des vallées incisées en trois classes, basée sur les dimensions des vallées (Cf. Figure 1-12).



Figure 1-12 : Représentation schématique d'une marge passive de type Atlantique montrant les différentes zones où peuvent exister des vallées incisées. A. Petites; B. Intermédiaires; C. Large, et leur différents remplissages ; d'après (*Ashley et Sheridan, 1994*)

Chapitre 1 – Les estuaires et les vallées incisées

 Tableau 1-2 : Classification de Ashley et Sheridan (1994) et caractéristiques des remplissages des vallées incisées.

1.4 Des faciès contrôlés par trois processus : la marée, la houle et la rivière.

Le segment de vallée incisée qui correspond à l'environnement côtier de haut niveau est principalement de type estuarien, comme nous l'observons au niveau des côtes charentaises. Nous rappelerons donc brièvement dans cette partie la classification sédimentologique des estuaires et des processus qui contrôlent leur remplissage.

Dans sa définition, Dalrymple et al. (1992) présentent notamment l'estuaire comme la partie marine d'une vallée ennoyée où convergent des sédiments apportés par le fleuve et par la mer. La nature et l'organisation des faciès sédimentaires sont alors contrôlées à la fois par les processus fluviatiles (débit, charriage...) dont la puissance diminue vers l'aval et par des processus marins (vagues et marée) dont l'influence diminue vers l'amont de l'estuaire. L'estuaire s'étend en amont, depuis la limite d'extension des faciès influencés par la marée jusqu'à la limite en mer (aval) des faciès estuariens. Cette définition implique que ces estuaires se mettent en place durant une hausse relative du niveau marin (transgression). Ils se comblent lors des conditions stables de niveau marin, ou lorsque les apports sédimentaires sont plus forts que la remontée du niveau marin.

1.4.1 Morphologie et faciès des différents types d'estuaires

L'importance relative des principaux processus hydrodynamiques (fluvial, vague et marée) peut être représentée sous la forme d'une classification triangulaire des systèmes côtiers (Cf. Figure 1-1). Les estuaires occupent une place centrale étant donné qu'ils subissent à la fois l'influence de ces trois facteurs hydrodynamiques.

1.4.2 Dynamique estuarienne et zonation de faciès

Le remplissage sédimentaire des estuaires est conditionné par l'interaction entre les processus fluviatiles et marins (*Dalrymple et al., 1992; Nichols et Biggs, 1985*). Ainsi l'énergie liée au fleuve décroît vers l'aval alors que les processus marins diminuent vers l'amont. Ainsi, les estuaires peuvent être divisés en trois domaines (Cf. Figure 1-16) (*Dalrymple et al., 1992*):

- 1. Le domaine externe de haute énergie dominée par les processus marins (vague et/ ou marée), qui se caractérise par un transport des sédiments (sables) vers le continent.
- 2. Le domaine central énergétiquement calme où les courants d'origine marine (généralement la marée) sont contre-balancés sur le long terme par les courants fluviaux. Il y a convergence des sédiments fins (boues).
- 3. Le domaine interne où les processus fluviatiles dominent mais qui est tout de même encore influencé par la marée. Il y a transport des sédiments vers l'aval et dépôt de sables.



Figure 1-16 : (A) Représentation schématique d'un estuaire et du transport de sédiment ; (B) Distribution schématique des processus physiques opérant, dans un estuaire et la zonation tripartite qui en résulte ; d'après Dalrymple et al. (1992).

Cette zonation témoigne des tendances générales du transport de sédiments. En effet, dans la partie interne, la résultante à long terme (plusieurs années) du transport est globalement vers la mer. Par contre, les sédiments grossiers dans la partie externe ont plutôt tendance à remonter vers l'amont de l'estuaire. La partie centrale est donc une zone de convergence des apports et se caractérise plutôt par des sédiments fins.

Les estuaires peuvent être subdivisés en trois types (Cf. Tableau 1-3 et Tableau 1-4) :

- (1) Les estuaires dominés par les vagues ;
- (2) Les estuaires dominés par la marée ;
- (3) Les estuaires mixtes dominés à la fois par la houle et la marée.

Chapitre 1 – Les estuaires et les vallées incisées

	Estuaires dominés par les vagues	Estuaires dominés par les marées	Estuaires mixtes dominés par les marées et les vagues : cas de la Gironde
'énergie	Un estuaire dominé par les vagues se caractérise typiquement par une faible influence de la marée et une embouchure dominée par une forte énergie créée par la houle. L'action de la houle éventuellement combinée à celle des courants de marée entraîne les sédiments du large ou des côtes adjacentes vers l'embouchure. Ainsi, se développe une barre d'embouchure (une flèche sableuse émergée ou une barre immergée). Cette barrière empêche alors une grande partie de l'énergie des vagues de pénétrer dans la partie plus interne de l'estuaire. Les passes sont généralement créées par des tempêtes ou des crues de la rivière mais ne sont pas maintenues si les courants de marée sont faibles (estuaires microtidaux). Ainsi ce type d'estuaire se caractérise par deux extrémités de plus fortes énergies séparées par une zone calme en position centrale.	Au niveau de l'embouchure l'énergie résultante des courants de marée est supérieure à celle générée par les vagues. Il peut y avoir développement de bancs de sable allongés parallèles aux courants de marée (Dalrymple et al., 1990; Dalrymple et Rhodes, 1995; Dyer et Huntley 1999; Moore et al., 2003). Ces derniers vont dissiper les vagues présentes à l'embouchure. Ces estuaires se caractérisent par une géométrie en entonnoir « funnel shape » qui a tendance à amplifier les courants de flots dont les vitesses augmentent également. La zone où les énergies tidales et fluviales se contrebalancent correspond à une zone à minimum d'énergie. Celle-ci n'est pas aussi prononcée que dans les estuaires dominés par les houles étant donné que l'énergie liée à la marée pénètre dans l'estuaire beaucoup plus loin que la houle.	Comme pour les estuaires dominés par les houles, une barre d'embouchure se développe dans la partie externe de l'estuaire. Cette barrière empêche également une grande partie de l'énergie des vagues de pénétrer dans la partie plus interne de l'estuaire. Par contre, les passes maintenues par les courants de marée sont permanentes. Dans la partie centrale, les courants de marée sont également forts, mais s'atténuent vers l'amont. Ce type d'estuaire est défini par l'exemple de la Gironde : Les côtes ouest du littoral français se caractérisent par un environnement hydrodynamique mixte dominé à la fois par les houles (8m d'amplitude durant les tempêtes d'hivers) et un régime de marée macrotidal semi-diurne (2.5 m de marnage en morte eau et 6 m en vive eau).
Distribution de l'	centrale. Dans les trois types, l'énergie liée à la r de la comparation de la composante morphologiques majeures ; d'après Dalrymple et al. (1992).	rivière diminue vers l'aval (Cooper, 2002; Dalrymple et al. (1992).	et al., 1990; Dalrymple et Zaitlin, 1994) (A) ESTUARY MOUTH TDAL INLET TDAL

Cette organisation énergétique produit une	Cette organisation énergétique ne produit pas une	Un large volume de sables et vases fluviatiles est
distribution tripartite des lithofaciès (grossier - fin -	distribution tripartite des lithofaciès comme dans les	apporté par les deux rivières Garonne et Dordogne.
grossier) (Roy et al., 1980).	estuaires dominés par les vagues. En effet, les sables	Les sables alluviaux sont tous piégés dans l'estuaire
	se répartissent tout le long de l'estuaire (Woodroffe	et ne sont pas redistribués au niveau de
Partie externe :	et al., 1989). Toutefois, dans la zone de plus faible	l'embouchure ou des côtes adjacentes. 75% des silts
Dans la partie de haute énergie de l'embouchure, les	dynamique, les sables sont tout de même plus fins.	et vases sont déposés dans l'estuaire (partie
corps sableux développés consistent en un banc	La vase quant à elle se dépose préférentiellement	centrale), le reste est évacué sur le plateau et
transgressif subtidal et/ou un delta intra-lagunaire de	dans les estrans de bords de l'estuaire. (Knebel,	s'accumule au delà de l'isobathe des -50 m.
débordement « Washover fan » lequel est coupé par	1989).	En amont de la « bay-line » qui représente la
une ou plusieurs passes de marée. (Roy et al., 1980;		jonction entre la plaine côtière estuarienne plane et
Sanchez-arcilla et Jimenez, 1994). La partie interne	Partie externe :	la pente plus forte de la plaine alluviale. Dans cette
de cette structure sableuse correspond à un delta de	Les corps sableux d'un estuaire dominé par la marée	dernière les dépôts sont composés de sables
flot «Flood tidal delta» qui est d'autant plus	se caractérisent par deux types de structures	grossiers et galets. La transition fluvial/tidal est
développé que les courants de marée sont faibles	sableuses :	proche de cette bay-line.
(Hayes, 1980). Ces corps sableux d'embouchure	- Les barres sableuses allongées « tidal sand	L'estuaire actuel de la Gironde est composé de
montrent une architecture complexe enregistrant	bar ». Elles se situent plutôt dans la partie la	quatre domaines :
plusieurs phases de fonctionnement. Ils peuvent être	plus externe de l'estuaire en aval de la partie de	- <u>Rivage et plateau continental</u> ou s'accumulent
érodés à la fois par la migration vers la terre de la	plus forte énergie. Ces corps présentent des	des sables et des vases. Par contre, seule la
ligne de rivage ou par une surface de ravinement par	stratifications entrecroisées et sont composés de	houle domine dans cette partie.
les houles.	sables moyens à grossiers (Harris, 1988; Harris	- La partie externe est constituée de sables
	et al., 1992)	grossiers d'embouchure. Ils sont remaniés par
Partie centrale :	- Les estrans sableux de haute énergie : « UFR	les courants de marée formant un chenal tidal
De la base au sommet, nous avons :	sand flat » : correspondent à la zone de plus	profondément creusé (35m) se terminant vers la
 les sédiments fluviatiles grossiers 	forte énergie. Ils se caractérisent par un réseau	mer comme vers l'amont par un delta sableux
- les sédiments les plus fins sablo-vaseux	de chenaux en tresse là où l'estuaire est le plus	tidal et contrastent avec les boues estuariennes
riches en matière organique qui	large. En amont, il n'existe plus qu'un chenal	plus en amont. Il s'agit d'une zone mixte
correspondent aux dépôts du bassin central	unique dans la partie plus étroite (Dalrymple et	dominée à la fois par la marée et les vagues.
- des dépôts transgressifs qui correspondent	al., 1990).	- <i>La partie centrale</i> : de forme conique avec une
soit à la migration du delta de flot et du	Durant la transgression, les corps sableux peuvent	géométrie en « funnel shape » avec des barres
washover fan vers l'amont ou à la	être tronqués ou complètement détruits par la	sableuse tidales rectilignes allongées et des
migration du bay-head delta vers l'aval.	migration du chenal tidal qui sépare ces barres	sables vaseux estuariens qui s'accumulent dans
La différenciation entre les dépôts fluviatiles de la	sableuses. La succession de ces différentes érosions	cette partie abritée des vagues. Cette section est
base du comblement et ceux du bay-head delta au	produit une surface de ravinement. Ces érosions par	dominée par la marée.
sommet réside dans la présence pour les seconds de	les chenaux causent la création de stratifications	- La partie interne, où les dépôts sont dominés
figures tidales et d'une faune d'eau saumâtre.	entrecroisées dans les bancs avec des sédiments	par les marées, est composée de chenaux sablo-
	grano-croissants et l'érosion des slikkes et des	vaseux avec des barres de méandres « points
Partie interne :	marais du bord de l'estuaire.	bars ».
Dans la partie la plus interne de l'estuaire, les		
sediments presents sont de nature sableuse et/ou	Partie centrale et interne:	Les variations latérales de faciès se traduisent par
graveleuse d'origine fluviatile. Il se forme alors le	Le chenal tidal est bordé par une accrétion verticale	des transitions très franches entre les différents

delta de fond d'estuaires « Bay-head delta ». localisé	dont les faciès successifs montrent le passage d'un	environnements et parties de l'estuaire.
à la rupture de pente entre les profils topographiques	environnement salé, à saumâtre à un environnement	- La limite amont de l'estuaire est marquée par
du fleuve et de l'estuaire.	d'eau douce au sommet.	une transition graviers fluviatiles / sables
	Dans la partie centrale de plus faible énergie, la	vaseux de chenaux tidaux
	position du chenal principal n'est pas stable. Ainsi	– La limite entre la partie centrale et la barre
	une des caractéristiques géométriques d'un estuaire	d'embouchure s'illustre par un passage des
	de ce type est la configuration « rectiligne sinueuse-	sables coquilliers marins aux sables vaseux
	rectiligne : « Straigh-Meander-Straight » de son	estuariens. Elle marque le point de convergence
	cours dans cette partie centrale (Dalrymple et al.,	des vases estuariennes progradantes et des
	1990; Woodroffe et al., 1989).	sables d'embouchure transgressifs.
	La partie rectiligne externe est dominée par les	Ces transitions sont conservées et constituent alors
	courants de marée et le transport de sédiment se fait	des discontinuités stratigraphiques dans le
	principalement vers l'amont sous l'action des forts	remplissage de la vallée.
	courants de flot. Ce chenal montre des barres	
	accolées au bord ou au centre du chenal.	
	La partie rectiligne interne montre le même type de	
	corps sableux, mais ici le transport sédimentaire est	
	dirigé vers l'aval, dû à la prédominance dans le	
	temps des courants fluviatiles.	
	La partie située entre ces deux régions rectilignes est	
	caractérisée par des méandres associés à des barres	
	sableuses. Elle correspond à la zone de plus faible	
	énergie du système. La granulométrie des sédiments	
	tend à diminuer vers cette zone.	
	Le « bay-head delta » est absent dans ce type	
	d'estuaire. Ainsi l'on passe directement de la partie	
	rectiligne interne au chenal fluviatile sensu stricto	
	(Dalrymple et al., 1992).	
Chapitre 1 – Les estuaires et les vallées incisées

Tableau 1-3 : Tableau de synthèse des caractéristiques de trois types d'estuaires.





Tableau 1-4 : Représentations schématiques de l'évolution des trois type d'estuaire

1.4.3 <u>Détail sur le cas des estuaires mixtes : exemple de la Gironde</u>

Les côtes ouest du littoral français se caractérisent par un environnement hydrodynamique mixte dominé à la fois par les houles (8m d'amplitude durant les tempêtes d'hivers) et un régime de marée macrotidal semi-diurne (2.5 m de marnage en morte eau et 6 m en vive eau). L'estuaire de la Gironde situé juste au sud de notre zone d'étude constitue un des exemples le mieux documenté (Cf. Figure 1-23) avec sur de multiples forages, carottages et plus récemment sur de la sismique THR (*Allen et Posamentier, 1993; Allen et Posamentier, 1994; Castaing, 1981; Fenies et Tastet, 1998; Fenies et al., 2003; I.G.B.A., 1970; Lericolais et al., 2001; Lericolais et al., 1998; Mallet, 1998b; Pontee et al., 1998).*



Figure 1-23 : (A) Morphologie et environnement de dépôt de l'estuaire actuel de la Gironde ; (B) Distribution actuelle des sédiments superficiels ; d'après Allen et Posamentier (1993).

Un large volume de sables et vases fluviatiles est apporté par les deux rivières Garonne et Dordogne. Les sables alluviaux sont tous piégés dans l'estuaire et ne sont pas redistribués au niveau de l'embouchure ou des côtes adjacentes. 75% des silts et vases sont déposés dans l'estuaire (partie centrale), le reste est évacué sur le plateau et s'accumule au delà de l'isobathe des -50 m (Cf.Figure 1-23).

En amont de la « bay-line », (jonction entre la plaine côtière estuarienne plane et la plaine alluviale de pente plus forte), les dépôts sont composés de sables grossiers et galets. La transition fluvial/tidal est proche de cette bay-line (Cf.Figure 1-23).

Le remplissage de la vallée forme un prisme de plus de 45 m d'épaisseur au niveau de l'embouchure et diminue jusqu'à -10 m au niveau de la bay-line.

Les 10 à 25 premiers mètres de ce prisme correspondent aux dépôts Post-Holocène régressifs qui recouvrent les dépôts transgressifs Holocènes.

L'origine de l'estuaire de la Gironde est une vallée incisée lors de la chute du niveau marin au Würm entre 100000 et 18000 BP. Quand le bas niveau marin fut atteint vers 18000 BP (*Faibanks, 1989*), le rivage était proche du rebord du plateau continental, et la vallée incisée de la Gironde s'étendait à 135 Km du rivage actuel.

Surface Boundary :

Cette limite de séquence s'exprime différemment suivant sa position par rapport à la vallée. Dans le thalweg, elle correspond au toit des formations carbonatées tertiaires et les sépare des dépôts fluviatiles de bas niveau constitués de graviers ou de sables grossiers. Vers la mer, cette SB correspond à une surface de ravinement par la houle (Cf. Figure 1-24).

Lowstand Système Tract – LST :

Durant le bas niveau marin, la vallée incisée, dans sa partie en amont de son embouchure, constitue une zone de passage de sédiment « bypass ». Le LST s'exprime alors dans cette zone comme un chenal unique. Le thalweg de la vallée incisée est recouvert d'un lit continu de sables grossiers et galets, de 10 m d'épaisseur (remarque : les dépôts actuels sont de même épaisseur). Au niveau de la limite amont de l'estuaire, ce lit se connecte avec des dépôts fluviatiles de nature similaire mais actuels. Ces sédiments grossiers sont piégés par la suite durant la transgression par la migration de la ligne de rivage et sont ensuite recouverts (onlap) par les sables vaseux estuariens. L'essentiel de ces dépôts sont situés en aval de l'estuaire actuel dans la partie externe du plateau continental (Cf. Figure 1-24).

La remontée eustatique commence à -18000 BP et à -10000 BP et l'estuaire actuel est alors inondé.



Figure 1-24 : Interprétation en terme de stratigraphie séquentielle du remplissage de la vallée incisée de la Gironde modifié d'après Allen et Posamentier (1993 et 1994) et Lericolais et al. (2001).

Transgressive System Tract - TST :

Les sédiments fluviatiles sont piégés et ne contribuent alors pas à la sédimentation littorale. Durant la transgression, la vallée incisée devient une zone de piégeage sédimentaire et l'essentiel des dépôts du comblement de la vallée est constitué par le TST (Cf. Figure 1-24).

Les dépôts transgressifs se caractérisent par trois phases distinctes (Cf. Figure 1-25) :

- Phase 1 : dans l'estuaire interne et central :

Elle correspond au début de la transgression lorsque la vallée est convertie en estuaire par la montée de la mer. La migration des dépôts estuariens vers l'amont entraîne la création d'un prisme étroit qui tend à diminuer vers la bay-line. Il est constitué de sables et vases aggradantes qui « onlappent » sur les sédiments sous-jacents du LST ou directement sur la SB. Ces dépôts consistent en des sables à stratifications entrecroisées typiques d'un environnement dominé par la marée et qui correspondent à des barres sableuses tidales. En aval de l'estuaire central, s'accumulent des vases estuariennes avec des lamines de sables, ainsi que des vases avec des lentilles de tourbe dans les estrans et les marais.



Figure 1-25 : Coupes transverses schématiques montrant les faciès et l'architecture des dépôts mis en place durant la transgression ; d'après Allen et Posamentier (1994).

- Phase 2 : les sables d'embouchure :

Cette phase correspond à la migration de la barre d'embouchure précédemment plus en aval (sur le plateau continental) sur les dépôts de la phase 1 sablo-vaseuse. Les sédiments correspondent à des sables massifs contenant des galets et des débris de coquilles. Ces sédiments ont été transportés dans l'estuaire par la dérive littorale et les courants de flot. Ces sables constituent un prisme qui atteint plus de 25 m d'épaisseur à proximité de la passe de marée et qui se biseaute en amont de l'embouchure. Leurs structures internes correspondant à des stratifications entrecroisées bidirectionnelles (rides de vagues) illustrent un environnement à haute énergie dominé par les vagues et les marées. Ces sables sont interprétés comme transgressifs et séparés des sables estuariens sous-jacents par une surface de ravinement tidal (TRS).

La passe de marée correspond à l'érosion par les courants de marée de la barre d'embouchure. Elle est profondément creusée dans les sables et vases estuariennes et peut même entailler les sables et galets fluviatiles à la base du thalweg.

- *Phase 3* :

Cette troisième phase résulte de la migration du littoral sur les dépôts d'embouchure et les interfluves adjacents. Une érosion par les vagues entraîne une surface de ravinement – WRS, qui érode de 5 à 10 m les sables d'embouchure et des sédiments plus anciens sur les interfluves.

Sur cette surface, un placage de sables côtiers marins transgressifs constitue une couverture sur toute la plate-forme continentale Aquitaine.

Lorsque le niveau marin actuel fut atteint, le volume de l'estuaire était plus important qu'il ne l'est maintenant car les marais n'étaient pas encore comblés et les estrans plus réduits.

La MFS se caractérise par des downlaps mais ne correspond pas nécessairement à un changement lithologique. Elle est donc généralement difficile à distinguer. Elle se situe :

- dans l'estuaire moyen, entre les vases massives estuariennes qui « downlappent » les vases de prés salés et les sables de points bars ;

- dans l'estuaire interne, à la base des vases estuariennes massives qui « downlappent » les sables d'embouchure.

L'estuaire s'est ensuite progressivement comblé, par des sédiments estuariens et fluviatiles qui ont progradé sur les sédiments estuariens transgressifs.

<u>le Highstand system tract – HST :</u>

Ce cortège coïncide avec la diminution du taux de remontée du niveau marin et la fin de l'augmentation de l'espace disponible. Ceci se traduit alors par un renversement de la sédimentation qui devient régressive. Ce HST correspond à un prisme progradant dans le « bayhead delta » ainsi qu'à la création de barres sableuses progradantes et de points bars dans le haut de l'estuaire.

Il n'y a pas de différence de lithologie avec les sédiments transgressifs tidaux précédents, excepté pour les barres sableuses tidales du « bayhead delta ».

Dans la partie externe de l'estuaire à l'ouest de l'embouchure, il existe des dépôts de vases estuariennes (*Lesueur et al.*, 2002).

CHAPITRE 2. LA ZONE D'ETUDE : LE LITTORAL CHARENTAIS

2.1 La zone d'étude : le littoral Vendéo-charentais

2.1.1 <u>Contexte géographique</u>

A la transition entre le littoral rocheux du Sud-Bretagne et celui rectiligne et sableux d'Aquitaine, s'étendent les côtes de Vendée et de Charente Maritime. La zone d'étude s'étend depuis les Sables-d'Olonne au sud de la côte vendéenne jusqu'au Nord de l'embouchure de la Gironde. Elle correspond à la partie la plus interne du plateau continental du golfe de Gascogne (Cf. Figure 2-1). Cette portion du littoral, dont les limites Nord et Sud sont distantes d'une centaine de kilomètres, présente en fait près de 670 km de côte. Cette particularité est principalement liée à la présence de deux grandes îles : les îles de Ré et d'Oléron séparées du continent par des bras de mer appelés localement « pertuis ». Ceux-ci sont au nombre de trois:

- Au Nord, le Pertuis Breton : entre l'Ile de Ré et la côte vendéenne,
- Le Pertuis d'Antioche entre l'île de Ré et l'île d'Oléron,
- Le Pertuis de Maumusson entre la pointe sud de l'île d'Oléron et le continent.

Ils communiquent entre eux par des passes marines appelées localement « coureaux » : Le coureau de La Pallice est situé entre l'île de Ré et La Rochelle ; le coureau d'Oléron permet la liaison entre le Pertuis d'Antioche et celui de Maumusson.



Figure 2-1 : Présentation de la zone d'étude, les principaux fleuves sur fond topographique (Source ETOPO30).

Ces trois pertuis sont associés à trois réseaux hydrographiques. Le Pertuis Breton correspond au débouché de trois rivières : le Lay, la Sèvre Niortaise et la Vendée (actuellement affluent de la Sèvre Niortaise). La Charente se jette dans le Pertuis d'Antioche tandis que le Pertuis de Maumusson est situé dans le prolongement de l'embouchure de la Seudre.

2.1.2 Contexte géologique et structural

Le substratum rocheux du littoral charentais et du proche plateau continental se situe à la transition entre les premiers contreforts du massif armoricain, au Nord et la bordure septentrionale du Bassin Aquitain.

Une première esquisse géologique en mer a été proposée par Barusseau et Martin (*Barusseau et Martin, 1971*). En combinant les résultats de cette carte et des cartes géologiques à terre ((*Barusseau et Martin, 1971; Boisselier, 1890; Bourgeuil et Moreau, 1971; Bourgeuil et Moreau, 1974; Bourgeuil et Moreau, 1978; Corlieux, 1967; Dupuis, 1974; Goujou et al., 1994; Hantzpergue, 1988a; Hantzpergue, 1988b; Papy, 1941; Papy, 1961; Platel, 1976; Verger, 1978)) avec d'autres données complémentaires en mer (<i>Robert, 1969*), nous proposons une nouvelle synthèse terre / mer de la géologie du substratum pour les deux pertuis en distinguant plus précisément les affleurements des différents étages du Jurassique et du Crétacé (Cf. Figure 2-2).

Ce substratum méso-cénozoïque affleure dans le Nord du Marais Poitevin et correspond à des strates Jurassique (Oxfordien à Kimméridgien supérieur) reposant en discordance sur les formations métamorphiques primaires. Ces séries sédimentaires se composent de calcaires et calcaires marneux qui se caractérisent par des alternances de lits de marnes et de calcaires oolithiques. Leurs limites d'affleurement vers le Sud correspondent à l'île d'Oléron et à l'embouchure de la Charente. Dans le Pertuis Breton, l'essentiel de ces formations se caractérise par des marnes et quelques formations calcaires qui constituent les collines du Marais Poitevin. Le Pertuis d'Antioche se caractérise par une succession d'éperons rocheux constitués de calcaires plus massifs :

- Pointe des Minimes : Kimméridgien inférieur calcaires à nérinées,
- Pointe du Chay: Kimméridgien inférieur (Formation récifales) calcaires à lamellibranches,
- Pointe de Chatelaillon : Kimméridgien inférieur : calcaires oolithiques et détritiques et marnes à la base,
- Falaise d'Yves –les Mannes : Kimméridgien supérieur Calcaires argileux et marnes à *exogyra virgula*.

Le Crétacé (Cénomanien au Maastrichtien) affleure au niveau du synclinal de basse Charente et de l'anticlinal de l'île Madame (ou de Jonzac). Sur la base des informations fournies par Robert (*Robert, 1969*) au niveau du Pertuis d'Antioche (étude géophysique), nous proposons que ces terrains Cénomanien s'étendent plus vers le large, au Nord Ouest du Pertuis d'Antioche, (extrémité NW de la Longe de Boyard) que dans la synthèse cartographique précédente (*Barusseau et Martin, 1971*). Ce substratum Crétacé est constitué par des séries

constituées par des sables et des argiles au niveau de la Charente, sur lesquelles reposent des calcaires à rudiste.

Au sud de la zone d'étude, le Cénozoïque affleure au niveau de l'embouchure de la Gironde (Blaye, Phare de Cordouan).



Figure 2-2 : Esquisse de carte géologique. Modifiée d'après (Barusseau et Martin, 1971; Bourgeuil et Moreau, 1971; Bourgeuil et Moreau, 1974; Bourgeuil et Moreau, 1978; Dupuis, 1974; Goujou et al., 1994; Hantzpergue, 1988a; Hantzpergue, 1988b; Platel, 1976; Robert, 1969; Verger, 1978).

Les formations sédimentaires mésozoïques dessinent un monoclinal régional de pendage général vers le Sud-Sud-Ouest et sont décalées par de nombreuses failles d'orientation Sud-Est / Nord-Ouest (direction sud armoricaine). Ces terrains sont également affectés par une déformation non cassante représentée par des anticlinaux et synclinaux de faible amplitude (*Hily, 1976; Montadert et al., 1979*). Dans la partie nord de la zone, il existe un décalage sénestre des limites d'affleurement des terrains mésozoïques. Ce décalage s'amortit progressivement vers le Sud jusque dans le Pertuis d'Antioche.

Le socle, dominé par des directions sud-armoricaines (Nord-Ouest / Sud-Est), impose un contrôle sur la morphologie côtière qui se caractérise par la présence de caps, de presqu'îles et de deux grandes îles : l'Ile de Ré (85 km²) et l'Ile d'Oléron (175 km²) qui se poursuivent en

mer sous la forme de larges platiers obliques par rapport au trait de côte globalement Nord-Sud du Golfe de Gascogne (*Germaneau et Robert, 1995; Hily, 1976*).

2.1.3 <u>Contexte sismo-tectonique et Néotectonique</u>

L'activité sismologique dans les côtes Ouest de la France est modérée (185 séismes entre 1995 et 2003 de magnitude variant entre 1.5 et 5) (*Müller et al., 1992*). Elle est probablement associée à des contraintes liées à la limite sud de la plaque européenne. Elle se manifeste par la réactivation de failles hercyniennes (*Ziegler, 1992*). (Cf. Figure 2-3). Dans la région charentaise, cette activité sismologique modérée est concentrée au niveau de l'ouest de l'île d'Oléron ainsi qu'à terre au nord du Marais Poitevin (Cf. Figure 2-1). Les mécanismes aux foyers montrent des rejets horizontaux généralement dextres (*Rothé, 1983*).

Cette activité néo-tectonique est cohérente avec des déplacements néotectoniques qui influent sur la morphologie fluviatile (Van Vliet-Lanoë et al., 1997).



Figure 2-3 : Carte de la sismicité enregistrée par le réseau sismologique de La Rochelle (C.L.D.G) depuis 1995.

2.1.4 Contexte géomorphologique

2.1.4.1 La partie marine

Les pertuis charentais permettent la communication entre la plate-forme continentale et les baies intérieures abritées, où se localisent les embouchures de quatre rivières côtières : le Lay, la Sèvre Nniortaise, la Charente et la Seudre. Les affleurements rocheux sous-marins (platiers) sont assez développés à proximité des îles notamment (Cf. Figure 2-4).

2.1.4.1.1 Le Pertuis Breton

Le Pertuis Breton présente une morphologie sous-marine caractérisée par un seuil externe : le Seuil Vendéo-Rhétais. Il correspond à une zone de haut-fond plane (- 20m) qui déconnecte la partie centrale du pertuis de la partie interne du plateau continental. Dans la partie centrale du Pertuis Breton se trouve une zone profonde caractérisée par deux fosses profondes et escarpées (les fosses de Chevarache orientale : -60 m et occidentale : -35 m). La partie interne du Pertuis Breton ou « Peu Breton » se caractérise par des zones de faible profondeur (en moyenne 2m) entrecoupées par des chenaux de marée. Les pointes d'Arcay et de l'Aiguillon délimitent l'extrémité Nord-Est du pertuis, qui se connecte avec la baie de l'Aiguillon, où se situe l'embouchure actuelle de la Sèvre Niortaise.

Cette morphologie du Pertuis Breton caractérisée par ces fosses a été interprétée par Barusseau et ensuite par André (1984) (Cf. Figure 2-5) comme les vestiges encore visibles d'une vallée fluviatile ennoyée, liée au Lay et à la Sèvre. Cette vallée serait comblée vers l'Est par des sédiments épais de près de 30 m. Vers l'Ouest, le Seuil Vendéo-Rhétais correspondrait aussi à une accumulation de sédiments comprenant des sables sur 10 m d'épaisseur environ.

2.1.4.1.2 Le Pertuis d'Antioche

Le Pertuis d'Antioche est localisé entre les îles de Ré et d'Oléron. Il est caractérisé par une fosse (profondeur maximale - 40 à - 44 m) d'orientation Ouest-Nord-Ouest Est-Sud-Est, isolée à l'Ouest du plateau continental par un haut fond culminant à - 19 m : le Seuil Inter-Insulaire. Le fond de cette fosse est essentiellement de nature rocheuse.

Barusseau (1973), interprète la Fosse d'Antioche comme étant un segment de la paléo-vallée fluviatile de la Charente. Cette « Paléo-Charente » aurait incisé le socle mésozoïque lors de la baisse du niveau marin durant la dernière glaciation. Lors de la transgression qui a suivi, et tout particulièrement pendant sa phase terminale, une dérive littorale de direction Nord / Sud très active aurait construit dans la partie occidentale du pertuis un prisme sableux : le Seuil Inter-Insulaire. André (1986)(*André, 1986*), illustre cette hypothèse par une coupe dans laquelle le seuil est une accumulation de 20 m de sables grossiers devenant plus fins dans sa partie orientale (Fosse d'Antioche).

La partie interne du Pertuis d'Antioche ou « Rade des Basques » se caractérise par des fonds de moins en moins profonds vers l'embouchure actuelle de la Charente (de 24 m au niveau de l'extrémité orientale de la fosse, à 2 m à Fouras). Elle se caractérise également par une série de pointes et presqu'îles rocheuses (Pointes des Minimes, Pointe du Chay, Chatelaillon, Presqu'île de Fouras et l'île d'Aix, Ile Madame et platiers des Palles). Le chenal de marée, situé dans le prolongement de l'embouchure de la Charente, est bordé au Sud Ouest par un banc de sable allongé orienté Nord-Ouest / Sud-Est : la Longe de Boyard, culminant à -2 m en moyenne. Cette partie interne du Pertuis d'Antioche serait, pour Barusseau (1973) puis André (1986) (Cf. Figure 2-5), constituée principalement de vase d'une épaisseur croissante de 20 à 30 m du large vers l'embouchure de la Charente.



Figure 2-4 : Représentation 3D ombrée de la bathymétrie (Origine SHOM) et de la topographie (Origine ETOPO30) actuelle du littoral



Figure 2-5 : Coupes schématiques proposées par André (1986) illustrant l'incision et l'architecture des comblements pour les Pertuis Breton et d'Antioche.

2.1.4.1.3 Le Pertuis de Maumusson et la baie de Marennes-Oléron

Ce troisième pertuis est une embouchure tidale très mobile, située entre la pointe Sud de l'île d'Oléron et la pointe d'Arvert au Sud. Il permet la communication entre l'Océan Atlantique et la baie de Marennes-Oléron. Celle-ci est également en communication avec le Pertuis d'Antioche vers le Nord. Cette communication septentrionale est plus large que le pertuis de Maumusson et est constituée par deux chenaux : les passages de l'Est et de l'Ouest qui encadrent la Longe de Boyard. Cette baie de Marennes-Oléron se caractérise par une grande étendue d'estrans (150 km² à l'isobathe +5 m et 50 km² à 0m) (*Tesson, 1973*). Le centre de la baie est occupé par des bancs sableux longitudinaux situés dans les chenaux de marée étroits, convergeant vers le Pertuis de Maumusson.



Figure 2-6 : Carte de localisation des marais côtiers et des massifs dunaires Holocènes; et localisation des datations réalisées dans ces formations.

2.1.5 Les plaines côtières ou marais

De larges plaines côtières (2 à 3 m d'altitude C.M.) s'étendent vers l'Est au-delà des bordures orientales des trois pertuis. Elles sont constituées des marais de tailles variables (Cf. Tableau 2-1), comblés par des formations sédimentaires fluvio-marines (*Gabet, 1969a*). Ces marais sont quadrillées par un réseau serré de canaux et sont protégés des inondations marines par des digues ou des cordons dunaires. Il faut également noter que le niveau de ces plaines alluvionnaires (+4 à +5 C.M.) est au-dessous de celui des plus hautes mers (+6 m C.M.).

Localisation	Superficie (km ²)
Le Marais d'Ars en Ré	17
Lles petits marais littoraux de la côte rochelaise	/
Le Marais Poitevin	860
Les petits marais littoraux d'Oléron (Marais de Saint-	/
Pierre, de Grand-Village-Plage, de la Perroche)	1
Le Marais de Voutron et Rochefort	630
Le Marais de Brouage	375
Le Marais de La Seudre	668

Tableau 2-1 : Tableau des superficies des marais côtiers situés sur le littoral charentais.

2.1.5.1 Descriptions des formations sédimentaires de comblement des plaines côtières

2.1.5.1.1 Les formations alluvionnaires

Les formations alluvionnaires constituent l'essentiel du remplissage de ces larges plaines côtières (Cf. Figure 2-6). Ces alluvions affleurent largement et leur épaisseur peut varier de 0,50 à 35 mètres.

Localisation (Cf. Figure 2-7)	Epaisseur des formations alluvionnaires	
Pont de la Seudre	20 m	
Marais de Voutron	35 m	
Fort La Pointe (estuaire de la Charente)	30 m	
Martroux (Charente)	30 m	
Extrémité Est du Marais Poitevin	3 à 4 m	
Environs de Damvix (Marais Poitevin)	10 à 15 m	
Marans (Marais Poitevin)	25 m	
Champagné-les-Marais (Marais Poitevin)	35 m	

Tableau 2-2 : Tableau des différentes épaisseurs des formations alluvionnaires relevées par forages dans les marais.

De multiples sondages dans l'estuaire et le cours de la Charente (*Carbonel et al., 1998; Decker et al., 2001; Delbalat. et Vidalin., 1857-1859; Gabet, 1968a; Gabet, 1968b)* ainsi que des profils géophysiques (sismique réfraction) (*Bourgeuil et Moreau, 1971*) ont été effectués dans les marais et notamment dans celui de Rochefort.

Ces formations marines et fluvio-marines sont des dépôts d'âge Holocène (*Carbonel et al., 1998; Clavé, 2001; Clavé et al., 2001; Decker et al., 2001; Gabet, 1968a; Gabet, 1971)*. Dans les indentations du marais et notamment à l'Est dans la vallée de la Sèvre Niortaise, les formations continentales deviennent de plus en plus importantes. Ces alluvions marines flandriennes correspondent à des argiles vertes ou bleues à Scrobiculaires ("bri ancien"). Ces dépôts sont relativement homogènes sauf à la base où des niveaux plus sableux sont observés. En effet, des sondages ont montré que cette importante assise argileuse recouvre le plus souvent le substratum mésozoïque, mais elle repose quelquefois sur une couche de sables et graviers (*Carbonel et al., 1998; Decker et al., 2001; Gabet, 1968a; Gabet, 1968b*) déposée au-dessus du substratum mésozoïque.

<u>Argiles vertes ou bleues à Scrobiculaires (Bri ancien)</u>: L'essentiel du comblement des plaines côtières est constitué d'alluvions de nature fluvio-laguno-marin appelées localement "bri", "Argile à Scrobiculaires" ou encore "Argile des polders". Il s'agit en fait d'une vase consolidée avec des débris coquilliers. L'origine marine de ce dépôt est prouvée par l'abondance de coquilles de *Scrobicularia piperata* et *Cardium edule, Ostrea edulis*, des oogones de characées et des ostracodes (*candona angulata*) (*Verger, 1968*). Cette même faune vit actuellement dans les vases de l'Anse de l'Aiguillon.

A l'état humide, cette argile est verdâtre à bleuâtre. A l'état sec, la teinte est généralement grisolive. L'argile est toujours calcaire (15 à 20 % de CaCO₃) et surtout concentrée dans la fraction granulométrique des limons fins <2 à 20 μ m. La composition du cortège argileux (55% de particules inférieures à 2 μ m) est sensiblement la même que celles du bri du marais rochefortais et du Marais Poitevin : prédominance de l'illite (environ 60 %) devant la montmorillonite (30 %) et la kaolinite (10 %) (*Verger, 1968*). Il existe également des niveaux de tourbes qui s'intercalent également au sein du bri.

<u>Argiles brunes à Scrobiculaires (Bri récent)</u>: Vers la mer, dans l'Ouest des marais, le bri "ancien" passe latéralement au bri "récent". La séparation entre les deux est parfois difficile à identifier. Il s'agit encore d'une argile marine à Scrobiculaires, mais qui diffère par sa couleur brune. L'origine de cette couleur résiderait, en partie, dans l'oxydation superficielle des vases liée à un début d'évolution pédogénétique consécutive à la proximité du drainage naturel (*Verger, 1978*). Celui-ci correspond généralement à la fin du comblement des anses vaseuses. La répartition granulométrique des éléments est très semblable à celle du bri ancien, excepté un léger affinement. Les organismes y sont très nombreux. Le bri récent est l'équivalent de la vase de l'Anse de l'Aiguillon, oxydée, consolidée et superficiellement dessalée par un début de pédogénèse (*Verger, 1978*). En effet dans les polders, le bri récent brun repose vers 1,40 m de profondeur sur de la vase noire et salée.

Les dépôts de bri ancien sont assez bien datés dans la région par plusieurs analyses au ¹⁴C. La base du comblement semble débuter vers de 8500 à 8000 BP ((*Decker et al., 2001*). L'archéologie a

permis de dater certains vestiges (poteries et bois fossiles) trouvés dans le bri (*Gabet, 1969a; Gabet, 1969b*). Ainsi les dépôts compris entre les cotes NGF (*) -13 et -9 ont pu se mettre en place vers 3000 à 2500 ans avant Jésus-Christ. Welsch (1910)(*Welsch, 1910*) signale près de Saint-Georges-d'Oléron, la découverte de deux haches néolithiques à 3 mètres de profondeur dans ce bri. L'ensemble des datations réalisées d'amont en aval, et à différents niveaux verticaux, montrent que



Figure 2-7 : Logs caractéristiques des forages réalisés dans les marais d'après (*Bourgeuil, 1995; Carbonel et al., 1998; Clavé et al., 2001; Decker et al., 2001*).

2.1.5.1.2 Le bri fluviatile continental

Dans les vallées de la Vendée et de la Sèvre niortaise, le "bri" marin ancien passe latéralement à une argile lourde caractérisée par l'absence de mollusques marins et par la présence de fossiles d'eau douce (*Bourgeuil et Moreau, 1978; Dupuis, 1974; Verger, 1978*). Il est alors nommé « bri continental ».

2.1.5.1.3 Les dépôts de Tourbe

Différents niveaux de tourbes ont été mis en évidence par des forages. Plutôt épais dans la partie la plus interne du Marais Poitevin, ils vont en s'amenuisant de plus en plus vers l'Ouest. Un sondage réalisé aux alentours de Damvix a permis de mettre en évidence un niveau de tourbe débutant à -9 m NGF. Epais de 2 m, il repose directement sur le substratum mésozoïque. Il est recouvert de 1 m de bri marin à faciès sableux, suivi de 8 m de bri marin ancien typique. Une analyse pollinique, réalisée sur ces tourbes, montre une dominance des genres *Pinus* et *Corylus*. Les traces de la présence des premiers arbres (*Ulmus et Ouercus*) sont au début faibles mais augmentent ensuite sensiblement en même temps que les genres *Fraxinus* et *Tilia* apparaissent. Ceci permet de proposer que cette tourbe soit datée du "Boréal" supérieur (8500 -8000 BP) et début "Atlantique" (8000-7500 BP) (*Verger, 1968*).

2.1.5.1.4 Les cordons sableux

Les cordons sableux se présentent sous la forme de bandes allongées affleurantes en bordure des anciennes îles du Marais (Champagné-les-Marais, Saint-Michel-en-I'Herm (*Dupuis, 1974*)) orientées vers l'Ouest, ou encore sous la forme d'une succession de flèches sableuses étroites généralement enracinées sur un ancien îlot submergé et transverse par rapport aux vallées (Grues, Charron, l'Ile-d'Elle, Le Sableau, Champagné-les-Marais, Damvix, etc.). Ils peuvent être également intercalés dans le colmatage de bri. Ils sont constitués de sables coquilliers et de galets et sont épais de 0.5 à 2 m.

Ils existent souvent sous forme d'alignements parallèles comme notamment dans la région de Chatelaillon.

Les cordons marquent les anciens rivages et enregistrent le comblement du marais en direction de la mer. Ils ont joué un rôle important dans le colmatage des golfes en protégeant et isolant certaines parties du marais. Les mattes, créées à l'arrière de ces cordons, se sont progressivement comblées par les dépôts de haute mer. Les cordons plus récents situés dans le fond des baies assurent la fermeture des golfes actuels.

2.1.5.1.5 Les massifs dunaires

Une partie importante de l'île de Ré, de l'île d'Oléron et de la presqu'île d'Arvert est recouverte par des formations dunaires. Elles peuvent atteindre une hauteur de 1 à 10 m au-dessus du substratum mésozoïque. Leur altitude maximum atteint 60 m (Arvert). Elles sont constituées de sable plus grossier et plus jaune que celui des dunes actuelles (*Butel, 1953*).

2.1.5.2 <u>Architecture et historique du comblement d'après les sondages à terre</u>

Une série de sondages récents a été réalisée à proximité de la Charente à terre, ainsi que dans les marais côtiers associés (*Bourgeuil et Moreau, 1971; Carbonel et al., 1998; Decker et al., 2001*). Le sondage, qui nous semble le mieux représenter le comblement, est celui de l'écluse de Rochefort étudié précisément par Carbonel et al. (1998).

De la base au sommet, on observe :

(1) Des sables constituant des plages d'estuaire ouvert et sous influence du clapot ou des houles locales, accolées à des côtes rocheuses (-19 à -12,75 m NGF soit -16,4 à -8 m C.M.) datées 6642-6049 av J.C.

Les ostracodes et les coquillages témoignent d'un milieu côtier soumis à une forte dynamique, avec un envasement réduit et des rochers affleurant par endroit. A 7600 BP, l'estuaire devait être proche de la confluence de la Boutonne avec la Charente. En amont, des lagunes envasées se développent.

(2) Puis la sédimentation passe à des dépôts de vases sableuses, caractéristiques d'un chenal ouvert aux influences marines de faible énergie jusqu'à la cote -8,25 m NGF soit 4,55 m C.M. Les derniers dépôts de ce type sont datés 4792-4048 av J.C.

(3) Enfin, il y a une nette diminution des influences marines qui disparaissent vers -1,75 NGF soit +2, 05 C.M. Il s'agit d'un environnement qui évolue vers une zone lagunaire vaseuse, révélant vers 511 av J.C., des débris végétaux. Un autre forage réalisé en dehors du chenal principal de la Charente montre que les influences fluviatiles disparaissent également pour passer à un environnement de marais littoraux.



Figure 2-8 : Logs schématiques des forages réalisés d'Est en Ouest dans le Marais de Voutron et les datations d'un niveau repère montrant la progression du remplissage des marais.

	Lieu	Altitude en m des échantillons	Age BP(ans)	Objet daté	Références
А	La bas Margueret (Marais d'Arvert)	-9	4290 +/- 120		Gif 2555 (Gabet, 1973)
В	Chalezac (Marais d'Arvert)	-3.5	2450 +/- 110	Bois fossile	Gif 794 (Gabet, 1973)
С	Trizay (Vallée de l'Arnoult)	0	2060 +/- 110	Tourbe	Gif 1271 (Gabet, 1973)
D	La petite aiguille (vallée de l'Arnoult)	0	2050 +/- 100	Tourbe	Gif 1558 (Gabet, 1973)
E	Champagné les marais (Marais Poitevin)		2200 +/- 110	Coquilles	Gif 1800 (Delibrias et Guillier, 1971)
F	Brouage (682-1-2)	15	2770 +/-100	coquilles	(Gabet, 1969b; Platel, 1976)
G	H9602 Marcia da La Parrocha	0.4	3740 +/- 50	Tourbe	(Clavé et al., 2001)
	Marais de La Perfoche	1.0	4870 +/- 30	Bois fossile	
Н	Cabane pourrie (Marais de Rochefort)	-9	4520 +/- 140	et niveau coquillier	Gif 793 (Gabet, 1973)
Ι	Vallée de la Charente (Marais de Rochefort)	-6	3380 +/- 110	Coquilles	Gif 2244 (Gabet, 1973)
	Ecluse de Rochefort -	2	3375 +/- 90		
J	CPS102 (Marais de	8.25	5580 +/- 160	Coquilles	(Carbonel et al., 1998)
	Rochefort)	17.5	7400 +/- 170		
		0.4	4120 +/- 60		
	La Challonière à Tonnay	0.6	4650 +/- 180		
Κ	Charente -coupe Brigitte	1	4890 +/- 105	Coquilles	(Carbonel et al., 1998)
	(Marais de Rochefort)	1.2	5620 +/- 270		
		1.5	7400 +/- 170		
L	Boutonne (Marais de Rochefort)	4.5	7645 +/- 75	Coquilles	(Carbonel et al., 1998)
М	Roc2013 (Marais de Voutron)	7.9	3870 +/-40	Coquilles	(Decker et al., 2001)
N	Roc 2003 (Marais de Voutron)	4.8	4610 +/- 40	Coquilles	(Decker et al., 2001)
0	Roc 2007 (Marais de Voutron)	9.9	5240 +/- 40	Coquilles	(Decker et al., 2001)
Р	Roc 2012 (Marais de Voutron)	9.5	5420 +/- 80	Coquilles	(Decker et al., 2001)
Q	Roc 2012 (Marais de Voutron)	9.6	5830 +/- 40	Foram.	(Decker et al., 2001)
R	Roc2011 (Marais de Voutron)	7.5	7080 +/- 40		(Decker et al., 2001)
S	Courtin (Marais de Voutron)	3	8140 +/- 330	Tourbe	(Bourgeuil, 1995)

Tableau 2-3 : Tableau des différentes datations réalisées dans les sédiments alluvionnaires des plaines côtières.

L'ensemble des forages réalisés dans tous les marais de cette zone (Cf. Tableau 2-1) montre qu'aucune formation n'est plus ancienne que 8140 BP et que leur comblement sédimentaire est exclusivement d'âge Holocène.

Decker et al. (2001) ont réalisé, sur une série de forages échelonnée d'Est en Ouest dans le Marais de Voutron, des datations sur des coquilles d'un niveau repère. Elles montrent que ces formations sont d'âge Holocène et que le diachronisme de ce niveau, qui est de plus en plus jeune vers l'Ouest, illustrerait le comblement progressif du marais d'Est en Ouest (Cf. Figure 2-8).

Au centre des dépôts de bri, des cordons de sables coquilliers sont disséminés dans les marais. Parfois certains sont également recouverts de bri. Les plus anciens sont localisés en amont et les plus récents vers l'aval, parfois même jusqu'au niveau du trait de côte actuel. Dans le marais de Rochefort, le plus vieux témoin visible de cordons sableux se situe entre les îlots rocheux de Moins et de Liron. Les plus récents consistent en une succession de cordons emboîtés au niveau de la commune d'Yves. Grâce à des traces d'activités anthropiques mais également aux cartes anciennes, la progression des cordons vers l'Ouest peut se suivre depuis le Moyen Age. Ces cordons sableux, interprétés comme des cordons littoraux, illustrent la fermeture (parfois momentanée) des golfes. Ils sont généralement associés à des dépôts de tourbes dans les marais protégés par les cordons.

2.1.6 <u>Contexte hydrologique</u>

Les quatre rivières côtières qui débouchent dans les pertuis charentais ont des bassins versants et des longueurs réduites par rapport à ceux de la Gironde (Dordogne et Garonne) localisée plus au Sud (Cf. Figure 2-9).



Figure 2-9 : Bassins versants et réseau hydrographique du Lay, de la Sèvre Niortaise, de la Vendée, de la Charente, de la Seudre, de la Dordogne et de la Garonne.

Fleuve	Bassin versant (km ²)	Longueur (km)	Débit (m ³ /s)	
Lay	978	55	2	
Sèvre Niortaise et Vendée	3620	95	12	
Charente	10000	280	100	
Seudre	955	46	0.55	
Marais littoraux	30 000	/	/	
Gironde	74000	Dordogne : 350 Garonne : 320	620	

Les caractéristiques hydrologiques de ces différentes rivières sont résumées dans le Tableau 2-4 et le Tableau 2-5.

Tableau 2-4: Aires des bassins versants et longueurs des rivières côtières qui débouchent dans les pertuis charentais (Lay, Sèvre et Vendée, Charente et Seudre) et ceux de la Gironde pour comparaison : (*Castaing*, 1981; L.C.H.F., 1987; Lorin, 1970; Tesson, 1973).

Les marais littoraux présentent par ailleurs une quarantaine d'exutoires secondaires et supplémentaires de ruisseaux.

	Gironde (Lesueur et al., 2002)	Charente (<i>Tesson</i> , 1973)
Bassin versant (km ²)	74 000	10 000
Débit moyen annuel (m ³ /an	2.5 à 3.5x10 ¹⁰	3.1x10 ⁹
Charge sédimentaire (t/an)	1.2 à 1.5x10 ⁶	$0.1 x 10^{6}$

 Tableau 2-5 : Comparaison des bassins versants, débit moyen annuel et charge sédimentaire de la Charente et de la Gironde (Dordogne et Garonne).

2.1.7 <u>Contexte météorologique et hydrodynamique</u>

2.1.7.1 Les vents

Les caractéristiques des vents sur le littoral de Charente Maritime font l'objet de mesures continues depuis 1951 par les sémaphores de Chassiron et de la Coubre. Les statistiques réalisées par Météo France, à partir des données recueillies par les sémaphores de la Marine Nationale sur le Golfe de Gascogne, permettent d'observer une certaine homogénéité des conditions de vent entre la Loire et la Gironde.

Les vents les plus répandus sont d'origine marine issus des directions Nord-Ouest à Sud-Ouest (50% des observations).

Dans cette catégorie, 75 % des vents montrent des vitesses comprises entre 4 et 16 nœuds sur toute l'année. Les vents les plus forts (supérieur à 25 nœuds) sont généralement enregistrés de Septembre à Avril et représentent alors, durant cette période, 25% des observations (Cf. Figure 2-10).



Figure 2-10 : Rose des directions du vent mesuré à la Coubre et à La Rochelle (Source Météo France).

2.1.7.2 *La marée*

Dans le Golfe de Gascogne, la marée est de période semi-diurne (*SHOM*, 2003). L'onde de marée, qui a pris naissance au large des côtes avec une amplitude très faible, inférieure à 1m, se propage en direction du Nord parallèlement aux côtes et s'amplifie en parvenant sur les petits fonds. La marée atteint sensiblement au même moment tous les points de la côte (Cf. Figure 2-11).

Les Pertuis d'Antioche et Breton sont des bassins de faible dimension qui ne permettent pas la formation d'ondes stationnaires. La particularité des marées dans cette zone est un renforcement de l'amplitude sous l'effet de la convergence des côtes au niveau des pertuis.

Le marnage de la zone est de l'ordre de 4 m en moyenne mais oscille entre 6 et 2m (Cf. Tableau 2-6) (*SHOM*, 2003).

	Vive eau exceptionnelle	Vive eau moyenne	Morte eau moyenne
Coefficient	120	70	45
Pleine mer	6,6 m C.M.	5,4 m C.M.	4,9 m C.M.
Basse mer	0,3 m C.M.	1,8 m C.M.	2,5 m C.M.
Amplitude	6,3 m C.M.	3,6 m C.M.	2,4 m C.M.

Tableau 2-6 : Hauteur d'eau et amplitude de la marée sur le littoral charentais (SHOM, 2003).

Les surcôtes

Aux variations du niveau d'eau liées à la marée se superposent des variations dues à différents facteurs atmosphériques :

- La pression atmosphérique : en présence de hautes pressions, le niveau d'eau moyen s'abaisse de 0,25 m par rapport aux pressions normales. Dans le cas de basses pressions, le niveau s'élève de 0,5 m (*L.C.H.F.*, 1987).
- Le vent : lorsqu'il est de secteur Ouest et supérieur à 4 noeuds, le niveau marin peut s'élever de 0,5 à 1,5m.
- La houle : le niveau marin s'élève de 1/10 à 1/20 de la hauteur de la houle, soit au cours d'une tempête, de 0,3 à 0,5m.

La surcôte est définie comme la différence d'amplitude entre le niveau d'eau prédit et le niveau d'eau enregistré lorsque ce niveau a atteint son maximum (définition SHOM). Sa valeur maximum pour notre zone d'étude était estimée à 0,7 m, mais dans le cas de la tempête de décembre 1999, la surcôte associée à la tempête a atteint de 1, 8 m.



Figure 2-11 : Carte des marnages sur le littoral charentais (Origine SHOM).

Les courants dus à la marée

(1) la marée autour de l'île de Ré

Lors du flot, les deux ondes dérivées à l'Ouest et à l'Est de l'île de Ré pénètrent les deux pertuis simultanément. Lorsqu'elles se rencontrent, une zone de courant très faible se crée (« Wantji »).



Figure 2-12 : Carte des courants de marée en surface pour les périodes situées 3h avant et après la basse mer (SHOM, 1993).

Elle est localisée au nord de La Pallice à marée basse. A partir de la mi-marée de jusant, l'onde du Pertuis Breton domine et repousse le wantji vers le sud et un flux continu Nord-Sud se met en place depuis ce pertuis vers le Pertuis d'Antioche via le Coureau de la Pallice (Cf. Figure 2-12).

(2) la marée autour de l'île d'Oléron

L'île d'Oléron est également contournée par deux ondes dérivées mais ici, il existe un net déséquilibre entre celle plus importante du Pertuis d'Antioche et celle faible du Pertuis de Maumusson. De plus, du fait de la diminution des profondeurs du Nord vers le Sud, il existe un gonflement de l'onde de marée qui est maximale devant l'embouchure de la Charente. Ainsi, il s'établit un flux continu du Nord vers le Sud dans la baie de Marennes-Oléron durant 1h avant la pleine mer et une prédominance du flot sur le jusant dans le Pertuis d'Antioche. Dans le Pertuis de Maumusson, c'est le jusant qui domine sur le flot (*Tesson, 1973*) (Cf. Tableau 2-7).

Coefficient	Marnages	Jusant (10^6 m^3)	Flot (10^{6} m^{3})
86	3.5	217	126
40	2.15	123	87

Tableau 2-7 : Volumes de marée transitant par le Pertuis de Maumusson (L.C.H.F., 1987).

Les vitesses maximales atteignent 2 à 3,5 nœuds et se situent au niveau des deux pointes occidentales des îles de Ré et d'Oléron, dans les coureaux de La Pallice et d'Oléron et dans les estuaires.

2.1.7.3 *La houle*

Les houles océaniques observées dans le Golfe de Gascogne se caractérisent par une forte amplitude (hauteur maximum comprise entre 4,8 et 15 m) et une longue période (comprise entre 9 et jusqu'à 20 s exceptionnellement provenant du Ouest-Nord-Ouest en majorité).

Dans 75% du temps entre Octobre et Mars, les hauteurs sont supérieures à 2m et les périodes sont longues T > 10s. En période estivale, d'Avril à Septembre les hauteurs sont plus faibles (inférieures à 2 m pour 75 % des observations) ainsi que les périodes (< à 10s).

Les houles les plus fortes (hauteur supérieure à 6 m) proviennent le plus souvent du secteur Ouest. Devant les côtes exposées vers le large, s'étendent de larges platiers rocheux à faible pente favorisant la réfraction de la houle qui aborde la côte avec une incidence faible (Cf. Figure 2-13). Dans les pertuis, les houles sont fortement réfractées et amorties de part et d'autre des fosses et sur les fonds plats, notamment sur les platiers rocheux. Leur pénétration vers l'intérieur des baies est limitée car généralement déviée vers les îles ; seules celles se propageant dans l'axe des plus grandes profondeurs des fosses parviennent au droit du littoral. Dans les pertuis, ces houles abordent des fonds très peu pentus sur lesquels elles subissent une ultime réfraction et s'amortissent. Elles atteignent le littoral abrité en ayant perdu la majeure partie de leur énergie. Des houles d'une amplitude de 4 à 6 m au large ne dépassent pas 1 m dans la partie orientale des pertuis.



Figure 2-13 : Epure de houles d'Ouest (T=12s – h=3m) dans les pertuis, modifié d'après (*LHF*, 1994).

2.1.7.4 Mer de vent et clapot

Ces agitations de courte période sont moins sensibles que les houles océaniques à la réfraction et à la diffraction. Elles peuvent donc atteindre les côtes avec des incidences plus élevées et ainsi intervenir de façon notable dans le transport sableux en transit littoral.

Générées par les vent locaux, leurs directions dépendent également du « fetch » (distance d'eau sur laquelle le vent souffle sans obstacle).

Les évaluations (mesures et modélisations) réalisées montrent que les amplitudes des clapots peuvent varier de 0.5 à 1.5m. L'agitation résiduelle (houle océanique et clapot) mesurée dans le coureau de La Pallice peut atteindre 2.2m. Ainsi dans les zones abritées, ces agitations atteignent des amplitudes comparables à celle des houles océaniques résiduelles.

2.1.8 Le transport et l'accumulation des sédiments

2.1.8.1 Les matériaux fins

Les mouvements de particules sédimentaires en suspension sont associés à la circulation générale des eaux. Les estimations réalisées par le L.C.H.F montrent que les gains sédimentaires en matériaux fins représentent entre 500 000 à 600 000 t/an réparties en 500 000 m³/an dans le Pertuis d'Antioche et la Baie de Marennes-Oléron, 170 000 m³/an dans le Pertuis Breton et 750 000 m³/an dans l'Anse de l'Aiguillon (*L.C.H.F., 1987*).

Il existe deux sources possibles pour cette vase :

- Allochtone : de nombreux travaux antérieurs ont montré qu'une partie du panache turbide de l'estuaire de la gironde était déviée vers le Nord au moment du flot (*Castaing, 1981; Jouanneau et al., 1989; Lesueur, 1992; Lesueur et al., 2002; Lorin, 1968; Lorin, 1970*). De récentes mesures à partir de traceurs isotopiques montrent qu'une part importante des suspensions provient de l'estuaire de la Gironde (*Para et al., 1998*).

- Autochtone : à partir de données géochimiques, il a été montré qu'une partie de la vase provient des apports des rivières débouchant directement dans les pertuis et du ruissellement côtier (*Tesson*, 1973).

Les apports dans le Pertuis d'Antioche attribué à la Charente seraient de l'ordre de $0.1 \ 10^6$ t/an (*Castaing*, 1981; Tesson, 1973).

2.1.8.2 Matériaux sableux

D'une manière générale entre la Loire et la Gironde, la dérive littorale est orientée du Nord vers le Sud. Ceci est dû aux systèmes dépressionnaires Nord-Atlantique qui génèrent la houle arrivant dans le golfe de Gascogne, principalement du Nord-Ouest ou de l'Ouest-Nord-Ouest. Cette dérive est montrée par le développement de flèches sableuses vers le Sud (Arçay ; Sud Oléron, Coubre) et par l'accumulation de sédiment sur la face Nord des ouvrages côtiers transversaux (Cf. Tableau 2-8).

Zones	Evaluations des capacités de transport sableux	
	dû au transit littoral	
Entrée du Pertuis Breton	150 000	
Entrée du Pertuis d'Antioche	20 000 à 30 000	
Fond du Pertuis d'Antioche	30 000	
Façade continentale de l'île d'Oléron	15 000	
Côte sauvage (presqu'île d'Arvert)	500 000	

Tableau 2-8 : Evaluation du transit sableux dans les différents pertuis d'après LCHF, (1987).

2.1.9 Les changements de l'environnement côtier liés aux interventions humaines

2.1.9.1 La poldérisation

Les parties occidentales des marais côtiers résultent principalement d'une poldérisation initiée depuis le Moyen Age. Ces polders sont protégés par des digues construites à différentes époques. L'échelonnement de ces différentes constructions permet d'aprécier le comblement des différentes baies au cours du temps. Il est intéressant de noter également l'existence d'une contre-pente due au

fait que les polders les plus récents sont généralement un peu plus élevés que les anciens (Verger, 1968).

2.1.9.2 Conchyliculture, Ostréiculture

Le développement des cultures des huîtres et des moules sur l'ensemble du littoral de Charente Maritime débute dès le XIX^{ième} siècle. Dans certaines zones, ces cultures occupent une grande partie de l'environnement et notamment dans la baie de Marennes-Oléron où 22 000 exploitations de trois acres (environ 12 000 m²) en moyenne ont été relevées en 2000 (Cf. Figure 2-14).

Les installations conchylicoles (tables, bouchots) diminuent l'hydrodynamique du milieu. De plus, la forte concentration de mollusques suspensivores (huître, moule) entraîne une surproduction de déchets organiques piégés par les particules argileuses (*Sornin, 1980*). Ces grains s'agglomèrent et se décantent à proximité des cultures ou restent en suspension suivant le degré d'agitation du milieu. Des mesures réalisées dans la baie de Cancale ont montré un rehaussement lié au rejet par les huîtres de 0.65 m/an à de 0.95 m/an et 0.12 m/an pour des moules sur bouchot (*Ehrhold, 1999*).



Figure 2-14 : Carte des extensions des cultures marines et des zones occupées par des crépidules d'après (*Walker, 1998*).

2.1.9.3 La prolifération des crépidules

Des levés de sonar latéral initiés par le conseil général de Charente Maritime ont mis en évidence une nette prolifération des crépidules dans les pertuis charentais (*Sauriau et al., 1998*). Dix-huit gisements ont été relevés correspondant à une superficie de 181 ha au niveau de la presqu'île de Fouras, 615 ha dans la baie de Marennes-Oléron (*Sauriau et al., 1998*), et 1738 ha dans le Peu Breton.

La présence de ces tapis de crépidules entraîne, tout comme les huîtres et les moules, un enrichissement et une forte sédimentation en particules fines par piégeage des bio-agrégats (Cf. Figure 2-14). Ces colonies sont alors responsables de l'envasement progressif du substrat initialement varié (roche, sable coquillier, gravier..) en le modifiant ainsi de manière irréversible à leur avantage. Ces tapis denses stabilisent la vase en un fond plus cohésif et difficilement remaniable par les houles et les courants de marée. Il en résulte un rehaussement des fonds et un changement net de l'hydrodynamique. Cette prolifération débute à partir des années 1960-1970 (*Sauriau et al., 1998*).

2.1.9.4 Les activités portuaires et le dragage

Deux ports importants sont présents sur ce littoral : La Rochelle - La Pallice et Rochefort – Tonnay Charente. Ils représentent un trafic non négligeable, le port de la Rochelle - La Pallice enregistrant, en 1998, 6 828 kilo-tonnes de marchandise importé et exporté, ce qui le place au 8^{ième} rang des ports français et 1129 kilo-tonnes pour Rochefort. La Rochelle est également un port de pêche important où environ 5950 tonnes de poissons sont débarqués par an. Les activités de dragages sont présentes tout le long de l'année pour maintenir les ports et les voies d'accès. Les rejets se situent au sud du plateau de Chauveau.

2.1.9.5 Le tourisme

La zone côtière de Charente Maritime constitue un secteur particulièrement actif vis-à-vis de la navigation de plaisance et du tourisme.

2.2 <u>Conclusion</u>

Du fait de sa disposition géographique, le littoral vendéo-charentais présente des régions soumises à des actions hydrodynamiques variées. Ainsi, se côtoient dans cette zone restreinte :

- Des façades océaniques linéaires exposées aux actions dominantes de la houle.
- Des baies abritées soumises à un régime macrotidal et dominé par les marées.
- Des embouchures de rivières côtières.
- Des environnements mixtes à la fois sous l'influence des marées et des houles résiduelles comme des passes de marée ou des flèches sableuses.

De plus, à <u>l'échelle régionale</u>, et bien que les fleuves présents sur ce littoral aient des débits faibles par rapport aux masses d'eau déplacées par la marée, ces pertuis peuvent être interprétés comme des formes particulières d'estuaires (*Dalrymple et al., 1992*). A une échelle spatiale plus réduite (échelle de la cellule hydrosédimentaire) il existe 3 types d'environnements côtiers: (1) dominé par les houles ; (2) dominé par les marées et (3) mixte sous l'influence à la fois de la marée et de la houle.

Cette variété d'environnement hydrodynamique nous a donc conduit à choisir cette région des pertuis charentais comme zone-atelier de choix dans notre étude de l'architecture des dépôts littoraux.

De plus, le littoral charentais correspond à la partie la plus interne du plateau continental du golfe de Gascogne. Lors de la dernière glaciation qui s'est caractérisée par une baisse du niveau marin d'un maximum de -130 m (*Anderson, 1998; Bard et al., 1996*), cette région fut complètement exondée et a permis d'enregistrer les traces de l'abaissement du niveau de base des fleuves et la phase de transgression qui a suivi.

Ainsi, <u>à l'échelle temporelle géologique</u>, ces estuaires semblent enregistrer les variations quaternaires du niveau marin et constituent ainsi une zone privilégiée pour l'étude de la morphologie de la surface d'érosion et des dépôts de l'intervalle transgressif tardif.

CHAPITRE 3. DONNEES ET METHODES

3.1 Les données

3.1.1 <u>Cartographie superficielle de la nature des fonds, des structures de la dynamique</u> <u>sédimentaire et de ses évolutions depuis 200 ans</u>

La connaissance précise de la nature des sédiments marins superficiels et la mise en évidence des structures liées à la dynamique sédimentaire a nécessité la réalisation d'une nouvelle carte sédimentologique de synthèse. Une première version a été réalisée dans le cadre du programme des cartes G du SHOM par l'élaboration de la carte 6333 G en 1997 (*Garnaud*, *1997*).

Ainsi, la première partie de cette étude a consisté à établir un état des lieux et à traiter et / ou numériser les données disponibles dans les archives du SHOM ou d'autres organismes. Les données anciennes comprennent de la bathymétrie, des plomb-suiffés, des prélèvements, de l'imagerie sonar latéral, des données issues du système de classification du fond Roxann.

3.1.1.1 Les plomb-suiffés

Les premières descriptions de la nature des fonds en notre possession datent de 1824. Elles proviennent des premiers levés bathymétriques qui furent réalisés à l'aide de plomb-suiffés. Il s'agit d'un plomb de sonde descendu à la verticale du bateau jusqu'au fond. La ligne filée permet de connaître avec exactitude la hauteur d'eau. Après correction de la marée, la sonde est calée par rapport au zéro hydrographique. De plus, ce plomb possède une base évidée enduite de suif qui colle aux particules sédimentaires, ou prend l'empreinte du fond dans le cas de roche ou de champs d'algues. Ainsi, à coté de la sonde écrite sur la minute, est également reporté la nature de fond. Plusieurs dizaines de milliers de natures de fond datent de la période 1824 – 1960 (la majeure partie est antérieure à 1900). Les levés intermédiaires (1854-1882) plus limités géographiquement renseignent, cependant, sur les évolutions sédimentaires de certaines régions (Cf. Figure 3-1).

Une donnée issue du plomb suiffé ne permet pas de connaître les paramètres granulométriques ni la répartition des différentes classes, mais, du fait de sa très grande répétitivité, permet de cartographier assez fidèlement la nature des grands ensembles sédimentaires présents (roche / sables /vases) (Cf. Figure A-5).

Le grand nombre de levés bathymétriques échelonnés sur 180 ans (Cf. Tableau 3-1) permet de distinguer les zones stables, en érosion ou en accrétion. La couverture complète des pertuis a été réalisée par deux fois en 1824 au plomb-suiffé, et en 1960 (sondeur vertical). La densité de sonde et la grande surface couverte réalisée autour de 1960 justifient que cette époque serve de référence pour les comparaisons avec d'autres périodes. Ces deux époques espacées de 140 ans permettent de réaliser un bilan (accrétion / érosion) sur l'ensemble des pertuis. Les autres campagnes bathymétriques intermédiaires, ponctuelles, sur des régions particulières ont permis de mieux déterminer les évolutions de certains environnements ou corps sédimentaires
et de pouvoir, parfois, observer des variations temporelles dans ces évolutions (Cf. Figure A-1, A-2, A-3 et A-4).

Remarque : Pour la méthodologie employée : voir Annexe B.

Campagne/ Chef de mission	date	Plomb suiffés et sondes
Levé des côtes de France (Beautemp Baupré)	1824	27280 natures du fond et 79307 sondes numérisées sur 36 minutes
Levé sur l'amélioration de la Charente (Delbalat – Manen-Vidalin)	1857- 1959	487 natures du fond numérisées
Levé de la Charente et du coureau d'Oléron (Bouquet de Grye)	1864	2731 natures du fond numérisées
Levé du coureau d'Oléron (Germain-Renaud- Laporte)	1882	9379 natures du fond et 25453 sondes numérisées
Mission hydrographique du coureau d'Oleron (Sauzay et Chatel)	1946-1948	Extraction de la Base de Donnée Bathymétrique du SHOM (BDSS) et 487 natures du fond numérisées
Mission hydrographique des côtes de France	1960-1966	Extraction de la BDBS et 520 natures du fond numérisées

Tableau 3-1 : Tableau des levés bathymétriques sur la zone d'étude.

3.1.1.2 Prélèvements

20407 prélèvements ont été recueillis dans la base de données de géologie marine du BRGM (nature sans granulométrie) (Cf. Tableau 3-2 et Figure A-6).

Campagne	date	Campagne	date
PRESIDENT THEODORE TISSIER	1954	BOM (LEG-1)	1970
P.A.T. (1964)	1964	GASCOGNE	1971
CREO ATLANTIQUE	1967	B.O.M. (LEG-2)	1971
CAP BRETON	1967	LBA BARUSSEAU	1972
EPA (BARUSSEAU)	1967	DSVE BARUSSEAU	1972
THERESE (BARUSSEAU)	1968	JOB-HA-ZELIAN 72 A	1972
RBO(BARUSSEAU)	1969	JOB HA ZELIAN 72 C	1972
OUEST MEDOC	1969	JOB HA ZELIAN 73	1973
ISTPM	1969	BENTHOGAS 76	1976
IGBA JOB	1969	PERTUIS CHARENTAIS GRANUL	1976
PRJ BARUSSEAU	1970	LA PALLICE SONDAGES	1976
BTR (BARUSSEAU)	1970	GIRONDE-GRANULATS	1979
OUEST GIRONDE	1970	FASEC 1	1981
JOB HA ZELIAN 70B	1970	PALRIC-84	1984

Tableau 3-2 : Liste des campagnes anciennes ayant réalisées des prélèvements superficiels.

L'accès à ces données a permis d'obtenir une meilleure délimitation des provinces et des structures sédimentaires (Cf. Figure 3-1).



Figure 3-1 : Exemples (Pointe des Saumonards et Longe de Boyard) de données anciennes (depuis 1820) et actuelles disponibles sur la bathymétrie, le trait de côte et la nature du fond.

3.1.1.3 Le trait de côte et l'estran

Lors des principaux levés hydrographiques effectués, des relevés topographiques du trait de côte et de l'estran ont été généralement réalisés (Cf. Figure 3-1). Pour l'ensemble des minutes réalisées, ces informations ont été numérisées. Plus récemment, l'analyse des photographies aériennes permet également d'accéder à ce type d'information. Elles ont été, soit extraites de la base de données de photogrammétrie du SHOM (BDPHS), soit numérisées à partir des ortho-photographies du littoral (Ortholittoral 2000).

La comparaison des traits de côte échelonnés dans le temps de 1824 (issus des minutes Beautemp Beaupré) et de 1998 (provenant des photos aériennes) sur le littoral charentais a permis de distinguer les côtes stables de celles en érosion ou en engraissement. En calculant la différence de surface entre les deux lignes de rivages, une quantification des évolutions a pu être proposée. Celle-ci nous fournit les premières indications pour la quantification des bilans régionaux séculaires en terme de dynamique sédimentaire.

3.1.1.4 Sonar latéral

Des levés réalisés, à partir d'un sonar à balayage latéral, ont été réalisés sur une partie des pertuis (Cf. Tableau 3-3) entre 1997 et 2001 par les sociétés Créocéan et Invivo, pour le compte du Conseil Général de Charente Maritime, et par le SHOM (Cf. A-7).

Campagne/ Chef de mission	date	Organisme	Sonar latéral
Accès au port de la Pallice	1997- 1998	SHOM/ MHA	Dépouillé et numérisé
Crépidule	1997	CREOCEAN	Numérisation de la carte de dépouillement
Cartographie Est Oléron et Vert bois	1999- 2000	CREOCEAN	Numérisation de la carte de dépouillement Intégration dans le SIG des prélèvements
Cartographie Nord- Ouest de l'île de Ré	2001	IN VIVO	Numérisation de la carte de dépouillement Intégration dans le SIG des prélèvements

Tableau 3-3 : Levés au sonar latéral réalisés sur la zone d'étude.

3.1.1.5 <u>Acquisition de nouvelles données en complément</u>

L'étude de l'évolution des fonds entre 1960, où il existe une couverture complète, et l'actuel, n'est pas réalisable sur l'ensemble de la zone. Des levés bathymétriques complémentaires ont été réalisés au cours de ce travail sur des régions qui avaient montré des évolutions dans des périodes antérieures notamment entre 1824 et 1960. Ainsi, un levé bathymétrique a été réalisé sur la Longe de Boyard en 2000 par la DDE 17 (sondeur mono faisceaux Deso 20). En 2001, un autre levé spécifique pour cette étude a été réalisé par le SHOM : mission SPAT. Il a permis d'acquérir de la bathymétrie (sondeur multifaisceaux EM 1002S), du sonar latéral, du Roxann et du sondeur de sédiment 3.5 kHz sur le Seuil Inter-Insulaire, le Pertuis d'Antioche et la Rade des Basques.

Une série de prélèvements a également été réalisée au cours des missions de sismiques décrites plus loin.

3.1.2 Cartographie de l'architecture 3D des sédiments meubles

3.1.2.1 Etat des lieux en terme d'architecture des dépôts avant 1999

Afin d'accéder à l'architecture de la couverture de sédiment meuble sur ce littoral, il est nécessaire d'avoir accès à des informations de sismique et / ou de carottage. Quelques levés sismiques ont été réalisés durant les années 1970 (Cf. Tableau 3-4), soit par des bureaux d'étude devant le port de La Pallice ou pour la réalisation du pont de l'île de Ré, soit dans le cadre des études réalisées par Baruseau en 1973. Ainsi, une carte d'isobathes du substratum rocheux, correspondant aux abords du pont de l'île de Ré, a été numérisée. Les profils sismiques analogiques utilisés par Barusseau ayant été détruits, seules subsistent quelques coupes interprétatives publiées (*Barusseau, 1973*).

Les carottages disponibles réalisés sur la zone sont plus nombreux et se concentrent sur des zones précises et de taille réduite (zones d'extraction potentielle de granulat) (*André, 1986; Barusseau, 1973; Cressard et Augris, 1977*). Les interprétations de ces carottes ont toutefois pu être utilisées.

Campagne/ Chef de mission	Date	Organisme	Sismique	Carotte
Pont de Ré	1969	CGG	Carte des isobathes du socle	/
Extension du port de La Pallice	1977	BGI	Carte d'épaisseur	/
Recherche de granulats marins (pertuis charentais)	1977	CNEXO	Carte d'épaisseur	46

Tableau 3-4 : Informations de sismique et de carottage disponibles sur la zone d'étude avant 1999.

3.1.2.2 Acquisition de nouvelles données (Période 1999-2002)

3.1.2.2.1 Plan de levé sismique THR

L'absence ou les rares données de sismique existante, nous a poussé à établir un plan de levé général et systématique de la région. Pour cela un programme a été établi, privilégiant l'acquisition numérique de données de sismique Haute Résolution (HR) et Très Haute Résolution (THR) pendant la période 1999-2002. Nous avons réalisé neuf campagnes de prospection sismique sur l'ensemble de la zone (Cf. Tableau 3-5, Figure 3-2, Figure A-8, A-9, A-10, A-11, A-12 et A-13).

Divers moyens matériels et bateaux ont été utilisés :

CNRS / INSU : N/O Côte de la Manche et Côte d'Aquitaine

DDE17 et du CG17 : vedette hydrographique "les deux Mouettes"

SHOM : Bâtiment hydrographique de 2^{ième} classe Borda

Il a été nécessaire de mettre en œuvre trois systèmes d'exploration sismique adaptés à ces recherches en milieu littoral, aux résolutions complémentaires pour caractériser des structures sédimentaires régionales ou de dimension plus réduites. Nous avons donc utilisé :

- Une chaîne Sparker 50J, grâce à la collaboration avec l'Université de Perpignan et l'association GD Argos (Michel Tesson). Celle-ci a permis de réaliser la plus grande partie (2400 Km) de la grille sismique (exploration régionale).
- Un Boomer IKB Seistec, grâce à la collaboration avec les Universités de Caen (Bernadette Tessier) et de Perpignan (Michel Tesson). Cela a permis de réaliser des levés de très haute résolution sur des cibles sédimentaires particulières.
- Un sondeur de sédiments Chirp 3.5kHz, mis en œuvre dans le cadre de la Mission SPAT réalisé par le SHOM afin de répondre aux besoins spécifiques de cette étude.

De plus, ceci nous a permis de comparer ces trois systèmes d'exploration sismique et de pouvoir évaluer leurs limites dans des environnement littoraux et de petits fonds (<50m) (CF. Annexe B).

Campagnes	dates	Organismes	Moyens	données
SIFADO	07/1999		Sparker 50 J (GD ARGOS)Vedette DDE17	250 Km
MOBIDYC1	04/2000		 Sparker 50 J (GD ARGOS) Navire Côte d'Aquitaine (CNRS/ INSU) 	1000 Km
NOMADES	07/2000	ochelle 1 : 1	IKB Seistec (Univ. Caen)Vedette DDE17	50 Km
DSIRE	02/2001	le La Rc è mission aumillor	IKB Seistec (Univ. Caen)Vedette DDE17	170 Km
MOBIDYC2	05/2001	Université (Chef da E. Ch	 Sparker 50 J (GD ARGOS) et IKB Seistec (Univ. De Perpignan) Navire Côte d'Aquitaine (CNRS/ INSU) 	880 Km
MSTULR1	05/2001		 Sparker 50 J (GD ARGOS) et IKB Seistec (Univ. De Perpignan) Navire Côte d'Aquitaine (CNRS/ INSU) 	405 Km
SPAT	07/2001	EPSHOM / MHA Chef de mission : N. Weber	 Chirp 3.5kHz, SMF EM1002S, sonar lateral Navire Borda (SHOM) 	355 Km
MSTULR2	05/2002	Université de La Rochelle Chef de mission : E. Chaumillon	 Sparker 50 J (GD ARGOS) et IKB Seistec (Univ. De Perpignan) Navire Côte d'Aquitaine (CNRS/ INSU) 	92 Km
			Total :	3202 Km

Tableau 3-5 : Missions de sismique HR et THR réalisées durant cette étude (période 1999-2002).



3.1.2.2.2 <u>Calibration des études sismiques par carottages</u>

Une calibration de ces mesures de sismique réflexion par des carottages est nécessaire afin d'associer les différentes unités acoustiques à des faciès sédimentaires. Ainsi une mission de carottage "MOBIDYC3" a été réalisée en février 2002 (Cf. Figure 3-3).





3.1.2.2.3 Elaboration d'une base de données et d'un SIG 4D

L'une des premières étapes de cette thèse était de compiler l'ensemble des métadonnées et données recueillies sur la zone des Pertuis charentais sous la forme d'une base numérique. La saisie, la numérisation, la visualisation, le traitement de ce catalogue de connaissances ont été réalisés sous le Système d'Information Géographique : Arcview SIG (© ESRI). L'ensemble de ces informations est positionné en coordonnées géographiques liées au système géodésique WGS 84.

Ces différentes données ont également été archivées dans les différentes bases de données du SHOM (BDBS : Base de Données Bathymétrique du Shom, BDSS 1D et 2D : BD de sédimentologie du Shom).

Ces informations constituent ainsi le modèle 3D (4D si on inclut la notion de temps) qui sert de fondement aux différentes études et recherches présentées dans ce travail.

3.1.3 Conclusion

Ainsi, l'essentiel de cette étude repose sur une exploration sismique détaillée et relativement dense : 3500 km de profils pour une zone de 1600 km². La facilité d'utilisation et la résolution de la chaîne d'acquisition Sparker nous a permis de réaliser la grande majorité du réseau de profil. Le Boomer IKB Seistec a, quant à lui, été utilisé pour caractériser plus finement certaines structures sédimentaires mais également pour permettre une exploration par très petits fonds. Ces méthodes acoustiques indirectes ont nécessité une calibration par des méthodes de prélèvements et de carottages. Toutefois, les techniques de carottages par petits fonds ne s'avèrent pas encore satisfaisantes en terme de pénétration notamment dans les environnements sableux ou grossiers qui restent un problème majeur pour la calibration des unités sismiques profondes.

CHAPITRE 4. L'EVOLUTION DU LITTORAL A L'ECHELLE SECULAIRE

4.1 <u>Cartographie superficielle</u>

La synthèse des données anciennes et recueillies récemment a permis de réaliser une carte des faciès sédimentologiques superficiels sur l'ensemble des pertuis charentais.



Figure 4-1 : Carte de synthèse des sédiments superficiels des Sables d'Olonne à l'estuaire de la Gironde, modifiée d'après (*Libaud et Weber, 2004; Mallet, 1998a; Weber, 2003; Weber et Garnaud, 2003*)

Trois provinces sédimentaires principales peuvent être distinguées (Cf.Figure 4-1):

• Le substratum rocheux. Il affleure largement sur l'ensemble de la zone sous la forme de larges platiers (Cf. Figure 4-2) situés dans la continuité des îles de Ré et d'Oléron, le long des côtes vendéennes, ou encore sous forme d'éperons. La roche à l'affleurement correspond à 663 km² soit approximativement 24% de la surface étudiée.



Figure 4-2 : Photographie aérienne (Origine ©Diagram Editeur) de la pointe Nord de l'île d'Oléron et des platiers rocheux à l'affleurement à marée basse.

- Les fonds sableux sont situés au large (Seuils Inter-Insulaire et Vendéo-Rhétais) et plus localement près des côtes. Les sables moyens sont les plus répandus sur le proche plateau continental. Toutefois, les deux seuils présentent dans leurs parties les moins profondes des sables fins. Les zones d'extraction, situées sur le Seuil Inter-Insulaire, laissent apparaître des mélanges de sables grossiers et de graviers sous-jacents. Les structures sableuses situées dans les pertuis internes sont plus réduites et se cantonnent principalement à la Longe de Boyard pour le Pertuis d'Antioche ou au banc du Bûcheron, et aux abords de la Pointe d'Arcay pour le Pertuis Breton. Des sables moyens et fins occupent également la partie centrale du coureau d'Oléron.
- Les vases (< 63 µm) occupent la partie interne des pertuis et y sont très répandues. La limite sable / vase est souvent assez franche délimitant ainsi des zones de sédimentation bien distinctes. Sur le proche plateau continental, les dépôts de vases sont très limités. En effet, la vase ne s'étend pas au-delà des fosses centrales des pertuis. Par contre une large vasière est localisée devant l'embouchure de la Gironde (Cf.Figure 4-1):

Cette cartographie des dépôts superficiels et des structures sédimentaires (Cf.Figure 4-1) met en évidence une répartition (sables au large / vase dans les zones internes) qui témoigne des variations des contextes hydrodynamiques : les sables sont présents au large dans les zones dominées par les houles ou dans le chenaux de marée dans les zones dominées par les marées. Les vases sont plutôt localisées au niveau des estrans du fonds des baies dans les zones dominés par les marées.

En général, une appréciation des processus et des agents de la dynamique sédimentaire peut être réalisée grâce aux formes des figures qui permettent ainsi de caractériser les zones de dispersions et d'accumulations sédimentaires (*Walker*, 2001) ou encore par des modélisations de transport sédimentaire couplées aux modèles hydrodynamiques, ou par la métode statistique de Gao &Collins, (*Ehrhold, 1999; Mallet, 1998b*).

Or, les figures représentatives de la dynamique sédimentaire sont peu nombreuses dans la zone des pertuis charentais et ne permettent pas de définir facilement les échanges entre le large et les zones côtières. D'autre part, les différents types de modélisation précédemment cités ne prennent en compte qu'un seul des contextes sédimentaires (cohésif / non cohésif) ou encore sont étudiés séparément. Or, la présence de zones à sédimentation mixte vaseuse et sableuse sur le littoral charentais rend délicate la compréhension de la dynamique entre ces deux contextes sédimentaires.

Ainsi, l'application de ces mêmes méthodologies à la zone d'étude s'avère délicate et ne permet pas de répondre aux problèmes:

- (1) de l'existence de différentes nappes de sables,
- (2) de l'origine des différents corps sédimentaires. Résultent-ils tous de la dynamique sédimentaire actuelle ?
- (3) de l'évolution de la répartition sable / vase ?
- (4) de la représentativité de cette sédimentologie de surface vis-à-vis du comblement des pertuis ?

De plus, ce type d'étude cartographique aborde les aspects de la dynamique sédimentaire à une échelle temporelle instantanée. Elle fournit ainsi une vision parcellaire de la dynamique sédimentaire et sans donner les tendances évolutives à <u>une échelle temporelle plus longue,</u> <u>séculaire ou millénaire.</u>

4.2 <u>Etude à l'échelle séculaire :</u>

Dans ce chapitre, nous aborderons la dynamique sédimentaire à une échelle séculaire. Le suivi temporel repose sur l'utilisation de données bathymétriques et de traits de côtes obtenus à différentes époques depuis 1822 jusqu'à nos jours.

Il ne s'agit pas, dans ce chapitre, de faire une étude exhaustive et poussée de chaque zone sédimentaire présente sur la zone, mais plutôt de fournir un aperçu global, un bilan de la tendance générale à l'échelle régionale et séculaire et de déterminer les zones sédimentaires

stables ou mobiles. Seuls certains sites-clés (Cf. Figure 4-3) ont fait l'objet d'études plus précises afin d'évaluer les variations de la dynamique sédimentaire et de quantifier les échanges sédimentaires.



Figure 4-3 : Carte des côtes Vendéo-Charentaises datant de 1715 d'après (*Masse, 1715*) et site-clés présentés dans ce chapitre.

4.2.1 Les évolutions du trait de côte

4.2.1.1 Les côtes rocheuses

La côte Nord-Est de l'île d'Oléron (Cf. Figure 4-4) est constituée d'une falaise calcaire qui recule régulièrement de 0.2 à 0.4 m/an (*L.C.H.F.*, 1987; Weber et Garlan, 2000a; Weber et Garlan, 2000b).





Figure 4-4 : (A) Evolution du trait de côte sur la façade Nord de l'île d'Oléron : recul des falaises calcaires (trait vert); (B) Photographie oblique (Origine SHOM) de la pointe Nord de l'île d'Oléron montrant la houle océanique venant battre les côtes.

4.2.1.2 Les côtes sableuses

4.2.1.2.1 Les pointes de l'Aiguillon et d'Arcay

Les pointes d'Aiguillon et d'Arcay sont situées au Nord–Est du Pertuis Breton. Elles séparent du large, l'Anse de l'Aiguillon qui correspond à la partie la plus orientale de ce pertuis.

Elles correspondent à deux flèches sableuses larges (Aiguillon : 700m ; Arcay : 900m) et longues (Aiguillon : 13 km ; Arcay : 9 km).

Elles sont situées dans un environnement hydrodynamique principalement dominé par les courants de marée mais où la houle atteint sa pénétration maximale dans le Pertuis Breton (Cf. 2.1.7.3).

Au XVIII^{ième} siècle, la Pointe de l'Aiguillon était peu développée et celle d'Arcay n'existait pas encore (Cf. Figure 4-3 et Figure 4-5). Sur ces flèches sableuses, s'étendent deux ensembles de dunes sub-parallèles :



Figure 4-5 : Pointes d'Arcay et de l'Aiguillon (A) Evolution du trait de côte entre 1824 et 1997 sur une mosaïque de photographies aériennes de 1995 (origine © ORTHOLITTORALE 2000); (B) Détails des engraissements et érosion, modifié d'après Weber et Garlan (2000a et b); (C) Evolution de l'estran entre 1824 et 1997; (D) Photo oblique (Origine SHOM) de la Pointe de l'Aiguillon.

- les dunes de la Pointe de l'Aiguillon forment un ensemble discontinu comprenant : (1) les dunes du bourg de l'Aiguillon ; (2) les dunes de l'extrémité de la pointe, qui correspond à l'extension de la flèche vers le Sud entre 1820 et 1960. Ces deux systèmes dunaires, sans doute initialement reliés, semblent avoir été disjoints par l'érosion de la face Ouest de la pointe. Cette érosion a été provoquée par une diminution ou un arrêt de l'alimentation sableuse probablement lié à la formation de la pointe d'Arçay. L'endiguement récent a stabilisé le recul de la côte protégeant ainsi l'Anse de l'Aiguillon (*Weber et Garlan, 2000b*).
- les dunes situées entre la Tranche-sur-Mer et l'extrémité de la Pointe d'Arçay forment un ensemble de largeur très variable mais à peu près continu. Il s'agit de dunes très récentes, en particulier dans le Sud de la Pointe d'Arçay. La terminaison orientale de la flèche se caractérise par une série de crochets successifs comme en témoigne la morphologie dentelée de sa côte orientale. Une dune bordière, régulièrement remaniée, longe la plage et traduit dans son évolution les aléas de l'équilibre de la plage adjacente. La longueur de la Pointe d'Arçay a doublée vers le Sud-Est entre 1820 et 1995. Son taux d'accroissement diminue depuis le XVIIIième siècle (Cf. Tableau 4-1).

Ces deux flèches sableuses très développées constituent deux importantes zones d'accumulation sableuse dans le Pertuis Breton et représentent une alimentation par la dérive littorale orientée Nord-Ouest / Sud-Est.

Evolution	Surface gagnée en km ²	Surface gagnée en m ² /an
1750 - 1824	3.5	35000
1824 – 1923	2.2	30000
1923 - 1972	0.92	13000
1972 – 1995	0.34	13000

Tableau 4-1 : Surfaces gagnées sur la mer depuis 1750 au niveau de la Pointe d'Arcay.

L'évolution récente se traduit également par l'érosion d'un chenal encadré par les deux flèches sableuses, situé devant l'estuaire du Lay et s'ouvrant sur le Pertuis Breton. En 1824, ce chenal était situé plus au Nord. Il se décale progressivement vers le Sud-Est, en suivant la migration de la Pointe d'Arcay. De plus, l'estran, devant la Pointe d'Arcay, a considérablement diminué entre 1824 et 1960. En effet, d'une largeur de 800 à 1200 m au XIX^{ième} siècle, il est maintenant restreint à une largeur de 350 à 700 m (Cf. Figure 4-5).

4.2.1.2.2 La pointe de Sablanceau

La pointe orientale de l'île de Ré constitue un large massif dunaire dont l'extrémité la plus orientale se caractérise par une flèche : la Pointe de Sablanceau. Elle se situe au niveau du Coureau de la Pallice et marque la limite entre le Pertuis Breton au Nord et le Pertuis d'Antioche au Sud.

Son environnement hydrodynamique est dominé à la fois par les courants de marée et par la houle (Cf. 2.1.7).

Cette flèche sableuse montre depuis 1824 un engraissement et une progression vers le Nord-Est perpendiculairement au Coureau de La Pallice, de l'ordre de 550 m en 180 ans (soit 3.0 m / an). Son évolution illustre alors la présence d'un transport résiduel sableux par dérive littorale du Sud-Ouest vers le Nord –Est.





Plus récemment sur la rive opposée, le port de La Pallice s'est étendu (Cf. Figure 4-6). Ces deux avancées de la côte tendent donc à diminuer la largeur du Coureau de La Pallice (en 1824 - largeur : 2700m / en 1995 - largeur : 1000m).

4.2.1.2.3 <u>L'Anse de la Maleconche - les Pointes des Saumonards, de Boyardville et</u> <u>Bellevue</u>

La côte Nord-Est de l'île d'Oléron se caractérise par la présence d'un large massif dunaire correspondant actuellement à la forêt domaniale des Saumonards. Cette zone sableuse est bordée au Nord par l'Anse de la Maleconche et à l'Est par la Pointe des Saumonards.

La houle océanique réfractée au niveau de la Pointe de Chassiron (*LHF*, 1994; Tesson, 1973) vient attaquer perpendiculairement l'Anse de la Maleconche. Par contre, la Pointe des Saumonards se situe à la limite orientale de la pénétration de la houle dans le Pertuis d'Antioche.



Figure 4-7 :Vues de la plage de la Gautrelle (Anse de la Maleconche) et de sa digue de protection ; au fond la Pointe des Saumonards (vue de l'Ouest) (origine –N. Weber).

Cette côte montre une érosion assez importante (Cf. Figure 4-8 et Figure 4-9) et recule de 1m/an (Cf. Figure 4-7).



Figure 4-8 : Photographies montrant l'érosion du massif dunaire du Nord de la Pointe des Saumonards. (origine –N. Weber).

A l'Ouest de l'Anse de la Maleconche, la Pointe des Saumonards montre, par contre, un fort engraissement de 3 m / an (Cf. Tableau 4-2). Néanmoins l'évolution temporelle observée entre 1820, 1882, 1960 et 1998 montre que la zone d'accrétion correspond à une surface de plus en plus restreinte. En effet, la frontière entre la zone en érosion à l'Ouest (Maleconche) et la zone en accrétion à l'Est (Saumonard) migre d'Ouest en Est. Il y a donc une augmentation de la surface soumise à l'érosion (Cf. Figure 4-9) et les côtes situées dans le prolongement oriental de la Plage de la Gautrelle, qui étaient initialement en engraissement, deviennent des zones en érosion. (*L.C.H.F., 1987; Weber et Garlan, 2000a; Weber et Garlan, 2000b*).

Il est remarquable que les sédiments des plages en accrétion sont plus fins (mode $200\mu m$) que ceux des plages en érosion (mode = $350 \mu m$).

Au sud de la Pointe des Saumonards, au niveau de Boyardville et Bellevue, deux flèches sableuses se sont développées vers le Sud depuis 50 ans (Cf. Figure 4-9). Elles marquent l'existence d'une dérive littorale Nord-Sud.

Evolution	Malec	conche	Saum	onards
Evolution	km ²	m²/an	km ²	m²/an
1824–1882	-0.08	-1400	0.40	6900
1882–1960	-0.31	-4000	0.39	5000
1960–1995	-0.16	-4800	0.15	4600

Tableau 4-2 : Surfaces en engraissement ou en érosion dans l'Anse de la Maleconche et à la Pointe desSaumonards, d'après Weber et Garlan (2000 a et b).

4.2.1.2.4 La pointe de Gatseau

La pointe sableuse de Gatseau correspond à l'extrémité méridionale de l'île d'Oléron. Elle constitue un large massif dunaire qui borde le Nord du Pertuis de Maumusson.

Sa côte Ouest est dominée par la houle tandis que son extrémité méridionale qui borde la passe de marée de Maumusson est mixte, dominée par la houle et par les courants de flot et de jusant initiés par la vidange et le remplissage de la Baie de Marennes-Oléron (*Tesson, 1973*).

La pointe de Gatseau montre une très forte progression vers le large sur près de deux siècles (Cf. Figure 4-10). Deux périodes peuvent être distinguées. Entre 1824 et 1940, la pointe et la côte Ouest se sont avancées de près de 2 km vers le Sud-Ouest (soit 9 km² gagnés sur la mer) (Cf. Figure 4-10). Une conséquence de cette évolution est une diminution de plus de la moitié de la largueur du Pertuis de Maumusson. Orientée Nord-Ouest/ Sud–Est en 1820, cette passe tidale est passée progressivement à une direction Sud-Ouest / Nord-Est (*Bizien, 1998; Chaumillon et al., in press; L.C.H.F., 1987; Tesson, 1973*). L'évolution morphologique s'est ensuite inversée. Depuis 1940, la côte Ouest est soumise à une érosion. Elle présente une morphologie rectiligne orientée Nord-Sud comme le sont actuellement les côtes de la presqu'île d'Arvert ainsi que les côtes girondines et landaises plus au Sud (*Weber et Garlan, 2000b*).



Figure 4-9 : (A) Evolution du trait de côte de 1824 à 1995 de l'Anse de la Maleconche à la Pointe de Bellevue sur une mosaïque de photographies aériennes de 1995 (origine © ORTHOLITTORALE 2000); (B) Détails des engraissements et érosions côtières (C) Photographie oblique (origine SHOM) de Boyardville et de la Pointe de la Perrotine, modifié d'après Weber et Garlan (2000a et b).

Au Sud du Pertuis de Maumusson, la Pointe d'Arvert subit une légère érosion de sa côte Nord, constituant sans doute une réponse au rétrécissement de la passe de marée. D'autre part, nous notons le développement de deux flèches sableuses à l'Est (Ronce-les-bains), qui tout comme la Pointe de Gatseau, témoignent de l'influence d'une dérive littorale d'Ouest en Est (*Weber et Garlan, 2000a; Weber et Garlan, 2000b*) contribuant au colmatage de la partie méridionale de la baie de Marennes-Oléron.

Les bancs de Gatseau et des Mattes, localisés de part et d'autre du chenal de Maumusson, correspondent aux deltas de jusant qui montrent une prédominance des courants de jusant *(Bertin et al., 2004; Tesson, 1973)*

Evolution	Gat	seau	Ar	Arvert	
Evolution	km ²	m²/an	km ²	m²/an	
1824–1882	4.75	80 000	-0.2	3500	
1882–1942	4.35	72 500	0	0	
1942–1960	-0.6	-33 000	-0.21	-11 600	
1960–1995	-0.22	-6 500	0.20	6 000	

Tableau 4-3 : Surfaces en engraissement et en érosion pour les Pointes de Gatseau et d'Arvert, d'aprèsWeber et Garlan (2000a et b).

4.2.1.3 Les côtes vaseuses

4.2.1.3.1 L'Anse de l'Aiguillon et le Marais Poitevin

L'Anse de l'Aiguillon constitue la partie la plus orientale du Pertuis Breton. Elle se prolonge à terre par une vaste plaine côtière qui correspond au Marais Poitevin.

Le Marais Poitevin est principalement constitué d'argile à strobiculaires ou Bri (Cf. 2.1.5.1.1). La chronologie des dernières étapes de la mise en place du bri récent (Cf. 2.1.5.2) est facile à établir puisque l'Homme a réalisé progressivement des polders, appelés localement « prises », qui peuvent être pour la plupart, datées avec précision (Cf. Figure 4-11). Les cartes anciennes, notamment du XVIII^{ième} siècle (Cf. Figure 4-3) montrent que la butte calcaire de la Dive était encore une île au milieu d'une Anse de l'Aiguillon qui était plus vaste qu'actuellement. A cette époque, la Pointe de l'Aiguillon n'était pas autant développée et ne protégeait donc pas cette anse de la houle. Dès sa construction et sans doute lié à la migration naturelle de cette pointe sableuse vers le Sud-Est, l'endiguement des polders s'est succédé à un rythme relativement rapide jusqu'à nos jours. Il existe une inégalité en terme de surface gagnée sur la mer, entre les parties Nord et Sud de l'Anse de l'Aiguillon. En effet, la surface colmatée est beaucoup plus importante dans la partie Nord (3 km en 180 ans), que la partie Sud (à l'Est de la pointe Saint-Clément) (Cf. Figure 4-11). La progression de la terre sur la mer au niveau de la Pointe de l'Aiguillon a été beaucoup plus rapide tant que son développement n'était pas entravé par le piégeage des sables plus en amont de la dérive littorale au niveau de la Pointe d'Arçay qui n'existait pas alors.

L'évolution de l'Anse de l'Aiguillon se caractérise principalement par une accumulation de matériaux cohésifs. Il est intéressant de noter que la faune qui vit actuellement dans les vases de l'Anse de l'Aiguillon est la même que celle observée dans le bri (*Verger, 1978*). Ce comblement semble globalement régulier dans le temps et près de 250 000 m² / an ont été gagnés sur la mer entre 1824 et 1995 (Cf. Tableau 4-4).

Evolution	Surface gagnée en km ²	Surface gagnée en m ² /an			
1824 - 1960	38.6	280 000			
1960 – 1995	7.7	220 000			
Tableau 4-4 : Surfaces gagnées ou	ı perdues dans l'Anse de l'Aiguillon ,	modifié d'après Weber et Garlan			
(2000a et b).					

En 1824, l'Anse de l'Aiguillon présentait une rade : le "Mouillage de l'Aiguillon". Celle-ci était large de 1800m et profonde de 6 à 7 m au maximum, au Nord, en face de la Pointe de l'Aiguillon (7 m max). Quatre affluents situés uniquement dans sa partie Nord-Est venaient alors confluer dans cette rade : La Sèvre Niortaise (anciennement nommée Rivière de Marans) et trois chenaux secondaires : le canal de Luçon ; le chenal vieux ; le chenal de la Raque (Cf. Figure 4-11). Initialement, le chenal tidal de la Sèvre Nortaise se jetait dans cette « Rade de l'Aiguillon ». Sa partie septentrionale, dans la continuité des chenaux secondaires s'est rapidement comblée (rehaussement maximum de 7 m des fonds en 140 ans). Le flanc Sud de ce chenal a subi par contre une érosion de 1.5 m/an en moyenne. Le chenal de la Sèvre est devenu alors rectiligne, en forme d'entonnoir, et s'est prolongé alors vers le Sud-Est pour déboucher dans le Peu Breton au delà de la Pointe de l'Aiguillon.

Au cours des 40 dernières années, la partie amont du chenal tidal de la Sèvre devient de plus en plus étroit et sa profondeur diminue de 2 à 2.5m. Ce comblement de nature vaseuse se poursuit aussi plus en aval de l'anse jusque dans le Peu Breton. Initialement large de 2000 m, ce chenal devient alors beaucoup plus étroit (700 m et 1200 m) à l'Est de la Pointe de l'Aiguillon.

Depuis 1960, les estrans progradent de 100 à 200 m de chaque coté du chenal de la Sèvre (3 m / an). Au centre de l'anse, la confluence avec le canal de Luçon est de plus en plus estompée par le comblement.

4.2.1.3.2 Comblement des marais de Voutron, Rochefort, Brouage et Seudre

Les marais de Rochefort et de la Seudre présentent une morphologie d'embouchure largement indentée dans le trait de côte.

Le marais de Brouage dans le passé avait une morphologie similaire à celle de la Seudre aujourd'hui. Actuellement, les marais de Brouage et de Voutron présentent un trait de côte relativement rectiligne, dont la migration s'est poursuivie encore très récemment (Cf. Tableau 4-3) mais qui semble être stabilisée depuis au moins 1960.



Figure 4-10 : (A) Evolution du trait de côte au niveau du pertuis de Maumusson entre 1824 et 1995 sur une mosaïque de photographies aériennes de 1995 (origine © ORTHOLITTORALE 2000) ; (B) Photographie oblique (origine SHOM) : vue du Nord du pertuis de Maumusson et de la houle océanique venant du large; (C) Photographie oblique (origine SHOM) vue du Sud, montrant la pointe Sud de l'île d'Oléron et la position du trait de côte en 1824 ; (D) Evolution du trait de côte entre 1824 et 1960 ; (E) Evolution du trait de côte entre 1960 et 1998, modifié d'après Weber et Garlan (2000a et b).



Figure 4-11 : (A) Evolution du trait de côte de 1824 à 1997 de l'Anse de l'Aiguillon sur une mosaïque de photographies aériennes de 1997 (origine © ORTHOLITTORALE 2000); (B) Détails des engraissements côtiers, modifié d'après Weber et Garlan (2000a et b); (C) Evolution des estrans de 1824 à 1997.

Ces quatre plaines côtières de Rochefort ; Voutron, Brouage et de la Seudre présentent donc un comblement différent. La principale raison est la présence d'un cours d'eau permanent dans le cas de la Charente et la Seudre, qui apporte un certain volume d'eau et qui lutte contre le dépôt des vases. Les embouchures restent actives et ne subissent pas de réelles modifications morphologiques.

Par contre, les marais de Voutron et de Brouage (Cf. Figure 4-12) ne reçoivent que l'eau des coteaux et de quelques minuscules ruisseaux. L'hydrodynamique fluviatile ou hydrologique des marais de Brouage et de Voutron ne peut pas empêcher leur comblement rapide.

Enclution	Vot	itron	Brouage	
Evolution	km ²	m²/an	km ²	m²/an
1824–1960	0.8	4400	6.7	36000
1960–1995	0	0	0	0

Tableau 4-5 : Tableau des surfaces gagnées dans le marais de Voutron et dans le marais de Brouage.



Figure 4-12 : (à gauche) Evolution du trait de côte depuis 1824; (à droite) Photographie oblique (Origine SHOM) du marais de Brouage montrant le trait de côte en 1824.

4.2.2 Les évolution des zones submergées

4.2.2.1 Les zones submergées sableuses

4.2.2.1.1 Le Seuil Inter-Insulaire

Le Seuil Inter-Insulaire se situe dans l'extrémité Ouest du Pertuis d'Antioche et constitue un haut-fond qui culmine à -20 m C.M.

Cette structure, comme son homologue dans le Pertuis Breton : le Seuil Vendéo-Rhétais, se situe dans des zones principalement dominées par les houles océaniques (Cf. 2.1.7.3). Des mesures de courants réalisées sur le fond (Université de La Rochelle et BRGM- Com. Pers.) montrent l'existence de vitesses atteignant 2 m / s.

Au niveau du Seuil Inter-Insulaire, l'imagerie par sonar à balayage latéral montre des structures sédimentaires orientées globalement Ouest-Sud-Ouest / Est-Nord-Est (Cf. Figure 4-13) qui semblent converger vers la Fosse d'Antioche.



Figure 4-13 : Extraits d'enregistrement de sonar latéral réalisés sur le Seuil Inter-Insulaire.

Il s'agit de structures sédimentaires longitudinales par rapport aux courants. Les prélèvements réalisés montrent une alternance de sables fins à moyens (Mode : $200-240 \mu m$). Compte tenu des vitesses des courants mesurés, ces figures longitudinales pourraient illustrer l'érosion des fonds sableux par la houle du toit de ce Seuil Inter-Insulaire



Sonogramme du contact entre le prisme sableux et le fond rocheux de la fosse d'Antioche



. L'extrémité Ouest de la Fosse d'Antioche se caractérise par un prisme progradant vers le Nord-Est et constitué par des sables fins (Cf. Figure 4-14). Les différences de bathymétrie (entre 1824, 1960 et 2001) montrent qu'une partie de son édification est récente (Cf. Figure 4-15). En effet, entre 1824 et 1960, ce prisme a progradé de 850 m vers l'Est, soit un taux de progradation de 6.25 m / an. Par contre, cette évolution semble s'être stoppée entre 1960 et 2001 (Cf. Figure 4-15).



Figure 4-15 : Coupes bathymétriques illustrant l'évolution séculaire (depuis 1824) et actuelle du prisme sableux comblant l'extrémité Ouest de la Fosse d'Antioche.

Il existe également au centre du seuil inter-insulaire une zone rectangulaire d'extraction de granulat de 10 km², qui fait affleurer des sables très grossiers (Mode = 460 μ m) au milieu de sables moyens.

4.2.2.1.2 <u>Les minces dépôts de sables sub-tidaux : exemple des sables temporaires sur les platiers rocheux</u>

Des platiers rocheux sous-marins s'étendent dans le prolongement Nord-Ouest des îles de Ré et d'Oléron (Cf. 4.1). Ils sont largement étendus (Platier de Ré : 265 km^2 ; Platier d'Oléron : 157 km^2) et représentent un relief de 5 à 40 m par rapport aux fosses environnantes.

(B)



Profil Bomer IKB SEISTEC "Dsi29" sur le platier de la Pointe des Baleines (mission DSIRE Mars 2001)



Sonogramme sur le platier rocheux de la pointe de Chassiron (mission SPAT Juillet 2001)



La nature (alternance calcaro-marneuse), la structure tectonique ainsi que l'érosion (ancienne et actuelle) sont à l'origine de la morphologie irrégulière et dentelée du substratum rocheux.

Ainsi, ces platiers présentent de légères dépressions permettant le piégeage temporaire de sables peu épais et souvent organisés sous forme de structures allongées (rubans) (Cf. Figure 4-16).

Les dépôts sableux allongés présentent deux types de directions :

- Convergente au niveau des embouchures des pertuis ou vers les côtes (Plages des Seulières, Anse de la Maleconche Ile d'Oléron; Conche des baleine Ile de Ré).
- Parallèle et d'orientation Est-Ouest dans la zone des seuils, au large.

4.2.2.1.3 Les champs de dunes hydrauliques d'Antioche

L'extrémité orientale de la Fosse d'Antioche se scinde en deux thalwegs séparés par un haut fond du substratum rocheux : "Le Clone" (Cf. Annexe D). Le thalweg situé au Nord-Est est occupé par un banc de sable présentant à son toit une série de dunes hydrauliques : les dunes d'Antioche. Cette structure se situe dans un environnement mixte dominé par la houle et les courants de marée.



Figure 4-17 : (A) Extrait d'enregistrement de sondeur bathymétrique vertical Deso 20, montrant l'asymétrie des crêtes, et de sonar latéral sur les dunes de Chauveau (Mission SPAT) ; (B) Bathymétrie ombrée sur le champ de dunes hydrauliques montrant la dichotomie des crêtes ; (C) Carte sédimentologique de l'extrémité Est de la Fosse d'Antioche.

Les hauteurs des dunes varient entre 1,5 et 8,5m et leurs crêtes ont une longueur d'onde comprise entre 60 et 200 m. Déjà décrite par Barusseau (1973), leur morphologie a été précisée grâce à un levé hydrographique réalisé par le SHOM en 1997. Leurs crêtes montrent un aspect sinueux et dichotomique (Cf. Figure 4-17).

L'étude morphologique de ces dunes permet de mettre en évidence deux domaines dans le banc de sable : au Nord les flancs court sont dirigés vers l'Ouest tandis qu'au Sud, ils sont plutôt orientés vers l'Est. Ceci suggère que leur mise en place est contrôlée à la fois par l'action des courants de flot et de jusant. La zone de transition entre ces deux types de dunes se situe dans la partie centrale. Les levés par du sonar latéral permettent également de discerner une zone à mégarides dans la partie Sud-Ouest du champ. Elles illustrent une réfraction des courants sur les ridins et témoigne de courants importants sur le fond (>0.4 m/s).

Un levé bathymétrique complémentaire (Mission SPAT) a permis de montrer l'évolution morphologique des vagues de sables qui se caractérisent par des modifications au niveau des crêtes des dunes et de leur symétrie et une légère migration de 30 à 40 m en 4 ans.

Ces dunes sont constituées par des sables moyens (56%) à grossiers (31%) avec une médiane à 380 μ m. De plus, ce champ est limité à l'Ouest par de la vase qui montre, en sismique, une géométrie semblant indiquer une propagation vers l'Ouest, c'est-à-dire vers le champ de dunes. Le carottage, réalisé dans la partie Nord du champ, montre, entre deux crêtes de la base au sommet, des lits de vase intercalés dans du sable. Ainsi, bien que ces dunes soient actives (présence de mégarides, ridins migrant de 10 m / an), elles semblent être progressivement envasées. Ceci qui suggère une augmentation des apports vaseux qui sédimentent entre les crêtes probablement à la faveur des étales de marée.

4.2.2.1.4 Les dunes occidentales de Chevarache

Les dunes occidentales de Chevarache sont localisées au toit d'un banc de sable reposant sur le rebord interne du verrou rocheux séparant les fosses occidentale et orientale du Pertuis Breton. La zone est soumise à la fois aux houles et aux courants de marée.

Ces dunes montrent systématiquement une asymétrie avec un flanc court orienté vers l'Est. Leur amplitude varie entre 2 et 10 m et elles se situent à une profondeur moyenne de 15-20 m (Cf. Figure 4-18).

Ce champ de dunes est relativement isolé et encadré par des fosses profondes dont le fond est recouvert de vase. Le sable qui compose les dunes est assez grossier (60%) pour 37% de sables moyens - MGZ : $650\mu m$; Cf. Figure 4-19). L'épaisseur du banc de sable est faible (4m en moyenne) et n'est réellement appréciable que sur un profil Boomer (Cf. Figure 4-18).



Profil Boomer IKB SEISTEC sur les dunes de Chevarache (Mission Dsire - Février 2001). Figure 4-18 : (A) Profil Sparker 50 J (Mission MOBIDYC2) et (B) profil sismique Boomer IKB Seistec (Mission DSIRE) recoupant les dunes occidentales de Chevarache.

La morphologie des dunes indique un transport résiduel du sable de l'Ouest vers l'Est, c'est-àdire du Seuil Vendéo-Rhétais vers la Fosse Orientale de Chevarache. Cette prédominance du flot n'est pas en accord avec les modèles hydrodynamiques calculés sur ces zones (*Pichocki-Seyfried et Ravail-Legrand, 1999*) et (SHOM Com. Pers.). Ce transport résiduel de flot enregistré par les dunes occidentales de Chevarache pourrait témoigner de la déformation de l'onde de marée à l'embouchure d'un estuaire qui se traduit entre autre par des courants de flot plus importants que ceux de jusant (Cf.Figure 4-19) (*Allen et al., 1980; Dyer, 1995*).



Figure 4-19 :(A) Carotte réalisée sur les dunes de Chevarache; (B) Rose des courants dans la zone des dunes (Données SHOM).
4.2.2.1.5 La Longe de Boyard

Environnement de la Longe de Boyard

La Longe de Boyard est située dans un détroit, entre les îles d'Aix et d'Oléron, qui fait communiquer le Pertuis d'Antioche avec le bassin de Marennes-Oléron.

Ce banc est bordé par deux chenaux (Passage de l'Ouest et Passage de l'Est) qui montrent chacun un régime de courants particuliers. L'ensemble de ce banc est dominé par le flot. Dans le détail, le Passage de l'Ouest se caractérise par une circulation sub-tidale à deux couches (dominance du jusant en surface et dominance du flot au fond). La bordure Sud-Ouest du Passage de l'Est est dominée par le flot, et sa bordure Nord-Est par le jusant (*Tesson, 1973*). La houle réfractée sur la Pointe Nord d'Oléron (Chassiron) pénètre jusqu'à la Longe de Boyard et déferle sur son toit. De plus, le Passage de l'Est est dans le prolongement de l'estuaire actuel de la Charente dont le débit maximum en période de crues varie, selon les années, entre 160 et 370 m³/s. Le flot estimé à plus de 1000 m³/s est alors nettement supérieur au débit fluviatile.

La Longe de Boyard est un banc de sable subtidal, allongé parallèlement à l'axe du détroit. Long de 8,6 km pour 2,2 km de large, il présente une forme générale lobée, avec une extrémité effilée vers le Sud-Est et une extrémité Nord-Ouest formée de deux pointes. Situé entre des profondeurs -6 m et -1 m C.M., il constitue un haut fond surplombant de 10 à 15m les zones sous-marines environnantes. L'ensemble des caractéristiques de la Longe de Boyard (de forme allongée et parallèle aux courants, localisé dans une baie marine assimilable à un estuaire dominé par les vagues et les marées - Cf. 1.4.2)) permet de la classer dans les bancs de type estuarien (*Dyer et Huntley 1999*).

Evolution morphologique issue de « Chaumillon, E., Gillet , H., Weber, N. and Tesson, M., 2002. Evolution temporelle et architecture interne d'un banc sableux estuarien : la Longe de Boyard (Littoral Atlantique, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 334: 119-126 ».

La comparaison des cartes de 1822, 1882, 1960 et 2000 (Cf. Figure 4-20) permet de montrer qu'il s'agit d'un banc actif, dont l'évolution morphologique suit trois grandes tendances :

- (1) une accrétion latérale du banc (flancs Sud-Ouest et Nord-Est) ;
- (2) une érosion de son toit, au Nord-Ouest, qui se manifeste par le creusement d'une dépression tendant à isoler deux parties distinctes inégales ;
- (3) une érosion des extrémités Sud-Est et Nord-Ouest du banc.

Il faut noter que la Longe de Boyard n'a fait l'objet, ni de dragages, ni de modifications anthropiques en dehors de la construction, sur son extrémité orientale, du Fort Boyard entre 1841 et 1859.

Il n'y a pas de migration significative du banc selon sa direction d'allongement pendant cette période de 178 ans. En revanche, il existe un déplacement de son extrémité orientale vers le Nord et simultanément, un déplacement de son extrémité occidentale vers le Sud.

Par soustraction des différentes grilles de bathymétrie, il a été possible de quantifier les évolutions par tranches de temps.

L'érosion, qui se situe principalement au toit de la Longe, est le phénomène dominant. Son intensité évolue au cours du temps :

- entre 1822 et 1882, l'érosion est de $3,4x10^6$ m³, soit un taux moyen de 56 000 m³/an;
- entre 1882 et 1960, cette tendance diminue à 0.5×10^6 m³, soit un taux de 6 400 m³/an;
- plus récemment entre 1960 et 2000, l'érosion du banc (0,9x10⁶m³, soit un taux de 22 500 m³/an) s'est limitée essentiellement à l'extrémité Sud-Est.



Figure 4-20 : Cartes bathymétriques de la Longe de Boyard de 1824, 1882, 1960 et 2000 et les différentiels correspondants, modifié d'après Chaumillon et al. (2001).

Faciès et structures sédimentaires

Les données de sonar latéral permettent d'observer deux faciès acoustiques principaux (Cf. Figure 4-22):

- un faciès sombre et homogène qui correspond à des sables grossiers (MGZ : 990 μm) (Cf. Figure 4-21). Ils sont surtout localisés dans la partie Nord-Ouest du banc et sont également présents dans la partie centrale sous forme de bandes étroites allongées mais légèrement obliques (N150) par rapport à l'orientation générale du banc (N130).
- un faciès plus clair associé fréquemment à des mégarides et composé de sables moyens à fins (MGZ : 230 µm) (Cf. Figure 4-21). Ce faciès correspond aux zones en accrétion situées sur les flancs du banc.



Figure 4-21 : Carottes Kv19 et Kv13 réalisées sur la Longe de Boyard montrant les deux faciès sédimentologiques superficiels et leurs caractéristiques granulométriques. Ces deux faciès sédimentaires correspondent aux deux faciès acoustiques mis en évidence par le sonar latéral (Position des carottes : Cf. Figure 4-22).

Sur les sonogrammes (levé réalisé par Creocean en 2001), deux types de structures sédimentaires peuvent être identifiées :

- les objets sédimentaires <u>longitudinaux</u> par rapport aux courants (Cf. Figure 4-22) : il s'agit de traînées sableuses. Celles-ci correspondent à des structures étroites et de forte énergie (*Ehrhold, 1999; Walker, 2001*). Elles sont déviées ou interrompues par les reliefs du socle rocheux.
- les objets sédimentaires <u>transversaux</u> par rapport aux courants (Cf. Figure 4-22) : il s'agit principalement de mégarides de longueur d'onde allant de 5 à 10 mètres. Ces structures sont généralement dissymétriques (flanc en pente forte orienté vers le sens du transport résultant). Des mégarides 2D sont observées sur les flancs occidentaux et septentrionaux du banc. Il existe également des mégarides 3D avec des crêtes linguoïdes dans la partie orientale du banc et barkhanoïdes dans le Nord du banc.



Figure 4-22 : Superposition des zones en engraissement et en érosion entre 1824 et 2000, sur la carte des faciès sédimentologiques issue du dépouillement du sonar à balayage latéral et extrait de bandes sonar latéral illustrant les figures de la dynamique sédimentaire observées sur la Longe de Boyard.

Indications sur le transport sédimentaire

L'orientation des traînées longitudinales indique une rotation de la direction du transport sédimentaire, qui passe d'une orientation Nord-Ouest / Sud-Est (au Nord de la Pointe de Chassiron) à globalement Nord-Sud entre l'extrémité septentrionale de la Longe et l'Anse de la Maleconche. Ces structures se calquent sur les directions de propagation de la houle réfractée autour la Pointe de Chassiron (Cf. 2.1.7.3).

Sur le flanc septentrional donnant sur le passage de l'Est, le transit sédimentaire semble être dirigé du Nord-Ouest vers le Sud-Est. De plus, un passage des mégarides 3D en mégarides 2D indique une diminution de l'énergie.

La portion Nord du flanc méridional indique les mêmes directions de transport. Par contre, au Sud, les figures sédimentaires observées montrent un transit contraire du Sud-Est vers Nord-Ouest.

Comparaisons des résultats bathymétriques, sédimentologiques et sonars

Ainsi, les zones en accrétion correspondent au lieu de convergence des transports indiqués par les mégarides (Passage de l'Ouest).

Les plus faibles profondeurs de la partie axiale du banc sont soumises à l'action de la houle.Les zones en érosion sont par contre en amont des zones en accrétion.

Bathymétrie	Zone en accrétion	Zone en érosion	
Faciès	Sables fins	Sables grossiers	
sédimentologique	Sables IIIs		
Faciès acoustique	Absorbant	Réfléchissant	
Structures	Zone de convergence des mégarides	Zone de divergence des mégarides	

Tableau 4-6 : Tableau comparatif des informations sur le transit sédimentaires fournies par la bathymétrie, la sédimentologie.

Le Tableau 4-6 montre que les figures transversales (approche à court terme) observées sont cohérentes avec les différences de bathymétrie (approche à moyen terme)

Les structures observées à partir du sonar latéral montrent que les déplacements sédimentaires sur la Longe sont guidés par les courants de marée. L'action des courants de flot, probablement accentués par l'action de la houle sur l'extrémité Nord-Ouest, induit un transport sédimentaire du Nord-Ouest vers le Sud-Est. Dans la partie Sud-Ouest, les différences de bathymétrie montrent également une zone d'accrétion qui se superpose aux mégarides de flot observées au sonar latéral. Ainsi, on peut supposer que des sédiments dispersés par les courants de flot s'accumuleraient ensuite sur le flanc Sud-Ouest du banc. L'extrémité Sud-Est de la Longe est abritée des houles. L'érosion de cette extrémité pourrait être due aux courants de jusant, dominant dans le Passage de l'Ouest.

Dans le secteur d'étude la migration principale des sédiments s'effectuedu Nord-Ouest vers le Sud-Est en direction de deux zones d'accumulation sur et au pied du flanc occidental ainsi qu'au Nord-Est du Fort Boyard. Etant donné que le transport est dominé par le flot et que le budget est négatif, la Longe de Boyard constitue une zone de « by-pass » vers la baie de Marennes-Oléron.

4.2.2.1.6 Le Banc du Bûcheron

Le Banc du Bûcheron est situé dans le Pertuis Breton sur la côte Nord de l'île de Ré. Situé entre les Pointes de Loix et du Fier, ce banc intertidal se rabat le long de l'unique exutoire de la lagune d'Ars : le Fier d'Ars. Il est à la fois dominé par les courants de marée qui vidangent et remplissent cette lagune, et la houle du large pénétrant dans le Pertuis Breton.

Sa mise en place sur un substratum rocheux, en pente régulière vers le Nord, indique qu'il n'est pas ancré sur un haut-fond rocheux. Le Banc du Bûcheron correspond à une flèche sableuse dont la partie proximale, à terre, est fixe mais dont la partie distale migre sous l'effet des agents hydrodynamiques. Une évolution très rapide avec migration de la flèche est également enregistrée par les différences de bathymétrie (*Schillinger, 2000*).

4.2.2.2 <u>Les zones submergées vaseuses</u>

Comme le montre la carte sédimentologique actuelle, la vase (mode : $6-8 \mu m$) occupe la grande majorité de la partie interne des pertuis. Les principales évolutions enregistrées dans les parties internes des pertuis correspondent à des dépôts vaseux mis en place dans des dépressions préexistantes.

Il s'agit bien de dépôts actuels étant donné que ces schorres sont recouverts par les pleines mers de vives eaux. Ils se distinguent des slikkes par leur tapis végétal halophile continu et par un début d'évolution pédologique (*Gouleau et al., 2000*).

4.2.2.2.1.1 La fosse de Chevarache orientale et le Peu Breton

La Fosse Orientale de Chevarache est située dans la partie centrale du Pertuis Breton. Elle est encadrée à l'Ouest et au Sud par des hauts-fonds rocheux et au Nord par une zone sableuse.

Son extrémité orientale se caractérise par une pente douce et un rétrécissement qui convergent vers un chenal marin étroit, localisé à la jonction entre la partie interne du pertuis (Peu Breton) et la Fosse Orientale de Chevarache.

L'environnement hydrodynamique est dominé par les courants de marée qui se concentrent notamment dans le chenal entre le Peu Breton et la fosse Orientale de Chevarache. La houle s'atténue progressivement vers l'Est.

Cette zone peut être subdivisée en trois tronçons évoluant différemment (Cf. Figure 4-23) :

• La fosse : Elle montre dans sa partie la plus profonde un engraissement important par des vases (8 à 10 m maximum entre 1824 et 1960). Ce comblement se poursuit toujours actuellement (environ 2 m de gain sédimentaire entre 1960 et 2001). D'autre part, sa

bordure sableuse Nord montre une érosion qui tend à élargir la fosse (élargissement d'environ 1000 m en 180 ans).

• Une partie stable au niveau de la bordure Est de la Fosse Orientale de Chevarache.

Le chenal entre le Peu Breton et la Fosse Orientale de Chevarache constitue une seconde zone de comblement vaseux. Sa bordure Nord s'érode et enregistre un recul vers le Nord de 200 à 600 m. Il semble donc que ce chenal s'élargisse également.



Figure 4-23 : Partie Est du Pertuis Breton ; (A) bathymétrie de 1824; (B) bathymétrie de 1960; (C) différentiel bathymétrique entre 1824 et 1960.

4.2.2.2.1.2 Le coureau de La Pallice, la Rade des Basques et la Rade des Trousses

Dans le Pertuis d'Antioche interne, les gains sédimentaires (dépôts vaseux) sont localisés dans la partie Sud du Coureau de La Pallice, dans le chenal prolongeant la Charente en mer, au Nord de Baie de Marennes-Oléron (Cf. Figure 4-24).



Figure 4-24 : Partie Est du Pertuis d'Antioche et du Nord de la Baie de Marennes-Oléron (A) bathymétrie de 1960; (B) bathymétrie de 1824 ; (C) différentiel bathymétrique entre 1824 et 1960.

Ces dépôts se localisent également dans les zones où les houles venant du large sont très atténuées et où les courants tidaux sont parfois importants et dominants.

Evolution dans la Rade des Basques

Les taux d'accrétion verticale enregistrés ici sont assez élevés (entre 3 et 6 cm /an) (Cf. Figure 4-25), par rapport à ceux de zones contiguës D'autres bathymétries anciennes et intermédiaires (1882 et 1960) permettent de montrer les variations des taux d'accrétion au cours du temps. En effet, il semble qu'entre 1824 et 1882, cet engraissement se soit plutôt concentré dans les domaines les plus profonds : Le Passage de l'Est et l'extrémité Est de la Fosse d'Antioche. Dans une seconde phase (1960-2001), les dépôts semblent plus importants dans la partie Nord de la Baie de Marennes-Oléron. Les rejets de dragages des ports de La Rochelle et La Pallice ont été déposés dans le Sud du Coureau de La Pallice, ce qui doit être pris en compte dans l'interprétation des gains sédimentaires de cette région.



Figure 4-25 : Taux de dépôts entre 1824, 1960 et 2001 dans la Rade des Trousses et son évolution.

Evolution dans le Nord de la Baie de Marennes-Oléron

Dans la Rade des Trousses, les différences de bathymétrie mettent en évidence deux principales zones de dépôts. La première se situe au niveau du flanc occidental du passage de l'Ouest, dans le prolongement Sud de la pointe des Saumonards. Le gain sédimentaire peut atteindre 10 m

verticalement entre 1824 et 1997, soit un taux d'accumulation de 6 cm / an. La seconde zone de gain correspond au comblement des chenaux permettant la connexion entre le Passage de l'Ouest et le Nord de la baie de Marennes–Oléron (Cf. Figure 4-24).

4.2.3 Discussion

4.2.4 <u>Les quatre environnements hydro-sédimentaires principaux dans le littoral</u> <u>charentais</u>

L'ensemble des évolutions sédimentaires, observées sur les 200 dernières années par différentiel bathymétrique ou du trait de côte combinés aux informations sur la dynamique sédimentaire à court terme (sonar latéral) permet de mettre en évidence quatre grands types d'environnements, présentant chacun des dynamiques et des évolutions sédimentaires distinctes (Cf. Figure 4-26) :

- (1) <u>Les environnements sableuses sub-tidales et intertidales en érosion :</u> Il s'agit de zones dominées principalement par la houle. Elles montrent systématiquement une érosion de la surface des accumulations sableuses peu profondes (seuils externes Inter-Insulaire et Vendéo-Breton). L'érosion des côtes dominées par les houles a déjà été observée sur les côtes d'Aquitaine (érosion moyenne de 2 cm / an (Aubié et Tastet, 2000; Howa, 2003)) mais également à l'échelle mondiale (Bird, 1993). Les structures d'érosions submergées (Est du Seuil Inter-Insulaire) montrent un transfert d'Ouest en Est, c'est à dire vers l'intérieur des pertuis. Nous proposons que l'agent hydrodynamique principal de la dynamique sédimentaire dans cette zone soit la houle pour l'érosion, et les courants de flots pour le transfert vers les parties internes.
- (2) <u>Les environnements sableux sub-tidaux de transfert :</u> Ce sont environnements hydrodynamiques mixtes, dominés à la fois par la houle et par les courants de marée. Cet ensemble regroupe :
 - Les dépôts temporaires sur les platiers rocheux des Pointes de Chassiron (Ile d'Oléron) et des Baleines (Ile de Ré).
 - Les champs de dunes hydrauliques de Chevarache appartiennent également à ce groupe. Ils ne montrent ni dépôt ni érosion, mais une réorganisation superficielle des sables moyens à grossiers, au gré des courants de marée.
 - La Longe de Boyard est globalement en érosion mais reçoit des sables du large et constitue aussi une zone de transfert sableux vers la Baie de Marennes-Oléron.

Ces corps sableux en érosion (toit de Longe de Boyard, plages en érosion : Saumonard) ainsi que les zones de transfert telles que les dunes, se caractérisent systématiquement par des sables grossiers (400µm à 650µm).

(3) Les structures sableuses inter-tidale d'accumulation : Ces structures se situent principalement dans les mêmes environnements mixtes dominés par les houles et les marées, mais plutôt en domaine intertidal. Elles se caractérisent par la création de flèches sableuses (les Pointes d'Arcay et d'Aiguillon, Saumonard-Boyardville et Bellevue, Ronce les Bains, Gatseau avant 1940...).



Figure 4-26 : Carte de synthèse des évolutions du fond et du trait de côte dans la zone des pertuis charentais.

Le processus à l'origine de ces apports de sables est la dérive littorale. Les flèches édifiées dans le Pertuis Breton (Pointes d'Arcay et d'Aiguillon) sont beaucoup plus importantes que celles

des Pertuis d'Antioche (flèche de Boyardville). Ceci semble donc illustrer des apports sableux plus importants dans le Pertuis Breton que dans le Pertuis d'Antioche. Ces structures en accumulation peuvent être mitoyennes de zones intertidales en érosion lorsque l'agent hydrodynamique dominant est la houle.

Ces zones en engraissement se distinguent également de celles en érosion du point de vue de la granulométrie. En effet, elles se composent essentiellement de sables fins à moyens (Mode = 200μ m) tandis que les zones en érosion sont constituées de matériaux plus grossiers.

- (3) <u>Les zones d'accumulation vaseuses dans les domaines intertidaux et subtidaux :</u> Cet envasement intervient essentiellement dans les zones dominées par les courants de marée. Les accumulations se situent dans les domaines intertidaux et dans les dépressions (fosses et chenaux) du domaine subtidal.
 - en domaine intertidal : Les schorres des marais côtiers montrent une accumulation de matériaux vaseux constitués d'argile à Scrobiculaires qui constitue le bri observé dans les marais. En fait, le bri récent (Cf. 2.1.5.1.1) est identique à la vase de l'Anse de l'Aiguillon. La progradation des schorres est rapide et les différences de bathymétrie montrent qu'ils se surélèvent à une vitesse d'environ 1 cm /an en moyenne. L'élévation continue de ces parties intertidales entraîne une progression des zones supratidales et donc une progradation des côtes devant les marais (Marais de Voutron et de Brouage).
 - les parties internes des pertuis et le comblement en domaine subtidal : Parallèlement, les parties internes des pertuis protégées de la pénétration de la houle et principalement dominées par les courants de marée, sont le siège d'un engraissement par accumulation de vases. Cet envasement est localisé plus particulièrement dans les dépressions (fosses, chenaux...). Les taux de sédimentation peuvent localement atteindre 4 à 6 cm / an ; ce qui révèle un comblement plus rapide et plus important que sur les estrans. Le Peu Breton, où aucun envasement n'est enregistré depuis 1820, présente un fond marin plan et situé entre -4 et -2 m. Il illustrerait ainsi une phase de stagnation du comblement par les dépôts vaseux. Seul y subsiste un chenal tidal dans la continuité de l'embouchure de la Sèvre Niortaise, probablement maintenu par les courants de marée liés aux échanges entre la baie de l'Aiguillon et le Pertuis Breton.

4.2.5 Bilan de la dynamique sédimentaire à l'échelle séculaire

Afin de quantifier les volumes de matériaux accrétés depuis 1824, nous avons séparé les résultats obtenus par les différentiels bathymétriques en fonction des deux principales fractions sédimentaires de surface : vase et sable (carte sédimentologique, Cf. 4.1). Ce bilan volumétrique en zone submergée ne donne pas une quantification précise des volumes mis en jeu, compte tenu des incertitudes de mesures. De plus, la limite entre les deux zones sédimentaires (sables ou vases) sur la base de la carte sédimentologique actuelle n'est pas

forcément extrapolable à la période de 1824. Toutefois, il donne une idée générale de l'accrétion sédimentaire séculaire sous-marine, qui semble donc fortement dominée par l'accumulation vaseuse (Cf. Tableau 4-7).

Budget des zones vaseuses	Budget des zones sableuses
$369 \times 10^6 \text{ m}^3$	$42 \times 10^6 \text{ m}^3$

Tableau 4-7 : Budget des zone vaseuses et sableuses.

Aucune zone vaseuse de grande dimension en érosion n'a été observée. Ainsi, l'origine de l'ensemble de la vase accumulée ne résulte pas d'un remaniement de dépôts antérieurs mais provient d'une source extérieure, probablement des fleuves environnants.

En ce qui concerne le sable, l'organisation en province hydro-sédimentaire met en évidence un schéma cohérent :

- (1) de remobilisation dans les zones soumises à l'action de la houle,
- (2) de transfert en domaine subtidal depuis ces zones vers les parties internes des pertuis et les zones d'accumulation.
- (3) des zones d'accumulation en domaine intertidal et au niveau des côtes proches de la limite d'action des houles.

De plus, l'un des agents de transport principaux semble être une dérive littorale Nord/ Sud pour les Pertuis Breton et d'Antioche, qui se manifeste par la construction de nombreuses flèches sableuses. Les apports sableux associés semblent nettement plus faibles dans le Pertuis d'Antioche au niveau des Pointes d'Arcay et d'Aiguillon que dans le Pertuis Breton ou au niveau du Pertuis de Maumusson.

Il faut également préciser qu'on ne sait pas quelle est la quantité de sable arrivant dans les zones de mélange sable / vase. De même, dans ces comparaisons, les volumes en zones intertidales n'ont pas été pris en compte. Il s'agit donc d'un premier essai de bilan qui doit être perfectioné par : (1) des évaluations des volumes dans toutes les zones et (2) la prise en compte des natures sédimentaires sables purs / vases pures / mélange.

4.2.6 Conclusion

Nous avons réalisé, dans ce chapitre, un bilan de la dynamique sédimentaire à l'échelle séculaire (sur les deux cents dernières années). Pour cela, nous avons associé la comparaison de données de sonar à balayage latéral actuelles à des données bathymétriques et de traits de côte acquises à différentes périodes depuis 1824. Ceci, nous a donc permis de distinguer les zones globalement stables de celle mobiles (érosion et engraissement) sur les deux cents dernières années. De plus, nous avons mis en évidence que la surface correspondant aux zones actives depuis deux cents ans est restreinte par rapport à la surface de couverture meuble (2/3 de la surface totale).

Le littoral Vendéo-Charentais montre quatre régimes de la dynamique sédimentaire, qui se superposent aux provinces hydrodynamiques. Cette dynamique sédimentaire séculaire se manifeste par :

- l'érosion de structures (corps subtidaux au large ou côte) sableuses dans les zones où la houle domine ;
- (2) des structures sableuses de transfert dans les environnements mixtes où interviennent la houle et les courants de marée.
- (3) des zones d'accumulation sableuses dans les domaines intertidaux et les côtes à la limite d'action des houles et dans des provinces uniquement dominées par les courants de marée.
- (4) des zones d'accumulation vaseuses, principalement en bordure des plaines côtières (domaine intertidal) où dominent les courants de marée, et dans les dépressions préexistantes (domaine subtidal) en environnement mixte.

Pour l'évolution morphologique des fonds sableux, il existe un schéma cohérent montrant des échanges entre : (1) des zones en érosion, correspondant à des affleurements de sables grossiers, qui montrent des figures de transport convergeant vers les pertuis et les parties internes ; (2) des zones de transfert qui servent de relais dans le transport vers (3) les zones d'accumulation côtières constituées de sables fins. L'un des agents de transport en domaine intertidal semble être une dérive littorale Nord/ Sud, qui se manifeste par la construction de nombreuses flèches sableuses.

Pour les zones plus profondes, le transport du sable vers les pertuis doit être lié à une action combinée des houles et des courants de marée.

L'évolution morphologique des fonds vaseux se caractérise par une forte accumulation dans les baies internes. Aucune zone vaseuse en érosion n'ayant été observée, il semble donc que ces vases proviennent des apports fluviatiles locaux et externes issus des panaches des grands fleuves périphériques et probablement la Gironde (*Castaing, 1981; Jouanneau et al., 1989; Lesueur, 1992; Lesueur et al., 2002; Lorin, 1968; Lorin, 1970*).

Les données bathymétriques et de traits de côte intermédiaires entre 1824 et l'actuel permettent d'apporter des nuances à ce schéma d'évolution morpho-sédimentaire. Ainsi, les régions sableuses à la côte ou au niveau des bancs intertidaux montrent une diminution de l'extension de leurs zones en accumulation (Pointe des Saumonards, Pointe d'Arcay, Pointe de l'Aiguillon...), et une augmentation des zones en érosion (Anse de la Maleconche, Pointe Sud de l'Ile d'Oléron). D'autre part les zones vaseuses gagnent progressivement sur le domaine sableux (Nord de la Baie de Marennes-Oléron, Dune de Chauveau...).

4.2.7 Questions que ne peut pas résoudre le 2D surface

Nous mettons en évidence qu'il existe une majorité de zone de dépôt qui n'a pas évoluée durant les derniers deux cents ans.

Quand ont-elles été mises en place ? Quels processus ont conduit à leur mise en place ?

Les zones sableuses, du large, en érosion montrent systématiquement des stocks sédimentaires de nature différente de ceux appartenant aux zones en accrétion. Les zones en érosion sont généralement constituées des sables grossiers voir graveleux tandis que les sédiments des zones en accrétion correspondent à des sables fins ou moyens. De plus, les zones d'extraction de granulats du Seuil Inter-Insulaire mettent en évidence des sables grossiers sous les sables fins. Il semble donc que ces sables grossiers ne correspondent pas à la dynamique actuelle mais soient hérités d'une phase d'accumulation ancienne.

Pourquoi et comment a-t on accumulé des sédiments plus grossiers au large ? Et comment est-on passé, au large (zone des seuils) d'un régime ancien en accumulation à un régime actuel en érosion ?

Nous mettons également en évidence que ces sables érodés dans les zones de houle sont transférés vers les parties centrales c'est-à-dire dans les environnements mixtes où la houle s'atténue (Longe de Boyard, Pointe des Saumonard, Banc du Bûcheron, Pointe d'Arçay...).

Quel est le volume des réservoirs sédimentaires au large ? Quelle est la part disponible ou potentiellement mobilisable pouvant alimenter les zones internes en accrétion ?

Certaines régions initialement sableuses (plomb suiffé de 1824) ont subi un envasement récent (Ex : Rade des Trousses). Comment peut-on expliquer un tel changement de sédimentation ?

Cette séparation géographique Sable / Vase semble donc avoir évoluées dans le temps. **D'ou vient la vase ?**

Compte tenu de la progression des zones vaseuses sur les secteurs plutôt initialement dominés par les sables, se pose également le problème de savoir si la répartition des provinces sédimentaires actuelles et la dynamique associée reflètent les dépôts sous-jacents.

Toutes ces observations et questions semblent évoquer l'existence d'un héritage sédimentaire sur lequel se superpose la dynamique sédimentaire actuelle. Ainsi, cette analyse de la dynamique sédimentaire de surface associée à une dimension temporelle séculaire ne suffit pas pour expliquer l'ensemble des accumulations sédimentaires du littoral. Pour voir qu'elle est l'organisation des accumulations sédimentaires antérieures, leur répartition, leur origine, leur volume disponible et leur rôle par rapport à des accumulations plus récentes, il est donc nécessaire d'utiliser des méthodes de sismique Très Haute Résolution et carottages pour caractériser et reconstituer l'architecture tridimensionnelle de ces dépôts littoraux.

CHAPITRE 5. L'ECHELLE MILLENAIRE

Dans cette étude, neuf campagnes de prospections sismiques ont été réalisées sur l'ensemble de la zone (Cf. 3.1.2.2). L'ensemble des 317 profils sismiques acquis a été traité et dépouillé.

Leur analyse précise permet de distinguer deux ensembles principaux de réflecteurs :

- (1) l'ensemble basal, constitué par des réflecteurs basse fréquence, forte amplitude, parallèles, souvent basculés et décalés. Il se situe dans le prolongement des affleurements rocheux sous-marins identifiés sur la carte des natures du fond et est donc interprété comme étant le socle mésozoïque (Jurassique : d'âge Hettangien à Portlandien et Crétacé : Cénomanien à Maestrichtien).
- (2) l'ensemble sommital, d'architecture complexe, montrant plusieurs phases de construction et associé aux sédiments meubles.

5.1 L'incision du socle

5.1.1 Description du faciès sismique basal

5.1.1.1 L'unité sismique basale U0

L'unité basale U0 se caractérise par des réflecteurs parallèles de forte amplitude, basse fréquence, présentant parfois des structures plissées de longueur d'onde infra-kilométrique. Ceci constitue le faciès sismique, nommé U0, observé sur la plupart des profils sismiques (Cf. Figure 5-1). Parfois, les réflexions internes disparaissent, présentent une faible continuité ou sont décalées.



Figure 5-1 : Extraits et interprétations de profils Sparker 50J illustrant le faciès sismique de l'unité basale U0.

La géométrie des réflecteurs rappelle fortement la géométrie des strates observées au niveau des falaises côtières adjacentes. Il s'agirait donc de couches sédimentaires, déformées de façon cassante par des failles à composante normale témoignant principalement de l'ouverture du Golfe de Gascogne (*Montadert et al., 1979*) et non à des structures plicatives illustrant une déformation compressive. L'aspect plissé peut être dû à des drapages sur des failles normales. Une cartographie plus approfondie des différents sous-faciès sismiques observables dans cette unité, ainsi qu'une corrélation précise avec les différentes formations stratigraphiques du Mésozoïque affleurant à terre n'a pas été réalisée.

5.1.1.2 La discontinuité R1

Les réflecteurs internes de cette unité U0 sont systématiquement tronqués à leur sommet par une très nette discontinuité érosionnelle nommée R1. Sa géométrie est le plus souvent plane mais elle présente localement des zones incisées escarpées et encaissées (Cf. Figure 5-2). Au maximum, cette troncature atteint les 30 milli-secondes temps-double (mstd), soit environ 23m sous la surface moyenne du fond marin. Cette surface d'érosion est à l'affleurement dans toutes les zones où les fonds marins sont rocheux, elle correspond alors à la topographie des fonds marins.



Figure 5-2 : Extrait du profil Sparker 50 J Mo03 (MOBIDYC1) illustrant la discontinuité R1 marquant le toit de l'unité sismique U0.

5.1.2 Le réseau de vallées et chenaux incisés

5.1.2.1 <u>Carte terre/mer des isohypses du toit du socle</u>

Nous avons réalisé, grâce à l'ensemble des données sismiques et bathymétriques, une carte des isobathes du toit du substratum mésozoïque (R1) en mer (Cf. Figure 5-3).

Elle nous a permis de mettre en évidence pour la première fois un réseau complexe de chenaux et vallées multiples, de taille et de profondeur variables, entaillant le toit du substratum. Cet ensemble de chenaux se subdivise en trois réseaux distincts. Les deux principaux sont localisés dans les Pertuis Breton et d'Antioche. Ils sont séparés par l'île de Ré et communiquent par le Coureau de La Pallice. Chacun de ces deux réseaux montre la confluence vers le large de multiples chenaux en une vallée unique qui correspond à des fosses bathymétriques actuelles : les Fosses de Chevarache du Pertuis Breton pour le réseau Nord et la Fosse d'Antioche du Pertuis d'Antioche pour le réseau Sud. Un troisième réseau au Sud de la zone est localisé dans la baie de Marennes-Oléron et se connecte à la Seudre.

Dans ces réseaux de chenaux, nous avons pu mettre en évidence quatre vallées majeures : trois dans le Pertuis Breton et une dans le Pertuis d'Antioche. Ces quatre principaux thalwegs sont localisés dans le prolongement des quatre rivières côtières : le Lay, la Vendée et la Sèvre Niortaise au Nord et La Charente au Sud. Ainsi, ces vallées semblent correspondrent aux segments ennoyés de ces rivières côtières actuelles.

Nous mettons donc en évidence deux principaux réseaux de vallées que nous nommerons :

- (1) le réseau et la vallée Bretonne (Pertuis Breton),
- (2) le réseau et la vallée d'Antioche (Pertuis d'Antioche).

Nous avons étendu cette cartographie du toit du socle vers les terres émergées et notamment sous les marais afin de mieux connecter les vallées ennoyées mises en évidence par la sismique, aux exutoires des quatre principales rivières côtières dans les marais (Cf. Figure 5-3 et Figure 5-5). Pour cela, nous avons utilisé les diverses informations disponibles qui localisent la limite entre les alluvions holocènes et les terrains du substratum rocheux.

- la topographie des territoires émergés sous forme d'un MNT de résolution à 30' (source : GTOPO30 : <u>http://www.edcdaac.usgs.gv/gtopo30/)</u>,
- des résultats de forages (Bourgeuil, 1995; Carbonel et al., 1998; Decker et al., 2001; Gabet, 1968a; Gabet, 1969a; Gabet, 1969b; Gabet, 1971; Gabet, 1973),
- des études géophysiques et géologiques diverses sur les comblements des marais (Bresson, 1976; Carbonel et al., 1998; Decker et al., 2001; Ducloux et Nijs, 1972; Dupuis et al., 1965; Gabet, 1968a; Gabet, 1969a; Gabet, 1969b; Gabet, 1971; Nijs, 1968; Patte, 1949; Rivière, 1948; Roehrich, 1941; Verger, 1968; Waterlot, 1938; Welsch, 1910; Welsch, 1916a; Welsch, 1916b; Welsch, 1919; Welsch, 1927).

Dans le marais de Voutron-Rochefort, la grande quantité de données disponibles ainsi que la présence de nombreux et larges affleurements du socle ont permis de contraindre assez précisément le toit du substratum rocheux sous les alluvions. Pour le Marais Poitevin, les données sont plus rares et ne permettent de proposer qu'une esquisse du trajet probable des vallées du Lay, de la Vendée et de la Sèvre. L'existence de chenaux secondaires reste très imprécise.



Figure 5-3 : Carte des isobathes du socle mésozoïque dans la partie marine réalisée à partir des données sismiques et bathymétriques.



Figure 5-4 : Vue terre / mer 3D de la bathymétrie actuelle et du toit du socle anté-Holocène.







10.00

000

8

8.8

-12.00

-36.00

-20.00

-24.00

-28.00

-32.00

-36.00

40.00

Cette carte terre / mer des isohypses du socle rocheux (Cf. Figure 5-5) confirme que les chenaux sont creusés dans un relief quasiment plan qui rappelle la morphologie que l'on observe actuellement à terre, avec le plateau charentais calcaire entaillé par les rivières côtières telles que la Charente. Ainsi l'hypothèse qu'une incision fluviatile soit à l'origine des fosses d'Antioche et de Chevarache observées en mer semble réaliste; ce qui confirme les interprétations de Barusseau (*Barusseau, 1973*).

Nous avons superposé ce système de chenaux et vallées à une cartographie simplifiée des natures lithologiques (Cf. Figure 5-6). Les cinq classes de nature de roches sont définies en fonction de leur sensibilité à l'érosion (Cf. Tableau 5-1).

Type lithologique	Sensibilité à l'érosion
Sables	++
Marnes	++
alternances Calcaro-Marneuse,	+
Calcaires	
Socle Cristallin (formations métamorphiques et plutoniques)	



Tableau 5-1 : Tableau des lithologies et de leur résistance à l'érosion.

Figure 5-6 : Esquisse lithologique et structurale simplifiée, réseaux de vallées incisées et principaux réseaux hydrographiques.

Nous mettons en évidence une bonne corrélation entre les vallées incisées et les zones où le socle rocheux présente une plus forte sensibilité à l'érosion. Ainsi, la lithologie peut en partie expliquer la localisation des vallées.

5.1.2.2 Le Pertuis d'Antioche et le paléo-réseau hydrographique de La Charente

Le Pertuis d'Antioche est parcouru par une vallée incisée qui se connecte à l'exutoire de la Charente au niveau du marais de Rochefort. De multiples chenaux secondaires viennent s'y raccorder.

Description du réseau (Cf. Figure 5-5) :

Au niveau de sa confluence avec la Boutonne, la Charente débouche sur le marais de Rochefort-Voutron. La vallée incisée de la Charente dessine alors des méandres (longueur d'onde : 9 km et amplitude : 1.5 à 2 km) entre les affleurements du socle rocheux qui parsèment le marais. Cette vallée incisée, encaissée (25m en moyenne) et large de 2 km, présente des interfluves relativement réduits et situés généralement à une profondeur de -10m. Le cours actuel de la Charente se situe globalement à l'aplomb du thalweg de la vallée incisée.

La zone située depuis la Boutonne jusqu'à l'extrémité orientale de la Fosse d'Antioche constitue une zone de convergence des différents cours d'eau avoisinants et confluents vers la vallée principale. Ces chenaux secondaires proviennent des différents petits marais côtiers existant sur le pourtour de la partie interne du Pertuis d'Antioche. Ils sont encadrés par des caps rocheux successifs (Cf. 2.1.4).



Figure 5-7 : Extrait et interprétation de profil Sparker Ms25 sur le plateau rocheux de Boyard montrant l'incision d'étroits chenaux permettant la communication entre la Rade des Basques (Pertuis d'Antioche) et le Nord de la Baie de Marennes-Oléron.

Seuls d'étroits chenaux (largeur : 800m) confluent au niveau du flanc méridional de la vallée incisée de la Charente, constituée par le plateau des Palles et le plateau de Boyard (Cf. Figure 5-7). Ils permettent la communication entre le Pertuis d'Antioche (système Charente) et les vallées de la baie de Marennes-Oléron.

Au Nord de l'île d'Aix, la vallée unique de la Charente se divise en deux tronçons séparés par un haut-fond peu marqué, rectiligne, orienté Nord-Ouest / Sud Est et situé dans le prolongement de la pointe rocheuse formée par la presqu'île de Fouras et de l'île d'Aix.

Dans l'extrémité Nord-Ouest de la Rade des Basques, la remontée du substratum séparant les deux segments de vallée se caractérise par un haut-fond de forme allongée : « le Clône », aux flancs abrupts et dépassant de 10 à 15m les thalwegs des vallées. Le segment septentrional (au Nord du Clône) est connecté à la vallée du coureau de La Pallice. Il permet la communication entre les réseaux des pertuis Breton et d'Antioche. Il vient se connecter à la vallée orientale de la Rade des Basques juste à l'Est de ce haut-fond du « Clône ».

Le segment méridional (au Sud du Clône) est localisé dans la Rade des Basques. Il devient plus large et plus profond vers l'Est.

Ces deux segments Nord et Sud confluent au niveau de la Fosse d'Antioche en une vallée unique, plus large et rectiligne.

Plus à l'Ouest, sous le Seuil Inter-Insulaire, la vallée fait un méandre vers le Sud et se sépare en deux branches (Cf. Figure 5-8) : (1) un segment principal (Vallée Antioche Sud : VAS); et (2) au nord un segment secondaire formant un méandre assez abrupte (Vallée Antioche Nord : VAN).



Figure 5-8 : Extrait et interprétation de Profil sismique Sparker SI19 montrant la séparation en deux vallées au niveau de la Rade des Basques.

Le segment principal (VAS) est rectiligne et montre une orientation Est-Nord-Est / Ouest-Sud-Ouest. La Vallée Nord se caractérise par un coude avec une première portion orientée Nord-Ouest / Sud-Est connectée à la vallée principale. Sa bordure Nord-Est présente une série de failles bien mises en évidence par les données sismiques. La partie externe de la VAN est parallèle à la VAS mais décalée de 3500m vers le Nord.

Vers l'Ouest, ces deux vallées tendent à s'élargir et deviennent moins profondes pour presque disparaître aux alentours de l'isobathe -40 m.

Lithologie et incision (Cf. Figure 5-6)

A terre, le marais de Rochefort-Vouton est parsemé de collines d'altitude moyenne : 10 m, qui dépassent légèrement le relief moyen de la plaine actuelle située à une altitude moyenne de 0 à 2 m. Il s'agit d'affleurements de calcaires à alvéolines et orbitolines ou calcaires à rudistes du Cénomanien inférieur.

Au niveau du Marais de Rochefort, la vallée incisée de la Charente est encadrée par deux promontoires rocheux constitués par ces mêmes roches du Cénomanien inférieur

- au Nord-Est : l'ensemble constitue la presqu'île de Fouras et l'île d'Aix
- et au Sud-Ouest : l'ensemble constitue l'île Madame et le plateau des Palles.

En fait, ces barres calcaires représentent les bords du synclinal de Basse-Charente dans l'axe duquel circule le thalweg de la Charente (*Hily, 1976; Papy, 1961; Tesson, 1973*). La vallée incisée y est creusée dans des formations datant également du Cénomanien inférieur mais constituées principalement de sables friables.

Par contre, les affluents venant des marais côtiers adjacents sont de taille restreinte. Leurs thalwegs sont creusés dans des alternances calcaro-marneuses et encadrés par des caps rocheux durs constitués de calcaires plus massifs (Cf. 2.1.2).

Les chenaux profonds, mais de largeur réduite, permettant la communication entre des vallées de la Baie de Marennes-Oléron et celle du Pertuis d'Antioche, sont incisés dans des calcaires durs du Cénomanien inférieur.

Les différences de morphologie entre les segments au Nord et au Sud du Clône semble être liées aux variations de lithologie. Le segment Nord, de plus petite taille, est mis en place sur des calcaires à Nérinées du Kimméridgien Inférieur. Le segment Sud, plus large, est mis en place sur des formations marneuses du Kimméridgien Supérieur.

5.1.2.3 Le Pertuis Breton et le réseau Sèvre Niortaise – Lay – Vendée

Dans le Pertuis Breton, la carte du toit du socle met en évidence une large dépression allongée (Est-Ouest) du socle mésozoïque (1200 km²) où trois vallées du Lay, de la Vendée et de la Sèvre Niortaise, confluent. La terminaison occidentale de cette grande dépression correspond à un segment de vallée très étroit, encadré au Nord par les premiers contreforts cristallins du Massif Armoricain affleurant en Vendée, et au Sud, par un haut-fond constitué par le substratum mésozoïque formant l'île de Ré. Le Pertuis Breton se caractérise par la présence

dans sa partie centrale de deux fosses distinctes. Entre ces deux fosses et le segment de vallée situé plus vers l'Ouest, il existe deux haut-fonds successifs du substratum rocheux : le seuil de Chevarache (entre les deux fosses) et le Seuil des Baleines (entre la Fosse Occidentale et la vallée externe).

Le prolongement en mer de la Pointe du Grouin du Cou sépare une vallée au Nord (Anse de Longeville) du système des vallées méridionales qui correspondent aux fosses de Chevarache.

Description des réseaux de vallées incisées (Cf. Figure 5-5)

Sous le Marais Poitevin se trouvent deux vallées. Au Nord, la vallée de la Vendée et au Sud, la vallée de la Sèvre Niortaise, séparées par une série de collines situées entre « Traize », « Champagné les Marais » et « Chaillé les Marais »

• La vallée de la Vendée :

La Vendée actuelle serpente dans un très étroit passage entre deux collines (« La Taillée » et le « Gué de Velluire »). Quelques résultats de forages (Cf. 2.1.5.1) permettent de proposer que la paléo-vallée de la Vendée traverse d'Est en Ouest la partie Nord du marais et réalise alors la jonction entre la vallée actuelle et le Pertuis Breton par le seul large débouché envisageable, situé entre « St Denis du Payré » et « Traize ». Ainsi, la vallée de la Vendée se connecte à une vallée sous-marine (profonde de 25m) mise en évidence par sismique au Nord de la Fosse Orientale de Chevarache.

• La vallée de la Sèvre Niortaise

Actuellement la Sèvre Niortaise débouche dans le Marais Poitevin au niveau de son extrémité orientale. Nous proposons que sa vallée incisée corresponde à la vallée Sud du Marais Poitevin. En mer, le prolongement de cette vallée Sud a été identifié par sismique au niveau du Peu Breton.

Dans le Peu Breton, la vallée de la Sèvre Niortaise se sub-divise en trois segments. Deux vallées, orientées Nord / Sud convergent au niveau du coureau de La Pallice et se connectent au système de vallées de la Charente dans le Pertuis d'Antioche. La Vallée Inter-Pertuis Occidentale est la plus profonde (20 à 25 m) et communique vers l'Ouest avec la Fosse de Loix et la vallée sous la lagune d'Ars en Ré. Elle décrit un léger méandre. Le troisième segment est orienté Est-Ouest. Il va se connecter à la Fosse Orientale de Chevarache (Vallée Sèvre Centrale). Cet étroit passage est encadré au Sud par la barre rocheuse du Rocha et au Nord par un large platier. La barre du Rocha correspond à des calcaires argileux surmontés par des bancs résistants datés de l'Oxfordien supérieur (Cf. Figure 2-2). Elle se situe dans la continuité de la Pointe de Loix actuelle, et se sépare en deux systèmes de vallées : celle du Pertuis Breton central (Fosse Orientale de Chevarache) et celle du Peu Breton à l'Est.

• Les Fosses de Chavarache

Les vallées de la Vendée et de la Sèvre débouchent dans une zone beaucoup plus profonde (60 m) : la Fosse Orientale de Chevarache (Cf. Figure 5-9). Elle montre une forte asymétrie entre ses flancs Nord et Sud. Au Sud, l'interfluve est étroit et très escarpé, marqué sur les profils

sismiques par une zone de faille déjà relevée par André (1984). C'est également le long de ce flanc Sud que cette fosse est la plus profonde. Au Nord par contre, l'interfluve est large et la bordure de la fosse est en pente douce.



Figure 5-9 : Extrait et interprétation de profil sismique Sparker montrant les failles encadrant les Fosses de Chevarache.

Les deux fosses de Chevarache sont séparées par un seuil du substratum rocheux : le Seuil de Chevarache, situé à une profondeur de -20m. Au niveau de ce seuil, la vallée devient étroite (3 km) et peu profonde (5 -7 m) (Cf. Figure 5-10). Elle rejoint ensuite la Fosse Occidentale de Chevarache par l'intermédiaire d'un méandre.

La fosse de Chevarache occidentale est plus petite que la précédente (largeur : 3 à 3.5km ; profondeur : 35 m). Celle-ci est encadrée au Nord par le prolongement en mer de la Pointe du Grouin du Cou et au Sud par le platier des Baleines (Ile de Ré). A l'Ouest de l'île de Ré, la sismique montre deux failles orientées Nord-Ouest / Sud-Est, qui coïncident avec les bordures Est et Ouest de la Fosse Occidentale de Chevarache.

Vers l'ouest, la Fosse Occidentale de Chevarache est séparée du large par un second seuil : le Seuil des Baleines dont le toit est situé à un profondeur de –20m environ. Au niveau de ce détroit très peu large, les données sismiques montrent l'existence d'un chenal étroit qui relie la Fosse Occidentale de Chevarache à une vallée localisée plus à l'Ouest (Cf. Figure 5-10).





Figure 5-10 : Extraits et interprétation de profils sismiques Sparker montrant les chenaux étroit de communication entre les fosses et la vallée externe.

• <u>Le Lay</u>

Les données sismiques ont permis de mettre en évidence la présence d'une vallée sous-marine profonde (10 m) et large (4 - 4.5 km) située entre le prolongement en mer de la Pointe du Grouin du Cou au Sud et les reliefs rocheux de Vendée au Nord. Cette vallée est matérialisée sur la bathymétrie actuelle par une légère dépression. Elle se connecte au débouché du Lay situé dans la partie Nord du Marais Poitevin. Nous proposons donc qu'elle corresponde à celle du Lay. Son cours est sensiblement parallèle à celui de la Vendée mais décalé vers l'Ouest et vient se connecter au chenal situé sur le Seuil des Baleines.

• La vallée externe :

Sous le Seuil Vendéo-Rhétais, nous observons une vallée unique de taille réduite (largeur : 1 km et profondeur : 10 m maximum) (Cf. Figure 5-11). A l'Est, cette vallée est limitée par le

Seuil des Baleines et elle communique avec le chenal situé sur le Seuil des Baleines. Vers le large, elle devient moins profonde pour presque disparaître aux alentours de l'isobathe -40 m.



Figure 5-11 : Extrait et interprétation de profil sismique Sparker illustrant la vallée externe.

Lithologie et incision (Cf. Figure 5-6)

Si l'on compare au système de la vallée incisée d'Antioche, il existe dans le Pertuis Breton peu de hauts topographiques correspondant à des affleurements du socle rocheux. Une autre différence notable est la présence de plus larges interfluves dans le Marais Poitevin. L'assise du Marais Poitevin correspond à des terrains d'âge Callovien supérieur et Oxfordien inférieur composés de marnes tendres, qui ont été plus facilement et plus largement érodées que les calcaires du Marais de Rochefort. Au Nord, les roches sont d'âge Bathonien (calcaire graveleux à Spongiaires) et au Sud, d'âge Oxfordien supérieur (calcaire argileux et bioclastiques). Les zones en relief ou « îles topographiques » telles que « la Dive », « Charron » ou les collines allongées de « Champagné les Marais » correspondent à des passages localisés à calcaires bioclatiques (*Verger, 1978*).

Dans le Marais Poitevin, les vallées incisées de la Sèvre Niortaise et de la Vendée montrent les mêmes variations d'orientation, c'est à dire un cours globalement Est-Ouest dans la partie orientale qui oblique ensuite vers le Sud-Ouest. Les collines calcaires du Callovien supérieur montrent elles aussi ce changement d'orientation passant, d'une direction Est-Ouest entre « Vouillé les marais » et « Traize » et à une direction Nord-Est / Sud-Ouest au niveau de « Saint Michel de l'Herm ». Vers l'Ouest, au niveau de la Pointe du Grouin du Cou, les vallées reprennent une orientation Est-Ouest.

Nous avons mis en évidence l'existence d'Est en Ouest de trois seuils successifs (Pointe du Rocha, Seuils de Chevarache et des Baleines). Ils se situent dans la continuité de failles ou de formations d'âge Kimméridgien inférieur, constituées de calcaires oolithico-graveleux et bioclastiques.

5.1.3 <u>Profil longitudinal des paléo-vallées incisées</u>

5.1.3.1 <u>La Charente :</u>

A partir des Modèles Numériques de Terrain (MNT) de la topographie, de la bathymétrie et du substratum rocheux, nous avons réalisé deux profils longitudinaux du toit du socle mésozoïque au niveau des thalwegs (Cf. Figure 5-12), depuis la source de la Charente jusqu'au plateau continental interne. Ces deux courbes nous permettent d'évaluer le taux d'incision.

- La première correspond à l'axe du thalweg de la Charente à terre (topographie) et en mer (carte du toit du substratum)
- La seconde correspond au niveau moyen des interfluves de part et d'autre de l'axe du thalweg de la Charente parallèlement au précédent profil.



Figure 5-12 : Profil longitudinal, de la source au proche plateau continental, du thalweg de la vallée incisée de la Charente et profil de la topographie moyenne.

La comparaison de ces deux profils met en évidence la section correspondant au « Système de Vallée Incisée » (*Zaitlin et al., 1994*). Dans le cas de la rivière Charente (Cf. Figure 5-13), nous proposons que le segment externe IVS.1 débute au niveau du trait de côte de bas niveau, en amont du talus. La limite entre l'IVS.1 et le segment central IVS.2 se situe à la limite de l'estuaire de haut niveau marin. Nous considérons donc qu'elle se situe à l'extrémité Ouest de la Fosse d'Antioche qui subit encore les influences de l'estuaire (Existence de dépôts de vases actuelles dans le fond de la fosse).

L'extension en aval du segment interne IVS.3 se situe au niveau de la limite continentale du faciès estuarien, localisé au niveau de Tonnay-Charente (*Tesson*, 1973).

Les pentes des profils de la Figure 5-12 permettent de découper la vallée en trois tronçons principaux:

• <u>La partie proximale :</u> Ce tronçon est situé entre la source et le pied du Massif Central. Il correspond à la transition avec le Bassin Aquitain, c'est à dire à la zone 1 : « Bassin Versant », défini par Schumm dans son modèle type de système fluviatile (Cf. 1.1.2.3) (*Schumm, 1977; Wescott, 1993*) et appartenant au segment non-incisé du système fluviatile (Cf. 1.1.1). Il se caractérise par une forte pente qui tend à s'atténuer vers l'aval ainsi que par une faible incision.



IVS : Système de Vallée Incisée

Figure 5-13 : A°) Carte simplifiée, B°) Profil longitudinal du thalweg creusé et découpage théorique de la vallée incisée de la Charente, depuis sa source jusqu'au prisme de bas niveau marin.

<u>La partie centrale :</u> Elle se caractérise par une pente beaucoup plus faible et correspond au parcours de la Charente dans le Bassin Aquitain (plaine alluviale) et à la plateforme continentale jusqu'au trait de côte de bas niveau marin situé vers –130m à l'ouest du talus continental. En amont (partie proximale) comme en aval (talus continental) de cette partie centrale, les thalwegs présentent une faible incision.

Les profils de la Figure 5-12 montrent l'existence d'un point d'inflexion au delà duquel les profils topo/bathymétriques initialement concaves passent à une forme convexe. Cette zone se caractérise ainsi par une plus forte incision et concerne la partie occidentale de la plaine alluviale et la région littorale (marais de Rochefort et la partie marine des pertuis).

En aval, le rapprochement des deux courbes correspond à une diminution de l'incision. Cette portion correspond alors à la vallée au niveau du Seuil Inter-Insulaire et sur le proche plateau continental.

Nous avons détaillé cette partie centrale du thalweg de la Charente dans cette portion littorale explorée par la sismique. Or, la vallée incisée peut être découpée en 3 tronçons distincts séparés par des ruptures de pentes (Cf. Figure 5-14):

- *Tronçon 1*: Le thalweg est globalement à une profondeur constante de -25m. Il correspond aux vallées situées dans le marais de Voutron-Rochefort jusqu'à l'extrémité Est de la Fosse d'Antioche.
- Tronçon 2 : Une rupture de pente située à la transition entre la Fosse d'Antioche et la Rade des Basques fait passer le thalweg de la Charente de -25 m à l'Est, à une profondeur comprise entre -37 et -40m à l'Ouest. Ensuite la profondeur du thalweg reste globalement constante le long de la Fosse d'Antioche et sous le Seuil Inter-Insulaire.
- *Tronçon 3 :* Une seconde rupture de pente située au niveau de la Vallée Antioche Sud (VAS) sous le Seuil Inter-Insulaire marque un approfondissement du thalweg. Vers l'Ouest, la vallée tend à s'élargir et son thalweg à une profondeur constante à -47m.
- <u>La partie distale :</u> Elle correspond au reste du talus continental en aval.

5.1.3.1.1 <u>Le Lay, la Sèvre Niortaise et la Vendée</u>

Dans le cas des vallées du Lay, de la Vendée et de La Sèvre Niortaise, les portions du système fluviatile et le segment interne de la vallée incisée (Cf. Figure 5-13) sont très réduits du fait de la proximité des sources de ces trois rivières du trait de côte. Le maximum d'incision se situe là aussi dans la portion centrale au niveau du rivage actuel.

Comme pour la paléo-vallée de la Charente, nous avons observé la morphologie longitudinale détaillée des thalwegs de ces rivières du Pertuis Breton dans la portion marine littorale. Nous mettons en évidence trois tronçons (Cf. Figure 5-14) :

- *Tronçon 1*: Les thalwegs sont à une profondeur située entre -20 et -25m, proche de celle observée dans le premier tronçon de la Charente. Pour la Sèvre Niortaise et la Vendée, cette profondeur correspond aux segments de vallées incisées situées depuis leur débouché dans la partie orientale du Marais Poitevin jusqu'à leur connexion à la Fosse Orientale de Chevarache. Le thalweg de la vallée incisée du Lay conserve cette profondeur de -20 à -25 m jusqu'au Seuil des Baleines. Les chenaux permettant la communication entre les fosses de Chevarache et le large se situent également à cette profondeur de -25m.
- Tronçon 2 : Il correspond aux fosses profondes.
- *Tronçon 3* : La vallée externe, unique, localisée sous le Seuil Vendéo-Rhétais présente un thalweg situé à une profondeur de -37 m ;. comme le niveau 2 de la Charente dans la Fosse d'Antioche.



Figure 5-14 : Détail des profils longitudinaux des vallées incisées des pertuis charentais des marais côtiers au proche plateau continental ; (A) réseau du Pertuis Breton (Sèvre Niortaise, Vendée et Lay); (B) réseau du Pertuis d'Antioche (Charente et vallée Inter-Pertuis) ; (C) Comparaison Charente Sèvre Niortaise et vallée Inter-Pertuis (communication entre les deux thalwegs par le coureau de La Pallice).

Les deux fosses de Chevarache, profondes de -45 et -60m pour des interfluves situés à -25 m, présentent un dénivelé important, supérieur aux incisions fluviatiles observées dans les deux pertuis.

5.1.3.1.2 Les vallées Inter-pertuis

Les vallées Inter-pertuis, au niveau du Peu Breton sont situées à une profondeur constante de - 25 m, et présentent une rupture de pente au Sud du coureau de La Pallice où elles rejoingnent le tronçon 2 de la vallée incisée de la Charente (Cf. Figure 5-14).

5.1.3.2 Morphologie transversale de l'incision L/H

A partir des MNT du toit du substratum mésozoïque, nous avons mesuré les largeurs et profondeurs de l'ensemble des vallées et chenaux observés dans la partie marine de notre zone d'étude. Les sections prises en compte sont représentées dans la Figure 5-15.



Figure 5-15 : Carte de localisation des différentes mesures morphologiques transversales (largeur et profondeur) effectuées sur les vallées et chenaux mis en évidence par sismique reflexion.
La mesure de la profondeur est faite entre le point le plus profond de la vallée sur la section considérée et le niveau moyen des interfluves. La largeur correspond au début de la rupture de pente entre les interfluves et les bords de la vallée (Cf. Figure 5-16).



Figure 5-16 : Schéma illsutrant la méthode de mesure de la profondeur et de la largeur de l'incision.

Les vallées incisées de la Charente, de la Vendée et de la Sèvre Niortaise montrent des largeurs globalement similaires et comprises entre 2.5 et 3.5 km (Cf. Figure 5-17). Par contre, la vallée du Lay montre des largeurs de vallée plus importantes de l'ordre de 4.5 km.

C'est le paramètre profondeur qui montre les plus grandes variations. Trois grandes classes peuvent être identifiées (Cf. Figure 5-17) en fonction de la classification morphologique des vallées incisées proposées par Ashley et Sheridan (*Ashley et Sheridan*, 1994):

- <u>Les vallées de 1^{ier} ordre</u>: Elles se caractérisent par une profondeur comprise entre 20 et 40 m et par une largeur entre 2.5 et 5.5 km. Elles correspondent principalement aux fosses actuelles de Chevarache et d'Antioche.
- <u>Les vallées de 2nd ordre</u> : Elles se caractérisent par une profondeur comprise entre 10 et 20 m et par une largeur entre 1.5 et 4 km. Il s'agit du groupe le plus représenté dans notre zone. En effet, des segments des vallées incisées des quatre rivières (Charente, Lay, Sèvre Niortaise et Vendée) se situent dans la partie supérieure de cette classe (15-20m de profondeur d'incision).
- <u>Les vallées de 3^{ième} ordre</u> : Elles se caractérisent par une profondeur comprise entre 2 et 10 m et par une largeur entre 0.5 et 3.5 km. Il s'agit principalement de petits chenaux souvent proches de la côte et venant se connecter aux vallées de 2nd et 1^{er} ordre, ou permettant la connexion entre les Pertuis d'Antioche Interne (Vallée de la Charente) et celles de la baie de Marennes-Oléron.

Ainsi, les vallées incisées principales, connectées directement aux rivières côtières, montrent des morphologies mixtes de vallées de taille intermédiaire à large, bien qu'elles soient des rivières caractérisées par des bassins versants et des débits modestes.



Figure 5-17 : Diagramme Largeur / Profondeur d'incision : (A) Réseau du Pertuis Breton et vallée Inter-Pertuis du Coureau de la Pallice ; (B) Réseau du Pertuis d'Antioche.

Certains segments de vallée montrent des morphologies qui ne correspondent pas à la classification d'Ashley et Sheridan (1994) (Cf. Figure 5-17). Il s'agit par exemple de l'extrémité Ouest de la VAS, qui tend à disparaître sur le plateau continental interne et qui présente une incision large mais peu profonde. Toutefois, ce sont les fosses de Chevarache qui constituent les structures les plus remarquables pour deux raisons : (1) les profondeurs

d'incision relevées (entre -40 et -60 m) sont au-delà de celles classiquement observées dans la vallée actuelle (Cf. 1.1.2.4) ou ancienne, et (2) cette incision importante n'est présente que sur une portion réduite.

5.1.4 Interprétation et discussion

5.1.4.1 Deux réseaux hydrographiques convergeants et à pendage vers l'Ouest

Les deux principaux réseaux de vallées (Breton et Antioche) sont associés aux différentes rivières côtières qui débouchent des marais actuels (Poitevin et de Rochefort-Voutron). Chacune de ces rivières se connecte à une vallée incisée bien identifiée en sismique. Ces différentes vallées et certains autres chenaux plus modestes convergent vers l'Ouest pour ne former qu'un thalweg unique, qui correspond soit, au Nord, aux Fosses de Chevarache connectées aux vallées du Lay, de la Vendée et de la Sèvre Niortaise, soit au Sud, à la Fosse d'Antioche connectée à la vallée de la Charente.

Dans le cas du Pertuis d'Antioche, l'hypothèse de Barusseau (1973) selon laquelle la Fosse d'Antioche correspondrait à un tronçon non comblé de la paléo-vallée de la Charente est confirmée par notre exploration sismique détaillée. Il existe une vallée sous-marine qui se connecte à la vallée de la Charente actuelle et qui se prolonge vers le plateau continental interne via la Fosse d'Antioche.

Dans le cas du Pertuis Breton, les fosses de Chevarache constituent des zones de surcreusement (-60 m max) par rapport aux thalwegs de la Vendée et de la Sèvre. Entre ces deux profondes fosses de Chevarache et la vallée externe s'intercale un haut-fond du socle rocheux, situé à -20 m. Or, nous avons mis en évidence deux étroits chenaux peu profonds qui entaillent les seuils de Chevarache et des Baleines et dont les profondeurs des thalwegs (-25 m) sont proches de celles des vallées incisées, en amont des fosses.

Ce type de morphologie, caractérisé par une fosse profonde connectée à des vallées moins profondes en amont et en aval, est également reconnu à terre dans le bassin de St Maixent l'Ecole.

Dans les deux cas, la pente du thalweg de ces vallées Bretonne et d'Antioche ne correspond pas à un approfondissement continu et régulier. En effet, nous avons mis en évidence pour les deux réseaux une morphologie de paliers (profondeurs de thalwegs constantes) séparés par des ruptures de pente. Parmi les trois paliers caractéristiques relevés, deux d'entre eux sont présents dans les thalwegs des quatre rivières :

- Le palier à une profondeur de -20 / -25 m correspond au cours des rivières dans les plaines côtières et dans les parties internes des pertuis.

- Le palier à une profondeur de -37 m correspond aux vallées externes, au niveau des seuils (Inter-Insulaire et Vendéo-Rhétais).

Le troisième palier situé à une profondeur de -47 m est uniquement localisé dans l'extrémité Ouest de la VAS au niveau du plateau continental interne. La rupture de pente, entre les paliers situés à -20 m et -37 m, dans le Pertuis Breton, se situe au niveau du Seuil des Baleines. Par contre, dans le cas de la Charente, la rupture de pente entre les paliers à -20 et -37 m se situe plus en amont, dans les parties interne et centrale du Pertuis d'Antioche.

Sur le profil longitudinal de la Charente, nous avons remarqué que la première rupture de pente (passage d'une pente de 0.2% à 0.05%) semble coïncider avec un changement de lithologie du substratum entre le Kimméridgien supérieur plutôt marneux (pente plus forte car l'incision y est plus facile) et le Kimméridgien inférieur, composé plutôt de calcaire et situé à l'extrémité Est de la Fosse d'Antioche. Toutefois nous avons mis en évidence que ces ruptures de pente se retrouvent dans les quatre rivières et dans des zones géographiquement et lithologiquement différentes. La relation entre les ruptures de pente des thalwegs et les changements de lithologie n'est pas établie pour l'ensemble des cas. Une seconde hypothèse serait d'envisager que ces gradins successifs pourraient correspondre à des terrasses d'abrasion marines mises en place lors de phases de stagnation du niveau marin lors des variations eustatiques quaternaires.

5.1.4.2 <u>L'influence de l'eustatisme sur l'incision : une incision maximum au niveau du</u> <u>littoral actuel</u>

Le profil d'équilibre d'une rivière se traduit par une forme concave depuis sa source jusqu'à son embouchure. Les profils longitudinaux des thalwegs incisés dans le socle mésozoïque des quatre rivières du littoral charentais montrent un maximum d'incision au niveau du littoral actuel. Cela correspondrait à un profil d'équilibre où l'embouchure de ces rivières serait située plus à l'Ouest que l'embouchure actuelle, et coïnciderait avec un niveau marin plus bas que l'actuel.

Nous mettons également en évidence que le maximum d'incision (zone des fosses de Chevarache et d'Antioche) se situe au niveau du littoral actuel et coïncide avec une convexité dans la morphologie (topographie / bathymétrie) du profil source – plateau continental des deux vallées. Ceci est conforme aux observations faites par Talling (*Talling, 1998*), qui propose que l'incision maximale (entre 20 et 70 m) se concentre dans la zone de rivage de haut niveau marin littoral.

Les trois vallées externes, c'est-à-dire les VAS et VAN sous le Seuil Inter-Insulaire et la vallée Bretonne sous le Seuil Vendéo-Rhétais, montrent une diminution de la profondeur d'incision, typiquement inférieure à 20 m, par rapport à la zone d'incision maximum dans les baies. Plus vers l'Ouest, on observe une quasi-disparition de ces vallées incisées. Ce type d'observation a également été faite pour la Gironde (*Lericolais et al., 2001; Lericolais et al., 1998*) ainsi que pour le fleuve Manche (*Lericolais et al., 1996*) et le Sud Bretagne (*Menier et al., 2003*). Cela semble confirmer l'hypothèse selon laquelle une rivière ne génère pas nécessairement une vallée incisée continue à travers le plateau continental durant la phase de descente du niveau

marin. Ceci est d'autant plus vrai que la chute du niveau marin est rapide (*Koss et al., 1994; Lericolais et al., 1996*) et que cette dernière ne dépasse pas le talus continental.

5.1.4.3 Influence lithologique et structurale sur le réseau hydrographique

La lithologie du substratum incisé contrôle la morphologie des vallées incisées

Lors de la description des différents réseaux de vallées et chenaux incisés dans le paragraphe 5.1.2.1, nous avons pu remarquer que les thalwegs étaient préférentiellement incisés dans des formations plus tendres (exemple : Vallée de la Charente dans les sables friables du Cénomanien inférieur).

De même, les vallées au niveau du Marais Poitevin et du Pertuis Breton, dont le substratum est principalement constitué par des calcaires marneux tendres, sont plus larges que les vallées du Marais de Rochefort et du Pertuis d'Antioche, dont le substratum est majoritairement composé de calcaires plus durs.

La présence de strates de calcaires durs constituant des barres rocheuses (comme le Banc du Rocha) peut induire un rétrécissement des vallées qui présentent alors un aspect segmenté.

Les strates de nature plus résistante, comme le plateau des Palles à l'extrémité de l'île Madame et sa continuité formant le plateau rocheux de Boyard, sont associées aux étroits chenaux de communication entre le Pertuis d'Antioche (Charente) et la Baie de Marenne-Oléron. Ainsi, la lithologie influence la morphologie de l'incision.

L'orientation et la morphologie des vallées sont guidées par le réseau de fracturation et la déformation du socle mésozoïque

Le Coureau de La Pallice

La vallée du Coureau de La Pallice, d'orientation Nord-Sud, coïncide avec un réseau de fractures de même orientation présent dans la zone. Il en est de même pour les Fosses de Chevarache qui sont encadrées par un faisceau de failles. Ainsi, la fracturation semble favoriser la mise en place des vallées incisées.

Nous avons également noté que le thalweg de la Charente, au niveau du Marais de Rochefort, emprunterait l'axe du synclinal de basse Charente. Ainsi, il existerait une influence des directions structurales armoricaines sur l'orientation des vallées incisées (Cf. 2.1.2).

Les fosses de Chevarache

Les fosses de Chevarache, situées dans le Pertuis Breton, constituent des zones de surcreusement (-60 m max) par rapport aux thalwegs de la Vendée et de la Sèvre. L'explication d'une origine exclusivement liée à une érosion fluvio-marine semble moins probable que pour la Fosse d'Antioche, qui montre un thalweg continu et de profondeur croissante depuis la plaine alluviale jusqu'au proche plateau continental.

D'autres phénomènes doivent avoir induit un tel surcreusement. Une hypothèse karstique peut être envisagée. Toutefois, peu de structures de ce type ont été observées dans les formations à terre. Un autre phénomène qui pourrait être déterminant, serait la déformation tectonique. Comme l'avait observé également André (1984) et comme nous l'avons précisé grâce à l'exploration sismique, ces fosses sont encadrées par un réseau de failles. La bordure Sud qui limite le secteur profond de la Fosse Orientale de Chevarache est abrupte et marquée par une importante faille. De plus, cette fosse montre une très nette analogie de configuration morphologique avec le fossé d'effondrement tectonique de Saint Maixent l'Ecole (vallée de la Sèvre en amont). Ces deux observations suggèrent que les Fosses de Chevaraches soient des petits bassins d'effondrement tectonique.

Les vallées du Seuil Inter-Insulaire :

L'une des particularités du réseau sous le Seuil Inter-Insulaire est de montrer une subdivision en deux vallées : une vallée principale : VAS (largeur : 3.5 km ; profondeur : 10-12 m) et une vallée plus petite : VAN (largeur : 2.5 km ; profondeur : 7-10 m).

Cette morphologie particulière suggère plusieurs hypothèses :

- <u>Hypothèse eustatique</u>: Chacune de ces vallées pourrait résulter d'épisodes de creusement associés à des périodes de bas niveaux différents.
- <u>Hypothèse lithologique :</u> L'incision de la Charente aurait pu réaliser un méandre vers le Nord en réponse à la présence d'une zone du socle de nature plus résistante. L'érosion plus lente de cette zone lithologiquement résistante aurait pu finalement conduire à la mise en place tardive d'une vallée constituant un axe direct vers la mer.
- <u>Hypothèse tectonique :</u> Nous avons remarqué d'autre part que le segment Nord-Ouest
 / Sud-Est de la VAN est bordé à l'Est par un réseau de failles.



Carte topographique montrant le décalage dextre de la vallée de la Vendée le long d'un accident décrochant de direction Sud-armoricaine (MNT IGN)

Figure 5-18 : Figure montrant la prolongation de la faille de Dolus ainsi qu'un schéma de migration de la vallée.

Le méandre réalisé par la VAN ne montre pas une sinuosité régulière mais un thalweg « en ligne brisée ». Ce segment de vallée se situe dans le prolongement d'un escarpement rectiligne orienté N300 et localisé sur la bordure Nord-Ouest de l'Ile de d'Oléron. De plus, la partie occidentale de la VAN présente de fortes similitudes avec la VAS décalée vers le Nord (Cf. Figure 5-18). Etant donné que la région de l'île d'Oléron enregistre une activité sismologique modérée qui se caractérise par des décrochements dextres (Cf. 2.1.2) d'orientation Nord-Ouest / Sud-Est, nous proposons que cette morphologie distributaire pourrait alors résulter du décalage de la VAN vers le Nord-Est par le jeu de cette faille décrochante (Cf. Figure 5-18). Le même type de morphologie peut être observé au niveau de la vallée de la Vendée, à terre (MNT IGN source C.L.D.G) et est également interprétable comme le décalage dextre d'une vallée le long d'un accident tectonique décrochant.

5.1.4.4 Influence de l'hydrologie et de l'âge de la vallée sur la morphologie de l'incision

Nous avons comparé la largeur et la profondeur des vallées incisées des deux systèmes. Malgré des différences en terme de surface de bassin versant ou de débit, les quatre rivières présentent des vallées dont la morphologie est globalement similaire. En effet, la majorité des vallées présente une largeur de 2.5 à 3.5 km et une profondeur variant entre 10 et 20m.

Nous avons également confronté ces résultats à la morphologie de la vallée incisée de la Gironde, issue des profils sismiques de Lericolais et al. (2001). La Gironde est un fleuve dont le bassin versant est sept fois plus important que celui de la Charente et dont le débit est 10 fois plus volumineux (Cf. 2.1.6).

Malgré les grandes différences hydrologiques entre les fleuves côtiers charentais et la Dordogne et la Garonne, nous mettons en évidence une largeur de la vallée incisée de la Gironde très proche (5.5 km pour 4.5 km maximum pour la Charente) et une profondeur sensiblement identique de 20-25 m par rapport aux dimensions des vallées des fleuves Charentais. Nous en déduisons que la morphologie (Largeur / Profondeur) des vallées incisées des rivières étudiées semble peu corrélée avec la taille de leur bassin versant (Cf. Figure 5-19).



Figure 5-19 : Graphique montrant qu'il n'existe pas de corrélation entre la taille des bassins versants du Lay, de la Vendée, de la Sèvre Niortaise, de la Charente et de la Gironde, et la largeur et profondeur moyennes de leurs vallées incisées.

Ces observations confirment que les paramètres hydrologiques actuels ne conditionnent pas la taille des vallées incisées, mais plutôt l'âge de fonctionnement de la vallée comme l'ont proposés Schumm et Ethridge en 1994.

5.1.5 <u>Conclusion sur l'incision</u>

Les incisions que nous avons mises en évidence sont liées aux baisses du niveau marin pendant la période plio-quaternaire.

Les deux réseaux hydrologiques que nous avons détaillés correspondent respectivement au Pertuis Breton et d'Antioche. Ils communiquent entre eux par une vallée située à l'aplomb du Coureau de La Pallice. Les dimensions des incisions des vallées principales des fleuves côtiers sont caractéristiques de vallées larges et intermédiaires.

La localisation ainsi que la morphologie de ces incisions semblent être contrôlées par de multiples facteurs (Cf. Figure 5-20) : la lithologie du substratum, la tectonique, la topographie régionale, mais également l'âge de fonctionnement des vallées et l'héritage des bas niveau précédents. Par contre, les caractéristiques hydrologiques actuelles des fleuves comme la taille du bassin versant ne semblent pas être un facteur influençant la morphologie des incisions.

Dans un contexte de marge non subsidente, ces vallées incisées constituent le principal espace potentiel pour la mise en place des dépôts. Ainsi, même des fleuves côtiers aux bassins versants et débits faibles peuvent créer des réservoirs de grande taille pour notamment la couverture sédimentaire.



Figure 5-20 : Schéma des facteurs contrôlant la morphologie et la localisation des vallées incisées.

5.2 La couverture sédimentaire meuble.

Par soustraction, entre les cartes des isobathes du socle mésozoïque et de la bathymétrie actuelle, nous avons réalisé une carte des isopaques de la couverture sédimentaire meuble recouvrant le substratum rocheux.

Pour les deux Pertuis, les dépôts meubles se répartissent principalement au niveau de deux grands domaines :

 A l'intérieur des Pertuis Breton et d'Antioche dans la continuité des plaines côtières, principalement représentées par le Marais Poitevin au Nord et le Marais de Rochefort au Sud
 Au niveau des haut-fonds du large, correspondant aux seuils Vendéo-Rhétais au Nord et Inter-Insulaire au Sud.

Il existe donc quatre principaux dépôt-centres au niveau du littoral charentais. Au sein de ces dépôt-centres, il existe de fortes variations d'épaisseur des sédiments meubles allant de moins de 1 m à 40 m. Les épaisseurs sédimentaires sont maximales au niveau des chenaux incisés dans le socle. Toutefois, le comblement de ces dépressions n'est pas systématique, comme en témoigne l'existence de fosses dans la morphologie sous-marine actuelle (Cf. 2.1.4) : les fosses d'Antioche et de Chevarache.

Par ailleurs, certaines autres zones sont dépourvues de sédiment et correspondent à des régions où le substratum mésozoïque est à l'affleurement.

L'organisation des sédiments meubles en neuf dépôt-centres principaux ne permet pas d'établir une chronologie relative de la sédimentation sur l'ensemble de la zone d'étude. Ainsi, dans les paragraphes suivants, la description des grandes accumulations sédimentaires sera faite séparément.

Pour le Pertuis d'Antioche, nous traiterons successivement :

(1) le Seuil Inter-Insulaire,

- (2) la Fosse d'Antioche,
- (3) le Pertuis d'Antioche Interne.

Pour le Pertuis Breton, les deux grandes accumulations sédimentaires sont plus hétérogènes et seront détaillées en six sous-ensembles qui seront traité successivement :

- (1) Le Seuil Vendéo-Rhétais,
- (2) La paléo-vallée du Lay,
- (3) La Fosse Occidentale de Chevarache,
- (4) La Fosse Orientale de Chevarache et son flanc Nord,
- (5) La côte Nord de L'île de Ré : entre la Pointe de Lizay et le Banc du Rocha,
- (6) Le Peu Breton.



Chapitre 5 – L'évolution du littoral à l'échelle millénaire / La couverture sédimentaire

Figure 5-21 : Cartes des isopaques des sédiments meubles: (A) en mer grâce à la sismique et (B) en mer (données sismiques avec son extension dans les marais (données de carottages issues de la bibliographie

Remarques :

- Dans le paragraphe concernant le Pertuis d'Antioche, l'analyse du Seuil Inter-Insulaire est présentée sous la forme d'un article publié dans Marine Geology dont les références sont les suivantes :

Weber, N., Chaumillon, E., Tesson, M. and Garlan, T., 2004. Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave dominated incised-valley, revealed by pseudo 3D seismic reflexion profiling : The paleo-Charente River, France. Marine Geology, 207, pp. 17-38.

- Dans le paragraphe traitant du Pertuis Breton interne, une partie de la discussion sur l'interprétation de son remplissage sédimentaire est présentée sous la forme d'une version corrigé d'un article accepté pour publication avec révision mineur dans les Comptes Rendus Géoscience et dont les références sont les suivantes :

Weber, N., Chaumillon, E. et Tesson, M., accepté, **Enregistrement de la dernière remontée** du niveau marin dans l'architecture interne d'une vallée incisée : Le Pertuis Breton (Charente Maritime). (Version révisée), Comptes Rendus Géosciences,

- Des correspondances avec des articles également publiés ou en cours de l'être sur des structures particulières du remplissage sont également citées dans les différents paragraphes. Les références de ces articles sont les suivantes :

Chaumillon, E., Gillet , H., Weber, N. and Tesson, M., 2002. Evolution temporelle et architecture interne d'un banc sableux estuarien : la Longe de Boyard (Littoral Atlantique, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 334: 119-126.

Chaumillon, E., Tessier, B., Weber, N. and Bertin, X., in press. Recent preservation of Sandbodies within Present-Day Estuaries (Atlantic Coast of France) Revealed by Very High Resolution Seismic Surveys. Marine Geology.

5.2.1 <u>Le Pertuis d'Antioche :</u>

5.2.1.1 La partie externe : le Seuil Inter-Insulaire – Article publié dans Marine Geology

Weber, N., Chaumillon, E., Tesson, M. and Garlan, T., 2004. Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave dominated incised-valley, revealed by pseudo 3D seismic reflexion profiling : The paleo-Charente River, France. Marine Geology, 207, pp. 17-38.

5.2.1.2 La Partie Centrale : la Fosse d'Antioche

La partie centrale du Pertuis d'Antioche correspond à la portion la plus large de la paléo-vallée de la Charente. De larges platiers rocheux encadrent la fosse rectiligne et très encaissée (-40 m C.M. au fond de la fosse, pour -15 m CM sur les interfluves). La vallée ainsi que ses interfluves sont quasiment dépourvus de sédiment et laissent apparaître le substratum mésozoïque.

Les seuls sédiments observés sont des sables piégés dans les dépressions des platiers (Cf. 2.1.4) ou aux extrémités orientale et occidentale de la fosse (Tableau 5-2). A l'Ouest de la Fosse d'Antioche (Cf. Figure 5-22 et Figure 5-23), il s'agit du prisme sableux progradant U5 qui illustre le remplissage très récent par l'Ouest de la fosse (*Weber et al., accepté*) A l'Est, ces dépôts correspondent au banc de sable situé à la Pointe de Chauveau, au Sud-Est de l'île de Ré (Cf. Figure 5-22 et Figure 5-23) et dont la surface est modelée par un champ de dunes hydrauliques (Cf. 4.2.2.1.3).

Analyse en terme de stratigraphie sismique										
Unités sismiques	Caract. des réflecteurs.	Configuration interne	Terminaisons des réflexions		Pendage vrai ou apparent		Epaisseur max. (m)	Volume (10 ⁶ m ³)		
Uat2= U5	F: Moyenne A: Faible C: Faible	Oblique parallèle à fort pendage	T : Toplap B : Downlap	R17 = Fond marin R1	0.70° NE	Remplissage de bordure de vallée	12	29		
Uat1	F: Moyenne A: Faible C: Faible	Oblique parallèle à fort pendage	T : Dunes hydrauliques B : Downlap	Fond marin R1	(E)	Champ de dunes hydrauliques	10	10		

Tableau 5-2: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées dans la Fosse d'Antioche; (F : fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B : terminaison à la Base).

5.2.1.3 Le Pertuis d'Antioche Interne

5.2.1.3.1 Description des faciès sismiques

Nous avons mis en évidence, dans cette zone, neuf unités sismiques séparées par des discordances majeures (Tableau 5-3, Figure 5-24, Figure 5-25, Figure 5-26, Figure 5-27, Figure 5-28, Figure 5-33 et Figure 5-34). De la base vers le sommet, on identifie :

• <u>Unité Uea1 :</u> Cette unité se caractérise par des lentilles isolées, de faible épaisseur, localisées sur le fond des thalwegs. La configuration interne est difficile à identifier. Seul l'IKB Seistec, à la résolution la plus fine, permet de mettre en évidence des réflexions chaotiques (Cf. Figure 5-29).



Figure 5-22 : Profils sismiques traités Si17 ; Si00 ; Si21 ; Mo04 ; Mo53 et Mo28 et leur interprétation montrant des sections transversales et longitudinale de la Fosse d'Antioche.



Figure 5-23 : Diagramme 3D de la Fosse d'Antioche représentant les interprétations des profils sismiques traités Si17 ; Si00 ; Si21 ; Mo04 ; Mo53 et Mo28.

Analyse en terme de stratigraphie sismique											
Unités Sismiques		Caractères des Réflecteurs	Configura- tion interne	Terminaisons des réflexions		Pendage vrai ou apparent	Forme externe	Epais seur Max. (m)	Volume (10 ⁶ m ³)		
Uea7		F : Haute A : Moyenne C : Forte	Oblique parallèle à fort pendage	T : Toplap B : Downlap	Fond marin		3-4° E 2° SW	Remplissage de bordure de vallée	8	63	
Uea6		F: Moyenne A: Moyenne C: Forte	Parallèle Sub- horizontale	T : Toplap B : Downlap	Fond marin		/	Nappe	8	440	
Uea5		F: Haute A: Moyenne C: Forte	Oblique parallèle à fort pendage	T : Toplap B : Downlap	R4		3° NE	Remplissage de bordure de vallée	8	9	
Uea4		F : Moyenne A : Faible C : Faible	Oblique parallèle à pendage modéré	T : Toplap B : Downlap	R6 R1		0.5-1.5° à NE et SW	Banc allongé	12	76	
Uea3	b &c	F: Moyenne A: Moyenne C: Forte	Parallèle Sub- horizontale	T : Toplap et/ou Erosion			0,20° à 0.40°	Remplissage	15	469	
	а	F : Moyenne A : Forte C : Forte	to sigmoide	B : Downlap		R1	NW à SW				
Line 2	b a	F: Haute	Oblique parallèle à fort pendage	T : Toplap et/ou Erosion B : Downlap	R1	0 & R1	Variable	Remplissage de bordure	9	73	
Ueaz		C : Faible		T : Toplap et/ou Erosion B : Downlap		1	variable	de vallée et barre	11	72	
Uea1		F: Moyenne A: Moyenne C: Faible	Chaotique	T : Toplap B : Downlap	R1		/	Petites lentilles	/	/	

Tableau 5-3: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées dans la partie interne du Pertuis d'Antioche; (F : fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B : terminaison à la base).

- Unité Uea2 : Ces unités acoustiques isolées montrent trois types de localisation :
- (1) Les flancs convexes des méandres de la vallée principale (Cf. Figure 5-27 Mo43) ;
- (2) Les flancs concaves des méandres de la vallée principale. Dans cette situation ces unités sismiques sont de taille plus réduite ;
- (3) Les régions de confluences entre les chenaux secondaires et la vallée principale d'Antioche.

La configuration interne de cette unité présente des réflecteurs oblique-parallèles fortement pentés (entre 3 et 4.5°). Les pendages de ces réflecteurs sont orientés vers le thalweg des vallées. Leur discontinuité à la base correspond à des downlaps reposant directement sur le socle mésozoïque.

L'unité peut être divisée en deux sous-parties, en fonction de leur profondeur (Cf. Figure 5-27). De la base au sommet, on observe :

- <u>La sous-unité Uea2a</u>: Elle est limitée au sommet par une troncature des réflecteurs illustrant la présence d'une discontinuité de type érosionnelle plane. Quelle que soit la situation géographique, celle-ci se situe toujours à la même profondeur -17 m C.M., noté R(17).

- <u>Sous-unité Uea2b</u>: Les corps acoustiques correspondant à cette sous-unité reposent en downlap sur ceux de Uea2a ou directement sur le socle mésozoïque. Le toit de Uea2b est également constitué par une discontinuité érosionnelle plane, située à une profondeur d'environ -10 m C.M. noté R(10). Ces corps acoustiques sont systématiquement décalés <u>vers l'extérieur</u> des vallées par rapport à Uea2a. Cette unité progradante déborde parfois sur les interfluves.



Figure 5-24 : (A) Profil sismique Sparker traité Mo24 et son interprétation ; (B) localisation des profils présentés dans les Figure 5-24, Figure 5-25 et Figure 5-26.



Figure 5-25 : Profils sismiques Sparker traités (A) Mo55 et (B) Mo56 ; et leur interprétation.



Figure 5-26 : Profils sismiques Sparker traités (A) Mo45 et Ms21 ; (B) Ms25 et (D) Mo44; et leur interprétation ; Carottes (C) Kv09 et (E) Kv13



Figure 5-27 : Profils sismiques Sparker traités (A) Mo31; (B) Mi17 et leur interprétation.



Figure 5-28 : Profil sismique Sparker traité (A) Mo43 et son interprétation ; Carottes (B) Kv21 et (C) Kv25.

• <u>Unité Uea3</u>: (cette unité est notée UT2 dans l'article (Chaumillon et al., in press)

L'unité Uea3, épaisse de 15 m au maximum, est présente dans l'ensemble de la partie interne du Pertuis d'Antioche. Elle constitue presque l'essentiel du remplissage de la vallée d'Antioche axiale et de ses affluents (la Rade des Basques, le Sud du Coureau de La Pallice et La Rade des

Trousses). Elle constitue un comblement épais de la vallée incisée (12 m en moyenne) dans la partie orientale de la Rade des Basques (segment oriental de la vallée incisée de la Charente : Cf. 5.1.2.2). Son épaisseur diminue (6 m) vers l'Ouest (Passage de l'Ouest actuel et sa continuité Nord-Ouest).



Figure 5-29 : Profils sismiques Boomer IKB Seistec traités illustrant le remplissage dans la Rade des Trousses.

La configuration interne se caractérise par des réflecteurs aggradant-sigmoïdes de pendage faible $(0.2 \ge 0.4^{\circ})$ vers le Nord-Ouest et le Sud-Ouest. Uea3 est souvent masquée par un faciès acoustique « sourd » dont le toit est localisé dans sa partie supérieure. (Cf. Figure 5-27- Mo17 et Figure 5-29). Cette unité repose soit directement sur le socle mésozoïque dans l'axe du thalweg soit par onlaps sur les unités Uea1 et Uea2 a & b.



Figure 5-30 : Profil sismique Boomer IKB Seistec traité illustrant le remplissage dans la Rade des Trousses.

Chapitre 5 – L'évolution du littoral à l'échelle millénaire / La couverture sédimentaire

Dans l'unité Uea3, on identifie également des surfaces d'érosion de type chenalisante dont les thalwegs successifs se décalent progressivement vers l'Ouest-Nord-Ouest. (Cf. Figure 5-27 - Mo31). Ces discontinuités internes individualisent plusieurs phases de comblement au sein de l'unité Uea3 (Cf. Figure 5-31). Chacun de ces épisodes présente la même succession de deux sous-faciès sismiques mis en évidence avec l'IKB Seistec (Cf. Figure 5-29). De la base au sommet, on trouve :

- <u>Faciès Uea3a</u>: Caractères des réflecteurs : faible amplitude, haute fréquence, faible continuité. Ce premier faciès sismique se situe à la base de chaque sous-séquence de dépôts de Uea3. La configuration est généralement aggradante –sigmoïde.

– <u>Faciès Uea3b</u>: Caractères des réflecteurs : moyenne amplitude, moyenne fréquence et bonne continuité. Il se situe au sommet de chaque sous-séquence et constitue les comblements sommitaux des axes de chenaux délimités par les discontinuités érosionnelles internes de type chenalisantes de Uea3. Les réflecteurs de cette sous-unité présentent des pendages plus faibles que la sous-unité Uea3a.



Figure 5-31 : Représentation schématique de l'unité Uea3 montrant l'organisation en sous-séquences composées des deux sous-faciès distincts Uea3a et Uea3b.

Le toit de Uea3 est marqué par une discontinuité de type érosionnelle notée R(Uea3). Dans la Rade des Basques, R(Uea3) délimite un chenal relativement rectiligne orienté Nord-Ouest / Sud-Est et décalé vers l'Ouest par rapport à l'axe de la vallée incisée dans le socle (Cf. Figure 5-32). Ce chenal est accolé au flanc Nord-Est du haut-fond rocheux de la Longe de Boyard (Cf. Figure 5-3). Cette discontinuité est visible dans l'ensemble des chenaux secondaires et en particulier dans les chenaux permettant la communication entre la Rade des Basque (Pertuis d'Antioche interne) et le Nord de la Baie de Marennes-Oléron (Cf. Figure 5-26). Dans la Rade des Trousses, cette discontinuité est plutôt plane.



Figure 5-32 : Cartes des isobathes du toit de Uea3 : R(Uea3) ; (Trait plein : thalweg du segment Est principal de la paléo-vallée de la Charente ; Trait en tirets : Segment secondaire Ouest de la paléo-vallée de la Charente).

• <u>Unité Uea4</u>: (*Cette unité est notée L.AC (Low Angle Clinoforms) dans l'article (Chaumillon et al., 2002b)).*

Cette unité se localise sur le haut-fond du substratum mésozoïque dans la continuité de la longe de l'île Madame et constitue l'unité basale du banc de sable de la Longe de Boyard. Uea4 est un banc allongé, orienté Nord-Ouest / Sud-Est, plus épais dans sa partie centrale (Cf. Figure 5-26).

La configuration interne est oblique-parallèle. Les réflecteurs montrent un pendage faible de 0.5 à 1.5° vers le Nord-Est, sur le flanc oriental de la Longe, et vers le Sud-Ouest, sur le flanc occidental de la Longe de Boyard. Les réflecteurs de Uea4 downlappent soit directement sur le socle mésozoïque, soit sur l'unité Uea3.

Le toit de cette unité affleure dans le Nord de la Longe de Boyard. Il se caractérise par une discontinuité de type érosionnelle qui est convexe vers le haut.

• <u>Unité Uea5 :</u> (*cette unité est notée UT3 dans l'article (Chaumillon et al., in press)* Accolée à la côte Est de l'île d'Oléron, elle constitue un banc allongé (longueur = 5.5 km ; largeur = 2.3 km) dont l'épaisseur varie entre 4 et 12 m (Cf. Figure 5-30).



Figure 5-33 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques de la Rade des Basques.



Figure 5-34 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques de la Rade des Basques

De configuration oblique-parallèle ou oblique-sigmoïde, les réflecteurs de cette unité montrent un fort pendage (3°) vers le Nord-Est. Cette unité repose en downlap sur le socle mésozoïque et sur l'unité Uea3. La discordance au sommet correspond soit à des toplaps soit à une surface d'érosion.La partie plane de sa discontinuité sommitale se situe à environ -4 m C.M. Dans la partie Nord, cette structure est toujours active et constitue la Pointe des Saumonards.

• <u>Unité Uea6</u>: (cette unité est notée UT4 dans l'article (Chaumillon et al., in press) Cf. annexe C).

Cette nappe est plus particulièrement localisée dans la partie orientale de la baie. Seuls certains hauts-fonds rocheux (Plateau de Lavardin ou les Pointes d'Angoulin et de Chatelaillon) où Uea2 est à l'affleurement, et la Longe de Boyard (banc allongé Uea4) ne sont pas recouverts par Uea6. Son épaisseur varie entre 6 et 2 m. Contrairement à l'unité Uea3, Uea6 est plus épaisse dans la section Ouest de la vallée principale. Son épaisseur diminue également vers le Nord de la Rade des Basques pour presque disparaître au niveau du haut-fond rocheux du « Clone » dans l'extrémité Est de la Fosse d'Antioche.

Cette unité de configuration interne sub-horizontale et aggradante constitue une nappe recouvrant presque toute la vallée et ses affluents.

• <u>Unité Uea7 :</u> (*Cette unité est notée H.A.C (High Angle Clinoforms) dans l'article (Chaumillon et al., 2002b).*

Elle est localisée sur les flancs Est et Ouest de la Longe de Boyard (Cf. Figure 5-26). De configuration oblique-parallèle, le pendage des réflecteurs est fort, de 3 à 4° vers l'Est, pour les dépôts situés sur le flanc oriental de la Longe de Boyard, et 2° vers le Sud-Ouest sur son flanc occidental.

5.2.1.3.2 <u>Cas particulier : le faciès ZAS - Zone Acoustiquement Sourde</u>

Dans les zones où les fonds marins sont vaseux (Cf. 4.1), l'exploration sismique a permis de mettre en évidence des zones « acoustiquement sourdes » dont les limites sont extrêmement brutales (Cf. Figure 5-36). Ces zones « sourdes » se caractérisent par l'arrêt des réflexions et leur remplacement par des réflexions diffuses, chaotiques qui masquent en partie ou totalement les signaux inférieurs. Dans certains cas, mêmes les multiples de l'interface eau/sédiment disparaissent. Ce phénomène est observé quelque soit l'équipement sismique employé (Sparker, Boomer ou sondeur de sédiment).

Ce type de faciès est couramment observé dans différentes zones côtières du monde : sur la côte Sud-Bretagne (*Proust et al., 2001*), en Manche (*Missiaen et al., 2002*), au Nord-Ouest de l'Espagne : (*Garca-Gil et al., 2002*), en Mer Baltique : (*Abegg et Anderson, 1997; Albert et al., 1998; Wever et al., 1998; Wever et Fiedler, 1995; Whiticar, 2002; Wilkens et Richardson, 1998*); en Ecosse : (*Judd et al., 2002*); Mer Noire : (*Okyar et Ediger, 1999*); aux USA et

Canada : (*Fader, 1991; Hart et Hamilton, 1993; Kelley et al., 1994; Orange et al., 2002*); en Inde : (*Subbaraju et Wagle, 1996*), ou en Corée : (*Gorgas et al., 2003*)

Dans notre cas, ce faciès acoustique n'est pas présent directement en surface mais sous 1 à 5 m de sédiment. Cette profondeur d'apparition peut être constante ou variable et montrer des paliers décalés verticalement (Cf. Figure 5-35). Cette perturbation acoustique existe aussi localement au sommet des phases de remplissage de l'unité Uea3. Toutefois, dans la grande majorité des cas, elle se situe au sommet de l'unité Uea6 dans le fond des différentes baies.

Cette zone « acoustiquement sourde » montre trois types de morphologie (Cf. Figure 5-36) :

- <u>De larges bandes (Acoustic blanket, dans la nomenclature de Garcia-Gil et al., 2002) :</u> Il s'agit du cas le plus couramment observé dans notre zone d'étude. Elles se traduisent par un arrêt brutal des réflexions. Les réflecteurs s'infléchissent au niveau du passage vers la zone « sourde » ce qui indique un ralentissement des ondes acoustiques que l'on peut estimer à 100-150 m/s de diminution de la célérité (Cf. Figure 5-37). Elle peut montrer également une inversion de phase des réflexions sismiques lors de la transition vers la zone sourde (Cf. Figure 5-38). Ces larges bandes masquent totalement l'ensemble des réflexions sous-jacentes et on relève parfois même la disparition des multiples (Cf. Figure 5-39).
- <u>Des points discontinus (Acoustic columns dans la nomenclature de Garcia-Gil et al., 2002)</u>: Equivalant à une dizaine de points miroirs, soit 20 à 25msur le fond marin, ils se caractérisent parfois à leur sommet par une réflexion de forte amplitude. Ils définissent alors d'étroites bandes discontinues masquant les réflexions sous-jacentes. Ils se situent le plus souvent en périphérie des zones de large bande.
- Des champignons ou de bulles (Acoustic curtains dans la nomenclature de Garcia-Gil et al., 2002): Il s'agit de zones isolées plus ou moins étroites et dont la partie supérieure est généralement convexe.



Extrait de Profil Sparker 500 (Mo43) à travers un segment de vallée incisée dans le Pertain d'Antioche

Figure 5-35 : Profils sismiques traités montrant les différente niveaux verticaux du toit de la zone acoustiquement sourde (Flèches noires).



Figure 5-36 : Profils sismiques traités Sparker, Boomer et Sondeur de sédiment 3.5KhZ montrant une zone acoustiquement sourde et leurs différentes formes.



Figure 5-37 : Profils sismiques traités montrant un décalage (retard) des réflexions au passage dans la zone sourde.



Figure 5-38 : Extrait d'un profil sismique Sparker traité et coloré suivant les phases des réflexions montrant l'inversion de ces phases au passage de la zone acoustiquement sourde, ainsi que deux traces sismiques (A) hors de la zone sourde (B) dans la zone sourde, montrant l'inversion de phase.



Extrait de Profil Sparker 50J (Mo30) dans le Pertuis d'Antioche

Figure 5-39 : Profil sismique traité dans le Pertuis d'Antioche montrant une zone sourde et la disparition des multiples.

5.2.1.3.3 <u>Faciès sédimentologiques et corrélation avec les profils sismiques</u>

Lors de la mission MOBIDYC3, nous avons carotté les différentes unités sismiques observées dans des zones où elles étaient susceptibles d'être échantillonnées par le vibro-carottier, la limite de pénétration étant de 5 m (voir Annexe B). Les résultats des analyses granulométriques des différentes carottes obtenues dans le Pertuis d'Antioche et le Seuil Inter-Insulaire permettent de distinguer, huit lithofaciès. L'ensemble de leurs caractéristiques (composition et paramètres granulométriques, localisation, numéro de carottes correspondantes, unités sismiques associées...) est résumé dans le Tableau 5-4. Les faciès sédimentaires sont numérotés en fonction de leur granulométrie moyenne (Cf. Figure 5-43).

Des études parallèles menées conjointement avec le BRGM sur le littoral charentais ont permis d'apporter des informations complémentaires sur les macro-restes (analyse de M. P. Barrier–IGAL (*Barrier, 2003*)), avec les principales caractéristiques des faciès sédimentaires dans les paragraphes suivants.

- <u>*Fs.ea-01*</u> : <u>*Graviers*</u> <u>*sables*</u> <u>grossiers</u>: Nous avons distingué deux distributions granulométriques différentes dans ce faciès grossier généralement mal classé et composé presque exclusivement de sables moyens à grossiers et de graviers.
 - <u>Sous-faciès Fs.ea-01a</u>: Il est constitué de 90% de graviers ou de sables grossiers, voir même de galets, avec trois familles granulométriques qui se distinguent par leurs modes : 300 μm / 1000 μm / 2500 μm.
 - <u>Sous-faciès Fs.ea-01b</u>: Il est constitué de 80% de sables moyens et grossiers avec deux phases granulométriques de mode 300-400 µm et 800 µm.

Il est possible de faire la relation entre le faciès Fs.ea-01 a & b et l'unité basale de la Longe de Boyard Uea4 à l'affleurement. De plus, la zone d'affleurement de Uea4 coïncide avec le faciès acoustique du sable grossier observé au sonar latéral et calibré par les prélèvements à la benne shipeck (Cf. 4.2.2.1.5).

• <u>Fs.ea-02 : Sables-sables grossiers</u>

- <u>Sous-faciès Fs.ea-02a</u>: Ce faciès est constitué de sables moyens à grossiers mal classés de couleur jaune gris. Il existe deux familles granulométriques : la première correspond à un mode de 250 μm (sables moyens) et la seconde plutôt minoritaire à un mode 800 μm (sables grossiers).
- <u>Sous-faciès Fs.ea-02b</u>: Ce sous-faciès présente la même distribution de taille de grain mais a la particularité de présenter une forte concentration de coquilles d'huîtres, de couteaux et des tests de petits oursins.

Fs.ea-02 correspond à l'unité sismique progradante Uea2.

<u>Fs.ea-03 - Sables fins à moyens ::</u> Ce faciès se caractérise par une composition mixte de sables fins et sables moyens. L'ensemble des échantillons semble montrer que les faciès les plus profonds et donc les plus anciens, sont plus riches en sables moyens (mode = 300 – 400 μm). Ce faciès correspond au banc progradant de la Rade des Trousses défini par l'unité Uea5.

Analyse sédimentologique													
Faciès	Description		Carottes et échantillons	Composition Granulométrique							MGZ So Sk	Unité sismique Corres-	
					Si	Sa	SF	S	SG	G	С	(µm)	pondante
Fs.ea- 01a	Gravier gros	r - sable ssier	Kv13 & 20	0	0	0 2		10	88		415 1.107 1.962	Uea4	
Fs.ea- 01b	Gravier - sable grossier		 KV21- 25 et 105 mm KV25- 17 et 85 mm 	0 0		5	7	8	30 8 0		432 1.179 1.536	Ueal	
Fs.ea-02	Sable - sable grossier		Kv21 et 25	0	1	6	15	44	20	10	4	258 1.466 1.536	Uea2
Fs.ea-03	Sable fin à moyen		KV53 - 170 et 270 mm	22	5	18	14	20	9	8	3	/ / /	Uea5
Fs.ea-04	Sable fin		KV09	4		71 18		5	0	0	150 0.778 3.083	Uea7	
Fs.ea-05	Sable fin vaseux		 KV30 - 102 et 404 mm KV54 - 285 et 380 mm KV57 - 298 et 420 mm KV60 - 190 et 405 mm. 	23	8	27	26	12	3	1	0	52 2.182 1.105	Uea3a
Fs.ea-06	Alter- nance de lits	Sable fins vaseux	 KV15 - 235 et 404 mm KV16 - 331 et 390 mm KV54 - 48 et 285 mm & 380 et 420 mm KV57 - 80 et 298 mm. 	23	8	27	26	12	3	1	0	34 2.312 0.543	Uea3b &c
		vase		52	10	19	11	6	2	0	0	52 2.182 1.105	
Fs.ea-07	a b		 KV15 - 0 et 235 mm KV16 - 0 et 331 mm KV22 - 0 et 412 mm 	77	9	9	3	2	0	1	0	18 2.011 -0.048	
		vase	 KV24 - 0 et 410 mm KV30 - 0 et 102 mm KV53 - 0 et 170 mm KV54 - 0 et 48 mm KV57 - 0 et 80 mm 	53	10	19	10	6	1	1	0	21 2.389 0.222	Uea6

Tableau 5-4 : Tableau des caractéristiques des faciès sédimentaires classés suivant leur granulométrie moyenne. (V : Vases ; Si : Silts ; Sa : Sablons ; Sf : Sables fins ; S : Sables ; Sg : Sables grossiers ; G : Graviers ; C : Cailloutis – MGZ : Mean Grain Size ; So : Sorting / Classement ; Sk : Skewness / asymétrie).

<u>Fs.ea-04 : Sables fins:</u> Ce faciès est composé de 70 à 90% de sables fins (Mode : 160 μm) moyennement classés, d'une très légère fraction vaseuse (5%) et parfois de sables moyens (300 à 400 μm). Fs.ea-4 correspond au faciès sismique Uea7 qui recouvre l'extrémité Sud-Est de la Longe de Boyard ainsi que ses flancs.

- <u>Fs.ea-05 : Sables fins vaseux:</u> Il s'agit d'un sable fin (le grain moyen est à 110-150 μm à plus de 50%), mal classé, composé à parts égales de sablons et de sables fins. Il comprend également un peu de vase (20% environ). Il faut également noter une phase granulométrique à 900 μm (sable grossier) qui correspond à des petits fragments de coquille. Il s'agit de bivalves *Abra nitida* (80 %) associé à *Spisula subtruncata, Nucula nucleus, Hinia reticulata* et des débris d'oursins fouisseurs *Spatanguidès, Tellina tenuis, Turritella communis, Rissoïdès* qui sont des espèces côtières et estuariennes (*Barrier, 2003*). Ce faciès lithologique correspond à la sous-unité sismique Uea3a.
- *Fs.ea-06 : Alternance de lits de Vases et de Sables-Fins :* Il s'agit ici d'une alternance de lits centimétriques à pluri-centimétriques de vases et de sables fins. La composition des lits de sables fins est similaire au faciès précédent Fs.ea-05.

Les lits de vases sont constitués d'environ 60 % de vase (50% vase et 10% de silt) (grain moyen 6-8 μ m) et sont encore une fois plutôt mal classés.

Deux types d'alternances ont été observés sur ces carottes :

- <u>Sous-faciès Fs.ea-03a</u>: Lits de 1 à 2 cm d'épaisseur de vase entre des lits de 4 à 6 cm de sables fins.
- <u>Sous-faciès Fs.ea-03b</u>: Lits de 1 à 2 cm d'épaisseur de sable fin entre des lits de 6 à 10 cm de vase.

Le faciès Fs.ea-03a est observé systématiquement en dessous du faciès Fs.ea03b qui, lui occupe généralement le haut des carottes réalisées dans les chenaux tidaux et les baies. Ces deux sous-faciès correspondent à la sous-unité sismique Uea3b.

Notons également que Fs.ea-06 est constitué de coquilles entières ou fragmentées généralement concentrées dans un lit de 2 à 5 cm d'épaisseur ou encore au toit de ce faciès.

- <u>Fs.ea-07 : Vases noires superficielles :</u> Il correspond à la vase superficielle échantillonnée par carottage et par prélèvement à la benne. On remarque qu'il existe deux types de vases de composition largement dominée par des vases peu silteuses (grain moyen 6-8 μm) mal classées mais parfois riches en sables fins.
 - <u>Sous-faciès Fs.ea-07a</u>: Ce faciès est composé de plus de 80% de vase avec une phase de 10% de sables fins voir très fins, mode à 110-150 μm.
 - <u>Sous-faciès Fs.ea-07b :</u> La fraction vaseuse est réduite à 60% tandis que les sables fins sont mélangés et plus présents (30%).

Aucune répartition particulière n'a été observée permettant de distinguer des zones correspondant à chacun de ces deux sous-faciès.

Ce faciès Fs.ea-07 correspond à l'unité sismique Uea6 superficielle.

Ce faciès vaseux à l'affleurement a été carotté en plusieurs endroits, notamment au niveau de la zone acoustiquement sourde (KV22) mais également dans une zone proche ne présentant pas ce faciès acoustique (KV15).

Les deux carottes KV22 et KV15 (Cf. Figure 5-42) montrent la même nature de vase au sommet. Les carottes diffèrent principalement par l'épaisseur de cette couche de vase superficielle : 8 m pour KV22 observé en sismique (la carotte ayant une longueur de 3.6

m) et 2.3 m pour la KV15. L'autre différence notable est la couleur des vases. En effet, dans la KV22 cette vase montre une couleur très sombre à l'ouverture (niveau de gris en RVB 65/65/65) avec certains lits presque noirs et devenant très vite bruns par oxydation. Cette couleur sombre résulte de la présence de matière organique. La KV15 montre par contre une couleur ocre-brune plus claire (niveau de gris en RVB 100/100/100) dès son ouverture, ce qui correspond à une plus faible teneur en matière organique.



Figure 5-40 : Photographies des carottes Kv57 et Kv30 et leurs résultats d'analyses (log, granulométrie et densité) (localisation : Cf. Figure 5-29).



Figure 5-41 : Photographies des carottes Kv60 et Kv53 et leurs résultas d'analyses (log, granulométrie et densité) (localisation : Cf. Figure 5-29).



Figure 5-42 : Photographies des carottes Kv22 et Kv15 et résultats de leurs analyses (log, granulométrie et densité) (localisation :Cf. Figure 4-25).


Figure 5-43 : Granulométrie des faciès sédimentologiques du Pertuis d'Antioche interne.

5.2.1.3.4 Interprétations

5.2.1.3.4.1 Interprétation des unités sismiques en terme d'environnement de dépôt

Nous avons corrélé les unités sismiques aux faciès sédimentologiques (Cf. Figure 5-44) :

- Ueal : Dépôts de fond de vallée en environnement fluviatile : Bien que ne disposant pas de prélèvements directs, les caractéristiques sismiques sont suffisamment marquées pour qu'on puisse proposer une interprétation. En effet, cette unité rassemble des corps acoustiques peu épais, isolés dans les fonds de chenaux et montrant un faciès sismique chaotique. Ils ressemblent aux bases de remplissage observées dans d'autres vallées incisées, dont la Gironde (Allen et Fenies, 1995; Allen et Posamentier, 1993; Allen et Posamentier, 1994). Compte tenu de leur localisation (directement sur le socle mésozoïque), de leur faciès acoustique et de leur forme externe, ces corps pourraient correspondre à des reliques de dépôts grossiers de fond de vallée mis en place en environnement fluviatile. (Cf. 1.4.3).
- <u>Uea2 Fs.ea-02 : Barre de méandre fluvio-tidale :</u> Ces corps progradants de taille réduite ont été échantillonnés par carottages. Ils sont constitués de sables associés à de nombreuses coquilles indiquant une origine marine infra-littorale inférieure. Ils sont localisé majoritairement sur le flanc oriental de la vallée incisée principale, au niveau des zones de confluence avec des chenaux secondaires creusés dans le socle.

Les corps acoustiques de Uea2 peuvent donc être interprétés soit comme des barres de méandres de chenaux tidaux soit comme des reliques de plages dans un environnement d'estuaire interne.

• <u>Uea3 – Fs.ea-04 et 05 : Comblement de chenaux tidaux :</u> Le faciès sismique de Uea3 montre de faible pendage (0.5°) et de forts contrastes d'impédance acoustique correspondant aux faciès sédimentologiques Fs.ea-02 et Fs.ea-03, c'est à dire à des alternances de sables fins et de vases.

Nous avons vu que cette unité se décomposait en plusieurs sous-unités acoustiques répétitives et délimitées par des érosions chenalisantes de type TRS (Cf. Figure 5-29). Chaque sous-unité est corrélée à une séquence grano-décroissante constituée de sables fins (Uea3a - Fs.ea-5) à la base et d'alternance de lits de vases et de sables fins (Uea3b – Fs.ea-6) au sommet. Les dépôts à la base (Uea3a) constituent la majeure partie du comblement d'un chenal. Plus épais sur les bordures du chenal, ils provoquent la réduction de sa largeur (sans néanmoins réduire sa profondeur) et sa migration latérale. Les dépôts sommitaux (Uea3b) comblent progressivement l'axe du chenal par aggradation.

Cha	pitre 5	5 – I	L'évolution	du littora	1 à 1	'échelle	millénaire	/ La couv	verture	sédimenta	aire
-----	---------	-------	-------------	------------	-------	----------	------------	-----------	---------	-----------	------



Internuve	Ouest	Log stratigraphique	e Vallées	et chenaux
Nature sédimentologique	Pendage des réflecteurs		Pendage des réflecteurs	Nature sédimentologique
liahks fine (Fs aabi)	Fort	Uea7	Fort	Vances (Fis.coll T)
Bablas grosserrs et graniers (FS.ea01)	Modest	Uea4et5		
1.0000.00		Uea3	Maxdare Teo a faible d	unor : Petita itta de Sablea fina este dans la vase (Fa.au15) (Ja ibase : Sables fina vasoux (Fa.au04)
		Uea2b	Inti	Salita grossiera (Pa cal 2)
		Uea2a	2	
		Ucal	Chaotique	Grouter appose

Figure 5-44 : Schéma et logs synthétiques du remplissage du Pertuis d'Antioche interne (corrélation unités sismiques / faciès sédimentologiques).

Chaque sous-unité se traduit donc par une diminution de la granulométrie et des sables marins, parallèlement à une constance ou une augmentation des vases. L'association de séquences grano-décroissantes successives et de surfaces d'érosion chenalisantes suggère des comblements de chenaux successifs. Le mélange de sables marins et de vases pourrait indiquer que ces chenaux correspondent à des chenaux de marée. Ceci illustrerait une sédimentation en environnement tidal où migrent latéralement des chenaux réactivés par ravinement (TRS), et qui deviennent de moins en moins profonds par comblements successifs.

• <u>**R**(Uea3) : Arrêt de la sédimentation dans les chenaux</u> : Le toit de l'unité Uea3 se caractérise par une nette discordance R(Uea3) de type érosionnel qui se prolonge au toit de l'unité Uea2. Elle peut se caractériser également par une concentration de coquilles brisées ou entières de coques et de turritelles (espèce vivant sur un substrat fin et peu mobile) notamment dans le Passage de l'Est, dans le prolongement de la Charente, au niveau de l'île d'Aix. Cette discontinuité met en évidence un chenal principal rectiligne, en

entonnoir. La morphologie de R(Uea3) peut être interprétée comme étant la signature d'une surface de ravinement tidale (TRS). De part et d'autre de ce chenal, cette discontinuité R(Uea3) est plane et régionale.

Entre les unités Uea3 et Uea6 sus-jacentes, on observe deux bancs sableux Uea4 et Uea5, localisés sur les interfluves de la vallée incisée d'Antioche. L'édification de ces bancs de sable (Longe de Boyard et banc de la Rade des Trousses) représente une période pendant laquelle il y a eu soit absence de sédimentation, soit érosion au toit de Uea3 (R(Uea3) dans les chenaux tidaux définis par R(Uea3) (Charente, Passages de l'Est et de l'Ouest). Ainsi, cette discontinuité R(Uea3) correspond à un hiatus sédimentaire dont la durée n'est pas déterminée. Cette période, illustrant une rupture dans le rythme de colmatage, se matérialise par l'accumulation sur quelques centimètres de surface condensée. Plus au Sud dans les zones plus abritées et notamment dans la Rade des Trousses, cette accumulation coquillière est discontinue.

- <u>Uea4 Fs.ea-01 : Un banc sableux estuarien sur les interfluves :</u> Parallèlement à ce hiatus sédimentaire observé dans les chenaux de la Rade des basques, les étroits chenaux secondaires permettant la communication entre le Nord de la Baie de Marennes–Oléron et le Pertuis d'Antioche sont recouverts par un banc de sable (Uea4) correspondant au cœur de la Longe de Boyard. Il est constitué de sables grossiers ou de graviers d'origine marine. La morphologie de la Longe de Boyard, en banc allongé parallèle aux chenaux de marée et aux courants, localisé au sein d'une baie ouverte vers le large, est caractéristique d'un environnement dominé par les courants de marée (Cf. 1.4). Ceci permet de le classer parmi les bancs de type estuarien ou banc de type II (Chaumillon et al., 2001; Chaumillon et al., 2002b).
- <u>Uea5 Fs.ea-03 et Uea7 Fs.ea-04 / Uea6 Fs.ea-07: Deux environnements</u> <u>sédimentaires sommitaux géographiquement séparés :</u> La fin du comblement se distingue par deux environnements de dépôts simultanés bien séparés géographiquement et de nature différente :
 - Sur l'interfluve Sud-Ouest de la Rade des Basques, la sédimentation se poursuit par des dépôts de sables marins :(1) l'édification du Banc de la Rade des Trousse (Uea5) dont la partie septentrionale enfouie sous la vase est antérieure à 850 BP, (2) la construction de la Pointe des Saumonards située dans la continuité Nord de Uea5 montrant une accrétion depuis 1824 et (3) l'évolution morphologique de la longe de Boyard par l'adjonction de nouveaux dépôts de sables fins (Fs.ea-04) sur les flancs de la Longe de Boyard (Uea7).
 - Dans les chenaux (Rades des Basques et des Trousses : R(Uea3)), le comblement se caractérise par des sédiments vaseux (configuration interne horizontale) pratiquement dépourvus en sables fins (Uea6- Fs.ea-07) et associés à des coquilles représentatives d'un milieu infra-littoral supérieur. Cette nappe de vase recouvre parfois des dépôts sableux récents comme ceux de Uea5.

5.2.1.3.4.2 <u>Evolution des environnements de dépôt lors du comblement du Pertuis d'Antioche</u> Le comblement de cette partie interne du pertuis se décompose en trois phases reflétant des environnements de dépôts distincts.

 <u>Phase 1– La sédimentation se cantonne aux vallées et chenaux (Uea1 ; Uea2 – Fs.ea-02</u> <u>et Uea3 – Fs.ea-05 et 06)</u>: De la base au sommet, cette phase se caractérise systématiquement par une diminution du pendage des réflecteurs des unités sismiques (Cf. Figure 5-44) associée à une grano-décroissance des sédiments. Cette évolution des faciès sismiques et sédimentologiques peut s'interpréter comme l'enregistrement d'une diminution de l'énergie du milieu de dépôts, durant ce début du comblement de la vallée.

Une organisation similaire du comblement a été observée dans l'estuaire actuel de la Charente et en amont, dans les marais côtiers de Voutron et de Rochefort (Cf. 2.1.5.1). En effet, la base du comblement, d'âge Holocène, y débute par des dépôts sableux grossiers localisés sur les bordures des vallées, similaires à ceux de Uea2. L'essentiel du remplissage se traduit ensuite par un comblement de nature sablo-vaseuse à vaseuse montrant également un grano-décroissement. Les datations réalisées montrent que ce comblement se réalise progressivement d'amont en aval, ce qui rappelle l'architecture de Uea3, progradant très légèrement vers l'Ouest. Ainsi, Uea3 serait l'équivalent d'une partie du remplissage des marais mais plus en aval et donc plus récent.

L'organisation des dépôts, pendant cette première phase, indique d'une part un granodécroisement des sédiments et d'autre part, une évolution depuis un environnement fluviotidal, vers un environnement plus franchement tidal, avec des sédiments estuariens et des migrations latérales de chenaux tidaux.

La forme initiale en méandres de la vallée incisée (segment oriental de la Rade des Basques) est remplacée par un chenal principal tidal rectiligne : R(Uea3). En fin de comblement par l'unité Uea3, cette portion de la vallée de la Charente présente alors une forme d'entonnoir (« funnel-shape ») caractéristique des estuaires dominés par les courants de marée (macrotidaux) (Cf. 1.4).

Cette morphologie de baie à sédimentation fine et dominée par les courants de marée pourrait correspondre à la partie centrale (bassin central) d'un estuaire mixte dominé par les vagues et les courants de marée ou uniquement par les marées.

- <u>Phase 2 La sédimentation se déplace vers les interfluves :</u> Cette phase se caractérise par:
 - (1) la mise en place d'une surface de ravinement régionale et localement chenalisante au toit de l'unité Uea3 ;
 - (2) La construction, notamment dans le Centre-Ouest de la baie, en bordure du chenal principal défini par R(Uea3), d'un banc d'estuaire longitudinal (la Longe de Boyard).

Les deux observations peuvent être interprétées comme la signature d'un environnement de dépôts qui est fortement dominé par les courants de marée.

La différence avec la phase précédente réside dans le passage d'une phase de comblement régional à une phase de comblement plus localisé sur l'interfluve Sud-Ouest, accompagné par un changement de nature depuis des alternances sablo-vaseuses vers des sables marins dépourvus de vases. La discontinuité R(Uea3) n'a pas été observée dans les dépôts des marais.

Etant donné qu'il s'agit d'une tendance qui se prolonge verticalement sur plusieurs mètres, nous proposons que ce changement de nature sédimentaire ne reflète sans doute pas un événement instantané. Plusieurs hypothèses sont alors envisageables :

- (1) Un changement climatique peut engendrer une augmentation de la fréquence des tempêtes et induire une houle plus forte, ce qui entraîne une augmentation des apports sableux provenant du large.
- (2) Une élévation du niveau marin peut permettre une meilleure pénétration de la houle dans la partie interne du pertuis et donc se traduire par une augmentation des apports sableux.
- (3) Une concentration des courants de marée dans les chenaux tidaux occasionne un rehaussement des interfluves.

• <u>Phase 3 – Une sédimentation mixte sur les interfluves et dans le chenaux (Uea6 – Fsea-07 et Uea7 – Fs.ea-04):</u>

Cette fin du comblement est constituée par les unités Uea5, Uea6 et Uea7.

Les dépôts grano-décroissants montrent une évolution verticale avec soit une prédominance de plus en plus franche de la fraction vaseuse (Fs.ea-07 – Uea6), soit une évolution vers des sables de plus en plus fins (Fs.ea-4 – Uea7).

Les dépôts plus vaseux de cette phase 3 pourraient correspondre à (1) une dynamique plus faible dans Ces chenaux tidaux (phase 1) et /ou (2) à une augmentation de la sédimentation des dépôts fins.

En résumé, le comblement de la partie interne du Pertuis d'Antioche se caractérise par une séquence globalement grano-décroissante, exceptée au niveau de l'interfluve Sud-Ouest où s'intercalent des bancs de sables, mais dont l'évolution illustre tout de même la tendance générale à la diminution de l'énergie du milieu.

Cette séquence de dépôt

- (1) Uea1 : environnement fluviatile ;
- (2) Uea2 : environnement fluvio-tidal d'estuaire interne ;
- (3) Uea3 : environnement tidal / estuaire central ;
- (4) Uea4, Uea5, Uea6 et Uea7 : environnement mixte (tidal et houle) ;

semble témoigner une migration latérale et verticale des environnements d'un estuaire.

5.2.1.3.4.3 <u>Le remplissage de la vallée d'Antioche : Comparaison entre le Seuil Inter-</u> <u>Insulaire et le Pertuis d'Antioche Interne :</u>

Le Pertuis d'Antioche comprend deux sous-bassins déconnectés par une zone dépourvue de sédiment (Cf Figure 5-45). Si on compare l'organisation et les caractéristiques des dépôts dans ces deux domaines, nous pouvons observer un certain nombre de similitudes.

Chapitre 5 – L'évolution du littoral à l'échelle millénaire / La couverture sédimentaire

			Ouest		No. No.
N	Ein Auslandin Sud		Seuil Inter-Insulaire	Yalio Antioche Sail	
	te attive Austine the East for charte Granet de la France P. es andares Fait de la France of Aust	Latinte	Fosse d'Antioche	Valle Ladiarie Fat	er Platinske
Rented for Landau	ak de langes	En l'ann	Rada des Basques	Each des Résignes	Bankar 198
Sert is is birds the months as i	Halt & Dense Pr	nin földade: Kale de Rogen	Tort & site estud	n ditre: Bale de Trenen 	Perkind Ladicke Kald-de Beger
Ouest	Naran de Roche Sort		Manus Rochefort Est	Marsie de Bachelter	E
Scail Inter-Insolation		Fosse d'Antioche	Rade des	Вакция	a Manais Rochef
	Vise estuariante actuelle Sablio fins marine actuels	Sahles de pla Sahles de ban d'embouchur	toforme Berros sa fala s	filosom Sali les Or natos Sali tin Sali	us grassion rio-tidaus us of gravian Dariatiles

Figure 5-45 : Représentation schématique du remplissage (architecture et faciès) du Pertuis d'Antioche (coupes transversales et longitudinales).

En effet, la base du comblement présente des faciès sédimentaires et sismiques analogues pouvant donc être interprétés comme témoins d'environnements proches (Cf. Figure 5-45). Ils correspondent à la succession :

- (1) de lentilles de fond de vallées interprétées par analogie avec la Gironde, comme constituées de sédiments grossiers d'origine fluviatile.
- (2) des structures prograndantes constituées par des sables marins, localisées dans les flancs convexes des méandres et interprétées comme des barres de méandre fluvio-tidales.
- (3) d'un comblement de vallée de nature sablo-vaseux interprété comme étant d'origine estuarienne.

La suite du comblement diffère par contre suivant la zone avec sur le Seuil Inter-Insulaire, la construction d'un barre d'embouchure dans un environnement dominé par la houle définissant un « Sandwich sédimentaire » défini par Aschley et Shéridan (1994) et un grano-croissement (Cf. Figure 5-45) tandis que dans la partie interne la série est grano-décroissante excepté localement au niveau des bancs de sables tidaux.

Ainsi, ces deux zones du Pertuis d'Antioche montrent la même évolution du milieu de dépôt avec :

- à la base : des environnements caractéristiques d'une partie interne d'un estuaire mixte ;
- au sommet : des environnements caractéristiques d'un estuaire externe au niveau du seuil et d'un estuaire central distal au niveau de la partie interne.

Cette succession d'environnements semble représenter la rétrogradation des faciès d'un estuaire mixte dominé par les courants de marée et la houle. La séquence de la partie interne du Pertuis d'Antioche serait donc analogue à celle observée dans le comblement du Seuil Inter-Insulaire mais décalée dans le temps. Elle pourrait ainsi illustrer une rétrogradation des faciès de l'estuaire vers l'Est.

5.2.2 Le Pertuis Breton

Il existe une dissymétrie entre le flanc et l'interfluve Nord du Pertuis Breton, où on observe de larges et épais dépôts (25 m), et l'interfluve Sud où la couverture sédimentaire est de plus faible épaisseur (8 m maximum) (Cf. Figure 5-21). Des éperons rocheux comme la Pointe du Grouin du Cou ou le Banc du Rocha délimitent également plusieurs zones de sédimentation. Ainsi, sur la carte des isopaques des sédiments meubles (Cf. Figure 5-21), nous distinguons six zones de remplissages distinctes (Cf. 5.2).

5.2.2.1 <u>Description des faciès sismiques</u>

En se fondant sur les principes de stratigraphie sismique, nous avons pu distinguer vingt cinq unités sismiques.

5.2.2.1.1 <u>Le Seuil Vendéo-Rhétais</u>

Tous les profils réalisés sur le Seuil Vendéo-Rhétais sont orientés selon la direction Nord-Sud. Ainsi, les valeurs indiquées des pendages des réflecteurs sont des valeurs apparentes. Quatre unités sismiques ont été identifiées (Cf. Tableau 5-5, **Figure 5-46** et Figure 5-47). De la base vers le toit, nous observons :

• <u>Unité Usb1 :</u> Elle constitue l'essentiel du remplissage de la vallée incisée sous le Seuil Vendéo-Rhétais. Elle se caractérise par une configuration interne oblique-parallèle à fort pendage vers le Sud (pendage apparent de 4.00°), parfois difficile à observer du fait de la faible continuité des réflecteurs. Ceux-ci downlappent et onlappent sur la discontinuité R1, c'est à dire sur le socle mésozoïque. Le toit de l'unité Usb1 correspond à une surface d'érosion. Cette discontinuité est plane et se situe à une profondeur relativement constante d'environ (-32 m C.M.). Notée R(32), elle se confond avec la discontinuité R1 au niveau des interfluves de la vallée incisée.

Les unités sismiques suivantes (Usb2, Usb3 et Usb4) recouvrent Usb1 qui est confinée dans la vallée incisée, et débordent largement sur les interfluves. L'épaisseur moyenne de l'ensemble de ces trois unités, est comprise entre 10 et 12 m, et constitue un volume de sédiment d'environ $1030 \times 10^6 \text{m}^3$, répartis sur une surface de 229 x 10^6m^2 .

- <u>Unité Usb2</u>: Cette unité est progradante avec des reflecteurs internes à faible pendage apparent (0,8 à 0,9°). Nous avons pu distinguer deux sous-unités qui se différencient par leur configuration interne et par la morphologie de leur toit.
 - La <u>sous-unité Usb2a</u> est localisée dans la partie Sud du Seuil Vendéo-Rhétais. Les réflecteurs internes montrent un pendage vers le Sud. La discontinuité supérieure se confond avec le fond marin actuel.
 - La <u>sous-unité Usb2b</u> est localisée dans la partie Nord du Seuil Vendéo-Rhétais. Les réflecteurs internes montrent un pendage vers le Nord. Sa discontinuité supérieure est de type érosionnel et montre une morphologie de type chenalisante. Cinq chenaux de 7 à 8 m de profondeur et de 800 à 1500 m de largeur y ont été identifiés. Le chenal le plus large se situe le plus au Nord (Cf. Figure 5-46).
- <u>Unité Usb3</u>: Usb3 comble les chenaux délimités par le toit de Usb2b. Il s'agit d'une unité transparente montrant quelques réflecteurs internes épars, avec de forts pendages apparents vers le Nord (environ 3°) (Cf. Figure 5-46). Elle est caractérisée par une discontinuité supérieure plane qui se confond avec le fond marin actuel dans la partie méridionale de la zone. Cette discontinuité plane est située à une profondeur de l'ordre de –24 m C.M. et est nommée R(24).
- <u>Unité Usb4 :</u> Il s'agit d'une unité sismique en nappe de 5 à 7 m d'épaisseur qui recouvre la majeure partie du Seuil Vendéo-Rhétais (Cf. Figure 5-46).



Chapitre 5 – L'évolution du littoral à l'échelle millénaire / La couverture sédimentaire

Figure 5-46 : Profils sismiques Sparker traités et leur interprétation montrant la couverture sédimentaire du Seuil Vendéo-Rhétais



Figure 5-47 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant la couverture sédimentaire du Seuil Vendéo-Rhétais.

La configuration interne de Usb4 est souvent masquée par le signal du Sparker au niveau de l'interface eau / sédiment. Quelques réflecteurs en toit de bardeaux, de pendage apparent vers le Nord, ont été observés.

Son toit correspond à une discontinuité de type érosionnelle plane située à une profondeur d'environ -17 m C.M. et nommée R(17).

			Analys	e en terme	de stratigr	aphie sis	mique		
Unités sismique	es	Caract. des réflecteurs	Configu- ration interne	Terminaisons	des réflexions	éflexions Pendage vrai ou apparent Forme externe		Epaisseur max. (m)	Volume (10 ⁶ m ³)
Usb4			Toit de bardeaux	T : Erosion B : Downlap	R17 = Fond marin	- (N)	Nappe	5 à 7	340
Usb3		F : Moyenne A : Faible C : Faible	Oblique- parallèle à fort pendage	T : Erosion B : Downlap	K24	2.90° (N)	Remplissage de vallée	5 à 10	
Usb2	b	F : Haute A · Movenne	Oblique- parallèle à	T : Toplap & Erosion		0.80° (N)	Coin	5 à 10	713
0302	a	C : Moyenne	pendage modéré	B : Onlap & Downlap	R32	0.90° (S)		10 à 15	
Usb1		F : Haute A : Moyenne C : Faible	Oblique- parallèle à fort pendage	T : Erosion B : Onlap & Downlap	R1	4.00° (S)	Remplissage de vallée	10	92

 Tableau 5-5 : Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées au niveau du Seuil Vendéo-Rhétais;

 (F : fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B : terminaison à la Base).

5.2.2.1.2 La paléo-vallée du Lay

Deux unités sismiques ont été identifiées et leurs caractéristiques sont résumées dans le Tableau 5-6 et la Figure 5-48. Les particularités de chacune de ces unités sont détaillées dans les paragraphes suivants.

De la base au sommet, nous observons :

- <u>Unité Uvl1 :</u> Cette unité basale du comblement de la paléo-vallée du Lay montre une configuration oblique-parallèle avec des réflecteurs internes à fort pendage vers le Sud-Ouest (Cf. Figure 5-49).Sa discontinuité sommitale est de type érosionnelle. Elle est plane et se situe à une profondeur constante d'environ à -24 m C.M. : R(24).
- <u>Unité Uvl2 :</u> Elle recouvre à la fois l'unité Uvl1 et le substratum mésozoïque (Cf. Figure 5-49). Elle se caractérise par une configuration oblique-parallèle avec des réflecteurs internes à pendage vers le Nord-Est. Sa discontinuité supérieure R(17) est généralement plane et est située à environ 17 m C.M. Elle se confond avec le fond marin actuel. Localement, R(17) montre une morphologie chenalisante au toit de Uvl1 et définit un thalweg décalé vers le Nord par rapport à celui de la vallée incisée dans le socle (Cf. Figure 5-49).

		Analys	e en terme de	strat	igra	phie sisn	nique		
Unités sismiques	Caract. des réflecteur.	Configura- tion interne	Terminaisons des réflexions			Pendage vrai ou apparent	Forme externe	Epaisseur max. (m)	Volume (10 ⁶ m ³)
Uvl2	F: Moyenne A: Forte C: Forte	Oblique- parallèle à fort pendage	T : Toplap & Erosion B : Downlap	R(17) = Fond marin R1		(SSW)	Remplissage de vallée	15	150
Uvl1	F: Moyenne A: Faible C: Faible	Oblique- parallèle à pendage modéré	T : Toplap & Erosion B : Downlap	R(24)		(NNE)	Remplissage de vallée	7	30

Tableau 5-6: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées dans la paléo-vallée du Lay; (F : fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B : terminaison à la Base).



Figure 5-48 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant le remplissage dans la paléo-vallée du Lay.

5.2.2.1.3 <u>La Fosse Occidentale de Chevarache.</u>

Quatre unités sismiques ont été mises en évidence dans cette partie du Pertuis Breton et leurs caractéristiques sont résumées dans le Tableau 5-7 et la Figure 5-50. Les particularités de chacune de ces unités sont détaillées dans les paragraphes suivants.

		Analyse	en terme d	e stratigra	aphie sis	mique		
Unités sismiques	Caract. des réflecteurs	Configu- ration interne	Terminai réflex	sons des ions	Pendage vrai ou apparent	Forme externe	Epaisseur max. (m)	Volume (10 ⁶ m ³)
Uwo4	F : Moyenne	Parallèle	T : Toplap	Fond marin		Nanna	232	1
Uwc4	C : Forte	horizontale	B : Downlap	D17		парре	2 a 5	/
Lloug 2	F : Moyenne	Oblique	T : Toplap	K1/		Remplissage	5.2.6	5
Uwc3	C : Faible	fort pendage	B : Downlap	R24	(E)	vallée	580	5
11 . 2	F : Moyenne	Oblique -	T : Toplap			Remplissage	5.5	~
Uwc2	C : Faible	fort pendage	B : Downlap		(E)	de bordure de vallée	5 8 6	5
Uwc1	F: Moyenne A: Faible C: Faible	Oblique - parallèle à fort pendage	T : Toplap et/ou Erosion B : Downlap	R32	(NE)	Remplissage de vallée	11	45

Tableau 5-7: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées dans la Fosse Occidentale de Chevarache; (F : fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B : terminaison à la Base).

Les trois unités basales présentent la même configuration interne oblique-parallèle. De la base au sommet, nous observons :

- <u>Unité Uwc1</u>: Cette unité épaisse de 11 m représente le remplissage principal de la Fosse Occidentale de Chevarache (Cf. Figure 5-49). Les réflecteurs internes montrent un pendage vers l'Ouest et downlappent directement sur le socle mésozoïque. La discontinuité sommitale R(32) est plane et située à une profondeur d'environ –32 m C.M.
- <u>Unité Uwc2</u>: Uwc2 est plus petite que la précédente (5 x 10⁶ m³) et est localisée dans la Fosse Occidentale de Chevarache. Elle présente une forme de prisme accolé à la bordure Ouest de la fosse (Cf. Figure 5-49). Sa configuration interne présente des réflecteurs à pendage vers l'Est qui downlappent à la fois sur le substratum mésozoïque et sur l'unité Uwc1. La terminaison sommitale des réflecteurs internes à Uwc2 correspond à des toplaps. La discontinuité supérieure de Uwc2 est plane. Elle se confond avec le fond marin actuel et est située à une profondeur d'environ –24 m C.M. On la nomme R(24).
- <u>Unité Uwc3</u>: Elle est également accolée à la bordure Ouest de la Fosse Occidentale de Chevarache mais est décalée vers l'Ouest par rapport à Uwc2 (Cf. Figure 5-49).Cette unité est similaire à la précédente aussi bien du point de vue des configurations internes que des formes externes. De plus, sa discontinuité sommitale, représentée par des toplaps, est plane et située à une profondeur d'environ –17 m C.M. : R(17).





Figure 5-49 : Profils sismiques Sparker traités et leur interprétation illustrant le remplissage sédimentaire dans la paléo-vallée du Lay et dans la fosse Occidentale Chevarache

• Unité Uwc4 :

Uwc4 est une unité sismique en nappe peu épaisse (2 - 3 m) montrant des réflecteurs internes sub-horizontaux et parallèles. Elle recouvre l'unité de comblement basale Uwc1 (Cf. Figure 5-49).

Au niveau des interfluves de la Fosse Occidentale de Chevarache, aucune unité sismique n'est observée sur le socle mésozoïque.



Figure 5-50 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant le remplissage sédimentaire dans la Fosse Occidentale de Chevarache.

5.2.2.1.4 La bordure Nord-Ouest de L'île de Ré

Les profils sismiques réalisés entre les Pointes de Loix et du Lizay et sur le banc du Bûcheron ont permis de mettre en évidence quatre unités sismiques déposées sur le socle mésozoïque. Leurs caractéristiques sont résumées dans le Tableau 5-8 et la Figure 5-51. Les particularités de chacune de ces unités sont détaillées dans les paragraphes suivants. De la base au sommet, nous observons :

- <u>Unité Urn1</u>: Urn1 est une unité sismique dont la forme externe correspond à un banc allongé (longueur : 3000 m, largeur : 700 m) d'orientation Est-Ouest et reposant directement sur le socle mésozoïque (Cf. Figure 5-52, Figure 5-53 et Figure 5-54). Urn1 montre une configuration interne chaotique. Sa discontinuité sommitale est convexe vers le haut et sa partie supérieure est située à environ -6 m C.M.
- <u>Unité Urn2</u>: Urn2 est une unité sismique dont la forme externe correspond à un banc allongé (longueur : 3000 m) montrant une configuration interne oblique-parallèle avec des réflecteurs à fort pendage (Cf. Figure 5-52, Figure 5-53 et Figure 5-54). Sa discontinuité supérieure R(4) est ondulée ou plane située à une profondeur de -4 m C.M.

	Analyse en terme de stratigraphie sismique												
Unités sismiques	Caract. des réflecteurs.	Configura- tion interne	Terminaisons des réflexions			Pendage vrai ou apparent	Forme externe	Epaisseur max. (m)	Volume (10 ⁶ m ³)				
Urn/	F : Basse A : Faible à	Parallèle	T : Toplap	Fond r	narin		Nanne	5					
01114	Moyenne C : Forte	horizontale	B : Downlap	R6 &	R4		марре	5					
	F : Basse A : Movenne		T: Toplap	Fond marin			Banc						
Urn3	C : Faible	Complexe	et/ou Erosion B : Downlap	R4	& R1	NE	allongé	10	5				
	F: Basse	Oblique -	T : Toplap				Dava						
Urn2	A : Moyenne C : Faible	fort pendage	et/ou Erosion B : Downlap	De	& R1	NE	Banc allongé	12	5				
Urn1	F: Moyenne A: Moyenne C: Faible	Chaotique	T : Toplap B : Downlap	KÜ			Banc allongé	11	43				

Tableau 5-8: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées au niveau de la bordure Nord-Ouest
de l'île de Ré ; (F : fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B : terminaison à la
Base).

• <u>Unité Urn3</u>: Urn3 est une unité sismique dont la forme externe correspond à un banc allongé (longueur : 3000 m) présentant une configuration interne complexe, incluant à la fois des réflecteurs sub-horizontaux et oblique-parallèles à pendage vers le Nord (Cf. Figure 5-52, Figure 5-53 et Figure 5-54). Cette unité correspond au banc de sable intertidal actuel du banc du Bûcheron (Cf. 4.2.2.1.6).

• <u>Unité Urn4</u>: Cette unité sismique a une forme externe en nappe (Cf. Figure 5-52, Figure 5-53 et Figure 5-54). Elle repose sur l'unité sismique Urn1. Sa configuration interne montre des réflecteurs sub-horizontaux.



Figure 5-51 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant la couverture sédimentaire de la partie Nord-Est de l'île de Ré.



Figure 5-52 : Profils sismiques Boomer IKB Seistec traités et leur interprétation illustrant la couverture sédimentaire sur la côte Nord-Est de l'île de Ré (Pointe de Lizay).



Figure 5-53: Profils sismiques Boomer IKB Seistec traités et leur interprétation illustrant la couverture sédimentaire sur la côte Nord-Est de l'île de Ré (Banc du Bûcheron) ; (localisation Cf. Figure 5-54).

Chapitre 5 – L'évolution du littoral à l'échelle millénaire / La couverture sédimentaire





Figure 5-54 : Profils sismiques Boomer IKB Seistec traités et leur interprétation illustrant la couverture sédimentaire sur la côte Nord-Est de l'île de Ré (Banc du Bûcheron).

5.2.2.1.5 La Fosse Orientale de Chevarache

Six unités sismiques principales ont été identifiées et leurs caractéristiques sont résumées dans le Tableau 5-9, la Figure 5-55 et la Figure 5-56. Les cinq unités basales montrent la même configuration oblique-parallèle (Cf. Figure 5-57 et Figure 5-58). Les particularités de chacune de ces unités sont détaillées dans les paragraphes suivants. De la base au sommet, on observe :

- <u>Unité Uec1 :</u> Elle est subdivisée en deux sous-unités :
 - <u>Sous-unité Uec1a</u>: Elle repose sur la bordure Ouest du Seuil de Chevarache (Cf. 5.1.2.3). Les réflecteurs internes montrent un pendage vers le Sud. Sa discontinuité sommitale présente une morphologie en dunes hydrauliques, hautes de 3 à 8 m, et dont les flancs courts sont orientés vers l'Est (Cf. Figure 5-60). La base de ces crêtes de dunes se situe à une profondeur moyenne de -24 m C.M.
 - <u>Sous-unité Uec1b</u>: Elle montre des réflecteurs internes avec des pendages Sud-Ouest qui downlappent sur le substratum mésozoïque (Bordure Nord de la fosse) (Cf. Figure

5-57, Figure 5-58 et Figure 5-60). Sa discontinuité supérieure R(24) se caractérise par des toplaps. Elle est plane et se situe à une profondeur constante d'environ -24 m C.M.

- <u>Unité Uec2</u> : Uec2 est une unité progradante vers le Sud-Est et est constituée par trois sous-unités :
 - <u>Sous-unité Uec2a</u>: Elle est localisée contre la bordure Nord de la Fosse Orientale de Chevarache. Elle repose à la fois sur le socle mésozoïque et sur Uec1b. Uec2a est décalée vers le Nord-Est par rapport à Uec1b. Sa discontinuité supérieure montre une morphologie en dunes hydrauliques dont l'amplitude est comprise entre 3 et 5 m (Cf. Figure 5-57, Figure 5-58 et Figure 5-60).
 - <u>Sous-unité Uec2b</u>: Cette unité comble la vallée sur toute sa largeur, contrairement aux autres sous-unités de Uec2 qui n'occupent que partiellement la vallée. Elle est localisée dans la partie Est de la Fosse Orientale de Chevarache (Cf. Figure 5-57 et Figure 5-58). Elle repose sur le socle mésozoïque et sa discontinuité supérieure est définie par des toplaps.
 - <u>Sous-unité Uec2c</u>: Elle est située dans le prolongement de la paléo-vallée de la Vendée (Interfluve Nord de la fosse) (Cf. 5.1.2.3) et repose sur le socle mésozoïque (Cf. Figure 5-57 et Figure 5-58). Sa forme externe correspond à un prisme triangulaire. Sa bordure Nord-Ouest est accolée à la pointe rocheuse du Grouin du Cou et son sommet est orienté vers le Sud-Est. La discontinuité sommitale de Uec2c est définie à la fois par des toplaps et par une troncature des terminaisons supérieures de ses réflecteurs. La partie érosionnelle de la discontinuité sommitale de Uec2c définit un chenal orienté Nord / Sud de 7000 m de large et 7.5 m de profondeur.

Les secteurs des discontinuités supérieures de Uec2b & c définies par des toplaps sont plans et situés à une profondeur d'environ -17 m C.M. Ils sont nommés R(17).

- <u>Unité Uec3 :</u> On distingue deux sous-unités :
 - <u>Sous-unité Uec3a</u>: Elle est localisée dans la paléo-vallée de la Vendée (Interfluve Nord : Cf. 5.1.2.3) (Cf. Figure 5-57, Figure 5-58 et Figure 5-59). Sa forme externe correspond à un prisme triangulaire identique à Uec2c mais décalé vers le Nord-Est. Sa discontinuité sommitale présente localement une partie érosionnelle définissant un chenal coudé, d'orientation Nord-Sud puis Nord-Ouest / Sud- Est vers l'Est. Ce chenal est moins large que celui localisé au toit de Uec2c (1400 m) mais sa profondeur est identique (7.5 m). Le débouché de ce chenal vers la fosse de Chevarache est également décalé vers le Nord-Est par rapport au chenal localisé au toit de Uec2c.
 - <u>Sous-unité Uec3b</u>: Cette sous-unité est située à l'Est du chenal localisé au toit de Uec3b et constitue son flanc Nord-Est. Par rapport à Uec3a (pendage vers le Sud-Est), le pendage de ces réflecteurs internes est vers le Sud-Ouest (Cf. Figure 5-57, Figure 5-58 et Figure 5-59).

Ces sous-unités reposent à la fois sur le socle mésozoïque et sur Uec2. Leur discontinuité sommitale R(10) est localement plane et située à une profondeur d'environ -10 m C.M.



Figure 5-55 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant le remplissage dans la Fosse Orientale de Chevarache.



Figure 5-56 Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant le remplissage dans la Fosse Orientale de Chevarache.





Figure 5-57 : Profils sismiques Sparker d'orientation Nord / Sud traités et leur interprétation montrant la <u>couverture séd</u>imentaire de la Fosse Orientale de Chevarache.



Figure 5-58 : Profils sismiques Sparker d'orientation Nord / Sud traités et leur interprétation montrant la couverture sédimentaire de la Fosse Orientale de Chevarache.



INVER- MAZIN

Nur-1/12

Nord-Ouest



2

10

18912

10 Mil

Inter A125

ġ

44

inist:

Ē

Nord-Ouest

ģ

Figure 5-60 : Profils sismiques Sparker d'orientation Nord-Ouest / Sud -Est traités et leur interprétation montrant la couverture sédimentaire de la Fosse Orientale de Chevarache.

			Ana	lyse	en terme d	le str	atig	rap	hie s	ismique			
Unité sismiqı	es 1es	Caract. des réflecteurs	Configu- ration interne	Te	rminaisons des	réflexi	ions	Pen vra app	idage ai ou arent	Forme externe	Epais -seur max. (m)	Volu- me (10 ⁶ m ³)	Localisa- tion
Uece	5	F: Moyenne à basse A: Forte C: Forte	Parallèle Sub- horizontal	T:' B:]	Toplap Downlap	For mar R1, F R24, R1	nd rin R32, R17, 10	-		Nappe	12	277 avec Uep3	Fosse et chenaux
Uec5	5	F : Moyenne A : Moyenne C : Faible	Oblique- parallèle à pendage modéré	T : ' Eros B : !	Toplap & sion Downlap	R4 R6	4 & R1	Е	NE	Prisme	9	77	Interfluve Nord
Uec4	Ļ	F : Haute A : Moyenne C : Faible	Oblique- parallèle à fort pendage	T : ' Eros B : !	Toplap & sion Downlap		& R1	4. E	00° NE	Prisme	10	118	Interfluve Nord
Uec3	b	F: Haute A: Moyenne C: Moyenne	Oblique- parallèle à fort pendage	B : Downlap	T : Toplap & Erosion	R10		2.9 à 3.0	SW SE	Remplissage de bordure de vallée Triangulaire Remplissage de bordure de	11	200	Vallée de la Vendée
					B : Downlap		R1			vallee			Vallée
	c	c			T : Toplap & Erosion	R17				Triangulaire Remplissage de bordure de vallée	18	120	Vallée de la Vendée
Uec2	b	F: Haute A: Moyenne C: Faible	Oblique- parallèle à fort	b	T : Toplap	R1	17	3.0 3.20	00 à ° SSE	Remplissage de vallée	12	37	Partie Est de la vallée principale
			pendage	ownla	T : Dunes hydrauliques	R1 In	17 1f.			Remplissage	12	50	Vallée
	a			B :D	B : Downlap	R24	& R1			vallée	15	38	principale
	b	F : Haute	Oblique	đ	T : Toplap			3. S	10° SW	Remplissage	8		
Uec1	a	A : Moyenne C : Faible	parallèle à fort pendage	B : Downla	T : Dunes hydrauliques	R2	24 & R1	2.	90° SE	de bordure de vallée	14	244	Vallée principale

Tableau 5-9: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées dans et au Nord de la Fosse Orientale de Chevarache; (F : fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B : terminaison à la Base).

• <u>Unité Uec4 :</u> Cette unité est décalée vers le Nord-Est par rapport à Uec3 (Cf. Figure 5-57, Figure 5-58et Figure 5-59). Elle présente une forme externe en prisme. Elle est constituée

de réflecteurs internes à fort pendage qui downlappent à la fois sur le substratum mésozoïque et sur Uec3, c'est à dire R(10). Sa discontinuité supérieure est généralement plane, constituée de toplaps et située à une profondeur d'environ -6 m C.M. : R(6). Localement, cette discontinuité montre une zone érosionnelle définissant un chenal de 2 m de profondeur, de 1000 m de large et d'orientation N45°. Ce chenal est décalé vers le Nord par rapport à celui localisé au toit de Uec3b.

- <u>Unité Uec5</u>: Egalement en forme de prisme, cette unité repose sur le substratum mésozoïque et sur Uec4 (Cf. Figure 5-57, Figure 5-58 et Figure 5-59). Elle est décalée vers le Nord-Est par rapport à Uec4. Sa discontinuité sommitale est plane et localisée à environ -4 m C.M. Elle correspond au fond marin actuel. Localement, elle présente un chenal orienté N45° lui aussi décalé vers le Nord-Est par rapport à celui localisé au toit de Uec4.
- <u>Unité Uec6 :</u> Cette unité est principalement localisée dans la partie centrale de la Fosse Orientale de Chevarache (Cf. Figure 5-57, Figure 5-58 et Figure 5-60). Uec6 est une nappe discontinue qui présente des réflecteurs internes parallèles sub-horizontaux. Elle recouvre à la fois les unités basales du comblement de la vallée (Uec1 et Uec2) et le fond des chenaux identifiés au toit des unités Uec3, Uec4 et Uec5. Dans la Fosse Orientale de Chevarache, cette unité présente le même faciès acoustique sourd que celui déjà observé dans la partie interne du Pertuis d'Antioche (ZAS).

5.2.2.1.6 Le Peu Breton

Trois unités sismiques ont été identifiées dans cette partie orientale du Pertuis Breton et leurs caractéristiques sont résumées dans le Tableau 5-10 et la Figure 5-63. Les deux unités basales montrent une configuration interne oblique-parallèle (Cf. Figure 5-61 et Figure 5-62). Les particularités de chacune de ces unités sont détaillées dans les paragraphes suivants. De la base au sommet, nous observons :

- <u>Unité Upb1</u>: Cette unité montre des réflecteurs internes à fort pendage qui downlappent sur le substratum mésozoïque. Deux sous-unités ont été identifiées (Cf. Figure 5-61 et Figure 5-62):
 - <u>Sous-unité Upb1a</u>: Elle est localisée contre le flanc oriental du méandre de la vallée Inter-Pertuis Occidentale (Cf. 5.1.2.3). Le pendage des réflecteurs est dirigé vers l'intérieur de la vallée, c'est-à-dire vers l'Ouest et le Sud-Ouest. Sa discontinuité supérieure R(10) est plane et située à une profondeur d'environ -10 m C.M.
 - <u>Sous-unité Upb1b</u>. Elle se situe sur le flanc opposé (occidental) de la vallée Inter-Pertuis Ouest (Cf. 5.1.2.3). Les réflecteurs internes de Upb1b ont un pendage vers le Nord-Est. Sa discontinuité sommitale montre localement une morphologie en dunes hydrauliques de 3 à 6 m de hauteur. La profondeur moyenne du toit de cette sous-unité lorsqu'elle est plane, est localisée à -10 m C.M.



Figure 5-61 : Profils sismiques Sparker traités et leur interprétation montrant le remplissage sédimenatire du Peu Breton.





Figure 5-62 : Profils sismiques Sparker traités et leur interprétation montrant le remplissage sédimentaire du Peu Breton.



Figure 5-63 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant le remplissage du Peu Breton.

			Analyse	en t	erme de str	atigraph	nie sismi	que		
Unité sismiqu	s ies	Caract. des réflecteurs	Configu- ration interne	Te	rminaisons des	Pendage vrai ou apparent	Forme externe	Epais- seur max. (m)	Volume (10 ⁶ m ³)	
Upb3	1	F: MoyenneFaibleA: ForteC: Forte	Parallèle sub- horizontale	T:' B:]	Foplap Downlap	Fond marin R1, R10 & R6		Nappe	5	277 avec Uec6
Upb2	2	F: HauteOblique parallèle à fort angle de pendageT : Erd B :		T : ' Eros B :]	Toplap & sion Downlap	R6 R10 & R1	NE	Remplissage de bordure de vallée	14	327
	b	F : Movenne	Oblique	nlap	T : Dunes hydrauliques	R10 inf.	NE	Remplissage	10	99
Upb1	a	A : Moyenne C : Faible	parallèle à fort angle de pendage	B : Dow	T : Toplap B : Downlap	R10 R1	SW à W	de bordure de vallée	14	179

Tableau 5-10: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées dans le Peu Breton ; (F : fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B : terminaison à la Base).

- <u>Unité Upb2</u>: Cette unité est localisée dans les deux vallées Inter-Pertuis. Les réflecteurs présentent un pendage vers le Nord-Est et downlappent sur le socle rocheux et sur Upb1 (Cf. Figure 5-61 et Figure 5-62). Sa discontinuité supérieure est plane et située à une profondeur d'environ -6 m C.M.
- <u>Unité Upb3</u>: Cette unité de forme externe en nappe et de configuration interne subhorizontale est similaire à Uec6 et Uwc4 et recouvre Upb1 et Upb2 (Cf. Figure 5-61 et Figure 5-62). De plus, cette unité montre localement le même faciès acoustique sourd que celui observé dans la partie interne du Pertuis d'Antioche (ZAS).

5.2.2.2 <u>Description des faciès sédimentologiques du Pertuis Breton et relation avec les</u> <u>unités sismiques</u>

Lors de la mission de carottage Mobidyc 3, nous avons échantillonné certaines unités sismiques là où elles étaient susceptibles d'affleurer ou de sub-affleurer. Ainsi, nous avons pu distinguer huit lithofaciès qui diffèrent (Cf. Figure 5-68). L'ensemble de leur caractéristiques (numéro de carotte et échantillon, composition, paramètres granulométriques...) est présenté dans le Tableau 5-11. Des faciès les plus grossiers aux plus fins, nous distinguons :

- **Fs.pb-01- Sables très grossiers et Graviers :** Ce faciès sédimentaire est constitué de 70 à 80% de sables grossiers et de 10 à 20 % de graviers et galets. Il est associé à l'unité sismique Usb2a localisée au niveau du Seuil Vendéo-Rhétais.
- <u>Fs.pb-02 Sables très grossiers :</u> Il s'agit d'un sable grossier (60%) modérément classé (Mode : 650 μm) associé à de nombreuses coquilles brisées. Il a été carotté au sommet de

l'unité sismique Uec1a au niveau des dunes de Chevarache, entre les deux Fosses Occidentale et Orientale de Chevarache (Cf. 4.2.2.1.4).

	Analyse sédimentologique												
Faciès	iès Description Carottes et échantillons Compositi								trique	e	MGZ So Sk (µm)	Unité Sismique Corres pondante	
			V Si Sa SF					SG	G	С		_	
Fs.pb-01	Sables très grossiers et graviers	Carotte Cnexo (Cressard et Augris, 1977)	0	0	0	0	70 à 80	10 à 20	0			Usb2 a & b	
Fs.pb-02	Sables très grossiers	Kv63	0	0	0	0	37 9	60 7	3	0	456 0.646 1.875	Uec1a	
Fs.pb-03	Sables grossiers orange	Kv68-130 et 195 mm	4	0	1	4	30	33	28	0	389 1.7 2.4	Uec1b	
Fs.pb-04	Sables grossiers orange et coquillier	Prélèvement à la benne & carottes Cnexo (Cressard et Augris, 1977)	0	0	1	7	74	16	2	1	295 0.666 0.006	Usb3 Uec5	
Fs.pb-05	Sables moyens à grossiers coquilliers	Kv 64 – 60 et 145 mm Kv65 – 135 et 215 mm kv62 -35 et 125 mm Kv66 – 75 et 140 mm	4	0	1	1	90	4	0		333 1.448 2.009	Urn1 Uec2 Uec4 Uep2 Uep3	
Fs.pb-06	Sables moyens à fins	Prélèvement à la benne & carottes Cnexo (Cressard et Augris, 1977)	1	0	2	24	61	11	0	0	241 0.868 1.819	Usb4 Urn3	
Fs.pb-07	Vases sableuse	Prélèvements Kv62 – 0 -35 mm	25	3	13	20	25	13	0	0	119 2.362 1.381	Uwc4 Urn4	
Fs pb-08	Vases noire	Prélèvements Kv64 – 0 et 60 mm Kv65 – 0 et 135 mm	77	9	9	3	2	0	1	0	0.018 2.011 -0.048	Uec6 Uep3	
13.00 00	ou brunes	Kv66 – 0 et 155 mm Kv68 – 0 et 130 mm	53	10	19	10	6	1	1	0		0.021 2.389 0.222	

Tableau 5-11 : Tableau des caractéristiques des faciès sédimentaires classés suivant leur granulométrie moyenne. (V : Vases ; Si : Silts ; Sa : Sablons ; Sf : Sables-fins ; S : Sables ; Sg : Sables-grossiers ; G : Graviers ; C : Cailloutis – MGZ : Mean Grain Size ; So : Sorting / Classement ; Sk : Skewness / asymétrie).

- <u>Fs.pb-03 Sables grossiers orange :</u> Ce faciès est faiblement classé. Il est constitué de sables moyens à grossiers oranges (60%; Mode : 400μm) et de graviers (20%). Il faut également noter la présence de coquilles marines. Il est localisé au niveau de la Fosse Orientale de Chevarache au sommet de l'unité Uec1b (Cf. Figure 5-65 et Figure 5-66).
- Fs.pb-04 Sables grossiers orange coquilliers : Il s'agit d'un sable modérément classé (Mode : 400-550 µm) composé de 74% de sables et de 2% de graviers. De plus, il comporte de nombreuses coquilles brisées. Ce faciès est corrélé avec les unités sismiques

Usb3 et Uec5, localisées respectivement au niveau du Seuil Vendéo-Rhétais et de la Fosse Orientale de Chevarache.

- <u>Fs.pb-05 Sables moyens à grossiers coquilliers</u>: Ce faciès est composé de 90 % de sables moyens (Mode : 250-350 μm) et de nombreux fragments de coquilles parfois concentrés dans des lits d'épaisseur pluri-centrimétrique. Deux phases granulométriques mineures plus grossières ont également été identifiées dans ce faciès ; leur mode est de 800 μm et 1200 μm. La couleur est gris-jaune et constitue le faciès le plus répandu à l'affleurement actuellement (Cf. Figure 4-2). Il correspond au toit des unités sismiques Urn1, Uec2, Uec4, Uepb2 et Uepb3 (Cf. Figure 5-65, Figure 5-64 et Figure 5-67).
- <u>Fs.pb-06 Sables moyens à fins :</u> Il s'agit un sable beige et gris modérément classé (Mode : 200-300µm) composé de 24% de sables fins et à 61% de sables moyens. Il correspond au sommet du Seuil Vendéo-Rhétais (Unité : Usb4) et au banc du Bûcheron actuel (Unité :Urn3).



Figure 5-64 : Photographie et résultats des analyses (log, granulométrie et densité) de la carotte Kv66 située sur les dunes fossiles de la Fosse Orientale de Chevarache (localisation : Cf. Figure 5-60).


KV68

Figure 5-65 : Photographie et résultats des analyses (log, granulométrie et couleur) de la carotte Kv68 et son analyse située dans la Fosse Orientale de Chevarache (localisation : Cf. Figure 5-60).



KV65

Figure 5-66 : Photographie et résultats des analyses (log, granulométrie et densité) de la carotte Kv65 située sur les dunes fossiles de la Fosse Orientale de Chevarache (localisation : Cf. Figure 5-60).



KV64

Figure 5-67 : Photographie et résultats des analyses (log, granulométrie et densité) des carottes Kv64 située sur dans le Peu Breton et Kv62 située au Nord-Est de l'île de Ré (localisation : Cf.Figure 5-52).



Figure 5-68 : Granulométrie des faciès sédimentologiques du Pertuis Breton.

- <u>Fs.pb-07 Sables fins vaseux</u>: Il s'agit d'un faciès sédimentaire hétérolithique comprenant 28% de vase, 33% de sables fins, 20% de sables moyens et 13 % de sables grossiers. Le mode principal est situé entre 150 et 200 µm. Ce faciès correspond à l'unité superficielle en nappe située dans la Fosse Occidentale de Chevarache (Uwc4) et sur le banc le plus profond de la bordure Nord-Est de l'île de Ré (Urn4).
- Fs.pb-08 Vases noires et brunes : Ce faciès sédimentaire est dominé par 86% de vases (Mode : 6-8 μm). Il est constitué par deux sous-faciès qui se différencient par leurs pourcentages respectifs en vases et sables fins :
 - Fs.pb-08a : 86 % de vases silteuses et 12 % de sables fins,
 - Fs.pb-08b : 63% de vase et 29% de sables fins.
 - Ce faciès Fs.pb-08 correspond aux unités superficielles en nappe (Uec6 et Upp3) qui recouvrent les unités à configuration oblique-parallèle de la Fosse Orientale de Chevarache (Uec1, Uec1, Uec2) et du Peu Breton (Uep1 et Uepb2).

5.2.2.3 Interprétation

Nous avons donc mis en évidence dans le Pertuis Breton une répartition des zones de dépôt en différents sous-bassins. Elle semble être principalement guidée par le réseau complexe des incisions du socle constitué par (1) 3 vallées incisées principales, (2) la vallée entre les Pertuis d'Antioche et Breton, (3) la présence de deux fosses profondes (Fosse Occidentale et Orientale de Chevarache ; Cf. 5.1.2.3).

5.2.2.3.1 Interprétation des unités sismiques en terme d'environnement de dépôt

5.2.2.3.1.1 Le Seuil Vendéo-Rhétais

Il existe deux ensembles de dépôts : le comblement de la vallée incisée au sens strict, que l'on distingue de la couverture sédimentaire du Seuil Vendéo-Rhétais constituant un « bourrelet » morphologique.

- <u>Usb1 : Ccomblement uniforme de haute énergie de la vallée</u> : Au niveau de la vallée externe, située sous l'actuel Seuil Vendéo-Rhétais, le comblement est uniforme. Aucune variation verticale ou latérale de faciès n'est observée. Le fort pendage des réflecteurs semble indiquer un environnement fortement énergétique.
- <u>Usb2 Bancs estuariens longitudinaux :</u> Il s'agit d'une unité présentant des corps acoustiques de forme allongée d'orientation Est-Ouest et constitués de sables grossiers. Ces structures ressemblent à l'unité basale de la Longe de Boyard (Cf.5.2.1.3.4.1 Uea4) par leur nature sédimentologique, leur configuration interne (à pendage modéré), et leur forme externe. Ces structures délimitent des chenaux, d'orientation Est-Ouest, plus ou moins larges, entre le plateau continental interne et le Pertuis Breton. Nous interprétons

ces bancs comme des bancs de sables tidaux longitudinaux (type IIa, (Dyer et Huntley 1999)) c'est-à-dire des bancs d'embouchure d'estuaires larges dominés par les courants de marée.

- <u>Usb3 Barre d'embouchure transverse :</u> Cette unité comble et recouvre les chenaux situés entre les bancs longitudinaux de Usb2. Elle est perpendiculaire par rapport aux bancs de Usb2 et est composée de sables et de coquilles caractéristiques d'un environnement marin. L'orientation et la nature sédimentaire de Usb3 nous conduisent à l'interpréter comme étant une barre d'embouchure transverse. Le toit de cette barre d'embouchure montre une discontinuité érosionnelle plane et régionale qui présente les caractéristiques d'une surface de ravinement par la houle (WRS).
 - <u>Usb4 Dépôts marins</u>: La nappe sus-jacente, épaisse de 2 à 3 m, est constituée de sables fins marins, similaires à ceux du Seuil Inter-Insulaire (Cf. 5.2.1.1). Le toit de cette unité correspond au fond marin actuel et le contexte hydrodynamique actuel nous conduit à l'interpréter également comme une WRS.

5.2.2.3.1.2 <u>La Vallée du Lay</u>

L'architecture interne du comblement de la paléo-vallée du Lay est comparable à celle de la partie supérieure du Seuil Vendéo-Rhétais : les deux unités Uvl1 et Uvl2 sont respectivement similaires à Usb2 et Usb3 du point de vue de leurs faciès sismique et sédimentologique. Ces similitudes et la proximité géographique de ces unités suggèrent qu'elles enregistrent les mêmes évolutions de conditions d'environnement de dépôts.

5.2.2.3.1.3 La Fosse Occidentale de Chevarache

Les deux prismes sableux progradant vers l'Est et accolés au flanc Ouest de la Fosse Occidentale de Chevarache ressemblent à l'unité U5 observée dans l'extrémité Ouest de la Fosse d'Antioche. Protégés derrière ce seuil rocheux, ils enregistrent des apports marins provenant du large.

La Fosse Occidentale de Chevarache est une zone étroite de communication entre le large et le Pertuis Breton à l'Est, encadrée par deux zones rocheuses surélevées au Nord (le prolongement vers le large de la Pointe du Grouin du Cou) et au Sud (le platier Nord des Baleines dans le prolongement de l'île de Ré). Cette morphologie renforce les courants tidaux comme en témoignent les enregistrements actuels des courants (1.9 noeuds au maximum : données SHOM). Cela permet de proposer que ce secteur soit et ait été une zone de transfert des sédiments du large vers la partie interne plutôt qu'une zone de dépôts. Ceci pourrait expliquer à la fois la géométrie progradante vers l'Est des prismes sableux (Uwc2 et Uwc3) et le comblement incomplet de cette fosse.

5.2.2.3.1.4 La bordure Nord-Est de l'île de Ré et la Fosse Orientale de Chevarache

Le remplissage de cette partie centrale du Pertuis Breton présente une organisation homogène. En effet, l'essentiel du comblement est constitué de corps sableux progradants superposés, échelonnés en marche d'escalier et parfois recouverts par une nappe de vase. Quelle que soit leur localisation, ces corps progradants sont constitués à 90% de sables moyens à grossiers. Les seules variations résident dans les proportions entre ces deux classes granulométriques mais la présence de coquilles atteste de l'origine marine de ces formations.

Les huit corps progradants observés sont inégalement répartis. Cinq sont situés sur l'interfluve Nord, tandis qu'il n'en existe que trois au Sud. Cette dissymétrie entre les deux interfluves s'explique par la morphologie de la Fosse Orientale de Chevarache, avec un flanc Sud beaucoup plus raide que son flanc Nord, ne permettant pas le maintien d'une couverture sédimentaire meuble. De plus, la grande majorité des dépôts est localisée au droit des confluences entre les paléo-vallées de la Vendée et de la Sèvre Niortaise, c'est-à-dire au niveau de l'interfluve Nord.

Le flanc Nord de la Fosse Orientale de Chevarache :

- <u>Uec1 Unité progradante de comblement à morphologie deltaïque :</u> Cette unité inférieure est accolée aux flancs Nord et Est de la Fosse Orientale. Elle se caractérise par une structure progradante à fort pendage vers le Sud-Ouest. Elle est située au niveau des confluences entre les paléo-vallées de la Vendée et de la Sèvre Niortaise avec la Fosse Orientale de Chevarache. Uec1 est constituée de matériaux grossiers marins. Sa localisation, sa morphologie, son architecture et sa composition permettent de l'assimiler à un delta tidal.
- <u>Uec2 et Uec3 Flèche sableuse île barrière et embouchure tidale</u> : Ces deux unités intermédiaires constituent des corps acoustiques localisés aux confluences des paléo-vallées de la Sèvre et de la Vendée avec la Fosse Orientale de Chevarache (Cf. Figure 5-55). Progradantes et de forme triangulaire, ces unités présentent chacune une surface de ravinement qui définit un chenal orienté perpendiculairement à leur direction d'allongement. De telles incisions, localisées dans des corps sableux marins, peuvent être interprétées comme des surfaces de ravinement tidales. Uec2 et Uec3 pourraient ainsi correspondre à des flèches sableuses marines entrecoupées par des chenaux tidaux. Ces deux unités illustreraient alors un environnement d'embouchure (estuaire externe) dominé par les houles et les courants de marée. La migration des passes de marée vers le Sud –Est des unités basales vers les unités sommitales pourrait traduire l'existence, lors de leur formation, d'une dérive littorale orientée Nord-Ouest / Sud-Est.
- <u>Uec4 et Uec5 Rampe de flot ou delta de flot:</u> Ces deux unités sableuses sont également transverses par rapport à la paléo-vallée de la Vendée et montrent à leur toit une surface d'érosion chenalisante. Tout comme les unités sous-jacentes, Uec4 et Uec5 montrent une rupture de pente vers le Sud-Ouest. Par contre, leurs réflecteurs internes présentent une progradation vers l'Est, de direction opposée par rapport à ceux des unités Uec2 et Uec3. Il

s'agit donc d'une progradation vers l'intérieur de l'estuaire. Nous considérons donc les unités Uec4 et Uec5 comme des enregistrements de la progradation de flèches sableuses vers l'intérieur de l'embouchure.

La bordure Nord-Est d »e l'Ile de Ré

Les trois unités superposées Urn1, Urn2 et Urn3 de la couverture sédimentaire du Peu Breton sont des bancs de sable allongés, placés transversalement au débouché du Fier d'Ars. Bien que de plus petite taille, elles montrent de fortes analogies avec les unités sableuses de la bordure Nord de la Fosse Orientale de Chevarache décrites précédemment.



Figure 5-69 : Représentation schématique de l'architecture du remplissage du Pertuis d'Antioche (coupes transversales et longitudinale).

5.2.2.3.1.5 <u>Le Peu Breton</u>

Les trois unités principales sont encore des corps progradants constitués de sables marins. Elles comblent les vallées permettant la communication entre le Peu Breton et le Pertuis d'Antioche, ainsi que la « Fosse » de Loix.

- <u>Upb 1 & Upb2 Barres de méandre :</u> Ces deux prismes progradants aux pendages divergents se situent sur les flancs convexes des méandres, accentuant la morphologie sinueuse de la vallée Inter-Pertuis Ouest. Ils pourraient représenter des barres de méandre. Upb1 et Upb2 progradent vers le centre de cette vallée. Ces deux unités comblent alors en grande partie le Sud de la vallée Inter-Pertuis Ouest.
- <u>Upb3 Morphologie de delta marin de flot :</u> L'unité Upb3 est accolée sur le rebord oriental de la barre rocheuse du Rocha, qui constitue une barrière entre le large (Fosse Orientale de Chevarache) et le Peu Breton. Upb3 montre des analogies (toit plan à la même profondeur, progradation vers l'intérieur du pertuis) avec l'unité Uec4 situé au Nord de la Fosse Orientale de Chevarache. Ces deux structures pourraient ainsi montrer le comblement du Pertuis par des apports marins sous l'effet des courants de flot et / ou de la houle.

5.2.2.3.2 <u>Evolution des environnements de dépôts</u>

Les deux principaux dépôt-centres : (1) Seuil Vendéo-Rhétais et (2) Pertuis Breton sensustricto (regroupant les Fosses de Chevarache, le Peu Breton et la côte Nord-Est de l'île de Ré) montrent chacun un empilement homogène des unités acoustiques et sédimentaires. L'évolution des environnements de dépôt décrite, ces deux unités stratigraphiques seront donc traitées séparément.

5.2.2.3.2.1 Le Seuil Vendéo-Rhétais

Du point de vue acoustique, de la base au sommet, la configuration interne des unités montre des réflecteurs : (1) fortement inclinés à la base : Usb1 ; (2) modérément inclinés : Usb2 ; (3) fortement inclinés : Usb3 et (4) modérément inclinés : Usb4.

Les faciès sédimentologiques des unités Usb2, Usb3 et Usb4 se caractérisent par un affinement des sédiments et une diminution de la fraction grossière en faveur des sables fins. L'ensemble de ces critères peut être interprété comme une baisse régulière de l'énergie du milieu de dépôt.

L'architecture des unités du seuil traduit trois phases successives qui peuvent être associées à une évolution des conditions hydrodynamiques :

De la base vers le sommet :

- *Phase 1 :* Le comblement de la vallée incisée par des dépôts illustrant une forte énergie du milieu.
- <u>*Phase 2*</u>: L'édification de bancs estuariens longitudinaux, puis d'une barre d'embouchure transversale illustrant un environnement de haute énergie. Cette phase

est caractéristique de la partie externe d'un estuaire dominé par les courants de marée puis mixte. (Cf. 1.4).

• *Phase 3*: Des dépôts marins encadrés par des WRS qui traduisent un environnement marin franc de « shoreface » dominé par la houle.

Une telle organisation verticale peut correspondre à un cortège transgressif unique avec des faciès fluviatiles ou estuariens à la base (Usb1), puis estuariens (partie externe : Usb2 et Usb3) et enfin marins (Usb4).

5.2.2.3.2.2 <u>Le Pertuis Breton sensu-stricto (les Fosses de Chevarache, le Peu Breton et la côte Nord-Est de l'Ile de Ré)</u>

Le comblement du Pertuis Breton central et interne se décompose en deux phases illustrant des environnements de dépôts distincts (Cf. Figure 5-69) :

• <u>Phase 1 : Environnement mixte dominé par les marées et les houles</u> : Nous mettons en évidence dans l'ensemble du Pertuis Breton des barres d'embouchure constituées de sables marins caractéristiques d'un estuaire externe. Cet environnement de dépôts semble globalement avoir très peu varié verticalement et ne montre qu'une migration vers l'Est des dépôt-centres. Les formes externes en flèches sableuses de nombreuses unités (devant l'embouchure de la Vendée : Uec2 et Uec4; devant le débouché du Fier d'Ars : Urn1, Urn2 et Urn3) semblent illustrer l'existence d'une dérive littorale Nord-Ouest / Sud-Est lors de leur construction. Cette succession verticale de flèches sableuses sur les interfluves septentrional et méridional de la Fosse Orientale de Chevarache semble avoir pour analogues actuels les deux flèches sableuses correspondant respectivement au Nord à la Pointe d'Arcay et au Sud au Banc du Bûcheron.

Cette succession verticale d'unités progradantes montre également une évolution systématique qui consiste en une progradation vers l'Ouest pour les unités basales à une progradation vers l'est pour les unités sommitales. Ce changement semble être un marqueur du début du comblement des estuaires.

• <u>Phase 2 : L'envasement terminal :</u> Tandis que l'essentiel du comblement du Pertuis Breton est constitué de sable (volume = 1530 x 10⁶ m³), le dernier épisode du comblement se manifeste par une mince nappe de vase (entre 1 et 12m - volume = 390 x 10⁶ m³). Cette phase de dépôt peut être interprétée soit comme une diminution de l'énergie du milieu de dépôt soit comme une augmentation des apports sédimentaires en particules en suspension.

5.2.2.4 <u>Une architecture originale de vallée incisée</u> - <u>Article accépté aux Comptes rendus</u> <u>Géosciences</u>

Enregistrement de la dernière remontée du niveau marin dans l'architecture interne d'une vallée incisée : Le Pertuis Breton (Charente-Maritime)

Nicolas WEBER^{1&2}, Eric CHAUMILLON², Michel TESSON³

¹ EPSHOM, Centre Militaire d'Océanographie, Section Recherche, Cellule sédimentologie, 13, rue du Chatellier, BP30316 29603 Brest France;

² Université de La Rochelle- Centre littorale de Géophysique, avenue Michel Crépeau, 17045 La Rochelle Cedex,

³ Université de Perpignan –B.D.S.I., Avenue de Villeneuve, 66000 Perpignan

Résumé

De nouvelles données de sismique très haute résolution et de vibrocarottages acquises dans le Pertuis Breton (Littoral vendéo-charentais) permettent de mettre en évidence une organisation originale de remplissage de vallée incisée. Le comblement consiste principalement en cinq prismes progradants superposés constitués par des sables marins. Ces prismes, montrent des dépôt-centres rétrogradants et sont caractérisés à leur toit par une discontinuité plane qui se prolonge par une plate-forme sous-marine. Ce dispositif est très similaire aux prismes rétrogradants transgressifs des marges continentales et suggère que l'essentiel du remplissage du Pertuis Breton soit transgressif et probablement contrôlé par la dernière remontée eustatique.

Bathymétrie / sismique réflexion / vibrocarottage / prismes rétrogradants transgressifs

Abstract

Recent very high resolution seismic profiles ground-truthed by vibrocores allow to evidence an atypical incised valley fill in a drowned valley segment, the Pertuis Breton (Bay of Biscay, France). The sedimentary valley-fill architecture mainly includes five superimposed progradational wedges composed by marine sands. Sandbodies show a landward migration of their depot-centres upward and are topped by almost flat unconformities extended by submarine terraces. This sedimentary infill pattern is similar to backstepping wedges, described on continental shelfs. It suggests that this valley fill records sea level rise during the last transgression.

Bathymetry / seismic reflection / vibracore / backstepping wedge

Abridged English version

A recent high resolution seismic survey ground-truthed by vibracores provides new insights on the sedimentary infill of the Pertuis Breton incised valley (Figure 1). These new data show an atypical valley fill by reference to the incised valley fill model [2].

1. Data and methods

Our analysis is mainly based on 720 km of seismic lines shot thank to a 50 J sparker seismic source and recorded with a single-channel streamer (MOBIDYC2 seismic cruise, May 2001) (Figure 1). Eight vibracores were collected, during the MOBIDIC3 cruise (February, 2002). Bathymetric data from SHOM database was used to correlate with both seismic and vibracore results. Radiocarbon dating (ages radiocarbon) was established using AMS analysis on intact shells (Poznan Radiocarbon Laboratory).

2. Seismic, sedimentological and bathymetric results

Seismic results

Seismic profiles recorded in the Pertuis Breton evidence three main seismic units. (Figure 2). The basal unit can be correlated with bedrock submarine outcrops and is interpreted as the Mesozoic bedrock [20]. Its upper erosional unconformity is sharp and evidences a complex incised channels network (Figure 1). The intermediate seismic unit consists of 5 elongated seismic sub-units which exhibit oblique parallel internal configuration. From base to top, their depot centres are shifted outward from the main incised valley thalweg. The upper unconformities of all those progradational units are almost planar and locally exhibit a channelized morphology. These unconformities are prolongated by flat seafloor terraces, respectively located at -24; -17; -10; -6 and -4m of water depth (marine chart sounding datum). The uppermost unit consists of a sheet drape characterized by sub-parallel internal reflectors.

Bathymetric results

The stepping morphology shown by seismic profiles is also identified on DEM of the bathymetry. It is recognized both in the Pertuis Breton and seaward in the inner continental shelf (Figure 1, 3 et 4).

Coring results (Figure 5)

Cores (for location see Figures 1 and 3), typically show two sedimentological facies including marine sands with broken shells at the base and mud at the top. Marine sands correspond to the upper part of progradationnal elongated seismic sub-units and muds correspond to the upper sheet drape (Figure 2). Intact shell materials of *Dentalium* collected in basal sands gave ages of 5260 +/- 30 yr C14 BP (Poz-4783, [5], Figure 5), 2815 +/- 30 yr C14 BP (Poz-6076, Figure 5) and 2965 +/- 30 yr BP (Poz-4780, [5], Figure 5). An intact shell material of lamellibranch, collected in the upper mud, gave an age of 1230 +/- 30 yr C14 BP (Poz-4782, [5], Figure 5).

3. Discussion

An atypical valley fill

The five progradationnal elongated seismic sub-units constitute the bulk of the Pertuis Breton valley-fill. Their upper surfaces consist of marine sands indicating that this part of the valley fill is dominated by marine supply. Channelized erosional unconformities at top of progradational sub-units are similar to Tidal Ravinement Surfaces. The uppermost unit of the Pertuis Breton infill consists of a mud drape that may record a recent decrease in hydrodynamic energy and/or an increase in suspended matter supply. This could be related to tidal prism decrease in response to the sediment infilling of the estuary during the late Holocene sea level highstand. Both the sedimentary facies and internal architecture of the Pertuis Breton do not match with the typical incised valley fill model [2, 22] or with other valley fills of the French Atlantic coasts [13, 17].

The predominance of marine sands in the Pertuis Breton fill records a disequilibrium between marine and fluvial sedimentary inputs that could be related to the small catchment areas and small sedimentary inputs of rivers flowing in this incised valley segment. The Pertuis Breton would then represent a wave dominated valley fill.

The flat-topped progradational wedges

The five superimposed progradational wedges that fill the Pertuis Breton incised valley are topped by almost flat unconformities extended by seafloor terraces (Figure 3). Both this stratal pattern and radiocarbon dates indicate that progradational wedges and associated upper unconformities are younger upward. Moreover the deepest progradational wedges (except the upper most one located at -4 m) are capped by a mud drape indicating that they are not in equilibrium with the present-day hydrodynamic. This sedimentary backstepping architecture is similar to backstepping wedges emplaced on continental shelves and are interpreted as the record of sea level rise rate decreasing phases during transgression [6, 8, 11, 15]. In addition, the deepest terraces (-24 and -17 m) in the Pertuis Breton are located at the same depth as submarine terraces of the Bay of Biscay inner shelf. Such regional correlation could indicate that both the backstepping wedge pattern and the submarines terraces are controlled by sea level variations. Giving the Holocene age of the valley fills onland and the radiocarbon dates at sea, the progradational wedges of the Pertuis Breton could represent the record of sea level rise rate variations during the Holocene transgression.

4. Conclusion

Seismic and vibrocore investigations in the Pertuis Breton highlight an atypical incised valley fill. It mainly consists of marine sands emplaced under high energy environment. This sedimentary pattern is related to the small sediment supply of little rivers flowing in this estuary. The five progradational sandy wedges that correspond to the bulk of the valley-fill are topped by flat unconformities extended by submarine terraces. They show a landward and upward migration of their depot centres, their age increasing with depth. These morphological features show similarities with backstepping wedges emplaced during transgressions and are interpreted has records of sea level rise rate change during the last Holocene transgression.

Version française :

1. Introduction

Une meilleure compréhension des processus qui gouvernent la nature et l'architecture des dépôts de vallées incisées repose en partie sur les études des vallées récentes [4]. Dans ce cadre général, les résultats préliminaires des travaux que nous présentons ici, ont pour objectif de montrer un exemple de remplissage original de vallée récente qui permet de mettre en évidence la variabilité des comblements et de soulever la question des processus qui les gouvernent.

La zone d'étude, le pertuis Breton, (Figure 1) est une région où les rares explorations sismiques réalisées jusqu'à présent sont trop anciennes (antérieures à 1973) pour être exploitées dans la perspective d'une étude à haute résolution de l'incision du socle et de l'architecture de sa couverture sédimentaire [3]. Deux missions de prospection sismique (MOBIDYC2) et de vibrocarottages (MOBIDYC3), réalisées en 2001 et 2002 (Figure 1), permettent d'améliorer de façon très significative la compréhension du comblement de cette zone. Notre objectif est de présenter le remplissage sédimentaire de ce segment de vallée incisée qui illustre une architecture originale par rapport aux modèles de référence [2, 22]

2. Contexte morphologique, sédimentaire et hydrodynamique

Les côtes de Charente-Maritime se caractérisent par la présence de deux îles (Ré et Oléron) séparées du continent par des bras de mer appelés localement Pertuis. Situé au nord, le Pertuis Breton (Figure 1) constitue une vaste baie allongée (30 km de long par 9 km de large), d'orientation générale Nord-Ouest / Sud-Est. La partie orientale du Pertuis Breton est connectée avec les embouchures de deux petits fleuves côtiers : le Lay et la Sèvre Niortaise (débits moyens : 2 et 12 m³/s).

D'Ouest en Est, la bathymétrie du Pertuis Breton se caractérise par : (1) un vaste haut-fond, le seuil Vendéo-Rhétais, culminant à -20 m C.M. (cote marine, c'est à dire par rapport au zéro hydrographique de la Rochelle) et qui constitue la limite occidentale du Pertuis ; (2) deux fosses étroites et profondes (jusqu'à -58m C.M.) : les fosses orientale et occidentale de Chevarache localisées en position centrale ; (3) une zone orientale, peu profonde (d'environ -4 m C.M.) et plane, creusée par des chenaux tidaux (Figure 1).

Les fonds marins de la zone (Figure 1) sont constitués par des sables dans la partie occidentale du pertuis alors que les vases dominent au centre et à l'Est [3, 21].

La zone d'étude correspond à un environnement macro tidal [19] avec des marées semi diurnes dont l'amplitudes varie entre moins de 2 m et plus de 6 m. Les vitesses maximum des courants de marées est de l'ordre de 0,9 m/s [18]. La partie occidentale du Pertuis Breton est également soumise à l'action des longues houles atlantiques, provenant essentiellement de l'Ouest Nord-Ouest. Les modèles numériques de propagation de houle [14] montrent qu'il existe un fort contraste entre la partie occidentale où ces houles s'amortissent et la partie orientale où les houles disparaissent (Figure 1). Le Pertuis Breton occidental sableux est donc un environnement mixte, dominé à la fois par les houles et les marées, alors que le Pertuis Breton oriental vaseux est essentiellement dominée par les marées.



Figure 1. (A) Localisation générale de la zone d'étude, carte de nature des fonds du pertuis Breton et plan de position des profils sismiques ; (B) Carte Bathymétrique et localisation des vibrocarottages ; (C) Carte des isobathes du toit du substratum mésozoïque.

Figure 1. (A) Sedimentologic map of the study area and location of the seismic profiles; (B) Bathymetric map and location of cores. High left corner; (C) Isobath map of the mesozoic bedrock erosional surface.

3. Données et méthodologie

La campagne de prospection sismique MOBIDYC 2 (mars 2001). a permis d'enregistrer 720 km de profils dans le Pertuis Breton (Figure 1) à l'aide d'une source Sparker de 50 J (bande passante 200- 1200 Hz), associée à une flûte monotrace SIG. Le positionnement était assuré par un GPS différentiel. Les traces sismiques ont été traitées grâce au logiciel « Delph Seismic

v2.10 » (filtrage des fréquences, correction de gain, sommation de traces). Une célérité de 1600 m/s a été appliquée à l'ensemble de la couche sédimentaire pour convertir les temps de trajets des ondes acoustiques en épaisseurs. L'analyse de ces profils a ensuite été réalisée en suivant les concepts de la stratigraphie sismique [16]

Les sondes bathymétriques issues des bases de données du SHOM ont permis de réaliser un modèle numérique de terrain (MNT) avec un pas de grille de 0.05' (Figure 1). A partir de ce MNT, différentes coupes ont été réalisées pour mettre en évidence les singularités morphologiques de cette zone.

La mission de vibro-carottages MOBIDYC 3 (février 2002) a été menée pour calibrer les unités sismiques mises en évidence lors de la mission MOBIDYC2. Sur la zone du Pertuis Breton, huit carottes ont été analysées, principalement par une étude granulométrique décimétrique. Des datations au radio carbone (méthode AMS, Poznan Radiocarbon Laboratory) ont été réalisées sur des coquilles entières et non usées.

4. Description des données sismiques (Figure 2)

De la base vers le sommet, trois unités sismiques principales ont été distinguées :

(1) Sur l'ensemble des profils, l'unité basale est caractérisée par des réflecteurs parallèles, de forte amplitude et basse fréquence, qui sont parfois basculés, plissés et discontinus Le toit de cette unité est une discontinuité de type érosionnelle. Cette unité se prolonge vers des affleurements rocheux sous-marins connus [3] et représente le socle mésozoïque [20]. La carte des isobathes du toit du socle (Figure 1) met en évidence un réseau de chenaux, profonds de 20 à 25 m et large de 4 à 5 km. Deux chenaux principaux qui se connectent avec les vallées de la Sèvre niortaise et de la Vendée (Figure 1) confluent au niveau de la fosse Orientale de Chevarache.

Les deux faciès sismiques superposés à cette unité basale correspondent à la couverture sédimentaire meuble.

(2) L'unité intermédiaire est caractérisée par des réflecteurs de plus faible amplitude et plus haute fréquence, montrant une géométrie en progradation. La configuration interne est de type oblique–parallèle à fort pendage (pendage apparent : $2,5-3,5^{\circ}$). Les terminaisons supérieures sont de type « toplaps » ou sont des troncatures érosionnelles. Cinq sous-unités sismiques ont été discernées. Elles sont séparées par des discontinuités généralement planes et horizontales ou parfois de type érosionnelle et chenalisante. Ces cinq unités présentent une morphologie de prismes progradants en gradin. Dans les zones où les toits des prismes sont confondus avec le fond marin, leurs profondeurs se répartissent en cinq niveaux successifs: -24; -17; -10; -6 et – 4m C.M. (Figure 3)

Ces prismes constituent l'essentiel du comblement du Pertuis Breton. Ils sont allongés et principalement orientés Nord-Ouest / Sud-Est c'est à dire transverses aux axes des vallées incisées de la Vendée et de la Sèvre niortaise (Figure 1). En outre, leur extrémité occidentale est souvent appuyée à un relief du substratum rocheux et leur extrémité orientale présente une terminaison plus étroite (Figure 3). Leur épaisseur maximale varie entre 10 et 15 m. Ils sont

superposés et montrent, de la base vers le sommet, des dépôts centres décalés et de plus en plus éloignés de l'axe des fosses de Chevarache (Figure 2).

(3) l'unité supérieure est caractérisée par des réflecteurs de moyenne fréquence et moyenne amplitude montrant une configuration interne sub-parallèle horizontale. Ce faciès sismique montre une forme externe en nappe, épaisse de 2 à 5 m, qui recouvre indifféremment le socle rocheux et certaines unités progradantes sous-jacentes (Figure 2).



Figure 2. Profils sismiques et leur interprétation (Mi28 et Mi27), montrant l'architecture du remplissage sédimentaire dans la fosse orientale de Chevarache sont situés dans.



5. Description de la bathymétrie

Le MNT bathymétrique du Pertuis Breton montre l'existence de ruptures de pentes entre lesquelles s'intercalent des plates-formes sous-marines en gradin, pour certaines déjà observées par André (1986). Ces ruptures de pente se localisent à la fois sur le flanc ouest du seuil Vendéo-Rhétais et sur les bordures nord et sud de la fosse orientale de Chevarache. Cinq plate formes sous-marines se situent à des profondeurs similaires à celles localisées au toit des prismes progradants (-24, -17, -10, -6, -4 m), (Figure 3).



Figure 3. Blocs diagrammes, associant profils sismiques et données de bathymétrie, montrant la relation entre la morphologie en gradins et les prismes progradants observés en sismique.

Figure 3. 3D bathymetric bloc and seismic profiles showing the relationship between submarine terraces and superimposed progradational subunits.

Les plates-formes localisées à -24 et -17 m C.M. sont également mises en évidence par des profils bathymétriques, d'orientation Ouest-Est, situées sur le plateau continental interne au large de la zone d'étude (Figure 4) et déjà identifiées par André [1].



Figure 4. Profils bathymétriques à travers le plateau continental interne et le seuil Vendéo-Rhétais montrant une morphologie en gradins successifs.

Figure 4. Bathymetric profile across the inner continental shelf and Vendéo-Rhétais shoal showing the stepping morphology of the seafloor.

6. Description des faciès sédimentologiques et corrélation avec les unités sismiques (Figure5)

La localisation des carottes, réalisées dans le Pertuis Breton (Figures 1 et 3), a été choisie pour calibrer les principales unités acoustiques, c'est à dire les prismes progradants en gradin et l'unité supérieure drapante. Deux faciès sédimentologiques principaux sont identifiés sur les carottes KV62 [5], KV64 et KV66 (Figure 5).

De la base vers le sommet on distingue :

(1) Des sables moyens à grossiers associés à des coquilles de gastéropodes avec en particulier l'espèce *Bittium reticulatum* caractéristique d'un environnement marin infra-littoral inférieur. La composition granulométrique de détail comprend: 7% de sables fins ; 30% de sables moyens ; 33% de sables grossiers et 28 % de graviers. Ce faciès sédimentaire correspond à la partie supérieure des unités sismiques progradantes en gradins. Une coquille intactes de *Dentalium* donne un âge de 5260 +/- 30 an C¹⁴ BP (Poz-4783, [5], Figure 5) au toit de l'unité progradante localisée à -17 m. Deux coquilles intactes de *Dentalium* donnent des âges de 2815 +/- 30 an C¹⁴ BP (Poz-6076, Figure 5) et 2965 +/- 30 an C¹⁴ BP (Poz-4780, [5], Figure 5) pour les unités progradantes localisées à -6 m.

(2) Des vases brunes (mode : 6-8 μ m) associées à des coquilles de *Nucula nucleus* indiquant un peuplement infralittoral supérieur. La composition granulométrique comprend 86% de vases et 14 % de sables fins. Ce faciès sédimentaire correspond à l'unité en nappe qui recouvre les unités progradantes. Une coquille intacte de lamellibranche prélevée dans ces vases donne un âge de 1230 +/- 30 an C¹⁴ BP (Poz-4782, [5], Figure 5).



Figure 5 : Composition granulométrique et datations radio carbone (AMS, Poznan laboratory) des carottes KV62, KV64 et KV66 (pour la localisation voir Figures 1 et 3)

Figure 5 : Granulometric composition and radiocarbon datation (AMS, Poznan laboratory) for cores KV62, KV64 et KV66(for location see Figures 1 and 3).

7. Un comblement de vallée incisée original.

Cette étude permet de mettre en évidence un réseau de chenaux creusé dans le socle et connecté aux rivières côtières actuelles. Ce réseau d'incisions peut être assimilé à un segment de vallée incisées au sens de Zaitlin et al, 1994 [22]. Leur origine probable est liée aux chutes successives du niveau marin au cours du Quaternaire et leur morphologie montre un contrôle structural fort.

Les cinq prismes progradants en gradin constituent l'essentiel du remplissage du Pertuis Breton. Les résultats des carottes montrent systématiquement, sous une couche de vase peu épaisse (0,2 à 1,4 m) et discontinue (unité acoustique drapante supérieure), la présence de sables à coquilles marines qui correspondent à la partie supérieure de ces prismes progradants (Figures 2 et 3). Compte tenu de l'homogénéité des faciès sismiques de ces prismes, nous proposons qu'ils soient composés, pour l'essentiel, de sables marins. En outre, chacun des toits de ces cinq corps progradants présentent chacun, une surface de ravinement, montrant un chenal orienté perpendiculairement à la direction d'allongement des prismes, c'est-à-dire parallèle à l'axe de la vallée incisée de la Vendée. De telles incisions localisées dans des corps sableux marins peuvent être interprétées comme des surfaces de ravinement tidales. Compte tenu de la position transverse de ces structures sableuses par rapport aux axes des vallées, ces prismes progradants en gradins pourraient donc correspondre à des corps sédimentaires d'embouchure entrecoupés par des chenaux tidaux. Cette succession de prismes progradants illustrerait donc un environnement d'estuaire externe dominé par les houles et les courants de marée. Au toit des prismes, la fine couverture de vases témoigne de l'amorce d'un changement important dans le comblement du Pertuis Breton qui semble enregistrer une baisse de l'énergie hydrodynamique et/ou une augmentation des apports des particules en suspensions.

L'organisation des dépôts de remplissage du Pertuis Breton est très différente de ce qui a pu être observé dans les différentes vallées incisées des côtes de France [13, 17] ou d'autres marges stables de l'Atlantique [2, 22]. En effet le comblement typique de ces vallées consiste en des unités sableuses, fluviatiles à la base et marines au sommet de la séquence, entre lesquelles s'intercalent des vases ou des sables vaseux estuariens [2]. Ce cortège de dépôts classique se caractérise par des apports sédimentaires à la fois d'origine continentale, marine et mixte. Par contre dans le cas du Pertuis Breton, le remplissage de la vallée semble être essentiellement dominé par les apports marins (sables marins des prismes progradants en gradins). Cette différence importante, par rapport au modèle classique de remplissage de vallée incisée, pourrait s'expliquer par : (1) les dimensions très réduites des rivières côtières, connectées au Pertuis Breton qui n'aurait apportées que de très faibles quantités de sédiments continentaux ; (2) une prédominance des apports sableux provenant du large par dérive littorale comme le suggère les faciès sédimentaires des unités progradantes. Ainsi le remplissage du Pertuis Breton représenterait un exemple de vallée incisée dont le comblement est essentiellement dominé par les apports marins.

8. Origine des prismes progradants.

Les paliers bathymétriques identifiés au toit des prismes progradants profonds (-24, -17, -10 et -6m) se prolongent sous les prismes qui les recouvrent (respectivement -17, -10, -6, -4m) par des discontinuités sismiques planes. Ce dispositif indique que les prismes progradants en gradin les plus profonds sont les plus anciens. Mis à part le prisme progradant sommital avec son palier localisé à -4m, les autres prismes peuvent être localement recouverts par la nappe de vase brune récente, ce qui indique que ces paliers et les corps progradants associés ne sont pas le résultat de la dynamique sédimentaire actuelle.

Ce dispositif consistant en une superposition de prismes progradants en gradins montre une géométrie rappelant les prismes rétrogradant transgressifs (PRT ou « backstepping wedges ») observés sur certaines marges continentales [8, 10, 11], notamment sur le plateau nord aquitain [7] et interprétés comme des enregistrements de phases de stagnation du niveau marin [6, 15].

Les PRT aquitain [7], les plate formes sous-marines localisées sur le rebord occidental du seuil Vendéo-Rhetais (-24 et -17 m) et les prismes progradants du et Pertuis Breton montrent une forte analogie morphologique et géométrique. La corrélation régionale, entre les plates-formes situées à -24 et -17 m et les prismes progradants associés, suggère un contrôle eustatique. D'autre part il existe une bonne corrélation entre ces deux niveaux (-24 et -17m C.M.) et des infléchissements de la courbe eustatique proposée pour les côtes française atlantiques ou pour la région de Vendée - Charente Maritime [12].

En ce qui concerne les autres prismes en gradin (-10, -6 et -4 m), les datations montrent que l'âge des prismes augmente avec leur profondeur ce qui renforce cette hypothèse eustatique

De plus, compte tenu des sondages à terre, qui ne montrent jamais de sédiments plus anciens que 10 000 BP et des datations nouvelles réalisées en mer (Figure 5), nous proposons que l'ensemble de ces prismes en gradin se soient mis en place lors de la dernière transgression Holocène.

En terme de stratigraphie, ce modèle de remplissage montre une surface d'érosion basale (SB), un cortège transgressif rétrogradant (TST) et un cortège de haut niveau vaseux (HST). Il ne diffère du modèle classique que (1) par l'absence ou la non observation du Cortège de bas niveau (LST) composé de dépôts fluviatiles, (2) par les processus de mise en place des paraséquences du TST et la nature de leurs matériaux.

9. Conclusion

Les résultats de deux campagnes de prospection sismique et de vibrocarottages réalisées dans le Pertuis Breton mettent en évidence une organisation de remplissage de vallée incisée originale par rapport au modèle de remplissage en vigueur [2]. En effet, le comblement est presque exclusivement constitué de prismes progradants superposés et constitués par des sables marins. Cette particularité pourrait s'expliquer par les faibles apports des rivières de dimensions très réduites qui débouchent dans cette vallée sous-marine. Ainsi l'architecture et la composition du comblement du Pertuis Breton représentent une alternative au modèle classique de remplissage des vallées incisées élaboré à partir d'exemples associés à des fleuves de grandes dimensions.

De plus, ces prismes progradants sont tous caractérisés à leur toit par une discontinuité plane qui peut s'exprimer par une plate-forme sous-marine. Les terminaisons « amont » de ces prismes sont globalement rétrogradants. Ce dispositif est très similaire aux prismes rétrogradants transgressifs des marges continentales et ces prismes seraient des paraséquences au sens strict. Ceci suggère que l'essentiel du remplissage du Pertuis Breton soit transgressif et probablement contrôlé par la dernière remontée eustatique.

L'existence de telles morphologies en prismes rétrogradants transgressifs dans le Pertuis Berton justifie d'étendre ce type de recherches à l'ensemble des sites du Golfe de Gascogne susceptibles de contenir des archives sédimentaires sous-marines récentes et les plus complètes possibles.

10. Remerciements

Ces travaux ont été réalisés par le CLDG (Université de La Rochelle) avec le soutien du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (convention E61/99 SHOM), du GD ARGO (Perpignan), de l'Institut National des Sciences de L'univers (INSU). Nous remercions les commandants et équipages des N/O Côte de la Manche et Côte d'Aquitaine ainsi que Pascal Barrier (IGAL) pour la détermination de la malacofaune. Nous remercions également M. Jean-Paul Barusseau pour ses remarques constructives lors de la révision de cet article.

Références

[1] X. André, Elaboration et analyse de cartes bathymétriques détaillées du proche plateau Vendéo-Charentais (Golfe de Gascogne) - Reconstitution des paléorivages de la transgression Holocène, thèse de Doctorat de 3ième cycle, université de Bordeaux I, 1986, 274 p.

[2] G.M. Ashley, R.E. Sheridan, Depositional model for valley fills on a passive continental margin, in: R.W. Dalrymple, R.J. Boyd and B.A. Zaitlin (Eds.), Incised valley systems: Origin and sedimentary Sequences, vol. 51, in: SEPM Spec. Publ., 1994, pp.285-301.

[3] J.P. Barusseau, Evolution du plateau continental rochelais (Golfe de Gascogne) au cours du Pléistocène terminal et de l'Holocène, thèse d'état, université de Bordeaux I, 1973, 363p.

[4] M.D. Blum, T.E. Tornqvist, Fluvial responses to climate and sea-level change: a review and look forward, Sedimentology 47 (2000) 2-48.

[5] E. Chaumillon, B. Tessier, N. Weber, M. Tesson, & X. Bertin. Buried Sandbodies within Present-Day Estuaries (Atlantic Coast of France) Revealed by Very High Resolution Seismic Surveys. Marine Geology, in press

[6] R.M. Carter, L. carter, D.P. Johnson, Submergent shorelines in the SW pacific: evidence for an episodic post-glacial transgression., Sedimentology 33 (1986) 629-649.

[7] P. Cirac, S. Berné, G. Lericolais and O. Weber, Séquences de dépôt dans le Quaternaire terminal du plateau Nord Aquitain (Océan Atlantique, France), Bull. Soc. Geol. France 168(6) (1997) 717-725.

[8] N.J. Darigo, R.H. Osborne, Quaternary Stratigraphy and sedimentation of the inner continental shelf, San Diego County, California, In : R.J. Knight & L.R. McClean (Eds.), Shelf and sandstone reservoir, in : Can. Soc. Petrol. Geol. Mem. Vol.11, 1986, pp. 73-98.

[9] F. Desmazes, D. Michel, H. Howa, R. Pederos, Etude morphodynamique du domaine pré-littoral nord aquitain - site atelier du Truc Vert, in: VIIième Journée Nationales Génie Côtier - Génie Civil, 2002.

[10] B. Gensous, D. Williamson, M. Tesson, Late quaternary transgressive highstand deposits of deltaic shelf (Rhône delta, France), in : IAS Spec. Publ. Vol. 18, 1993, pp. 197-211.

[11] J.M. Gutierrez-Mas, F.J. Hernandez-Molina, F. Lopez-Aguayo, Holocene sedimentary dynamics on the Iberian continental shelf of the Gulf of Cadiz (SW Spain), Cont. Shelf Res. 16(13) (1996) 1635-1653.

[12] K. Lambeck, Sea-level change along the French Atlantic and Channel coast since the time of Last Glacial Maximum, Palaeogeogr. Palaeoclimat. Palaeoecol. 129 (1997) 1-22.

[13] G. Lericolais, S. Berné, H. Fénies, Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay), Mar. Geol. 175 (2001) 183-197.

[14] LHF, Estimation des houles résiduelles dans le bassin de Marennes-Oléron, Contrat LHF/ Ifremer N° 92 5 526049, 1994.

[15] F.J. Lobo, F.J. Hernandez-Molina, L. Somoza, V. Diaz del Rio, The sedimentary record of the post-glacial transgression on the Gulf of Cadiz continental shelf (Southwest Spain), Mar. Geol. 178 (2001) 171-195.

[16] C.E. Payton, Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon Exploration, in: Am. Assoc. Petrol.Geol. Mem. Vol. 26, 1977, p. 516

[17] J.N. Proust, D. Menier, F. Guillocheau, P. Guennoc, S. Bonnet, D. Rouby, C. Le Corre, Les vallées fossiles de la baie de la vilaine : nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du pléistocène armoricain, Bull. Soc. Geol. France 172(6) (2001) 737-749.

[18] SHOM, Courants de marée de la côte ouest de France : de Saint-Nazaire à Royan, SHOM, 1993.

[19] SHOM, Annuaire des marées : Port de France, SHOM, 2003.

[20] N. Weber, E. Chaumillon, M. Tesson and Garlan, T. Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave-dominated-incised valley, revealed by HR seismic reflection profiling: the paleo-Charente River, France. Marine Geology, 207, 17-38.

[21] N. Weber, T. Garlan, E. Chaumillon, Les cartes sédimentologiques du SHOM des côtes Vendéo-Charentaises au 1/50 000 : 7404G et 7405G (Des Sables d'Olonne à l'embouchure de la Gironde), in: 9^e Congrès Français de Sédimentologie, Livre des résumés, Vol. 38, ASF, 2003, pp. 527-528.

[22] B.A. Zaitlin, R.W. Dalrymple, R. Boyd, The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with relative sea-level change, in: R.W. Dalrymple, R.J. Boyd and B.A. Zaitlin, (Eds.), Incised valley systems: Origin and sedimentary Sequences, in : SEPM Spec.Pub. Vol. 51, 1994, pp. 45-60.

5.2.2.5 <u>Discussion sur la zone acoustiquement sourde</u>

Le faciès sismique « sourd » est homogène et largement répandu. On l'observe dans l'ensemble de la zone d'étude : Pertuis d'Antioche et Breton, Coureau de La Pallice, Nord de la baie de Marennes-Oléron (Rade des Trousses). Il est présent dans les zones où les unités vaseuses (Uea6 –Uec6) sont à l'affleurement (Cf. 4.1) et se situe souvent à l'aplomb des thalwegs des vallées incisées, principales ou secondaires.

Une origine liée à la présence de gaz dans les sédiments

Les caractéristiques de ce faciès et notamment les changements de phases des réflexions (Cf. Figure 5-38), les diminutions de la célérité (Cf. 5.2.1.3.2), la couleur très sombre de la carotte KV22 indiquant une présence abondante de matière organique (Cf. Figure 5-42), nous permettent de proposer qu'il résulte de la présence de bulles de gaz dans le sédiment. Celles-ci entraînent des effets de rétro-diffusion des ondes acoustiques. La partie spéculaire du champ d'onde réverbéré par les bulles de gaz (*Fleischer et al., 2001; Gorgas et al., 2002; Wilkens et Richardson, 1998*) est fortement diminuée entraînant ainsi cette absence de réflexion ou « acoustic turbidity ».

De plus, des forages à terre, dans les marais côtiers avoisinants ont montré des dégagements gazeux importants (méthane et hydrogène sulfuré) dans des sédiments estuariens similaires (*Bourgeuil, 1995*).

Nous proposons donc que la présence de zones acoustiquement sourdes résulte de l'existence de gaz au sein d'une accumulation de vases riches en matière organique.



Figure 5-70 : Localisation des zones acoustiquement sourdes sur la carte des natures du fond.

Dans ce contexte côtier, l'hypothèse d'une origine du gaz liée à la dégradation en milieu réduit de la matière organique par une activité microbienne est plus réaliste qu'une origine plutôt que par dégradation et cracking des composants organiques haute température et à forte profondeur (origine thermogénique (*Missiaen et al., 2002*)).

Cette zone acoustiquement sourde n'est pas présente dans l'ensemble des zones vaseuses (Cf. Figure 5-70). En effet, dans la Rade des Basque par exemple, une portion de la paléo-vallée ne présente pas cette particularité acoustique. Pourtant, il n'existe pas en surface de différence de nature du sédiment et la succession verticale des unités de remplissage est similaire à celle qui comporte le faciès sourd. Par contre, l'apparition de la zone sourde coïncide avec les zones où la nappe de vase superficielle (unité en forme de nappe commune aux deux pertuis : Uec6, Upb4 et Uea6) a une épaisseur supérieure à 2 m.

Elle disparaît lorsque cette couche est plus fine (Cf. Figure 5-71). Il semble donc que le développement de gaz biogénique soit liée à une épaisseur-seuil de sédiment pour que le milieu soit réduit en oxygène et permette ainsi la décomposition de la matière organique.



Figure 5-71 : Carte des épaisseurs de la couche de vase superficielle montrant la correspondance entre l'extension de la zone acoustiquement sourde et l'isopaque des 2m.

La génération et la préservation de ce gaz biogénique sont favorisées par les forts taux de sédimentation enregistrées dans ces zones d'envasement (4 à 6 cm /an ; Cf. 4.2.2.2.1.2) qui entraîne un enfouissement et un isolement rapides de la matière organique. De plus, nous avons mis en évidence dans la Rade des Basques, des figures d'échappement appelées « Pockmarks » d'environ 3 m de diamètre (Cf. Figure 5-72). Leur petite taille par rapport à des environnements similaires (en Baie de Concarneau : taille 10 m de diamètre ; S. Lucas Com. Pers.) ; Côte Atlantique américaine : plusieurs dizaines de mètres (*Fader, 1991; Kelley et al., 1994*)) pourrait être dûe au taux de sédimentation élevé des pertuis charentais qui empêcherait un développement à long terme de ces structures.



Figure 5-72 : A°) Carte des pentes issue de la bathymétrie multifaisceaux EM1002S (mission Spat) montrant les creux des pockmarks dans un fond plat ; (S. Lucas com. Pers.) ; B°) Relation entre la localisation des figures d'échappement (Pockmarks) et l'évolution du taux de sédimentation ; C°) Localisation des Pockmarks sur fond sédimentologique issue de l'analyse des bandes de sonar latéral (mission Spat).

Ces pockmarks ne sont pas présents dans l'ensemble la zone mais coïncident avec les secteurs où les taux de sédimentation sont en diminution. Kelley et al, (1994) proposent que l'échappement des bulles de gaz d'un sédiment soit permis lorsque la pression interstitielle associée à la porosité est supérieure à la contrainte occasionnée par la surcharge de la vase susjacente. Ainsi, la morphologie en paliers décalés, observée au toit des zones sourdes (Cf. Figure 5-36) montre les différences de localisation du gaz dans le sédiment en fonction de sa porosité et de son taux de compaction. Nous proposons que les pockmarks sont localisés (1) à la transition entre les domaines où la couverture vaseuse est trop épaisse pour que le gaz migre en surface et entre les domaines où les gaz sont absents, soit parce qu'ils ont déjà migré soit parce qu'ils ne se sont jamais formés et (2) dans les secteurs de diminution du taux de sédimentation, où les forts taux initiaux ont scellé les zones de réduction de la matière organique et de production de gaz tandis que les taux actuels plus faibles n'empêchent pas sa migration vers la surface.

Disparition du multiple

Dans la zone de la Rade des Basques, la disparition des multiples du fond (Cf. 5.2.1.3.2) correspond à une perturbation située au niveau de l'interface eau / sédiment. Cette forte rétrodiffusion du signal peut être dûe à la nature de la vase, plus fluide et riche en eau (Crème de vase), comme le montre le sommet de la carotte Kv22 (Cf. Figure 5-42).

CHAPITRE 6. DISCUSSION SUR LE REMPLISSAGE ET LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE DES DEUX PERTUIS

Dans les chapitres précédents, nous avons étudié la couverture sédimentaire meuble mise en place sur le littoral charentais, selon deux approches temporelles : séculaire (1824 à 2000) et plurimillénaire. Chacune permet d'appréhender de façon complémentaire l'organisation et le mode de mise en place de ces dépôts. L'échelle de temps séculaire, grâce aux différences de bathymétries et de traits de côte, permet d'identifier les zones sédimentaires stables de celles qui sont mobiles, et de quantifier les évolutions pendant les deux derniers siècles. L'échelle de temps millénaire, grâce aux études sismiques, apporte une vision 3D de l'architecture de la couverture sédimentaire meuble ainsi que de la morphologie du toit du socle rocheux sur lequel elle repose. La chronologie des dépôts est relative et basée sur le principe de superposition stratigraphique.

La confrontation des résultats obtenus à ces deux échelles nous permet de séparer les unités sismiques en deux ensembles principaux :

(1) Les unités sismiques dont une partie ou la totalité a subi une évolution depuis les 200 dernières années : on les qualifiera de **<u>dépôts séculaires</u>**.

(2) Les unités sismiques n'ayant pas subi d'évolution dans les 200 dernières années et considérées comme étant des <u>dépôts</u> principalement <u>millénaires</u>.

6.1 <u>Stratigraphie et évolution millénaire du remplissage sédimentaire des</u> vallées incisées des pertuis charentais

Dans cette partie, nous discuterons de l'organisation du comblement des vallées incisées des pertuis charentais afin de : (1) préciser les évolutions sur les connaissances régionales grâce aux nouvelles données acquises lors de cette étude, (2) évoquer la variabilité des remplissages et les processus qui les gouvernent, en comparant l'organisation des dépôts des deux pertuis entre eux et ensuite aux modèles typiques de comblement proposés pour des vallées incisées de même environnement, et (3) tenter de réaliser une synthèse chrono-stratigraphique sur l'ensemble des pertuis, afin de proposer un scénario de la mise en place de la couverture meuble, en liaison avec les variations du niveau marin au cours de l'Holocène.

6.1.1 <u>Les principaux résultats nouveaux apportés par l'exploration sismique systématique</u> <u>couplée aux carottages</u>

Nous avons dans un premier temps comparé l'architecture déduite des études sismiques avec le schéma de comblement des pertuis proposé en 1984 par André, à partir de quelques carottages et profils sismiques (Cf. Figure 6-1). Les principaux apports de notre étude sont :

au niveau du Pertuis Breton :

- La mise en évidence d'une vallée incisée sous le Seuil Vendéo-Rhétais est associée à une plus grande quantité de dépôt que ceux précédement proposés,
- Les remplissages dans les deux fosses de Chevarache comme dans le Peu Breton sont plus volumineux ; ils sont essentiellement constitués de sables parfois recouverts d'une couche vaseuse.



Figure 6-1 : Comparaison entre les coupes synthétiques des pertuis charentais proposées par André (1984) et celles déduites des campagnes SIFADO, MOBIDYC et MSTULR : (A) du Pertuis Breton ; (B) du Pertuis d'Antioche.

les différences au niveau du Pertuis d'Antioche :

- Le Seuil Inter-Insulaire n'est pas simplement une accumulation sableuse, mais présente plusieurs faciès allant des sables vaseux à des sables grossiers.
- La Fosse d'Antioche est totalement dépourvue de sédiment.
- La Rade des Basques comme le Marais de Rochefort sont essentiellement comblés par des sédiments sablo-vaseux. Seule une nappe superficielle peu épaisse recouvrant les baies est de nature vaseuse.

6.1.2 Des remplissages sédimentaires très contrastés pour les deux pertuis charentais

Malgré de grandes similitudes concernant la proximité géographique, l'hydrologie (petits fleuves, courants de marée et houle) et la morphologie actuelle des deux pertuis, il existe de très grandes différences dans leur comblement sédimentaire (Cf. Figure 6-2).

<u>Similitudes :</u>

Dans les parties internes des deux pertuis, il existe une unité acoustique sommitale en forme de nappe et de nature vaseuse. Elle recouvre les unités sous-jacentes et illustre systématiquement une grano-décroissance des dépôts et pourrait correspondre soit à une diminution de l'énergie du milieu soit à une augmentation des apports en particules en suspension.

<u> Différences :</u>

<u>Le Pertuis Breton plus riche en sables marins</u>: Dans le Pertuis Breton, le remplissage sableux (observé par sismique et calibré par carottages) est trois fois plus volumineux que celui présent dans le Pertuis d'Antioche (volume calculé à partir des unités sismiques Cf. 5.2.2.1). L'essentiel du comblement de l'ensemble du Pertuis Breton correspond à des sables tandis que dans le Pertuis d'Antioche, les faciès sont plus variés avec, en particulier dans la Rade des Basques, des dépôts principalement composés par des sables vaseux.

Ce plus grand volume en sables marins est également une caractéristique du seuil Vendéo-Rhétais par rapport au seuil Inter-Insulaire. Les formes en flèches sableuses présentées par certaines des unités du Pertuis Breton mettent en évidence l'action d'une dérive littorale orientée Nord-Ouest / Sud-Est. Sur le rivage, cette dérive s'exprime par des flèches sableuses de très grandes dimensions dans le Pertuis Breton (Pointes d'Arcay et de l'Aiguillon) et des flèches plus réduites dans le Pertuis d'Antioche (Pointes de Boyardville et de Bellevue). La position du Pertuis Breton en amont de cette dérive littorale pourrait expliquer son remplissage sableux plus important. Le pertuis breton représenterait une zone de piègeage du sable provenant en partie de cette dérive littorale. De plus, le Platier des Baleines, dans la continuité de l'île de Ré, est une zone rocheuse surélevée (-8 à -2 m C.M.) par rapport aux fonds marins environnants (15 - 20 m C.M.), qui s'étendent assez loin vers l'Ouest (1°45'W). Il constitue également un obstacle à la migration des sédiments venant du Nord.



Figure 6-2 : Synthèse stratigraphique des dépôts dans les différents dépôt-centres des pertuis Charentais.

 <u>Une absence des faciès sédimentaires d'estuaire central ou interne dans le remplissage du</u> <u>Pertuis Breton :</u> Au niveau du Seuil Vendéo-Rhétais et des Fosses de Chevarache, l'essentiel du comblement est constitué par des corps sableux progradants. Les similitudes entre les Seuils Vendéo-Rhétais et Inter-Insulaire se cantonnent à la partie superficielle du remplissage (Usb3 et Usb4 / U3 et U4) qui montre la même succession de sables grossiers recouverts de dépôts de sables fins. Les unités acoustiques sous-jacentes du remplissage du Pertuis Breton semblent essentiellement constituées de sables marins. Ainsi, le comblement des vallées incisées du Pertuis Breton est marqué par l'absence de faciès sédimentaires estuariens ou fluviatiles et ne semble enregistrer qu'un environnement d'estuaire externe (Cf. 5.2.2.3.1). Par contre, dans le Pertuis d'Antioche, des faciès sablo-vaseux d'environnement estuarien interne et central constituent une part importante des dépôts (Seuil Inter-Insulaire : U2 ; Rade des Basques : Uea3).

Ainsi, le « Sandwich Sédimentaire » typique du comblement de vallées incisées et identifié dans le Pertuis d'Antioche (*Weber et al., accepté*) est absent du Pertuis Breton.

Pourquoi les faciès estuariens argilo-sableux sont-ils absents du Pertuis Breton ?

(1) Les faciès estuariens argilo-sableux pourraient se limiter à la partie amont du Pertuis Breton, Anse de l'Aiguillon, Marais d'Ars en Ré et Marais Poitevin (faciès de Bri), du fait de la dimension très réduite des rivières côtières connectées au Pertuis Breton, qui n'auraient apporté que de très faibles quantités de sédiments continentaux.

(2) Les faciès estuariens argilo-sableux ont existé mais ont pu être érodés ultérieurement par les courants tidaux ou la houle lors d'une transgression marine.

6.1.3 <u>Des remplissages de vallée incisée originaux par rapport aux modèles de référence –</u> <u>Comparaison avec la Gironde et les vallées de la côte Est des USA.</u>

A partir d'études réalisées sur des vallées incisées de la marge atlantique américaine (c'est à dire en contexte de marge stable non subsidente comme sur le littoral charentais), un modèle de remplissage a été proposé par Ashley et Sheridan (1994) (Cf. 1.3.2) pour les vallées incisées, en fonction de leur taille (Cf. Figure 6-3).

La Gironde, située juste au Sud de notre zone d'étude, illustre assez fidèlement le modèle proposé par Ashley et Sheridan (1994) pour les vallées de grande taille.

Nous avons comparé les remplissages sédimentaires des Pertuis d'Antioche et Breton avec les prédictions du modèle d'Ashley et Sheridan (1994) :

<u>Similitude :</u>

Les remplissages sédimentaires observés au niveau du Seuil Inter-Insulaire ou dans la Rade des Basques montrent une bonne correspondance avec le modèle d'Ashley et Sheridan (1994).

Dans le Pertuis d'Antioche, le « sandwich sédimentaire » typique (Ashley et Sheridan, 1994) est bien présent au niveau du seuil (Weber et al., accepté) comme dans la partie interne. Il se manifeste dans la partie externe par des sédiments fluviatiles grossiers à la base, des vases sableuses estuariennes recouvertes par des sables marins au sommet. Dans la Rade des Basques, la même alternance est visible, mais les proportions sont différentes entre les sédiments centraux estuariens, qui sont alors très largement dominants, et les sables marins qui se réduisent à des bancs tidaux perchés sur les interfluves.



Figure 6-3 : Modèle de remplissage sédimentaire des deux pertuis suivant trois sections, comparé aux modèles de remplissage de la Gironde et d'Ashley et Sheridan (1994) pour les vallées de grande taille.

Différences :

Par contre, les autres dépôt-centres des pertuis charentais montrent des variantes par rapport au modèle considéré.

- <u>Absence ou rareté des dépôts fluviatiles :</u> Particulièrement épais dans le cas de la Gironde (Cf. Figure 6-3 et Cf. 1.4.2), les dépôts fluviatiles de la base du comblement dans les deux pertuis semblent généralement absents ou rares et dispersés sous forme de petites lentilles. Deux hypothèses peuvent être proposées pour expliquer cette différence par rapport au modèle :
 - (1) Les faibles débits et les petits bassins versants de la Charente et des autres rivières débouchant dans les pertuis fournissent peu de sédiments continentaux aux parties marines de leur vallée incisée (Cf. 2.1.6).
 - (2) La non-préservation de ces dépôts (quelque soit leur volume initial), liée à une érosion des sédiments sous l'action des courants de marée ou de la houle. Cette dernière hypothèse laisse supposer que les érosions par les houles ou les marées auraient pu être plus importantes dans les pertuis par rapport à la vallée de la Gironde ; ce qui semble peu réaliste.
- <u>Des portions de vallée incisée dépourvues de sédiment:</u> Le tronçon de vallée correspondant à la Fosse d'Antioche est dépourvu de dépôts. L'absence actuelle de sédimentation pourrait résulter des forts courants qui y existent : vitesses mesurées supérieures à 1 m/s. Ceci serait principalement dû à la morphologie très encaissée de cette portion de vallée, encadrée par des platiers rocheux très peu profonds qui amplifient les courants de marée. Dans le passé, avec des conditions de plus bas niveau marin, les courants de marée étaient sans doute similaires voir plus forts car la vallée était plus encaissée encore. Ainsi, nous proposons donc que cette Fosse d'Antioche ait été continuellement une zone de « by-pass ».

Une explication alternative fait appel à une migration rapide de l'estuaire, liée à un fort taux de remontée du niveau marin. Ainsi, durant une telle transgression, les sédiments ne se déposent pas (accommodation très positive).

• <u>Omniprésence de sables dans le Pertuis Breton</u>: Comme nous l'avons proposé dans le paragraphe de comparaison des deux pertuis (Cf. 6.1.2), la quantité plus importante de sables marins dans le Pertuis Breton, par rapport au pertuis d'Antioche, résulterait de la localisation du Pertuis Breton au Nord. C'est-à-dire en amont de la dérive littorale Nord / Sud. Dans ce contexte, le Pertuis Breton est un véritable piège à sédiments qui stoppe les apports liés à la dérive littorale du Golfe de Gascogne.

L'analyse en détail du remplissage des vallées incisées des Pertuis charentais constitue, dans les cas du Seuil Inter-Insulaire et du Pertuis d'Antioche Interne, d'excellentes illustrations du modèle d'Ashley et Sheridan (1994). Elles confirment sa validité pour ce type d'environnement mixte, dominé à la fois par la houle et la marée.
Toutefois, nous avons mis en évidence que d'une vallée à l'autre, malgré la proximité géographique et une morphologie actuelle similaire, les remplissages pouvaient être très différents et éloignés des prévisions du modèle.

Dans le cas des vallées incisées des pertuis charentais, associées à de petits fleuves, le modèle d'Ashley et Sheridan (1994) ne prend pas en compte des facteurs importants comme :

- <u>Les variations d'apports sédimentaires fluviatiles</u>: Les faibles apports en sédiments continentaux des fleuves à petit bassin versant et faible débit se manifestent par des remplissages de vallées dominés par des faciès sédimentaires essentiellement marins voir estuariens mais rarement fluviatiles.
- 2. <u>Les variations des apports sédimentaires par dérive littorale</u>: Les contextes morphologique et hydrodynamique peuvent considérablement faire varier les apports en sables marins.

6.1.4 Synthèse stratigraphique à l'échelle de l'ensemble des pertuis charentais

La répartition en huit principaux dépôt-centres séparés ne permet pas d'établir de chronologie relative entre les différentes unités sismiques à l'échelle de l'ensemble de la zone.

Néanmoins, il existe des analogies entre ces différents dépôt-centres qui permettent de répartir les différentes unités en 4 grands groupes : trois sont liés aux dépôts millénaires et le 4^{ième} est associé aux dépôts séculaires. De la base au sommet, on a (Cf. Tableau 6-1):

Groupe 1 : les unités basales :

Il s'agit des lentilles de taille réduite (U1 et Uea1) dans le fond des vallées et des barres de méandre (U1) interprétées, par analogie avec les dépôts de la Gironde, à des sédiments grossiers alluviaux. Leur configuration est difficile à observer sauf pour l'unité sismique U1, sous le Seuil Inter-Insulaire, qui montre plutôt une progradation.

Groupe 2 : les unités dont le dépôt-centre rétrograde vers la côte :

Ce groupe correspond à un assemblage des unités sismiques montrant systématiquement une migration de leur dépôt-centre vers la côte, c'est-à-dire centrifuge par rapport aux axes des vallées incisées.

Il s'agit de l'essentiel des unités sismiques de trois des quatre dépôt-centres majeurs :

- L'ensemble des unités acoustiques des deux seuils externes (Vendéo-Rhétais et Inter-Insulaire),
- Les paraséquences progradantes sableuses de la partie interne du pertuis Breton (*Weber et al., accepté*).

Groupe 3 : Les unités dont le dépôt-centre prograde vers le large ou l'intérieur des vallées :

Le point commun des unités de ce groupe est de montrer systématiquement une migration de leurs dépôt-centres vers l'Ouest ou vers le centre des pertuis.

La transition entre cet ensemble et le groupe précédent se traduit, dans le Pertuis d'Antioche, par un changement dans l'architecture et dans la nature du remplissage (passage de Uea2a & b sableux à

Uea3 sablo-vaseux) et par la présence d'un lit pluri-centimétrique constitué de coquilles brisées ou entières. Cette unité sablo-vaseuse Uea3 estuarienne prograde depuis l'Est (Marais de Voutron-Rochefort) jusqu'à l'extrémité occidentale de la Rade des Basques.

L'équivalent de ces formations estuariennes dans le Pertuis Breton n'a pas été observé. Toutefois, comme dans le Marais de Voutron-Rochefort, le Marais Poitevin est comblé d'Est en Ouest, par des sédiments sablo-vaseux qui seraient l'équivalent de Uea3 (Cf. 2.1.5.2).

Dans le pertuis d'Antioche, le remplissage se poursuit ensuite par l'édification de bancs de sables tidaux progradant vers l'intérieur de l'estuaire (Longe de Boyard et Côte Est de l'île d'Oléron).

Groupe 4 : les unités aggradantes et progradantes partiellement mises en place lors des 200 dernières années :

Ce groupe comprend deux ensembles sédimentaires : (1) une aggradation vaseuse dans les dépressions (nappe de vase Uea6-Uec6-Upp3) et (2) une progradation vers l'intérieur de l'estuaire de bancs de sables tidaux. Ceux-ci montrent la variété des processus (envasement : contexte dominé par la marée / sable : contexte mixte dominé par la houle et la marée) contribuant au remplissage récent des pertuis.

	Pertuis Breton				Pertuis d'Antioche			
	Seuil	Vallée du	Fosse	Fosse	Bûcheron	Peu	Seuil inter -	Rade des
		Lay	Occidentale	orientale		Breton	Insulaire	Basques
<u>Groupe 4</u>				Uecб	Urn5	Upb3	U5	Uea6 et 7
<u>Groupe 3</u>								Uea5
								Uea4
								Uea3
<u>Groupe 2</u>				Uec5				
	Usb4			Uec4				
	Usb3		Uwc3	Uec3	Urn3	Upb2	U4	
	Usb2	Ulv2	Uwc2	Uec2	Urn2	Upb1b	U3	Uea2b
	Usb1	Ulv1	Uwc1	Uec1	Urn1	Upb1a	U2	Uea2a
Groupe 1							U1	Uea1

Tableau 6-1 : Répartition des unités sismiques suivant 4 groupes de paraséquences.

Synthèse stratigraphique du remplissage :

L'organisation d'une grande partie du comblement sédimentaire (1) du Seuil Inter-Insulaire (*Weber et al., 2004*) (2) du Pertuis Breton (*Weber et al., accepté*) et (3) du Pertuis d'Antioche, montrent des caractères d'une séquence transgressive unique :

- Une architecture des remplissages des différents segments de vallées (les deux seuils, les deux Pertuis) caractérisée par 4 groupes successifs (1) des lentilles de fond de vallée ; (2) des unités aux dépôt-centres rétrogradants vers les côtes ; (3) et (4) des unités aux dépôt-centres progradants vers le large ou vers l'intérieur des vallées incisées.
- Une rétrogradation des faciès sédimentaires d'estuaire. Au niveau du Seuil Inter-Insulaire, la superposition verticale des faciès montre successivement des environnements de bassin central d'estuaire (U2 – sables vaseux estuariens),

d'embouchure d'estuaire (U3 – sables grossiers marins d'embouchure) et marins (U4 – sables fins marins).

- Une migration des thalwegs des TRS vers le rivage, au niveau du Seuil Inter-Insulaire et dans le Pertuis Breton central.

Ces caractéristiques montrent une similitude avec les modèles de remplissage des vallées incisées de la côte orientale des USA d'Ashley et Sheridan (1994) et de la Gironde qui sont interprétés comme étant caractéristiques d'une séquence unique de comblement.

Ainsi, la succession stratigraphique des dépôts (études sismiques) et les faciès sédimentaires (vibrocarottages) permettent de proposer une chronologie de mise en place des unités acoustiques à l'échelle millénaire en relation avec la dernière remontée du niveau marin.

Par ailleurs, les datations des dépôts de comblement des marais à terre ne sont jamais antérieures à 10 000 BP environ et celles que nous avons obtenues sur différentes unités sismiques sont échelonnées entre 5260+-30 BP et 860 +-25 BP. Ainsi, on peut raisonnablement faire l'hypothèse que ces dépôts transgressifs se sont mis en place pendant la dernière transgression Holocène.

L'ensemble de ces arguments tend donc à suggérer que l'essentiel des dépôts appartient à une séquence unique de comblement d'ordre 7 suivant la nomenclature de Carter (1998) liée à la dernière remontée du niveau marin pendant l'Holocène. Toutefois, l'absence de datation sur l'ensemble des unités, et notamment les plus profondes, ne nous permet pas d'écarter la possibilité que certaines de ces unités, soient issues d'épisodes de dépôts plus anciens.

De plus, certaines unités acoustiques progradantes se caractérisent par des toits plans et sont scellées par les unités sus-jacentes. Ces toits plans s'expriment dans la bathymétrie par des terrasses sous-marines, localisées à des profondeurs constantes quelle que soit la zone considérée.

Dans le Pertuis Breton, nous avons mis en évidence, grâce aux données combinées de bathymétrie et de sismique, une morphologie en gradins successifs dûe à une superposition d'unités sableuses au toit plan (*Weber et al., 2003; Weber et al., accepté*). Ces corps progradants montrent une architecture rappelant des prismes rétrogradants transgressifs des marges continentales. Nous avons proposé qu'ils enregistrent des périodes de ralentissement ou d'arrêt dans la dernière remontée eustatique (*Weber et al., accepté*). Ces gradins sont présents dans l'ensemble des dépôt-centres du Pertuis Breton. Sur le Seuil Inter-Insulaire, nous avons retrouvé les gradins aux profondeurs -32, -24 et -17 m C.M. correspondants au toit des unités U2, U3 et U4. Dans le Pertuis d'Antioche interne, bien qu'ils soient plus rares que dans le Pertuis Breton, il existe également des corps sableux progradants dont les toits plans se localisent aux mêmes profondeurs que ceux du Pertuis Breton. Ce sont les unités Uea2a&b dont parties sommitales sont situées à -17 et -10 m C.M. et -6 et -4 m C.M. pour Uea5 (Est de l'île d'Oléron).

La mise en évidence de terrasses situées à des profondeurs similaires dans le Pertuis d'Antioche milite également en faveur d'un contrôle par un processus global comme l'eustatisme. Cette hypothèse n'implique pas nécessairement que les prismes progradants situés aux mêmes profondeurs soient synchrones. Par contre, les surfaces d'érosion plane situées à la même profondeur pourraient correspondent à un ravinement synchrone, lié à l'inondation des prismes sableux. Cette interprétation implique une corrélation chronologique relative de l'ensemble des unités acoustiques des différents dépôt-centres, à partir des discontinuités planes identifiées régionalement et scellées par des structures sus-jacentes. Cette chronologie stratigraphique globale pour l'ensemble des pertuis est résumée dans le Tableau 6-2 et la Figure 6-4.



 Tableau 6-2 : Synthèse chrono-stratigraphique des différentes unités sismiques des dépôt-centres des pertuis charentais.

6.1.5 <u>Les remplissages sédimentaires des pertuis charentais : un enregistrement des variations</u> à haute fréquence de la transgression à la fin de l'holocène

L'analogie très forte entre les prismes sableux du Pertuis Breton et des prismes rétrogradants transgressifs, ainsi que les corrélations régionales des terrasses sous-marines localisées à -24, -17, - 10 et -6 m C.M. suggère que ces structures enregistrent des périodes de stagnation du niveau marin pendant la transgression Holocène.

Les quelques datations réalisées confortent cette hypothèse de corps sableux transgressifs :

- le prisme (Urn1), localisé à 6 m, est daté à 2965 +-30 BP (Poz 4780). De plus, son âge et sa profondeur coïncident avec un ressaut de la courbe eustatique de Ters (1986).
- le prisme (Uec2), localisé à -17 m, est daté à 5260 +-30 BP (Poz 4783). Son âge et sa profondeur ne correspondent pas aux courbes eustatiques, ce qui pourrait impliquer qu'il se soit formé sous une tranche d'eau de quelques mètres.



Figure 6-4 : Synthèse chrono-stratigraphique des différentes unités sismiques des dépôt-centres des pertuis charentais en terme de lithologie.

Les courbes eustatiques locales (*Lambeck, 1997; Ters, 1973; Ters, 1986*) montrent des variations eustatiques importantes, qui correspondent à des profondeurs proches de celles des terrasses observées au toit des prismes progradants des pertuis :

- (1) les niveaux -24 m et -17 m correspondent à des ruptures de pentes dans la courbe de remontée eustatique de Lambeck (1997),
- (2) les niveaux -17, -10 et -6 correspondent approximativement à des périodes de petites chutes eustatiques sur la courbe eustatique de Ters (1986).



Figure 6-5 : Correspondance des niveaux verticaux caractéristiques sur différentes courbes eustatiques de l'Holocène.

Afin de conforter cette hypothèse de corrélation entre ces niveaux plans et des variations de la courbe eustatique lors de la remontée Holocène, des datations supplémentaires s'avèrent nécessaires.

6.1.6 <u>Essai de reconstitution des évolutions paléogéographiques des pertuis charentais depuis</u> <u>10000 BP :</u>

Compte tenu des interprétations précédentes sur les contextes de dépôts des différentes unités de remplissage ainsi que les hypothèses stratigraphiques émises, et malgré les quelques incertitudes qui subsistent sur les âges des corps sédimentaires, nous proposons un scénario du comblement et de la mise en place de la couverture meuble en liaison avec les variations du niveau marin au cours de l'Holocène (Cf. Figure 6-6) :

• De 10000 BP à 6500 BP : La phase de remontée rapide du niveau marin

Au début de l'Holocène, la mer arrive au pied des seuils Vendéo-Rhétais et Inter-Insulaire. L'ensemble des Pertuis Charentais est émergé et les 4 rivières circulent dans leur réseau de vallées incisées. La Charente ainsi que le Lay au Nord débouchent directement sur le large. Au niveau du Pertuis Breton, la connexion avec la mer est rendue impossible par l'existence du haut-fond rocheux au Nord du platier des Baleines. Les Fosses de Chevarache sont isolées et constituent des lacs où vient se jeter la Vendée. La présence des vallées inter-pertuis permet à la Sèvre Niortaise de s'écouler vers le large par l'intermédiaire de sa confluence avec la Charente du sud du Coureau de La Pallice.

Lorsque la mer atteint -32 m, seule la vallée de la Charente est envahie par la mer. Elle pénètre largement dans le pertuis jusqu'à l'extrémité orientale de la fosse et dans le Nord de la Rade des Basques. Le comblement de la vallée incisée de la Charente au niveau du seuil débute. Ces premiers dépôts U2, caractéristiques du bassin central, suggèrent que l'estuaire était alors situé sur la partie Ouest du Seuil Inter-Insulaire.

Le Seuil des Baleines, plus élevé, empêche toujours la communication entre le Pertuis Breton et le large. Il faut attendre un niveau marin situé aux alentours de -24 m pour que la connexion avec les « lacs de Chevarache » soit réalisée. L'estuaire se situe alors au niveau du Seuil Vendéo-Rhétais. L'estuaire du Pertuis Breton initialement dominé par les courants de marée (banc tidaux longitudinaux - Usb2) subit ensuite l'influence de la houle (barre d'embouchure transverse - Usb3). L'ensemble des vallées incisées des deux pertuis est maintenant envahi par la mer.

Le niveau marin monte toujours rapidement jusqu'à -17 m (*Lambeck, 1997*). La mer pénètre encore plus profondément dans les pertuis. Les estuaires migrent également vers l'Est. Dans le Pertuis Breton, l'embouchure des estuaires se situe au niveau de la Fosse Orientale de Chevarache où se développent de larges flèches sableuses sous l'influence d'une dérive littorale Nord-Ouest / Sud – Est. La communication entre le large et le Pertuis Breton est réalisée par un détroit réduit.

Sur les deux seuils, la houle arase les constructions de barre d'embouchure précédentes (U3 et Usb3) et des dépôts de sables fins marins s'effectuent (Usb4-U4). Dans les parties plus internes des pertuis, un environnement fluvio-tidal se caractérise essentiellement par l'édification de barres de méandre dans les vallées.

• De 6500 BP à 2000 BP : La phase de diminution du niveau marin

A cette période, les deux pertuis constituent de larges baies qui s'étendent profondément vers l'Est. Les golfes (Rades des Basques et Golfe de Rochefort / Pertuis Breton et Golfe poitevin) sont largement envahis par la mer. Dès -17 m, le taux de remontée du niveau marin diminue progressivement et lorsque la mer atteint -10 m, celui-ci plus faible devient inférieur aux apports de sédiment. Il y a un comblement de l'espace disponible qui débute par les zones les plus calmes et abritées puis se poursuit vers l'aval.

Le niveau marin poursuit sa remontée et les embouchures des estuaires migrent toujours vers l'amont comme le montre le décalage et la superposition de barres d'embouchure successives dans le Pertuis Breton. Celles-ci finissent par prograder vers l'Est et à combler l'estuaire par le développement des deltas de flot sur l'interfluve Nord de la Fosse Orientale de Chevarache et dans le Peu Breton. Dans le Pertuis d'Antioche, la Rade des Basques est principalement dominée par les courants tidaux liés à sa vidange et à celle du golfe de Voutron-Rochefort. Les hauts platiers bordant la Fosse d'Antioche font toujours office de barrières. Mais à un niveau marin de -6 m, ils commencent lentement à être inondés. Progressivement, la Fosse d'Antioche laisse pénétrer plus largement la houle dans la baie, ainsi que les apports marins associés.

A la fin de cette période, l'inondation maximale des baies induit de forts courants tidaux qui donnent aux estuaires une forme en entonnoir. L'énergie du milieu est maximum et la sédimentation est alors stoppée dans les chenaux de marée (Rade des Basques - R(uea3)). Sur les interfluves, maintenant inondés, se met en place un banc sableux d'estuaire : la Longe de Boyard.

• <u>De 2000 BP à l'actuel : L'envasement des baies, la réorganisation de bancs de sable et la</u> progradation vers l'Ouest du trait de côte

Depuis 2000 BP, les baies se comblent de sédiments et se transforment en marais. Lors des derniers siècles, cette progradation des plaines côtières s'accentue avec la poldérisation intensive dans les Marais Poitevin et de Brouage. Les baies se réduisent et leur comblement reprend par une sédimentation vaseuse accrue. Parallèlement, certains bancs de sables sont réorganisés (Longe de Boyard) ou construits (Banc du Bûcheron) alors que des flèches sableuses se développent (pointe Sud de l'île d'Oléron, Pointe d'Arcay de Boyardville et de Bellevue).







Figure 6-6 : Essai de reconstitution paléogéographique du littoral vendéo-charentais pour les derniers 10 000 ans

6.2 **Dynamique sédimentaire séculaire des pertuis Charentais**

Dans cette partie, nous traiterons des dépôts mis en place par la dynamique sédimentaire récente et actuelle. Il s'agit de les distinguer au sein de la couverture sédimentaire meuble et de préciser la transition, les échanges et le contrôle existant entre les dépôts séculaires et millénaires.

6.2.1 <u>La distinction des corps sédimentaires enregistrant les conditions environnementales</u> <u>actuelles de ceux issus de conditions anciennes</u>

Nous avons distingué deux principaux ensembles constituant la couverture sédimentaire meuble :

- a. les dépôts millénaires : ensemble des unités sismiques ne montrant aucun gain sédimentaire depuis 1824.
 - b. Les dépôts séculaires : ensemble des unités dont une partie ou la totalité correspond à un gain sédimentaire depuis 1824. Cet ensemble comprend à la fois les gains sédimentaires depuis 1824 et le reste des unités auxquelles appartiennent ces zones de gains.



(A) Cas des unités séculaires aggradantes

Figure 6-7 : Schéma expliquant la distinction entre les dépôts séculaires et millénaires.

Les cartes de répartition de ces deux ensembles montrent qu'ils sont différents à la fois par leur localisation géographique, leur surface et leur volume (Cf. Figure 6-8).

En effet, les dépôts millénaires sont présents sur presque toute la surface occupée par la couverture sédimentaire meuble. Seules quelques unités appartenant aux dépôts séculaires isolés et de taille réduite (exemple : unité U5 en bordure Ouest de la Fosse d'Antioche) se mettent en place dans des zones dépourvues de sédiment, appartenant aux dépôts millénaires (seuils rocheux, Fosse d'Antioche). Les unités sismiques concernées par des changements bathymétriques séculaires se cantonnent à la partie orientale des pertuis, à proximité des côtes et dans des secteurs où il existait des dépôts millénaires. Les zones externes des pertuis sont constituées de dépôts millénaires stables ou subissant des érosions superficielles (seuils externes Vendéo-Rhétais et Inter-Insulaire). Ainsi, seuls 20% de la surface des sédiments à l'affleurement montrent des évolutions bathymétriques sur 200 ans (Cf. Tableau 6-3).

	Sédi	Rocho	
	Vase	Sable	NUCIE
Couverture	$S = 546 \times 10^6 m^2$	$S = 1518 \times 10^6 m^2$	
totale de la zone	soit 20%	soit 56%	$S = 663 \times 10^6 m^2$
(explorée par la			soit 24%
sismique marine	$S = 2064 \times 10^{\circ}$		
$2727 \times 10^6 \text{m}^2$)	V = 6553 x10		
	$S = 511 \text{ x} 10^6 \text{m}^2$	$S = 31 \times 10^6 m^2$	
Extension des	soit 19%	Soit 1%	
dépôts montrant			
une évolution	$V = 717 \ x10^6 \ m^3$	$V = 132 \text{ x} 10^6 \text{ m}^3$	
morphologique	Soit 9%	Soit 1%	
séculaire	A=220x10 ⁶		
	$V = 849 \text{ x} 10^6$		

Tableau 6-3 : Répartition en surface et volume de la couverture sédimentaire meuble et de la part des dépôtsséculaires.

Du point de vue volumique, les cartes d'épaisseur de sédiments permettent d'apprécier les parts respectives des deux ensembles millénaire et séculaire par rapport à la couverture sédimentaire totale. Avec 88% des sédiments meubles, les dépôts millénaires sont nettement dominants, ce qui est normal compte tenu de leur plus longue période de mise en place.

Afin de mieux appréhender les changements sédimentaires séculaires, nous avons reconstitué une carte de la nature sédimentologique du toit des dépôts millénaires (c'est-à-dire avant le dépôt des unités séculaires). La comparaison de cette carte à la carte actuelle de nature du fond met en évidence une modification très importante de la nature des sédiments au niveau des parties internes des pertuis (Cf. Figure 6-9). On constate que les dépôts sableux grossiers marins (Pertuis Breton) ou sablo-vaseux estuariens (Pertuis d'Antioche) millénaires ont été recouverts par une couverture vaseuse uniforme (Uea6-Upp3-Uec6-Uwc4-Urn4). Cette modification de la nature des fonds concerne aussi les sables puisque les dépôts actuels (sables fins) recouvrent des sables grossiers et graviers millénaires.



Figure 6-8 : Cartes des épaisseurs des dépôts millénaires et des dépôts séculaires.



Figure 6-9 : (en haut) Carte sédimentologique simplifiée du fond marin actuel ; (en bas) Carte sédimentologique du toit des dépôts millénaires.

6.2.2 La transition entre les corps sédimentaires millénaires et séculaires

• <u>Mise en évidence d'un changement de rythme et de faciès entre les dépôts millénaires et</u> <u>séculaires :</u>

Les ensembles de dépôts millénaires et séculaires sont séparés par une discontinuité associée à une grano-décroissance des sédiments. Cette transition est brutale lorsque les unités vaseuses séculaires (Uea6-Upp3-Uec6-Uwc4-Urn4) recouvrent des corps sableux (exemple des dunes hydrauliques de la fosse Orientale de Chevarache : Uec2 et Peu Breton : Upp2). Il s'agit d'une véritable fossilisation des corps sableux (dont les dunes hydrauliques) par une couche de 1 à 2 m de vase, qui peut s'interpréter comme l'enregistrement d'une diminution générale de l'énergie du milieu et / ou une augmentation des apports en particules en suspension.

Dans le cas particulier du Peu Breton, cette couverture vaseuse sommitale ne montre pas de gain sédimentaire depuis 1824 (Cf. Figure 4-23). Par conséquent, ces dépôts vaseux séculaires ont commencé à se mettre en place avant 1824.

Trois datations réalisées au sein de la nappe vaseuse localisée dans la Rade des Trousses et dans le Pertuis Breton indiquent respectivement des âges de 850+/- 30 BP (carotte Kv45, profondeur 190 cm, lamellibranche indéterminé, beta 18 06 76 AMS), 860 +/- 25 ans BP (carotte Kv54, profondeur 230 cm, Poz-4785 AMS) et 1230 +/- 30 ans BP (carotte 64, profondeur 40 cm, AMS datation, Poz-4782). Ces datations confirment que le drapage vaseux est récent (un peu plus de mille ans probablement).

Les datations sont également en bon accord avec les taux de sédimentation qui varient entre 0.12 et 6 cm/an (Cf. 4.2.2.2.1.2) dans les zones où reposent les vases (Cf. 4.2.2.2.1.2).

<u>Origine de la nappe de vase :</u>

Des observations montrant des modifications semblables de la morphologie sédimentaire (développement de vasière, rehaussement des fonds et progradation des estrans vaseux) ont également été réalisées dans des régions proches :

- Gironde, avec la mise en place de la Grande vasière de la Gironde depuis -200 à 100 BP : (*Clavé, 2001; Lesueur, 1992; Lesueur et al., 2001; Pontee et al., 1998*);
- Espagne : progression des estrans vaseux (*Dabrio et al., 2000; Freitas et al., 2002; Lario et al., 2002*);
- Portugal : progression des marais (Psuty et Moreira, 2000) ;
- Royaume-Uni : envasements des estuaires (Allen et Rae, 1988; Jago, 1980; Shi, 1993; Van der Wal et al., 2002).

Ainsi, le changement sédimentaire dans le comblement, observé dans la partie interne des pertuis charentais, semble relativement synchrone de modifications similaires observées dans ou à proximité de nombreux estuaires européens. Ce changement sédimentaire est-il l'expression d'un bouleversement global ?

- <u>L'hypothèse eustatique :</u> La légère et récente hausse du niveau marin (1.13 +/-0.05 mm /an, (*Cazenave, 1999*) est probablement négligeable en tant que facteur agissant directement sur l'évolution du comblement sédimentaire (accommodation très négative) face aux forts taux de sédimentation observés (0.12 à 6 cm /an). Par contre, en période de haut niveau, le comblement est une évolution naturelle des estuaires. En effet, les apports sédimentaires deviennent supérieurs à la hausse du niveau marin. Une conséquence majeure de ce comblement est l'expulsion du bouchon vaseux vers le large (*Lesueur, 1992; Lesueur et al., 2001; Lesueur et al., 2002*).
- <u>L'hypothèse climatique :</u> Les derniers 2000 ans présentent des modifications climatiques qui ont eu généralement pour effet de modifier la température et la pluviométrie. Deux périodes froides ont alterné : le Dark age (400 à 900 AD) et le Petit âge de Glace (1400 à 1850 AD) (Cf. 1.2.3) avec des périodes de réchauffement, pendant lesquelles il y a eu une augmentation des précipitations. De telles périodes chaudes ont pu entraîner une accentuation de l'érosion, des débits des rivières et donc des apports fluviaux en matériaux terrigènes. Ceci pourrait en partie expliquer l'augmentation des apports en matière en suspension.
- <u>L'hypothèse anthropique :</u> Les 2000 dernières années ont également vu se développer considérablement les activités humaines. La déforestation, le développement de l'agriculture intensive depuis le XVIII^{éme} siècle, peuvent être à l'origine d'apports fluviatiles plus importants. La poldérisation observée au niveau des différentes plaines côtières depuis le XVIII^{éme} siècle : Marais Poitevin et Anse de l'Aiguillon, Baie de Brouage, Marais de Voutron (Cf. 4.2.1.3) a amplifié le comblement naturel des estuaires. Des effets identiques de la poldérisation ont également été observés dans d'autres estuaires européens. (*Pendon et al., 1998; Van Der Wal et Pye, 2003; Van der Wal et al., 2002*). Une conséquence importante du comblement des estuaires accéléré par l'homme est la diminution du prisme tidal et donc la diminution des courants de marée. Une telle diminution des courants pourrait en partie expliquer la grano-décroissance des sédiments. Une autre conséquence de la poldérisation est l'accélération de l'expulsion du bouchon vaseux. D'autre part, la prolifération des crépidules dans les baies diminue également les courants et facilite l'envasement.

Il est difficile de distinguer la part de chacun des facteurs dans ce phénomène. Toutefois, il est fort probable que l'envasement des pertuis et plus globalement des estuaires européens, soit issu d'un forçage anthropo-climatique qui semble plus à même d'engendrer une telle accélération du comblement vaseux qu'un changement d'ordre eustatique.

6.2.3 Les grandes tendances de la dynamique sédimentaire séculaire

La dynamique sédimentaire séculaire est dépendante du contexte hydro-sédimentaire où elle s'applique :

• *Les zones d'érosion superficielle des corps sableux* :

- Erosion superficielle des corps millénaires : Dans les zones dominées par la houle ou mixte (houle et marée), la dynamique sédimentaire s'exerce sur des corps anciens, constitués de sables grossiers et graviers. Ils subissent un ravinement superficiel de type WRS (ex : seuils externes ou Longe de Boyard). A cela se superpose l'action des courants de marée, comme en témoignent les structures de type ruban (Cf. 4.2.2.1.1) qui traduisent l'existence d'un transport résiduel vers l'intérieur des Pertuis. Des mesures réalisées sur le Seuil Inter-Insulaire ont montré qu'il existait de très forts courants sur le fond.
- Le bilan sédimentaire négatif des bancs sableux : les bancs (Longe de Boyard : *(Chaumillon et al., 2002b)* enregistrent une érosion plus importante que les engraissements.
- La prépondérance des côtes en érosion sur celles en engraissement : de nombreuses côtes initialement en engraissement sont maintenant en érosion (pointe Sud de l'Ile d'Oléron).
- Les zones de progradation sableuse: Dans le domaine intertidal en contexte hydrodynamique mixte, les gains sédimentaires correspondent à des dépôts de sables fins qui contrastent avec les zones de dépôts plus anciens, constitués de sables grossiers (Cf. 4.2.4). Cette progradation de sables s'exprime sous trois formes :
 - La construction de nouveaux corps sableux (exemples : le prisme U5 accolé à la bordure Ouest de la Fosse d'Antioche, les flancs actifs de la Longe de Boyard) ;
 - La construction de flèches sableuses (Pointe Sud de l'île d'Oléron, Pointes de l'Aiguillon, d'Arcay, de Bellevue et de Boyardville, le banc du bûcheron ...) ;
 - La réorganisation morphologique de corps ou côtes sableuses qui subissent à la fois des gains et des pertes sédimentaires (l'Anse de Maleconche et la Pointe des Saumonards).

Les sables fins qui constituent ces dépôts séculaires sont d'origine marine. Aucun apport de sables continentaux fluviatiles n'a été observé. Ainsi, la dynamique sableuse séculaire résulte uniquement d'une remobilisation du sable marin. Ces apports sédimentaires en sables fins sont globalement localisés dans les zones de limite d'influence de la houle (domaines mixtes) et contribuent à la construction des formes sédimentaires enregistrant l'action de la dérive littorale (flèches sableuses) ou de bancs de sables tidaux. Cet enregistrement de l'action des houles et la localisation des gains sableux, situé à la transition entre les zones sableuses en érosion dominées par les houles et les zones vaseuses en accrétion, suggèrent que les apports sableux provenant du large (par démantèlement des unités millénaires situées au large ou à proximité des zones en accrétion) sont donc contrôlés à la fois par les courants induits par la houle et par la marée. <u>Les zones d'aggradation vaseuse</u>: Une sédimentation vaseuse de large extension géographique occupe les zones dominées par les courants de marée. Cette nappe de vase représente, sur l'ensemble des deux pertuis et dans la baie de Marennes-Oléron, 770x10⁶ m³.

Il existe deux sources envisageables pour cette vase :

- <u>Allochtone</u>: De nombreux travaux antérieurs ont montré qu'une partie du panache turbide de l'estuaire de la Gironde est déviée vers le Nord au moment du flot (Cf. 2.1.8.1). Des mesures récentes réalisées à partir de traceurs isotopiques montrent qu'une part importante des suspensions dans le Pertuis d'Antioche provient de l'estuaire de la Gironde (Cf. 2.1.8.1). Toutefois, l'ensemble des échantillons a été réalisé dans des zones du Pertuis d'Antioche qui ont montré très peu ou pas d'engraissement vaseux ou sur des secteurs où la sédimentation est plutôt dominée par des sables marins. La part de la Gironde dans les dépôts récents (moins de 200 ans) n'est donc pas bien quantifiée ;
- <u>Autochtone :</u> Une partie de ces vases provient des apports des rivières et du ruissellement côtiers. Les apports dans le Pertuis d'Antioche, attribués à la Charente, seraient de l'ordre de 0.1×10^6 t/an (Cf. 2.1.6). Les 440 x 10^6 m³ évalués correspondent approximativement à 360×10^6 tonnes ; ce qui nécessiterait environ 3600 ans de sédimentation. Une autre source de matière autochtone à prendre en compte est la production de déchets organiques par les huîtres et les moules, qui se combinent aux particules argileuses (Cf. 2.1.9.2).

Nous avons mis en évidence que l'aggradation vaseuse présentait une grande extension géographique puisqu'elle occupe près de 95%, en surface, des changements bathymétriques séculaires. De plus, cet envasement présente des taux de sédimentation très élevés, plus particulièrement dans les chenaux de marée ou les dépressions (plus de 8 m en 180 ans localement). Ainsi, dans l'accrétion sédimentaire séculaire des zones subtidales, il existe une nette prédominance de l'aggradation vaseuse sur la progradation sableuse.

La poursuite de l'extension géographique de l'envasement : Les zones de comblement vaseux progressent d'Est en Ouest comme en témoigne la localisation des dépôts vaseux depuis 180 ans (Fosse Orientale de Chevarache, Rade des Basques, Coureau de La Pallice) par rapport à leurs équivalents plus anciens (Peu breton, Pertuis d'Antioche interne). Le Peu Breton déjà totalement comblé se prolonge à l'Ouest par la Fosse de Chevarache où les dépôts vaseux sont plus récents. Le même type d'observation peut être réalisé dans le Pertuis d'Antioche (progression vers le Nord-Ouest de la Rade des Basques). Les dunes hydrauliques d'Antioche montrent un début d'envasement. Dans le Pertuis Breton, cet envasement a déjà scellé partiellement ou totalement les dunes Est de Chevarache. Cette extension de l'envasement illustre la poursuite du comblement des estuaires depuis l'amont vers l'aval.

La dynamique sédimentaire actuelle se résume donc à un comblement des parties internes des Pertuis, associé à une progradation des plaines côtières vers l'Ouest, auquels s'oppose l'érosion générale des côtes, dans les zones du large exposées aux houles.

6.2.4 <u>Contrôle de la dynamique sédimentaire séculaire par l'héritage sédimentaire et</u> <u>morphologique millénaire</u>

L'architecture et les faciès de la couverture sédimentaire ont permis de proposer qu'elle se soit mise en place, en grande partie, pendant le fonctionnement des estuaires, au cours de la dernière phase de remontée du niveau marin. Ces sédiments millénaires et les incisions du socle constituent pour la dynamique sédimentaire séculaire :

- <u>Un héritage morphologique :</u> Les dépôts millénaires sont localisés essentiellement dans les vallées et chenaux incisés, comme dans toutes les marges non subsidentes. La localisation et la morphologie des vallées incisées sont elles-mêmes influencées par la lithologie du substratum qui définit des dépressions plus ou moins vastes (ex : Marais Poitevin / Marais de Voutron-Rochefort Cf. 5.1.2.1) contraignant ainsi la dimension des futurs réservoirs sédimentaires. Il existe donc un contrôle morphologique du socle mais également un contrôle des sédiments millénaires sur les évolutions sédimentaires séculaires et les écoulements hydrodynamiques (courants de marée, propagation des houles).
- <u>Un héritage eustatique :</u> L'incision comme les dépôts millénaires résultent des variations du niveau marin passé. De plus, les dépôts séculaires se mettent en place dans un contexte de comblement des estuaires initié aux alentours de 6500 BP. Celui-ci se poursuit par (1) l'élargissement et l'extension par progradation des structures et des côtes sableuses ; (2) l'aggradation vaseuse et le gain des plaines côtières sur la partie marine.
- <u>Une héritage en terme de stock de matériaux disponibles :</u> Les dépôts millénaires représentent une quantité importante de sédiments vaseux et sableux qui sont, pour ceux présents à l'affleurement, disponibles et en partie remobilisables par les agents hydrodynamiques. Ils peuvent alors participer aux transits sédimentaires actuels. Ils constituent alors un « disponible sédimentaire » (*Tessier et al., 2003*).

CHAPITRE 7. CONCLUSION

Dans cette étude, nous avons recherché à caractériser la couverture sédimentaire meuble de toute la zone littorale de la Charente Maritime. Les objectifs étaient de :

- distinguer les corps sédimentaires liés aux conditions hydrodynamiques actuelles de ceux liés à des conditions plus anciennes;
- (2) définir le contrôle des héritages morphologiques et sédimentaires sur la dynamique sédimentaire récente à actuelle ;
- (3) identifier les différents forçages de la dynamique sédimentaire aux échelles séculaire et millénaire, y compris l'action de l'homme.

Par conséquent, nous nous sommes plus particulièrement intéressés au volume, à l'architecture et à la nature des sédiments, c'est-à-dire aux stocks et aux échanges potentiels au sein de ce milieu côtier. La caractérisation tridimensionnelle de la couverture sédimentaire ainsi que de ses évolutions a également des objectifs appliqués :

- Evolution des voies de navigation par l'évaluation des taux de sédimentation et la migration de bancs ;
- Protection et aménagement du littoral concernant le rechargement de plages, la mise en évidence des zones de stock et de flux ;
- Recherche de matériaux tels que des granulats avec l'estimation des volumes et du type de sédiment disponible et évaluation des impacts de l'extraction ;
- Impact anthropique sur l'environnement et l'évolution naturelle du littoral.

Mise en place d'une méthodologie:

Le développement de cette étude se concrétise par la création d'un SIG numérique 4D, de l'environnement côtier entre 0 et -80 m C.M., réalisé grâce à l'utilisation d'une méthodologie très originale de comparaison des bathymétries anciennes et échelonnées sur 200 ans, avec une exploration sismique haute résolution systématique.

Perspective : Etendre lce modèle 3D du littoral à la partie terrestre côtière. Cette approche Terre / Mer ébauchée dans ce travail montre qu'une partie des comblements Holocènes et récents se situent soit dans les plaines côtières (Marais) soit à la côte (ex : pointes sableuses). Ainsi, une modélisation globale Terre / Mer du toit du socle et de la couverture sédimentaire devrait permettre d'étendre la quantification précise des sédiments apportés à la côte afin de réaliser un budget sédimentaire complet et de résoudre des problèmes d'hydrogéologie des marais côtiers.

Lors de l'établissement de ce modèle, nous avons été confrontés à différents problèmes techniques :

 Dans la définition de l'organisation des dépôts par un réseau dense de profils sismiques, la principale difficulté repose sur la présence assez fréquente de gaz dans les sédiments des zones vaseuses. Celui-ci masque l'ensemble des dépôts sous-jacents.

Perspectives : S'affranchir de cette perturbation acoustique, notamment par l'emploi de technique de sismique basé sur les ondes « S ».

- La calibration de la sismique s'est avérée primordiale pour caractériser précisément les lithologies des différentes unités sismiques reconnues. Par contre, les techniques de carottages restent insuffisantes : (1) les systèmes volumineux nécessitent des navires porteurs qui ne permettent pas la prospection en très petit fond ; (2) les résultats dans les environnements sableux sont loin d'être satisfaisants (1.5 m maximum) et empêchent d'accéder à certaines unités profondes.

Perspectives : Techniques de carottage par petit fond en environnement sableux à développer et améliorer.

 Dans le cas de dépôts déconnectés, ce qui est fréquent sur les « marges maigres », l'établissement d'une chronologie stratigraphique des différents dépôts reste très délicat. Les datations ¹⁴C restent alors le seul moyen de la contraindre. Toutefois, elles nécessitent un échantillonnage des différentes unités et posent encore le problème des techniques de prélèvements.

Deux approches temporelles :

La caractérisation de la couverture sédimentaire du système côtier de Charente-Maritime a été abordée suivant deux échelles temporelles : séculaire et millénaire. Chacune de ces approches permet d'appréhender de façon complémentaire l'organisation et le mode de mise en place des sédiments meubles.

- L'échelle de temps séculaire, grâce aux différences de bathymétries et de traits de côte, combinées à l'exploration sismique, aux carottages et aux datations, permet : (1) de déterminer les grandes tendances de la dynamique sédimentaire à l'échelle régionale ; (2) d'identifier les zones sédimentaires stables de celles qui sont mobiles pendant les deux derniers siècles ; (3) de quantifier ces évolutions et (4) de définir sur certaines structures mobiles les variations de cette dynamique depuis 1824.
- L'échelle de temps millénaire, grâce à la réalisation d'un réseau dense de profils sismiques HR et THR calibré avec des vibrocarottages et des datations, fournit une vision tridimensionnelle complète (1) de la morphologie du toit du socle rocheux et (2) de l'architecture et du volume de chaque structure, de la nature, de l'environnement de dépôt et du mode de mise en place de la couverture sédimentaire meuble.

La confrontation des résultats obtenus à ces deux échelles de temps nous permet de séparer les unités sismiques en deux ensembles distincts:

(1) Celles dont une partie ou la totalité a subi une accrétion depuis les 200 dernières années : <u>les</u> <u>dépôts séculaires.</u>

(2) Celles plus anciennes n'ayant subi aucune accrétion depuis 180 ans : les dépôts millénaires.

Cette double approche démontre que les études sismiques sont indispensables pour comprendre les évolutions à long terme (millénaire et séculaire) de la dynamique sédimentaire d'une région.

Perspectives : Rendre systématique la prospection et l'analyse sismique THR en milieu littoral.

L'organisation des dépôts :

Une surface d'érosion d'importance régionale définit un réseau de chenaux et vallées creusé dans le socle mésozoïque et indique que les pertuis charentais représentent des segments de vallées incisées liés au Nord (Vallée Bretonne) au Lay, à la Vendée et à la Sèvre Niortaise et au Sud (Vallée d'Antioche) à la Charente.

L'exploration sismique précise de ces deux systèmes de vallées incisées des pertuis Charentais a permis de restituer avec détail la morphologie des incisions. Cette dernière montre une incision maximum au niveau de la zone littorale avec un contrôle structural évident. Vers le large, l'incision diminue puis disparaît et semble confirmer l'hypothèse selon laquelle une rivière ne génère pas nécessairement une vallée incisée continue à travers le plateau continental durant la phase de descente du niveau marin, d'autant plus si la chute du niveau marin est rapide et que cette dernière ne dépasse pas le talus continental.

Perspective : Réaliser une cartographie de toutes les vallées incisées du Golfe de Gascogne dans le but de définir les variations de profondeur de l'incision afin de mieux discriminer l'importance relative des différents forçages (eustatisme, lithologie, hydrologie des fleuves, mouvements verticaux, contrôle tectonique).

L'analyse de détail du remplissage des vallées incisées des Pertuis charentais constitue, dans le cas de la vallée d'Antioche, une excellente illustration du modèle d'Ashley et Sheridan (1994). Toutefois, nous avons mis en évidence que les remplissages sédimentaires de deux vallées, proches géographiquement et de morphologie similaire, pouvaient être cependant très différents et éloignés des prévisions du modèle de référence pour les vallées incisées.

Dans le cas des vallées incisées des pertuis charentais, le modèle considéré ne prend pas en compte des facteurs importants comme :

- <u>La morphologie de l'incision</u> (ex : détroits concentrant les facteurs hydrodynamiques et empêchant les dépôts) ;
- <u>Les variations d'apports sédimentaires fluviatiles</u>: Les faibles apports en sédiments continentaux des fleuves à petit bassin versant et faible débit ont pour conséquence des comblements de vallées essentiellement représentés par des faciès sédimentaires marins voir estuariens;
- <u>Les variations des apports sédimentaires par dérive littorale</u>: Le contexte morphologique et hydrodynamique peut considérablement faire varier les apports en sables marins par dérive littorale.

Perspective : Afin de mieux définir l'importance des processus gouvernant les remplissages sédimentaires, il s'avérerait intéressant de comparer les dépôts des différentes vallées incisées du Golfe de Gascogne

Nous avons mis en évidence qu'une grande partie de la couverture sédimentaire a été mise en place pendant le fonctionnement des estuaires au cours de la dernière phase de remontée du niveau marin. Les sédiments millénaires et les incisions du socle constituent pour la dynamique sédimentaire séculaire un héritage morpho-sédimentaire dont le rôle est fondamental pour la compréhension de la dynamique sédimentaire récente et actuelle d'un environnement côtier.

Ces dépôts millénaires représentent la quantité la plus importante des sédiments. Ils sont présents à l'affleurement, disponibles et en partie remobilisables par les agents hydrodynamiques et contribuent aux transits sédimentaires actuels. Ils constituent alors un « disponible sédimentaire » fondamental pour l'évolution de l'environnement côtier.

Perspectives : Définir les échanges et prédire les évolutions à court terme du système côtier et préciser les seuils d'érodabilité de chaque zone. L'objectif serait de définir précisément ce potentiel remobilisable en fonction des agents hydrodynamiques présents et de quantifier précisément le volume de matériaux érodés, transportés et amenés à la côte. La réalisation de ce bilan quantitatif des stocks et des échanges doit également pouvoir permettre de définir la pérennité à court et moyen terme de ces stocks d'âge millénaires, notamment pour les sables.

Perspectives : Exporter cette approche millénaire et séculaire à d'autres environnement côtiers.

Les dépôts séculaires n'occupent qu'une surface restreinte par rapport à la surface de couverture meuble (2/3 de la surface totale) et montrent sur le littoral Vendéo-Charentais quatre régimes de la dynamique sédimentaire qui se superposent aux provinces hydrodynamiques. Cette dynamique sédimentaire séculaire se manifeste par :

- l'érosion de structures (corps subtidaux au large ou côtes sableuses dans les zones où la houle domine ;
- (2) des structures sableuses de transfert dans les environnements mixtes où interviennent la houle et les courants de marée ;
- (3) des zones d'accumulation sableuses dans les domaines intertidaux et les côtes à la limite d'action des houles et dans des provinces uniquement dominées par les courants de marée ;
- (4) des zones d'accumulation vaseuse, principalement en bordure des plaines côtières (domaine intertidal) où dominent les courants de marée, et dans les dépressions préexistantes (domaine subtidal) en environnement mixte.

Le comblement sédimentaire des estuaires charentais, très rapide et récent, semble enregistrer des changements environnementaux à haute fréquence des derniers milliers d'années comme :

(1) <u>les conséquences des variations eustatiques</u>, de la fin de la transgression Holocène : périodes de ralentissement ou d'arrêt dans la dernière remontée eustatique, enregistrées par des prismes sableux en gradins.

Perspectives : Intensifier les recherches de gradins dans les autres estuaires de la façade atlantique pour tenter, le cas échéant, de corréler entre elles les discontinuités, sédimentaires comme cela a été amorcé dans les pertuis charentais.

(2) <u>Les changements climatiques</u> millénaires à séculaires : ils ont pu entraîner une accentuation de l'érosion, des débits des rivières et donc des apports fluviaux en matériaux terrigènes. Ceci pourrait expliquer en partie l'envasement des pertuis charentais.

Perspectives : Poursuivre l'effort d'investigation par carottage, les analyses sédimentologiques et les datations.

(3) <u>Les activités humaines</u>: Les forçages anthropiques (déforestation, développement de l'agriculture intensive, poldérisation) ont depuis quelques siècles sans doute amplifié le comblement naturel des estuaires, par diminution du prisme tidal et donc la diminution des courants de marée, par amplification vers le large des matières en suspension, par l'érosion des sols, par la conchyliculture. D'autre part, les extractions de granulats réalisées sur les seules zones de réserves sableuses subsistantes constituent des pertes par rapport aux sables qui pourraient naturellement recharger les côtes.

Ainsi, le littoral charentais, avec la diversité de ses environnements sédimentaires et grâce à la grande variété des données que nous avons obtenues, peut devenir un modèle naturel de référence pour étudier l'évolution d'estuaires sous une forte pression anthropique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- Abegg, F. and Anderson, A.L., 1997. The acoustic turbid layer in muddy sediment of Eckernfoerde Bay, Western Baltic : methane concentration, saturation and bubble characteristics. Marine Geology, 137(1-2), pp. 137-147.
- Albert, D.B., Martens, C.S. and Alperin, M.J., 1998. Biogeochemical processes controlling methane in gassy coastal sediment part2 : groundwater flow control of acoustic turbidity in Eckernfoerde Bay sediment. Continental Shelf Research, 18(14-15), pp. 1771-1793.
- Allen, G.P. and Fenies, H., 1995. Sequence stratigraphy and facies patterns in Holocene incised valley systems : The Gironde Estuary, Arcachon lagoon and Aquitaine coast. IAS-16th Regional Meeting of Sedimentology - 5 ième Congrés Français de Sédimentologie-ASF; Field Trip Guide Book, Aix les Bains, 23, pp 94-142
- 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 Petrolology, 63, pp. 378-391.
- Allen, G.P. and Posamentier, H.W., 1994. Transgressive facies and sequence architecture in mixed tide and wave-dominated incised valleys : example from the Gironde estuary, France. In: R.W. Dalrymple, R.J. Boyd and B.A. Zaitlin (Editors), Incised valley systems : Origin and sedimentary Sequences, SEPM (Soc. Sediment. Geol.) Spec. Publ., Tulsa, 51, pp. 226-240.
- Allen, G.P., Salomon, J.C., Bassoulet, P., Du Penhoat, Y. and De Granpré, C., 1980. Effects of tides on mixing and suspended sediment transport in macrotidal estuairies. Sedimentary Geology, 26, pp. 483-486.
- Allen, J.R.L., 2000. Late Flandrien (Holocene) tidal palaeochannels, Gwent Levels (Severn Estuary), SW Britain : character, evolution and relation to shore. Marine Geology, 162, pp. 353-380.
- Allen, J.R.L. and Rae, J.E., 1988. Vertical salt Marsh accretion since the Roman periodin the Severn estuary, southwest Britain. Marine Geology, 83, pp. 225-235.
- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C. and Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability : a prominent, widespread event 8200 yr ago. Geology, 25(6), pp. 483-486.
- **Amorosi, A. and Milli, S., 2001.** Late Quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas(Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. Sedimentary Geology, 144, pp. 357-375.
- Anderson, R.C., 1998. Submarine topography of Maldivian atolls suggest a sea level of 130m below present at the last glacial maximum. Coral reefs, 17, pp. 339-341.
- André, X., 1986. Elaboration et analyse de cartes bathymétriques détaillées du proche plateau Vendéo-Charentais (Golfe de Gascogne) - Reconstitution des paléorivages de la transgression Holocène. Thèse de Doctorat de 3ième cycle Thesis, Univ. Bordeaux I, Bordeaux, 274 pp.
- Ashley, G.M. and Sheridan, R.E., 1994. Depositional model for valley fills on a passive continental margin. In: R.W. Dalrymple, R.J. Boyd and B.A. Zaitlin (Editors), Incised valley systems : Origin and sedimentary Sequences, SEPM (Soc. Sediment. Geol.) Spec. Publ., Tulsa, 51, pp. 285-301.
- 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(3), pp. 756-767.
- **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), pp. 39-72.
- Bard, E., Hamelin, B., Arnold, M., Montaggioni, L., Cabioch, G., Faure, G. and Rougerie, F., 1996. Deglacial sea-level record from tahiti corals and the timing of global meltwater discharge. Nature, 382, pp. 241-244.

- Barrier, P., 2003. Analyse Bionomique des Macro-restes des prélèvements de la Mission MOBIDYC3 (BRGM-SHOM). PaBa/03/293, IGAL, Paris.
- **Barusseau, J.P., 1973.** Evolution du plateau continental rochelais (Golfe de Gascogne) au cours du Pléistocène terminal et de l'Holocène. *Thèse* Thesis, Univ. Bordeaux I, Bordeaux.
- **Barusseau, J.P. and Martin, G., 1971.** Esquisse géologique et structurale des pertuis charentais et de leurs abords (Golfe de Gascogne, France). Revue de Géographie physique et de Géologie dynamique, XIII(4), pp. 403-412.
- Baulig, H., 1940. Le profil d'équilibre des versants. Annales de Géographie, 4, pp. 81-93.
- Berendsen, H.J.A. and Stouthamer, E., 2000. Late Weichselian and Holocene palaeogeography of the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 161, pp. 311-335.
- Bertin, X., Chaumillon, E., Weber, N. and Tesson, M., 2004. Morphological evolution and coupling with bedrock substratum ar mixed energy tidal inlet : The Maumusson Inlet, France. Marine Geology, 204, pp. 187-202.
- **Bizien, R., 1998.** Evolution morphodynamique d'une passe tidale : Le Pertuis de Maumusson. Mémoire de DEA, Université de Bordeaux 1.
- Blum, M.D. and Tornqvist, T.E., 2000. Fluvial responses to climate and sea-level change : a review and look forward. Sedimentology, 47, pp. 2-48.
- **Boisselier, A., 1890.** Note de la géologie du cours de la Charente entre Rochefort et l'Ile d'Aix. *Annale de la Société de Sciences. Naturelles de La Rochelle*, pp. 9.
- Borrego, J., Ruiz, F., Gonzalez-Regalado, M.L., Pendon, J.G. and 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 Review, 18, pp. 769-788.
- Boski, T., Moura, D., Veiga-Pires, C., Camacho, S., Duarte, D., Scott, D.B. and Fernandes, S.G., 2002. Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana estuary, Portugal/Spain border. Sedimentary geology, 150, pp. 103-122.
- Boss, S.K., Hoffman, C.W. and Cooper, B., 2002. Influence of fluvial process on the Quaternary geologic framework of the continental shelf, North Carolina, USA. Marine geology, 183, pp. 45-65.
- **Bourgeuil, B., 1995.** Datation au radiocarbone de niveaux tourbeux holocènes du marais de Rochefort. Variation du niveau marin au cours du 9ième millénaire BP. Géologie de la France, pp. 77-80.
- Bourgeuil, B. and Moreau, P., 1971. Carte Géologique : Feuille de Rochefort au 1/50 000, Orléans.
- Bourgeuil, B. and Moreau, P., 1974. Carte Géologique : Feuille de Marennes, Orléans.
- **Bourgeuil, B. and Moreau, P., 1978.** Carte Géologique : Feuille de l'Ile d'Oléron au 1/50 000, Orléans.
- **Boyd, R., 2003.** Estuaries and incised valleys on the southeast coast of Australia. AAPG annual meeting, Salt Lake City, 12, p. A19
- **Boyd, R., Dalrymple, R.W. and Zaitlin, B.A., 2002.** Estuaries and Incised Valleys. 2002 CSPG annual convention, Calgary-Alberta Canada, CSPG
- Brack, K., Stevens, R.L. and Paetzel, M., 2000. Holocene environmental change and the accumulation-erosion balance of sheltered river-mouth sediments, Goteborg, SW Sweden. Marine Geology, 2000, pp. 347-362.
- **Bresson, G., 1976.** Le Marais poitevin en Vendée. Géologie et hydrogéologie. Direction départementale de l'agriculture (département de la Vendée), pp. 44.
- Brew, D.S., Holt, T., Pye, K. and Newsham, R., 2000. Holocene sedimentary evolution and paleocoastlines of the Fenland embayment, eastern England. In: I. Shennan and J. Andrews (Editors), Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea, Geological Society, Special Publications, London, 166, pp.

- **Butel, P., 1953.** Les formations d'âge secondaire du Sud de la Vendée, entre le massif ancien et l'océan (feuille des Sables d'Olonne au 1/80 000). Bulletin du Service de la Carte Géologique de France, 51, pp. 239.
- Carbonel, P., Dartevelle, H., Evin, J., Gruet, Y., Laporte, L., Marambat, L., Tastet, J.P., Vella, C. and Weber, O., 1998. Evolution paléogéographique de l'estuaire de la Charente au cours de l'Holocène. In: L. Laporte (Editor), L'estuaire de la Charente de la Protohistoire au Moyen Age. La Challonnière et Mortantambe (Charente Maritime). MSH, Paris, Daf N°72, pp. 15-25.
- Carter, R.M., carter, L. and Johnson, D.P., 1986. Submergent shorelines in the SW pacific : evidence for an episodic post-glacial transgression. Sedimentology, 33, pp. 629-649.
- Carter, R.M., Fulthorpe, C.S. and Naish, T.R., 1998. Sequence concepts at seismic and outcrop scale : the distinction between physical and conceptual stratgraphic surfaces. Sedimentary Geology, 122, pp. 165-179.
- **Castaing, P., 1981.** Le transfert à l'océan des suspensions estuariennes : Cas de la Gironde. Thèse d'état Thesis, Univ. Bordeaux I, Bordeaux, 530 pp.
- Catanzano, J. and Thébaud, O., 1995. Le littoral : Pour une approche de la régularisation des conflits d'usage. PNOC. Inst. Océnaographique et Ifremer, Paris.
- Cazenave, A., 1999. Les variations actuelles du niveau marin moyen de la mer. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 329, pp. 457-469.
- Chaumillon, E., Gillet, H., Weber, N. and Tesson, M., 2001. Evolution et architecture interne d'un banc de sable estuarien : la longe de Boyard (Littoral Atlantique, France). ASF, Orleans, ASF, Paris, pp 73-74
- Chaumillon, E., Gillet, H., Weber, N. and Tesson, M., 2002a. Evolution à court, moyen et long terme d'un banc de sable d'embouchure : La longe de Boyard (Littoral Atlantique, France). RST 2002, Nantes (France), p. 89
- Chaumillon, E., Gillet , H., Weber, N. and Tesson, M., 2002b. Evolution temporelle et architecture interne d'un banc sableux estuarien : la longe de Boyard (Littoral Atlantique, France). Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 334, pp. 119-126.
- **Chaumillon, E., Tessier, B., Weber, N. and Bertin, X., in press.** Buried sandbodies within present-day estuaries (Atlantic Coast of France) revealed by very high resolution seismic surveys. Marine Geology.
- **Clavé, B., 2001.** Evolution des paléo-environnements côtiers à l'Holocène : Exemple de l'Aquitaine septentrionale, Bordeaux I, Bordeaux, 316 pp.
- Clavé, B., Massé, L., Carbonel, P. and Tastet, J., 2001. Holocene coastal changes and infilling of the La Perroche mash (French Atlantic coast). Oceanologica Acta, 24(4), pp. 377-389.
- **Cooper, J.A.G., 2002.** The role of extreme floods in estuary-coastal behaviout : contrasts between rive and tide dominated microtidal estuaries. Sedimentary geology, 150, pp. 123-137.
- **Corlieux, J., 1967.** Découverte de Cénomanien inférieur visible dans l'île d'Oléron et recherche du passage Portlandien-Cénomanien sur la côte nord-ouest de l'île. *Annale de la Société de Sciences. Naturelles de La Rochelle*, 4(8), pp. 17-19.
- **Cressard, A.P. and Augris, C., 1977.** Recherche de granulats marins pour l'approvisionnement de la région Poitou-Charente, CNEXO, Brest.
- Dabrio, C.J., Zazo, C., Goy, J.L., Sierro, F.J., Borja, F., Lario, J., Gonzalez, J.A. and Flores, J.A., 2000. Depositional history of estuarie infill during the last postglacial transgression (Gulf of Cadiz, Southern Spain). Marine Geology, 162, pp. 381-404.
- **Dalrymple, R.W., Knight, R.J., Zaitlin, B.A. and Middleton, G.V., 1990.** Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cebequid Bay-Salmon River estuary (Bay of Fundy). Sedimentology, 37, pp. 577-612.
- **Dalrymple, R.W. and Rhodes, R.N., 1995.** Estuarines dunes and bars. In: G.M.E. Perillo (Editor), Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Developments in Sedimentology, Elsevier Science, 53, pp. 359-422.

- **Dalrymple, R.W. and Zaitlin, B.A., 1994.** High-resolution sequence stratigraphy of a complex, incised valley succession, Cobequid Bay Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada. Sedimentology, 41, pp. 1069-1091.
- **Dalrymple, R.W., Zaitlin, B.A. and Boyd, R., 1992.** Estuarine facies models : conceptual basis and stratigraphic implications. Journal of Sedimentary Petrology, 62(6), pp. 1130-1146.
- **Davies, T.A. and Austin Jr, J.A., 1997.** High-resolution 3D seismic reflection and coring techniques applied to late Quaternary deposit on New Jersey shelf. Marine Geology, 143, pp. 137-149.
- Davis, R.A.J. and Clifton, H.E., 1987. Sea-level change and the preservation potentiel of wave-dominated and tide-dominated coastal sequences. In: Nummedal, D., Pilkey, O.H. and Howard, J.D. Eds, Sea level fluctuations and Coastal Evolution, SEPM (Soc.Sediment.Geol) Sp. Publ, 41, pp. 167-178.
- **Decker, L., Le Strat, P., Karnay, G., Bourgine, B. and Vairon, J., 2001.** Géométries et dynamique de remblayage de l'incision holocène dans le marais de Rochefort : modélisation géologique, BRGM/RP-51007-FR, BRGM, Orléans.
- Delanay, C. and Devoy, R., 1995. Evidence from sites in Western Ireland of late Holocene changes in coastal environments. Marine Geology, 124, pp. 273-287.
- **Delbalat. and Vidalin., M., 1857-1859.** Etudes hydrographiques pour l'amélioration de la Charente Configuration Géohydrographique, SHOM, BREST.
- **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, pp. 131-135.
- **Demarest, J.M. and Kraft, J.C., 1987.** Stratigraphic record of Quaternary sea levels : implication for ancients strata. In: D. Nummedal, O.H. Pilkey and J.D. Howard (Editors), Sea level fluctuations and Coastal Evolution,, SEPM (Soc.Sediment.Geol) Spec. Publ., 41, pp. 223-239.
- **Dias, J.M.A., Boski, T., Rodrigues, A. and Magalhaes, F., 2000.** Coast line evolution in portugal since the last maximum until present-day synthesis. Marine Geology, 170, pp. 177-186.
- **Douglas, B.C., 1991.** Global Sea level Rise. Journal of Geophysical Research, 96(C4), pp. 6981-6982.
- **Ducloux, J. and Nijs, R., 1972.** Contribution à l'étude géologique et géomorphologique du Marais poitevin. Bulletin de la Socièté Belge de Géologie, Paléontologie et Hydrologique, 81(3-4), pp. 227-249.
- Dupuis, J., 1974. Carte Géologique : Feuille de Marans, Orléans.
- **Dupuis, J., Dutreuil, J. and Jambu, P., 1965.** Observations sur quelques sols récents du Marais poitevin. Société du Sol, pp. 173-188.
- **Dyer, K.R., 1995.** Sediment transport processes in estuaries. In: G.M.E. Perillo (Editor), Geomorphology and Sedimentology of Estuaries. Developments in Sedimentology, Elsevier Science, 53, pp. 423-449.
- **Dyer, K.R. and Huntley , D.A., 1999.** The origin, classification and modelling of sand banks and ridges. Continental Shelf Research, 19, pp. 1285-1330.
- Ehrhold, A., 1999. Dynamique de comblement d'un bassin sedimentaire soumis à un régime megatidal : Exemple de la baie du Mont-Saint-Michel, Univ. Caen, Caen, 294 pp.
- Fader, G.B.J., 1991. Gas-related sedimentary features from the eastern Canadian continental shelf. Continental Shelf Research, 11(8-10), pp. 1123-1153.
- **Faibanks, R.G., 1989.** A 17-000-year glacio-eustatic sea-level record : Influence of glacial melktong rate on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 342, pp. 637-642.
- **Fenies and Tastet, J.-P., 1998.** Facies and architecture of an estuarine tidal bar (the Tromploup bar, Gironde Estuary, SW France). Marine Geology, 150, pp. 149-169.

- Fenies, H., Lericolais, G. and Tastet, J.P., 2003. Sédimentologie et stratigraphie de deux vallées incisées de la côte aquitaine : la Gironde et la Leyre. 9ième Congrès Français de Sédimentologie Livre Excursion, 40. ASF, Bordeaux, 74 pp.
- Fleischer, P., Orsi, T.H., Richarson, M.D. and Anderson, A.L., 2001. Distribution of free gas in marine sediments : a global overview. Geomarine Letter, 21(2), pp. 103-122.
- Foyle, A.M. and Oertel, G.F., 1997. Transgressive systems tract development and incisedvalley fills within a Quaternary estuary-shelf system : Virginia inner shelf, USA. Marine Geology, 137, pp. 227-249.
- Freitas, M.C., Andrade, C. and Cruces, A., 2002. The geological record of environmental changes in southwestern Portuguese coastal lagoons since the Lateglacial. Quaternary International, 93-94, pp. 161-170.
- **Fulthorpe, C.S., 1991.** Geological controls on seismic sequence resolution. Geology, 19, pp. 23-36.
- Gabet, C., 1968a. La transgression flandrienne en Aunis et Saintonge. Nouvelles observations dans le marais. 93ème Congr. nat. Soc. sav., Tours, Actes 93ème Congrés Nat. Soc. Sav.
- Gabet, C., 1968b. Les variations du littoral d'Aunis et de Saintonge. Bulletin de la Société Géographique de Rochefort, 1, pp. 1958-1959.
- Gabet, C., 1969a. La phase terminale de la transgression flandrienne sur le littoral charentais. INQUA, 8ème congrès interne, Paris, p. 197
- Gabet, C., 1969b. Le marais de Brouage. Bull. Soc. Géogr. de Rochefort, 2ème ser., 2(6).
- Gabet, C., 1971. La transgression flandrienne dans la vallée de l'Arnoult. Norois, 69, pp. 117-120.
- **Gabet, C., 1973.** Nouveau témoignage des variations du niveau marin dans le maris d'Arvert. Annales de la Société des Sciences Naturelles de Charente Maritime, 5(5à9), pp. 293-302.
- Garca-Gil, S., Vilas, F. and Garcia-Garcia, A., 2002. Shallow gas features in incised-valley fills (Riade Vigo, NW Spain) : a case study. Continental Shelf Research, 22, pp. 2303-2315.
- Garnaud, S., 1997. Carte 6333 G, De l'ile de Ré à l'ile d'Oléron : Pertuis d'Antioche. SHOM, Brest.
- Germaneau, J. and Robert, S., 1995. Etude morpho-sédimentaire de la vasière intertidale de Monportail-Brouage (Bassin de Marennes Oléron)- Atlas de faciès. Rapport interne, DRV/95.25 RA-DEL/95.14, IFREMER.
- Gorgas, T.J., Kim, G.Y., Park, S.C., Wilkens, R.H., Kim, D.C., Lee, G.H. and Seo, Y.K., 2003. Evidence for gassy sediments on the inner shelf of SE Korea from geoacoustic properties. Continental Shelf Research, 23(8), pp. 821-834.
- Gorgas, T.J., Wilkens, R.H., Fu, S.S., Frazer, L.N., Richardson, M.D., Briggs, K.B. and Lee, H., 2002. In situ acoustic and laboratory ultrasonic sound speed and attenuation measured in heterogeneous soft seabed sediments : Eel River shelf, California. Marine Geology, 182, pp. 103-119.
- Goujou, J.C., Debrand-Passard, S., Hantzpergue, P., Lebret, P. and Ters, M., 1994. Carte Géologique : Feuille des Sables d'Olonne Longeville, Orléans.
- Gouleau, D., Jouanneau, J.M., Weber, O. and Sauriau, P.G., 2000. Short and long term sedimentation on Montportail-Brouage intertidal mudflat, Marennes-Oléron Bay (France). Continental Shelf Research, 20, pp. 1513-1530.
- Goy, J.L., Zazo, C., Dabrio, C.J., Lario, J., Borja, F., Sierro, F.J. and Flores, J.A., 1996. Global and regional factors controlling changes of coastlines in southern Iberia (Spain) during the Holocene. Quaternary Science Reviews, 15, pp. 773-780.
- Gutierrez, B.T., Upchupi, E., Driscoll, N.W. and Aubrey, D.G., 2003. Relative sea-level rise and development of valley-fill and shallow-water sequences in Nantucket Sound, Massachusetts. Marine Geology, 193, pp. 295-314.
- Hantzpergue, P., 1988a. Carte Géologique : Feuille de Surgères, Orléans.

- Hantzpergue, P., 1988b. Carte Géologique : Feuille La Rochelle-Ile de Ré à 1/50 000, Orléans.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. and Vail, P.R., 1987. Chronology of fluctuation sea levels since the Trassic. Science, 235, pp. 1156-1167.
- **Harris, P.T., 1988.** Large scale bedformes as indicators of mutually evasive and transport and sequential infilling of wide-mounthed estuaries. Sedimentary Geology, 57, pp. 273-298.
- Harris, P.T., Pattiartchi, C.B., Cole, A.R. and Keene, J.B., 1992. Evolution of subtidal sandbanks in Moreton Bay, eastern Australia. Marine Geology, 103, pp. 225-247.
- Hart, B.S. and Hamilton, T.S., 1993. High-resolution acoustic mapping of shallow gas in unconsolidated sediments beneath the strait of Georgia, British Columbia. Geomarine Letter, 13(1), pp. 49-55.
- Hayes, M.O., 1980. General morphology and sediment patterns in tidal inlets. Sedimentary Geology, 26, pp. 135-156.
- Heap, A.D. and Nichol, S.L., 1997. The influence of limited accommodation space on the stratigraphy of an incised-valley succession : Weiti river estuary, New Zealand. Marine Geology, 144, pp. 229-252.
- Hernandez-Molina, F.J., Somoza, L. and Lobo, F.J., 2000. Seismic stratgraphy of the Gulf of cadiz continental shelf : a model for Late Quaternary ver high-resolution sequence statigraphy and response to sea-level fall. In: D. Hunt and R.L.G. Gawthorpe (Editors), Sedimentary Responses to forced Regressions., Geologic Society of london Special Publication, 172, pp. 329-361.
- Hily, C., 1976. Ecologie benthique des pertuis charentais. *Thèse* Thesis, Univ. de Bretagne Occidentale, Brest.
- Howa, H., 2003. Bilan de recherche en océanographie littorale et perspectives scientifiques. H.D.R Thesis, Université d'Angers, 76 pp.
- **I.G.B.A., 1970.** Etude géologique de la plateforme continentale à l'Ouest de la Gironde. Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine, Numéro Spécial, pp. 3-41.
- Jago, C.F., 1980. Contemporary accumulation of marine sand in a macrotidal estuary, southwest Wales. Sedimentary Geology, 26, pp. 21-49.
- Jin, J.H., Choug, S.K. and Ryang, W.H., 2002. Sequence aggradation and systems tracts partitioning in the mid-eastern Yellow Sea : roles of glacio-eustasy, subsidence and tidal dynamics. Marine geology, 184, pp. 249-271.
- Jouanneau, J.M., Weber, O., Latouche, C., Vernet, J.P. and Dominik, J., 1989. Erosion, non-depositional and sedimentation processes through a sedimentological and radioscopic study of surficial deposits from the "Ouest -Gironde vasière" (Bay of Biuscay). Continental Shelf Research, 9(4), pp. 325-342.
- Judd, A.G., Sima, R., Kingston, P. and McNally, J., 2002. Gas seepage on an intertidal site: Torry Bay, Firth of Forth, Scotland. Continental Shelf Research, 22, pp. 2317-2331.
- Kelley, J.T., Dickson, S.M., Belknap, D.F., Barnhardt, W.A. and Henderson, M., 1994. Giant sea-bed pockmarks : evidence for gas escape from Belfast Bay, Main. Geology, 22, pp. 59-62.
- Kidson, C., 1963. The growth of sand and shingle spits across estuaries. Eitschrift für geomorphologie, 7(1), pp. 176-200.
- Kindinger, J.L., Balson, P.S. and Flocks, J.G., 1994. Stratigraphy of the Mississipi-Alabama shelf and the Mobile River incised-valley system. In: R.W. Dalrymple, R.J. Boyd and B.A. Zaitlin (Editors), Incised valley systems : Origin and sedimentary Sequences, SEPM (Soc. Sediment. Geol.) Spec. Publ., Tulsa, 51, pp. 84-95.
- Knebel, H.J., 1989. Modern sedimentary environments in large tidal estuary, Delaware Bay. Marine Geology, 86, pp. 119-136.
- Knebel, H.J. and Circe, R.C., 1998. Late pleistocene drainage systems beneath Delaware Bay. Marine Geology, 78, pp. 285-302.

- Kondo, Y., Abbot, S.T., Kitamura, A., Kamp, P.J.J., Naish, T.R., Kamataki, T. and Saul, G.S., 1998. The relationship between shellbed type and sequence architecture: examples from Japan and New Zealand. Sedimentary Geology, 122, pp. 109-127.
- Koss, J.E., Ethridge, F.G. and Schumm, S.A., 1994. An experimental study of the effects of base-level change on fluvial coastal plain and shelf systems. Journal of Sedimentary Research, B64, pp. 90-98.
- Kosters, E.C. and Suter, J.R., 1993. Facies relationships and systems tracts in the Late Holocene Mississippi Delta plain. Journal of Sedimentary Research, 63(4), pp. 727-733.
- **L.C.H.F., 1987.** Catalogue sédimentologique des côtes francaises : Côtes de la Manche et de l'Atlantique. Collection de la Direction des Etudes et Recherches d'Electricité de France, 559 pp.
- Lambeck, K., 1997. Sea-level change along the French Atlantic and Channel coast since the time of Last Glacial Maximum. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 129, pp. 1-22.
- Lang, J., Anthony, E.J. and Oyédé, L.M., 1995. Late Quaternary sediment in incised coastal valleys in Benin : A preliminary sequence-stratigraphic interpretation. Quaternary Internationnal, 29/30, pp. 31-39.
- Lario, J., Zazo, C., Goy, J.L., Dabrio, C.J., Borja, F., Silva, P.G., Sierro, F., Gonzalez, A., Soler, V. and Yll, E., 2002. Changes in sedimentation trends in SW Iberia Holocene estuaries (Spain). Quaternary Internationnal, 93-94, pp. 171-176.
- **Lericolais, G., 1997.** Evolution Plio-Quaternaire du fleuve Manche : Stratigraphie et Géomorphologie d'une plateforme continentale en régime périglaciaire. Thèse de Géologie Marine Thesis, Université de Bordeaux 1, Bordeaux, 265 pp.
- Lericolais, G., Berné, S. and Fénies, H., 2001. Seaward pinching out and internal stratigraphy of the Gironde incised valley on the shelf (Bay of Biscay). Marine Geology, 175, pp. 183-197.
- Lericolais, G., Fénies, H., Tastet, J.P. and Berné, S., 1998. Reconnaissance par stratigraphie sismique haute résolution de la paléovallée de la Gironde sur le plateau continental. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 326, pp. 701-708.
- Lericolais, G., Guennoc, P., Auffret, J.P., Bourillet, J.F. and Berné, S., 1996. Detailled survey of the western end of the hurd deep (English Channel) : new fact for a tectonic origin. In: M. De Batist and P.E. Jacobs (Editors), Geology of siliciclastic shelf seas, Geologic Society of london Special Publication, 117, pp. 203-215.
- **Lesueur, P., 1992.** Les vasières de la plate-forme Ouest-Gironde (France) : Modèle faciologique et archive sédimentaire des flaux côtiers, Université de Bordeaux, Bordeaux, 197 pp.
- Lesueur, P., Jouanneau, J.M., Boust, D., Tastet, J.P. and Weber, O., 2001. Sedimentation rates and fluxes in the continental shelf mud field in the Bay of Biscay (France). Continental Shelf Research, 21, pp. 1383-1401.
- 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), pp. 1849-1870.
- Lesueur, P., Tastet, J.P. and Weber, O., 2002. Origin and morpho-sedimentary evolution of a fine-grained modern continental shelf deposits: the Gironde mud fields (Bay of Biscay, France). Sedimentology, 49, pp. 1299-1320.
- **LHF, 1994.** Estimation des houles résiduelles dans le bassin de Marennes-Oléron. Contrat LHF/ Ifremer N° 92 5 526049.
- Libaud, J.-B. and Weber, N., 2004. Carte 7403G, Des Sables d'Olonne à l'ile de Ré. SHOM, Brest.
- Long, A.J., Scaife, R.G. and Edwards, R.J., 1999. Pine pollen intertidal sediments from Poole harbour, UK; implications for late-Holocene sediment acretion rates and sealevel rise. Quaternary Internationnal, 55, pp. 3-16.

- Long, A.J., Scaife, R.G. and R.J., E., 2000. Stratigraphic architecture, relative sea-level, and models of estuary development in southern England : new data Southampton River. In: K. Pye and J.R.L. Allen (Editors), Coastal and estuarine Environments : sedimentology, geomorphology and geoarcheology., Geological Society, Special Publication, London, 175, pp. 253-279.
- Long, A.J. and Tooley, M.J., 1995. Holocene sea-level and crustal movements in Hampshire and southeast England, United Kingdom. Journ. of Coastal Research (Sp. Issue), 17, pp. 299-310.
- Lorin, 1968. Contribution à l'étude des transits sédimentaires dans la partie orientale du Pertuis Breton et de la baie de l'Aiguillon. Bulletin de l'Institut Géologique du Bassin d'Aquitaine, 5, pp. 111-139.
- Lorin, J., 1970. Etude sédimentologique de la partie orientale du Pertuis Breton et de la baie de l'Aiguillon, Université de Bordeaux, Bordeaux, 177 pp.
- Mallet, C., 1998a. Carte 7028G, Embouchure de la Gironde. SHOM, Brest.
- Mallet, C., 1998b. Etude de la dynamique des sediments non-cohesifs de l'embouchure de la Gironde, Bordeaux I, Bordeaux, 184 pp.
- Martison, D.G., Pisias, N.G., Hays, J.D., Imbrie, J., Moore, T.C. and Shackelton, N.J., 1987. Age dating and orbital theory of the Ice ages : development of a high resolution 0 to 300000 year chronostratigraphy. Quaternary Research, 27, pp. 1-29.
- Masse, C., 1715. Carte de partie de bas poitou d'aunis & saintonge avec les isle adjacentes représentées d'haute mer.
- Menier, D., Reynaud, J.Y., Proust, J.N., Guillocheau, F., Guennoc, P., Monbet, V., Goubert, E., Frenod, E. and C., L.C., 2003. Quantification de la déformation et évolution morphologique des vallées fossiles Sud-Armoricaine : apport de la sismique réflexion. 9ième congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, ASF, 39, pp 350-351
- Metcalfe, 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: I. Shennan and J. Andrews (Editors), Holocene Land-Ocean Interaction and Environmental Change around the North Sea, Geological Society, Special Publication, London, 166, pp.
- Milankovitch, M., 1941. Canon of insolation and ice-age problem (English transaltion by Israel program for Scientific Translations, Jerusalem 1969). Special publication of the Royal Serbian Academy, 1632, pp. 33.
- Missiaen, T., Murphy, S., Loncke, L. and Henriet, J.-P., 2002. Very high-resolution seismic mapping of shallow gas in the Belgian coastal zone. Continental Shelf Research, 22, pp. 2291-2301.
- Montadert, L., Roberts, D.G., De Charpal, O. and Guennoc, P., 1979. Rifting and Subsidence of the Northern continental margin of the Bay of Biscay., In : Initial Report of the Deep Sea Drilling Project, U.S. Government Printing Office, Washington, 1025-1060.
- Moore, L.J., Sullivan, C. and Aubrey, D.G., 2003. Interannual evolution of multiple longshore sandbars in a mesotidal environment, Truro, Massachusetts, USA. Marine Geology, 196(3-4), pp. 127-144.
- Mörner, N.A., 1980. Eustasy and geoïd changes as a fonction of core/mantle changes, In : Mörner, N.A. (Eds), Earth Reology, Isostasy and Eustasy, John Wiley & son, 535-553.
- Müller, B., Zoback, M.L., Fushs, K., Mastin, L., Gregersen, S., Pavoni, N., Stephanansson, O. and Ljunggren, C., 1992. Regional patterns of tectonic stress in Europe. Journal of Geophysic Research, 97(11), pp. 783-803.
- Nichols, M.M. and Biggs, R.B., 1985. Estuaries. In: R.A.J. Davis (Editor), Coastal Sedimentary environments, 2nd edition, Springer-Verlag, New York, 77-186.
- Nijs, R., 1968. Contribution à l'étude des sols du Marais poitevin, Univ. Poitiers, Poitiers, 214 pp.

- Novak, B., 2002. Early Holocene brackish and marine facies in the Fehmarn Belt, southwest Baltic sea : depositional processes revealed by high resolution seismic and core analysis. Marine Geology, 189, pp. 307-321.
- **Okyar, M. and Ediger, V., 1999.** Seismic evidence of shallow gas in sediment on the shelf off Trabzon, southeastern Balck Sea. Continental Shelf Research, 19(5), pp. 575-587.
- **Orange, D., Yun, J., Maher, N., Barry, J. and Greene, G., 2002.** Tracking California seafloor seeps with bathymetry, backscatter and ROVs. Continental Shelf Research, 22, pp. 2273-2290.
- Papy, L., 1941. Les aspects naturels de la côte atlantique de la Loire à la Gironde., pp. 302.
- Papy, L., 1961. Aunis et Saintonge. Les Beaux Arts.
- Para, M., Trouky, H., Jouanneau, J.M., Grousset, F., Latouche, C. and Castaing, P., 1998. Etude isotopique (Sr-Nd) de l'origine des dépôts fins holocénes du littoral atlantique (S-O France). Oceanologica Acta, 21(5), pp. 631-644.
- Park, S.C., Honk, S.K. and Kim, D.C., 1996. Evolution of late Quaternary deposits on the inner shelf of the south sea of Korea. Marine Geology, 131, pp. 219-232.
- Patte, E., 1949. Sédimentation et Quaternaire, Préhistoire et alluvions de la Charente. Charente et Dordogne, C.R. Congr.
- **Pendon, J.G., Morales, J.A., Borrego, J., Jimenez, I. and Lopez, M., 1998.** Evolution of estuarine facies in a tidal channel environment, SW Spain : evidence for a change from tide-to wave domination. Marine Geology, 147, pp. 43-62.
- **Perillo, G.M.E., 1995.** Geomorphology and sedimentology of estuaries. Development in Sedimentology, 53. Elsevier.
- Pichocki-Seyfried, C. and Ravail-Legrand, B., 1999. Rejets de produits de dragages des ports de Saint-Martin-de-Ré, D'Ars-en-Ré et de la Flotte-en-Ré sur la Fosse Orientale de Chevarache, Créocean, La Rochelle.
- Platel, J.P., 1976. Carte Géologique : Feuille de St Agnant, Orléans.
- Plater, A.J., Long, A.J., Spencer, C.D. and Delacour, R.A.P., 1999. The stratigraphic record of sea-level change and storms during the last 200 years : Romney Marsh, southeast England. Quaternary International, 55, pp. 17-27.
- **Pontee, N.I., Tastet, J.P. and Masse, 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), pp. 243-261.
- **Posamentier, H.W., Jersey, M.T. and Vail, P.R., 1988.** Eustatic controls on clastic deposition I : conceptual framework. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), Seal-level Changes : An integrated aproach, SEPM (Soc. Sediment. Geol.) Spec. Publ., Tulsa, 42, pp. 109-124.
- **Posamentier, H.W. and Vail, P.R., 1988.** Eustatic controls on clastic deposition II : Sequence and systems tract models. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), Seal-level Changes : An integrated aproach, SEPM (Soc. Sediment. Geol.) Spec. Publ., Tulsa, 42, pp. 125-154.
- Proust, J.N., Menier, D., Guillocheau, F., Guennoc, P., Bonnet, S., Rouby, D. and Le Corre, C., 2001. Les vallées fossiles de al baie de la vilaine : nature et évolution du prisme sédimentaire côtier du pleistocène armoricain. Bulletin de la Société Géologique de France, 172(6), pp. 737-749.
- **Psuty, N.P. and Moreira, M.-E.S.A., 2000.** Holocene sedimentation and sea level rise in the Sadi Estuary, Portugal. Journal of Coastal Research, 16(1), pp. 125-138.
- **Pye, K., 1996.** The evolution of shoreline of the Dee estuary, United Kingdom. In: C.T. Roman (Editor), Evolution, Environnements and Human Alteration, John Wiley and Sons, New York, 15-37.
- **Regnauld, H., Jennings, S., Delanay, C. and Lemasson, L., 1996.** Holocene sea-level variations and geomorphological response: an example from northern Brittany (France). Quaternary Science Reviews, 15, pp. 781-787.
- Ridente, D. and Trincardi, F., 2002. Eustatic and tectonic control on deposition and lateral variability of Quarternary regressive sequences in the Adriatic basin (Italy). Marine Geology, 184, pp. 273-293.
- **Rivière, A., 1948.** Sur l'embouchure du Lay (Vendée), la sédimentation et morphologie estuairiennes. Bulletin de la Société Géologique de France, 18, pp. 139-151.
- **Robert, J.P., 1969.** Géologie du plateau continental français Données recueillies à l'occasion de la mise au point de l'étinceleur et de son utilisation au profit de certains ports français et de l'I.F.P. Revue de l'Institut Français du Pétrole, XXIV(4), pp. 383-440.
- Rodero, J., Pallares, L. and Madonado, A., 1999. Late Quaternary seismic facies of the Gulf of Cadiz Spanish margin : depositional processes influenced by sea-level change and tectonic controls. Marine Geology, 155, pp. 131-156.
- Roehrich, C., 1941. Sur la constitution du bri charentais. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, 213, pp. 623-625.
- Rothé, J.-P., 1983. Sismicité de la France entre 1971 et 1977, Strasbourg.
- Roy, P.S., Thom, B.G. and Wright, L.D., 1980. Holocene sequences on an embayed high energy coast: an evolutionary model. Sedimentary Geology, 26, pp. 1-19.
- Sánchez Goñi, M.F., 1996. Vegetation and sea level changes during the Holocene in the estuary of the Bidasoa. Quaternary Internationnal, 7, pp. 207-219.
- Sanchez-arcilla, A. and Jimenez, J.A., 1994. Breaching in Wave-dominated barrier spit : The Trabucador Bar (North-eastern Spanish coast). Earth and surface process and landforms, 19, pp. 483-498.
- Sauriau, P.G., Pichocki-Seyfried, C., Walker, P., De Montaudouin, X., Palud, C. and Héral, M., 1998. Crepidula fornicata L. (mollusque, gastéropode) en baie de Marennes-Oléron : cartographie des fonds par sonar à balayage latéral et estimation du stock. Oceanologica Acta, 21(2), pp. 353-362.
- Schillinger, S., 2000. Genèse et architecture d'une flèche sableuse : le banc du Bucheron, Ile de Ré, France, Université de La Rochelle, La Rochelle, 226 pp.
- Schumm, S.A., 1977. The fluvial system. John Wiley and sons, New York, 338 pp.
- Schumm, S.A. and Ethridge, F.G., 1994. Origin, evolution and morphology of fluvial valley. In: R.W. Dalrymple, R.J. Boyd and B.A. Zaitlin (Editors), Incised valley systems : Origin and sedimentary Sequences, SEPM (Soc. Sediment. Geol.) Spec. Publ., Tulsa, 51, pp. 11-27.
- Shi, Z., 1993. Recent saltmarsh accretion and sea selvel fluctuations in the Dyfi Estuary, central Cardigan Bay, Wales UK. Geomarine Letter, 132, pp. 182-188.
- SHOM, 1993. Courants de marée de la côte ouest de France : de Saint Nazaire à Royan. SHOM, PARIS, 22 pp.
- SHOM, 2003. Annuaire des marées : Ports de France. SHOM, Paris, 192 pp.
- Sornin, J.-M., 1980. Etude de l'ehausement ancien des fonds dans les zones conchylicoles de Cancale, Aiguilon et Marennes-Oléron. Ann. Hydro, 755, pp. 13-21.
- Subbaraju, L.V. and Wagle, B.G., 1996. Gas-charged sediment in shallow waters off Redi along the central west coast of India. Current Science New Delhi, 71(5), pp. 416-419.
- Swift, D.J.P., 1968. Coastal erosion and transgressive stratigraphy. Journal of Geology, 76, pp. 444-456.
- Ta, T.K.O., Nguyen, V.L., Tateishi, M., Kobayash, I., Saito, Y. and Nakamura, T., 2002. Sediment facies and late Holocene progradation of the Mekong River delta in Bentre Province, Southern Vietnam: an example of evolution from a tide-dominated to tide and wave dominated delta. Sedimentary Geology, 152, pp. 313-325.
- **Talling, P.J., 1998.** How and where do incised valleys form if sea level remains above the shelf edge? Geology, 26(1), pp. 87-90.
- **Ters, M., 1973.** Les variations du niveau marin depuis 10000 ans, le long du littoral atlantique français sur le quaternaire. Géodynamique, stratigraphie et environnement. 9ème congrès INQUA, Christchurch, Bull. Ass. fr. ét.Quat., p. 36

- **Ters, M., 1986.** Variations in Holocene sea Level on the French Atlantic Coast and their Climatic significance. In: M.R. Rampino and al. (Editors), Climate : History, Periodicity and Predictability. Van Nostrand Reinhold. New York, 204-237.
- **Tessier, B., Certain, R., Michel, D. and Stepanian, A., 2003.** Dynamique sédimentaire des côtes sableuses : évolution à long terme. 9ième congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, ASF, 38, p. 489
- **Tesson, M., 1973.** Aspects dynamiques de la sédimentation dans la baie de Marennes-Oléron (France). *Thèse* Thesis, Univ. Bordeaux I, Bordeaux.
- **Thorne, J., 1994.** Contraints on riverine valley incision and the response to sea-level change based on fluid mechanics. In: R.W. Dalrymple, R.J. Boyd and B.A. Zaitlin (Editors), Incised valley systems : Origin and sedimentary Sequences, SEPM (Soc. Sediment. Geol.) Spec. Publ., Tulsa, 51, pp. 29-43.
- Tornqvist, T.E., Wallinga, J., Busshers, F.S. and Weerts, H.J.T., 2003. High-resolution chronostratigraphy of the Late Quaternary Coumpound paleovalley fill (Rhin-Meuse System), The Netherland. AAPG annual meeting, Salt Lake City, 12, p. A171
- Vail, P.R., Mitchum, R.M. and Thompson III, S., 1977. Seimic stratigraphy and global changes of sea level, part4: global cycles of relative changes of sea level. In: C.E. Payton (Editor), Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG, Spec. Publ., AAPG Mem. Spec. Publ., Tulsa, 26, pp. 83-97.
- Van Der Wal, D. and Pye, K., 2003. The use of historical bathymetric chart in a GIS to assess to mrophological change in estuaries. The Geographical Journal, 169(1), pp. 21-31.
- Van der Wal, D., Pye, K. and Neal, A., 2002. Long-term morphological change in the Ribble estuary, northwest England. Marine geology, 189, pp. 249-266.
- Van Vliet-Lanoë, B., Bonnet, S., Hallegouët, B. and Laurent, M., 1997. Néotectonic and seismic activity in the armorican and cornubian massif : Regional stress field with glacio-isostatic influence? Journal of Geodynamics, 24(1-4), pp. 219-239.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.W., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S. and Hardenbol, J., 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. In: C.K. Wilgus et al. (Editors), Sea-level Changes: an integrated approach, SEPM (Soc.Sediment.Geol) Spec. Publ., Tulsa, 42, pp. 39-45.
- **Verger, F., 1968.** Marais et wadden du littoral français. Etude de géomorphologie littorale. Paradigme Edition, Caen, 544 pp.
- Verger, F., 1978. Carte Géologique : Feuille de L'aiguillon sur Mer, Orléans.
- Walker, P., 1998. Cartographie des colonies de crepidules (crépidula fornicata), Dossier 72132, CREOCEAN, La Rochelle.
- Walker, P., 2001. Dynamique sédimentaire dans le Golfe Normand-Breton : Interet de l'imagerie par sonar à balayage latéral. Thèse de doctorat Thesis, Université de Caen, Caen, 278 pp.
- Walker, R.G., 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R.G. Walker and N.P. James (Editors), Facies models, Geological Association of Canada, St John's, 1-14.
- Waterlot, G., 1938. Sur la structure et l'origine du Marais poitevin. C.R. Acad. Sc., 206, pp. 1130-1132.
- Weber, N., 2003. Carte 7405G, De La Rochelle à la Pointe de la Coubre : Ile d'Oléron. SHOM, Brest.
- Weber, N., Chaumillon, E. and Tesson, M., 2003. Enregistrement de la dernière remontée du niveau marin dans l'architecture interne d'une vallée incisée : Le Pertuis Breton (Charente Maritime). 9ième congrès Français de Sédimentologie, Bordeaux, ASF, 38, pp 525-526
- Weber, N., Chaumillon, E. and Tesson, M., accepté. Enregistrement de la dernière remontée du niveau marin dans l'architecture interne d'une vallée incisée : Le Pertuis Breton (Charente Maritime). Comptes Rendus Geosciences.

- Weber, N., Chaumillon, E., Tesson, M. and Garlan, T., 2004. Architecture and morphology of the outer segment of a mixed tide and wave dominated incised-valley, revealed by pseudo 3D seismic reflexion profiling : The paleo-Charente River, France. Marine Geology, 207, pp. 17-38.
- Weber, N. and Garlan, T., 2000a. Dynamique sédimentaire du littoral charentais : apport des données anciennes. 18ième Réunion des Sciences de la Terre, Paris, p. 249
- Weber, N. and Garlan, T., 2000b. L'évolution du littoral charentais depuis 1820 : un aperçu de la dynamique sédimentaire. Journal de recherche Océnographique, 36(Fasc 3), pp. 206-209.
- Weber, N. and Garnaud, S., 2003. Carte 7404G, De la Pointe du Grouin du Cou à la Pointe de Chassiron Pertuis Breton et d'Antioche. SHOM, Brest.
- Welsch, J., 1910. Sur la formation du Marais poitevin et la séparation des iles de Ré et d'Oléron. 150, pp 844-846
- Welsch, J., 1916a. Constitution du Marais poitevin. C.R. Acad.Paris., 162, pp. 354.
- Welsch, J., 1916b. Le Marais Poitevin. Ann. de Géogr., 25(326-346).
- Welsch, J., 1919. Le Marais poitevin. Etude de terrains modernes. Bull. Serv. Carte géol.Fr, 23, pp. 67.
- Welsch, J., 1927. Modifications anciennes et actuelles des côtes du Centre-Ouest et du Sud-Ouest de la France. Bull. Sect. Géogr., pp. 45.
- Wescott, W.A., 1993. Geomorphic thresholds and complex response of fluvial systems -Some implications for sequence stratgraphy. Am. Assoc. Pet. Geol. Bull., 77(7), pp. 1208-1218.
- Wever, T.F., Abegg, F., Fiedler, H.M., Fechner, G. and Stender, I.H., 1998. Shallow gas in muddy sediments of Eckernfoerde Bay, Germany. Continental Shelf Research, 18(14-15), pp. 1715-1739.
- Wever, T.F. and Fiedler, H.M., 1995. Varability of acoustic turbidity in Eckernfoerde Bay (southwest Baltic Sea) related to the annula temperature cycle. Marine Geology, 125(1-2), pp. 21-27.
- Whiticar, M.J., 2002. Diagenetic relationships of methanogenesis, nutrients, acoustic turbidity, pockmarks and fresh water seepages in Eckernfoerde Bay. Marine Geology, 182(1-2), pp. 29-53.
- Wilkens, R.H. and Richardson, M.D., 1998. The influence of gas bubbles on sediment acoustic properties : in situ, laboratory and theorical results from Eckernfoerde Bay, Baltic sea. Continental Shelf Research, 18(14-15), pp. 1859-1892.
- Willams, R.S. and Hall, D.K., 1993. Glacier, in chapter on cryo-sphere. In: R.J. Gurney, Foster, J.L. and Parkinson, C.L. (Editor), Atlas of Earth onservations related to global change, Cambridge University Press, Cambridge, U.K., 401-422.
- Woodroffe, C.D., Chappell, J.M.A., Thom, B.G. and Wallensky, E., 1989. Depositional model of a macrotidal estuary and flood plain, South Aligator River, Northern Australia. Sedimentology, 36, pp. 737-756.
- Wöppelmann, G., 1997. Rattachement géodésique des marégraphes dans un système de référence mondial par techniques de Géodésie spatiale. *Thèse* Thesis, l'Observatoire de Paris, Paris, 263 pp.
- **Zaitlin, B.A., 2003.** Recent advances in hydrocarbon exploration an exploitation techniques for Incised Valley systems : examples from the lower Cretaceous of the Western Canada Sedimentary basin. AAPG annual meeting, Salt Lake City, 12, p. A187
- Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W. and Boyd, R., 1994. The stratigraphic organisation of incised valley systems associated with relative sea-level change. In: R.W. Dalrymple, R.J. Boyd and B.A. Zaitlin (Editors), Incised valley systems : Origin and sedimentary Sequences, SEPM (Soc. Sediment. Geol.) Spec. Publ., Tulsa, 51, pp. 45-60.
- Zazo, C., Goy, J.L., Somoza, L., Belluomini, G., Improta, S., Lario, J., Bardaji, T. and Silva, P.G., 1994. Holocene sequenceo sea-level fluctuation in relation to climatic

trends in the Atlentic-Mediterranean linkage coast. Journal of Coastal Research, 10, pp. 933-945.

Ziegler, P.A., 1992. European cenozoïc rift system. Tectonophysics, 208, pp. 91-111.

Tables des illustrations

TABLES DES ILLUSTRATIONS

Figure 0-1 : Enregistrements marégraphiques dans 5 villes du monde montrant la montée du niveau marin (<i>Wännelmann</i> , 1997)
Figure 0.2 : Cartee montrent les terres émersées nour des niveeux merins à 120m à 0m à 110 m et
+50 m
Figure 1-1 : (A) Classification générale des estuaires en considérant les apports de la rivière et les
processus liés aux vagues et à la marée : d'après Dalrymple et al. (1992)
Figure 1-2 : Distinction entre les vallées incisées de piedmont et de plaine côtière d'après (<i>Zaitlin et</i>
<i>Ul.</i> , 1994)
cycle complet de variation du niveau marin. (A) Période de chute du niveau marin montrant le système de vallée incisée passant en amont vers un système de chenal fluviatile non incisé. La jonction entre les deux est une rupture de pente. (B) Période de bas niveau (prisme) montrant un delta de bas niveau à l'embouchure de la vallée incisée et le commencement du dépôt de matériaux fluviatiles le long du système de vallée incisée. (C) Période de transgression montrant
le développement du système tripartite d'un estuaire dominé par les vagues dans une vallée incisée. (D) Période de haut niveau avec un littoral progradant et une plaine alluviale s'étendant au delà des bordures de la vallée incisée comblée. D'après (Zaitlin et al. 1994)
Figure 1.4 : Modèle d'un système fluviatile défini par Schumm (1977)
Figure 1-5 : (A) Exemple de réponse de la rivière à une baisse du niveau marin en fonction du gradient
de pente entre la plaine côtière et le plateau continental d'après (<i>Blum et Tornqvist, 2000</i>). (B) Profil idéal d'un fleuve montrant l'effet de la pente du plateau continental sur la réponse
fluviatile durant une chute du niveau marin: $S_c = pente de la rivière, S_v = pente de la vallée, et P=$
sinuosité ; d'après (Wescott, 1993)15
Figure 1-6 : Représentation schématique du type d'incision sur le plateau continental en réponse à une
baisse du niveau marin qui ne descend pas au delà du rebord du plateau (A) les canyons sous- marins préexistants sont réduits à la bordure du plateau. (B) Canyon préexistant s'étendant déjà sur la partie distale du plateau continental. D'après (<i>Talling</i> , 1998)
Figure 1-7 : Facteurs affectant respectivement les masses d'eau et le niveau terrestre et qui, combinés,
entraînent des changements relatifs du niveau marin d'après (Mörner, 1980)
Figure 1-8 : Les trois ordres de cyclicité (100 ; 40 ; 20-23 ka) définis par Milankovitch et liés aux paramètres orbitaux de la Terre (Excentricité, Obliquité, Précession)
Figure 1-9 : (A) Courbe des variations de l'isotope 18 de l'oxygène ; (B) Courbes eustatiques des derniers 100 000 ans, d'après (<i>Hernandez-Molina et al., 2000</i>)
Figure 1-10 : Synthèse sur les variations du niveau marin depuis les derniers 12 ka en différents endroits du globe (Pacifique ; Ouest de l'Espagne, Grande Bretagne ; Côtes de France / Atlantique : Charente Maritime) : Les hauteurs d'eau en italique sont généralement ramenées au
0 hydrographique : en gras, les taux de remontée du niveau marin
Figure 1-11 : Coupe longitudinale d'un système de vallée incisée idéale montrant l'organisation: (A) des environnements de dépôt ; (B) des cortèges sédimentaires et (C) des principales surfaces
stratigraphiques. D'après (Zaitlin et al., 1994)
Figure 1-12 : Représentation schématique d'une marge passive de type Atlantique montrant les
différentes zones où peuvent exister des vallées incisées. A. Petites; B. Intermédiaires; C. Large,
et leur différents remplissages ; d'après (Ashley et Sheridan, 1994)24
Figure 1-13 : Modèles de remplissage de vallée pour le type « petite vallée » (cas des passes de
marées) : (A) passe active ; (B) passe comblée et abandonnée ; (C) érosion superficielle par les houles (<i>Ashley et Sheridan, 1994</i>)
Figure 1-14 : Modèle de remplissage de vallée pour le type « vallée intermédiaire » : (A)Normale et
parallèle à la côte / active ; (B) Normale et parallèle à la côte / comblé et érosion superficielle par les houles (<i>Ashley et Sheridan</i> , 1994)25
Figure 1-15 : Modèle de remplissage de vallée pour le type « vallée large » : (A) Estuaire actif; (B)
Embouchure d'estuaire et (C) Estuaire et thalweg fluviatile comblé montrant une érosion
superficielle par les houles (Ashley et Sheridan, 1994)
Figure 1-16 : (A) Représentation schematique d'un estuaire et du transport de sédiment ; (B)
tripartite qui en résulte ; d'après Dalrymple et al. (1992)

Tables des illustrations
Figure 1-17 : Estuaire dominé par les vagues : (A) Distribution des processus dynamiques le long de l'estuaire ; (B) Distribution des composantes morphologiques majeures ; d'après Dalrymple et al.
(1992)
Figure 1-18 : Estuaire dominé par les marées : (A) Distribution des processus dynamiques le long de l'estuaire ; (B) Distribution des composantes morphologiques majeures ; d'après Dalrymple et al.
(1992). Figure 1-19 : (A) Morphologie et environnement de dépôt de l'estuaire actuel de la Gironde ; (B)
Distribution actuel des sédiments superficiels ; d'après Allen et Posamentier (1993)
Figure 1-21 : (A) Architecture 3D d'un estuaire dominé par les marée; (B) et (C) Evolution en période
 Figure 1-22 : Architecture 3D du comblement au cours des derniers 18 000 ans; d'un estuaire mixte dominé par les marées et la houle type Gironde; (A) Bas niveau marin (avant 18 000 BP) les
sediments grossiers fluviatiles circulent dans la vallee incisee vers le littoral de bas niveau situe sur le plateau continental ; (B) Début de la transgression (environ 10 000 BP) la vallée incisée est transgressée et devient un estuaire avec des dépôts de plaine côtière qui onlappent sur ceux de la plaine alluviale et tandis que la limite de baie migre vers l'amont ; (C) Poursuite de la transgression (2000 BP) la bassin interne migre vers l'amont de l'estuaire
Figure 1.22 : (A) Morrhologie et environnement de dénêt de l'estueire estuel de le Gironde : (P)
Distribution actualle des sédiments superficiels : d'enrès Allen et Desemention (1002)
Figure 1-24 : Interprétation en terme de stratigraphie séquentielle du remplissage de la vallée incisée
de la Gironde modifié d'anrès Allen et Posamentier (1993 et 1994) et Lericolais et al. (2001) 35
Figure 1-25 : Coupes transverses schématiques montrant les faciès et l'architecture des dépôts mis en
nlace durant la transgression : d'anrès Allen et Posamentier (1994)
Figure 2-1 : Présentation de la zone d'étude, les principaux fleuves sur fond topographique (Source ETOPO30)
Figure 2-2 · Esquisse de carte géologique Modifiée d'après (<i>Barusseau et Martin 1971</i> · <i>Bourgeuil et</i>
Moreau, 1971; Bourgeuil et Moreau, 1974; Bourgeuil et Moreau, 1978; Dupuis, 1974; Goujou et al. 1004; Haptzparaug, 1088a; Haptzparaug, 1088b; Platel, 1076; Pohert, 1060; Verger
<i>et al., 1994, Hanzpergue, 1988, Hanzpergue, 1988, Flater, 1978, Koberl, 1994, Verger, 1978).</i>
Figure 2-3 : Carte de la sismicité enregistrée par le réseau sismologique de La Rochelle (C.L.D.G) depuis 1995
Figure 2-4 : Représentation 3D ombrée de la bathymétrie (Origine SHOM) et de la topographie (Origine ETOPO30) actuelle du littoral charentais
Figure 2-5 : Coupes schématiques proposées par André (1986) illustrant l'incision et l'architecture des
comblements pour les Pertuis Breton et d'Antioche
Figure 2-6 : Carte de localisation des marais côtiers et des massifs dunaires Holocènes; et localisation des datations réalisées dans ces formations
Figure 2-7 : Logs caractéristiques des forages réalisés dans les marais d'après (<i>Bourgeuil, 1995; Carbonel et al., 1998; Clavé et al., 2001; Decker et al., 2001).</i>
Figure 2-8 : Logs schématiques des forages réalisés d'Est en Ouest dans le Marais de Voutron et les
Figure 2-9 : Bassins versants et réseau hydrographique du Lay, de la Sèvre Niortaise, de la Vendée, de la Charente, de la Seudre, de la Dordogne et de la Garonne
Figure 2-10 : Rose des directions du vent mesuré à la Coubre et à La Rochelle (Source Météo France).
Figure 2-11 · Carte des marnages sur le littoral charentais (Origine SHOM) 57
Figure 2-12 : Carte des courants de marée en surface pour les périodes situées 3h avant et après la basse mer (SHOM 1993)
Figure 2-13 : Epure de houles d'Ouest (T=12s $-$ h=3m) dans les pertuis, modifié d'après (<i>LHF</i> , 1994).
Figure 2-14 : Carte des extensions des cultures marines et des zones occupées par des crépidules d'après (<i>Walker, 1998</i>)
Figure 3-1 : Exemples (Pointe des Saumonards et Longe de Boyard) de données anciennes (depuis 1820) et actuelles disponibles sur la bathymétrie, le trait de côte et la nature du fond 68
Figure 3-2 : Carte des positions des profils de sismique HR et THR réalisés durant cette étude (période 1999-2002).

Tables des illustrations

Figure 3-3 : Carte de localisation des carottes réalisées lors de la mission Mobidyc 3 (Fevrier 2002). 73
Figure 4-1 : Carte de synthèse des sédiments superficiels des Sables d'Olonne à l'estuaire de la Gironde, modifiée d'après (<i>Libaud et Weber, 2004; Mallet, 1998a; Weber, 2003; Weber et</i>
<i>Garnaud</i> , 2003)
Figure 4-2 : Photographie aérienne (Origine ©Diagram Editeur) de la pointe Nord de l'île d'Oléron et
des platiers rocheux à l'affleurement à maree basse
Figure 4-3 : Carte des cotes vendeo-Charentaises datant de 1/15 d'après (<i>Masse</i> , 1/15) et site-cies
presentes dans ce chapitre
Figure 4-4 : (A) Evolution du trait de cole sur la laçade Nord de lite d'Oleron : recul des falaises
d'Oléron montront le houle océanique vonont hattra les câtes
a Oleron montrant la noule oceanique venant battre les coles
Figure 4-5 : Pointes d'Arcay et de l'Argumon (A) Evolution du trait de cole entre 1824 et 1997 sur
une mosaique de photographies aeriennes de 1995 (origine \bigcirc ORTHOLTHORALE 2000); (B)
Evolution de l'astron entre 1824 et 1007 : (D) Photo chlique (Origina SUOM) de la Deinte de
Evolution de l'estran entre 1824 et 1997; (D) Photo oblique (Origine SHOW) de la Politie de
Figure 4.6 : (A) Evolution du trait de côte entre 1820 et 1005 au niveau du coureau de La Pallice : (B)
Photographie oblique (origine SHOM) de la pointe sableuse de Sablanceau (vue de l'Ouest) 8/
Filoure 4.7 : Vues de la plage de la Gautrelle (Anse de la Maleconche) et de sa digue de protection : au
fond la Pointe des Saumonards (vue de l'Ouest) (origine – N. Weber)
Figure 4-8 : Photographies montrant l'érosion du massif dunaire du Nord de la Pointe des
Saumonards (origine –N Weber)
Figure 4-9 : (A) Evolution du trait de côte de 1824 à 1995 de l'Anse de la Maleconche à la Pointe de
Bellevue sur une mosaïque de photographies aériennes de 1995 (origine © ORTHOL ITTORALE
2000): (B) Détails des engraissements et érosions côtières (C) Photographie oblique (origine
SHOM) de Boyardville et de la Pointe de la Perrotine modifié d'après Weber et Garlan (2000a
et h)
Figure 4-10 · (A) Evolution du trait de côte au niveau du pertuis de Maumusson entre 1824 et 1995 su
une mosaïque de photographies aériennes de 1995 (origine © ORTHOLITTORALE 2000) : (B
Photographie oblique (origine SHOM) · vue du Nord du pertuis de Maumusson et de la houle
océanique venant du large: (C) Photographie oblique (origine SHOM) vue du Sud. montrant la
pointe Sud de l'île d'Oléron et la position du trait de côte en 1824 : (D) Evolution du trait de côte
entre 1824 et 1960 ; (E) Evolution du trait de côte entre 1960 et 1998, modifié d'après Weber e
Garlan (2000a et b)
Figure 4-11 : (A) Evolution du trait de côte de 1824 à 1997 de l'Anse de l'Aiguillon sur une mosaïque
de photographies aériennes de 1997 (origine © ORTHOLITTORALE 2000); (B) Détails des
engraissements côtiers, modifié d'après Weber et Garlan (2000a et b) ; (C) Evolution des estrans
de 1824 à 199793
Figure 4-12 : (à gauche) Evolution du trait de côte depuis 1824; (à droite) Photographie oblique
(Origine SHOM) du marais de Brouage montrant le trait de côte en 182495
Figure 4-13 : Extraits d'enregistrement de sonar latéral réalisés sur le Seuil Inter-Insulaire96
Figure 4-14 : Extraits d'enregistrements de sonar latéral et de profils de sondeur de sédiment (Mission
SPAT) sur le prisme sableux situé à l'extrémité Ouest de la Fosse d'Antioche97
Figure 4-15 : Coupes bathymétriques illustrant l'évolution séculaire (depuis 1824) et actuelle du
prisme sableux comblant l'extrémité Ouest de la Fosse d'Antioche.
Figure 4-16 : (A) Profil sismique Boomer IKB Seistec sur le platier de la Pointe des Baleines (Ile de
Ré) et (B) extrait de bande de sonar latéral montrant des dépôts de sables fins de faible épaisseur
dans les dépressions du substratum rocheux
Figure 4-17 : (A) Extrait d'enregistrement de sondeur bathymétrique vertical Deso 20, montrant
l'asymétrie des crêtes, et de sonar latéral sur les dunes de Chauveau (Mission SPAT) ; (B)
Bathymétrie ombrée sur le champ de dunes hydrauliques montrant la dichotomie des crêtes ; (C)
Carte sédimentologique de l'extrémité Est de la Fosse d'Antioche
Figure 4-18 : (A) Profil Sparker 50 J (Mission MOBIDYC2) et (B) profil sismique Boomer IKB
Seistec (Mission DSIRE) recoupant les dunes occidentales de Chevarache
Figure 4-19 :(A) Carotte réalisée sur les dunes de Chevarache; (B) Rose des courants dans la zone des
aunes (Donnees SHOM)
différentials correspondents, modifié d'après Chaumillon et al. (2001)
unreference s correspondents, mourre u apres chaummon et al. (2001) 104

Tables des illustrations
Figure 4-21 : Carottes Kv19 et Kv13 réalisées sur la Longe de Boyard montrant les deux faciès sédimentologiques superficiels et leurs caractéristiques granulométriques. Ces deux faciès sédimentaires correspondent aux deux faciès acoustiques mis en évidence par le sonar latéral (Position des carottes : Cf. Figure 4-22)
Figure 4-22 : Superposition des zones en engraissement et en érosion entre 1824 et 2000, sur la carte des faciès sédimentologiques issue du dépouillement du sonar à balayage latéral et extrait de bandes sonar latéral illustrant les figures de la dynamique sédimentaire observées sur la Longe de Boyard
Figure 4-23 : Partie Est du Pertuis Breton ; (A) bathymétrie de 1824; (B) bathymétrie de 1960; (C) différentiel bathymétrique entre 1824 et 1960
Figure 4-24 : Partie Est du Pertuis d'Antioche et du Nord de la Baie de Marennes-Oléron (A) bathymétrie de 1960; (B) bathymétrie de 1824 ; (C) différentiel bathymétrique entre 1824 et
Figure 4-25 : Taux de dépôts entre 1824, 1960 et 2001 dans la Rade des Trousses et son évolution. 111
Figure 4-26 : Carte de synthèse des évolutions du fond et du trait de côte dans la zone des pertuis charentais
Figure 5-1 : Extraits et interprétations de profils Sparker 50J illustrant le faciès sismique de l'unité basale U0
Figure 5-2 : Extrait du profil Sparker 50 J Mo03 (MOBIDYC1) illustrant la discontinuité R1 marquant le toit de l'unité sismique U0
Figure 5-3 : Carte des isobathes du socle mésozoïque dans la partie marine réalisée à partir des données sismiques et bathymétriques
Figure 5-4 : Vue terre / mer 3D de la bathymétrie actuelle et du toit du socle anté-Holocène
Figure 5-7 : Extrait et interprétation de profil Sparker Ms25 sur le plateau rocheux de Boyard montrant l'incision d'étroits chenaux permettant la communication entre la Rade des Basques (Pertuis d'Antioche) et le Nord de la Baie de Marennes-Oléron127
Figure 5-8 : Extrait et interprétation de Profil sismique Sparker SI19 montrant la séparation en deux vallées au niveau de la Rade des Basques
Figure 5-9 : Extrait et interprétation de profil sismique Sparker montrant les failles encadrant les Fosses de Chevarache
Figure 5-10 : Extraits et interprétation de profils sismiques Sparker montrant les chenaux étroit de communication entre les fosses et la vallée externe
Figure 5-12 : Profil longitudinal, de la source au proche plateau continental, du thalweg de la vallée incisée de la Charente et profil de la topographie moyenne
 Figure 5-13 : A°) Carte simplifiée, B°) Profil longitudinal du thalweg creusé et découpage théorique de la vallée incisée de la Charente, depuis sa source jusqu'au prisme de bas niveau marin135 Figure 5-14 : D'(ail des profils longitudinal du thalweg creusé et découpage théorique
 côtiers au proche plateau continental ; (A) réseau du Pertuis Breton (Sèvre Niortaise, Vendée et Lay); (B) réseau du Pertuis d'Antioche (Charente et vallée Inter-Pertuis) ; (C) Comparaison Charente Sèvre Niortaise et vallée Inter-Pertuis (communication entre les deux thalwegs par le coureau de La Pallice).
Figure 5-15 : Carte de localisation des différentes mesures morphologiques transversales (largeur et profondeur) effectuées sur les vallées et chenaux mis en évidence par sismique reflexion138 Figure 5-16 : Schéma illsutrant la méthode de mesure de la profondeur et de la largeur de l'incision.
Figure 5-19 : Graphique montrant qu'il n'existe pas de corrélation entre la taille des bassins versants du Lay, de la Vendée, de la Sèvre Niortaise, de la Charente et de la Gironde, et la largeur et profondeur moyennes de leurs vallées incisées
rigure 5-20 : Schema des facteurs controlant la morphologie et la localisation des vallees incisees. 146

Tables des illustrations
Figure 5-21 : Cartes des isopaques des sédiments meubles: (A) en mer grâce à la sismique et (B) en
mer (données sismigues avec son extension dans les marais (données de carottages issues de la
hibliographie 148
Figure 5-22 : Profils sismiques traités Si17 : Si00 : Si21 : Mo04 : Mo53 et Mo28 et leur interprétation
montrant des sections transversales et longitudinale de la Fosse d'Antioche 173
Figure 5-23 : Diagramme 3D de la Fosse d'Antioche représentant les interprétations des profils
sismiques traités Si17 · Si00 · Si21 · Mo04 · Mo53 et Mo28
Figure 5.24 : (A) Profil signique Sparker traité Mo24 et son interprétation : (B) localisation des profils
présentés dans les Figure 5.24. Figure 5.25 et Figure 5.26
Figure 5-25 · Profile signification from the figure 5-25 of 1 gure 5-20.
Figure 5-25 : Profile signiques Sparker traités (A) Mo55 et (B) Mo50, et leur interpretation
rigure 5-20. FIOHIS SISTINGUES Sparker traites (A) MI045 et MIS21, (B) MIS25 et (D) MI044, et leur
Figure 5.27 - Drofile significant traities (A) Mo21, (D) Mi17 at low interpretation 170
Figure 5-27 : Profils sistingues Sparker traites (A) MoS1; (B) M117 et leur interpretation
Figure 5-28 : Profil sismique Sparker traite (A) Mo43 et son interpretation ; Carottes (B) Kv21 et (C)
\mathbf{KV}_{22}
Figure 5-29 : Profils sismiques Boomer IKB Seistec traites illustrant le remplissage dans la Rade des
181
Figure 5-30 : Profil sismique Boomer IKB Seistec traite illustrant le remplissage dans la Rade des
182
Figure 5-31 : Representation schematique de l'unite Uea3 montrant l'organisation en sous-sequences
composées des deux sous-faciés distincts Uea3a et Uea3b
Figure 5-32 : Cartes des isobathes du toit de Uea3 : R(Uea3) ; (Trait plein : thalweg du segment Est
principal de la paléo-vallée de la Charente ; Trait en tirets : Segment secondaire Ouest de la
paléo-vallée de la Charente)
Figure 5-33 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques de la Rade des Basques
Figure 5-34 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques de la Rade des Basques
Figure 5-35 : Profils sismiques traités montrant les différente niveaux verticaux du toit de la zone
acoustiquement sourde (Flèches noires)
Figure 5-36 : Profils sismiques traités Sparker, Boomer et Sondeur de sédiment 3.5KhZ montrant une
zone acoustiquement sourde et leurs différentes formes
Figure 5-37 : Profils sismiques traités montrant un décalage (retard) des réflexions au passage dans la
zone sourde
Figure 5-38 : Extrait d'un profil sismique Sparker traité et coloré suivant les phases des réflexions
montrant l'inversion de ces phases au passage de la zone acoustiquement sourde, ainsi que deux
traces sismiques (A) hors de la zone sourde (B) dans la zone sourde, montrant l'inversion de
phase
Figure 5-39 : Profil sismique traité dans le Pertuis d'Antioche montrant une zone sourde et la
disparition des multiples190
Figure 5-40 : Photographies des carottes Kv57 et Kv30 et leurs résultats d'analyses (log,
granulométrie et densité) (localisation : Cf. Figure 5-29)
Figure 5-41 : Photographies des carottes Kv60 et Kv53 et leurs résultas d'analyses (log, granulométrie
et densité) (localisation : Cf. Figure 5-29)
Figure 5-42 : Photographies des carottes Kv22 et Kv15 et résultats de leurs analyses (log,
granulométrie et densité) (localisation :Cf. Figure 4-25)
Figure 5-43 : Granulométrie des faciès sédimentologiques du Pertuis d'Antioche interne197
Figure 5-44 : Schéma et logs synthétiques du remplissage du Pertuis d'Antioche interne (corrélation
unités sismiques / faciès sédimentologiques)
Figure 5-45 : Représentation schématique du remplissage (architecture et faciès) du Pertuis d'Antioche
(coupes transversales et longitudinales)
Figure 5-46 : Profils sismiques Sparker traités et leur interprétation montrant la couverture
sédimentaire du Seuil Vendéo-Rhétais
Figure 5-47 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant la couverture sédimentaire du
Seuil Vendéo-Rhétais.
Figure 5-48 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant le remplissage dans la paléo-
vallée du Lay
Figure 5-50 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant le remplissage sédimentaire dans
la Fosse Occidentale de Chevarache

Tables des	illustrations
------------	---------------

Figure 5-51 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant la couverture sédimentaire de la
partie Nord-Est de l'île de Ré
Figure 5-52 : Profils sismiques Boomer IKB Seistec traités et leur interprétation illustrant la
couverture sédimentaire sur la côte Nord-Est de l'île de Ré (Pointe de Lizay)215
Figure 5-53: Profils sismiques Boomer IKB Seistec traités et leur interprétation illustrant la couverture
sédimentaire sur la côte Nord-Est de l'île de Ré (Banc du Bûcheron) ; (localisation Cf. Figure
5-54)
Figure 5-54 : Profils sismiques Boomer IKB Seistec traités et leur interprétation illustrant la
couverture sédimentaire sur la côte Nord-Est de l'île de Ré (Banc du Bûcheron)
Figure 5-55 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant le remplissage dans la Fosse
Orientale de Chevarache
Figure 5-56 Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant le remplissage dans la Fosse
Orientale de Chevarache
Figure 5-57 : Profils sismiques Sparker d'orientation Nord / Sud traités et leur interprétation montrant
la couverture sédimentaire de la Fosse Orientale de Chevarache
Figure 5-58 : Profils sismiques Sparker d'orientation Nord / Sud traités et leur interprétation montrant
la couverture sédimentaire de la Fosse Orientale de Chevarache
Figure 5-59 : Profils sismiques Sparker d'orientation Nord-Ouest / Sud -Est traités et leur
interprétation montrant la couverture sédimentaire au Nord de la Fosse Orientale de Chevarache
Figure 5-60 : Profils sismiques Sparker d'orientation Nord-Ouest / Sud -Est traités et leur
interprétation montrant la couverture sédimentaire de la Fosse Orientale de Chevarache225
Figure 5-61 : Profils sismiques Sparker traités et leur interprétation montrant le remplissage
sédimenatire du Peu Breton
Figure 5-62 : Profils sismiques Sparker traités et leur interprétation montrant le remplissage
sédimentaire du Peu Breton
Figure 5-63 : Faciès et cartes isopaques des unités sismiques formant le remplissage du Peu Breton.
Figure 5-64 : Photographie et résultats des analyses (log, granulométrie et densité) de la carotte Kv66
située sur les dunes fossiles de la Fosse Orientale de Chevarache (localisation : Cf. Figure 5-60).
232
Figure 5-65 : Photographie et résultats des analyses (log, granulométrie et couleur) de la carotte Kv68
et son analyse située dans la Fosse Orientale de Chevarache (localisation : Cf. Figure 5-60)233
Figure 5-66 : Photographie et résultats des analyses (log, granulométrie et densité) de la carotte Kv65
située sur les dunes fossiles de la Fosse Orientale de Chevarache (localisation : Cf. Figure 5-60).
Figure 5-67 : Photographie et résultats des analyses (log, granulométrie et densité) des carottes Kv64
situee sur dans le Peu Breton et Kv62 situee au Nord-Est de l'île de Re (localisation : Cf.Figure
5-52)
Figure 5-68 : Granulométrie des faciés sédimentologiques du Pertuis Breton
Figure 5-69 : Représentation schématique de l'architecture du remplissage du Pertuis d'Antioche
(coupes transversales et longitudinale)
Figure 5-70 : Localisation des zones acoustiquement sourdes sur la carte des natures du fond
Figure 5-/1: Carte des epaisseurs de la couche de vase superficielle montrant la correspondance entre
L'extension de la zone acoustiquement source et l'isopaque des 2m
Figure 5-72 : A°) Carte des pentes issue de la bathymetrie multifaisceaux EM1002S (mission Spat)
montrant les creux des pockmarks dans un fond plat; (S. Lucas com. Pers.); B ²) Relation entre
la localisation des figures d'échappement (Pockmarks) et l'évolution du taux de sedimentation ;
C°) Localisation des Pockmarks sur fond sedimentologique issue de l'analyse des bandes de
Sonar lateral (mission Spat)
Figure 0-1: Comparaison entre les coupes synthetiques des pertuis charentais proposees par André
(1984) et celles deduites des campagnes SIFADO, MOBIDYC et MSTULR : (A) du Pertuis
Breton ; (B) du Pertuis d'Antioche
Figure 6-2 : Synthese stratigraphique des dépôts dans les différents dépôt-centres des pertuis
Charentais
Figure 0-3 : Modele de remplissage sedimentaire des deux pertuis suivant trois sections, comparé aux
modeles de remplissage de la Gironde et d'Ashley et Sheridan (1994) pour les vallées de grande
tame

273
es
273
S
278
279
281
282

Tableau 0-1 : Estimation de la remonté maximum du niveau marin à partir de la fonte des glaciers
actuels modifié d'après (<i>Willams et Hall, 1993</i>)
Tableau 1-1 : Les ordres fondamentaux des cycles du niveau marin d'après (Fulthorpe, 1991)18
Tableau 1-2 : Classification de Ashley et Sheridan (1994) et caractéristiques des remplissages des
vallées incisées
Tableau 1-3 : Tableau de synthèse des caractéristiques de trois types d'estuaires. 31
Tableau 1-4 : Représentations schématiques de l'évolution des trois type d'estuaire
Tableau 2-1 : Tableau des superficies des marais côtiers situés sur le littoral charentais
Tableau 2-2 : Tableau des différentes épaisseurs des formations alluvionnaires relevées par forages
dans les marais48
Tableau 2-3 : Tableau des différentes datations réalisées dans les sédiments alluvionnaires des plaines
côtières
Tableau 2-4: Aires des bassins versants et longueurs des rivières côtières qui débouchent dans les
pertuis charentais (Lay, Sèvre et Vendée, Charente et Seudre) et ceux de la Gironde pour
comparaison : (Castaing, 1981; L.C.H.F., 1987; Lorin, 1970; Tesson, 1973)55
Tableau 2-5 : Comparaison des bassins versants, débit moyen annuel et charge sédimentaire de la
Charente et de la Gironde (Dordogne et Garonne)
Tableau 2-6 : Hauteur d'eau et amplitude de la marée sur le littoral charentais (SHOM, 2003)
Tableau 2-7 : Volumes de marée transitant par le Pertuis de Maumusson (L.C.H.F., 1987)
Tableau 2-8 : Evaluation du transit sableux dans les différents pertuis d'après LCHF, (1987)
Tableau 3-1 : Tableau des levés bathymétriques sur la zone d'étude
Tableau 3-2 : Liste des campagnes anciennes avant réalisées des prélèvements superficiels
Tableau 3-3 : Levés au sonar latéral réalisés sur la zone d'étude.
Tableau 3-4 : Informations de sismique et de carottage disponibles sur la zone d'étude avant 199970
Tableau 3-5 : Missions de sismique HR et THR réalisées durant cette étude (période 1999-2002)71
Tableau 4-1 : Surfaces gagnées sur la mer depuis 1750 au niveau de la Pointe d'Arcay
Tableau 4-2 : Surfaces en engraissement ou en érosion dans l'Anse de la Maleconche et à la Pointe des
Saumonards, d'après Weber et Garlan (2000 a et b).
Tableau 4-3 : Surfaces en engraissement et en érosion pour les Pointes de Gatseau et d'Arvert, d'après
Weber et Garlan (2000a et b)
Tableau 4-4 : Surfaces gagnées ou perdues dans l'Anse de l'Aiguillon, modifié d'après Weber et
Garlan (2000a et h)
Tableau 4-5 : Tableau des surfaces gagnées dans le marais de Voutron et dans le marais de Brouage 95
Tableau 4-6 : Tableau comparatif des informations sur le transit sédimentaires fournies par la
bathymétrie la sédimentologie
Tableau 4-7 · Budget des zone vaseuses et sableuses
Tableau 5-1 : Tableau des lithologies et de leur résistance à l'érosion 126
Tableau 5-2: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées dans la Fosse d'Antioche: (F ·
fréquence: A : amplitude: C : continuité : T : terminaison au Toit : B : terminaison à la Base) 172
Tableau 5-3: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées dans la partie interne du Pertuis
d'Antioche: (E : fréquence: A : amplitude: C : continuité : T : terminaison au Toit : B :
terminaison à la base)
Tableau 5-4 : Tableau des caractéristiques des faciès sédimentaires classés suivant leur granulométrie
movenne $(V \cdot Vases \cdot Si \cdot Silts \cdot Sa \cdot Sahlons \cdot Sf \cdot Sahlee fins \cdot S \cdot Sahlee \cdot Sa \cdot Sahlee$
arossiers : G : Graviers : C : Cailloutis - MG7 : Mean Grain Size : So : Sorting / Classoment :
$Sk \cdot Skewness / asymptotic = 1002 \cdot 1002 \cdot 1002 \cdot 1000 = 1002 \cdot 1000 \cdot 10000 \cdot 1000 \cdot 1000 \cdot 1000 \cdot 1000 \cdot 1000 $
SK . SKewness / asymetre)

Tables des illustrations		
Tableau 5-5 : Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées au niveau du Seuil Vendéo-		
Rhétais; (F : fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B : terminaison à		
la Base)		
Tableau 5-6: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées dans la paléo-vallée du Lay; (F :		
fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B : terminaison à la Base). 209		
Tableau 5-7: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées dans la Fosse Occidentale de		
Chevarache; (F : fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B :		
terminaison à la Base)		
Tableau 5-8: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées au niveau de la bordure Nord-		
Ouest de l'île de Ré ; (F : fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B :		
terminaison à la Base)		
Tableau 5-9: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées dans et au Nord de la Fosse		
Orientale de Chevarache; (F : fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ;		
B : terminaison à la Base)		
Tableau 5-10: Tableau des caractéristiques des unités sismiques situées dans le Peu Breton ; (F :		
fréquence; A : amplitude; C : continuité ; T : terminaison au Toit ; B : terminaison à la Base). 230		
Tableau 5-11 : Tableau des caractéristiques des faciès sédimentaires classés suivant leur granulométrie		
moyenne. (V : Vases ; Si : Silts ; Sa : Sablons ; Sf : Sables-fins ; S : Sables ; Sg : Sables-		
grossiers ; G : Graviers ; C : Cailloutis – MGZ : Mean Grain Size ; So : Sorting / Classement ;		
Sk : Skewness / asymétrie)		
Tableau 6-1 : Répartition des unités sismiques suivant 4 groupes de paraséquences. 270		
Tableau 6-2 : Synthèse chrono-stratigraphique des différentes unités sismiques des dépôt-centres des		
pertuis charentais		
Tableau 6-3 : Répartition en surface et volume de la couverture sédimentaire meuble et de la part des		
dépôts séculaires		

Tables des illustrations

ANNEXES

ANNEXE A. DONNEES

ANNEXE B. MATERIEL, METHODE DE TRAITEMENT ET D'ANALYSE EMPLOYEES 331

B.1 Bathymétrie et comparaison (établissement de cartes de différentiels)	331
B.1.1 Données	331
B.1.2 Méthodologie	331
B.1.2.1 Numérisation des données	331
B.1.2.2 Uniformisation des référentiels	331
B.1.2.2.1 Le positionnement	331
B.1.2.2.2 Calage des zéros de référence	331
B.1.2.2.3 Estimation des erreurs	333
B.1.2.3 Réalisation des MNT et calcul des différences de bathymétrie	333
B.2 La sismique Haute et Très Haute résolution par (très) petit fond	335
B.2.1 Méthode et théorie	335
B.2.1.1 Les différentes ondes et leurs trajets	337
B.2.1.2 Passage de l'échelle de temps à une échelle de profondeur	340
B.2.2 Les sources et les récepteurs en sismique réflexion	341
B.2.3 L'acquisition numérique	351
B.2.4 Comparaison des résultats de ces trois systèmes	352
B.2.5 Le traitement sismique	356
B.2.6 Stratigraphie acoustique et interprétation des corps sédimentaires	357
B.2.6.1 Analyse des séquences de dépôts	357
B.2.6.2 Signification chronostratigraphique	357
B.2.6.3 Les discontinuités et nomenclature des terminaisons de réflexion	357
B.2.6.4 Méthodologie d'analyse sismique utilisée.	357
B.2.6.5 Les faciès sismiques	362
B.3 Les carottages	364
B.3.1 Matériel	364
B.3.1.1 Description du matériel utilisé : vibro-carottier de GENAVIR:	364
B.3.1.2 Mise en œuvre	365
B.3.2 Méthodologie d'analyse des carottes	369
ANNEXE C. CARTE TOPONYMIQUE	372

321











Figure A-7 : Levés sonar latéral.



Figure A-8 : Profils sismiques sur le Seuil Inter-Insulaire.



Figure A-9 : Profils sismiques dans le Pertuis d'Antioche.





Annexes



Figure A-11 : Profils sismiques sur le Seuil Vendéo-Rhétais.

Annexes



Figure A-12 : Profils sismiques dans le Pertuis Breton.





Figure A-13 : Profils sismiques sur le Banc du Bûcheron.

ANNEXE B. MATERIEL, METHODE DE TRAITEMENT ET D'ANALYSE EMPLOYEES

B.1 Bathymétrie et comparaison (établissement de cartes de différentiels)

B.1.1 Données

La comparaison des levés bathymétriques réalisés à des époques différentes permet de mettre en évidence et de quantifier les évolutions du fond marin mais également de faire des hypothèses sur la dynamique sédimentaire qui les induit.

B.1.2 <u>Méthodologie</u>

B.1.2.1 <u>Numérisation des données</u>

Une partie des données était déjà disponible en format numérique. Par contre, les plus anciennes, notamment celles datant de 1824 à 1882 ont été numérisées avec Arcview SIG. La projection employée, dans les minutes de construction de sondes, est « l'hydro- Départ Marennes » (c'est-à-dire que l'origine du carroyage était situé au niveau du clocher de Marennes) amer caractéristique visible assez loin dans l'ensemble de la zone d'étude. Les distances indiquées sur ces minutes sont exprimées en toise soit 1,949 m.

Pour la numérisation, les coordonnées des points de calage ont été transformées en coordonnées Lambert II associées au système géodésique Nouvelle Triangulation de France : NTF, grâce à un outil de conversion validé par le SHOM.

D'autre part, les mesures de profondeurs sur les minutes de 1824 sont exprimées en pied français soit 0,32484m.

B.1.2.2 Uniformisation des référentiels

Pour réaliser des comparaisons, il est essentiel que l'ensemble des données possède les mêmes référentiels aussi bien en ce qui concerne le positionnement que l'échelle verticale.

B.1.2.2.1 Le positionnement

Les données issues de la BDBS sont exprimées suivant le système géodésique WGS-84 et celles de la DDE ou les données anciennes (1824 et 1882) suivant le système géodésique NTF. Nous avons donc homogénéisé l'ensemble en WGS-84 grâce à un outil de transformation de coordonnées (GEOLIB).

B.1.2.2.2 <u>Calage des zéros de référence</u>

Pour chaque minute, nous avons recherché les informations sur les méthodes et les références utilisés lors du levé, généralement accessibles soit directement sur les minutes soit dans les annales hydrographiques. Nous avons donc recherché le zéro de réduction de sondes pour chaque minute. Sur notre zone d'étude, pour l'ensemble des données, seize zéros de référence

différents ont été utilisés (Cf. Figure B-1). Nous avons donc rapporté chaque minute au zéro des cartes marines de la zone d'étude c'est à dire au zéro hydrographique défini à La Pallice soit –3.69 m NGF ou –3.50 m IGN 69.



Figure B-1 : Diagramme représentant des différents zéros de référence utilisés depuis 1820.

B.1.2.2.3 Estimation des erreurs

Compte tenu de l'ensemble de ces corrections et homogénéisations, nous avons également dû estimer la marge d'erreur. Du point de vue de la localisation, la constante proximité de la côte fait que les erreurs dues au positionnement avec un cercle hydrographique sont très faibles et inférieures à 10 m. Lors de la numérisation des cartes anciennes, nous avons également pu vérifier le bon positionnent sur des points repères, comme des forts en mer (Fort Boyard, Fort du Chapus) ou encore sur des digues ou quais, qui ont confirmé une erreur bien inférieure à 10 m.

Du point de vue de l'échelle verticale, les informations recueillies sur les altitudes des différents repères sont précises au centimètre. Toutefois, il reste une incertitude possible quant à la correction de marée et à son enregistrement. Bien que lors de ces levés, des marégraphes aient généralement été positionnés à proximité, la complexité de l'environnement entraîne des variations dans la propagation de l'onde et dans les marnages.

Pour estimer cette erreur, nous avons comparé des sondes réalisées au même endroit sur des zones potentiellement stables dans le temps et notamment sur les zones de roches affleurantes (Cf.Figure B-2).

Ainsi nous avons pu relever des erreurs de l'ordre de 0.5 m près des côtes et 0.8 m plus au large.

Par conséquent, nous n'avons seulement tenu compte des variations de bathymétrie supérieures à 1 m.

B.1.2.3 <u>Réalisation des MNT et calcul des différences de bathymétrie</u>

Plusieurs méthodes de comparaison ont été testées. Une première méthode consiste à générer un MNT pour chacune des bathymétries sur la zone d'étude. Ceux-ci devront impérativement correspondre au même cadre géographique et avoir le même pas de maille. La comparaison repose donc sur une simple superposition de deux grilles. Toutefois cette méthode n'est applicable que pour des zones ou les deux bathymétries possèdent une résolution (distance entre deux sondes) similaire. Or, ceci est rarement le cas du fait des échelles et des méthodes d'acquisition (plomb ou acoustique) différentes pour chaque levés.

Nous avons donc choisi de comparer les sondes d'une bathymétrie de moins bonne résolution, ou dont les sondes ne sont pas uniformément réparties, au MNT de la bathymétrie possédant la meilleure résolution. Nous récupérons donc par cette méthode des comparaisons uniquement au niveau des sondes réelles anciennes, ce qui évite de comparer des sondes interpolées entre elles. Il suffit, ensuite, de générer un MNT du différentiel bathymétrique à la résolution la plus faible.



Figure B-2 : Profils bathymétriques réalisés à deux époques montrant des zones stables et mobiles et illustrant le bon calage vertical des données bathymétriques.

B.2 La sismique Haute et Très Haute résolution par (très) petit fond

Pendant la première guerre mondiale, certains artilleurs localisaient les canons adverses en analysant les vibrations du sol dues au recul et la détonation. Vers 1920, l'Allemand Mintrop utilise ces méthodes pour l'exploration du sous-sol.

Le but de l'exploration par sismique réflexion est d'étudier les formes géométriques des différentes couches géologiques du sous-sol et cela à partir d'ondes acoustiques provoquées artificiellement.

Suivant les besoins et les environnements d'exploration (petit / grand fond), il existe différents types de sources et récepteurs, ainsi que divers systèmes d'enregistrement, de traitement et d'affichage des données. Depuis 1960, les techniques de prospection sismique réflexion à haute résolution ont été largement utilisées pour caractériser l'extension et la répartition des sédiments quaternaires et actuels, dans la recherche des processus régissant la dynamique sédimentaire, ou encore pour des objectifs d'ingénierie ou d'aménagement, dans la recherche de source d'exploitation de ressources (granulats, hydrocarbures). Pour répondre à ces demandes, une amélioration de la résolution et du traitement des données s'est avérée nécessaire.

Dans ce chapitre nous passerons en revue la théorie élémentaire de la réflexion très haute résolution. Nous examinerons, plus particulièrement, les avantages et inconvénients de trois types de systèmes sismiques utilisés dans cette étude pour l'exploration par petit fond et en milieu littoral :

- un Sondeur de sédiment 3.5kHz Chirp,
- un mini Sparker 50 Joule,
- un Boomer : l'IKB Seistec, issu des derniers développements technologiques.

B.2.1 <u>Méthode et théorie</u>

Le principe repose sur l'utilisation de sources sonores émettant à des fréquences assez basses pour que les ondes acoustiques se propagent dans l'eau puis pénètrent dans des couches sédimentaires successives.

Le contraste d'impédance

L'eau et les diverses couches sédimentaires possédent des propriétés physiques et acoustiques différentes. Ainsi, il se produit aux interfaces (eau / sédiment, sédiment / sédiment ou sédiment / socle rocheux) un phénomène analogue à celui que l'on rencontre en optique lorsqu'un rayon lumineux rencontre une interface entre deux milieux transparents d'indices différents : l'onde, face à une différence d'impédance entre les deux milieux, subit une transmission et une réflexion.

L'impédance acoustique est le produit de deux propriétés physiques des couches sédimentaires (Cf. Figure B-3).

- <u>la vitesse de compression acoustique ou la célérité du son « c » dans le sédiment</u>, dépend de la vitesse du son dans le fluide interstitiel du sédiment et des caractéristiques du milieu solide. Elle croît avec la profondeur à cause de la masse des sédiments accumulés qui comprime les particules et expulsent l'eau. Elle augmente donc avec la décroissance de la porosité (Cf. Tableau B-1).
- <u>la densité de la couche</u> est le rapport de masse volumique entre un corps et la masse volumique de l'eau. Il faut noter que pour certains sédiments gorgés d'eau, comme la vase, la densité est très proche de celle de l'eau (Cf. Tableau B-1).

	Eau	Vase	Sables fins	Sable	Graviers	Roche
Densité	1	1.5	1.75	1.95	2	2.6
Célérité	1500	1520	1650	1750	2200	4000

Tableau B-1: Tableau des célérités et densités suivant le type de sédiment ; modifié d'après (Maroni,1997).

Le coefficient de réflexion (Ro) d'une surface plane est donné par la formule suivante :

$$\mathbf{R}_{0} = \frac{\mathbf{Z}_{2} - \mathbf{Z}_{1}}{\mathbf{Z}_{2} + \mathbf{Z}_{1}} = \frac{\mathbf{V}_{2}\boldsymbol{\rho}_{2} - \mathbf{V}_{1}\boldsymbol{\rho}_{1}}{\mathbf{V}_{2}\boldsymbol{\rho}_{2} + \mathbf{V}_{1}\boldsymbol{\rho}_{1}}$$

où ZI est l'impédance acoustique ; V est la vitesse des ondes Pet ρ est la densité.

L'énergie réfléchie par une telle limite d'impédance et enregistrée par un récepteur est proportionnelle à l'amplitude de l'impulsion émise par la source et à la magnitude du contraste d'impédance. Le coefficient de réflexion R mesure les changements d'impédance Z. Plus R est grand, plus la réflexion est importante.



Figure B-3 : Représentation de l'impédance acoustique, du coefficient de réflexion et la trace sismique résultante (Cf. Cours de sismque, F. Sage – Geosciences Azur).

L'énergie non réfléchie ou non dispersée sera transmise à travers la surface dans la couche inférieure. Le signe du coefficient de réflexion n'aura pas de rôle sur la quantité d'énergie réfléchie mais sa phase sera renversée si celui ci est négatif (Z2 > Z1).

B.2.1.1 Les différentes ondes et leurs trajets

Les sources sismiques émettent des ondes P (onde de compression) et S (onde de cisaillement). Les ondes S ne se propageant pas dans un liquide, seules les ondes P sont donc prises en compte en sismique réflexion marine (*Lavergne*, 1986).

Supposons qu'une onde acoustique émise par une source sismique à un instant t (appelée tir) rencontre une interface, une partie de cette onde est réfléchie vers le bateau, et une autre continue à se propager vers les couches de sédiments plus profondes et ainsi de suite. Une suite de tirs tracée sur un enregistreur papier ou sur un écran (enregistrement numérique) mettra en évidence des interfaces caractérisant les successions de couches sédimentaires illustrées par des « réflecteurs » (Cf. Figure B-4).

L'onde acoustique émise subit néanmoins une atténuation. A partir d'une certaine profondeur, le signal est totalement absorbé et on ne parvient plus à détecter les interfaces géologiques.



Figure B-4 : Les différentes discontinuités rencontrées par l'onde sismique.

L'eau de mer n'étant ni isotrope ni homogène, il existe de multiples interactions de l'onde acoustique avec celle-ci. Il existe en particulier des phénomènes d'amortissement et des pertes par divergences géométriques (*Maroni, 1997*). La vitesse des ondes dépend du milieu dans lequel elles se propagent. Par exemple, les ondes P se propagent dans l'eau de mer à une vitesse d'environ 1500 m.s⁻¹.



Figure B-5 : La propagation des ondes.

La source émet à chaque impulsion des ondes dans toutes les directions : (trajet 1 sur la Figure B-5) La première onde qu'enregistre le récepteur est l'onde directe : (trajet 2 sur la Figure B-5).

En arrivant sur un réflecteur, comme le fond de l'eau, l'onde peut se réfléchir (trajet 3 sur la Figure B-5). Elle peut aussi continuer sa course dans le milieu inférieur (trajet 4 sur la Figure B-5) ou peut encore se réfracter (trajet 5 sur la Figure B-5), c'est à dire se propager sous le réflecteur avant de remonter à la surface. De plus, l'onde réfléchie peut elle-même subir des réflections multiples entre l'interface eau-air de la surface et l'interface eau-sédiment du fond marin (trajet 6 sur la Figure B-5), soit entre deux interfaces (trajet 7 sur la Figure B-5), on l'appellera alors "multiple".

Plus l'onde est réfléchie, plus le temps avant d'arriver au récepteur est long (Cf. Tableau B-2). Le récepteur situé à la surface enregistre ces diverses ondes, mais seule celle qui est réfléchie est exploitable dans un dispositif de sismique réflexion. Le traitement consistera, en partie, à éliminer les ondes directes, multiples et réfractées.

Vitesse des ondes P de compression	Equation de l'onde directe	Equation de l'onde réfléchie	Equation du multiple
$V_p = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}$	$t = \frac{\Delta}{V_1}$	$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{\Delta^2 + 4h_1^2}$	$t = \frac{1}{V_1} \sqrt{\Delta^2 + (2x4)h_1^2}$
ρ : masse volumique λ : coefficient de Lamé μ : module de rigidité = 0 dans l'eau	Δ : distance source- recepteur	h _{1 :} profondeur de l'eau	

Tableau B-2 : Formules de calcul des vitesses et des temps des différentes ondes sismiques.

L'interaction de l'onde acoustique avec le fond regroupe plusieurs phénomènes tel que la réverbération d'interface et la réverbération de volume et l'atténuation (*Maroni, 1997*). Les phénomènes de réverbération qui existent, au niveau d'une interface eau / sédiments ou entre deux couches sédimentologiques, sont engendrés par plusieurs éléments :

• *l'atténuation* :

En sismique marine, la couche supérieure est invariablement l'eau, qui contient les sources et les détecteurs, avec un fond composé de dépôts sédimentaires constituant une succession complexe. La détection des ondes par le récepteur dépend de l'amplitude de l'impulsion de la source, de la géométrie et de la sensibilité du récepteur, de la transmission et d'autres processus de déperdition d'énergie tels que la dispersion et l'absorption, l'amplitude de la série de coefficient de réflexion représentée par la colonne de dépôt, et le niveau de bruit ambiant au détecteur. Les pertes associées à l'absorption sont approximativement de la forme :

$$\mathbf{P}_{\mathrm{r}} = \frac{\mathbf{P}_{\mathrm{0}} \mathrm{e}^{-\alpha_{\mathrm{k}} \mathrm{fr}}}{\mathrm{r}}$$

où P_r est l'amplitude de pression reçue à une distance r de la source avec la pression de référence P_0 à une distance de 1 m ; k est le coefficient d'absorption pour un matériel particulier en Nepers/m/Hz, fr est la fréquence reçue. Le terme e ^{-okfr} représente les pertes dues à l'absorption et la 1/r représente l'atténuation en amplitude due aux processus de divergence sphérique.

• la rugosité du fond :

En sismique réflexion haute résolution le coefficient de réflexion peut être affecté de façon sensible par la rugosité de la surface :

$$\mathbf{R} = \mathbf{R}_0 \exp\left(\frac{-4\pi\sin\theta}{\lambda}\right)^2 = \mathbf{R}_0 e^{-\alpha^2}$$

ou Ro est le coéfficient de réflexion existant pour une surface plane et R pour une surface rugueuse, le facteur exponentiel est l'effet dû à la rugosité ou α est le paramètre de Rayleigh.

La divergence sphérique est aussi affectée par la rugosité. Pour une interface lisse, la composante correspondant à la perte de transmission due à la propagation est $20\log(2r)$. Quand cette interface est rugueuse, la perte devient $20\log(r^2)$.

Les signaux à haute fréquence souffrent de déperdition d'énergie plus élevée ayant pour résultat de plus petites amplitudes de leur écho au niveau du détecteur sismique. Dans l'exploration sismique marine à haute résolution, les changements d'impédance sont relativement petits. Ainsi, les sources sont à haute fréquence avec de larges bandes passantes et avec des énergies relativement basses. En outre, l'importance de la rugosité de surface peut être du même ordre que la résolution exigée, ainsi la dispersion peut être une composante significative du signal (*Mosher et Simlpkin, 1999*). Ces contraintes physiques ont comme

conséquence une différence significative entre la sismique réflexion à haute résolution et celle pétrolière.

La source sonore idéale qui reflète exactement l'image d'une série de coefficient de réflexion est une fonction, qui est une impulsion au temps 0 s présentant une même puissance à toutes les fréquences du domaine. Cette fonction est impossible à réaliser pratiquement, mais la plupart des sources sismiques tente de l'approcher en essayant de créer une impulsion de pression la plus courte possible dans le domaine du temps. Une approche alternative est d'émettre un signal long dans le domaine du temps avec une large bande de fréquence, telles que le « chirp ». Dans ce cas, le signal doit être post-traité pour comprimer cette signature temporelle longue.

B.2.1.2 Passage de l'échelle de temps à une échelle de profondeur

L'échelle verticale obtenue sur les enregistrements est exprimée en seconde ou milli-seconde temps double, car elle représente le temps aller et retour de chaque onde correspondant à un réflecteur. Ainsi, pour pouvoir accéder à la profondeur réelle en mètres, il est nécessaire de connaître la célérité de l'onde acoustique dans les différentes couches de sédiments. Ceci est accessible entre autre par carottage.

$$\Pr(ofondeur(metres)) = \frac{t(ms) \times Csed(m/s)}{2}$$

Le facteur 2 provient du chemin aller-retour que doit parcourir l'onde pour descendre sur l'interface et remonter vers le bateau.

Le choix de la célérité peut influer considérablement sur les épaisseurs réelles observées.

Dans l'exemple présenté dans la Figure B-6 les profondeurs on été calculées pour une célérité de 1600 m.s⁻¹ constante quelque soit la couche (courbes en bleue). Le même calcul a été réalisé en considérant une célérité différente suivant la nature de chaque couche déterminée par carottages (courbes rouges) (C1 eau : 1500 m.s⁻¹ / C2 : vase : 1520 m.s⁻¹ / C3 : sable moyen 1750 m.s⁻¹ / C4 : sables-vaseux 1600 m.s⁻¹) C5 : roche (calcaire)

L'exemple de la Figure B-6, montre que pour environ 15 m de sédiments, la profondeur du socle rocheux peut changer de près de 1.6 m.

La Figure B-7 montre des dunes de sables sur un socle rocheux. On observe l'effet de la différence d'épaisseur de sable dont la célérité est plus élevée que celle de l'eau, entre les crêtes et les creux. Ainsi cette différence de temps de parcours, entre ces deux zones induit une topographie du toit du socle qui mime la topographie des dunes alors que le toit du socle est horizontal.


Figure B-6 : Exemple de conversion en épaisseur d'un tracé de réflecteurs de profil sismique (profil IKB SEISTEC Noma11) ; les courbes en bleu correspondent à une conversion avec une célérité uniforme à 1500 m.s⁻¹; les courbes en rouge correspondent à une conversion avec une célérité différente par couche.



Figure B-7 : Profil sismique IKB Seistec Dsi 18 montrant des dunes de sable et le décalage du socle rocheux dû à la différence de temps de propagation de l'onde sismique entre les creux et les crêtes de dune.

B.2.2 Les sources et les récepteurs en sismique réflexion

L'emploi d'une source sismique nécessite de faire un choix entre la pénétration qui exige plutôt des basses fréquences (Cf. Figure B-8) et la résolution qui exige des hautes fréquences.

En outre, le détecteur doit être sensible à toutes les fréquences produites par la source. Puisque le bruit de fond est une fonction de la largeur de bande passante du détecteur, une résolution plus élevée signifie typiquement des niveaux de bruit plus élevés enregistrés par le récepteur (*Mosher et Simlpkin, 1999*). Ce bruit tendra donc à masquer les échos des discontinuités dans les sédiments recherchés. Ce besoin d'identifier des échos, en présence de niveaux élevés de bruit, est caractéristique de l'exploration sismique à haute résolution (*Mosher et Simlpkin, 1999*).Une solution pour réduire au maximum le bruit est de concevoir un système détectant de façon directionnelle. Un autre est de configurer les composants du système afin de réduire au minimum la génération de bruit.

Toutes les sources acoustiques utilisées dans l'exploration sismique marine doivent convertir l'énergie enregistrée en un mouvement de la masse d'eau environnante. Ce mouvement, qui se manifeste comme une vague de pression, se propage à l'extérieur de la source et est soumis aux lois physiques de la réflexion, de l'absorption, de la diffraction, de la réfraction et de la dispersion dans les différentes couches sédimentaires.



Figure B-8 : Graphique représentant la pénétration théorique en fonction du type de sédiment pour les trois systèmes utilisés dans cette étude (Sondeur de sédiment 3.5kHz, Sparker et Boomer IKB Seistec).

Il existe quatre grandes catégories de sources sismiques marines d'usage courant pour les explorations à haute résolution (*Verbeek et McGee, 1995*):

Implosive / Forme d'onde contrôlée, / Accélération de masse d'eau, / Explosif. Lors des différentes campagnes de prospection sismique à haute résolution réalisées sur le littoral charentais, nous avons mis en œuvre trois des types de sources sismiques cités cidessus, c'est à dire : un sondeur de sédiment 3.5 kHz Chirp, un mini-Sparker 50 J et un Boomer IKB SEISTEC. Leurs caractéristiques sont résumées dans le Tableau B-3.



Annexes



Annexes

Δf	2000 Hz	1000 Hz	9000 Hz
Résolution	1 m théorique		
	2.5m en pratique (*)		
	(*) la longueur de l'impulsion de 4ms altère la résolution théorique		Moine de 0.10 m
	du Sparker, et plus spécialement au niveau de l'interface eau/	0.4m	0.15 on protique
	sediment. Celle-ci l'est egalement par l'utilisation d'une flute ou les hydrophones sont espacés de 1m (fréquence maximum echantillonée		0.15 en pranque
	= 750 Hz.		
Profondeurs	10 à 200 m	20 à 4000m	1 à 200 m
Vitesse de			
mise en	5 nds max	7 nds max	3 nds max
oeuvre			
Effet de la			
météorologi	Houle $< 1.5m$	Houle < 2m	Houle ou clapot $< 1m$
e	11000 < 1.511	Houe < 211	noue ou clapot < nii

Tableau B-3 : Tableau des caractéristiques des trois systèmes de sismique employés (Sondeur de sédiment 3.5kHz Chirp, Sparker 50J et Boomer IKB Seistec).



Figure B-17 : Matériel et configuration d'utilisation du Sparker 50 Joules lors des levés sur le littoral Charentais (Vedette de la DDE 17).



Figure B-18 : Matériel et configuration d'utilisation du Boomer IKB SEISTEC lors des levés sur le littoral Charentais (Vedette de la DDE 17).



Figure B-19 : Exemple de profil 3.5kHz chirp, appareil installé sur les bâtiments du Shom, profil Sp280 issus de la mission SPAT.



Figure B-20 : Exemple de profil Sparker (profil Mo47 issu de la mission Mobidyc1).



Figure B-21 : Exemple de profil Boomer IKB SEISTEC (profil issu de la mission Mobidyc4).

Remarque sur l'auto-corrélation de l'émission avec compression d'impulsion du sondeur de sédiment 3.5kHz :

Le signal acoustique (t) émis vers le fond en incidence normale est décrit par la formule cidessous :

$$\mathbf{s}(\mathbf{t}) = \mathbf{A}\cos\left(\omega_0 \mathbf{t} + \frac{\mu \mathbf{t}^2}{2}\right)$$

ou T est la durée de l'impulsion = 25ms-27,5ms en pratique (*Maroni, 1997*); ω_0 la pulsation du début de la modulation où $\omega_0 = 2\pi$. f_0 et où f_0 =4500hz; $\mu = 2\pi \frac{\Delta f}{T}$ et $\Delta f = -2k$ Hz.

Par contre, ce type d'émission longue ne permet pas d'obtenir, en théorie, une résolution fine, car dans ce cas (T=25ms, Csed = 1500ms-1), car sans traitement on ne pourrait distinguer deux couches sédimentaires que si elles étaient espacées au minimum de 18,75m !

Ainsi pour palier à ce problème une auto-corrélation de l'émission avec compression d'impulsion est incluse dans le système. La résolution est alors liée à $1/\Delta f = 1/2$ kHz = 500µs soit 0.38m (Cf. Figure B-22).

Cette méthode consiste à venir corréler le signal réfléchi avec une réplique du signal émis, de façon à faire ressortir les signaux reçus qui ressemblent au signal source.

Les impulsions FM sont comprimées en utilisant un filtre de compression digital, analogue à une "spike déconvolution" (*Quinn et al., 1998*).



Figure B-22 : Représentation de l'émission de type Chirp et de la corrélation avec compression d'impulsion

Remarque sur la conception des récepteurs :

La conception des flûtes à plusieurs éléments est complexe. Ainsi certains paramètres opérationnels doivent être adaptés aux caractéristiques de la source pour atteindre les meilleurs résultats.

Il y a quatre facteurs importants à considérer (Mosher et Simlpkin, 1999) :

- 1) l'espacement des hydrophones,
- 2) la profondeur de remorquage,
- 3) la longueur d'alignement en fonction de la profondeur de l'eau,
- 4) la géométrie source-récepteur.

L'espacement des différents hydrophones dans une flûte est régi par la théorie expérimentale de Nyquist (*Nyquist, 1928*). Afin d'échantillonner convenablement la forme d'onde et éviter le crénelage (la construction de basses fréquences artificielles(*Shannon, 1949*), la flûte doit être constituée d'au moins deux hydrophones par longueur d'onde de la fréquence du signal.

Pour une réflexion d'incidence normale et pour un espacement entre hydrophones de 1 m (flûte utilisée dans notre étude), on a la relation suivante (*Mosher et Simlpkin, 1999*).

$$f = \frac{c}{2\lambda} = \frac{1500 \text{m/s}}{2 \times 1 \text{m}} = 750 \text{Hz}....$$

où c est la vitesse du son dans l'eau et le λ est longueur d'onde, f étant la distance entre deux hydrophones. La fréquence maximum qui peut être échantillonnée avec cette interligne est de 750 Hz.

Les hydrophones, dont les enregistrements sont sommés, doivent être en phase afin que les signaux s'ajoutent de manière constructive. Cette condition implique que la différence entre la distance parcourue par le signal sismique entre l'hydrophone le plus proche et le plus lointain dans un groupe, doit être plus petite qu'un quart d'une longueur d'onde du signal (CF. Figure B-23). La relation entre la longueur maximum d'alignement, la profondeur de l'eau (d), la distance source-récepteur (x) excentré et la longueur d'onde de minimum (λ) peut être exprimée selon la relation suivante (*Mosher et Simlpkin, 1999*) :



Figure B-23 : Géométrie source / flûte.

Des solutions à cette équation montrent que des longueurs de flûtes plus courtes sont exigées pour des fréquences plus élevées, des profondeurs plus faibles de l'eau et des décalages source-récepteur croissants.

B.2.3 <u>L'acquisition numérique</u>

Les premiers enregistrements sur bande magnétique ont permis, dans les années 50, un rejeu et des traitements après l'acquisition. En raison de la réduction du coût et de l'augmentation de la puissance des ordinateurs et des convertisseurs analogiques-numériques, la numérisation des données sismiques à haute résolution est aujourd'hui courante.

La numérisation demande une discrétisation d'une série chronologique continue qui correspond au signal sismique (*McGee*, 1995) telle que la série chronologique soit restituée sans perte de détail. Dans la numérisation de signal, il y a deux paramètres importants affectant cette exactitude :

- 1) La résolution,
- 2) La cadence d'échantillonnage.

La résolution de numérisation est le nombre de bits de chaque échantillon digital (en Integer avec Delph seismic).

Dans l'ensemble de notre étude, l'acquisition des données sismiques a été systématiquement réalisée à partir d'un système DELPH SEISMIC V2.10 (*Girault et Mathevon, 1990*). Les informations analogiques en provenance du récepteur sont alors numérisées par une carte AU 32 suivant les caractéristiques d'enregistrements définis pour chaque système (Cf. Tableau B-4).

	Sparker	Sondeur de sédiment 3.5 KHz	Boomer IKB seistec
Durée d'enregistrement	150 - 200 ms	150 - 200 ms	150 - 200 ms
Fréquence d'échantillonnage	5000 Hz	16000 Hz	12000 Hz
Fréquence de tir	1 s	267 ms	1 s

Tableau B-4 : Paramètres d'enregistrement pour les trois systèmes.

Chaque tir est localisé par l'acquisition en simultanée du positionnement issu d'un DGPS. Les données brutes sont alors systématiquement enregistrées avec leur position (en latitude / longitude) dans un fichier numérique au format ELICS (format constructeur de Delph Seismic).

B.2.4 Comparaison des résultats de ces trois systèmes

Dans cette étude sur le littoral charentais, nous avons donc utilisé trois des systèmes d'explorations sismiques (un mini-Sparker 50J, un sondeur de sédiment 3.5kHz, un Boomer IKB Seistec). L'objectif était de mettre en évidence leur complémentarité pour l'exploration en environnements côtiers.

Nous avons mis en oeuvre ces dispositifs dans différentes conditions, de nature et de structure sédimentaire, de profondeur d'eau, de conditions météorologiques, mais aussi de supports logistiques (vedette, chalutier, bâtiment hydrographique) (Cf. Tableau B-5).

La première étape a consisté à comparer les résultats en terme de résolution et de pénétration des 3 systèmes (Cf. Tableau B-5).

L'obtention d'une résolution plus fine a été recherchée avec le sondeur de sédiment 3.5kHz et le Boomer IKB Seistec. Il s'avère que l'utilisation du sondeur de sédiment 3.5kHz en environnement littoral est limitée aux tranches d'eau supérieures à 20 m (la longueur de l'impulsion) et de nature presque exclusivement vaseuse, à cause de son net manque de pénétration dans des sédiments de nature sableuse ou plus grossiers.





Tableau B-5 : Tableau de comparaison des réponses des trois systèmes de sismique pour des environnements différents.

En ce qui concerne l'IKB Seistec, celui-ci donne de meilleurs résultats en terme de résolution sans pour autant avoir systématiquement une perte de pénétration. En effet, dans les environnement sablo-vaseux ou sableux (avec des épaisseurs de 10-15 m), la pénétration est parfaitement satisfaisante, et contrairement au sondeur de sédiment, le socle rocheux et ses structures peuvent être observés. Dans des cas de sables grossiers, la pénétration est tout de même plus réduite qu'avec le Sparker. De plus, son utilisation possible de 1 à 100 m, donnant accès aux très petits fonds (moins de 2 m) et son installation sur une vedette ou encore à partir de deux zodiacs, rendent sa mise en œuvre très facile en environnement littoral.

	Sparker 50J		Sondeur 3.5kHz		IKB seistec	
Environnement	Pénétr.	Résol.	Pénétr.	Résol.	Pénétr.	Résol.
Structure	Forte	Moyenne	Très faible		Moyenne à	Moyenne à
rocheuse					bonne	bonne
Grossiers	Forte	Moyenne	Très faible	Très faible	Moyenne	Moyenne
(cailloutis-						
graviers)						
Sables	Forte	Moyenne	Très faible	Très faible	Moyenne à	Moyenne à
					bonne	bonne
Sables fins	Forte	Moyenne	Faible	Moyenne	Moyenne à	Forte
					bonne	
Sables vaseux	Forte	Moyenne	Moyen	Moyenne	Forte	Forte
Vase	Forte	Moyenne	Moyenne à	Moyenne à	Forte	Forte
			Bonne	bonne		
Faible épaisseur		Faible		Moyenne à	Forte	Forte
ou distinction de				bonne		
couches fines						
Corrélation	Moyenne		Bonne		très bonne	
carottes						
Echelle de temps	1000 ans		100 à 10ans		100 à 10ans	
des structures						
observées						
Objectifs et	• Levé	d'exploration	• Levé	d'exploration	• Levé	d'exploration
application	sismique 1	régional	sismique	en milieu	sismique r	égional
privilégiée	Architectu	ures 3D des	vaseux et	grand fond.	• Levé en tr	ès petit fond
	dépôts				Corrélatio	n fine
	• Comblem	ent et histoire			sismique /	carottage
	quaternair	е			• Architectu	ires 3D des
					dépôts	
					• Evolution	s récentes à
					moyen et	courts termes
					des	structures
					sédimenta	ires

 Tableau B-6 : Tableau récapitulatif des avantages et inconvénients des trois systèmes de sismique utilisés dans cette étude.

Ainsi, le Boomer semble pouvoir permettre de réaliser des levés d'exploration sismique avec une meilleure résolution qu'un Sparker, sans pour autant être pénalisé par sa pénétration comme le sondeur de sédiment 3.5kHz. Toutefois, sa mise en œuvre est limitée par deux facteurs :

- la vitesse d'acquisition, qui ne peut excéder 3 nœuds ; ce qui a pour conséquence de presque doubler le temps des levés ;
- sa sensibilité aux conditions de mer. En effet, la présence de clapot ou de houle détériore considérablement les informations (pertes des réflexions internes). Ceci est principalement dû à la flûte de type « line-in-cone » et de sa très forte directionnabilité. En effet, le catamaran et son cône de réception suivent les mouvements de la mer et ne sont alors pas correctement positionnés pour recevoir les ondes acoustiques.

Par contre, le Sparker permet de pénétrer dans la plupart des sédiments en dehors de ceux contenant du gaz compris dans le substratum rocheux. Sa résolution moyenne permet de distinguer correctement les grandes unités sédimentaires. Facile d'utilisation (mise en œuvre possible sur une vedette de 10 m), et avec une vitesse de levé de 5 noeuds maximum, le Sparker a permis notamment, au niveau du littoral charentais, de reconstituer en trois dimensions l'architecture de l'ensemble des dépôts littoraux et du proche plateaux continental.

Le choix de l'utilisation d'un système de sismique réflexion plutôt qu'un autre repose principalement sur des impératifs en terme de résolution ou pénétration ou des objectifs de campagne. (Cf.Tableau B-6).

Pour des applications nécessitant des calibrations fines avec des carottes (notamment en géoacoustique ou pour l'étude des évolutions climatiques), le Boomer est nettement plus adapté que le Sparker et pourrait donc aisément remplacer ce dernier pour des levés plus fins. Sa résolution permet également de mieux caractériser les évolutions de certains corps sédimentaires mobiles à des échelles de migration plus courtes.

B.2.5 <u>Le traitement sismique</u>

L'acquisition de l'ensemble des profils sismiques a été enregistrée sous forme numérique à partir du logiciel DELPH SISMIQUE de la société Triton Elics.

A partir de ce même logiciel, nous avons effectué plusieurs traitements afin d'améliorer le rapport signal / bruit du signal acoustique et de faciliter le dépouillement.

Ce traitement consiste en :

- Un cadrage sur la partie « utile » du profil (c'est à dire sur la section comprise entre le fond et le premier multiple) ;
- Une élimination du bruit par un filtrage (passe haut / passe bas) ;
- Une correction de la perte d'amplitude du signal en profondeur par un contrôle automatique (AGC);
- Une sommation de traces successives qui améliore le rapport Signal / Bruit.

B.2.6 Stratigraphie acoustique et interprétation des corps sédimentaires

La stratigraphie sismique est une méthode d'analyse de la géométrie des reflecteurs sismiques. Il s'agit en particulier d'identifier les réflecteurs concordants et discordants.

B.2.6.1 <u>Analyse des séquences de dépôts</u>

Une séquence de dépôt est une unité stratigraphique composée d'une succession relativement conforme de strates génétiquement liées. Il s'agit de l'élément de base de l'analyse en stratigraphie sismique. A son sommet (toit) et sa base (mur), elle est limitée par des discordances (surface d'érosion, surface de non-dépôt) ou par leur prolongement en concordance.

B.2.6.2 Signification chronostratigraphique

Une séquence sismique de dépôt a une signification chronostratigraphique. Elle s'est déposée dans un intervalle de temps géologique déterminé par les âges des limites supérieure et inférieure de cette séquence. Il existe deux types de surfaces chronostratigraphiques liées aux séquences :

- les **limites** de la séquence sismique,
- les surfaces définies par les réflecteurs **dans** la séquence sismique

B.2.6.3 Les discontinuités et nomenclature des terminaisons de réflexion

Nous appliquons les principes de la stratigraphie sismique établis à l'origine pour les explorations sismiques pétrolières (*Mitchum et al., 1977; Payton, 1977*) que celles utilisées dans nos études à haute résolution (Cf. *Tableau B-7*).

L'individualisation d'une séquence est basée sur la reconnaissance des discontinuités qui l'entourent. Ces discordances ou « unconformity » correspondent à la fois aux discordances angulaires (ravinement et érosion) et aux discordances avec hiatus. Il faut donc dans un premier temps réaliser l'inventaire de toutes les discordances sur les sections sismiques. Mais le plus souvent une seule section ne peut suffire. Il faut pouvoir disposer d'un maillage, croiser les sections et analyser les séquences sismiques selon des directions différentes.

L'expression sismique des limites de séquence varie profondément en fonction des contrastes d'impédance acoustique des milieux présents de part et d'autre de la discordance.

Le type de discordance est défini en fonction des terminaisons des réflecteurs contre la limite de la séquence de dépôt. L'orientation des sections sismiques est importante pour définir ces terminaisons.

B.2.6.4 <u>Méthodologie d'analyse sismique utilisée.</u>

L'analyse de la séquence sismique de dépôt se déroule en plusieurs étapes (Cf. Figure B-24) :

• <u>Dépouillement papier des profils :</u> Reconnaissance des séquences sismiques à partir des surfaces de discordance. Une corrélation 3D des sections sismiques permet de confronter les interprétations (croisement des discontinuités et des séquences) des

profils. Cette corrélation montre l'extension des discordances majeures et met en évidence des variations locales.

 <u>Numérisation des réflecteurs sismiques</u> correspondant aux limites de séquences, au fond marin et au toit du socle rocheux sur « delph seismic ». Ce logiciel permet de surligner dix réflecteurs distincts enregistrés dans un fichier ascii de type : Numéro de Tir Temps en ms du Réflecteur 1 Temps en ms du Réflecteur 210



 Tableau B-7 : Nomenclature des terminaisons de réflexion

Annexes



Figure B-24 : Méthodologie du traitement sismique

• <u>Conversion temps en milliseconde – épaisseur</u> des fichiers de numérisation des réflecteurs pour chaque séquence. Un programme spécifique a dû être développé (en C++) afin de combiner le fichier de numérisation (numéro de tir / temps en ms des réflecteurs) et la navigation (numéro de tir / position) pour calculer la différence de temps entre deux réflecteurs afin de la transformer en épaisseur (mètres) à partir d'une célérité donnée.

<u>Remarque</u>: Il reste néanmoins une incertitude quant au bon positionnement de nos réflecteurs internes sous forme d'une surface référencée. En effet, le calcul des épaisseurs résulte de la différence de temps en milli-seconde entre deux réflecteurs donnés. (Cf. B.2.1.1). Or pour passer à une épaisseur en mètres, il est nécessaire de connaître la célérité des sédiments dans la séquence sismique encadrée par les réflecteurs considérés. Mais en absence de forage ou carottage permettant d'obtenir un profil de célérité, on ne peut que réaliser une estimation fondée sur les mesures d'autres auteurs pour des sédiments proches. Les seuls carottages réalisés sur cette zone n'excèdent pas 6 m de profondeur (*André, 1986; Barusseau, 1973; Cressard et Augris, 1977*) par rapport à 20 m de sédiment au maximum dans les chenaux. Nous avons donc fait l'approximation qui consiste à considérer une célérité moyenne de 1600 m/s (*Maroni, 1997; Pouliquen, 1992*) car la célérité n'est pas uniforme sur la tranche de sédiment (granulométrie et compaction variables).

- <u>Importation sous le SIG Arcview</u> des données et vérification de la correspondance des épaisseurs aux intersections. Un programme spécifique a du être développé en Avenue (Arcview)
- <u>Réalisation des cartes d'épaisseur de sédiment</u> et élaboration des Modèles Numériques de Terrain–MNT. Afin de représenter une surface correspondant à un réflecteur donné sur nos profils sismiques (ex : toit du socle), par rapport à un niveau de référence stable, il est nécessaire de réaliser une correction de marée sur les profils sismiques, ce qui peut être approximatif à grande distance des marégraphes. Ayant réalisé un modèle bathymétrique à partir des données de la BDBS (validées et déjà corrigées de la marée), nous disposons d'une surface de référence correspondant à un réflecteur toujours présent sur nos profils sismiques, c'est-à-dire le fond marin. A partir de cette surface, nous allons pouvoir calculer de nouvelles surfaces (ex : toit du socle ou toit d'une unité sismique) par la soustraction de MNT d'épaisseurs de sédiment. Cette différence entre deux réflecteurs permet ainsi de s'affranchir des corrections de marée.
- La reconstitution 3D des séquences permet de relier entre elles les mêmes séquences observées sur des profils différents. Après recoupement, il est possible de reconstituer la répartition en 3D (MNT d'épaisseurs de sédiment) de chacune des grandes unités sismiques qui constituent la couverture sédimentaire. Nous avons ensuite reconstitué des MNT de surfaces de dépôts des unités, en empilant sur le toit du socle le MNT de l'épaisseur des unités sous-jacentes (Cf. Figure B-25).



Figure B-25 : Exemple de reconstitution 3D à partir des interprétations de 25 profils sismiques réalisés sur le Seuil Inter-Insulaire.

B.2.6.5 Les faciès sismiques

Nous avons ensuite recherché à définir les caractéristiques de chacune de ces unités en terme de faciès sismiques. C'est l'ensemble (forme externe, configuration interne des réflecteurs, faciès) qui permet d'interpréter les processus de dépôts.

Configuration	Représentation	
Parallèle à sub-parallèle	PAHALLEL	SUBPARALLEL
divergente	EVEN	DIVERGENT
Aggradation		
	Progradation	
Sigmoïde		
Oblique		
Complexe sigmoïde – oblique		
Toit de bardeaux		
Bosse et creux	W.AW. W	
Chaotique		
Sans réflexion		

 Tableau B-8 : Principaux type de configuration de réflexion.

Un faciès sismique se caractérise par plusieurs paramètres :

- Les caractéristiques des réflecteurs internes :
 - L'amplitude : forte à faible,
 - La fréquence : haute à basse,
 - La continuité bonne à faible .
- Les groupes de réflexion ou configuration interne (Cf. Tableau B-8),
- La forme externe (Cf. Tableau B-9).

Une fois définis les paramètres de réflexion précédents, il est possible d'interpréter l'unité en terme d'environnement, de processus de dépôts et estimer la lithologie. Cette interprétation se fait toujours dans le cadre stratigraphique de la séquence de dépôts.

Cette analyse du faciès sismique est une description qualitative qui dépend de la sismique employée et de son traitement. Il ne faut pas oublier que le faciès sismique est une réponse acoustique à un lithofaciès. Ainsi, il est important de noter que, comme pour les terminaisons de réflexion, cette terminologie a été mise en place pour la sismique lourde à basse fréquence et basse résolution. Nous avons donc essayé de nous servir de cette méthode comme support pour l'interprétation des données de sismique THR.

Forme	Représentation
Drapage de feuillet	SHEET DRAPE
Feuillet	SHEET
Coins	WEDGE
Bancs	BANK
Lentilles	LENS
Forme de remplissage monts	MOUND TYPES
Eventails deltaïques	FAN



 Tableau B-9 :
 Principales formes externes.

L'exploration sismique combinée à cette méthodologie d'analyse sismique permet de définir l'architecture d'un ensemble de dépôts. Elle permet de proposer un agencement tridimensionnel des dépôts et l'analyse des faciès donne des indications sur l'environnement et les processus qui ont permis la mise en place des sédiments et peut être de leur lithologie. Toutefois, cette technique laisse beaucoup d'incertitudes, et comme toutes les méthodes acoustiques indirectes, elle nécessite une calibration.

B.3 Les carottages

L'exploration sismique marine menée sur notre zone d'étude a permis de cartographier les épaisseurs totales de sédiments meubles sur le substratum rocheux mais également de pouvoir distinguer les variations verticales de faciès acoustique sans pour autant pouvoir leur donner une nature sédimentologique précise. Il s'est donc avéré essentiel de pouvoir calibrer les unités sismiques par des carottages, ainsi une mission de carottage "MOBIDYC3" a été réalisée du 16 au 21 février 2002.

B.3.1 Matériel

B.3.1.1 Description du matériel utilisé : vibro-carottier de GENAVIR:

Le système se compose d'un tube unique en aluminium de 10 cm de diamètre qui sert à la fois de tube de carottage mais également de chemise pour la conservation et le stockage de la carotte (Cf. Figure B-26). Ce tube est relié à son extrémité supérieure à un moteur électrique. Le moteur est fixé sur une armature métallique équipée de quatre pieds permettant de poser au fond de la mer l'ensemble du système et de le maintenir verticalement. Le vibro-carottier (tube + moteur) coulisse ainsi le long de cette sorte de derrick et pénètre dans le sédiment sous l'effet du poids du moteur (500 kg), mais surtout sous l'effet du mouvement de balancier induit par ce dernier (Cf. Figure B-27).



Figure B-26 : Vue d'ensemble du Vibro-carottier.

Sur le bateau, une plate-forme permettant la mise à l'eau du système est fixée au pont. Elle est constituée de deux rails sur lesquels coulisse un chariot où reposent le vibro-carottier et son armature métallique.

B.3.1.2 Mise en œuvre

Lors du carottage, le système repose sur le fond, il est essentiel que le bateau soit bien stable. Ainsi lors de cette mission, le "Côte de la Manche" était systématiquement mis à l'ancre et stabilisé avant carottage.

Au repos, l'ensemble du système est couché sur la plage arrière du bateau avec les pieds débordant du bord (Cf. Figure B-26Figure B-26 : Vue d'ensemble du Vibro-carottier.Figure B-26 : Vue d'ensemble du Vibro-carottier.). Pour la mise à l'eau, le chariot supportant l'ensemble du système est poussé horizontalement vers l'extérieur du navire pour être débordé jusqu'à dépasser de moitié la poupe du bateau (Figure B-28 et Figure B-29- étape 1). L'armature et le vibro-carottier sont ensuite basculés verticalement, tout en étant maintenus à la fois en haut par le treuil et par un axe posé sur le chariot lui-même fixé au pont (Figure B-29- étape 2 et Figure B-28).



Figure B-27 : Détails des différents composants du système.



Figure B-28 : (Gauche) Manœuvre de débordement ; (Droite) Basculement du système.

Le système est ensuite soulevé hors du chariot puis est descendu par le treuil jusqu'à ce qu'il touche le fond (Figure B-29 - étapes 4 à 6). Le moteur est alors mis en marche. Un capteur de pression permet de suivre en direct la descente du carottier dans le sédiment (Figure B-29 - étape 7). Lorsque le carottier ne semble plus s'enfoncer, il est déconseillé de poursuivre trop longtemps l'action du moteur, car ceci peut entraîner la rupture du tube en aluminium.

A la remontée, le treuil tire d'abord sur le groupe moteur/tube qui remonte en coulissant le long du derrick (Figure B-29 - étape 8) jusqu'à arriver en butée sur ce dernier. Au niveau du pied de l'armature, un clapet se referme automatiquement lorsque le tube est extrait du sédiment et empêche la perte de sédiments par la base du tube pendant la remontée de l'ensemble (Figure B-29 - étape 9).

Avant sa remise à bord, la mise en place d'une fixation maintient le tube sur cette armature empêchant qu'il ne coulisse de nouveau vers le bas.



Figure B-29 : Les différentes étapes d'un vibro-carottage.

La remontée à bord correspond aux mêmes manipulations que pour la mise à l'eau mais dans l'ordre inverse : l'ensemble est rattaché à la plate-forme par l'axe situé à mi-hauteur de la structure, basculé à l'horizontale et tiré manuellement à bord (fig. 5 - étapes 10 à 13).

Le démontage du tube contenant la carotte est simple car il suffit de dévisser cinq vis reliant ce tube aluminium au moteur. La carotte est donc presque immédiatement disponible.

Le réarmement du carottier est également très rapide car il suffit de fixer un autre tube en aluminium au moteur après l'avoir au préalablement équipé d'une peau d'orange et d'une ogive.

B.3.2 <u>Méthodologie d'analyse des carottes</u>

Dans cette étude, 24 carottes ont été analysées (soit 48 m) en longueur cumulée. Chaque carotte a été découpée en tronçons de 1 m de longueur dès la remontée à bord. Leur analyse a ensuite été réalisée au laboratoire commun du SHOM et de l'Ifremer.

- La première étape consiste à passer ces tronçons au banc multi-paramètre « Multisensor Core Logger). Il permet la mesure de la gamma-densité à partir d'une source faiblement active de ¹³⁷Cs ainsi que la célérité radiale dans le sédiment, des mesures tous les 1 cm ont été réalisées. Dans la majorité des cas, la mesure de la célérité n'a pas été concluante sans doute du fait de la présence d'une pellicule d'air entre la chemise en aluminium et le sédiment.
- Chaque section est ensuite ouverte longitudinalement. Un tronçon est conservé comme archive et le second est utilisé pour les mesures.
- Tout de suite après l'ouverture, cette demi-section est photographiée par un système de caméra numérique Tri-CCD permettant d'acquérir une image numérique de haute résolution. La nécessité de réaliser cette image dès l'ouverture de la carotte est essentielle afin d'éviter l'oxydation des sédiments et notamment des vases dont la couleur évolue très vite. Les images des carottes sont ensuite reconstituées sur un logiciel du type Corel Photo Paint. L'utilité d'obtenir une photographie de la carotte est d'une part de conserver une image de celle-ci dans son état initial, mais également de mesurer la couleur du sédiment (*Weber et al., 1997a; Weber et al., 1997b*). Celle-ci a été mesurée sur l'image numérique de la portion centrale de chaque image par le logiciel « Visilog ». Pour chaque carotte, nous avons donc obtenu un fichier fournissant le niveau de gris codé sur 256 pour les trois composantes de la couleur Rouge Vert Bleu.
- Mesures granulométriques : Elles ont été réalisées par un microgranulomètre à diffraction laser (Coulter LS 230) pour la fraction inférieure à 2 mm (subdivisé en 93 classes pour des tailles de grain comprises entre 0,37512 et 2000 µm). Dans le cas où il existait une fraction supérieure à 2 mm, un tamisage sur colonne de tamis allant de 1 mm à 2 cm a été réalisé. Chaque échantillon est ensuite caractérisé par le pourcentage de chaque classe granulométrique définie dans le Tableau B-10. Les paramètres granulométriques (Grain moyen « mean grain size », classement « sorting », asymétrie

« skewness ») sont calculés à partir de la méthode des moments statistiques (*Rivière*, 1977).

Taille de grain	Classes granulométriques
Inférieur à 0.00382 mm	Vases
De 0.06420 à 0.00382 mm	Silts
De 0.12500 à 0.00642 mm	Sables très fins
De 0.20000 à 0.12500 mm	Sables fins
De 0.50000 à 0.20000 mm	Sables
De 2.00000 à 0.50000 mm	Sables grossiers
De 16.0000 à 2.00000 mm	Graviers
Supérieur à 16.0000 mm	Cailloutis

Tableau B-10 : Classes granulométriques.

<u>Références bibliographiques :</u>

- André, X., 1986. Elaboration et analyse de cartes bathymétriques détaillées du proche plateau Vendéo-Charentais (Golfe de Gascogne) - Reconstitution des paléorivages de la transgression Holocène. Thèse de Doctorat de 3ième cycle Thesis, Univ. Bordeaux I, Bordeaux, 274 pp.
- **Barusseau, J.P., 1973.** Evolution du plateau continental rochelais (Golfe de Gascogne) au cours du Pléistocène terminal et de l'Holocène. *Thèse* Thesis, Univ. Bordeaux I, Bordeaux.
- Bull, J.M., Quinn, R. and Dix, J.K., 1998. Reflection coefficient calcultaion from marine high resolution seismic reflection (Chirp) data and appplication to an Archeological case study. Marine Geophyscal Researches, 20, pp. 1-11.
- Cassand, J. and M., L., 1970. Etinceleurs multiélectrodes à haute resolution. Geophysical Prospecting, 18, pp. 380-388.
- **Cressard, A.P. and Augris, C., 1977.** Recherche de granulats marins pour l'approvisionnement de la région Poitou-Charente, CNEXO, Brest.
- **Damuth, J.E., 1980.** Use high-frequency (3.5kHz-12kHz) echograms in the study of nearbottom sedimentation processes in the deep-sea : a review. Marine Geology, 38, pp. 51-75.
- **Edelmann, H., 1968.** An underwater sound source with higher seismic efficiency. Geophysical Prospecting, 16, pp. 474-490.
- Edgerton, A.E. and Hayward, G.G., 1964. The boomer sonar source for seismic profiling. Journal of Geophysical Research, 69(14), pp. 30333042.
- Giles, B.F., 1968. Pneumatic acoustic energy source. Geophysical Prospecting, 16, pp. 21-53.
- Girault, R. and Mathevon, G., 1990. Real time digital processing for high resolution seismic survey. 22nd Ocean Technology Conference, Houston USA, pp 591-596
- **Grant, J.A. and Schreber, R., 1990.** Modern swathe sounding and sub-bottom profiling technology for research Applications : The Atlas Hydrosweep and Parasound system. Marine Geophyscal Researches, 12, pp. 9-19.
- Lavergne, M., 1986. Methodes sismiques, paris.
- Maroni, C., 1997. Détermination automatique de la stratification des fonds sous-marins à l'aide d'un sondeur de sédiment. Thèse d'électronique Thesis, Université de Bretagne Occidentale, Brest, 261 pp.

- McGee, T.M., 1995. High resolution marine reflection profiling for engineering and environmental purposes. Part B: Digitizing analogue seismic signals. Journal of Applied Geophysics, 33, pp. 287-296.
- Mitchum, R.M., Vail, P.R. and Sangree, J.B., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 6 : stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: C.E. Payton (Editor), Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, AAPG Mem. Spec. Publ., Tulsa, 26, pp. 117-133.
- Mosher, D.C. and Law, L.K., 1996. Application of concurrent marine electromagnetic and marine seismic high resolution profiling. British Columbia, Canada: Journal of Engineering and Environmental Geophysics, 1, pp. 215-228.
- Mosher, D.C. and Simlpkin, P.G., 1999. Status and trends of marine high resolution seismic reflction profiling: data acquisition. Geoscience Canada, 26.
- Nyquist, H., 1928. Certain topics in telegraph transmission theory. American Institute of electrical Engineering Transaction, April, pp. 617-644.
- **Payton, C.E. (Editor), 1977.** Seismic stratigraphy Applications to hydrocarbon Exploration. AAPG mem., 26, 516 pp.
- **Pouliquen, E., 1992.** Identification des fonds marins superficiels à l'aide de signaux d'échosondeurs. Thèse Thesis, Univ. Denis Diderot, Paris 7.
- Quinn, R., Bull, J.M. and Dix, J.K., 1998. Optimal processing of marine high-resolution seismc reflection (Chirp) data. Marine Geophyscal Researches, 20, pp. 13-20.
- Rivière, A., 1977. Méthodes granulométriques; techniques et interprétations. Masson, 170 pp.
- Schock, S.G. and LeBlanc, L.R., 1990. Chirp Sonar : New technology for sub-bottom profiling, Sea Technology, pp. 35-42.
- Schock, S.G., LeBlanc, L.R. and Mayer, L.A., 1989. Chirp subbottom profiler for quantitative sediment analysis. Geophysics, 54(4), pp. 445-450.
- Shannon, C.E., 1949. Communication in the presence of noise. Proceedings of the Institute for Radio Electronics, 37, pp. 10-21.
- Simpkin, P.G. and Davis, A., 1993. For seismic Profing in very shallow water, a novel receiver, Sea Technology, pp. 21-28.
- Verbeek, N.H. and McGee, T.M., 1995. Characteristics of high-resolution marine reflection profiling sources. Journal of Applied Geophysics, 33, pp. 251-269.
- Weber, N., Guyomard, P. and Garlan, T., 1997a. Using digital imaging of sediment cores for description, analysis and storage. workshop Core logging, pp 44-45
- Weber, N., Guyomard, P. and Garlan, T., 1997b. Utilisation de l'imagerie numérique pour l'étude des carottes sédimentaires. 7iéme Congrès de Sédimentologie, Montpelier (France), ASF, Paris, 27, pp 281 -282

ANNEXE C. CARTE TOPONYMIQUE



-40.00 -36.00 -32.00 -28.00 -24.00 -20.00 -16.00 -12.00 -8.00 -4.00 0.00 10.00



Annexes **Résumé :**

En environnement marin côtier, il est crucial de distinguer, parmi les sédiments meubles, leurs accumulations en équilibres avec les conditions hydrodynamiques actuelles de celles héritées de conditions plus anciennes. Avec cette perspective en vue, cette étude se fonde principalement sur des données nouvelles issues d'une exploration sismique haute résolution, enrichie par une corrélation avec des données bathymétriques enregistrées lors des 200 dernières années et calibrée par des vibro-carottages et quelques datations.

La zone d'étude, le littoral de Charente-Maritime, est dominée par des environnements estuariens et présente l'avantage de rassembler sur une surface relativement réduite, l'ensemble des environnements côtiers (dominés par les marées, les houles ou mixtes). La caractérisation de sa couverture sédimentaire a été abordée suivant deux échelles temporelles :

- L'échelle séculaire qui se focalise sur les dépôts mis en place, en partie ou en totalité, depuis les 200 dernières années.
 Elle permet : (1) de déterminer les grandes tendances de la dynamique sédimentaire régionale ; (2) d'identifier les zones sédimentaires stables de celles qui sont mobiles pendant les deux derniers siècles ; (3) de quantifier ces évolutions et (4) de définir sur certaines structures mobiles des variations dans les évolutions depuis 1824.
- L'échelle de temps millénaire qui se focalise sur les dépôts n'ayant subit aucune accrétion depuis 180. L'exploration sismique fournit une vision tridimensionnelle (1) de la morphologie du toit du socle rocheux ; (2) de la stratigraphie et de l'architecture interne de la couverture sédimentaire meuble.
- Les principaux résultats de cette étude sont :
- Une surface d'érosion d'importance régionale définit un réseau complexe de chenaux et vallées creusés dans le socle mésozoïque et indique que les pertuis charentais représentent des segments de deux vallées incisées.
- (2) Le comblement millénaire des Pertuis charentais, montre des caractères typiques de séquence transgressive unique et semble être un enregistrement détaillé de la dernière phase de remontée du niveau marin à l'Holocène.
- (3) La comparaison des remplissages sédimentaires des deux vallées incisées charentaises montre de grandes différences qui permettent de discuter la validité des prédictions des modèles de références. Elle permet de mettre en avant des facteurs de contrôle du remplissage sédimentaire comme, la morphologie de l'incision, les variations d'apports sédimentaires fluviatiles et les variations des apports en sables marins par dérive littorale.
- (4) Les sédiments millénaires et les incisions du socle constituent un héritage morpho sédimentaire dont le rôle est fondamental pour la compréhension de la dynamique sédimentaire récente de l'environnement côtier. Ces dépôts millénaires qui représentent l'essentiel des sédiments sont en partie remobilisables par les agents hydrodynamiques et constituent un « disponible sédimentaire » fondamental pour l'évolution de l'environnement côtier.
- (5) Le comblement sédimentaire récent des estuaires charentais est très rapide. Il montre un changement brutal de sédimentation, marqué par une diminution de la taille des sédiments qui enregistre potentiellement des évolutions environnementales à hautes fréquences parmi lesquelles les changements climatiques et / ou les activités anthropiques.

Ainsi, le littoral charentais par la diversité de ses environnements sédimentaires et par la quantité, la complémentarité et la diversité des données que nous avons obtenue, peut constituer un modèle naturel côtier de référence pour étudier l'évolution d'environnements estuariens sous une forte pression anthropique.

Mots clés : sédimentologie, littoral, vallées incisées, Holocène, sismique THR, bathymétrie, carottages.

Abstract :

One key point when studying sedimentary dynamics in coastal environments is to decipher sandbodies which are in equilibrium with present-day hydrodynamics from those which are inherited from older environmental conditions. With this aim in view, this study is mainly based on a new set of very high resolution seismic data, combined with bathymetric data recorded since the beginning of the 19th century and calibrated with vibracores and some datations.

The studied area, the Charente-Maritime coastline, is dominated by two estuaries and includes the three main kind of coastal environments: tide-dominated, wave-dominated and mixed tide and wave dominated. Two time-scales have been chosen in order to study the sedimentary cover of the Charente-maritime estuaries:

- the century time-scale study which focused on sediment partly emplaced during the last two centuries. This allows: (1) to show the general sedimentary dynamic pattern; (2) to decipher moving areas from steady areas; (3) to quantify
- morphological evolutions; (4) to show evolutions in sedimentary dynamic since the beginning of the 19th century.
- The millenary time-scale study which is focused on sediments strictly emplaced before the 19th century. Seismic profiling evidence: (1) the morphology of the incised bedrock; (2) the internal architecture and strata pattern of sediments filling the incised bedrock.

Majors results arising from this study are the following:

- (1) a regional erosional surface, emplaced at the top of the Mesozoic bedrock, is characterized by a complex channel network, it shows that the « Pertuis Charentais » are belonging to incised valley segments.
- (2) Sediment emplaced at the millenary time-scale and infilling the incised-valleys shows typical features of a transgressive sequence that seems to be deposited during the last sea level rise.
- (3) Comparison between the sedimentary infill of the two incised valleys of the Charente-Maritime coast shows important differences that allow to discuss previous published models. It also allows to point out forcing parameters governing the sedimentary infill of incised valleys like, the incised bedrock morphology, fluvial sedimentary input and littoral drift.
- (4) The morphology of the incised bedrock and millenary time-scale sediments are key features to understand present-day and century time-scale evolution of coastal environments.
- (5) Sediments emplaced during the last centuries show an important sedimentation rate associated with a sharp grain size decrease. This sedimentary evolution may record high frequency environment changes like recent climate changes and/or human activities.

Thank to an important new data set, this study bring new insights about the very long term (millenary time-scale) and the long term (century time scale) evolution of the Charente-Maritime coastline with various sedimentary environments. It allows to evidence some of the main forcing parameters including more recently human activities. Thus the Charente-Maritime coastline could constitute a reference area for studies of estuaries submitted to strong anthropogenic perturbations.

Keywords : sedimentology, littoral, incised valley, Holocene, VHR seismic, bathymetry, vibracores.