



HAL
open science

Formation et évolution de cheniers en contexte macrotidal. Approches expérimentales et in-situ.

Pierre Weill

► **To cite this version:**

Pierre Weill. Formation et évolution de cheniers en contexte macrotidal. Approches expérimentales et in-situ..
Minéralogie. Université de Caen, 2010. Français. <NNT : >. <tel-00535545>

HAL Id: tel-00535545

<https://theses.hal.science/tel-00535545v1>

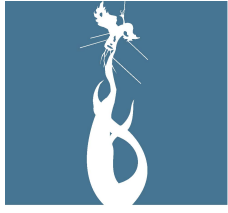
Submitted on 11 Nov 2010

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

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



HAL Authorization



Université de Caen
Basse-Normandie

UNIVERSITE DE CAEN/BASSE-NORMANDIE

U.F.R. des SCIENCES

ECOLE DOCTORALE

"STRUCTURE, INFORMATION, MATIERE ET MATERIAUX"

THESE

présentée par

Mr Pierre WEILL

le 22 Octobre 2010

en vue de l'obtention du

DOCTORAT DE L'UNIVERSITE DE CAEN

Spécialité : Terre solide et enveloppes superficielles

(Arrêté du 7 août 2006)

**Formation et évolution de cheniers en contexte
macrotidal. Approches expérimentales et in-situ.**

MEMBRES DU JURY

Jaco H. Baas , Professeur associé, Bangor University (Angleterre)	(Rapporteur)
Jean-Yves Reynaud , Maître de conférences HDR, MNHN, Paris	(Rapporteur)
Chantal Bonnot-Courtois , DR CNRS, PRODIG, Dinard	(Examineur)
Robert W. Dalrymple , Professeur, Queen's University (Canada)	(Examineur)
Philippe Joseph , Professeur, IFP School, Rueil-Malmaison	(Examineur)
Hervé Michallet , CR CNRS, LEGI, Univ. Grenoble	(Examineur)
Bernadette Tessier , DR CNRS, M2C, Univ. Caen	(Directrice de thèse)
Dominique Mouazé , Maître de conférences, M2C, Univ. Caen	(Co-Directeur de thèse)

« *L'expérience est une observation provoquée dans le but de faire naître une idée.* »
Claude Bernard (1865)¹



¹Introduction à l'étude de la médecine expérimentale. Livre I Chap. 5 §1

Remerciements

Cette thèse est le résultat de trois années de travail d'équipe, au laboratoire comme sur le terrain, de discussions et de collaborations fructueuses. Je tiens ainsi à remercier chaleureusement mes encadrants, Dominique Mouazé et Bernadette Tessier, avec qui j'ai eu grand plaisir à travailler au quotidien. J'ai particulièrement apprécié la confiance et la grande liberté qu'ils m'ont accordées, en étant toujours disponibles pour discuter lorsque j'en avais besoin. Je n'oublierais pas nos escapades sur le terrain, parfois périlleuses, lors des grandes marées de vive-eau ! Merci également à Jean-Claude Brun-Cottan que je considère comme mon troisième encadrant, et qui a partagé sans compter son expérience scientifique et personnelle.

J'exprime ma reconnaissance au Conseil Régional de Basse-Normandie qui a accepté de financer mes travaux de thèse dans leur totalité.

Je remercie Jaco Baas et Jean-Yves Reynaud, mes deux rapporteurs, pour leur lecture approfondie de mon manuscrit, et leur regard critique. Si je suis là aujourd'hui, c'est un peu grâce à Jean-Yves que j'ai rencontré à Paris il y a plus de 5 ans, alors étudiant en licence, et qui m'a orienté vers la sédimentologie côtière et le laboratoire de Caen. Travailler avec lui a toujours été un plaisir, et j'espère que nous aurons d'autres occasions de collaborer.

Merci également à Chantal Bonnot-Courtois, Robert Dalrymple, Philippe Joseph et Hervé Michallet, qui ont tous acceptés de participer à ce jury avec enthousiasme.

J'évoquais les collaborations fructueuses au cours de mon doctorat, et je ne peux que remercier une nouvelle fois Chantal Bonnot-Courtois. Chantal connaît la baie du Mont-Saint-Michel sur le bout des doigts, et ses travaux sur les bancs coquilliers ont constitué mes premières lectures sur le sujet. Elle a accueilli à bras ouvert mes méthodes de travail complémentaires aux siennes, et je pense qu'ensemble nous avons levé une grande partie des secrets des « bancs coq' » de Vildé-Hirel.

Merci à toute l'équipe de MDS Paris, et plus particulièrement à Christophe Norgeot qui m'a initié aux joies du géoradar. Malgré sa charge de travail, il a su se rendre disponible pour m'aider dans le traitement des données.

Les analyses de carottes au scanner médical de TOTAL (Pau) ont pu être réalisées grâce à Bruno Caline et Isabelle Billeaud, et j'ai été ravi de rencontrer la joyeuse équipe de la carothèque : Régis Lasnel, Daniel Lac et Jean-Yves Loustau.

Enfin, les essais de datation sur les carottes sédimentaires ont été réalisés par Laurent Dézileau de Géosciences Montpellier.

Aucune des manip réalisées sur le terrain ou en laboratoire n'auraient vu le jour sans l'aide précieuse de Sylvain Haquin et Laurent Perez. Grâce à leurs compétences techniques et à leur inventivité, j'ai bénéficié de dispositifs expérimentaux " sur mesure " toujours adaptés à mes besoins. Je vous suis extrêmement reconnaissant.

Merci également aux personnes que je n'ai pas citées et qui m'ont aidé sur le terrain : Amel Tidadini, Léna Thomas, Lucie Campas,...

Last but not least, je n'oublie pas tous les copains (je ne citerai pas tout le monde, vous vous reconnaitrez), ainsi que le personnel du laboratoire. Une pensée spéciale pour Benoît et Ratatouille, après ces trois années de collocation, pour ma famille, et bien sûr pour Annabelle qui supporte le géologue que je suis !

Table des matières

Introduction générale	9
I Les cheniers - État des connaissances	11
I.1 Introduction	11
I.2 Conditions de formation et genèse des cheniers	13
I.3 Les cyclicités dans la formation des plaines de cheniers	17
I.3.1 Avulsions deltaïques	17
I.3.2 Variations climatiques	18
I.3.3 Forçages astronomiques	20
I.3.4 Influence des tempêtes	21
I.4 Architecture interne des cheniers	23
I.5 Distinction entre les cheniers et les autres types de barrières littorales	26
I.6 Conclusion et objectifs de la thèse	28
II La baie du Mont-Saint-Michel et les cheniers du fond de baie	31
II.1 Présentation générale de la baie du Mont-Saint-Michel	31
II.1.1 La baie du Mont-Saint-Michel : cadre géographique et géologique	31
II.1.2 Le remplissage holocène du fond de baie (Marais de Dol)	35
II.1.3 Contexte hydrodynamique	39
a) La marée	39
b) Régime des vents	41
c) Régime des houles et agitation dans la baie	45
II.2 Les cheniers du fond de baie	49
II.2.1 Morphologie des cheniers et bancs coquilliers	49
II.2.2 Topographie de l'estran et altitude des cheniers	51
II.2.3 Niveaux d'eau et temps de submersion des cheniers de haut estran	54
II.2.4 Évolution morphologique à l'échelle pluri-décennale	60
II.3 Conclusion	63
III Architecture sédimentaire des cheniers de Vildé-Hirel	65
III.1 Introduction	65
III.2 Prospection par géoradar haute fréquence : Principe, méthodes et traitements	67
III.2.1 Rappels sur les principes du géoradar (GPR)	67

III.2.2	Matériel radar GSSI	71
III.2.3	Acquisition des données	73
III.2.4	Traitement des profils GPR	75
	a) Correction de la position zéro	75
	b) Filtres, déconvolution et ajustement du gain	75
	c) Migration	76
	d) Conversion temps profondeur	77
	e) Corrections topographiques	78
III.2.5	Principes d'interprétation des profils radar	79
III.3	Analyse des carottes sédimentaires par tomographie à rayons X et caracté- risation géotechnique	81
III.3.1	Rappel sur les principes de la tomographie à rayons X	81
III.3.2	Protocole d'échantillonnage et d'analyse au scanner médical	83
III.3.3	Analyse des tomographies	83
III.3.4	Mesures de perméabilité sur carottes sédimentaires	86
III.4	Résultats de la campagne GPR haute fréquence	92
III.4.1	Morphologie générale des cheniers	92
III.4.2	Boîte 1 - Chenier actif transgressif	96
III.4.3	Boîte 2 - Chenier transgressif stabilisé	101
III.4.4	Boîte 3 - Chenier progradant stabilisé	103
III.5	Résultats de l'analyse des carottes sédimentaires - Habillage en faciès des profils radar	106
III.6	Synthèse et discussion sur l'architecture interne des cheniers	110
III.6.1	Architecture interne des cheniers et stades d'évolution	110
III.6.2	Architecture interne des cheniers et vitesses de migration	112
III.7	Conclusion	118
IV	Étude hydrosédimentaire du matériel bioclastique	119
IV.1	Introduction	119
IV.2	Composition et étude granulométrique du sédiment	121
IV.3	Vitesses de chute de bioclastes dans un fluide au repos	124
IV.3.1	Vitesse de chute d'une sphère dans un fluide visqueux au repos	124
IV.3.2	Protocole expérimental	126
IV.3.3	Vitesses de chute et diamètres équivalents des particules bioclastiques	128
IV.4	Comportement d'un lit sédimentaire bioclastique sous un écoulement uni- directionnel	132
IV.4.1	Notions de couche limite sous un écoulement uniforme et stationnaire	132
IV.4.2	Protocole expérimental	135
	a) Canal unidirectionnel à surface libre	135
	b) Vélocimétrie Doppler Laser (LDV)	136
	c) Mise en place du lit sédimentaire et acquisition des données	139
	d) Discussion sur le protocole expérimental	141

IV.4.3	Profils de vitesse et de contrainte dans la couche limite	150
IV.4.4	Rugosité d'un fond sédimentaire bioclastique	155
IV.4.5	Seuils de mise en mouvement	158
a)	Vitesse cisailante critique	158
b)	Nombre de mobilité	160
IV.5	Perméabilité d'un sédiment bioclastique	162
IV.5.1	Rôle de la perméabilité du sédiment dans la zone de swash	162
IV.5.2	Perméamètre à charge constante	164
IV.5.3	Relation diamètre perméabilité pour un sédiment bioclastique . . .	164
IV.6	Conclusion	169
V	Modélisation expérimentale en canal à houle	171
V.1	Introduction	171
V.2	Les modèles expérimentaux en sédimentologie marine et côtière	172
V.2.1	Transport et figures sédimentaires	172
V.2.2	Morphodynamique littorale	174
V.2.3	Modèles stratigraphiques	176
V.3	Dispositif et protocole expérimental	178
V.3.1	Le canal à houle	178
V.3.2	Dimensionnement du modèle	180
a)	Dimensionnement de la houle	180
b)	Mise à l'échelle des géométries	180
c)	Mise à l'échelle du sédiment	181
V.3.3	Mise en place du sédiment et morphologie initiale	183
V.4	Étude des processus hydro-sédimentaires agissant sur le chenier expérimental	186
V.4.1	Zone de déferlement et zone de swash	186
a)	Cas d'une augmentation du niveau d'eau moyen	188
b)	Cas d'une diminution du niveau d'eau moyen	190
V.4.2	Écoulements de washover	192
V.5	Réponse du chenier expérimental à des variations du niveau d'eau moyen .	195
V.5.1	Fluctuations du niveau d'eau moyen	195
V.5.2	Génération de la houle	196
V.5.3	Suivi des morphologies	197
V.6	Analogies modèle / terrain	200
V.6.1	Comparaison des morphologies	200
V.6.2	Comparaison des échelles de temps	204
V.7	Conclusion	207
	Conclusion générale	209
	Bibliographie	213
	Table des figures	225

Liste des tableaux	231
A Images scanner et caractéristiques géotechniques des carottes sédimentaires	233
B Modélisation en canal à houle - Photographies non interprétées	241
C Article publié dans <i>Earth Surface Processes and Landforms</i>	245
D Article accepté dans <i>Sedimentary Geology</i>	259

Introduction générale

La majorité des littoraux actuels se sont formés au cours des six derniers milliers d'années, à la fin de la dernière transgression post-glaciaire, la mer repoussant devant elle les sédiments déposés par les rivières, le vent et les glaciers sur les plateformes continentales émergées. Aujourd'hui, période de haut niveau marin, les sources sédimentaires à l'avant-côte s'amenuisent progressivement, et la plupart des littoraux est en érosion. Ce phénomène est amplifié par le développement des activités humaines sur la frange littorale et l'augmentation accrue du niveau marin liée au réchauffement climatique (Bird, 1985).

Ainsi, en dehors des zones deltaïques, il existe peu de secteurs où la terre progresse au dépend de la mer. Les systèmes de baies et d'estuaires protégés sont propices à l'accumulation et à la préservation de séquences sédimentaires à des échelles de temps plurimillénaires. Ils sont ainsi témoins des variations climato-eustatiques et des variations de flux sédimentaire qui ont affectés les littoraux durant l'Holocène (Chaumillon *et al.*, 2010; Billeaud *et al.*, 2009; Sorrel *et al.*, 2009).

A ce titre, les cheniers présentent un intérêt d'étude tout particulier. Ces corps sédimentaires supratidaux sont des barrières littorales qui s'intercalent épisodiquement dans les séquences progradantes fines associées au comblement de systèmes de baies et d'estuaires protégés, ou de côtes ouvertes à proximité de grands fleuves. Les cheniers sont des marqueurs sensibles des variations du niveau marin, et des équilibres qui existent entre apports sédimentaires et variations des conditions climatologiques (Augustinus, 1989).

C'est dans cette problématique que s'inscrit ce travail de thèse. Si les cheniers ont été largement décrits d'un point de vue stratigraphique à l'échelle de la progradation d'un prisme littoral, il existe très peu d'études à l'échelle du corps sédimentaire. Ainsi, l'objectif de cette thèse est de caractériser la genèse, la croissance et la stabilisation de cheniers en contexte macrotidal, en se basant sur l'exemple de la baie Mont-Saint-Michel.

Pour y répondre, nous avons fait le choix d'adopter une démarche scientifique originale, qui apporte une vision intégrée de l'objet d'étude : de l'échelle du processus hydrodynamique (échelle de la seconde), à l'échelle de l'évolution d'un littoral et de la construction d'un corps sédimentaire (quelques dizaines à quelques centaines d'années). Cette stratégie se reflète dans la structure du manuscrit, où chaque chapitre (hormis les deux premiers) répond à une partie de la problématique sous une approche différente, avec ses propres outils et méthodes.

Chapitre 1. État des connaissances et problématique

Le premier chapitre réalise la synthèse des travaux qui ont été conduits sur les systèmes de cheniers à travers le monde. Cet état de l'art permet de dégager les questions essentielles qui restent à résoudre, et d'orienter plus précisément la problématique.

Chapitre 2. Présentation du site d'étude

Le cadre géologique et géomorphologique de la baie du Mont-Saint-Michel est décrit, en insistant sur la phase finale de construction du prisme sédimentaire où se développent les cheniers. Les conditions hydrologiques et climatiques sont analysées. Enfin, les cheniers du site d'étude sont présentés d'un point de vue morphologique, en mettant en relation leur altitude sur l'estran avec les niveaux de submersion de la marée.

Chapitre 3. Architecture sédimentaire des cheniers

La structure interne des cheniers est détaillée grâce à une campagne de prospection par géoradar. Des carottes sédimentaires prélevées sur le terrain sont analysées au scanner à rayons X et au perméamètre. Les résultats, confrontés à des photographies aériennes et à une analyse des conditions hydrologiques à moyen terme, permettent de proposer un premier modèle d'évolution du système de cheniers.

Chapitre 4. Comportement hydrodynamique du sédiment

Les observations de terrain ont soulevé la question du rôle de la nature du sédiment dans la construction des cheniers. Pourquoi retrouve-t-on un matériel si grossier dans un environnement calme de fond de baie ? Pourquoi le sédiment se structure de cette façon en un corps sédimentaire complexe ? Pour répondre à ces questions, le comportement hydrodynamique du sédiment est caractérisé en laboratoire : vitesse de chute dans un fluide au repos, seuils de mise en mouvement et effets de perméabilité.

Chapitre 5. Modèle expérimental en canal à houle

Enfin, la réalisation d'un modèle expérimental en canal à houle permet de mieux appréhender le comportement du sédiment sous l'action de la houle, et de confirmer les modèles de dépôt élaborés à partir des données de terrain, en reproduisant fidèlement la structure interne des cheniers.

N.B. : Les chapitres 3 et 4 ont chacun fait l'objet d'une publication. Les articles sont consultables en annexe. Par ailleurs, pour faciliter la lecture, certaines illustrations ont été tirées à part en format A3. Elles sont regroupées dans un livret séparé du manuscrit.

Chapitre I

Les cheniers - État des connaissances

I.1 Introduction

Les barrières littorales sont des éléments fréquents dans le paysage des plaines côtières quaternaires. Ce sont des indicateurs sensibles des fluctuations du niveau marin et des positions successives du trait de côte, permettant parfois l'identification de cycles climatiques ou de soulèvements isostatiques. Le terme de barrière littorale s'applique à une large variété de corps sédimentaires inter ou supratidaux construits par l'action des vagues (Otvos, 2000). Ils sont généralement constitués de matériel sédimentaire siliclastique ou bioclastique d'une large gamme granulométrique, du sable fin au galets ou blocs.

Avant de se stabiliser, les barrières littorales ont connus une histoire régressive (progradante) ou transgressive. Les corps transgressifs sub-tidaux suivent très souvent une migration vers la terre sur un replat de marée, jusqu'à ce qu'ils ne soient plus affectés régulièrement par les processus de vagues et de marées. Ces cordons connaissent alors une période de transition entre les stades actif et relique, où ils peuvent être occasionnellement remaniés lors de forts coups de vents de mer, de tempêtes et/ou de fortes marées (Otvos, 2000).

La mise en place successive de nouveaux cordons au niveau de l'ancienne avant-plage forme une plaine de cordons littoraux. Dans les dépressions inter-cordons sont piégées les particules fines (argiles et silts) et se développent des faciès de schorre ou de marais maritimes.

Ainsi, les barrières littorales se mettent généralement en place dans des environnements côtiers à fort disponible sédimentaire dans la granulométrie des sables et des graviers, et dominés par un régime de houle modéré à fort.

Il existe pourtant une catégorie de barrières littorales caractéristiques des côtes à faible énergie de houle et dominées par une sédimentation fine, les cheniers.

Le terme « chenier » a été employé pour la première fois en Louisiane par Russell et Howe (1935) pour désigner « des cordons sableux côtiers longs et étroits qui se disposent

parallèlement au rivage, et qui sont légèrement surélevés par rapport aux marais, lacs et fleuves voisins ». Ce terme provient du Cadien ¹ (« Cajun » en anglais), dialecte de la région francophone de l'ouest du Mississippi, où une espèce de chêne colonisait ces barrières littorales fossiles bien drainées et fertiles, entourées de marais.

Un chenier est donc un cordon littoral sableux et/ou coquillier transgressif, qui contraste avec le substrat fin progradant (argiles, silts) dans lequel il est ancré (Fig. I.1 - Otvos et Price (1979)). La succession d'au moins deux cheniers, ou groupes de cheniers, séparés par une bande de sédiments fins forme une plaine de cheniers. Azonaux, ils se retrouvent sous toutes les latitudes dans des contextes morphodynamiques variés (Fig. I.2 - Augustinus (1989)).

¹Les Cadiens forment un groupe ethnique descendant des Acadiens. Originaires des provinces maritimes du Canada, ils sont déportés de force en Louisiane durant la seconde moitié du 18^{ème} siècle, en réponse à leur refus de jurer allégeance à la couronne britannique.

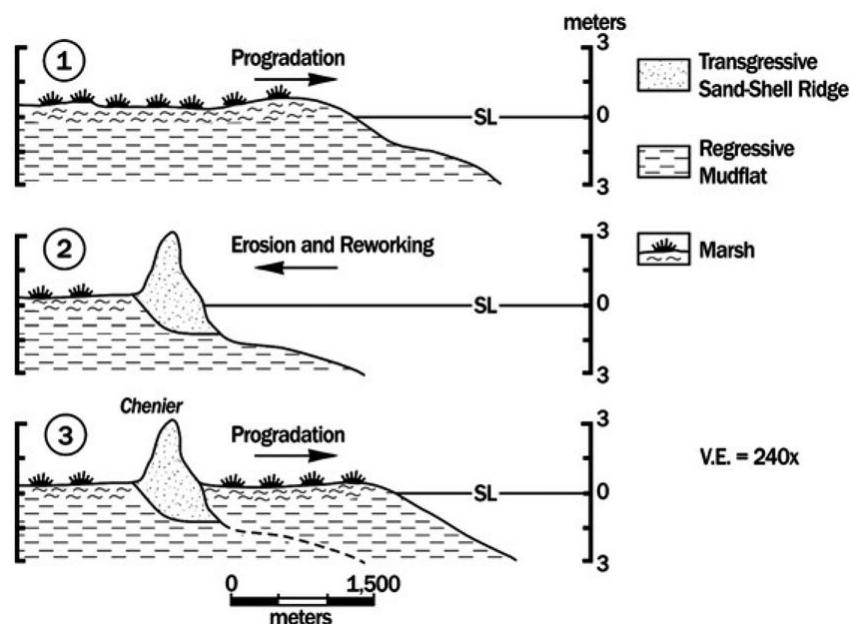


FIG. I.1 - Étapes schématiques du développement d'un chenier (Hoyt, 1969). 1) Progradation d'un mudflat; 2) Erosion du mudflat, concentration du matériel grossier, et construction d'un cordon le long du rivage; 3) Nouvelle progradation du mudflat, le cordon devient chenier. SL = Sea Level, V.E. = Vertical Exaggeration.

I.2 Conditions de formation et genèse des cheniers

D'un point de vue génétique, la construction de cheniers implique (Fig. I.1) :

- une progradation du rivage par accumulation de sédiments fins,
- une interruption de celle-ci avec formation d'un chenier sableux et/ou graveleux transgressant sur les dépôts fins,
- une nouvelle progression de sédiments fins, etc...

La succession d'au moins deux cheniers, séparés par une bande de sédiments fins progradants, est appelée plaine de cheniers (Otvos et Price, 1979).

Cette définition est à la fois sédimentologique (la base du chenier grossier reposant sur des vases), morphologique (formation d'un cordon de plage) et dynamique (alternance accumulation-érosion). Un chenier est un témoin d'un type d'accumulation côtière, des processus qui l'ont créé (et qui le font évoluer) et du système d'évolution générale d'une côte (Prost, 1992).

Deux grands types d'environnements sont propices à la formation de cheniers (Augustinus, 1989) :

- Les côtes ouvertes à énergie de houle faible à modérée, et recevant des apports sédimentaires fins importants aux débouchés de grands fleuves ;
- Les baies et estuaires fortement indentés, offrant une bonne protection aux houles dominantes et un contexte souvent méso- à macrotidal.

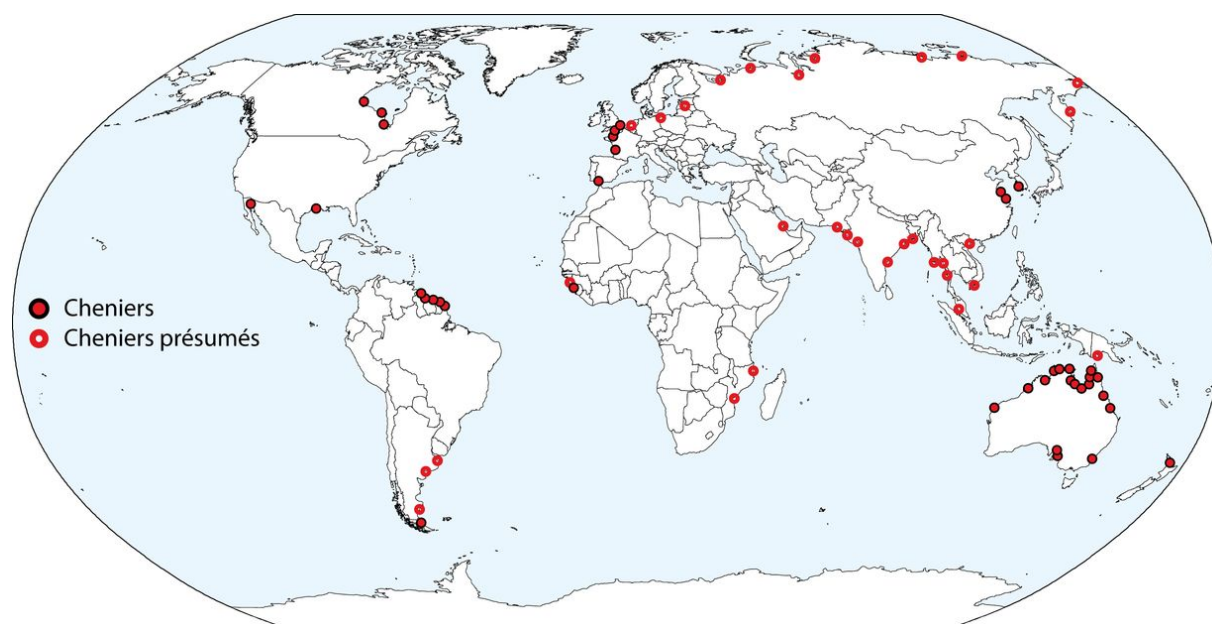


FIG. I.2 – *Distribution mondiale des cheniers décrits dans la littérature. Les cheniers « supposés » sont évoqués dans la littérature sans information précise, ou observés sur des images satellites . Modifié d'après Augustinus (1989).*

Les cheniers de côtes ouvertes ont été les premiers à être décrits avec ceux de Louisiane (Russell et Howe, 1935). La quasi totalité du matériel sédimentaire, fin comme grossier, est d'origine terrigène. Il est redistribué sur de grandes distances le long des côtes avales à la source par la dérive littorale prédominante (Fig. I.3). Ils sont généralement constitués de sables silicoclastiques fins à moyens, la production biologique étant faible sur ces côtes où la sédimentation fine est importante.

Les principaux sites décrits dans la littérature sont associés à de grands fleuves tels que le Mississippi et l'Atchafalaya en Louisiane (Draut *et al.*, 2005b,a; McBride *et al.*, 2007; Penland et Suter, 1989; Russell et Howe, 1935; Russell, 1967; Schou, 1967), l'Amazone (Augustinus, 1980, 1989; Daniel, 1989; Prost, 1989, 1992), le Fleuve Jaune (Qinshang

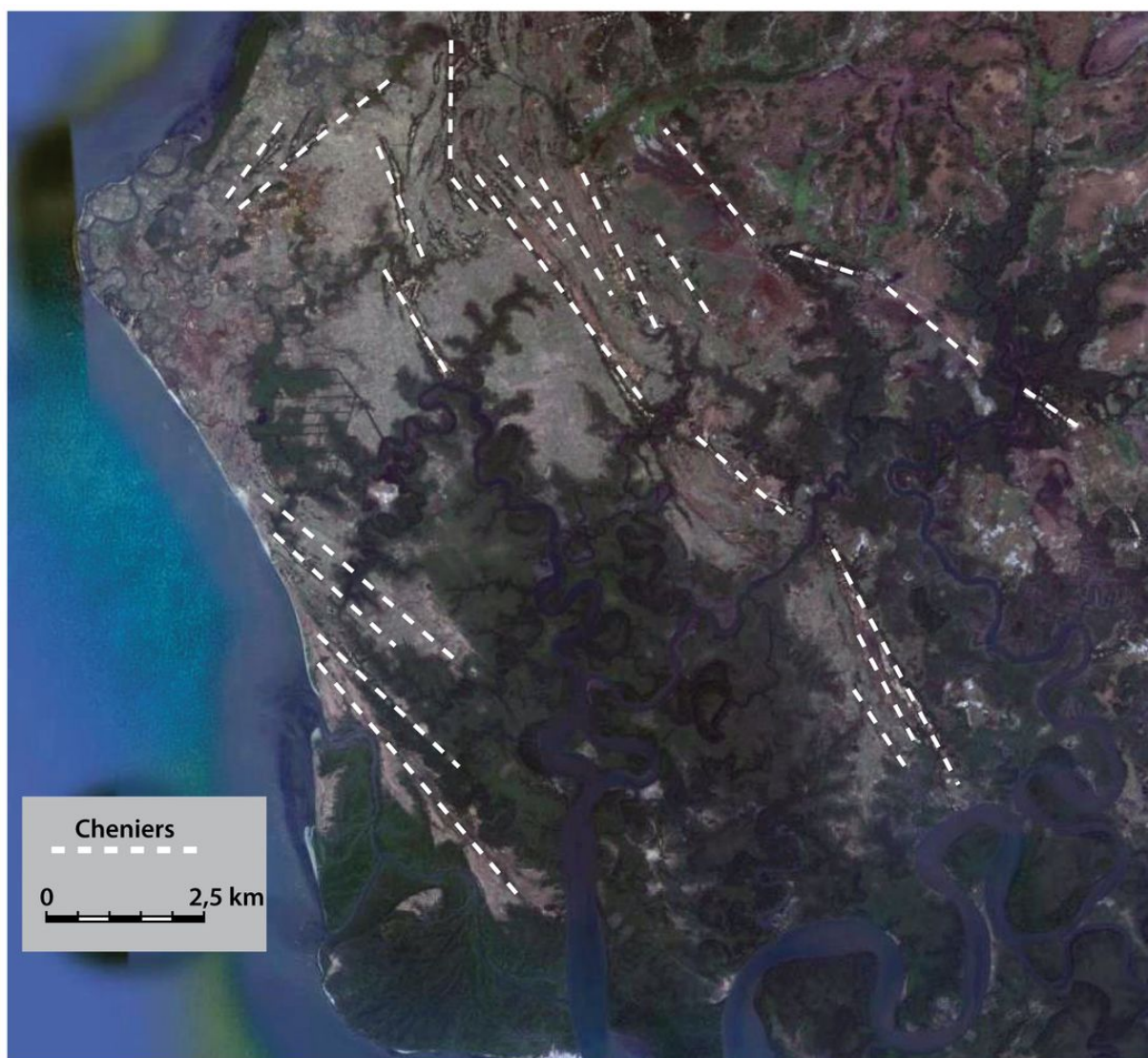


FIG. I.3 – Plaine de cheniers en bordure Sud de l'estuaire du Mellacoree, à la frontière entre le Sierra Leone et la Guinée (Anthony, 1989). La dérive littorale est orientée Nord-Sud. Image Google Earth®.

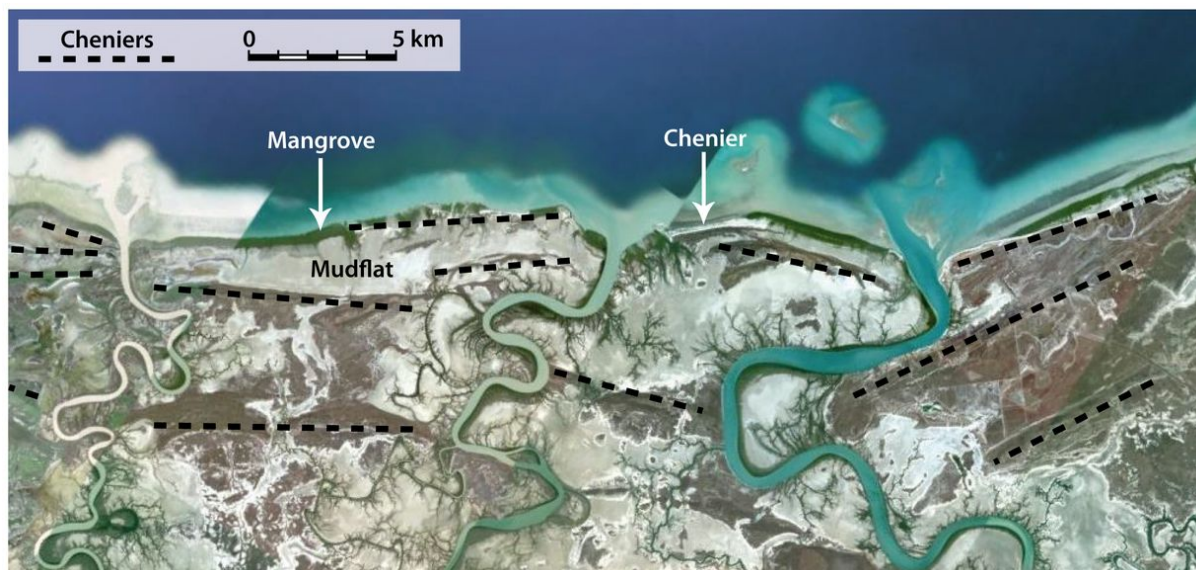


FIG. I.4 – Plaine de cheniers en Australie, dans le Golfe de Carpentarie (Rhodes, 1982). Les mudflats, colonisés par la mangrove, sont nourris par les apports fluviaux des rivières Flinders, Bynoe et Norman (de gauche à droite sur l'image). Le marnage de vive-eau est de l'ordre de 3 m. Image Google Earth[®].

et al., 1989; Saito *et al.*, 2000; Wang et Van Strydonck, 1997; Wang et Ke, 1989; Xitao, 1989), ou encore le Melakore en Sierra-Leone (Anthony, 1989).

Historiquement, les cheniers se développant dans les environnements de baies ou d'estuaires sont moins connus. De dimensions plus petites, ils sont associés à des marnages plus importants. Les courants de marées jouent en effet un rôle prépondérant dans la distribution des sédiments en zone sub- et intertidale.

Ces cordons sont plus grossiers que les cheniers de côtes ouvertes. Ils sont généralement constitués de matériel bioclastique, provenant directement de la production biologique de l'estran. Les apports en sédiments fins sont très souvent fluviaux (Fig. I.4), mais transportés sur de faibles distances. En effet, les fleuves côtiers débouchent dans des environnements relativement fermés, où il n'y a pas ou très peu de dérive littorale. C'est le cas notamment en Australie (Chappell et Grindrod, 1984; Rhodes, 1982; Short, 1989), en Angleterre (Greensmith et Tucker, 1969; Neal *et al.*, 2003), au Mexique (Meldahl, 1995), en Nouvelle-Zélande (Woodroffe *et al.*, 1983; Hayward, 2007; Schofield, 1960), en Thaïlande (Dheeradilok, 1995), au Canada (Martini, 1981), en Espagne (Rodriguez-Ramirez et Yanez-Camacho, 2008; Ruiz *et al.*, 2005), ou encore en Russie (Shuisky, 1989). Un chenier isolé est également décrit en France dans l'estuaire de la Gironde par Pontee *et al.* (1998).

En Argentine dans la baie de San Sebastian, les argiles et les silts proviennent de l'érosion de falaises côtières miocènes à proximité de l'environnement de dépôt. En Corée du Sud, dans la baie de Gomso, l'apport de matière en suspension est purement

marin et lié à la dynamique tidale, les rivières environnantes ayant des charges solides très faibles (Lee *et al.*, 1994). Ce type d'environnement de dépôt est très similaire à celui de la baie du Mont-Saint-Michel. La mise en place de cheniers dans ce contexte sédimentaire n'est pas décrite dans la littérature.

D'autres cheniers sont identifiés sur des photographies satellites, notamment en Asie, mais ne sont pas décrits dans la littérature. Du fait du manque d'information sur la subsurface et sur leur mode de développement, ces corps sédimentaires ne peuvent qu'être supposés cheniers (Fig. I.2).

La quasi-totalité des cheniers décrits dans la littérature est d'âge holocène. Ils se développent dès lors que la transgression ralentit, vers 6 000 - 5 000 ans BP, permettant la progradation des systèmes littoraux. Des cheniers d'âge pléistocène ne sont reportés que dans de rares cas : Nord du Golfe de Californie au Mexique (Meldahl, 1995), Suriname (Augustinus *et al.*, 1989), et Chine (Xitao, 1989). Il n'existe à l'heure actuelle aucune description de cheniers dans des roches sédimentaires d'âges plus anciens. Plusieurs raisons peuvent être invoquées : problème de reconnaissance, faible probabilité de retrouver ces corps très étroits et allongés sur des affleurements ou dans des forages, ou faible potentiel de préservation dans les séquences sédimentaires.

La mise en place de plaines de cheniers nécessite un niveau marin relativement stable, où de petites oscillations peuvent favoriser la progradation du mudflat ou au contraire le développement de cheniers transgressifs. Ces corps sédimentaires ne peuvent être préservés que s'ils sont associés à des périodes de haut niveau marin. Le delta du Yangtze fait exception (Xitao, 1989) : Quatre cheniers ennoyés par plus de cent mètres de profondeur, mis en place lors du dernier bas niveau marin entre 20 000 et 15 000 ans BP ont été identifiés sur la plateforme externe de la Mer de Chine par de la sismique et des carottages. La transgression holocène fut suffisamment rapide pour conserver ces morphologies.

I.3 Les cyclicités dans la formation des plaines de cheniers

Les cheniers se développent épisodiquement dans des plaines littorales d'alluvions fines. Cette cyclicité entre périodes de progradation et périodes de construction de barrières littorales résulte d'une modification du rapport entre apport sédimentaire par la dynamique fluviale ou tidale et remaniement par la dynamique de houle. Selon les contextes géographiques, plusieurs moteurs de cette dynamique sont invoqués.

I.3.1 Avulsions deltaïques

Dans les environnements de delta, la divagation d'un chenal fluvial sur sa plaine deltaïque entraîne d'importantes modifications des apports sédimentaires fins le long des côtes avoisinantes. L'abandon d'un lobe lors d'une avulsion crée une période propice au remaniement sédimentaire par la houle, et à la construction d'un chenier sur la côte qui n'est plus alimentée.

Ainsi, le début de la progradation de la plaine côtière de Louisiane, à l'Ouest du delta

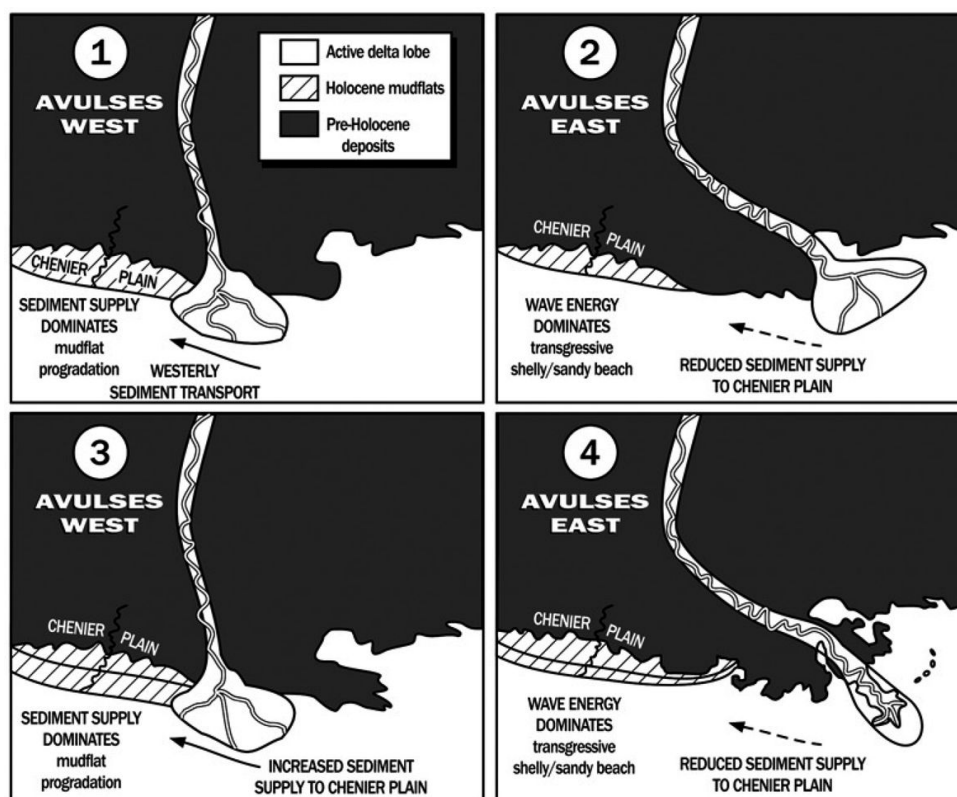


FIG. I.5 – Modèle géologique de dépôt montrant l'évolution de la plaine de cheniers en réponse aux avulsions du chenal du Mississippi (McBride et al., 2007).

du Mississippi, débute il y a 3 000 ans BP lorsque le fleuve déverse sa charge solide sur la partie ouest de son complexe deltaïque (Draut *et al.*, 2005a). Lorsque le dépôt-centre migre vers l'est du delta, l'apport en fines diminue et les dépôts vaseux sont remaniés par la houle, concentrant la fraction grossière en cheniers. Penland et Suter (1989) datent quatre grands cheniers dans cette plaine, et corrélient à chaque fois leur construction à l'abandon d'un lobe deltaïque du Mississippi (Fig. I.5).

En Chine, les datations de Saito *et al.* (2000) au ^{14}C montrent que les épisodes de construction de lobes deltaïques au débouché du Fleuve Jaune (le Huanghe) sont interrompues par des séquences de cheniers. Ceci est également observé par Qinshang *et al.* (1989) ou Cangzi et Walker (1989) sur le delta du Yangtze au nord de Shanghai, ou depuis 7000-5000 ans BP la progradation de la plaine côtière est périodiquement interrompue par la construction de barrières littorales grossières.

I.3.2 Variations climatiques

Au-delà des phénomènes autocycliques tels que les avulsions deltaïques, les apports en sédiments fins peuvent être modifiés par des variations climatiques. Des périodes plus humides ou plus sèches modifient les taux d'érosion continentale et donc les apports terrigènes en mer.

Dans le nord de l'Australie, de nombreuses études mettent en relation des séquences de développement de cheniers à des diminutions des apports fluviaux fins, directement liées à une diminution de la pluviosité (Lees et Clements, 1987; Short, 1989). Lors de périodes humides, le dépôt de silts et d'argile domine. Redistribué le long des côtes, ce sédiment participe à la progradation d'un mudflat (Fig. I.6-A,C). Lors de périodes sèches, la dynamique de houle est dominante. Les mudflats sont érodés, concentrant le matériel grossier bioclastique ou siliclastique, et créant un chenier (Fig. I.6-B,E). Des périodes d'apports modérés permettent à la fois une légère progradation du mudflat et la formation de petits cordons littoraux (Fig. I.6-D). L'alternance de périodes plus sèches et plus humides conduit à terme à la création d'une plaine de cheniers. Dans les environnements tropicaux, les mudflats sont très régulièrement colonisés par la mangrove.

Bien sûr, les crises climatiques enregistrées au cours des derniers 6 000 ans BP, modifiant les apports terrigènes, ont également un impact non négligeable sur le climat d'agitation (vent et houle), favorisant la construction de cheniers en réduisant la sédimentation des fines et en concentrant du matériel grossier (Lees, 1992).

Anthony (1989) invoque également ces variations d'apport terrigène liées à des fluctuations climatiques pour expliquer la formation d'une plaine de cheniers au Sud de l'estuaire du Mellacoree, entre la Guinée et le Sierra Leone (Fig. I.3). La formation de deux grands clusters de cheniers autour de 4 000 et 1 000 ans BP est associée à des périodes clima-

tiques plus sèches avec des débits fluviaux réduits. Ces variations d'apport de sédiment fin, outre les changements de pluviométrie, sont également inhérentes à la dynamique interne de l'estuaire et aux effets morphologiques locaux.

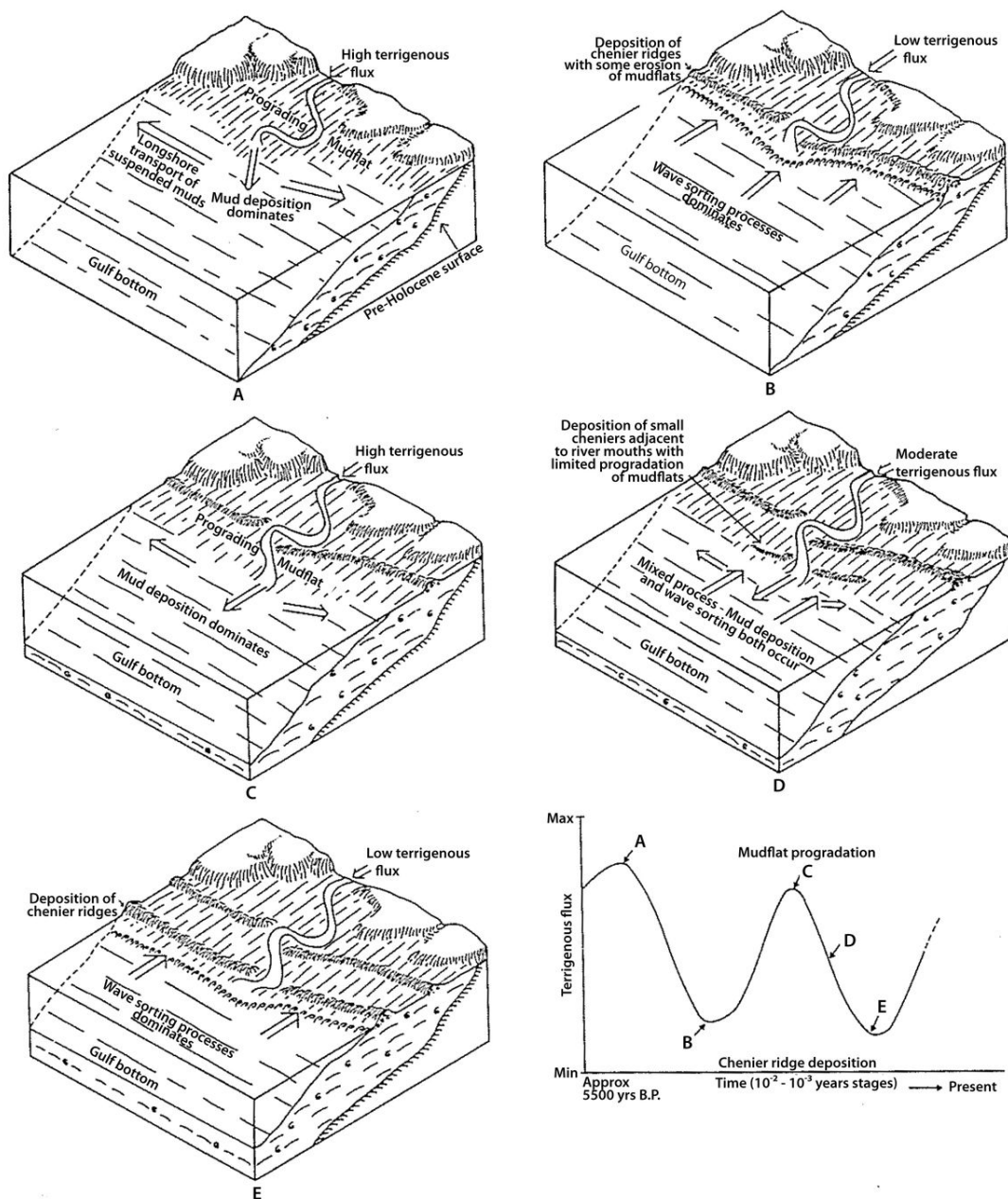


FIG. I.6 – Progradation d'une plaine de cheniers en Australie forcée par des variations du flux sédimentaire (Rhodes, 1982). Les périodes de fort apport fluvial (fortes pluies - A,C) entraînent la progradation du mudflat, alors que les périodes de faible apport (sécheresse - B,E) favorisent le remaniement des particules grossières en cheniers.

I.3.3 Forçages astronomiques

Dans les environnements méso- à macrotidaux, la variation de la hauteur du plan d'eau est un facteur de contrôle majeur des morphologies côtières. Certains cycles tidaux, liés à la modulation des paramètres orbitaux de la Lune et du Soleil, peuvent faire varier localement le niveau moyen de la mer de plusieurs centimètres à quelques dizaines de centimètres. Dans les environnements de replats de marée à très faibles pentes, de petites variations de la hauteur d'eau entraînent d'importantes modifications des surfaces inondées.

Le long des côtes Sud-Américaines, au Nord du débouché de l'Amazone, des plaines de cheniers se développent au gré de la migration de grands bancs de vase sous l'action de la dérive littorale (Augustinus, 1980; Augustinus *et al.*, 1989; Daniel, 1989; Prost, 1989, 1992). Ceux-ci parcourent les côtes du Brésil au Surinam à une vitesse de 1 à 3 km par an. Lors du passage de bancs de vase, source de sédiment fin et amortisseur de houles, les mudflats colonisés par la mangrove progradent de plusieurs centaines de mètres en quelques années seulement. Entre le passage de deux bancs de vase, la dynamique de houle remanie les vasières, concentre le sable plus grossier et construit un chenier. Ces deux dynamiques alternent le long des côtes sur des distances de 30 à 40 km.

Dans cette région, le cycle tidal de période 18,6 ans, associé aux variations de la déclivité de la Lune, modifie l'amplitude des marées d'environ 3 %, ce qui correspond à une variation du niveau des pleines mers moyennes de près de 10 cm sur des pentes de l'ordre de 1 :1000 à 1 :3000 (Gratiot *et al.*, 2008). L'observation de chroniques de photographies

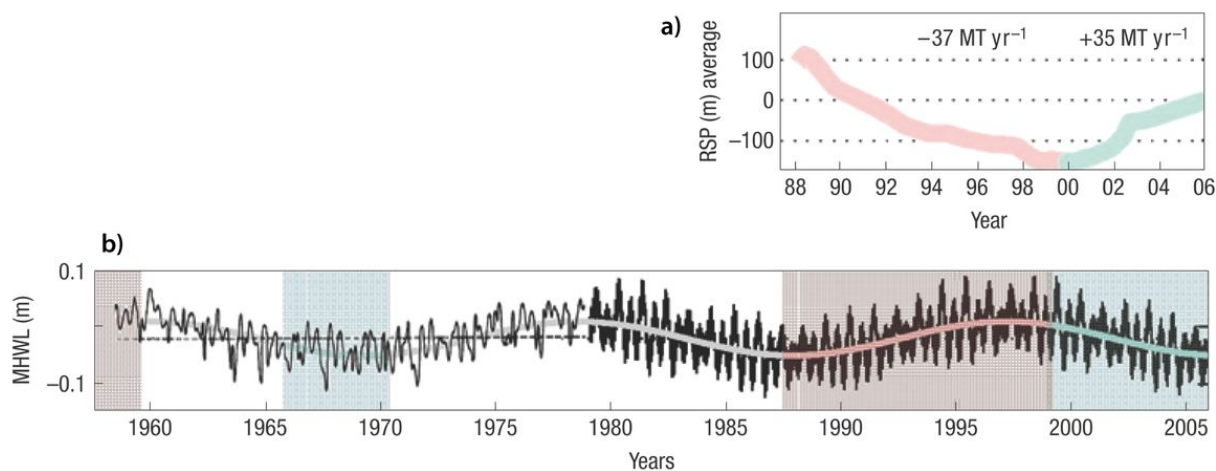


FIG. I.7 – Évolution temporelle du niveau des marées et de la position du trait de côte en Guyane Française. a) Position relative du trait de côte de Guyane Française, moyennée sur une distance de 220 km. L'épaisseur de trait représente la marge d'erreur (± 20 m). b) Niveaux des pleines mers de vive-eau mesurées à l'embouchure de la rivière Suriname (1958-1978) et issues du modèle du SHOM pour la Guyane Française (1979-2006). Les périodes marquées de rouge correspondent à une érosion générale du trait de côte, celles en vert à une progradation. D'après Gratiot *et al.* (2008).

aériennes montre que les phases d'érosion des mudflat (30 m/an) et de construction de cheniers sableux sont corrélées avec les pics du cycle tidal à 18,6 ans augmentant le niveau moyen des pleines mers. A l'inverse, les phases de progradation des mangroves sont associées aux bas niveaux des pleines mers, lors des creux du cycle tidal (Fig. I.7).

Les cycles tidaux jouent un rôle complexe dans la dynamique littorale. Outre le fait de modifier les niveaux d'eau à différentes échelles de temps, ils ont une influence sur la variabilité climatique régionale. Treloar (2002) montre une corrélation des cycles tidaux pluri-décennaux avec le Southern Oscillation Index² (SOI) et les températures de surface de la mer (SST) en Australie : Les maxima des cycles tidaux coïncident avec des épisodes de SST froide et de valeurs de la SOI élevées. Les épisodes de SOI élevés provoquent entre autres une intensification des pluies sur l'Est et le Nord de l'Australie. Les cycles tidaux de basses fréquences modifieraient la dynamique d'upwellings côtiers, modifiant les températures de surface de la mer et par conséquent la climatologie régionale.

I.3.4 Influence des tempêtes

Les cheniers sont des corps sédimentaires construits par l'action de la houle. Les vagues érodent les mudflats et concentrent les sables plus grossiers et les coquilles en cordons littoraux étroits et allongés. Dans des environnements d'énergie de houle faible à modérée, les tempêtes représentent des épisodes d'agitation extrême, qui seraient susceptibles d'influencer considérablement la dynamique des cheniers.

En Australie, les effets d'un cyclone puissant³ sur une plaine de cheniers ont été étudiés à partir de photographies aériennes (Woodroffe et Grime, 1999). Les vents violents ont ravagé les mangroves peuplant les mudflats. Pourtant, aucune modification morphologique majeure n'est observée au niveau des cheniers. La chronique de photographie montre que ces corps sédimentaires se construisent et migrent régulièrement vers la terre bien avant le cyclone, et continuent de le faire après. Ces cheniers sont remaniés et transgressent sous l'action d'évènements de beaucoup plus faible amplitude, mais de plus grande fréquence d'occurrence. De plus, la coïncidence d'une très grosse tempête ou d'un cyclone avec des marées de vive-eau est rare.

Sur les côtes de Louisiane également, les tempêtes n'ont pas d'influence significative sur la construction ou la migration des cheniers. Au contraire, l'agitation des tempêtes maintient un état de vase fluide sur le fond de la mer. Ce sédiment est facilement redistribué sur les côtes par les vagues et les vents onshore, conduisant à terme à l'acrétion et

²La Southern Oscillation est une oscillation atmosphérique des gradients de pression de surface au niveau du Pacifique équatorial. Son indice est calculé à partir de la différence des pressions au niveau de la mer entre Papeete (Tahiti) et Darwin (Australie).

³Le cyclone tropical Tracy a dévasté la ville de Darwin, au Nord de l'Australie, en 1974

à la progradation des mudflats (Draut *et al.*, 2005a).

Les tempêtes, évènements extrêmes mais ponctuels, ont des conséquences variables en fonction des environnements de dépôt. Dans tous les cas, ils ne jouent pas de rôle prépondérant dans la construction et la migration des cheniers face aux processus réguliers de plus faibles amplitudes.

Les raisons invoquées dans la périodicité du développement des cheniers sont variables : variations des apports terrigènes fins liées à des fluctuations saisonnières ou climatiques à plus long terme, avulsions deltaïques, cycles tidaux, variations du niveau marin,... Certains auteurs évoquent une construction autocyclique des plaines de cheniers, dont la périodicité n'est pas liée à un forçage externe, mais à une dynamique interne propre à l'environnement de dépôt : Woodroffe *et al.* (1983) estiment que dans la plaine de cheniers de Miranda en Nouvelle-Zélande, la progradation du mudflat et la construction de cheniers peuvent se faire simultanément, sans faire intervenir de variations à long terme du flux sédimentaire ou du niveau marin. Chappell et Grindrod (1984), travaillant sur les cheniers de Princess Charlotte Bay en Australie, affirment que les variations de géométrie de la baie lors de la transgression suffisent à expliquer le développement épisodique de cheniers. En Angleterre (Essex), la mortalité en masse de bivalves, principal constituant des cheniers, est une autre explication proposée (Greensmith et Tucker, 1969).

Il apparaît ainsi que la construction d'une plaine de cheniers résulte d'un équilibre complexe entre apport de sédiments fins et concentration de matériel grossier, différents paramètres de forçages pouvant produire une même morphologie. Même si chaque site possède ses propres caractéristiques morphologiques et dynamiques, les facteurs de forçage et de périodicité sont intimement liés. Ainsi, une crise climatique peut provoquer une légère variation du niveau marin, accompagnée d'une modification de la pluviosité et des débits solides, de la fréquence des tempêtes, se répercutant sur la dynamique des populations intertidales.

I.4 Architecture interne des cheniers

Peu de données décrivent de manière précise l'architecture sédimentaire d'un chenier à l'échelle du corps sédimentaire. Celles-ci sont le plus souvent dérivées d'un nombre limité de petites tranchées, de carottages, ou de coupes naturelles (Greensmith et Tucker, 1969; Hoyt, 1969; Rhodes, 1982; Augustinus, 1980; Cangzi et Walker, 1989; Penland et Suter, 1989; Xitao, 1989; Lee *et al.*, 1994; Pontee *et al.*, 1998; Vilas *et al.*, 1999). La faible cohésion du matériel grossier bioclastique qui compose les cheniers explique en partie cette lacune : elle empêche le maintien de faces stables le long des tranchées, et rend l'ouverture des carottes quasiment impossible.

Augustinus (1989) réalise une synthèse des observations de terrain et propose un modèle simplifié de la structure interne des cheniers. Les cheniers migrent vers la terre par processus de washover, et l'architecture interne de ces corps est liée à leur ultime phase de développement. Deux cas sont distingués (Fig. I.8) :

- Initialement le chenier se développe entre le niveau des basses mers et des hautes mers, et migre vers la terre sur un replat de marée. Sa face externe (côté mer) est en pente douce, caractérisée par des litages conformes à la pente du banc. La face interne (côté terre) est abrupte, et présente une stratification oblique associée aux processus de washover (Fig. I.8-A).

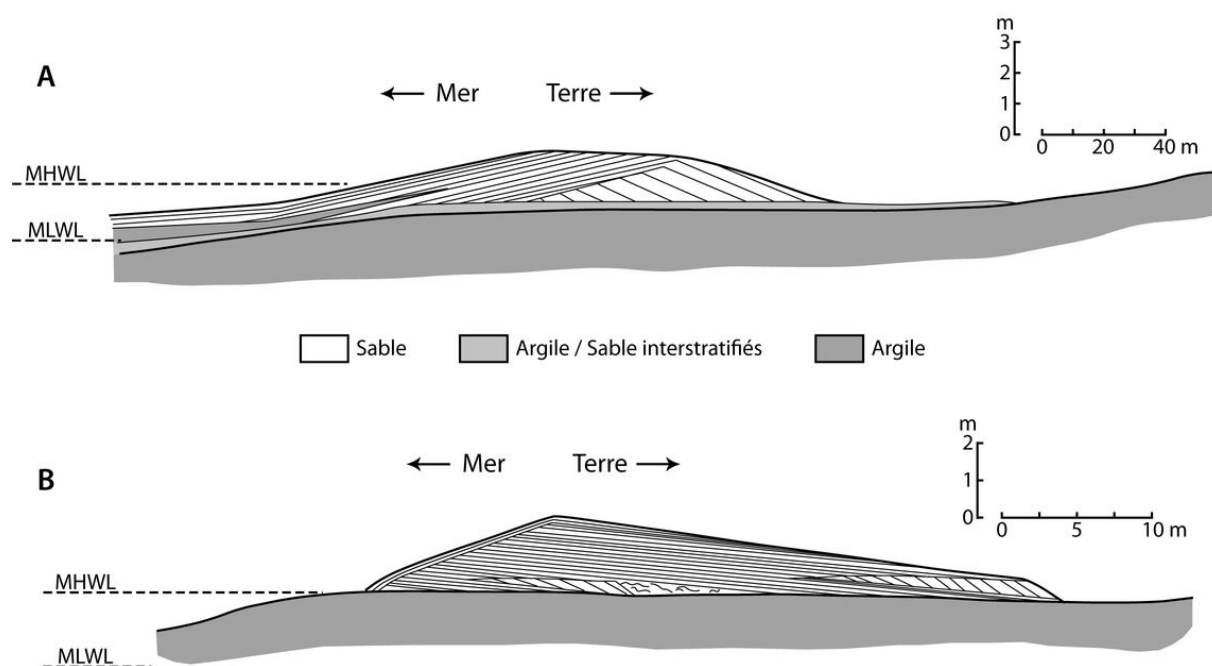


FIG. I.8 – Structure interne des cheniers pendant la migration vers la terre (A) et après leur stabilisation (B). MHWL / MLWL = Mean High / Low Water Level. Modifié d'après Augustinus (1989).

- Lorsque les cheniers sont en cours de stabilisation au niveau des pleines mers, sa morphologie et sa structure interne sont notablement modifiées. La face côté mer devient plus courte et plus pentue car les sédiments de plage qui sont transportés jusqu'à la face interne par washover ne sont pas suffisamment renouvelés. Simultanément, la pente interne (côté terre) devient graduellement plus longue et plus douce du fait de l'épandage des lobes de washover. Il en résulte une stratification parallèle à faible pendage vers la terre, parfois interrompue par une stratification oblique plus raide, associée à la sédimentation de washover dans une masse d'eau stagnante (Fig. I.8-B).

A partir des années 1990, le géoradar (ou Ground Penetrating Radar - GPR) est employé pour inspecter la structure interne de ces corps sédimentaires. Les travaux précurseurs de Zenero *et al.* (1995) en Louisiane (Etats-Unis) et de Neal *et al.* (2003) en Essex (Angleterre) donnent une vision globale de leur architecture interne par l'utilisation d'antennes hautes fréquences.

Zenero *et al.* (1995) comparent des mesures de résistivité électrique à des profils radar. Ils montrent que le géoradar n'est efficace que pour des terrains électriquement résistants, de valeurs supérieures à 150 Ohm.m. Ainsi, le signal radar ne pénètre pas les surfaces argileuses ou riches en matière organique (tourbes).

Neal *et al.* (2003) distinguent sur les profils radar deux types de sédimentation associés aux processus de washover (Fig. I.9), et précédemment évoqués par Augustinus (1989) : les nappes et les deltas de washover (« washover sheets » et « washover deltas »). Le passage

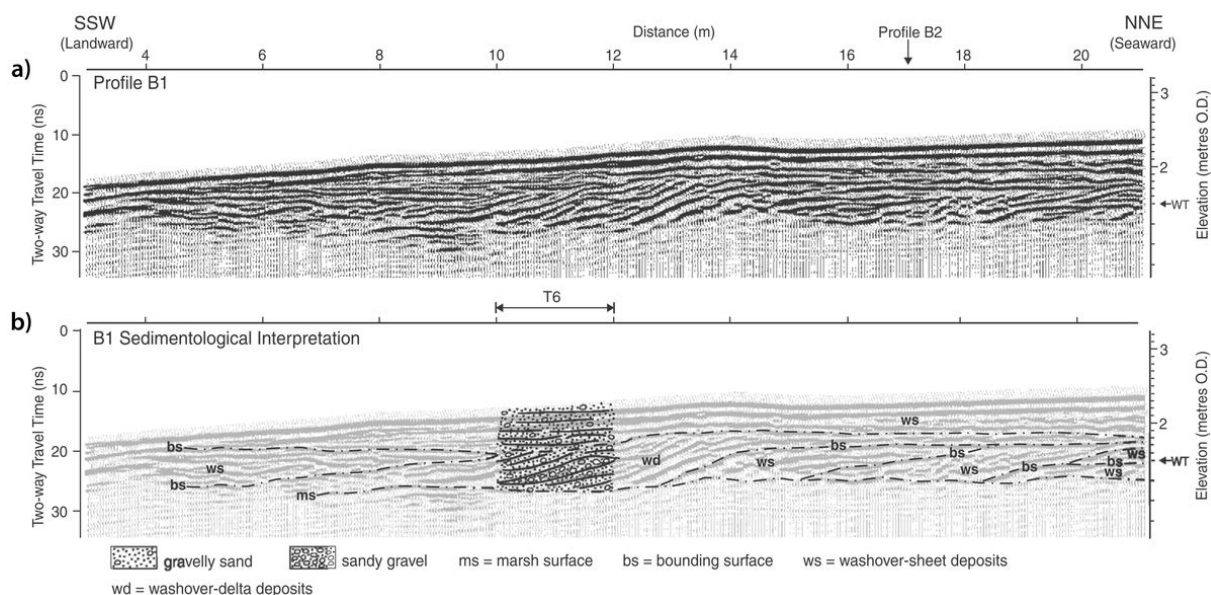


FIG. I.9 – Architecture sédimentaire de la face interne d'un chenier, associée à des dépôts de washovers, observée par géoradar (Essex, UK). a) Profil brut, b) Interprétation sédimentologique (Neal *et al.*, 2003).

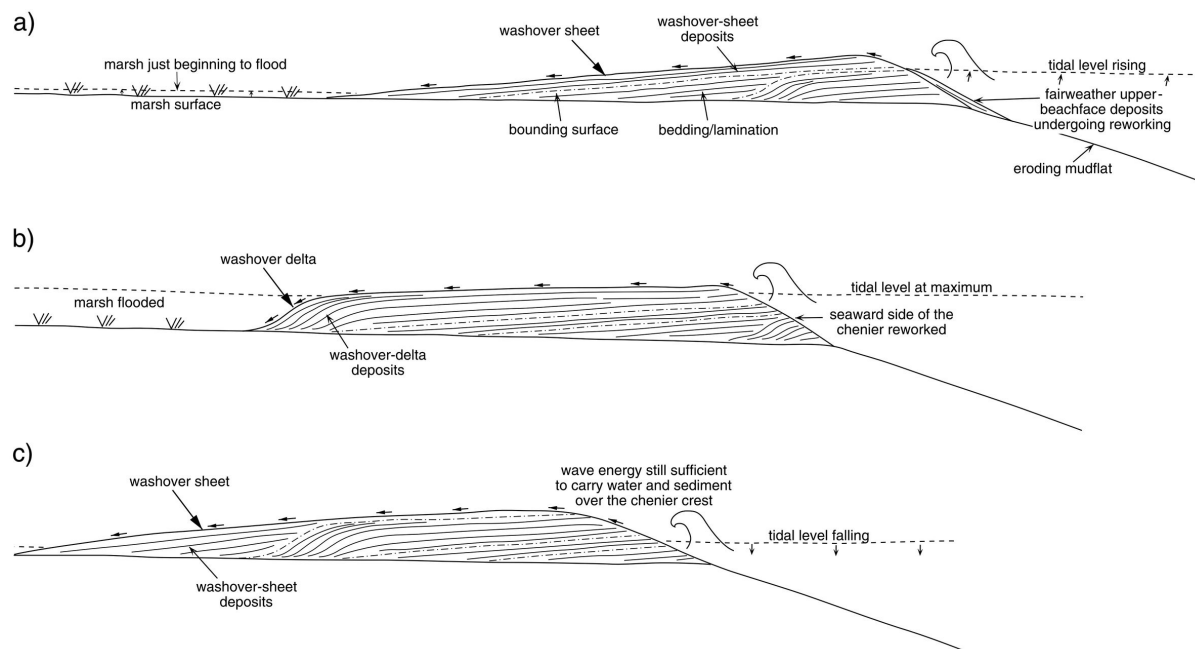


FIG. I.10 – Coupes schématiques d'un chenier migrant vers la terre par processus de washover, montrant les changements de morphologie et de structure interne (Neal et al., 2003). a) Développement de nappes de washover lorsque le schorre n'est pas inondé. b) Formation de deltas de washover après inondation du schorre. c) Retour aux nappes de washover lorsque le schorre est vidangé.

d'un style de dépôt à un autre dépend de l'état d'enneigement du schorre. Ils supposent qu'une séquence type nappe / delta / nappe de washover puisse être construite en un épisode énergétique, lors de la montée puis de la descente de la marée.

I.5 Distinction entre les cheniers et les autres types de barrières littorales

Les cheniers et les autres types de cordons littoraux peuvent être facilement confondus lorsqu'ils sont préservés dans des sédiments anciens. Pourtant, ils ont des origines et des modes de développement différents. Leur différenciation est donc primordiale pour l'interprétation correcte d'environnements de dépôt, et pour la reconstitution paléogéographique de zones côtières (Hoyt, 1969).

Des plaines de cordons de plage progradants, par exemple, présentent souvent des dépressions lagunaires comblées par des sédiments fins. Superficiellement, la succession de barrières littorales sableuses et de faciès de schorre ou de marais maritimes peut fortement ressembler à une plaine de cheniers. D'un point de vue génétique, dans le cas de cordons de plage progradants, le dépôt des particules fines en arrière barrière est contemporain à la mise en place du nouveau cordon, créant une zone calme propice à la sédimentation des silts et des vases. Ces dépôts viennent recouvrir le shoreface sableux de l'ancien cor-

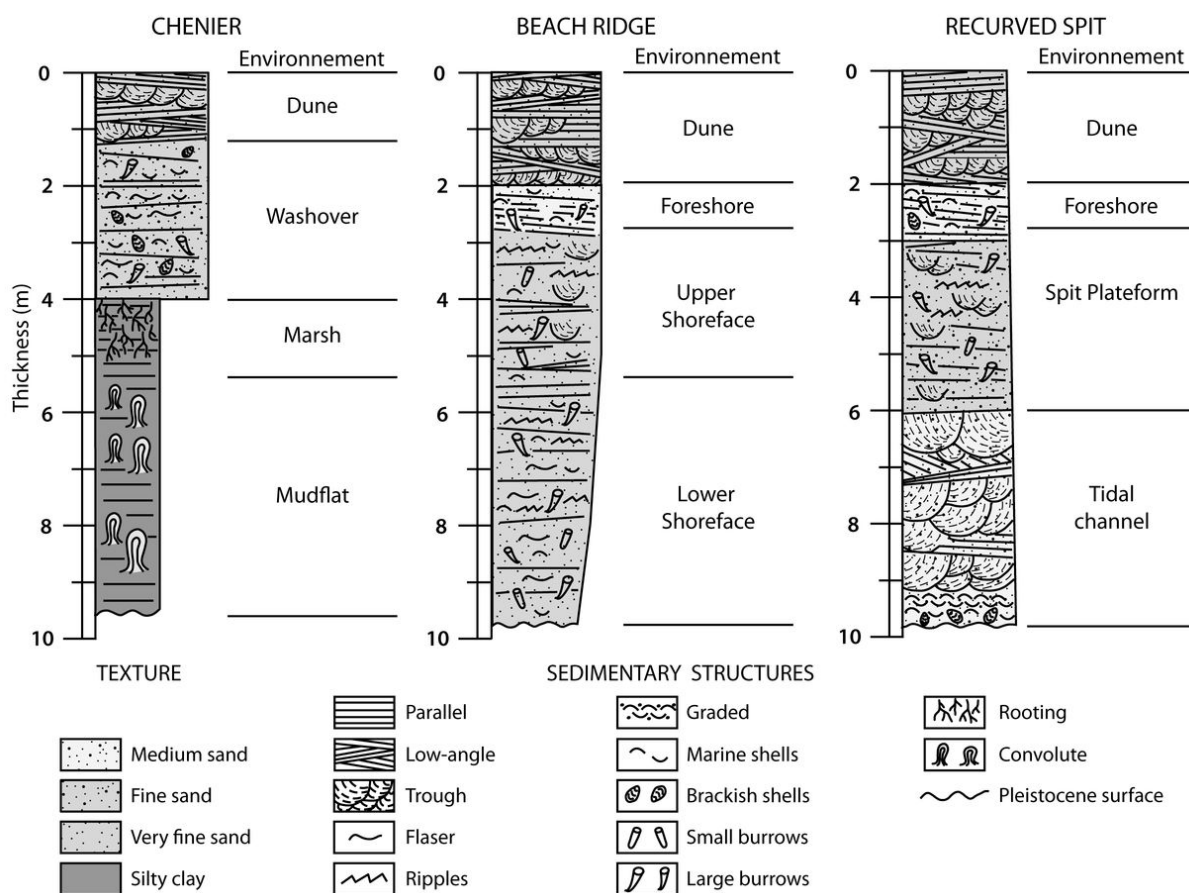


FIG. I.11 – Modèles stratigraphiques des différents types de barrières littorales : cheniers, cordons de plage et flèches sableuses (Penland et Suter, 1989).

don de plage. A l'inverse, la matériel grossier constituant les cheniers contraste fortement avec le shoreface silto-argileux (Fig. I.11). La base du chenier repose autour ou au-dessus du niveau des pleines mers, alors que la base sableuse des cordons ou barrières littorales s'étend sous le niveau des pleines mers.

Selon la loi de Walther (1894) (Middleton, 1973), les variations latérales de faciès se retrouvent verticalement dans les séquences sédimentaires. Ainsi, les paysages côtiers de cheniers, de cordons de plage ou de flèches sableuses peuvent être comparés à partir de séquences stratigraphiques (Fig. I.11).

Le modèle type du cordon de plage montre un passage très progressif d'un shoreface inférieur sableux présentant des rides et des traces de bioturbation à un faciès de plage à litages parallèles, surmonté d'un faciès de dunes éoliennes.

La base de la séquence modèle d'une flèche sableuse est marquée par la présence de chenaux tidaux (Fig. I.11). Ils sont associés à la circulation des masses d'eaux entre la lagune en arrière de la flèche, et l'océan. Au-dessus de ce faciès tidal se retrouve la base de la flèche sableuse, construite par la houle. Sableuse avec des traces de bioturbation et des rides, elle correspond à un faciès de shoreface. La suite de la séquence est similaire à celle d'un cordon de plage, avec un faciès de plage et la présence de dépôts éoliens.

Les cheniers présentent une séquence d'évolution complètement différente, qui reflète leur mode de dépôt. La base de la séquence est constitué d'un faciès de replat de marée silto-vaseux laminé, avec des figures d'échappement d'eau (convolutes). L'apparition de racines marque le passage au faciès intertidal supérieur de schorre. La transition avec le faciès grossier du chenier est brutale, comme en témoigne la présence d'une surface d'érosion. Le chenier est constitué de dépôts de washover, parfois surmontés d'une couverture éolienne.

Ainsi, la reconnaissance d'un chenier doit intégrer, en plus des caractéristiques morphologiques superficielles, des informations de sub-surface qui renseignent sur les conditions de formation de ces corps. Il peut être différencié d'un cordon de plage classique ou d'une flèche sableuse à partir de leur genèse et de leurs séquences sédimentaires (Penland et Suter, 1989).

I.6 Conclusion et objectifs de la thèse

Les cheniers sont des barrières littorales ancrées dans un faciès fin progradant, caractéristiques d'environnements à faible énergie de houle. Ils se mettent en place aux débouchés de grands fleuves, ou dans des environnements de baies ou d'estuaires méso- à macrotidaux. Bien que peu courants sur les littoraux, ces objets ont été décrits sur tout les continents dans des contextes géographiques variés.

La mise en place de cheniers implique une modification périodique du rapport entre apports de sédiments fins (dynamique fluviale ou tidale) et concentration de matériel grossier par la houle. Cette périodicité peut être contrôlée par de nombreux facteurs : avulsions deltaïques, changements climatiques entraînant des variations de pluviosité et donc d'apport terrigène, cycles tidaux basses fréquences, petits pulses transgressifs...

La progradation des plaines de cheniers implique une relative stabilité du niveau marin. La plupart des cheniers décrits sont datés de la fin de l'Holocène, à partir de 5 000 ans BP.

Les quelques études sur la structure interne des cheniers montrent que ces corps sédimentaires transgressifs migrent vers la côte par processus de washover. Leur architecture sédimentaire traduit cette dynamique.

Le mode de développement à grande échelle des plaines de cheniers est aujourd'hui bien détaillé. Pourtant, de nombreuses questions restent en suspens quant à la dynamique à court et moyen termes de ces corps sédimentaires grossiers, et à l'imbrication des échelles temporelles et spatiales, du processus hydro-sédimentaire élémentaire à la progradation d'une plaine de cheniers.

L'objectif de cette thèse est d'apporter une vision quantitative et intégrée sur la formation et l'évolution de cheniers en contexte macrotidal, à travers l'exemple des cheniers de la baie du Mont-Saint-Michel. En utilisant une approche pluri-disciplinaire, nous essaierons de répondre aux questions suivantes :

- **Quels sont les facteurs contrôlant la dynamique des cheniers en contexte macrotidal ? Quels sont les rôles respectifs de la houle et de la marée ?**
- **Pourquoi et comment concentre-t-on un matériel aussi grossier dans un environnement de faible énergie de houle ? Quelles sont les caractéristiques du comportement hydrodynamique du sédiment, et en quoi celles-ci favorisent-elles la construction de cheniers ?**
- **Comment les processus hydrodynamiques forçant la migration et le développement des cheniers s'enregistrent-ils dans leurs structures sédimentaires ? A l'échelle du corps sédimentaire, est-on capable de détailler finement les faciès sédimentaires ?**

- **Quelles sont les propriétés géotechniques (porosité, perméabilité) de ces corps sédimentaires, qui représentent des hétérogénéités grossières avec un fort potentiel réservoir dans un environnement dominé par les sédiments fins ?**

Chacune de ses questions sera abordée sous différents angles : mesures et observations de terrain, expériences et mesures en laboratoire, modélisation en canal à houle. La diversité et la complémentarité des méthodes mises en oeuvre permettront de conforter les observations et les hypothèses, grâce à une vision intégrée de la formation et de l'évolution des cheniers.

Chapitre II

La baie du Mont-Saint-Michel et les cheniers du fond de baie

II.1 Présentation générale de la baie du Mont-Saint-Michel

II.1.1 La baie du Mont-Saint-Michel : cadre géographique et géologique

La baie du Mont-Saint-Michel se situe au fond du golfe normand-breton, dans l'angle formé par la presqu'île du Cotentin et par les côtes septentrionales bretonnes. D'une superficie de 500 km², elle s'ouvre en « V » sur la mer de la Manche, entre les pointes rocheuses du Grouin (près de Cancale) et de Champeaux (près de Carolles), de part et d'autre de l'archipel de Chausey (Fig. II.1).

Le cadre géologique de la baie du Mont-Saint-Michel s'inscrit dans le contexte général de formation du massif Armoricaïn. Le substrat est essentiellement composé de terrains sédimentaires d'âge protérozoïque (≈ 600 Ma), schistes et grès briovériens plissés et métamorphisés, conséquence des orogénèses cadomienne et varisque (L'Homer *et al.*, 1999). Au cours de l'orogénèse cadomienne (≈ 550 Ma), le socle est traversé par des granitoïdes formant d'Ouest en Est les massifs de Saint-Malo, de Saint-Broladre, d'Avranches et de Carolles (Fig. II.1). A ces formations s'ajoutent plus tardivement des intrusions de leucogranites formant le Mont-Dol, le Mont-Saint-Michel et Tombelaine. Ces différentes formations cristallines ont été mises en relief par l'érosion des schistes encaissants, formant ainsi les contours et les fonds de la baie du Mont-Saint-Michel.

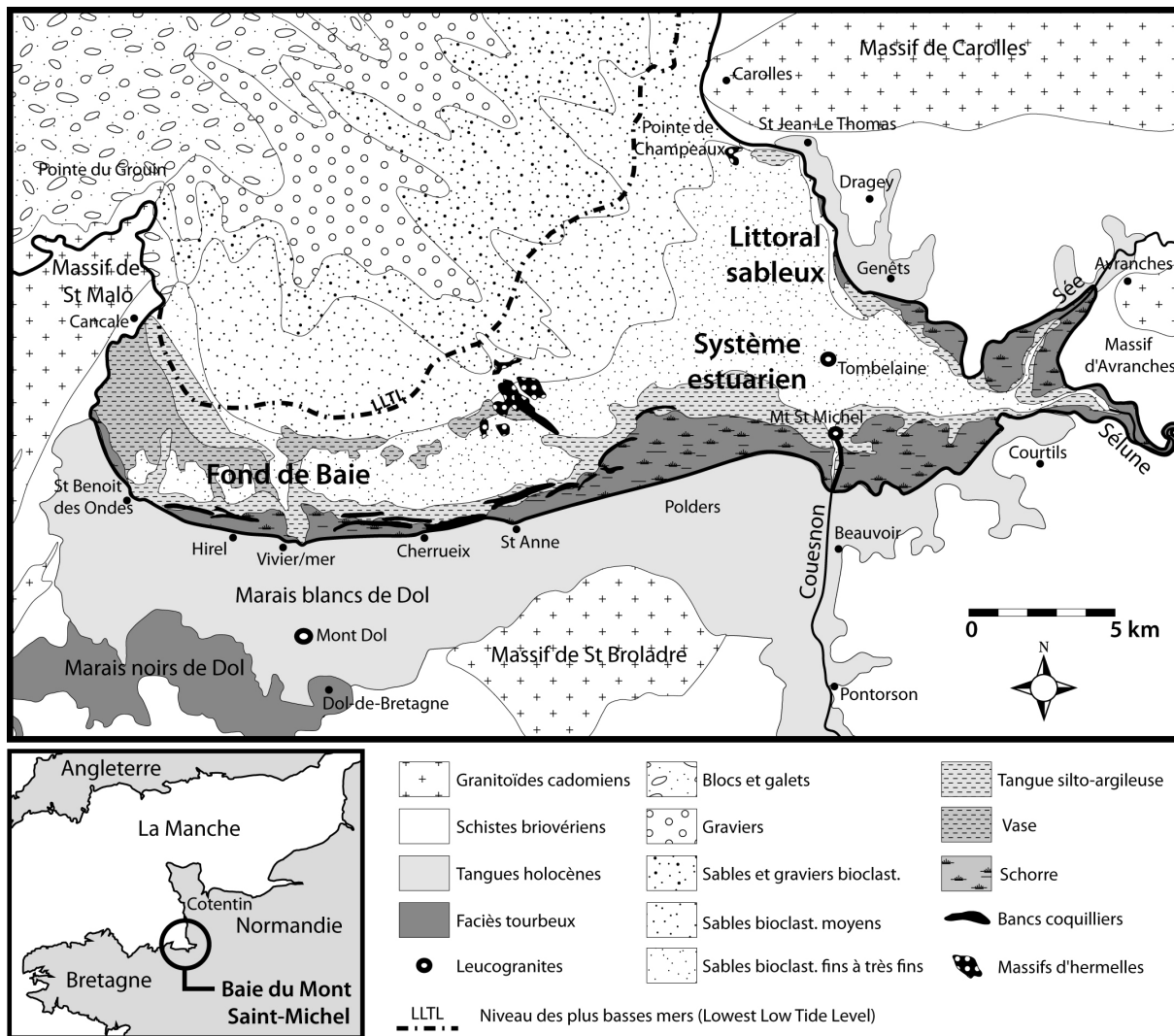


FIG. II.1 – Carte géologique simplifiée et distribution des sédiments superficiels de la baie du Mont-Saint-Michel. Modifié d’après Tessier et al. (2006).

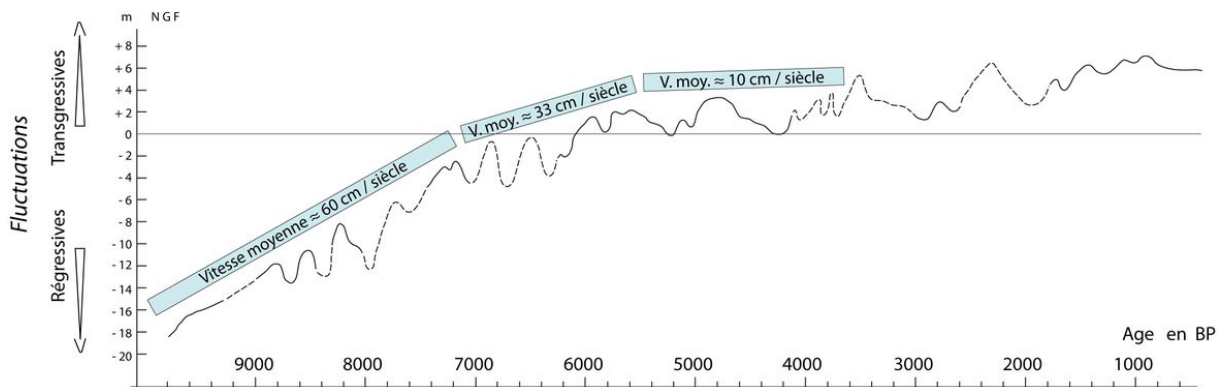


FIG. II.2 – Courbe des principales fluctuations de niveau marin atteint par les marées de vive-eau en baie du Mont-Saint-Michel depuis 9 000 ans, intégrant les fluctuations de la valeur du marnage au cours de cette même période (simplifié d’après L’Homer et al. (2002) in Bonnot-Courtois et al. (2002)).

Le façonnement de la baie reflète les fluctuations climato-eustatiques plio-pléistocènes. Lors des bas niveaux marins associés aux périodes glaciaires quaternaires, les rivières incisent le substrat et creusent des dépressions. Ces incisions sont ensuite comblées lors des transgressions et des hauts niveaux marins. La subsidence étant négligeable dans la région, seule la dernière transgression post-glaciaire est enregistrée dans le remplissage sédimentaire de la baie. En effet, tous les sédiments préalablement déposés ont été érodés lors du dernier maximum glaciaire (Wechselien). Durant cet épisode, le niveau marin se trouvait à -120 m par rapport au niveau actuel, et la Manche correspondait à un vaste réseau fluvial (Lautridou *et al.*, 1999; Antoine *et al.*, 2003).

A partir de 15 000 ans BP, alors que le réchauffement s'amorce, la fonte des glaces provoque une remontée rapide du niveau marin. Vers 10 200 ans BP, le niveau marin est situé à -35 m par rapport au niveau actuel et la Manche est ennoyée : c'est la transgression Holocène. Au départ très rapide (environ 6 mm par an - Fig. II.2), la transgression ralentit entre 7 000 et 6 000 ans BP pour atteindre des vitesses de remontée du niveau marin de 3 puis 1 mm par an (Fig. II.2), permettant la construction d'un prisme littoral.

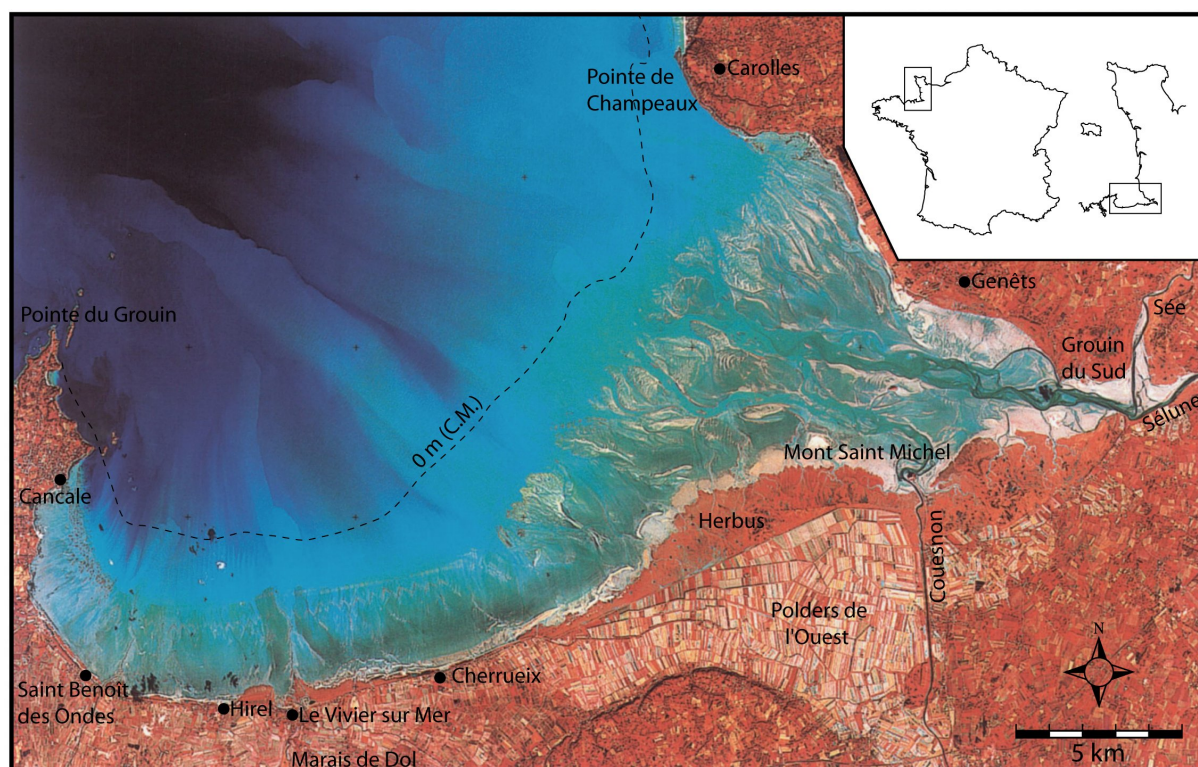


FIG. II.3 – Image satellite SPOT 1999 de la baie du Mont-Saint-Michel.

Aujourd'hui, la baie du Mont-Saint-Michel est caractérisée par trois environnements morpho-sédimentaires distincts, étroitement liés aux conditions hydro-climatiques qui seront détaillées par la suite (Fig. II.3) :

- Au Nord-Est de la baie s'étend une barrière littorale composée de plages sableuses et de dunes éoliennes. La direction des houles dominantes induit une dérive littorale Nord-Sud, participant à la construction de flèches sableuses progradantes qui isolent des lagunes tidales d'arrière barrière (Tessier *et al.*, 2006). Le Nord de cette frange littorale, en déficit sédimentaire, subit une érosion importante.
- La jonction de trois petits fleuves côtiers (la Sée, la Sélune et le Couesnon) dans le coin Est de la baie forme un vaste système estuarien sableux, exclusivement dominé par les courants de marée. L'évolution morpho-sédimentaire de cet environnement est conditionné par la dynamique de migration des chenaux tidaux.
- Le domaine occidental de la baie correspond à un fond de baie abrité des houles, dominé par des courants de marée giratoires et influencé par l'agitation. Il se caractérise par un vaste replat de marée de pente faible à modéré, présentant un gradient granulométrique croissant d'Ouest en Est : Mud flat dans la baie de Cancale, mixed flat entre les communes de Hirel et Cherrueix, et sand flat en bordure de zone estuarienne. L'estran supérieur est limité artificiellement par la digue de la Duchesse Anne de Bretagne, et bordé par des cheniers coquilliers orientés parallèlement à la côte. La présence de ces cheniers, outre les conditions hydrodynamiques, est très étroitement liée à l'histoire du remplissage holocène du fond de baie, représenté aujourd'hui par les marais de Dol (Fig. II.1).

II.1.2 Le remplissage holocène du fond de baie (Marais de Dol)

Bénéficiant d'une situation privilégiée au fond de la baie du Mont-Saint-Michel, le marais de Dol est une vaste extension de terrains holocènes, isolée du littoral actuel par une digue longue de 20 km, établie au XI^{ème} siècle sur un cordon littoral. Le schorre occupe actuellement une frange étroite contre cette digue. En bordure de schorre se développe une nouvelle barrière littorale faite d'une accumulation de cordons coquilliers.

Protégé par la digue Anne de Bretagne, le marais de Dol est formé par la juxtaposition de trois unités morphologiques qui s'étendent vers le Sud jusqu'au pied abrupt des reliefs schisteux et des massifs de granitoïdes (Fig. II.1) :

- un marais tourbeux, ou marais noir, borde la partie méridionale du marais de Dol ;
- un marais blanc, formé de sédiments marins intertidaux (tangues et sables fins), s'étend entre le marais noir et la digue de Bretagne ;
- d'anciens cordons littoraux (Grand Sillon, Sillon de la Fresnais), plus ou moins parallèles au trait de côte actuel, parcourent le marais blanc d'Est en Ouest.

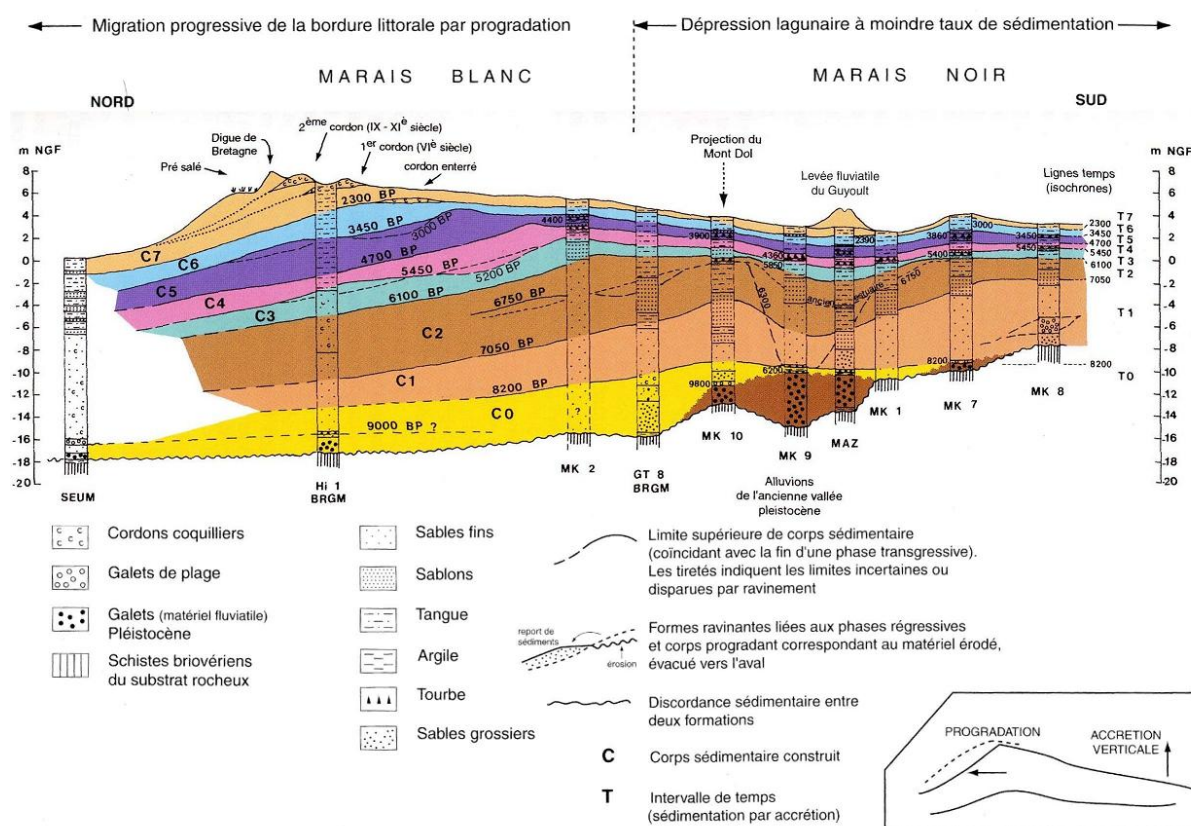


FIG. II.4 – Schéma de reconstitution des dépôts successifs du marais de Dol depuis 8 000 ans (L'Homer et al. (2002) in Bonnot-Courtois et al. (2002), d'après les données stratigraphiques de M.T. Morzadec-Kerfourn pour le marais Noir).

La large extension du marais de Dol (9 km au maximum), observable en surface, va de pair avec la préservation en profondeur d'une succession de dépôts relativement épaisse (jusqu'à 25 m). Abris des houles dominantes par la terminaison rocheuse du massif de Saint-Malo, et situé hors de la trajectoire des forts courants de marée, ce secteur du littoral s'est progressivement comblé sans qu'aucun processus intense ne vienne éroder les sédiments holocènes accumulés au fur et à mesure de l'élévation du niveau marin (transgression flandrienne).

Le remplissage sédimentaire du marais de Dol (Fig. II.4) a été reconstitué en grande partie grâce à l'étude de forages réalisés dans les années 1970 (Desdoigts, 1970; Delibrias et Morzadec-Kerfourn, 1975). C'est à partir de 8 200 ans BP que se constitue le prisme sédimentaire du marais de Dol, à la fois par progradation et par aggradation verticale. Dans un contexte globalement transgressif, le niveau marin est cependant affecté de phases de stabilisation et de petites régressions (Fig. II.2) :

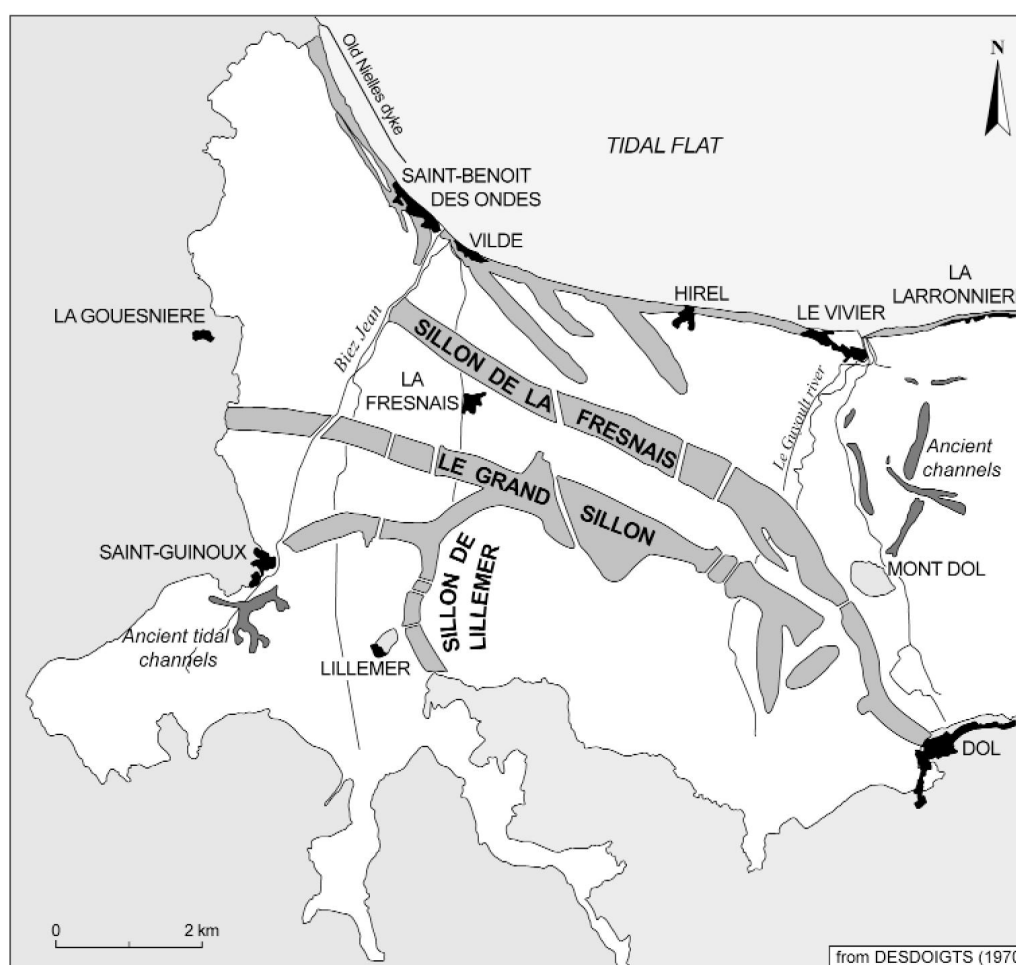


FIG. II.5 – Les anciennes barrières littorales du Marais de Dol (d'après Desdoigts (1970), dans Bonnot-Courtois et al. (2004)).

A la fin du Pleistocène, vers 8 200 ans BP, le substratum du marais de Dol, constitué de schistes briovériens très altérés, est recouvert par des dépôts péri-glaciaires (heads) et par des dépôts fluviatiles (sables et graviers). Dans les vallées les plus profondes, la sédimentation conduit au dépôt d'argiles grises très riches en matière organique.

Après 8 200 ans BP, la transgression holocène débute, et la mer envahit la baie jusqu'au pied des reliefs schisteux. Des sables se mettent d'abord en place, puis la sédimentation intertidale devient plus fine. La tange succède au sable. Jusqu'à 6 000 ans BP, la remontée du niveau marin est rapide (Fig. II.2), comme l'atteste les fortes épaisseurs d'accrétion.

De 5 900 à 5 000 ans BP, un important ralentissement de la transgression entraîne un déplacement de la ligne de rivage vers le mer (au Nord). Les schorres progradent également, associés à une accumulation de sédiment au niveau du haut estran. Ils laissent derrière eux des marais et des tourbières.

Une accélération de la transgression se produit à partir de 5 000 ans BP (Fig. II.2). La mer recouvre les schorres et les marais, redonnant une forte influence marine. Entre 4 000 et 3 400 ans BP, la transgression marque un net fléchissement. Les marais maritimes et le schorre se déplacent un peu plus vers la mer (au Nord), laissant place à de nouvelles tourbières. La progradation du prisme littoral devient forte devant l'accrétion verticale (Fig. II.4).

De 3 400 à 3 000 ans BP, une nouvelle impulsion transgressive se traduit par la mise en place d'une barrière littorale, le Grand Sillon (Fig. II.5 - Morzadec-Kerfourn et Meury (1995)). Elle est composée d'un sable coquillier grossier bien trié (*Cardium edule* en abondance). Sa mise en place est accompagnée d'érosion : la base du dépôt renferme des galets d'argile arrachés au niveau tourbeux inférieur (Delibrias et Morzadec-Kerfourn, 1975).

Vers 2 000 ans BP, après une période de relative stabilité, les oscillations du niveau marin deviennent plus rapprochées et plus faibles. Une nouvelle barrière littorale coquillière, le Sillon de la Fresnais, se met en place à près d'un kilomètre devant le Grand Sillon (Morzadec-Kerfourn et Meury, 1995).

Au XI^{ème} siècle, l'évolution du marais de Dol est figée par la construction de la digue de la Duchesse Anne sur une nouvelle succession de cordons coquilliers fossiles datés du VI^{ème} et du IX^{ème} siècle. Aujourd'hui, la progradation du système continue avec la mise en place d'une nouvelle barrière littorale 200 mètres au large de la digue.

Le marais de Dol, dans sa phase terminale de remplissage (à partir de 4 000 ans BP), est composé d'unités progradantes de sédiments fins (tange sur le haut estran et argiles organiques dans les marais littoraux), où viennent s'ancrer périodiquement des barrières littorales grossières bioclastiques. Les épisodes de progradation sont favorisés par des périodes de stabilité du niveau marin, alors que les cordons littoraux se structurent à la fin de petites impulsions transgressives. Cette configuration correspond à la définition de cheniers donnée par Otvos et Price (1979).

II.1.3 Contexte hydrodynamique

Les principaux forçages hydrodynamiques en baie du Mont-Saint-Michel sont décrits, en insistant sur les conséquences des agents météorologiques et marins sur la dynamique des cheniers du site de Vildé-Hirel.

a) La marée

La baie du Mont-Saint-Michel est réputée pour ses marées d'une amplitude extrême, atteignant 12,6 m en vive-eau moyenne et jusqu'à 16 m aux équinoxes (Ehrhold, 1999), découvrant ainsi plus de 200 km² d'estran à chaque marée. En pénétrant dans la Manche, l'onde de marée est amplifiée vers l'Est et réfléchi par la presqu'île du Cotentin, provoquant un effet de stationnarité qui accroît fortement l'amplitude de la marée.

On distingue dans la baie deux types de courants (Fig. II.6) :

- les courants alternatifs de direction Nord-Ouest / Sud-Est qui agissent du large à la côte, dans l'axe de l'estuaire.
- les courants de type giratoire qui apparaissent près des côtes, dans la partie occidentale de la baie. Ils sont moins puissants que les courants alternatifs.

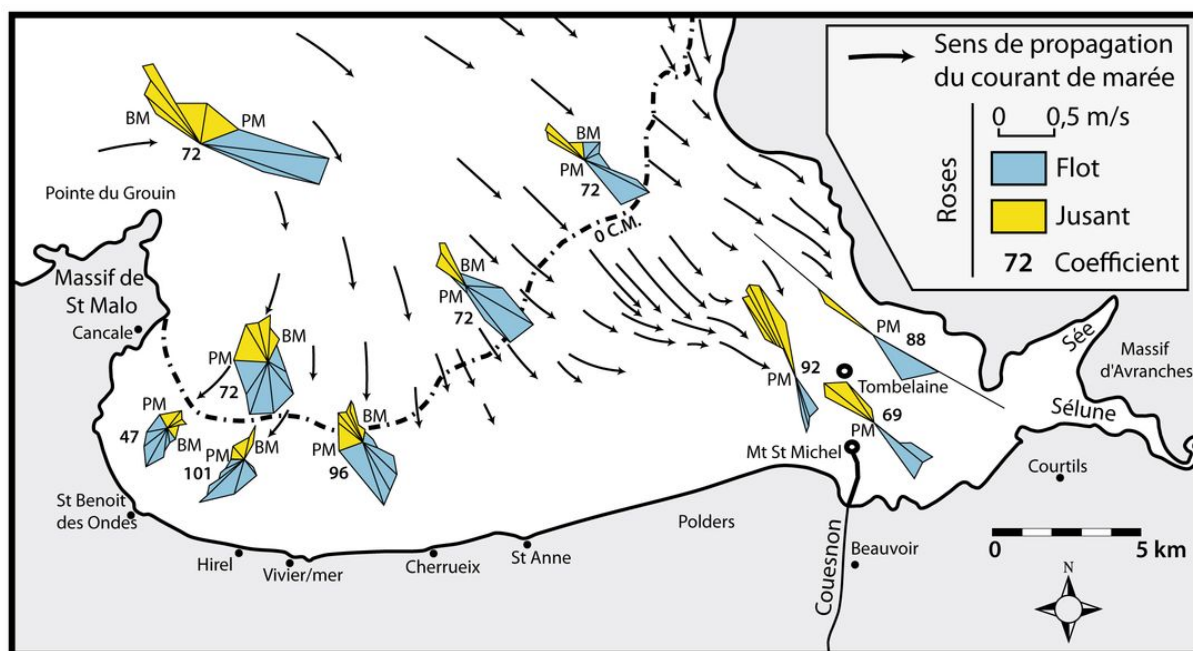


FIG. II.6 – Trajectoire, intensité et orientation des courants de marée en baie du Mont-Saint-Michel. Les trajectoires correspondent aux courants de flot 3 heures après la basse mer par coefficient de 102. Les roses de courant sont issues principalement d'études réalisées dans la baie par EDF (1953) et le LCHF (1978). Modifié d'après L'Homer et al. (1999) et Bonnot-Courtois et al. (2002).

L’onde de marée en baie du Mont-Saint-Michel est asymétrique : le flot est plus court et plus puissant que le jusant, et les vitesses maximales sont enregistrées au milieu du flot et du jusant.

La marée joue un rôle crucial dans la structuration et la migration des cordons coquilliers, non pas par ses courants (giratoires dans cette zone) qui sont trop faibles pour permettre un remaniement sédimentaire efficace, mais par la hauteur d’eau qui va permettre le déferlement des vagues et le swash sur ces corps sédimentaires. N’oublions pas que la hauteur d’eau fluctue également sous l’action de la pression atmosphérique. Ainsi, lors des passages des grosses dépressions d’hiver, des surcotes de l’ordre de 0,5 à 1 mètre peuvent être enregistrées (Ehrhold, 1999). Ce phénomène a son importance puisque c’est la conjonction de ces surcotes avec des marées de vive-eau qui pourra submerger les cordons situés sur l’estran supérieur et en bordure des schorres.

Les hauteurs d’eau associées à la marée sont souvent exprimées en mètres par rapport au zéro hydrographique (zéro des cartes marines - CM). Cette référence est proche du niveau théorique des plus basses mers astronomiques. Les données relatives à la topographie de l’estran sont quant à elles référencées par rapport au zéro IGN 69 (réseau de nivellement terrestre officiel en France). En baie du Mont-Saint-Michel, le zéro IGN 69 est situé 6,74 mètres au dessus du zéro hydrographique (Fig. II.7), d’après la synthèse des concordances altimétriques de Marguerit (2004).

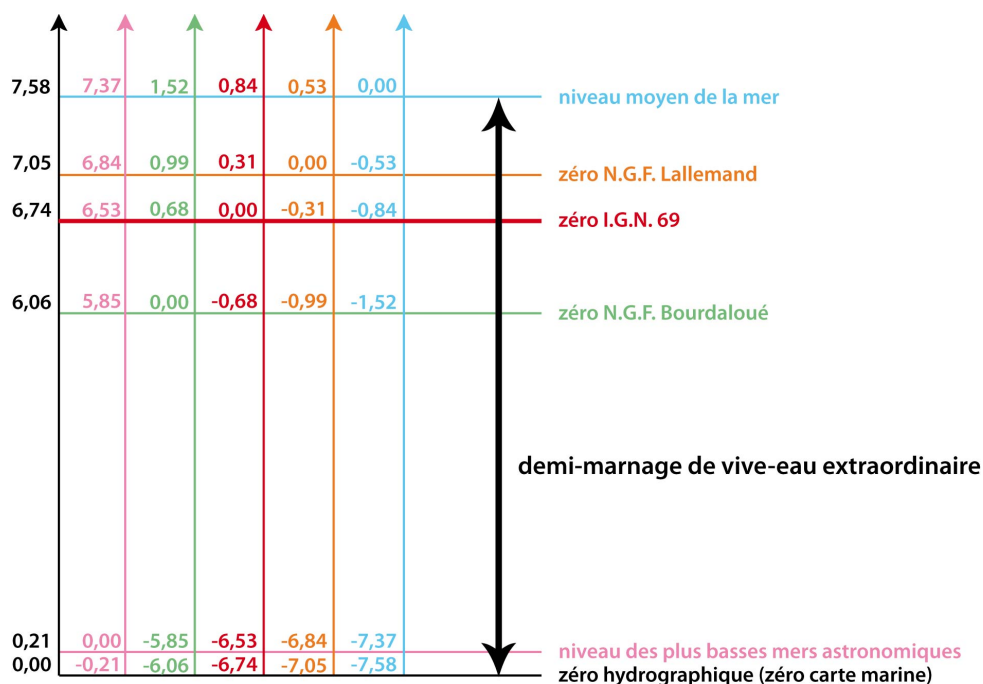


FIG. II.7 – Concordances altimétriques en baie du Mont-Saint-Michel (modifié d’après Marguerit (2004)).

b) Régime des vents

Le régime des vents dans la région de la baie du Mont-Saint-Michel est étudié à partir des données brutes de la station Météo France de Dinard sur une période de 50 ans (1950-1999). Les données enregistrées à la station sont des vitesses maximales ressentie sur 10 min et leur direction associée, sur une période de trois heures. Une moyenne journalière est réalisée sur ces enregistrements. Le vent est un facteur d'agitation non négligeable dans le secteur occidental de la baie relativement abritée des houles du large, principalement lors des tempêtes hivernales. En effet, des vents de secteur Sud à Sud-Ouest dominant en

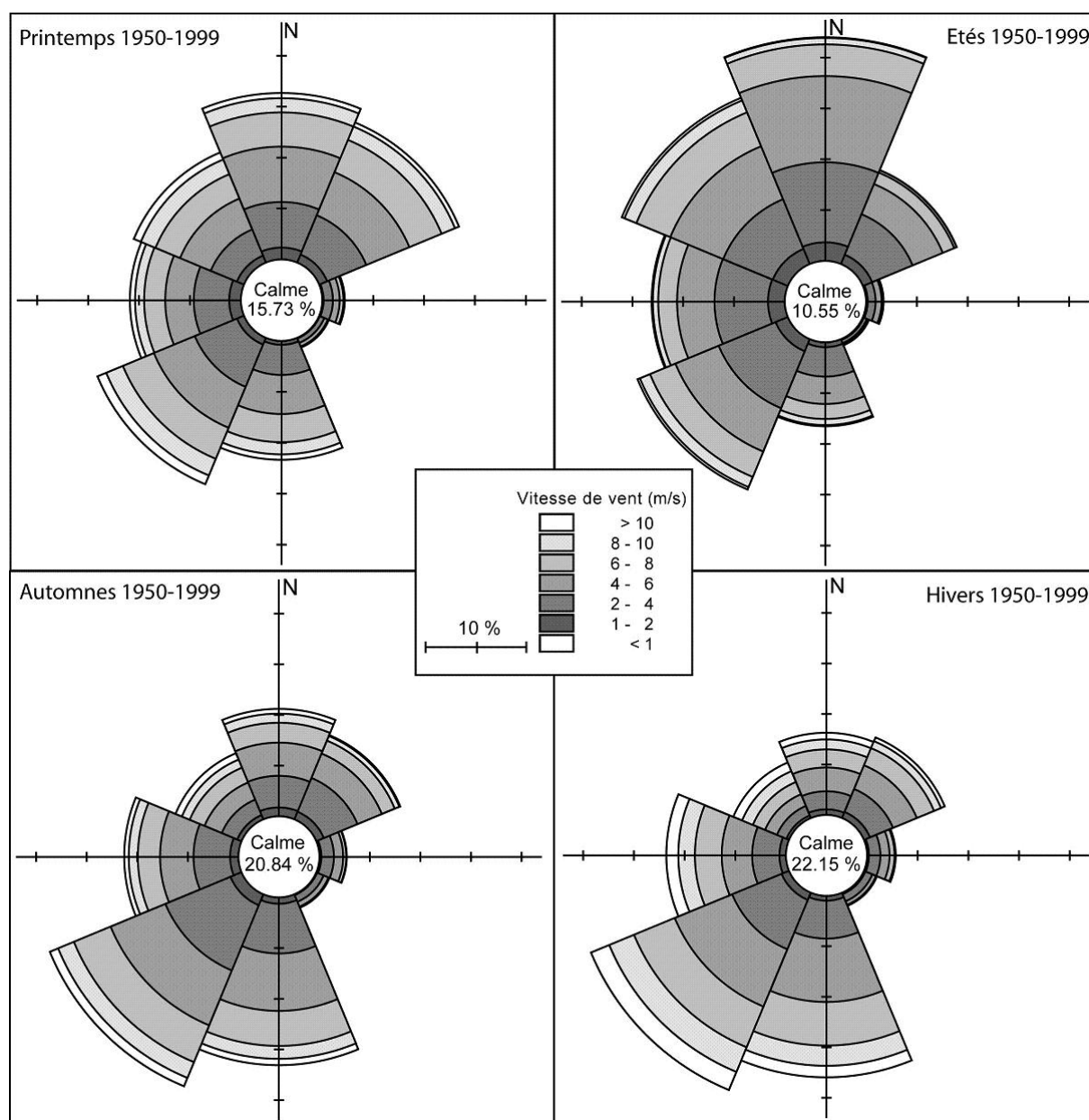


FIG. II.8 – Rosace des secteurs de vent à Dinard pour les quatre saisons (Données brutes : Météo France 1950-1999 - source C. Bonnot-Courtois).

automne et en hiver, avec une proportion relativement importante de vitesses moyennes journalières supérieures à 10 m.s^{-1} (c.f. Fig. II.8). Pendant le printemps et l'été les secteurs de provenance s'inversent puisque les vents du Nord prennent le relais des vents de secteur Sud. Les coups de vent sont moins fréquents qu'en hiver, même si moins de jours de calme sont enregistrés. Au printemps, des vents de secteur Nord-Ouest apparaissent. On peut s'attendre à ce que cette direction génère des vagues courtes et efficaces en baie de Cancale (Ehrhold, 1999).

Des enregistrements tri-horaires sont extraits le nombre de tempêtes par an sur la période 1950-2005, en conjonction avec des coefficients de marée supérieurs à 90 (Fig. II.9). En effet, il faut que les bancs soient atteints par les pleines mers de vive-eau pour qu'une agitation dans la baie ait un impact sur la dynamique des cheniers de haut estran. Une tempête ou coup de vent est définie lorsque les vents moyens journaliers sont supérieurs à 5 m.s^{-1} . Les vents de secteur Nord-Est à Nord-Ouest sont les plus efficaces pour générer une forte agitation dans la baie. Ils sont différenciés des tempêtes de tous secteurs confondus.

Le nombre de tempêtes augmente sur la période 1950-2000. Si les coups de vent de secteur NE-NO sont au nombre de 2 à 8 par an avant les années 1970, il dépasse régulièrement

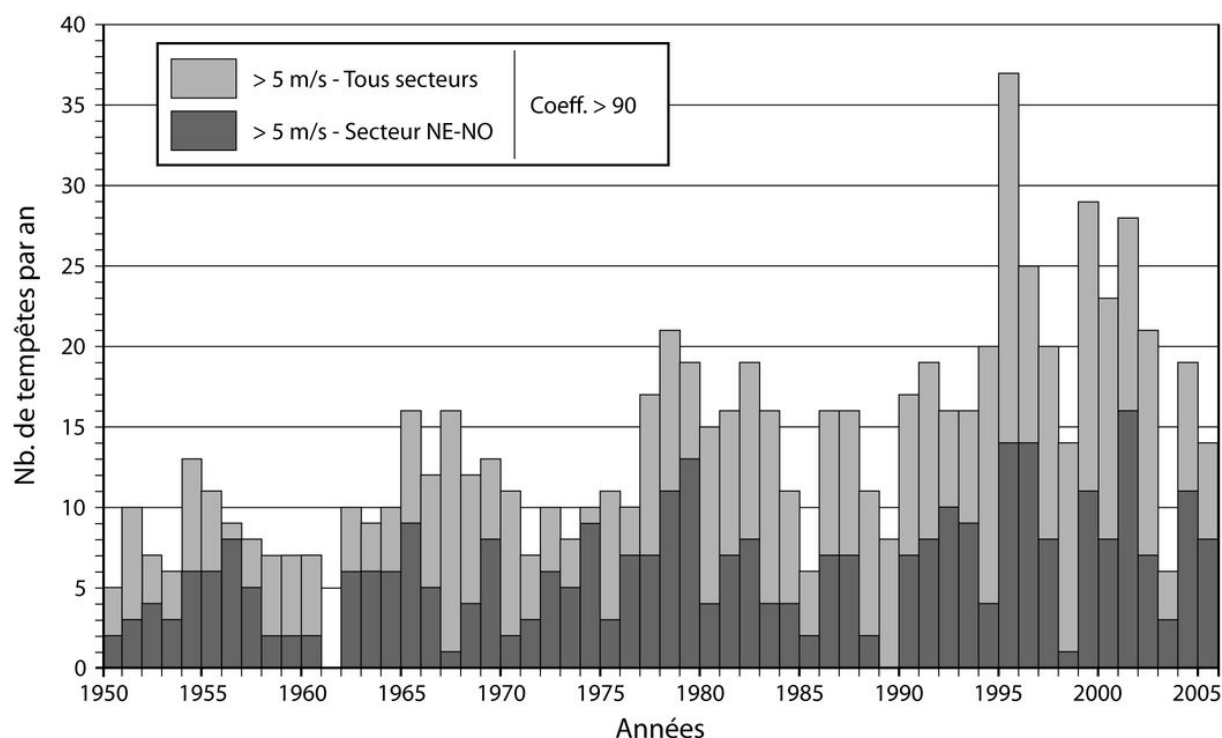


FIG. II.9 – Nombre de tempêtes par an lors d'un coefficient supérieur à 90 sur la période 1950-2005. Une tempête est définie lorsque les vents moyens journaliers sont supérieurs à 5 m/s . Les vents moyens sont calculés à partir d'enregistrements tri-horaires à Dinard. Les vents de secteur Nord-Est à Nord-Ouest, d'avantage générateurs d'agitation dans la baie, sont différenciés de la totalité.

les 10 tempêtes par an à partir des années 1980. Le signal semble montrer une rythmicité avec des périodes plus riches en tempêtes (1954-1957, 1965-1969, 1977-1980, 1995-1996 et 1999-2002), intercalées entre des épisodes plus calmes. Cette périodicité est sans doute liée à la conjonction d'épisodes de NAO positive (voir encadré) et de périodes de plus forte amplitude des marées. Si la corrélation du nombre de tempêtes aux indices NAO n'est pas évidente à l'échelle de quelques années (4-5 ans), il est clair que l'augmentation du nombre de tempêtes sur la période 1950-2000 est liée au passage global du mode NAO- au mode NAO+ après les années 1970, et à une augmentation de l'indice jusqu'à la fin des années 1990.

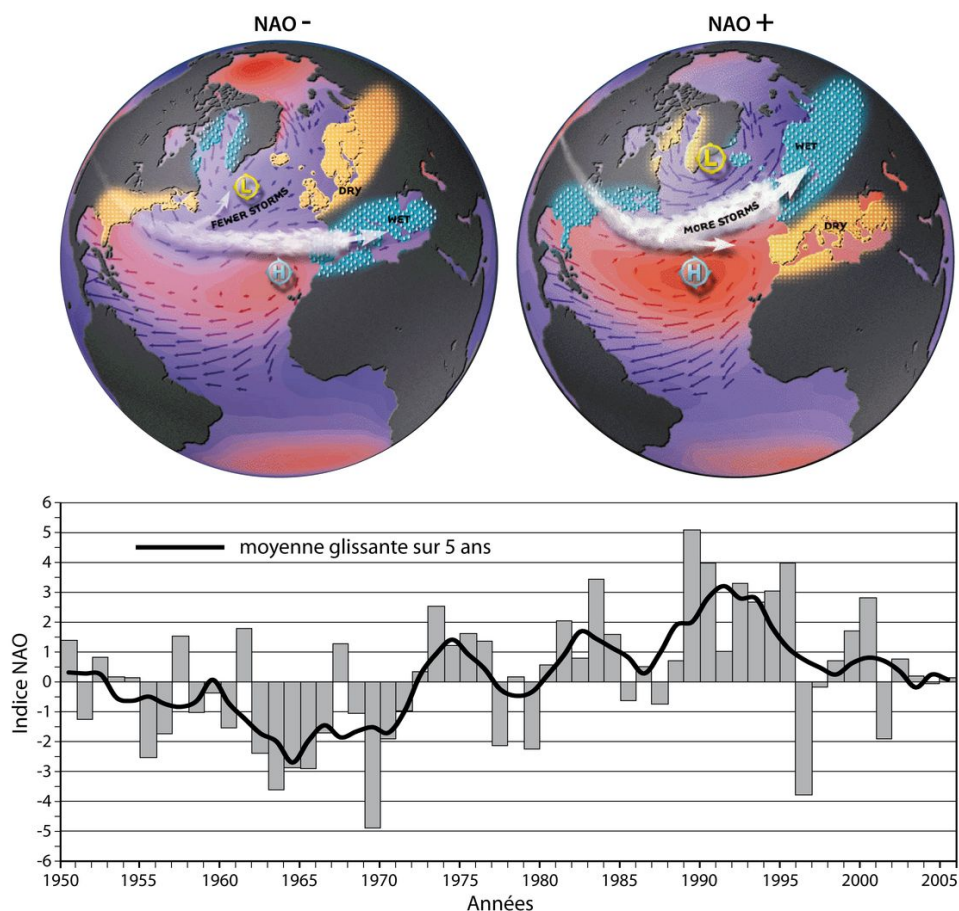
Si de forts vents en baie du Mont-Saint-Michel créent une mer agitée et hachée, le passage de dépressions au large des côtes engendre de petites houles résiduelles qui peuvent être tout aussi efficaces que le fort clapot pour le remaniement sédimentaire et la construction des cheniers. Des vagues trop grosses à l'inverse devraient avoir un effet d'avantage destructurant sur les bancs coquilliers.

L'oscillation Nord Atlantique (NAO)

L'Oscillation Nord Atlantique (NAO) est le mode dominant de variabilité climatique inter-annuelle à multi-décennale pour le Nord-Ouest de l'Europe (Hurrell *et al.*, 2001). Elle est une expression régionale de l'oscillation arctique, caractérisée par un balancier de pression atmosphérique entre le pôle et les moyennes latitudes au niveau de l'Atlantique et du Pacifique (Thompson et Wallace, 1998). La NAO lie l'intensité de la dépression d'Islande à la force et à l'extension de l'anticyclone des Açores (Hurrell *et al.*, 2001). Elle joue un rôle majeur dans la distribution des températures de surface, des précipitations, et de l'intensité et la fréquence des vents d'Ouest.

L'indice de la NAO est défini à partir de la différence de pression atmosphérique au niveau de la mer entre Lisbonne (Portugal) et Reykjavik (Islande). Lorsque l'indice est positif, la différence de pression entre l'Islande et les Açores est plus importante que la normale. Ce renforcement du gradient de pression amplifie les vents d'ouest et les tempêtes sur le Nord de l'Europe. Les étés sont moins chauds et les hivers plus doux. Lorsque l'indice est négatif, la différence de pression est réduite. Les vents d'Ouest sont très affaiblis, et les masses d'air froid arrivent de Sibérie. Les hivers sont rigoureux, et les étés très chauds.

Sur la chronique 1950-2006 des indices NAO, on observe une oscillation d'une période allant de 3 à 5 ans. Sur le plus long terme, une franche tendance croissante se dessine des années 1960 à la fin des années 1990.



c) Régime des houles et agitation dans la baie

Le régime de houle dans la région de la baie du Mont-Saint-Michel est étudié à partir d'enregistrements par la bouée du CETMEF "Les Minquiers 2" ($48^{\circ}53,55'N$ / $02^{\circ}26,58'W$, 38 m de profondeur) sur deux ans (1998-1999). Les données regroupent entre autres la hauteur significative (hauteur moyenne du plus grand tiers des houles enregistrées) et la période du pic (période correspondant au maximum de densité spectrale de la série) calculées sur des enregistrements de 6 heures. Il apparaît que la houle dominante est de secteur Ouest et Nord-Ouest (c.f. Fig.II.10), avec une période de pic moyenne de 10 s. Les grosses houles sont plus fréquemment de secteur Nord-Ouest avec des hauteurs significatives pouvant dépasser les 3 mètres.

En pénétrant dans la baie, la houle est réfractée et perd de l'énergie. Un plan de propagation de houle a été simulée sur le logiciel Fudaa-Vag (Gomi *et al.*, 2000) du CETMEF afin d'obtenir des ordres de grandeur de la direction d'approche et de la modification de la longueur d'onde et de la hauteur de houle proche de la zone d'étude (Vildé-la-Marine). Pour une houle de secteur Nord-Ouest et d'une période de 10 s au large de Cancale, sa propagation jusqu'au fond de baie entraînerait une diminution de son amplitude de moitié et un raccourcissement de sa longueur d'onde (environ 60 mètres). Toutefois, ces résultats doivent être pris comme une estimation, car le code de calcul pose un certain nombre d'hypothèses simplificatrices : une houle de Stokes de 1er ordre, une amplitude de houle faible devant la hauteur d'eau, des variations bathymétriques douces et une diffraction négligée. Encore une fois, la génération de vagues de courte longueur d'onde par la friction du vent dans la baie est un facteur dominant qui n'est pas pris en compte.

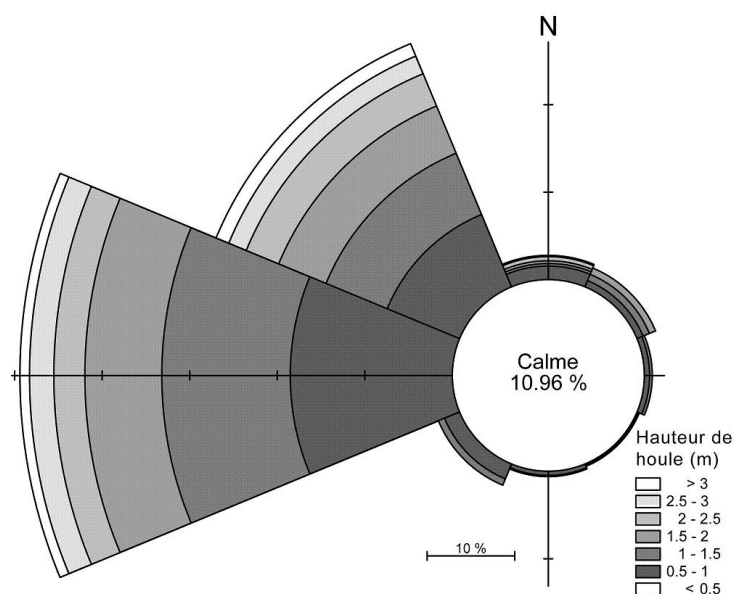


FIG. II.10 – Rose de provenance des houles à la bouée Les Minquiers 2 au large de Cancale ($48^{\circ}53,55'N$ / $02^{\circ}26,58'W$, 38m de profondeur) pour la période 1998-1999 (données CETMEF).

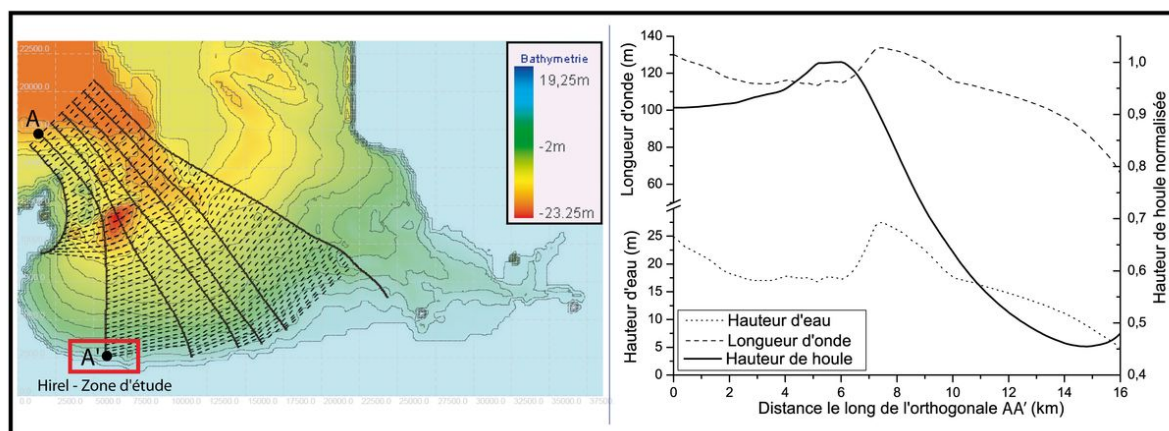


FIG. II.11 – Plan de propagation de la houle dans le fond de baie à partir d'une ligne génératrice de période 10 s et de secteur Nord-Ouest et évolution de la hauteur de houle, hauteur d'eau et longueur d'onde le long de l'orthogonale AA' (logiciel Fudaa-Vag 1.05 ©CETMEF 2001).

Afin de quantifier plus finement l'agitation proche des cheniers étudiés, un ADV (Acoustic Doppler Velocimetre) a été implanté le temps de deux marées hautes de vive-eau¹ à une vingtaine de mètres au large du pied d'un banc.

L'ADV est programmé à terre pour un enregistrement en continu à 64 Hz les données suivantes :

- Les fluctuations de pression, qui sont directement converties en hauteurs d'eau en mètres ;
- les vitesses d'écoulement sur trois composantes. Les vitesses enregistrées par chaque faisceau sont projetées automatiquement sur un repère orthonormé ;
- l'amplitude de l'écho pour chaque faisceau ;
- le rapport signal sur bruit pour chaque faisceau, exprimé en dB ;
- la corrélation de chaque faisceau exprimé en %.

Nous ne présenterons que les données de pression qui serviront à caractériser les hauteurs et périodes de houle juste avant leur déferlement au pied des cheniers.

L'ADV est en position horizontale afin de placer le capteur de pression assez proche du fond (20 cm). Il est fixé sur un trépied construit à partir de barres en acier enfoncées dans le sable sur une hauteur d'un mètre. Ainsi, la structure est solide et les vibrations lors du passage des vagues est limitée.

L'ADV enregistre donc en continu les fluctuations de pression sur chaque marée haute pendant la submersion de la plage. Afin de réduire la taille des fichiers et de faciliter le trai-

¹Mercredi 11 et jeudi 12 Mars 2009, par coefficients de 108 et 106 respectivement.

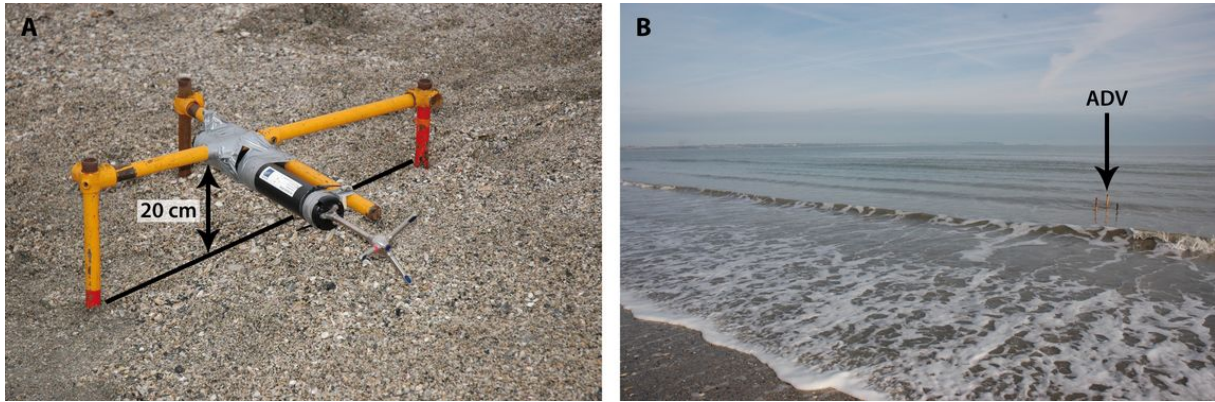


FIG. II.12 – *ADV mesurant l'agitation au pied des cheniers. A- L'ADV et sa structure d'ancrage sur le bas de plage d'un chenier. B- L'ADV submergé en acquisition.*

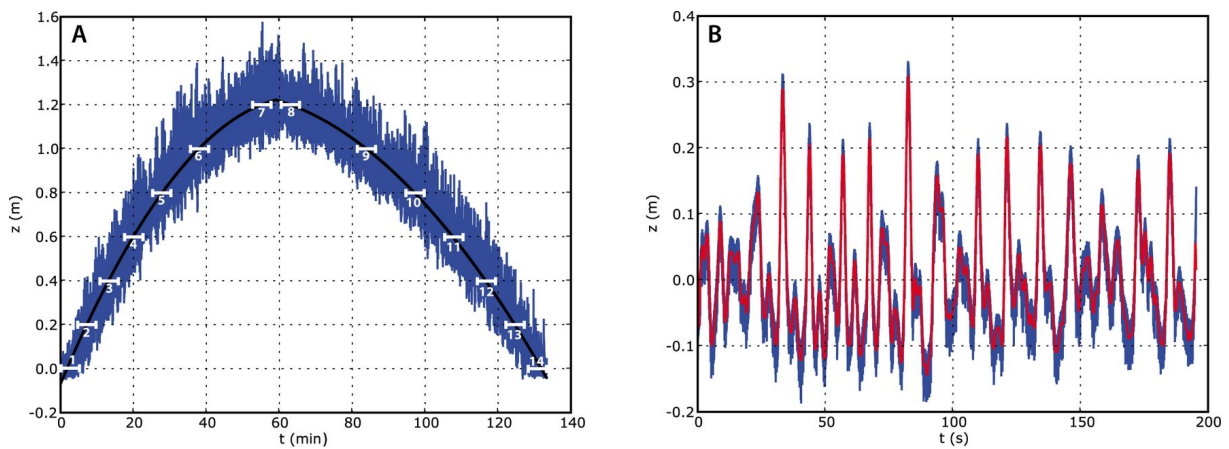


FIG. II.13 – *Enregistrement des fluctuations de hauteur d'eau au pied d'un chenier au cours d'un cycle de marée de vive-eau. A - Enregistrement sur toute la durée de submersion, et découpage en bursts de 3 minutes, espacés le temps d'une élévation du niveau d'eau de 20 cm. B - Portion d'enregistrement (burst 7) redressé du signal du marée, et filtré à 1 Hz.*

tement des données, l'enregistrement continu est découpé en burst d'environ 3 minutes. Les bursts sont séparés entre eux d'une durée équivalente à une élévation de la hauteur d'eau de 20cm. Ainsi pourront être comparées les caractéristiques hydrodynamiques à différents stades de la marée. Afin d'extraire les caractéristiques de la houle, chaque burst est redressé en éliminant le signal de marée. Sur 3 minutes, l'élévation du plan d'eau liée à la marée peut être approximée par une fonction linéaire. Un filtre passe-bas à 1 Hz est appliqué sur les séries temporelles afin d'éliminer le bruit et les fluctuations hautes fréquences qui gênent l'extraction des vagues.

Pour chaque burst, le signal est filtré à 1 Hz pour éliminer le bruit et les fluctuations hautes fréquences, puis les vagues sont identifiées par la méthode du *zero down-crossing* : La valeur moyenne de hauteur d'eau est calculée sur la durée du burst, puis soustraite aux valeurs instantanées. Ensuite, la méthode consiste à repérer les points où la hauteur

TAB. II.1 – *Caractéristiques des houles mesurées au pied des cheniers.*

		H_s [m]	H_{max} [m]	T_{p1} [s]	T_{p2} [s]
11/03/2009	Flot	0.28	0.39	11.96	3.75
(marée du soir)	Jusant	0.25	0.34	12.86	4.87
12/03/2009	Flot	0.26	0.36	11.41	4.18
(marée du matin)	Jusant	0.28	0.36	12.93	5.71

d'eau passe par zéro en descendant (d'où le down-crossing). Ainsi, il est possible d'extraire le nombre de vagues sur la série temporelle et de les décrire de manière statistique. La hauteur significative des vagues est ainsi calculée pour chaque burst. Les deux périodes de pic dominantes sont déterminées à partir de la transformée de Fourier du signal filtré.

Les caractéristiques de la houle (hauteurs significatives et périodes de pic) sont données moyennées pour le flot et le jusant des deux marées enregistrées (Tableau II.1). Les vagues atteignant le pied des cheniers lors de la campagne de mesure présentent une hauteur significative de l'ordre 0,25 m, pour des hauteurs maximales de l'ordre de 0,35 m. Les périodes de pic sont de l'ordre de 12 et 4,5 s. Ces valeurs sont faibles, mais les observations sur le terrain ont montré qu'elles étaient suffisantes pour remanier et transporter le sédiment grossier composant les cheniers.

Les enregistrements de houle aux Minquiers (au large de Cancale) pour le mois de Mars permettent d'obtenir les hauteurs et périodes de vagues au large pour les deux jours de campagne. Le 11 et 12 Mars, des hauteurs moyennes autour de 1 mètre sont enregistrées, avec une période de pic autour de 10 s. Ces deux jours succèdent à la tempête du 9 Mars, où des houles de plus de 3,5 mètres ont sévi au large. Les vagues observées les deux jours de campagne correspondent sûrement à une houle résiduelle de la tempête. En pénétrant dans la baie, les frottements sur le fond provoquent un amortissement de la houle de 75 % (dans ces conditions), valeur supérieure à celle obtenue par la modélisation avec le logiciel Fudaa-Vag (50 %).

Le secteur de Vildé-Hirel, dans le fond de baie, bénéficie d'un contexte hydrodynamique relativement calme. La marée, dont les courants giratoires sont faibles dans cette zone, porte les houles résiduelles et le clapot généré par les vents de secteur Nord-Ouest jusqu'en haut de l'estran. Du fait des faibles profondeurs, les houles sont fortement dissipées et les vagues arrivant jusqu'au pied des cheniers ont des amplitudes creux à crête généralement inférieures au mètre.

II.2 Les cheniers du fond de baie

Le haut estran occidental de la baie du Mont-Saint-Michel est caractérisé par la présence de nombreux et volumineux bancs coquilliers, alignés parallèlement à la digue qui marque le trait de côte. Le déplacement et l'évolution morphologique de ces bancs coquilliers ont été étudiés à partir de missions photo-aériennes successives, de levés topographiques sur le terrain et d'une mission aéroportée Lidar en 2002 (Bonnot-Courtois *et al.*, 2004). Les bancs coquilliers se concentrent essentiellement sur quatre secteurs, respectivement d'Est en Ouest : La Chapelle Sainte-Anne, Cherrueix, Vildé-Hirel et Saint-Benoît-des-Ondes. Nous nous focaliserons sur les cheniers de Vildé-Hirel qui est choisi comme le site d'étude de cette thèse.

Les caractéristiques morphologiques et la dynamique récente du haut estran de Vildé-Hirel sont décrites à partir de photographies aériennes. L'analyse du relevé topographique Lidar permet d'appréhender le phénomène de submersion tidale, et les temps caractéristiques d'action des agents hydrodynamiques sur les cheniers et la partie supérieure de l'estran.

II.2.1 Morphologie des cheniers et bancs coquilliers

Selon leur position sur l'estran et leur topographie, trois types morphologiques de bancs peuvent être distingués, du moyen estran à la digue (Bonnot-Courtois *et al.*, 2004) :

- Les bancs sableux d'estran (Fig. II.14-A), de faible épaisseur (en moyenne 45 cm), mais de grande extension spatiale (longueur moyenne = 425 m, largeur moyenne = 50 m), sont localisés dans la partie moyenne et supérieure de la slikke. Ils sont constitués de sable avec quelques coquilles entières.
- Les bancs de haute slikke (Fig. II.14-B), de morphologie dissymétrique et épais (en moyenne 1,30 m), et d'assez grande extension spatiale (longueur moyenne = 290 m, largeur moyenne = 35 m). Ils se rencontrent sur le haut estran, souvent en bordure de schorre, et isolent généralement en arrière d'eux une dépression lagunaire où se déposent des vases fines. Ces bancs sont constitués d'un mélange de coquilles et de sable bioclastique grossier.
- Les bancs de schorre (Fig. II.14-C), de morphologie dissymétrique et d'épaisseur variable (30 à 80 cm) mais peu étendus (longueur = 160 m, largeur = 40 m). Situés de quelques dizaines à une centaine de mètres de la digue, ils sont partiellement recouverts de schorre. Ils sont composés de coquilles entières et brisées, partiellement indurés par de la vase qui s'est infiltrée dans la porosité.

Seuls les bancs développés en bordure ou dans le schorre sont qualifiés de cheniers. Ainsi, les bancs sableux d'estran n'entrent pas dans cette terminologie. Ils représentent simplement un apport sédimentaire pour les cheniers de haute slikke. Les cheniers se forment et évoluent sur un large estran silto-vaseux, dont la pente est de l'ordre de 1 %. Ils sont essentiellement composés de sédiment bioclastique grossier, coquilles entières et débris d'espèces intertidales variées (*Cerastoderma*, *Anomia*, *Macoma*, *Mactra*, *Scrobicularia*, ...). Les installations mytillicoles et conchylicoles sur le bas estran représentent un apport bioclastique non négligeable, et influent dans une certaine mesure sur l'hydrodynamisme du fond de baie (Kervella, 2010).

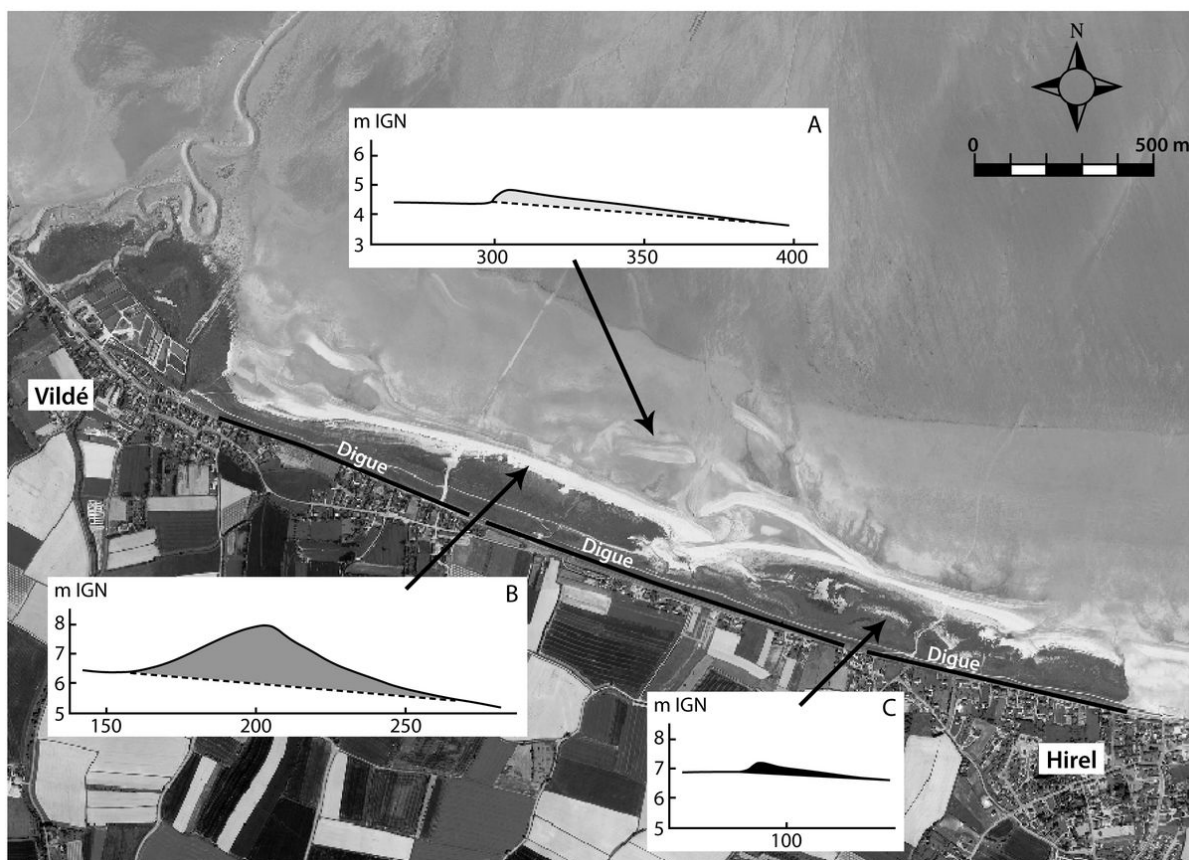


FIG. II.14 – Caractéristiques morphologiques des bancs coquilliers (d'après Bonnot-Courtois et al. (2004)). Les altitudes sont exprimées en mètres IGN, et les distances horizontales correspondent à la distance à la digue.

II.2.2 Topographie de l'estran et altitude des cheniers

Un relevé topographique par Lidar² aéroporté effectué en septembre 2002 fournit une bonne illustration de la morphologie générale du replat de marée et des cheniers (Fig. II.15). Avec une résolution horizontale d'un mètre et une précision d'une dizaine de centimètres sur la verticale, les altitudes précises des bancs sur l'estran peuvent être quantifiées. Cette information est cruciale pour l'étude de la dynamique des cheniers de haut estran, car elle détermine les possibilités de submersion tidale pour un coefficient de marée donné. La submersion des bancs permet aux houles de déferler sur les bancs et de remanier le sédiment.

L'estran présente une pente relativement douce qui s'accroît à l'approche des cheniers de haute slikke (entre 0,5 et 1 %). Les bancs sableux de moyen estran s'individualisent entre + 3 m et + 5 m IGN. Ils sont larges (environ 50 m), mais de faible extension latérale (100 à 200 m).

Le chenier en bordure de schorre s'étend sur plus d'un kilomètre. Sa base se situe entre 6 m et 6,5 m IGN, et sa crête s'élève entre 7,5 m et 8,5 m IGN. Cette barrière littorale est parfois interrompue par des brèches ou des chenaux de vidange du schorre, abaissant largement son altitude.

En arrière du chenier, le schorre représente une vaste dépression avec une altitude s'étalant entre 6 et 7 m IGN. On distingue parfaitement dans le modelé topographique les bancs de schorre. De faible extension spatiale, ils s'élèvent entre 7 m et 7,5 m IGN. Sous la digue route se dessine un autre chenier beaucoup plus massif que les bancs de schorre, avec des dimensions semblables au grand chenier de haute slikke. En arrière de celui-ci, les terrains du marais de Dol s'affaissent graduellement jusqu'à 6 m IGN.

²Light Detection And Ranging

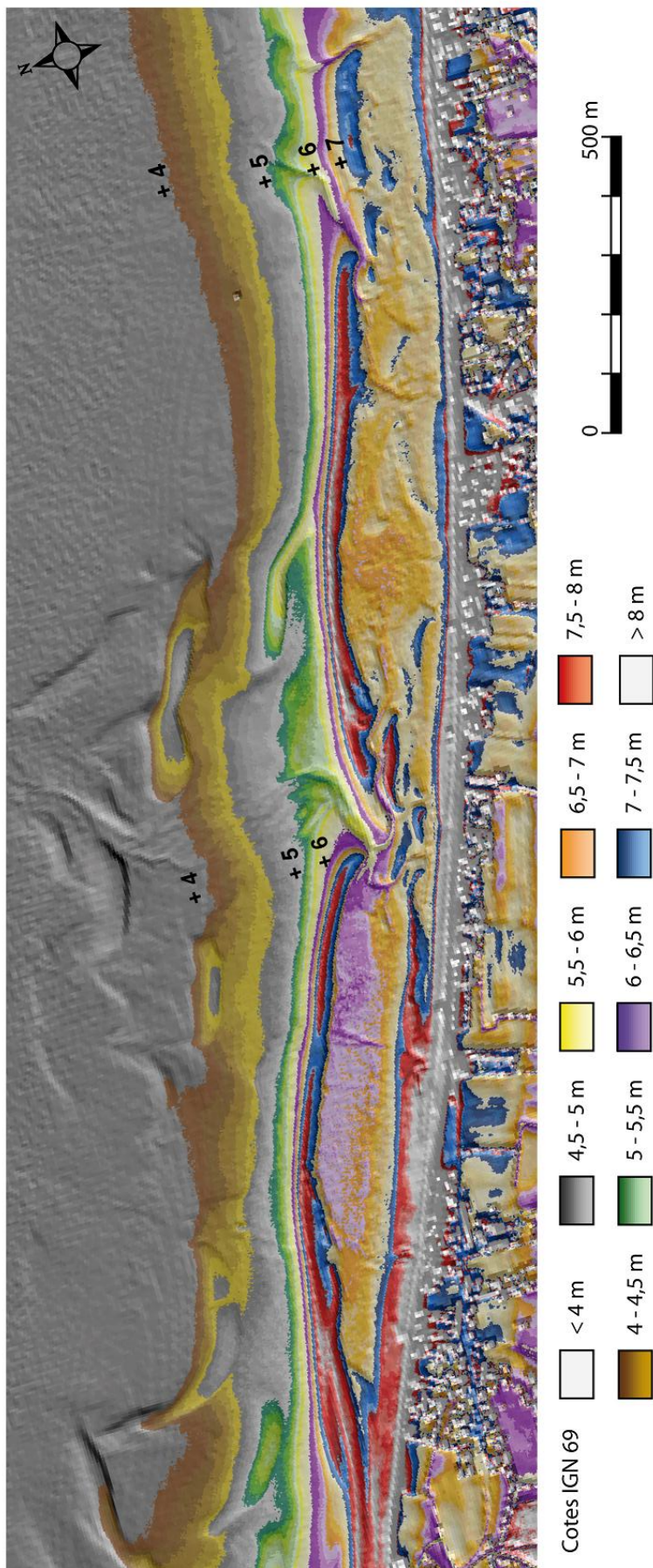


FIG. II.15 – Relevé altimétrique de la zone d'étude par laser aéroporté (Lidar), mission 2002 (source C. Bonnot-Courtois). Les altitudes sont exprimées en mètres dans le référentiel IGN 69. Les distances sont projetées suivant le référentiel Lambert 93. La résolution est de 1 m sur l'horizontale, et de 10 cm en vertical. Version au format A3 dans le livret en annexe.

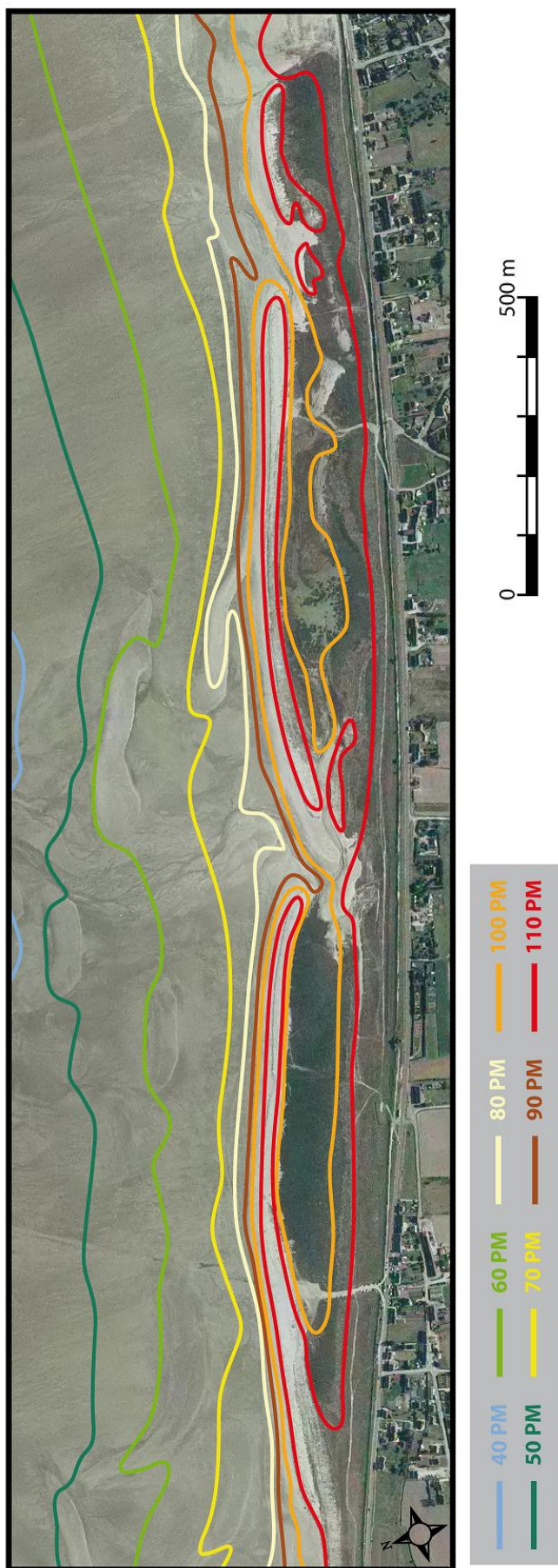


FIG. II.16 – Niveaux de submersion du site d'étude à pleine mer pour différents coefficients de marée (source C. Bonnot-Courtois). Ces niveaux sont extraits du relevé Lidar 2002 après conversion des coefficients de marée en hauteur d'eau à pleine mer. Les courbes sont superposées à l'orthophotographie 2002 de l'IGN. Version au format A3 dans le livret en annexe.

II.2.3 Niveaux d'eau et temps de submersion des cheniers de haut estran

Connaissant précisément les altitudes des cheniers et bancs sableux du littoral de Vildé-Hirel (Fig. II.15), il est possible d'obtenir les niveaux d'eau atteints par la marée en fonction des coefficients.

Sur la figure II.16 sont superposés à l'ortho-littorale 2002 de l'IGN les niveaux de submersion pour des coefficients s'échelonnant entre 40 et 110. Tous les bancs sableux de moyen estran sont submergés à partir d'un coefficient 70. En revanche, l'eau n'inonde les schorres par les chenaux de vidange qu'au-delà d'un coefficient de 90. Les cheniers de haute slikke ne sont jamais totalement submergés par un niveau d'eau statique. Le niveau de submersion de coefficient 110 s'enroule autour de la crête de la barrière littorale.

Les niveaux moyens des pleines mers ont été calculés par année, sur la période 1950-2005 (Fig. II.17), pour toutes les pleines mers et pour les pleines mers supérieures à un coefficient de marée donné³. La hauteur moyenne des pleines mers tous coefficients confondus montre une oscillation entre 11,14 m et 11,47 m CM (soit entre 4.40 m et 4.73 m IGN) avec une période d'un peu plus de 18 ans. Cette cyclicité est appelée cycle de Saros. D'une période de 18,6 ans, il est associé à la lente rotation des lignes de noeuds de la Lune (Fig. II.18-B'). Les lignes de noeuds correspondent aux intersections entre le plan de l'écliptique

³Données de hauteurs et heures des pleines et basses mers journalières, gracieusement fournies par le SHOM (Mr Raymond Jehan)

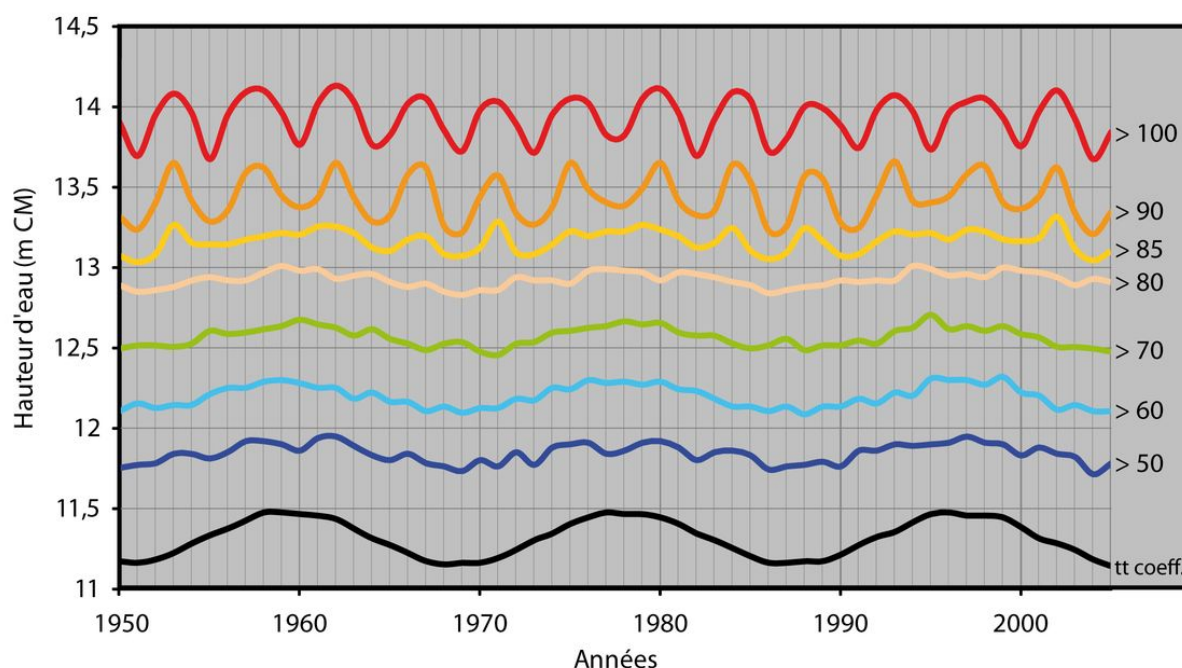


FIG. II.17 – Niveaux moyens des pleines mers par année sur la période 1950-2005. Les niveaux sont calculés pour toutes les pleines mers, et pour les pleines mers supérieures à un coefficient donné.

(orbite apparente du Soleil autour de la Terre) et l'orbite de la Lune autour de la Terre (Fig. II.18-B). Cette cyclicité n'est pas négligeable puisqu'elle peut faire varier le niveau moyen du plan d'eau de plus de 30 cm.

Si on trace les niveaux moyens des pleines mers supérieures à un coefficient de marée de plus en plus élevé (Fig. II.17), on observe que la cyclicité de Saros à 18,6 ans laisse place à une oscillation plus haute fréquence, avec une période de 4 ans et demi environ. Cette cyclicité est liée aux mouvements du périégée. Le périégée correspond, lors de la rotation

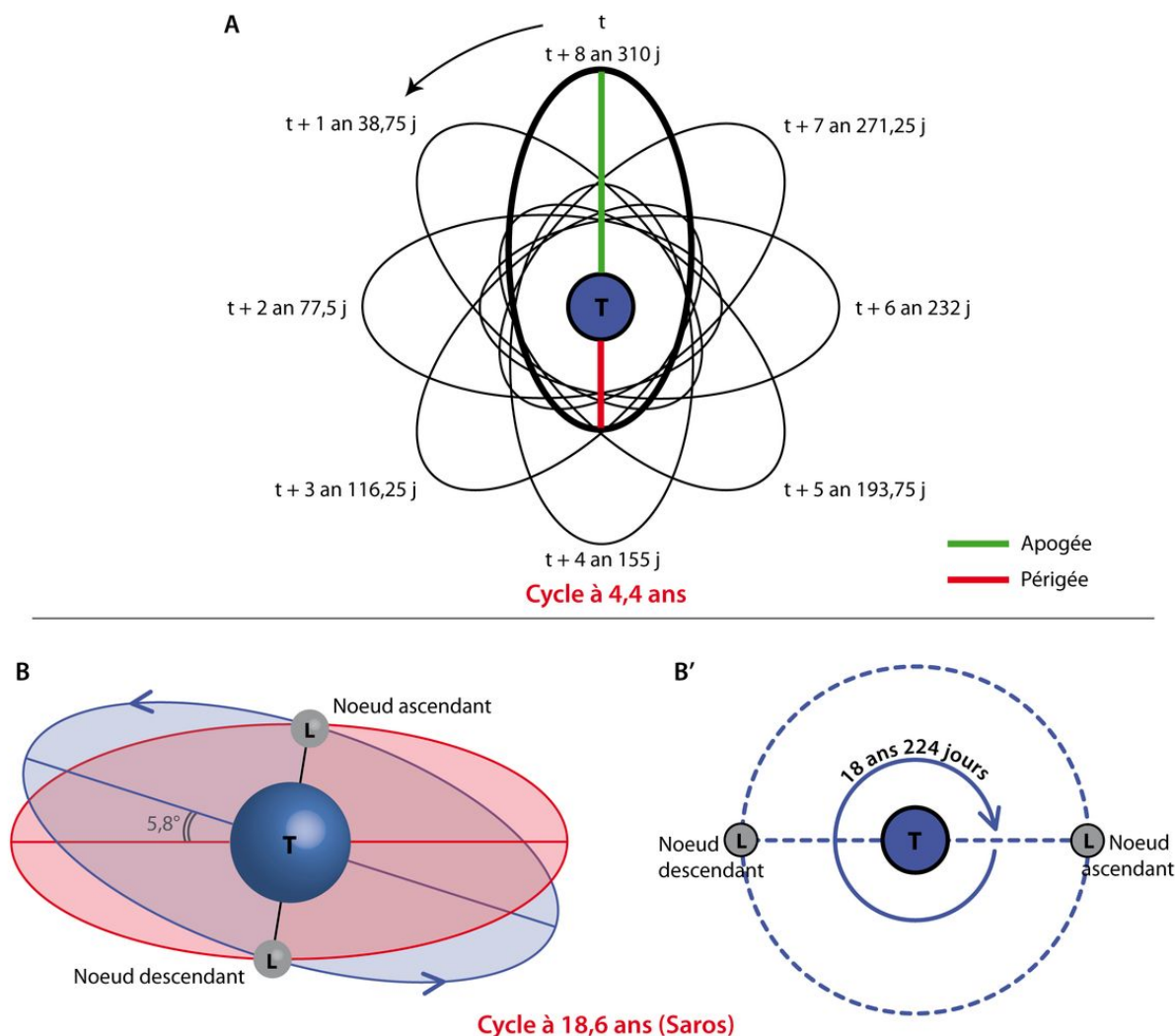


FIG. II.18 – Schématisation des cycles lunaires de 4,4 et 18,6 ans. A) Mouvement de l'axe périégée-apogée de la Lune, faisant coïncider le périégée aux environs des équinoxes (distance minimale entre la Terre et le Soleil) tous les 4 ans et demi environ. B) Représentation des noeuds ascendants et descendants, intersections entre l'orbite de la Lune autour de la Terre et le plan de l'écliptique (orbite apparente du soleil autour de la Terre). B') Ces deux intersections, appelées « lignes de noeuds » sont animées d'un lent mouvement dans le sens des aiguilles d'une montre, leur faisant faire un tour complet en 18 ans et 224 jours (18,6 ans). Modifié d'après Guérin (1993).

de la Lune autour de la Terre (en 28 jours), à la distance la plus courte séparant les deux astres, à l'inverse de l'apogée (distance la plus longue). La position de la Lune au périégée de la Terre provoque les grandes marées de vive-eau. La position de la Lune à l'apogée de la Terre provoque les petites marées de vive-eau. La rotation de l'axe périégée-apogée d'environ 40° tous les ans ((Fig. II.18-A) fait que le périégée se retrouve en coïncidence avec les équinoxes (distance la plus courte entre la Terre et le Soleil) tous les 4,4 ans, produisant des grandes marées de vive-eau d'amplitude exceptionnelle. La rotation de l'axe périégée-apogée module ainsi l'amplitude des grandes marées de vive-eau. Cette modulation du niveau moyen des grandes vive-eau peut atteindre 45 cm, comme le montre la courbe de coefficients supérieurs à 100 sur la figure II.17. Celle-ci oscille entre 13,67 m et 14,13 m CM, soit entre 6,93 et 7,39 m IGN.

Si les niveaux de submersion tidale représentent un paramètre essentiel pour la compréhension de la dynamique des cheniers de haut estran, le temps de submersion au-dessus d'une certaine cote est tout aussi primordial puisqu'il définit le temps d'action potentiel des agents hydrodynamiques tels que la houle et la marée. Il est important de connaître : (i) le temps caractéristique de submersion lors d'une marée en fonction de l'altitude de

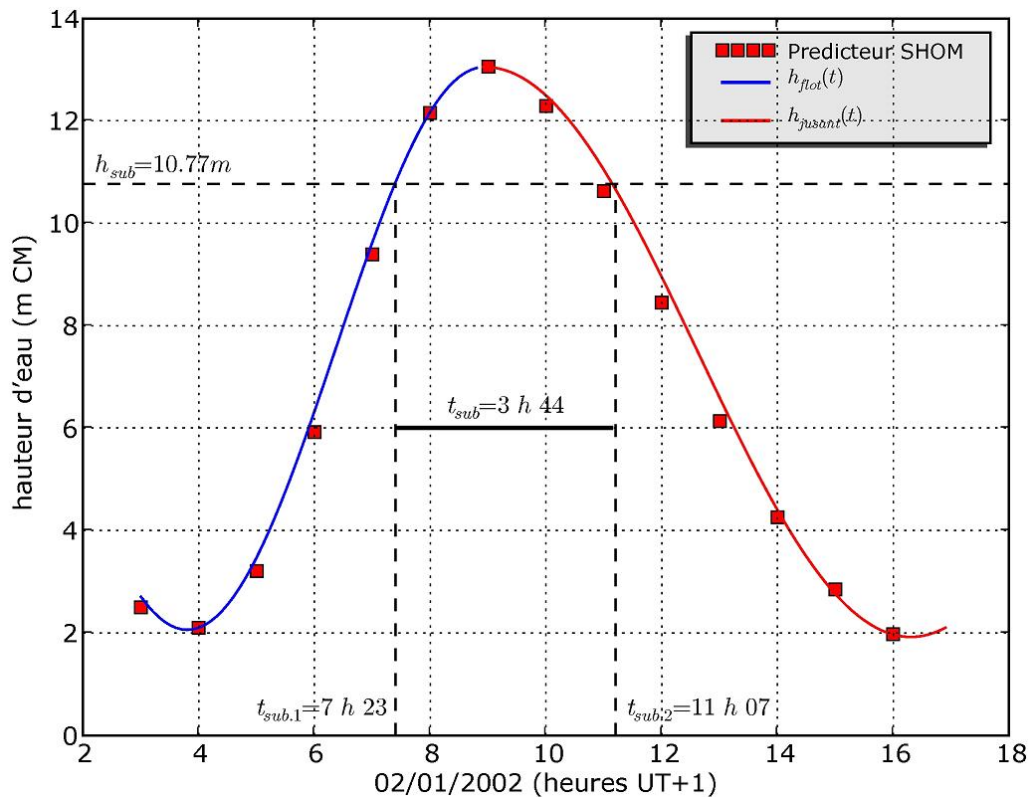


FIG. II.19 – Hauteurs d'eau prédites par le SHOM pour le 02/01/2002 et courbes de flot et de jusant calculées à partir des heures et hauteurs des basses mers et de la pleine mer. Sont également indiqués le temps calculé de submersion t_{sub} au-dessus d'une hauteur h_{sub} , et les heures de début $t_{sub,1}$ et de fin $t_{sub,2}$ de submersion.

l'estran, pour différents coefficients de marée ; (ii) les temps de submersion cumulés par année qui contrôlent à plus long terme la morphodynamique des cheniers.

Les temps de submersion sont calculés à partir de données d'entrées simples et facilement récupérables, ici l'annuaire des marées fourni par le SHOM (hauteurs et heures des marées de pleines et basses mers). A partir de trois points fournis en entrée (première basse mer, pleine mer, deuxième basse mer), la courbe de marée est reconstituée pour le flot et le jusant. Disposant ainsi d'une formulation analytique de la courbe de marée à chaque pleine mer, il est possible de connaître le temps de submersion au-dessus d'une hauteur donnée.

– Formulation analytique de la marée

La variation de hauteur d'eau au cours d'un cycle de marée est assimilable à une loi périodique sinusoïdale, c'est-à-dire régie par une fonction de la forme :

$$h(t) = a \cdot \sin(\omega t + \phi) + b \quad (\text{II.1})$$

où h représente la hauteur d'eau, t le temps, a est l'amplitude de la fonction, ω est la pulsation, ϕ est le déphasage (déplacement de la fonction de long de l'axe des abscisses) et b le niveau moyen.

Cette fonction est maximale lorsque $\sin(\omega t + \phi) = 1$ et minimale quand $\sin(\omega t + \phi) = -1$. Ceci nous donne, en notant h_{PM} la hauteur maximale, et h_{BM} la hauteur minimale :

$$\begin{cases} h_{PM} = a + b \\ h_{BM} = -a + b \end{cases} \quad (\text{II.2})$$

$$\Leftrightarrow \begin{cases} a = \frac{1}{2}(h_{PM} - h_{BM}) \\ b = h_{BM} + \frac{1}{2}(h_{PM} - h_{BM}) \end{cases} \quad (\text{II.3})$$

La pulsation ω est inversement proportionnelle à la période T :

$$\omega = \frac{2\pi}{T} \quad (\text{II.4})$$

Le déphasage est introduit pour caler le maximum de la fonction à l'heure exacte de la pleine mer :

$$\phi = \frac{\pi}{2} - \omega \cdot t_{PM} \quad (\text{II.5})$$

La courbe de marée, en baie du Mont-Saint-Michel comme ailleurs, est asymétrique : le flot est plus court que le jusant. Pour rendre compte de cette asymétrie, il est nécessaire de définir deux courbes sinusoïdales différentes, une pour modéliser le flot et l'autre le jusant. On note $BM1$ la basse mer précédant la pleine mer PM , et $BM2$ la basse mer

suivante. Alors,

$$\begin{aligned}
 h_{\text{flot}}(t) &= a_1 \cdot \sin(\omega_1 t + \phi_1) + b_1 & \left| & \right. & h_{\text{jusant}}(t) &= a_2 \cdot \sin(\omega_2 t + \phi_2) + b_2 \\
 \left\{ \begin{array}{l} a_1 = \frac{1}{2}(h_{PM} - h_{BM1}) \\ b_1 = h_{BM1} + \frac{1}{2}(h_{PM} - h_{BM1}) \\ \omega_1 = \pi / (t_{PM} - t_{BM1}) \\ \phi_1 = \frac{\pi}{2} - \omega_1 \cdot t_{PM} \end{array} \right. & & \left\{ \begin{array}{l} a_2 = \frac{1}{2}(h_{PM} - h_{BM2}) \\ b_2 = h_{BM2} + \frac{1}{2}(h_{PM} - h_{BM2}) \\ \omega_2 = \pi / (t_{BM2} - t_{PM}) \\ \phi_2 = \frac{\pi}{2} - \omega_2 \cdot t_{PM} \end{array} \right. & & & (II.6)
 \end{aligned}$$

Nous obtenons ainsi deux équations simples, fonctions des heures et hauteurs de pleines et basses mers, qui approximent de façon tout à fait satisfaisante les données heure par heure fournies par le SHOM (Fig. II.19).

– Calcul du temps de submersion

A l'aide des équations de la variation de hauteur d'eau pour le flot et le jusant, il est possible de calculer le temps pour lequel la hauteur d'eau est supérieure à une hauteur de

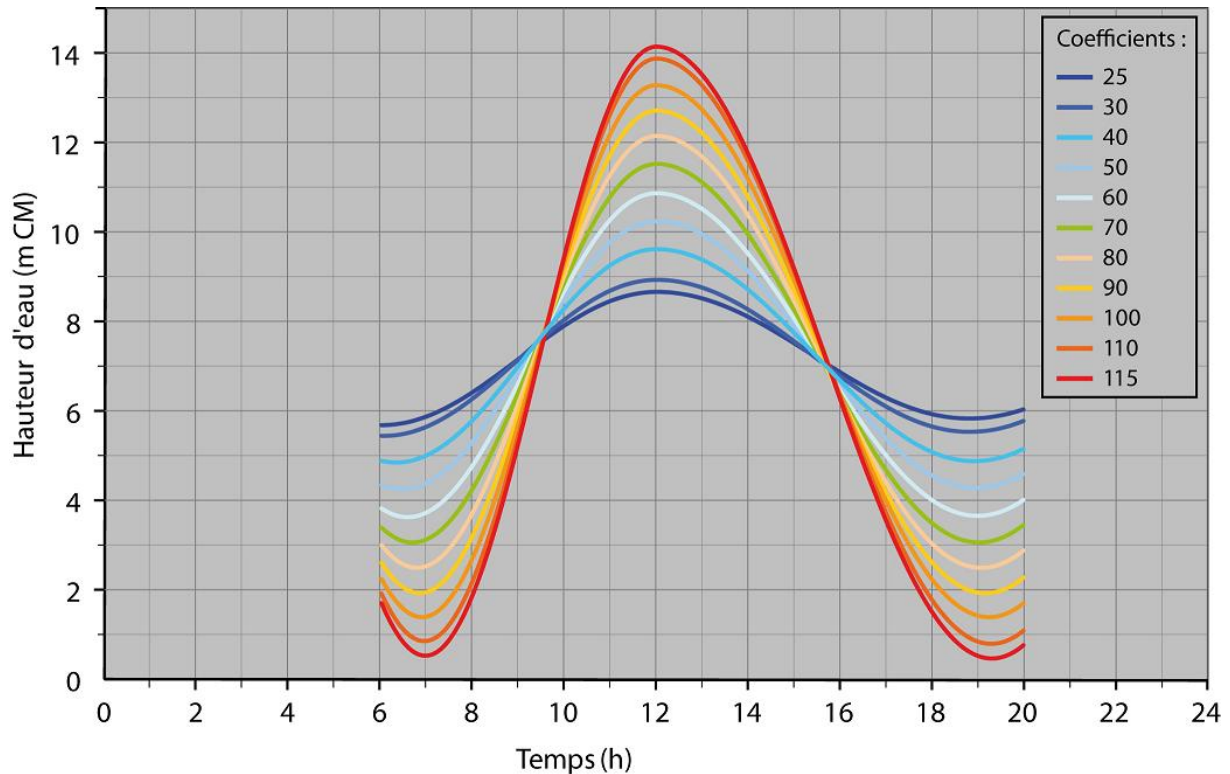


FIG. II.20 – Courbes de marée moyennées (1950-2000) par coefficient à Cancale. Les hauteurs d'eau sont exprimées en mètres par rapport au zéro des cartes marines. Les courbes sont arbitrairement centrées autour de 12h pour une meilleure lecture et comparaison entre les différents coefficients.

submersion h_{sub} .

$$h_{flot}(t_{sub.1}) = h_{jusant}(t_{sub.2}) = h_{sub} \quad (II.7)$$

où $t_{sub.1}$ et $t_{sub.2}$ correspondent à l'heure où le niveau d'eau atteint la hauteur de submersion pendant le flot et le jusant respectivement (Fig. II.19).

Ce qui donne :

$$\Leftrightarrow \begin{cases} t_{sub.1} = \frac{1}{\omega_1} [\sin^{-1}(\frac{h_{sub}-b_1}{a_1}) - \phi_1] \\ t_{sub.2} = 2.t_{PM} - \frac{1}{\omega_2} [\sin^{-1}(\frac{h_{sub}-b_2}{a_2}) - \phi_2] \end{cases} \quad (II.8)$$

Le temps total de submersion t_{sub} (Fig. II.19) est donc :

$$t_{sub} = t_{sub.2} - t_{sub.1} \quad (II.9)$$

Le temps de submersion calculé n'est bien sûr qu'une approximation, et il faut admettre une marge d'erreur de ± 5 minutes. De plus, les hauteurs de marée sont des hauteurs théoriques, et elles ne prennent pas en compte les effets de la pression atmosphérique.

Les hauteurs d'eau et heures de marées ont été fournies par les services du SHOM pour Cancale sur la période 1950-2006. La reconstitution des courbes de marée pour chaque jour sur cette période a permis de définir les courbes de marée moyennes par coefficient pour le port de Cancale (Fig. II.20). Celles-ci permettent une lecture rapide des temps caractéristiques de submersion pour les principaux coefficients de marée.

A partir des temps de submersion par marée sur la période 1950-2006, des temps cumulés de submersion au-dessus du niveau 6 m IGN (coeff. 90, 12.74 m CM - Fig. II.7) sont calculés par année. Cette altitude correspond globalement à la limite basse d'action de la houle sur les cheniers de haute slikke. La courbe correspondante (Fig. II.21) montre une oscillation basse fréquence correspondant aux cycles de Saros à 18,6 ans, sur laquelle est surimposée la cyclicité à 4,5 ans liée aux variations du périgée.

Les temps de submersion varient fortement, et la cyclicité à 18,6 ans semble avoir une influence beaucoup plus grande que la cyclicité à 4,5 ans. Lors des minimums du cycle à 18,6 ans, les durées de submersion avoisinent les 160 heures. Lors des pics, elles approchent les 270 heures, soit près de 1,7 fois plus. La cyclicité à 4,5 ans quant à elle module le signal d'une vingtaine d'heures. Ces variations du temps de submersion du haut estran par coefficient de 90 ou plus ont de fortes conséquences sur le remaniement sédimentaire par la houle (plus forte probabilité d'occurrence d'une agitation pendant une submersion). Plus les temps de submersion sont longs et plus les flux sédimentaires seront importants, exacerbant la dynamique de migration des cheniers.

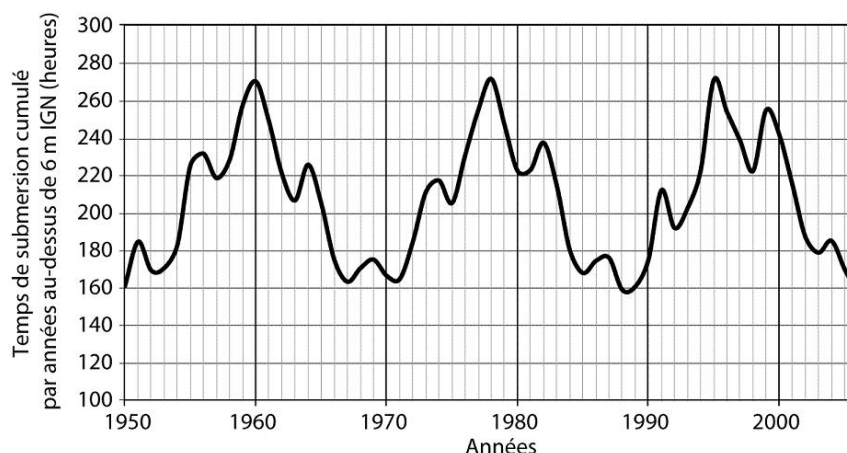


FIG. II.21 – Temps de submersion cumulé par année au-dessus de 6 m IGN sur la période 1950-2006. Cette altitude correspond à un coefficient de marée de 90.

II.2.4 Évolution morphologique à l'échelle pluri-décennale

Une chronique de 15 ortho-photographies du littoral de Vildé-Hirel s'étalant de 1952 à 2006 permettent d'apprécier l'évolution du système de cheniers au cours des 50 dernières années. Sur cette base, Bonnot-Courtois *et al.* (2004) estiment les vitesses de migration vers la côte des trois types morphologiques de bancs identifiés.

Cette chronique illustre la construction d'une première barrière littorale jusqu'à la fin des années 60, et son abandon après la formation d'une deuxième ligne de cheniers plus au large et la progradation subséquente du schorre. Les trois types morphologiques de bancs (bancs sableux de moyen estran, bancs de haute slikke et bancs de schorre) sont bien représentés.

En 1952, une longue barrière littorale continue s'étend à moins d'une cinquantaine de mètres au large de la digue, isolant une mince bande de schorre. L'estran présente de nombreux bancs sableux volumineux, qui s'épaississent en s'approchant de la haute slikke. En 1961, les bancs de haute slikke s'organisent à une centaine de mètres au large de la barrière littorale, en isolant des vasières où le schorre pionnier progresse. Ces cheniers de haute slikke sont discontinus. En 1966, on observe ces cheniers migrer sur le schorre précédemment implanté. Sur le moyen estran, de nombreux petits bancs sableux apparaissent. Ces derniers se développent et migrent vers le haut estran jusqu'en 1975 où ils semblent se stabiliser à 300 ou 400 mètres au large des cheniers en bordure de schorre. De petites vasières se développent à l'arrière de ces nouveaux bancs.

La migration des cheniers nouvellement formés reprend à partir de 1977. Les extrémités des bancs adoptent une forme en crochons vers la terre sous l'effet de la diffraction de la houle. Les bancs migrent jusqu'en 1982 où ils se stabilisent à 200 ou 300 mètres de la barrière. Jusque dans les années 1990, on observe une forte progression du schorre jusqu'au pied des nouveaux cheniers formés, qui isole complètement l'ancienne ligne de cheniers. Ces

TAB. II.2 – *Caractéristiques morphologiques dans bancs coquilliers de Vildé-Hirel. Modifié d'après Bonnot-Courtois et al. (2004).*

	Bancs de moyen estran	Bancs de haute slikke	Bancs de schorre
Altitude (m IGN)	3 - 5	4 - 7	7
Épaisseur (m)	0,3 - 0,5	1,5 - 2,5	0,3 - 1,5
Vitesse (m/an)	5 - 20	1 - 5	0 - 0,5

derniers passent d'un état de banc de haute slikke à celui de bancs de schorre (ex. Fig. II.22 - 1986).

De 1996 à 2006, on observe une réactivation de la barrière littorale nouvellement formée, qui migre alors d'une centaine de mètres sur le schorre. Cette transgression des cheniers est accompagnée de la formation d'un nouveau stock sédimentaire sur le moyen estran, sous la forme de bancs sableux.

La vitesse de migration on-shore des bancs coquilliers alimentant les cheniers de haute slikke diminue vers le haut de l'estran, en rapport avec leur fréquence de submersion (Bonnot-Courtois *et al.*, 2004). Les bancs sableux de moyen estran, peu volumineux, migrent à une vitesse comprise entre 5 et 20 mètres par an. Les cheniers de haute slikke, proches ou en bordure du schorre, représentent de gros volumes sédimentaires, et sont plus rarement submergés par la marée. Ils se déplacent vers la terre d'une distance variant entre 1 et 5 mètres par an. Les bancs de schorre quant à eux montrent des déplacements inférieurs à 50 centimètres par an, avant de devenir fossiles, enfouis sous la végétation halophile du schorre. Les principales caractéristiques morphologiques des bancs de Vildé-Hirel sont résumés dans le Tableau II.2.

Les accumulations bioclastiques concentrées sur l'estran par l'action des vagues forment des bancs dont la dynamique et la morphologie sont fortement contrôlées par la fréquence et le temps de submersion par la marée.

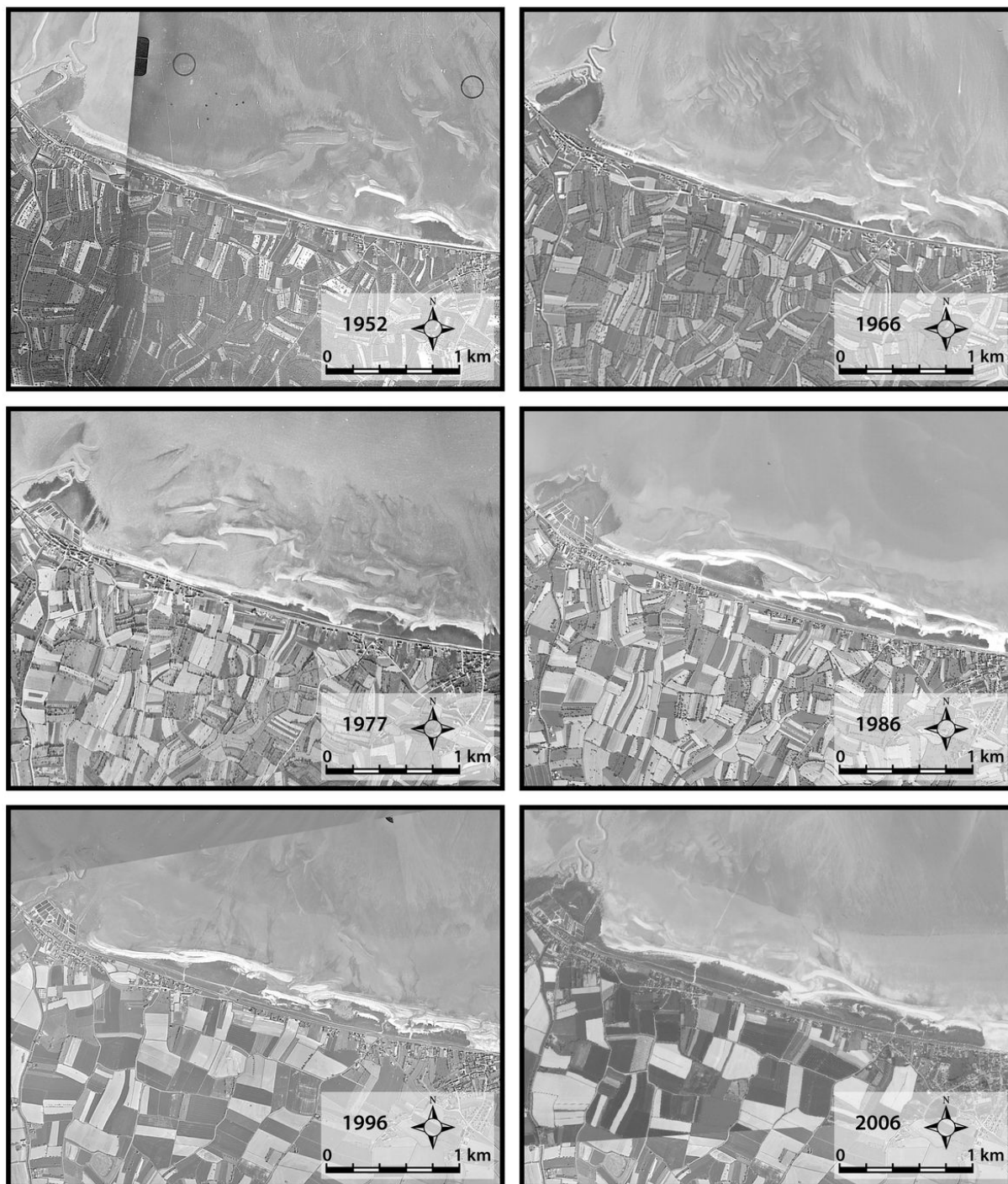


FIG. II.22 – Ortho-photographies du littoral de Vildé-Hirel entre 1952 et 2006 (source C. Bonnot-Courtois).

II.3 Conclusion

Les cheniers de la baie du Mont-Saint-Michel participent à la dernière phase de construction du prisme sédimentaire de fond de baie, en s'intercalant périodiquement entre des unités progradantes fines.

Ces barrières littorales composées de matériel bioclastique grossier contrastent avec l'environnement de replat de marée, fait de vase, de silt et de sable fin. Les cheniers se mettent en place dans un contexte globalement érosif lors de petites impulsions transgressives.

L'agitation créée par le vent et les petites houles résiduelles qui pénètrent dans la baie, portées jusqu'au haut estran par l'onde de marée, jouent un rôle primordial dans l'accumulation du matériel bioclastique, provenant principalement d'espèces intertidales. Ce sable coquillier grossier converge vers le haut estran en se structurant en bancs de plus en plus volumineux qui fusionnent pour former les cheniers.

Par leur position très haute sur l'estran, les cheniers sont rarement remobilisés par l'agitation. De fait, la hauteur et le temps de submersion des cheniers par la marée semblent être des paramètres clés qui contrôlent leur morphodynamique. Des cyclicités à 4,5 et 18,6 ans apparaissent dans les temps et les hauteurs de submersion tidale, mais leur impact sur les cheniers reste à déterminer.

Chapitre III

Architecture sédimentaire des cheniers de Vildé-Hirel

*Weill P., Tessier B., Mouazé D., Bonnot-Courtois C., Norgeot C. (2010). Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel bay, France) – Internal architecture revealed by ground-penetrating radar. **Sedimentary Geology** (accepted)*

III.1 Introduction

L'organisation et la structure interne des cheniers ont fait l'objet de nombreuses études stratigraphiques à grande échelle. En effet, ces corps sédimentaires représentent d'excellents indicateurs de paléo-lignes de rivages, et la présence abondante de coquilles permet leur datation au ^{14}C . Ils sont utilisés pour affiner les courbes de transgression holocène (Ruiz *et al.*, 2005; Saito *et al.*, 2000; Short, 1988; Wang et Van Strydonck, 1997; Isla et Espinosa, 1994) et pour reconstituer les séquences de développement de grands deltas tels le Mississippi en Louisiane (Draut *et al.*, 2005a; McBride *et al.*, 2007; Penland et Suter, 1989), le Mellacoree en Sierra-Leone (Anthony, 1989), ou encore le Yangtze en Chine (Qinshang *et al.*, 1989).

Pourtant, très peu de données décrivent de manière fine et précise l'architecture sédimentaire du chenier à l'échelle du corps sédimentaire. Celles-ci sont le plus souvent dérivées d'un nombre limité de petites tranchées, de carottages, ou de coupes naturelles (Greensmith et Tucker, 1969; Hoyt, 1969; Rhodes, 1982; Augustinus, 1980; Cangzi et Walker, 1989; Penland et Suter, 1989; Xitao, 1989; Lee *et al.*, 1994; Pontee *et al.*, 1998; Vilas *et al.*, 1999). La difficulté de réalisation de tranchées et de carottages explique en partie cette lacune : le sédiment coquillier grossier qui compose les cheniers présente une très faible cohésion, ce qui limite la réalisation de faces stables le long de tranchée. Ce problème lié au sédiment meuble se fait également ressentir pour l'ouverture des carottes.

Pour palier à ce manque d'information, des méthodes géophysiques non intrusives ont

été employées dans des études récentes pour inspecter la structure interne de ces corps sédimentaires. Le géoradar, ou Ground Penetrating Radar (GPR), est un outil efficace dans les environnements côtiers supra-tidaux (Bristow, 2009; Buynevich *et al.*, 2009). Il est utilisé par la communauté scientifique depuis le milieu des années 1990. La synthèse exhaustive de Neal (2004) décrit les principes de la technique, et ses applications en sédimentologie. Concernant les cheniers, les travaux précurseurs de Zenero *et al.* (1995) en Louisiane (Etats-Unis) et de Neal *et al.* (2002b) en Essex (Angleterre) donnent une vision globale de leur architecture interne par l'utilisation d'antennes hautes fréquences.

Le travail de terrain que nous avons mené sur le site de Vildé-Hirel apporte une vision très fine et détaillée de l'architecture interne de ces cheniers en contexte macrotidal. Cette étude repose principalement sur les résultats d'une campagne de prospection par géoradar, complétée par l'analyse d'une série de carottes sédimentaires au scanner à rayons X, la réalisation de tranchées et l'observation de coupes naturelles. Les résultats sont analysés en termes de structures et de faciès sédimentaires, et sont associés aux processus hydro-sédimentaires qui les ont formés. Leur interprétation fournit de précieuses informations sur le rôle de la dynamique tidale et des cyclicités basses fréquences dans la construction des cheniers et l'évolution du système à long terme.

III.2 Prospection par géoradar haute fréquence : Principe, méthodes et traitements

III.2.1 Rappels sur les principes du géoradar (GPR)

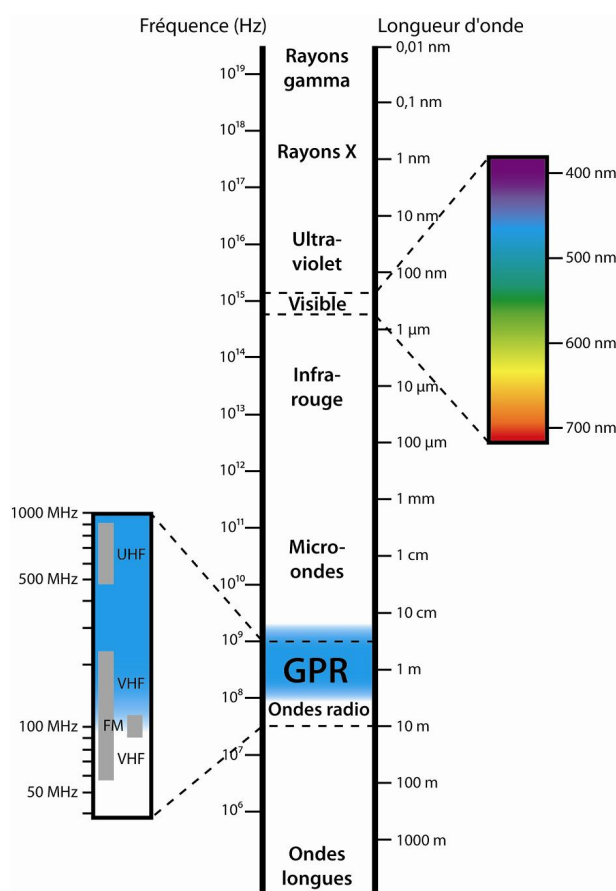


FIG. III.1 – Spectre électromagnétique et gamme de fréquences du GPR.

Le géoradar, encore appelé radar géologique ou GPR (acronyme du nom anglais Ground Penetrating Radar) est une méthode d'investigation géophysique non destructive, qui détecte les discontinuités électriques dans la subsurface (< 50 m). Cette méthode repose sur l'émission, la propagation, la réflexion et la réception d'ondes électromagnétiques hautes fréquences, de l'ordre du MHz au GHz (Fig. III.1).

L'utilisation des ondes radio pour sonder la Terre est une idée apparue dans les années 1950. Ce n'est que dans les années 1980 que les systèmes commerciaux sont apparus sur le marché, et dans les années 1990 qu'ils ont été largement exploités par la communauté des Sciences de la Terre.

Le GPR est aujourd'hui fréquemment utilisé en sédimentologie pour reconstituer les paléo-environnements de dépôt et étudier la nature des processus sédimentaires dans des contextes très variés (Neal, 2004) : fluvial, glaciaire, côtier, éolien, deltaïque, plate-formes carbonatées, volcanisme et tectonique.

Dans les environnements côtiers, le GPR est un outil complémentaire à la sismique haute résolution puisqu'il permet d'obtenir un continuum terre-mer. Le géoradar permet d'imager l'architecture interne et de reconstituer l'évolution de barrières littorales avec une grande résolution (Bennet *et al.*, 2009; Clemmensen et Nielsen, 2010; Dickson *et al.*, 2009; Lindhorst *et al.*, 2008; Switzer *et al.*, 2006; Moore *et al.*, 2003; Neal *et al.*, 2002a, 2003). Pourtant, peu de travaux se sont intéressés à la structure interne des cheniers (Neal *et al.*, 2002b; Zenero *et al.*, 1995).

Un profil radar, comme un profil sismique, est composé d'une succession horizontale

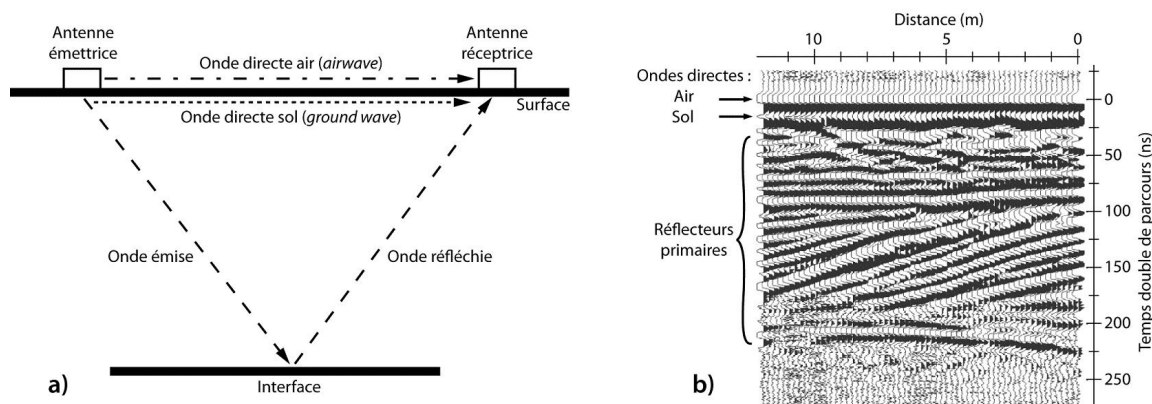


FIG. III.2 – a) Propagation des ondes radar directes et réfléchies entre l'émetteur et le récepteur. b) Exemple de profil radar illustrant l'interférence des ondes directes avec les réflecteurs primaires. Modifié d'après Neal (2004).

de traces verticales (Fig. III.2). Chaque trace provient de l'émission par l'antenne radar d'une pulsation électromagnétique de très haute fréquence (de l'ordre du MHz au GHz) qui est transmis dans le sol. Quand l'onde électromagnétique se propage vers la bas, elle rencontre des matériaux ayant des propriétés électriques différentes qui modifient sa vitesse. Si ces changements de la vitesse de propagation sont rapides par rapport à la longueur d'onde caractéristique du signal, une partie de l'énergie est réfléchi vers la surface. Le signal réfléchi est alors enregistré par l'antenne réceptrice (Fig. III.2). Certains systèmes ne possèdent qu'une antenne qui passe alternativement d'un mode émetteur à un mode récepteur. Le temps entre l'émission, la réflexion et la réception du signal est appelé « temps double de parcours » (*Two-Way Traveltime - TWT*). Il est mesuré en nanosecondes. Le temps double récupéré est fonction de la profondeur du réflecteur et de la vitesse de propagation de l'onde dans le milieu concerné.

Les discontinuités de subsurface ne sont pas les seuls signaux enregistrés sur la trace radar. Le premier pulse enregistré correspond à l'onde se propageant dans l'air (*airwave*) à la vitesse de la lumière ($0,2998 \text{ m.n.s}^{-1}$) entre l'émetteur et le récepteur. La deuxième arrivée enregistrée correspond à l'onde de surface (*ground wave*) qui se propage dans le sol entre l'émetteur et le récepteur. Ces deux ondes parasites masquent les réflecteurs primaires très proches de la surface (Fig. III.2).

La propagation de l'onde électromagnétique est contrôlée par les propriétés du sédiment qu'elle traverse : la permittivité diélectrique (ϵ), la conductivité électrique (σ) et la perméabilité magnétique (μ).

La permittivité décrit la capacité d'un matériau à emmagasiner et relâcher une charge électrique, à l'image d'un condensateur. En d'autres termes, il s'agit de la capacité d'un matériel à se polariser sous l'influence d'un champ électromagnétique. La permittivité s'exprime en Farads par mètre ($F.m^{-1}$). Pour un matériau donné, elle est dépendante de

la fréquence du champs électromagnétique appliqué.

La conductivité décrit la capacité du milieu à transporter une charge lorsqu'il est soumis à un champ électrique. Les milieux très conducteurs comme l'eau salée ou les argiles entraînent une importante diffusion de l'énergie, et une atténuation très rapide du signal. Ils ne sont pas adaptés à l'utilisation du GPR.

La perméabilité magnétique est l'équivalent de la permittivité diélectrique. Elle est une mesure du champ magnétique emmagasiné et relâché par le matériau soumis à une magnétisation. Elle s'exprime en Henry par mètre ($H.m^{-1}$). Dans les milieux naturels, la plus forte réponse magnétique provient des oxydes ferromagnétiques.

En plus des caractéristiques diélectriques du sédiment, le signal électromagnétique émis perd de l'énergie par simple diffusion géométrique. En effet, l'énergie émise de l'antenne se propage vers le bas sous la forme d'un cône. La perte d'énergie est inversement proportionnelle au carré de la distance.

La vitesse de propagation (v) de l'onde électromagnétique est donc fonction sa fréquence (f) et des caractéristique électromagnétique du sédiment :

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon\mu \frac{1+\sqrt{1+(\sigma/\omega\epsilon)^2}}{2}}} \quad (\text{III.1})$$

avec c_0 la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique dans le vide (3.10^8 m.s^{-1}), et $\omega = 2\pi f$ la fréquence angulaire (rad.s^{-1}).

Pour les matériaux faiblement conducteurs comme des sables ou des graviers, l'influence de σ dans la gamme de fréquence du GPR est très faible. On suppose alors que $\sigma/\omega\epsilon \approx 0$. Il est également considéré que les matériaux étudiés ne sont pas magnétiques ($\mu = 1$). L'équation III.1 peut être simplifiée :

$$v = \frac{c_0}{\sqrt{\epsilon}} \quad (\text{III.2})$$

Lorsque l'onde électromagnétique se propage, son amplitude (A) décroît exponentiellement de sa valeur initiale A_0 en fonction de la distance z de parcours :

$$A = A_0 e^{-\alpha z} \quad (\text{III.3})$$

où α est une constante d'atténuation dépendante de la fréquence du signal :

$$\alpha = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\mu/\epsilon} \quad (\text{III.4})$$

L'équation III.4 montre que la conductivité σ est le paramètre dominant dans la constante d'atténuation.

L'eau douce possède une très forte permittivité diélectrique (ϵ) par rapport à l'air

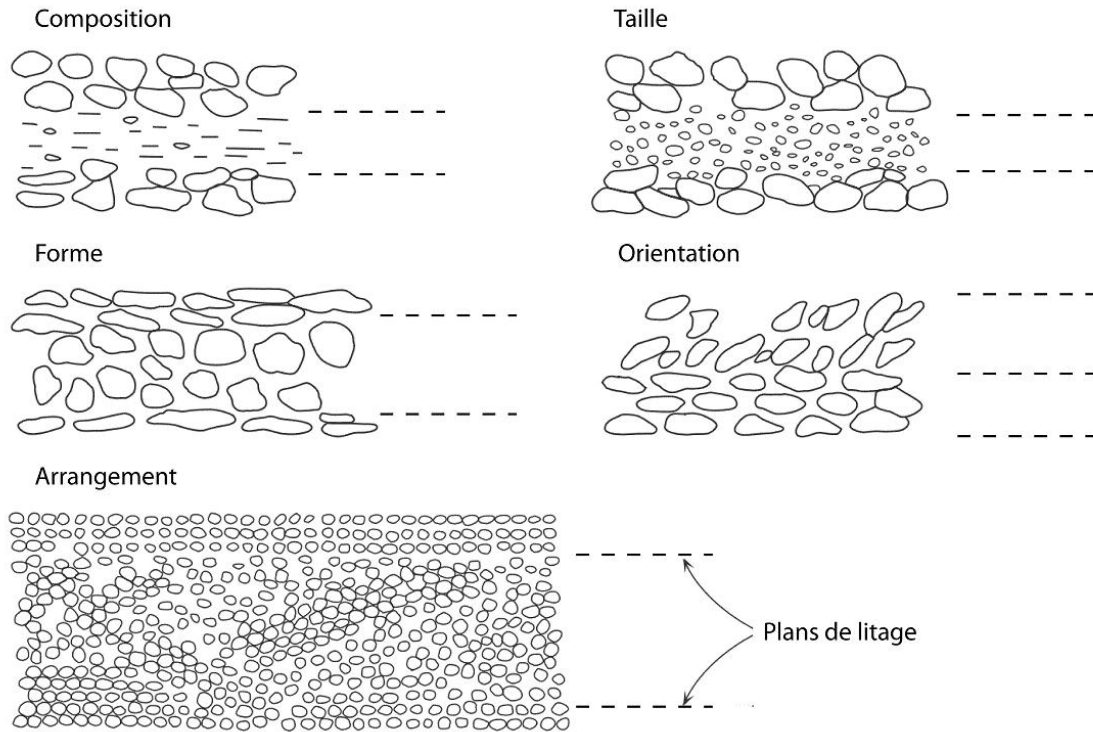


FIG. III.3 – *Litages résultants de variations de composition, taille, forme, orientation et arrangement des grains sédimentaires. Ces litages induisent des changements de porosité et de réponse radar. Modifié d'après Neal (2004).*

ou aux minéraux composant les sédiments. Ainsi, la teneur en eau est la paramètre de contrôle principal des caractéristiques diélectriques du matériau considéré. Une teneur en eau élevée dans un sédiment (fort ϵ) implique une vitesse de propagation élevée.

Lorsque l'onde électromagnétique rencontre une discontinuité forte en terme de permittivité, une partie de l'énergie est réfléchiée vers la surface. Le coefficient de réflexion R est défini tel que :

$$R = \frac{\sqrt{\epsilon_2} - \sqrt{\epsilon_1}}{\sqrt{\epsilon_2} + \sqrt{\epsilon_1}} \quad (\text{III.5})$$

où ϵ_1 et ϵ_2 sont les permittivité diélectriques de deux couches adjacentes 1 et 2.

Ainsi, le GPR est sensible aux changements du rapport air/eau/sédiment du milieu considéré. Des changements dans la quantité ou le type de fluide occupant le réseau poreux, des changements de porosité, ou des changements dans le type, la taille, l'orientation et l'agencement des grains sont susceptibles de modifier la propagation de l'onde radar (Fig. III.3). Par conséquent, des structures sédimentaires, des contrastes lithologiques ou des limites de nappes devraient pouvoir être imagées par le GPR. Les réflecteurs radar primaires peuvent être associés aux litages sédimentaires.

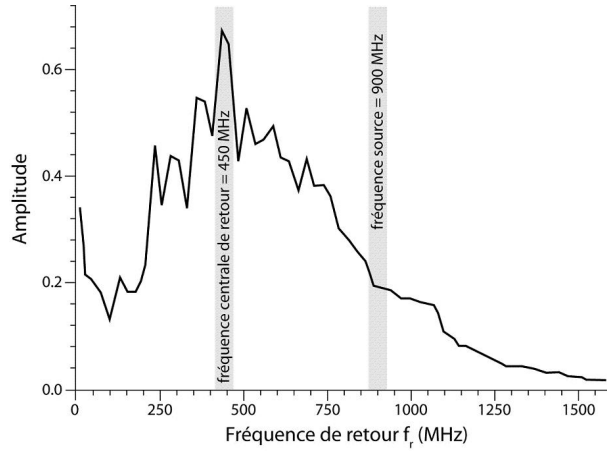


FIG. III.4 – Spectre des fréquences de retour pour une antenne de 900 MHz, moyenné sur 5m.

Bien entendu, la capacité du radar à détecter des discontinuités sédimentaires dépend des résolutions verticales et horizontales. La résolution verticale est inversement proportionnelle à la fréquence. Autrement dit, plus la fréquence de l'antenne est élevée, meilleure sera la résolution, mais plus faible sera la pénétration. En général, on considère que la meilleure résolution verticale (Δz) que l'on puisse atteindre est de l'ordre du quart de la longueur d'onde (λ) du signal réfléchi. Cependant, il semblerait qu'un facteur un demi soit plus réaliste :

$$\Delta z = \frac{\lambda}{2} = \frac{v}{2f_r} \quad (\text{III.6})$$

où v est la vitesse de propagation de l'onde électro-magnétique dans le milieu, et f_r la fréquence centrale de l'onde de retour (la fréquence dominante enregistrée par l'antenne réceptrice).

La fréquence centrale de retour est en règle générale plus faible que la fréquence nominale de l'onde émise. En effet, l'antenne source émet sur une gamme de fréquence. Les hautes fréquences sont préférentiellement atténuées lorsqu'elles se propagent dans la subsurface. L'onde réfléchie qui parvient à l'antenne réceptrice est donc de plus basse fréquence que l'onde émise (Fig. III.4).

III.2.2 Matériel radar GSSI

Les cheniers étudiés sont des corps sédimentaires de faible amplitude ($< 3\text{m}$), reposant sur un substrat argileux, milieu très conducteur et a priori inadapté à la prospection par géoradar. D'autre part, les structures sédimentaires à observer sont de petite échelle (de la dizaine de centimètres au mètre). Par conséquent, l'utilisation d'antennes radar hautes fréquences est nécessaire. Un lot de quatre antennes de marque GSSI (Geophysical Survey Systems, Inc.) a été utilisé, avec des fréquences de 400, 900, 1600 et 2600 MHz. De manière générale, le matériel se compose d'une antenne en contact avec le sol, montée sur un support permettant son déplacement. Une roue codeuse et un GPS enregistrent en

continu les positions et les distances parcourues. Une station d'acquisition (SIR-3000 de GSSI) câblée à l'antenne permet la configuration du système, l'enregistrement des données et une visualisation en temps réel.

Les antennes de 400 et 900 MHz sont montées sur un chariot à trois roues permettant un déplacement sur de grandes distances et sur des terrains perturbés (Fig. III.5a). La roue codeuse est en contact avec une des roues arrières du chariot. L'antenne est maintenue en contact avec le sol par un système de suspension.

Les antennes de très hautes fréquences (1600 et 2600 MHz) sont montées sur une plaque

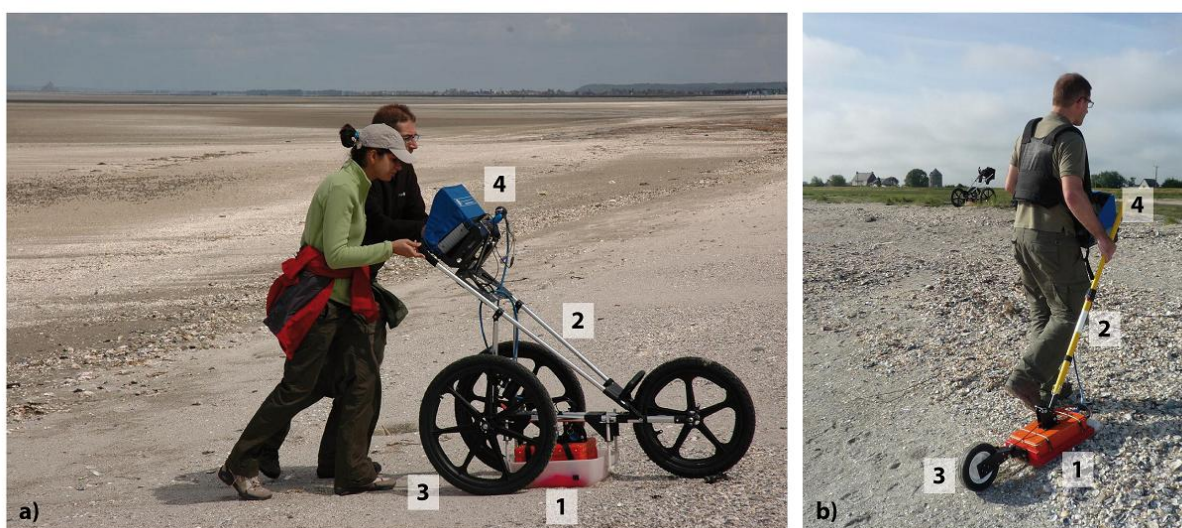


FIG. III.5 – Antennes radar et système d'acquisition GSSI. a) Chariot support pour les antennes de 400 et 900 MHz. b) Bras de traction pour les antennes de 1600 et 2600 MHz. Chaque système est composé d'une antenne en contact avec le sol (1), d'un support pour le déplacement (2), d'une roue codeuse (3) et d'une station d'acquisition SIR3000 (4).



FIG. III.6 – Station totale Leica TPS410C utilisée pour les relevés topographiques des profils radar.

en contact avec le sol, et tirée par l'utilisateur à l'aide d'un bras articulé (Fig. III.5b). Une roue codeuse est fixée à l'arrière du support, et la station d'acquisition est portée par l'utilisateur. Cette configuration est adaptée pour des profils de courtes distances. La position et la topographie des profils radar sont relevées à l'aide d'une station totale (tachéomètre) Leica TPS410C (Fig. III.6).

TAB. III.1 – *Caractéristiques de la campagne de prospection GPR pour chaque antenne utilisée. Δt correspond au temps d'alternance entre le mode émission et le mode réception de l'antenne. Il définit ainsi le temps d'écoute du signal réfléchi, et donc la profondeur d'auscultation. f_r correspond à la fréquence centrale de retour, et Δz à la résolution verticale estimée.*

f (MHz)	Scans/m	Δt (ns)	Passe-bande (MHz)	f_r (MHz)	Δz (m)
400	50	50	100 - 800	350	0,15
900	50	40	250 - 1800	600	0,09
1600	100	20	400 - 3000	1000	0,05
2600	100	15	700 - 5200	1900	0,03

III.2.3 Acquisition des données

Un total de 6,5 km de profils radar a été réalisé à travers le site d'étude (Fig. III.7). Dans un premier temps, une inspection rapide des cheniers par de longs profils transversaux et longitudinaux, à l'aide d'une antenne de 400 MHz, a permis d'identifier trois sites d'intérêt. Ils présentent de bonnes profondeurs de pénétration, une bonne qualité d'image, et montrent des structures internes différenciées.

Autour de ces sites d'intérêt, des grilles d'acquisition, appelées « boîtes » et numérotées de 1 à 3 (Fig. III.7) ont été mis en place . Ces boîtes, d'une cinquantaine de mètres de long (terre-mer) et d'une vingtaine de mètres de large, sont constituées d'une série de profils *cross-shore* et *long-shore* très rapprochés, afin d'obtenir une vision pseudo-3D des structures avec une bonne résolution. Les profils *cross-shore* sont espacés d'un mètre, et les profils *long-shore* de deux mètres. Le tout est réalisé à l'aide de l'antenne de 900 MHz. Une boîte de plus petite dimension a été réalisée avec l'antenne de 2600 MHz sur la face externe (côté mer) de la boîte 2. Il s'agit de la boîte 2'. Enfin, quelques profils très haute résolution (1600 et 2600 MHz) sont comparés à des observations faites le long de tranchées de faibles profondeurs creusées à la pelle.

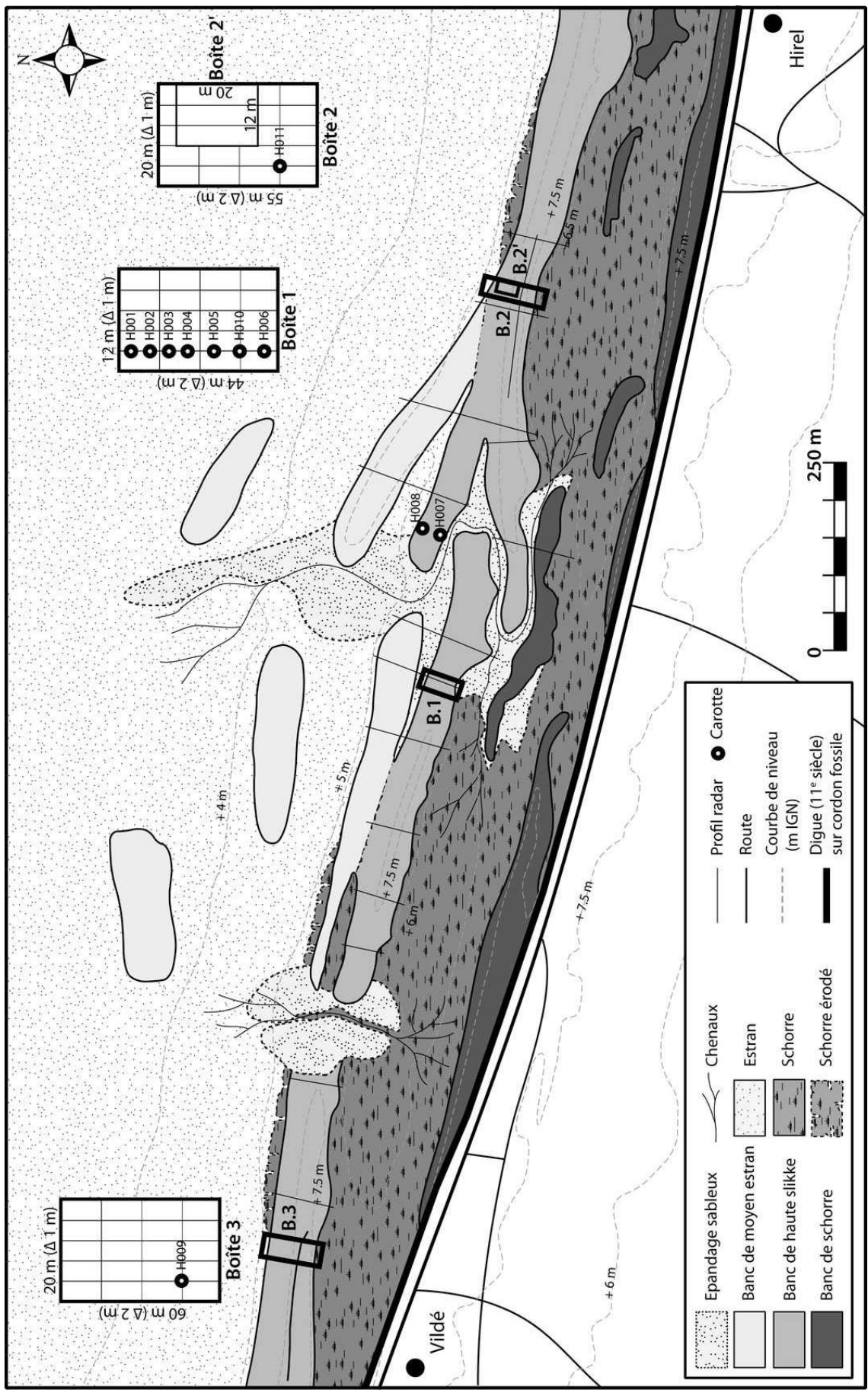


FIG. III.7 – Carte morphosédimentaire de la zone d'étude, et position des profils radar et carottages.

III.2.4 Traitement des profils GPR

Les données GPR, comme les données sismiques ou géophysiques de manière plus générale, doivent subir un post-traitement pour éliminer les artefacts inhérents à l'acquisition sur le terrain. Ces traitements, identiques à ceux réalisés en sismique, permettent alors une meilleure interprétation des résultats d'un point de vue sédimentologique. Bien que la qualité des données peut être améliorée lors du traitement, l'utilisateur doit composer avec des limitations directement liées à la nature du terrain et/ou à la configuration du matériel. Ce paragraphe décrit les principaux traitements appliqués aux données radar brutes.

a) Correction de la position zéro

Les traces radar sont ré-alignées entre elles par rapport au premier réflecteur, qui correspond à l'onde directe se propageant dans l'air. Le temps séparant l'impulsion et l'arrivée de la première onde directe peut légèrement varier. Cette dérive temporelle est généralement liée à des variations de température du matériel, ou à des câbles endommagés. Les réflecteurs primaires seront eux aussi décalés les uns par rapport aux autres. Le temps d'arrivée de l'onde directe est ensuite soustraite à tous les temps doubles de parcours, afin de placer la surface du sol au temps zéro.

b) Filtres, déconvolution et ajustement du gain

– Filtres

Du fait du temps très court qui sépare les impulsions, et la grande quantité d'énergie renvoyée par les ondes directes (air et sol), l'antenne réceptrice peut saturer. Lorsque cela se produit, une oscillation très basse fréquence (appelée « wow » en anglais) se surimpose sur la trace aux signal haute fréquence correspondant aux réflecteurs. Un filtre passe-haut (« dewow ») est appliqué sur les données pour supprimer cet artefact. Pour chaque antenne utilisée, la valeur du filtre passe-haut utilisé correspond à la borne inférieure du filtre passe-bande reporté dans la Tableau III.1.

Le bruit haute fréquence est supprimé à l'aide d'un filtre passe-bas appliqué sur chaque trace. Les valeurs utilisées pour chaque antenne sont reportées dans le Tableau III.1 (borne supérieure du filtre passe-bande).

Enfin, un filtre spatial est appliqué sur l'ensemble des profils pour supprimer le bruit de fond, qui se traduit par des lignes horizontales parcourant le profil. Appelé couramment « background removal », ce filtre soustrait à chaque trace la moyenne des traces sur une distance de 20 m (soit 1 000 scans à raison de 50 scans/m). Cet outil doit toutefois être utilisé avec précaution sous peine d'atténuer les réflecteurs primaires horizontaux de grande extension spatiale.

– Déconvolution

Le but de la déconvolution est de maximiser la bande-passante et de réduire la dispersion du pulse électromagnétique émis, afin d'augmenter la résolution verticale. Toutefois, elle

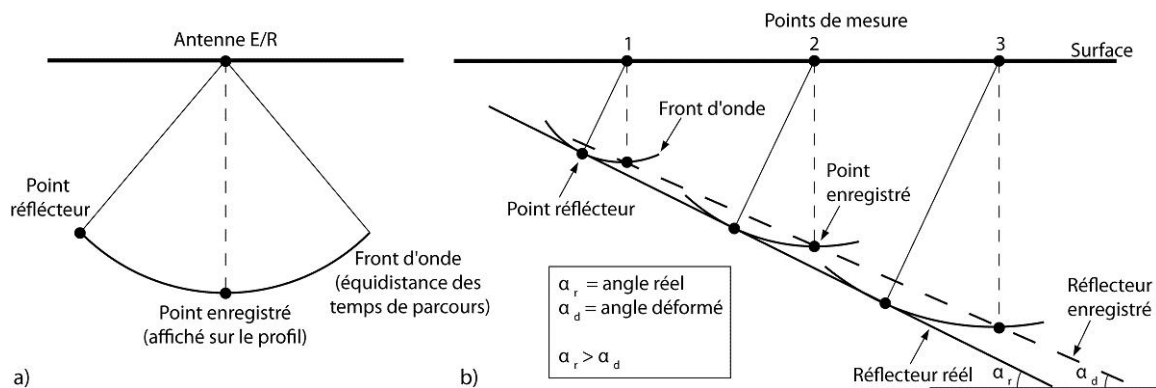


FIG. III.8 – Déformation géométrique des réflecteurs, liée à la forme du front d'onde. a) Équidistance des points le long d'un front d'onde. b) Modification de la pente d'un réflecteur. Modifié d'après Neal (2004).

est surtout utilisée pour réduire la dispersion du pulse. La transformation du pulse (ayant la forme d'un oscillateur amorti) en un dirac permet de supprimer en grande partie la résonance et les multiples qui en sont la conséquence.

– Gain

La puissance du signal radar s'atténue avec la profondeur (c.f. Eq. III.3). L'intensité des réflecteurs est augmentée par ajout de gain avec la profondeur, afin d'obtenir une homogénéité sur la verticale. Différents types de gains existent, dépendant de l'utilisation finale des données. Ici, un simple gain linéaire augmentant avec la profondeur a été appliqué aux données brutes. Encore une fois, l'utilisation du gain doit être menée avec prudence, car elle présente le risque d'amplifier certains artefacts.

c) Migration

La migration est une déconvolution spatiale qui permet de reconstruire une géométrie correcte de la sub surface. Elle corrige les effets de diffraction, de distortion et de modification des pendages dus au fait que l'antenne radar émet et reçoit l'onde électromagnétique sous forme d'un cône. En effet, l'idée que la réflexion du signal enregistrée sur une trace provient d'un point directement à l'aplomb de l'antenne est fautive. La réflexion enregistrée par l'antenne réceptrice peut provenir de n'importe quel point en profondeur qui se situerait sur le front de l'onde émise (Fig. III.8a). Il en résulte :

- Un déplacement des points réflecteurs en aval-pendage, de telle sorte que le réflecteur imagé présente un pendage apparent plus faible que le pendage réel (Fig. III.8b).
- L'apparition d'hyperboles de diffraction générées par des points réflecteurs isolés (canalisations, objets métalliques enfouis, ou toute particule dont la taille est grande devant la longueur d'onde du signal radar), qui peuvent masquer les réflecteurs primaires sous-jacents (Fig. III.9b).

Il existe différents algorithmes de migration, qui se basent sur un modèle de vitesse pour estimer les déformations géométriques, et re-concentrer l'énergie diffractée au niveau des

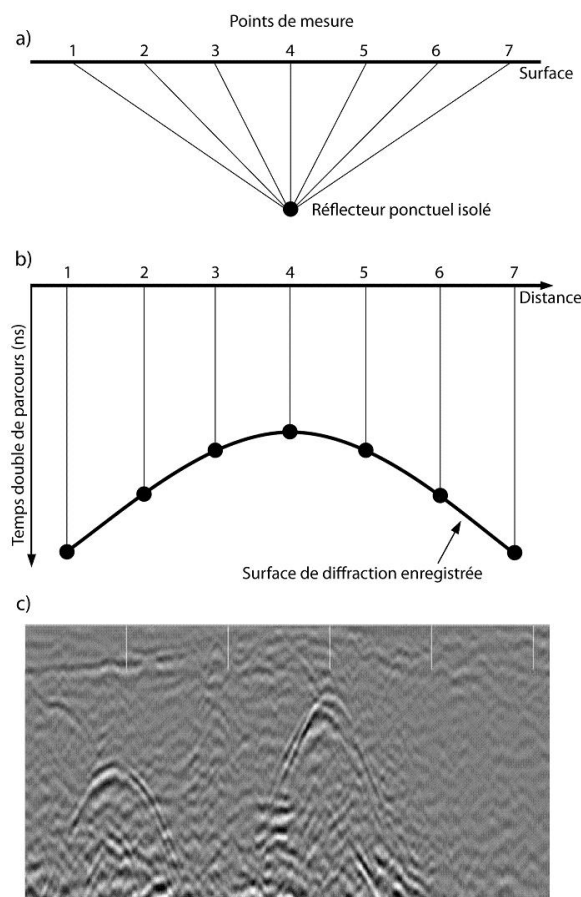


FIG. III.9 – Génération d'une hyperbole de diffraction par un point réflecteur isolé. a) Distances réelles d'un réflecteur ponctuel par rapport à différentes positions de l'antenne. b) Distances interprétées à l'aplomb de l'antenne lors de l'acquisition. c) Hyperboles résultantes sur un profil radar. Modifié d'après Neal (2004).

points réflecteurs. Dans le cadre de cette étude, une migration de Kirchoff est employée.

d) Conversion temps profondeur

Une bonne interprétation des profils radar repose sur une bonne estimation des profils de vitesse dans le milieu étudié. La vitesse de propagation de l'onde peut être estimée par diverses méthodes :

- La technique du point-milieu commun (ou *CMP* pour *Common Midpoint*) consiste à estimer la vitesse de propagation de l'onde en faisant varier pas après pas la distance entre une antenne émettrice et une antenne réceptrice, et en mesurant les différences de temps double de parcours. Si cette technique donne des résultats précis, elle nécessite l'utilisation de deux antennes.
- Il est parfois possible de comparer un profil radar à la « réalité de terrain », en réalisant des tranchées ou des carottages. La corrélation entre un réflecteur radar et une discontinuité lithologique ou un objet enfoui permet d'estimer la vitesse et de

convertir le temps double de parcours en une profondeur.

- La méthode de l'ajustement hyperbolique repose sur le principe que la forme des hyperboles de diffraction (écartement des branches) est une fonction de la fréquence de l'antenne et de la vitesse de propagation de l'onde dans le milieu considéré. Il suffit alors de localiser une hyperbole de diffraction sur un profil radar, et d'effectuer une régression pour obtenir l'information de vitesse.

Ces différentes méthodes permettent d'estimer les vitesses de propagation avec une erreur d'environ 10%. Si en réalité la vitesse de propagation n'est pas constante sur la profondeur, cette estimation de premier ordre est suffisante pour une interprétation des géométries et de l'architecture sédimentaire.

Ici, la vitesse de propagation de l'onde électromagnétique (Tableau III.1) dans le sédiment est estimée par la technique des hyperboles, et vérifiée par la suite par calage avec les données de terrain (repérage de discontinuités lithologiques fortes au niveau des tranchées et des carottes).

e) Corrections topographiques

Les profils radar enregistrés sur le terrain ne prennent pas en compte les variations topographiques le long du transect. Pourtant, la correction topographique est essentielle pour une représentation juste des géométries (pendages). La topographie est introduite dans le profil en décalant les traces radar sur la verticale les unes par rapport aux autres. Il est donc nécessaire d'effectuer un relevé topographique précis de la zone étudiée. Les outils les plus souvent employés sont le théodolithe (Neal *et al.*, 2002b; Zenero *et al.*, 1995), le GPS différentiel (Bennet *et al.*, 2009; Dickson *et al.*, 2009), ou l'utilisation de levé Lidar (Laser Aéroporté) haute résolution (Lindhorst *et al.*, 2008; Clemmensen et Nielsen, 2010). Dans le cadre de notre étude, la position et la topographie de chaque profil radar est relevée à l'aide d'un théodolithe (station totale Leica TPS410C - Fig. III.6) et d'un GPS.

III.2.5 Principes d'interprétation des profils radar

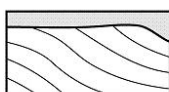
Les principes de la stratigraphie sismique (Mitchum *et al.*, 1977) s'adaptent bien à l'interprétation des profils radar, et le terme de stratigraphie radar est aujourd'hui communément utilisé. Ce principe repose sur le fait que les réflecteurs (sismiques ou radar) sont conformes aux litages sédimentaires. Les briques élémentaires de la stratigraphie radar sont : les séquences radar, les surfaces radar, et les faciès radar. Les séquences radar sont limitées par des surfaces de discontinuités (surfaces radar). Les réflecteurs d'une séquence radar se terminent sur une surface d'érosion ou une surface de dépôt en toplap, en onlap, ou en downlap. Les faciès radar sont définis en terme de : (i) forme des réflecteurs, (ii) pendage des réflecteurs, (iii) relation géométrique entre les réflecteurs, et (iv) continuité des réflecteurs. Cette terminologie est synthétisée dans la Figure III.10.

A) Surfaces Radar : Géométrie des Réflecteurs

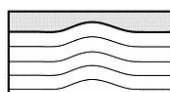
i) Limite Supérieure



Surface d'érosion

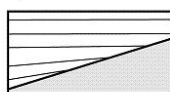


Toplap

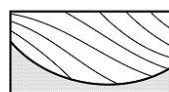


Conforme

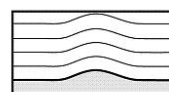
ii) Limite Inférieure



Onlap



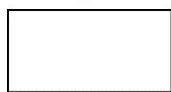
Downlap



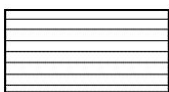
Conforme

B) Faciès Radar : Terminologie Descriptive

i) Configuration des Réflecteurs : Forme



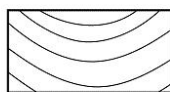
Sans réflecteur



Plan



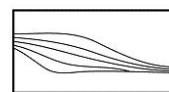
Ondulé



Courbe : convexe

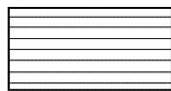


Courbe : concave



Courbe sigmoïdal

ii) Configuration des Réflecteurs : Pendage

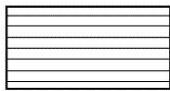


Horizontal

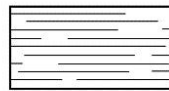


Incliné (angle et direction)

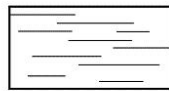
iii) Continuité des Réflecteurs



Continu

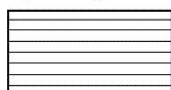


Modérément continu

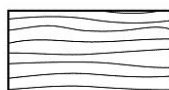


Discontinu

iv) Configuration des Réflecteurs : Relations Géométriques entre Réflecteurs



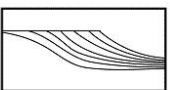
Parallèle



Subparallèle



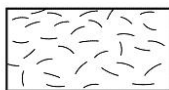
Oblique



Oblique : tangentiel



Oblique : divergent



Oblique : chaotique

FIG. III.10 – Terminologie descriptive des faciès et des surfaces radar, adaptée de la terminologie stratigraphique utilisée en sismique. Modifié d'après Neal (2004).

Le GPR est un outil géophysique dont le principe repose sur l'émission d'une onde électro-magnétique haute fréquence, et de la réception du signal réfléchi. Il a montré son efficacité pour imager l'architecture de système côtiers grossiers supra-tidaux, et doit ainsi pouvoir s'adapter à l'étude des cheniers. Les réflecteurs radar marquent principalement des changements de teneur en eau des sédiments, et donc des variations de porosité. Semblables à la sismique réflexion, les données radar subissent une série de traitements et de corrections avant d'être analysés sur le même principe que celui de la stratigraphie sismique.

III.3 Analyse des carottes sédimentaires par tomographie à rayons X et caractérisation géotechnique

III.3.1 Rappel sur les principes de la tomographie à rayons X

La tomographie par absorption de rayons X est une technique non destructive qui permet la reconstitution, à partir d'images en coupe, d'un objet à trois dimensions. Son principe repose sur l'analyse multi directionnelle de l'interaction d'un faisceau de rayons X avec la matière, par enregistrement du rayonnement transmis après traversée de l'objet. Les données acquises lors de la prise de mesure sont collectées par des récepteurs suivant des orientations multiples, dont le nombre et le pas sont fonction du type d'appareil et de la finesse de résolution.

A l'aide de ces données, une image numérique est reconstruite mathématiquement en niveaux de gris ou de couleur, dont chaque point traduit le coefficient d'atténuation local du faisceau incident. Celui-ci, après calibration et étalonnage, peut être traduit en échelle de densité.

La tomographie à rayons X permet donc d'accéder au coeur de la matière pour en apprécier les variations d'absorption radiologiques et les différences de composition.

La source de rayonnement délivre un faisceau de rayons X d'énergie comprise entre 100 et 350 keV. Des détecteurs sont placés dans l'axe du faisceau, derrière l'objet à analyser. Ils délivrent des signaux analogiques issus de la création de courant proportionnel au nombre de photons reçus. A partir de ces signaux, une image est reconstruite où chaque pixel correspond à un coefficient d'absorption (μ_m). Par convention, ce coefficient est normalisé

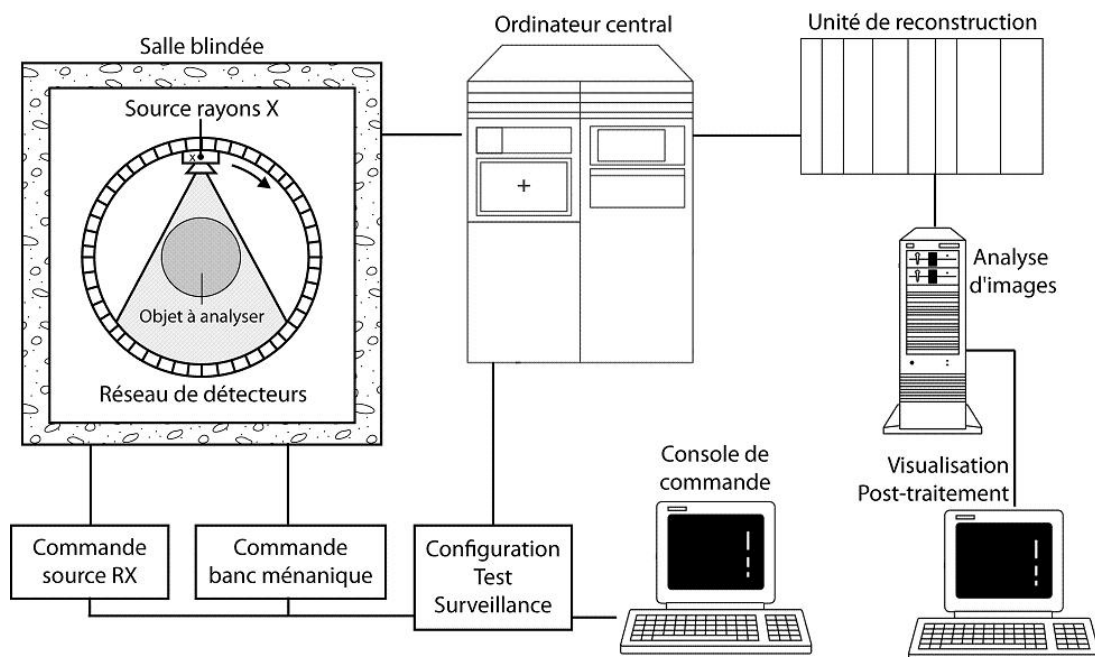


FIG. III.11 – Chaîne d'acquisition de la tomographie à rayons X. Modifié d'après Gerstenmayer et Thiery (2002).

par le coefficient d'absorption de l'eau (μ_{eau}). Il est exprimé en unité Hounsfield (UH) ou en nombre CT.

$$CT = 1000 \times \frac{\mu_m - \mu_{eau}}{\mu_{eau}} \quad (III.7)$$

Dans cette échelle, le nombre CT de l'eau, pris comme référence, est 0 ; celui de l'air -1000 UH et celui des matériaux absorbants compris entre 0 et 3000 UH.

L'image obtenue est une vue en coupe de l'objet, une tranche orientée dans le sens du faisceau et d'épaisseur de l'ordre de 0,5 mm. Afin de scanner la totalité de l'objet, le banc mécanique de positionnement est déplacé par incréments (de l'ordre de l'épaisseur du faisceau) entre chaque émission de rayonnement. La rapidité de l'examen tomographique (de l'ordre de quelques secondes par coupes) est obtenue grâce à un nombre de capteurs élevés (généralement 1024).

Les coupes tomographiques sont assemblées par un logiciel de traitement d'images, re-créant l'objet analysé en trois dimensions. L'utilisateur peut alors visualiser les images, effectuer des post-traitement, et extraire des coupes reconstituées.

La chaîne d'acquisition de la tomographie est schématisée Figure III.11.

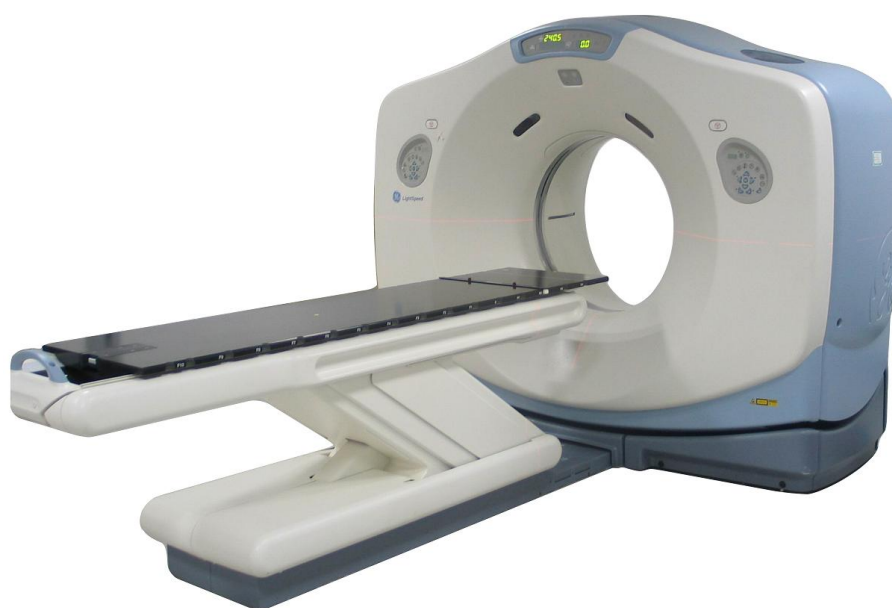


FIG. III.12 – Scanner à rayons X General Electrics Lightspeed16, utilisé au Centre Scientifique et Technique de Total, à Pau.

III.3.2 Protocole d'échantillonnage et d'analyse au scanner médical

Un total de onze carottes sédimentaires sont échantillonnées sur le terrain à des emplacements stratégiques (Fig. III.7). Un transect longshore de sept carottes est réalisé au niveau de la boîte 1. Une carotte est prélevée le long d'un profil radar de la boîte 2, de même que sur la boîte 3. Enfin, deux carottages sont réalisés sur un banc de moyen estran se rattachant au banc de haute slikke.

Les carottes sont prélevées en enfonçant des tubes en aluminium d'une longueur moyenne de 1m pour un diamètre de 7 ou 10 cm, à l'aide d'une marteau et d'un madrier. Le madrier permet un martelage doux et régulier, sans déformer le tube, afin de ne pas perturber le sédiment prélevé, et d'éviter toute compaction. Malgré ces précautions, une compaction allant jusqu'à 5 cm est observée sur la majorité des carottes.

Après extraction, les carottes sont passées au scanner à rayons X au Centre Scientifique et Technique Jean Féger (CSTJF) de Total à Pau. Le matériel utilisé est le CT-Scan (Computerized Tomography Scan) Lightspeed16 de General Electric (Fig. III.12), un scanner hélicoïdal multi-tranches : la source et les récepteurs sont en rotation autour de l'objet étudié à raison de deux tours par secondes, et 16 tranches de 0,63 mm d'épaisseur sont imagées à chaque tour.

Les carottes sont placées à l'horizontale sur le banc de positionnement. Leur orientation terre-mer est repérée. Une fois la carotte alignée par rapport aux axes du faisceau, celle-ci est scannée sur toute sa longueur par tranches de 0,63 mm. Un bloc tri-dimensionnel est reconstitué à partir des tranches, d'où sont extraites des sections virtuelles : deux tranches orthogonales correspondant à une coupe cross-shore (dip) et une coupe longshore (strike), un déroulé correspondant à la projection d'un cylindre de diamètre inférieur à celui de la carotte, et une sélection de tranches espacées de 10 cm. La résolution des images obtenues est de l'ordre de 0,2 mm/pixel.

III.3.3 Analyse des tomographies

Les tomographies et les coupes virtuelles reconstituées sont analysées en termes de faciès et de séquences sédimentaires. Le faciès sédimentaire comprend une description des litages (épaisseur, répétition,...), de la taille et du tri des particules, et de l'agencement des grains. Les séquences sédimentaires sont associées à des processus hydro-sédimentaires et peuvent présenter une évolution de faciès (grano-croissance par exemple). Les séquences sont limitées par des surfaces nettes, qui peuvent être d'érosion ou de dépôt.

Pour compléter cette description, une estimation de la porosité est calculée par analyse d'image. Chaque carotte est pesée, et le poids du sédiment (P_s) est obtenu après soustraction du poids de la gaine et des bouchons. Du bloc 3D reconstitué de la carotte,

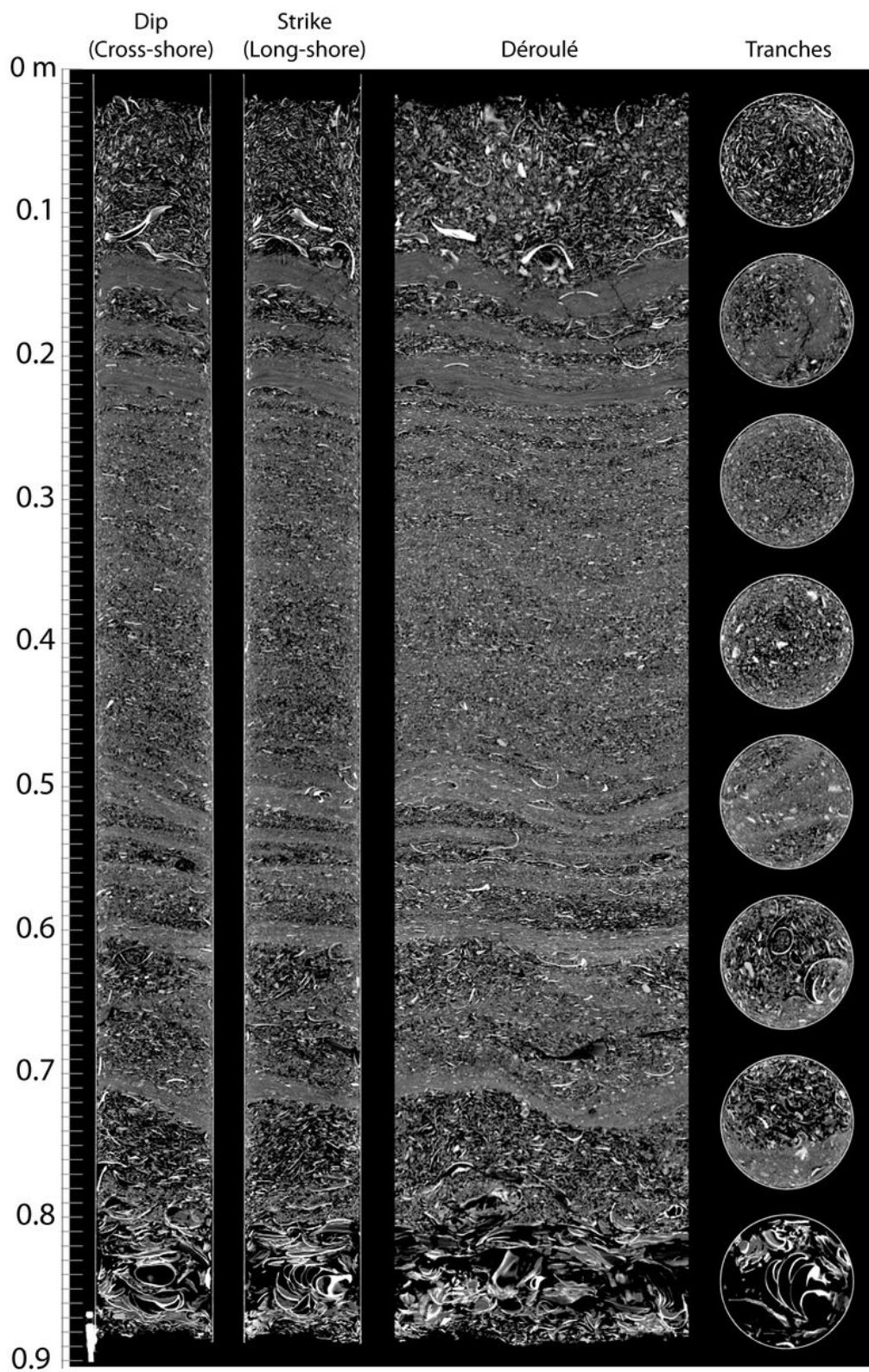


FIG. III.13 – Exemples de tomographies et de coupes virtuelles reconstituées de la carotte sédimentaire H006.

le volume de sédiment (V_s) est extrait, incluant la porosité (suppression de la gaine et des vides en bout de carotte). La minéralogie est supposée constante pour tous les échantillons.

La densité (d_s) est mesurée sur du sédiment prélevé « en vrac » sur le terrain. La valeur obtenue est de $2675,5 \text{ kg.m}^{-3}$. Pour chaque carotte, la porosité globale est estimée par la relation suivante :

$$\Phi = \frac{P_s}{d_s \cdot V_s} \quad (\text{III.8})$$

Cette estimation de la porosité est corrélée à la densité RX (CT - Eq. III.7) moyenne de la carotte. La comparaison des résultats entre les différentes carottes montre une relation linéaire entre porosité estimée et densité RX moyenne (Fig. III.14). L'équation de la régression linéaire obtenue est alors utilisée pour recalculer une porosité tranche par tranche pour chaque carotte. Un log de porosité est obtenu avec une résolution verticale de 0,63 mm sur toute la longueur des carottes (Fig. III.15).

Bien sûr, cette méthode ne fournit qu'une estimation de la porosité, car la calibration des densités RX présente de nombreuses approximations. La minéralogie est supposée constante sur toute la longueur des carottes, et la présence de fluides est négligée (sédiment supposé sec). Enfin, la détection du volume de sédiment peut être une source d'erreur, notamment lorsque le sédiment a été perturbé à l'intérieur de la carotte.

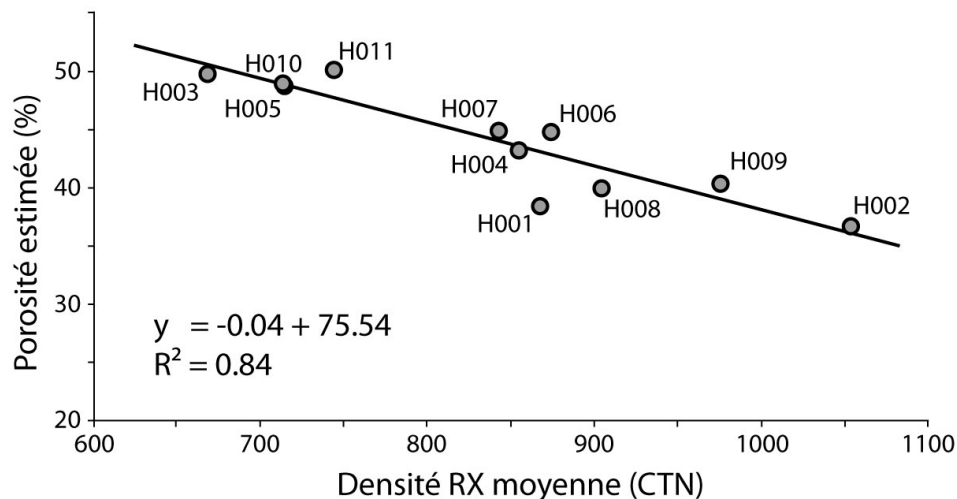


FIG. III.14 – Calibration de la porosité des carottes par les densités RX moyennes. Chaque cercle correspond à une carotte prélevée sur le site de Vildé-Hirel, et positionnée sur la figure III.7. La régression linéaire permet, pour chaque carotte, de calculer la porosité tranche par tranche à partir de la densité RX.

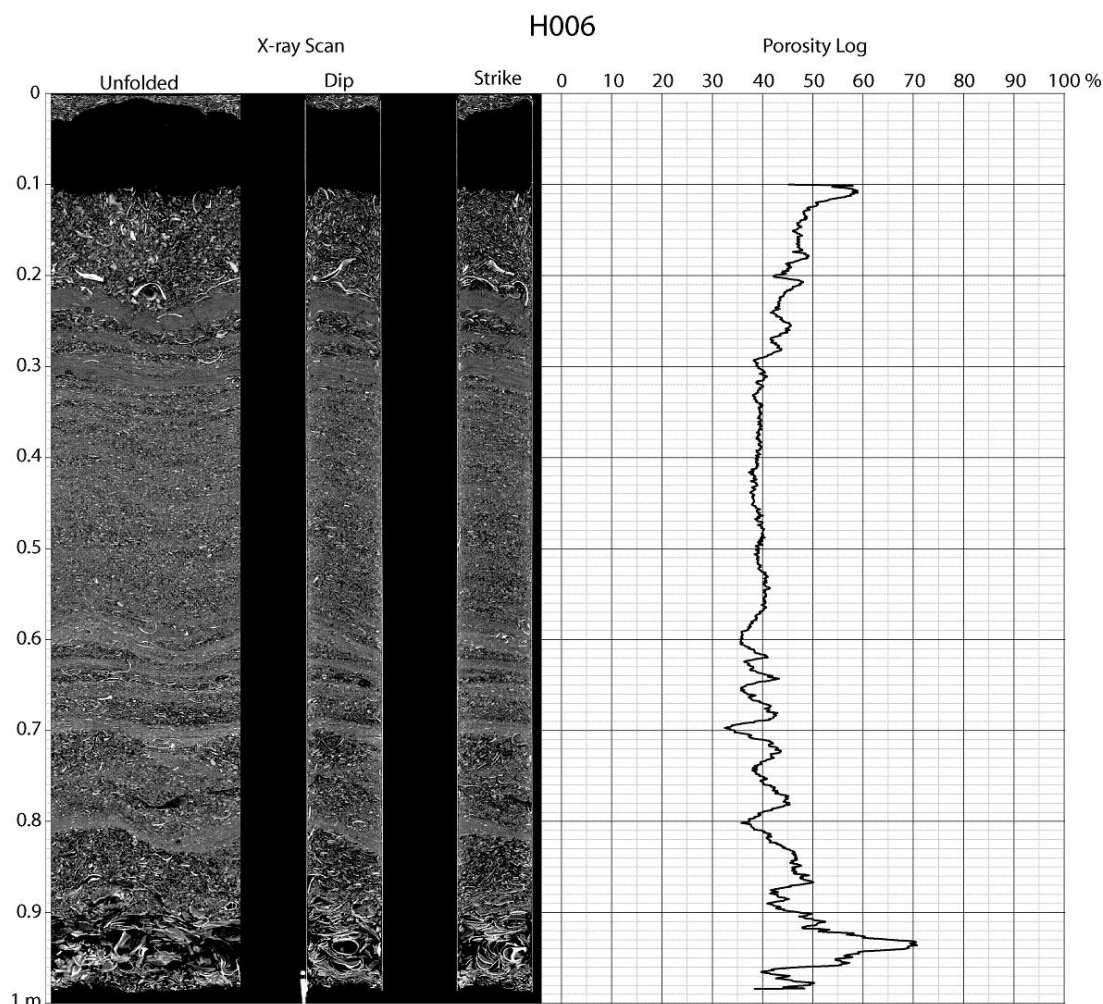


FIG. III.15 – Log de porosité calculé à partir de la tomographie de la carotte H006. Le calcul est réalisé tranche par tranche, donnant une résolution verticale de 0,6 mm.

III.3.4 Mesures de perméabilité sur carottes sédimentaires

Au-delà de la porosité du sédiment, estimée à partir des images scanner, la perméabilité est un paramètre essentiel dans l'étude des cheniers, et ce par deux aspects :

- La perméabilité du sédiment contrôle la circulation de fluide à l'interface eau/sédiment. Les effets d'infiltration et d'exfiltration d'eau dans la zone de swash modifient la couche limite et les contraintes cisailantes (Conley et Inman, 1993), et donc le transport sédimentaire (Butt *et al.*, 2001; Masselink et Russell, 2006; Horn, 2006).
- A l'échelle du corps sédimentaire, la perméabilité du sédiment définit le potentiel des cheniers à constituer de bons réservoirs de fluide, eau ou hydrocarbures. Une bonne connaissance des caractéristiques géotechniques des cheniers actuels permet de mieux appréhender les caractéristiques des cheniers fossiles après transformations diagénétiques.

L'effet de la perméabilité sur la dynamique de la zone de swash et sur le transport sédimentaire sera développé plus loin dans le manuscrit. Ici, la perméabilité est quantifiée afin de compléter les informations de porosité dans la caractérisation géotechnique des cheniers à l'échelle du corps sédimentaire.

La mesure de perméabilité repose sur la loi de Darcy (1856), qui stipule que la vitesse d'écoulement d'un fluide dans un milieu poreux confiné dans un tube est proportionnel au gradient hydraulique, modulo une constante appelée coefficient de perméabilité. En d'autres termes :

$$\frac{Q}{A} = v = k \cdot \frac{\Delta h}{L} \quad (\text{III.9})$$

avec Q un débit ($m^3.s^{-1}$), A l'aire de la section du tube (m^2), v la vitesse moyenne de l'écoulement ($m.s^{-1}$), k le coefficient de perméabilité ($m.s^{-1}$), Δh la différence de charge hydraulique entre le début et la fin de l'échantillon (m), et L la longueur de l'échantillon. La charge hydraulique est définie de la façon suivante :

$$h = \frac{p}{\rho g} + \frac{v^2}{2g} + z \quad (\text{III.10})$$

où p est la pression de l'eau (Pa), ρ sa masse volumique ($kg.m^{-3}$), g l'accélération de la pesanteur ($m.s^{-2}$), v la vitesse de l'écoulement ($m.s^{-1}$), et z l'altitude au-dessus d'un plan de référence (m).

Les vitesses d'écoulement de l'eau dans le sédiment étant en général très faibles, le terme d'énergie cinétique est négligé dans la formulation de la charge hydraulique :

$$h = \frac{p}{\rho g} + z \quad (\text{III.11})$$

La loi de Darcy (1856) est applicable tant que les vitesses dans le milieu poreux sont faibles et que l'écoulement est laminaire. L'écoulement est supposé laminaire tant que le nombre de Reynolds en milieu poreux est inférieur à 10 :

$$Re = \frac{v.d.\rho}{\mu} < 10 \quad (\text{III.12})$$

avec d le diamètre moyen des particules, et μ la viscosité dynamique de l'eau.

Au-delà de cette limite, l'écoulement dans le milieu poreux devient turbulent, et il n'existe plus de proportionnalité entre le gradient hydraulique et la vitesse d'écoulement interstitielle. La loi de Darcy (1856) n'est plus applicable.

Les coefficients de perméabilité varient de façon très large avec la nature du sédiment (Fig. IV.6), principalement en fonction du volume et de la géométrie du réseau poreux, et des conditions de contact de l'eau avec les particules, déterminées par la nature des particules (rugosité) et leurs interactions plus ou moins grande avec l'eau (tensions de

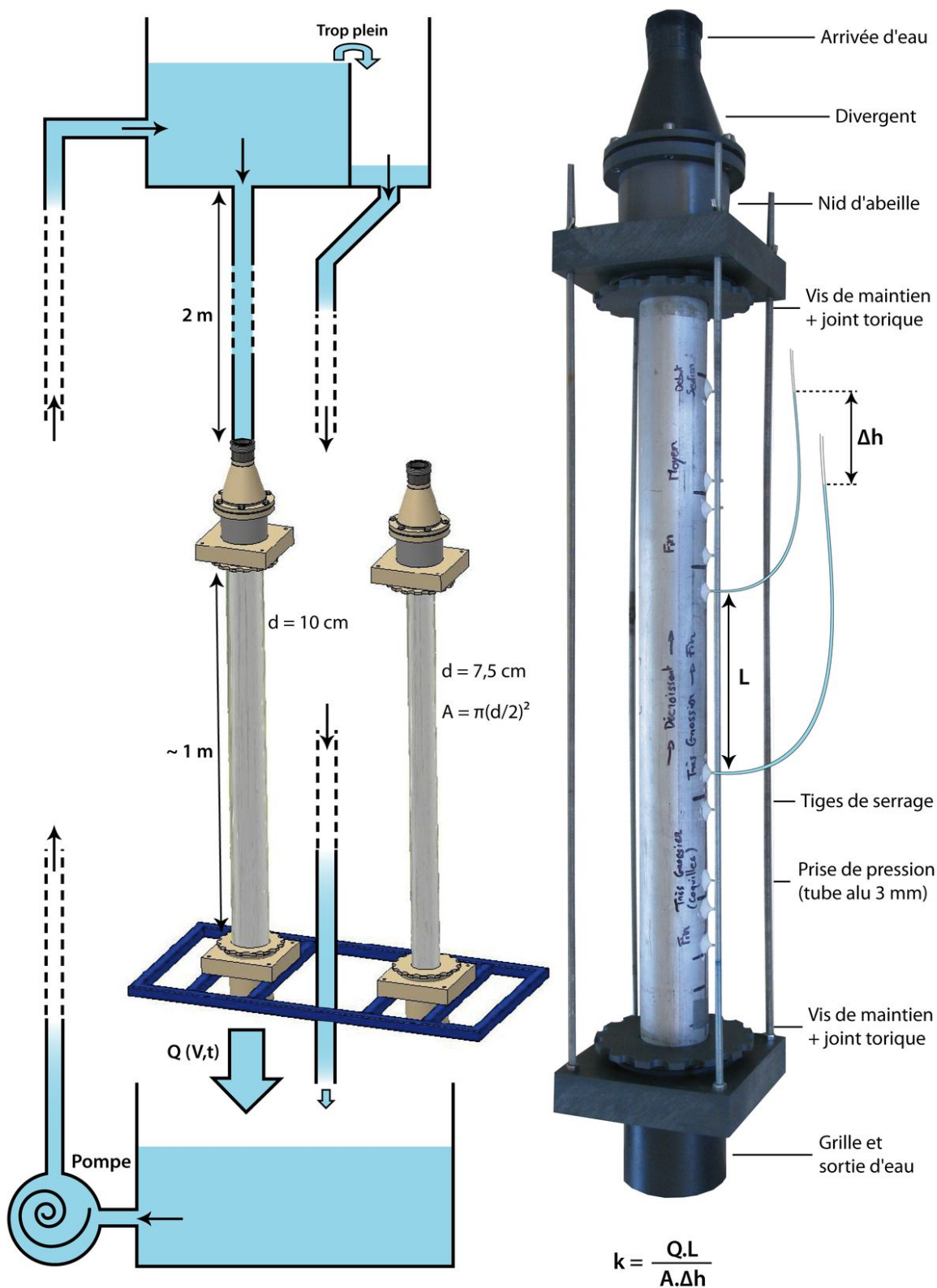


FIG. III.16 – Perméamètre à charge constante pour carottes sédimentaires. Les carottes sont équipées de prises de pression et sont directement adaptées sur le perméamètre.

surface) (Magnan, 2000).

Le dispositif expérimental utilisé est un perméamètre à charge constante construit au laboratoire afin de pouvoir y adapter directement les carottes sédimentaires prélevées sur le terrain (Fig. III.16). Son fonctionnement repose sur un principe simple. Une carotte fixée sur un support est alimentée en eau et maintenue en charge par un bac à débordement placé en hauteur. L'alimentation en continu du bac par une pompe et le système de débordement assurent un niveau d'eau constant, et donc une charge hydraulique constante. Le tube en aluminium de la carotte est préalablement percé de petits orifices sur sa longueur où sont insérés et collés des tubes en aluminium d'un diamètre de 3 mm et d'une longueur d'un centimètre pour effectuer les prises de pression. Des tuyaux transparents souples y sont connectés. Le système de fixation des carottes est prévu pour des tubes de diamètres de 7,5 et de 10 cm.

Une fois la carotte mise en charge, la perméabilité est calculée sur une partie de la carotte avec l'équation III.9, en mesurant :

- Le débit Q à la sortie de la carotte, à l'aide d'un contenant et d'un chronomètre ;
- La différence de charge hydraulique Δh , qui est donnée directement par la différence de hauteur d'eau dans les tubes souples connectés au deux point de pression ;
- La longueur L entre les deux points de pression sur la carotte.

En réalisant ces mesures à différents points de la carotte, il est possible d'observer l'évolution de la perméabilité du sédiment en fonction des différents faciès rencontrés. Pour chaque carotte, le positionnement des points de pression est défini en fonction de l'image scanner, afin d'échantillonner le plus précisément possible les différents faciès observés.

Pour chaque mesure de perméabilité effectuée, une barre d'erreur est calculée :

$$\Delta k = k \left(\frac{\Delta Q}{Q} + \frac{\Delta L}{L} + \frac{\Delta(\Delta h)}{\Delta h} \right) \text{ avec } \frac{\Delta Q}{Q} = \frac{\Delta V}{V} + \frac{\Delta t}{t} \quad (\text{III.13})$$

On considère que l'erreur de mesure sur le volume est de l'ordre de 5%, sur le temps chronométré de 1 s, et sur les longueurs mesurées de 1 mm.

k (m/s)	10 ⁻⁰	10 ⁻¹	10 ⁻²	10 ⁻³	10 ⁻⁴	10 ⁻⁵	10 ⁻⁶	10 ⁻⁷	10 ⁻⁸	10 ⁻⁹	10 ⁻¹⁰
Perméabilité	Bonne						Faible		Quasi imperméable		
Type de sédiment	Gravier propre		Sable propre, mélange sable gravier			Sable très fin, silts, mélanges silt argile			Argile		

FIG. III.17 – Ordres de grandeur du coefficient de perméabilité des principaux types de sédiment. Modifié d'après Terzaghi et al. (1996).

Sur les 11 carottes prélevées sur le terrain, 6 sont analysées au perméamètre. Les autres non pas pu être étudiées en raison de (i) leur mauvais état de conservation (H001 et H003), (ii) des diamètres non standard des tubes utilisés lors du carottage (H007 et H008), (iii) de l'ouverture des carottes avant la réalisation de l'expérience pour y effectuer des prélèvements en vue de datations (H010).

L'installation expérimentale a permis, pour chaque carotte sélectionnée, de mesurer la perméabilité du sédiment en différents points, définis à l'aide des images scanner. Les valeurs de perméabilité s'échelonnent de $4,6 \cdot 10^{-5}$ à $5,6 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$, valeurs qui correspondent à la gamme des sables propres et des mélanges sable/gravier, d'après la classification de Terzaghi *et al.* (1996) (Fig. IV.6). Le sédiment composant les cheniers présente

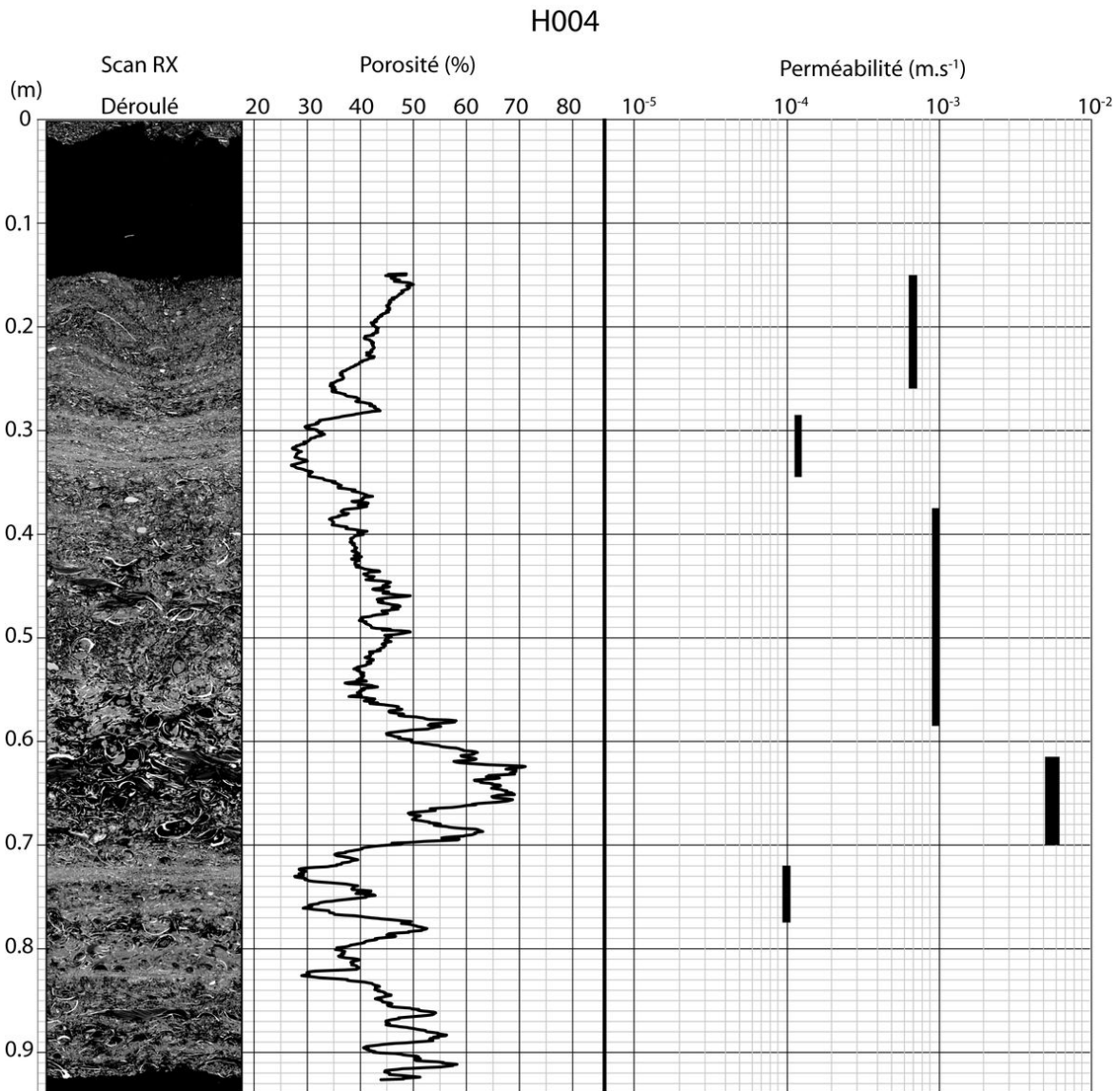


FIG. III.18 – Évolution de la perméabilité dans la carotte H004. L'épaisseur des traits correspond à la barre d'erreur calculée sur les mesures.

ainsi une bonne, voire très bonne perméabilité. Il est important de noter que ces valeurs de perméabilité ne sont pas locales, mais correspondent à la perméabilité moyenne de la séquence sédimentaire ou du faciès choisi sur les images scanner, sur la longueur séparant les deux prises de pression (entre 4 et 24 cm).

Les résultats des mesures de perméabilité sont détaillés pour chaque carotte dans l'Annexe A, sous forme de logs de perméabilité corrélés aux images scanner et à la porosité, et sous forme d'un tableau récapitulatif des mesures.

Les valeurs de perméabilité les plus élevées correspondent généralement aux niveaux de forte porosité, composés de matériel grossier (gros fragments coquilliers, coquilles entières), et aux niveaux peu compactés en surface (Fig. III.18). Des niveaux plus fins mais bien triés montrent également des valeurs de perméabilité élevées. Les valeurs les plus faibles sont associées aux passées silteuses et argileuses, ainsi qu'aux litages composés de sédiment mal trié.

Les valeurs de perméabilité semblent cohérentes par rapport au type de sédiment et à sa porosité. Les valeurs du nombre de Reynolds en milieu poreux varient entre 0,6 et 3,23 en fonction des carottes (c.f. Annexe A). Dans tous les cas, les valeurs sont inférieures à la valeur de transition entre le régime laminaire et le régime turbulent, confirmant que la loi de Darcy (1856) est applicable. Il serait toutefois intéressant de reproduire ces expériences avec des débits différents, afin de s'assurer que les valeurs de perméabilités mesurées ne varient pas. Il reste des améliorations à apporter au système expérimental.

Les carottes prélevées sur les cheniers de Vildé-Hirel sont analysées par tomographie RX. L'obtention de coupes long-shore et cross-shore, de déroulés et de tranches permet une observation très fine des litages et de l'agencement des particules sédimentaires. Une analyse d'image permet d'estimer la porosité des carottes tranche par tranche avec une résolution de 0,6 mm. Enfin, des valeurs de perméabilité moyenne sont mesurées pour chaque séquence sédimentaire ou faciès identifié sur les images scanner.

III.4 Résultats de la campagne GPR haute fréquence

Parmi les 6,5 km de profils radar réalisés, nous présentons les résultats obtenus pour les trois zones d'intérêt, matérialisées par les boîtes radar 1, 2 et 3. Pour chacune de ces boîtes, un profil cross-shore à 900 MHz est présenté, ainsi qu'un profil longshore et des profils plus hautes fréquences s'ils apportent des informations complémentaires. Chaque profil est présenté sous sa forme brute et interprétée, selon les principes de la stratigraphie radar (Neal, 2004). La figure III.19 illustre les principaux faciès radar identifiés. Ils serviront de base pour l'interprétation de chaque profil radar. La description des structures internes est accompagnée d'observations sur la morphologie générale des bancs et sur les processus hydro-sédimentaires.

III.4.1 Morphologie générale des cheniers

Les cheniers s'alignant à la limite entre le replat de marée et le schorre présentent globalement une même morphologie dissymétrique, pouvant varier suivant le degré de maturité du banc et d'éventuels épisodes déstructurants tels que de fortes tempêtes. Ils possèdent côté mer une face externe de pente moyenne, et côté terre une pente interne très douce, se terminant de manière plus abrupte sous forme de lobes de tempête.

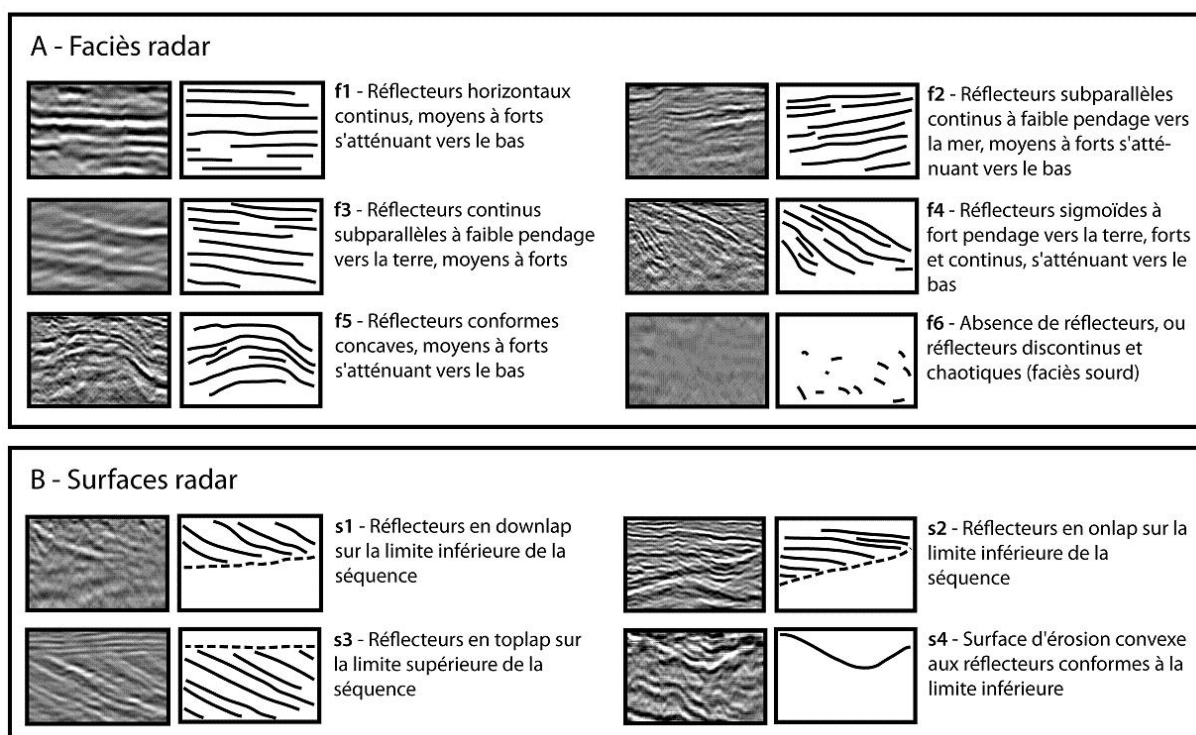


FIG. III.19 – Description des faciès et surfaces radar identifiés sur les profils GPR.

Le pied des cheniers (côté mer) est en transition avec le replat de marée ou le schorre sur lesquels ils migrent. C'est une surface d'érosion, liée au déferlement de la houle à l'approche de la rupture topographique que les cheniers représentent sur l'estran. Le replat de marée présente des structures d'érosion typiques en marches d'escalier ou en seillons, produisant des galets mous pluri-centimétriques à décimétriques (Fig. III.21). La base des bancs laisse parfois apparaître de larges affleurements de dépôts de schorre (Fig. III.22). Ce sédiment très cohésif parfois encore recouvert de son tapis de plantes halophiles, présente également des figures d'érosion en marches d'escalier.

La plage, ou face externe du banc, est de pente moyenne (entre 4 et 6°). Elle présente un léger granoclassement croissant du pied à la crête du banc, mais le sédiment grossier est principalement concentré au niveau des laisses de haute mer, où s'amassent des grandes quantités de coquilles entières. Ces laisses sont parfois remaniées par le déferlement en structures transversales périodiques, d'une longueur d'onde de un à quelques mètres. Pour les bancs les plus matures, le crête du banc marque le début de la végétation (Fig. III.23), et peut présenter des micro falaises d'érosion.

La face interne des cheniers (côté terre) présente une pente beaucoup plus douce (entre 1 et 4°). Sa morphologie montre des traces d'écoulement de la crête vers le schorre : Des chenaux s'orientent dans le sens de la plus grande pente, dont les lits présentent un sédiment superficiel plus fin. Entre ces chenaux s'étirent de grandes langues de coquilles entières et de sable grossier (Fig. III.24). D'un point de vue plus général, il existe un granoclassement positif vers le bas de la pente. Cette pente interne douce se termine sur le schorre en petits lobes de washover présentant un pente plus raide (10 à 15°). Ces lobes sont essentiellement constitués de matériel grossier (dont beaucoup de coquilles entières), et leur surface est recouverte d'une fine couche de sable fin et de vase correspondant à la décantation de la vasière d'arrière cordon (Fig. III.25).

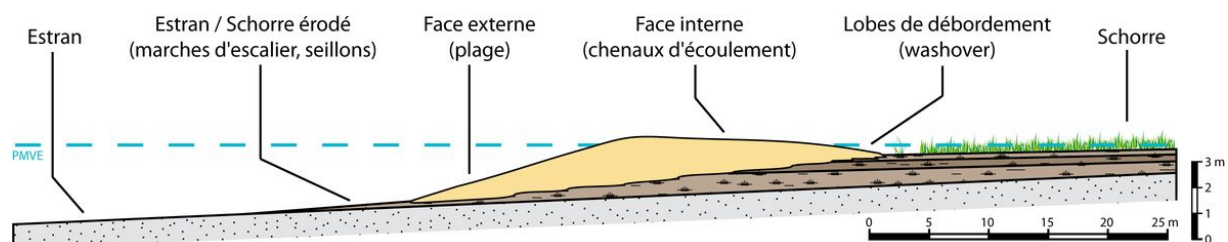


FIG. III.20 – Morphologie générale d'un chenier, et localisation des principaux éléments morphologiques décrits.



FIG. III.21 – *Système de seillons sur l'estran érodé par la houle au pied d'un banc de haute slikke.*



FIG. III.22 – *Dépôts de schorre érodés correspondant à la surface de migration d'un banc de haute slikke. On observe à la surface des traces d'une végétation halophile.*



FIG. III.23 – *Face externe d'un chenier (plage) présentant un granoclasement croissant vers la crête du banc. La mer se situe à gauche de l'image, la terre à droite.*



FIG. III.24 – *Face interne d'un chenier présentant des chenaux d'écoulement vers le schorre. La mer se situe à gauche de l'image, la terre à droite.*



FIG. III.25 – Lobes de washover recouvrant le schorre inondé.

III.4.2 Boîte 1 - Chenier actif transgressif

La boîte 1 (Fig. III.7) se situe sur un chenier encore très actif, qui migre régulièrement sur le schorre. Il présente une largeur (cross-shore) d'environ 45 m pour une hauteur de 1,5 m. La base du chenier marque la transition avec la surface d'érosion du replat de marée (Fig. III.21) ou du schorre (Fig. III.22), liée à la migration du banc vers la terre et au déferlement des vagues qu'il génère. Le profil radar (Fig. III.26) ne montre pas de surface radar illustrant la limite entre le replat de marée constitué de sédiment fin, et la semelle grossière du chenier. Pourtant, une brutale atténuation des réflecteurs est observée à partir d'une certaine profondeur. Les carottages effectués montrent que cette limite correspond effectivement à la transition avec l'estran. La nature argileuse du sédiment, très fortement conductrice, explique cette perte de signal.

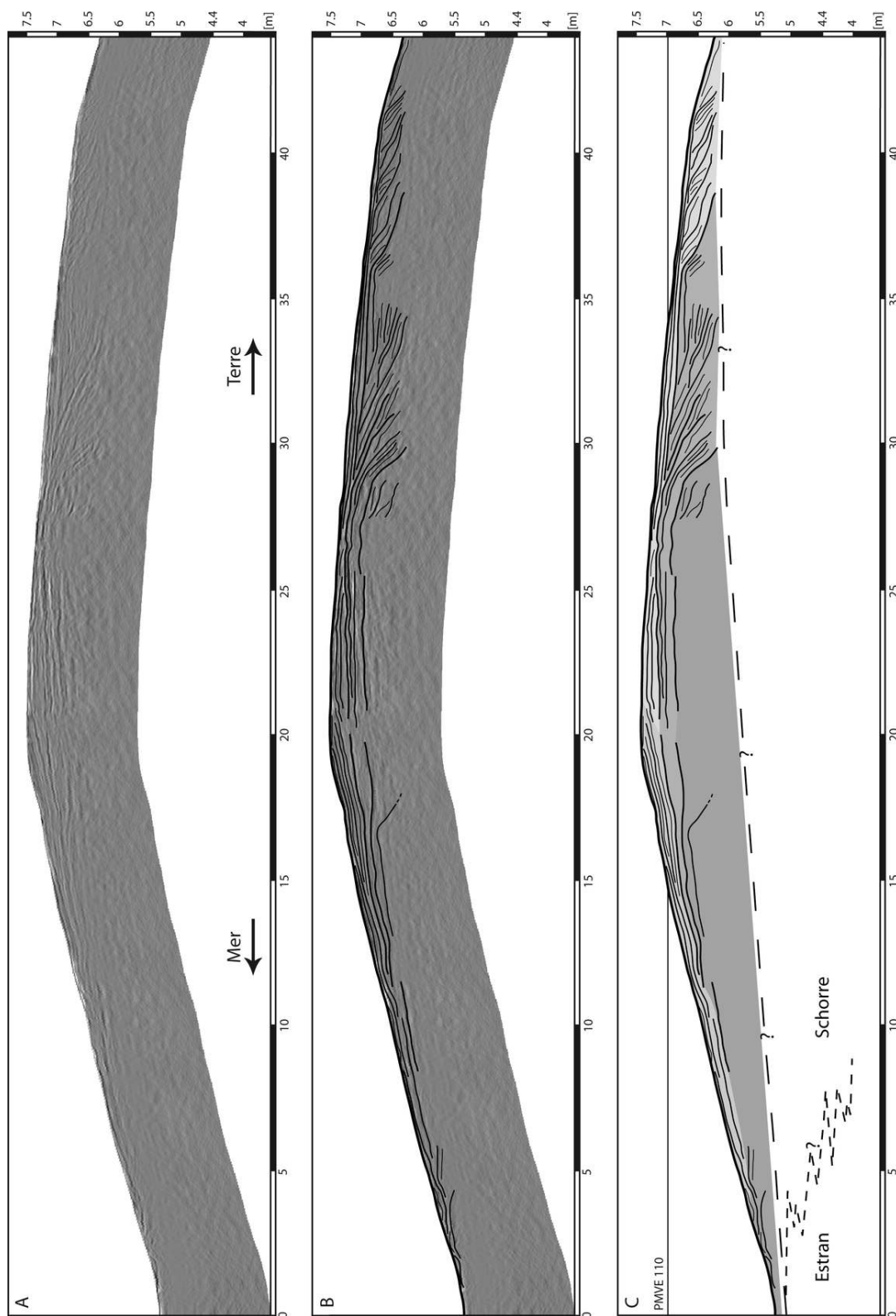


FIG. III.26 – Profil GPR issu de la boîte 1 et interprétations. A) Profil brut, B) profil interprété, C) profil schématisé. Les altitudes sont exprimées en mètres par rapport au référentiel IGN69. L'origine des distances horizontales représente le pied du banc. Version au format A3 dans le livret en annexe.

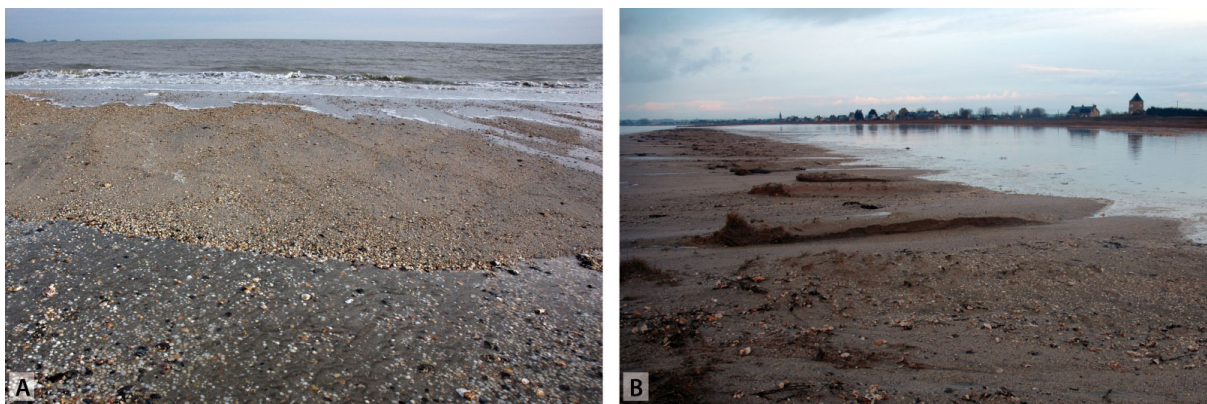


FIG. III.27 – Morphologies créées par les écoulements de washovers sur la face interne du chenier. A) Dépôt en accrétion verticale d'une large nappe sableuse. B) Érosion et canalisation de l'écoulement en chenaux.

Le corps de la face externe présente un faciès radar sourd à l'antenne de 900 MHz (Fig. III.19-f6). Cette absence de signal est attribuée à la présence de sel et d'humidité dans le sédiment, bien que la campagne GPR ait été réalisée à la fin d'une morte eau, pour permettre la vidange complète du schorre et le rinçage du sédiment par les pluies. Ce faciès sourd est scellé dans sa partie supérieure par un faciès constitué de litages sub-parallèles à faible pendage vers la mer (Fig. III.19-f2). Ces réflecteurs sont interprétés comme des litages de plage, construit par l'action du swash sur ce sédiment poreux : l'importante infiltration du jet de rive favorise le dépôt sédimentaire. Ce faciès présente une épaisseur d'une dizaine de centimètres en pied de banc, et s'épaissit jusqu'à près d'un demi mètre à proximité de la crête.

Au-delà de la crête du chenier, sur la face interne, une série de réflecteurs sub-parallèles et continus présentent un léger pendage vers la terre (Fig. III.19-f3), conforme à la pente générale de la surface du banc. Ces réflecteurs se terminent en réflecteurs sigmoïdes à fort pendage vers la terre (Fig. III.19-f4), caractéristiques d'une stratification en foresets. Ces deux types de stratification à pendage vers la terre sont associés à des épandages de tempêtes (ou lobes de washover - Fig. III.28).

Les litages sub-parallèles à faible pendage vers la terre correspondent à la partie supérieure émergée du washover : Lorsque, dans des conditions de forts coefficients de marée, les vagues déferlent par dessus la crête du chenier, il se crée un écoulement unidirectionnel discontinu sur la face interne vers le schorre inondé (Fig. III.28-A). Cet écoulement peut être érosif ou dépositionnel suivant le niveau de submersion, l'état de saturation du sédiment, et le volume du washover. Le sédiment peut être déposé en larges nappes de quelques centimètres d'épaisseur, avec un granoclassement positif dans le sens de l'écoulement (Fig. III.27-A). Sur la verticale, cette sédimentation se traduit par une alternance des litages fins et grossiers. Si le volume de washover est important, et le niveau de submersion relativement bas, l'écoulement se concentre, prend de la vitesse et devient érosif. Il se forme des

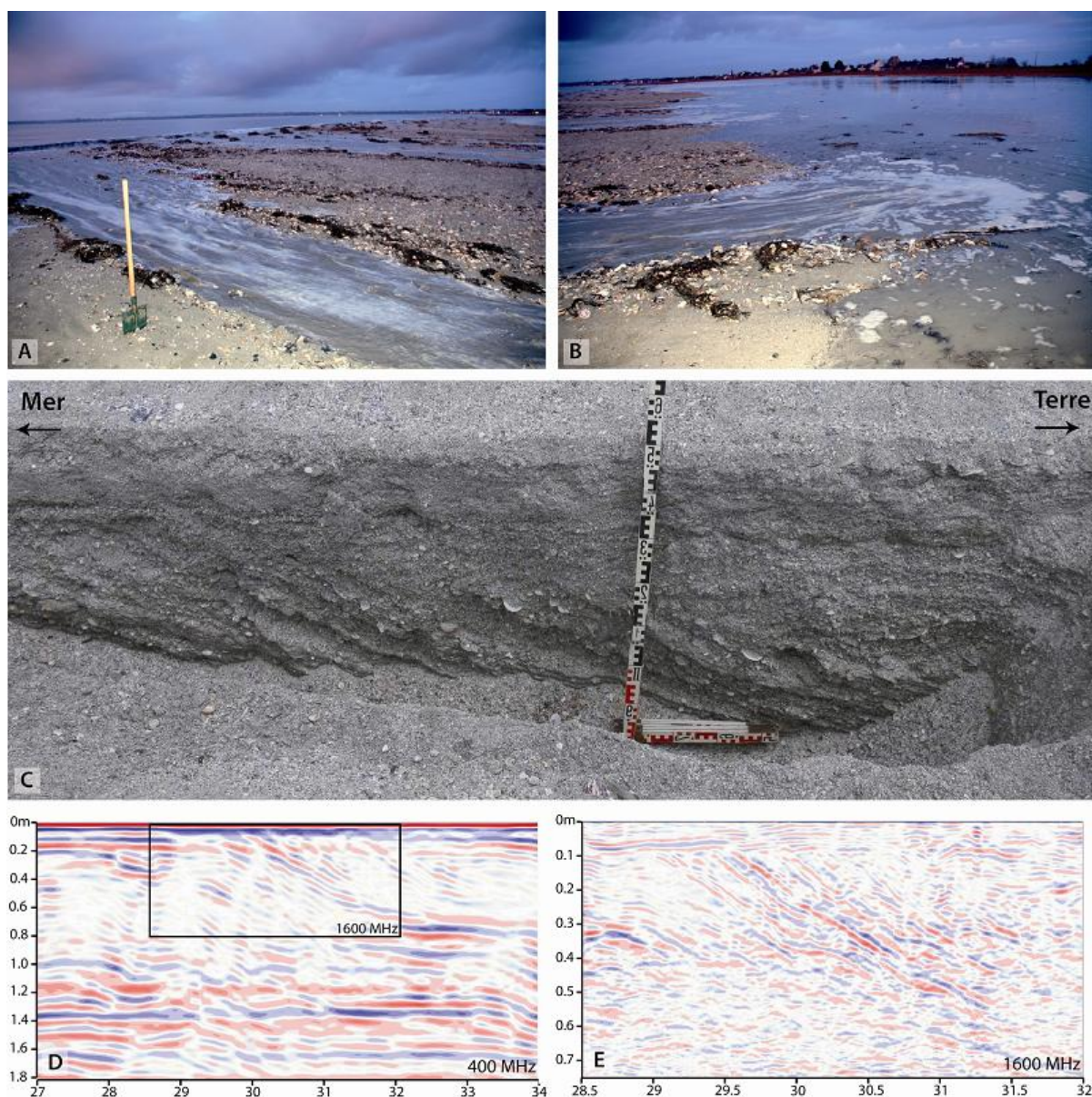


FIG. III.28 – Processus de washover par pleine mer de vive-eau, et structures sédimentaires résultantes. A) Écoulement canalisé du washover sur la face interne émergée du chenier, au-dessus du niveau d'eau statique. B) Entrée du washover dans la vasière ennoyée, décélération de l'écoulement et dépôt du sédiment. C) Tranchée montrant la discontinuité verticale entre fore-sets progradants (sédimentation dans la vasière) et litages aggradant (sédimentation sur la pente émergée). D) Image radar à 400 MHz de la tranchée. E) Image radar à 1600 MHz de la tranchée.

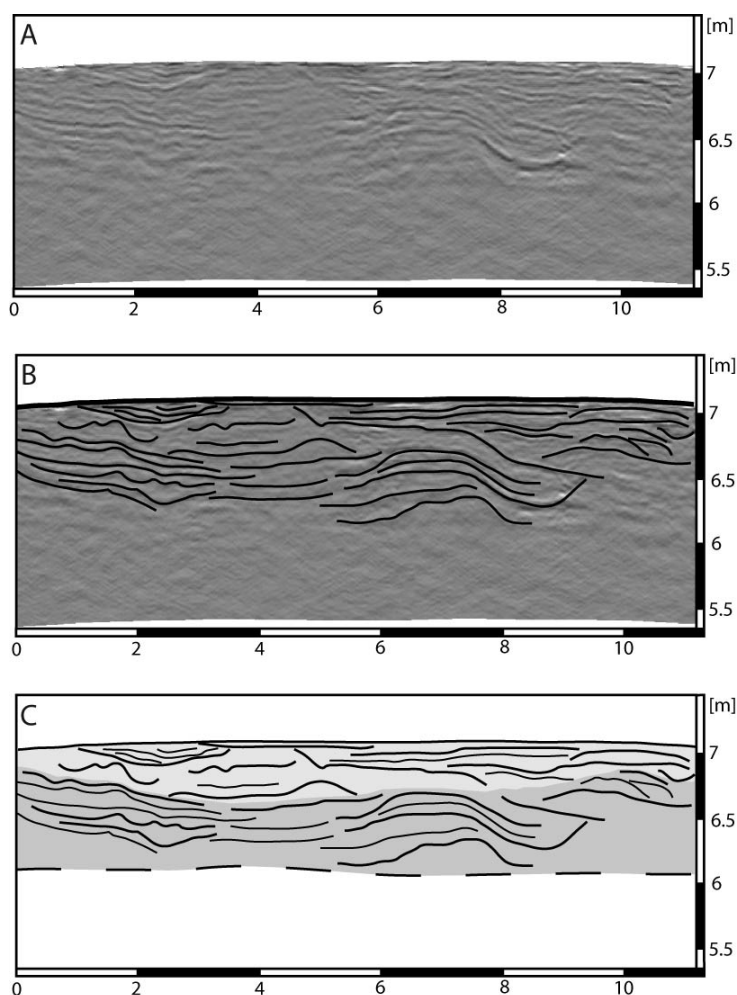


FIG. III.29 – Profil GPR long-shore issu de la boîte 2 et interprétations. A) Profil brut, B) profil interprété, C) profil schématisé.

chenaux creusés dans la face interne du banc sur une dizaine de centimètres, voire plus (Fig. III.27-B). Le lit de ces chenaux est lavé des sédiments les plus grossiers. Lorsque l'écoulement de washover pénètre dans le schorre inondé (Fig. III.28-B), il décélère brutalement. Le sédiment charrié se dépose sous l'eau en foresets à fort pendage. Cette partie du washover située sous le niveau de submersion est appelé delta de washover (Schwartz, 1982). La partie émergée du washover est en aggradation ou en érosion, alors que la partie immergée est en progradation (vers la terre) sur le schorre.

La migration du banc vers la terre se traduit verticalement par un passage d'une sédimentation en foresets à des litages sub-parallèles à faible pendage vers la terre, qui est observé le long d'une tranchée (Fig. III.28-C). Les images radar de cette tranchée (Fig. III.28-D,E) illustrent cette transition où les réflecteurs du delta de washover sont tronqués en leur partie supérieure en toplap par les litages subhorizontaux. La comparaison des antennes de 400 et 1600 MHz montre la différence de résolution verticale, et la finesse des litages visibles à haute fréquence.

Cette surface radar en toplap (Fig. III.19-s1) permet de distinguer deux unités de washover sur le profil radar, comprenant les deux faciès caractéristiques (Fig. III.19-f3,f4). Chacune de ces unités est composée d'une accumulation de petits événements de washover.

Un profil longshore (Fig. III.29) montre une structure d'avantage tri-dimensionnelle et irrégulière. Au-dessus de la surface du substrat fin, des réflecteurs concaves (Fig. III.19-f5) représentent une série de lobes de washovers coalescents. Cette unité est surmontée par un faciès constitué de réflecteur sub-horizontaux (Fig. III.19-f1), localement incisés par des surfaces convexes (Fig. III.19-s4). Cette unité montre une sédimentation associée aux écoulement de washover en zone émergée, avec la création de chenaux d'écoulement incisés dans cette même unité, et remplis par la suite de sédiment.

III.4.3 Boîte 2 - Chenier transgressif stabilisé

La boîte 2 se situe 500 m à l'Est de la boîte 1, sur un chenier plus ancien comme l'indique sa morphologie générale. La face interne est largement couverte d'une végétation rase, et seule la face externe semble être remaniée lors des gros coefficients de marée. Ce chenier présente des dimensions plus imposante que le chenier actif illustré par la boîte 1, avec une largeur de 60 m environ, et une épaisseur de 2 à 3 m.

Le profil 2 (Fig. III.30) est cross-shore, et montre globalement les même unités et faciès radar que le profil 1 (Fig. III.26) : une unité basale sourde à l'antenne de 900 MHz (Fig. III.19-f6), une surface d'érosion liée à la houle sur le bas de la face externe du banc, des litages de plage sur le haut de la face externe (Fig. III.19-f2), et deux grandes unités de washover. L'unité la plus ancienne est essentiellement composée d'une stratification en foresets (Fig. III.19-f4), avec une progradation sur le schorre d'environ 15 m. L'unité la plus récente montre en majorité des litages sub-parallèles à faible pendage vers la terre (Fig. III.19-f3) associés à la partie émergée de dépôts de washover. Cette unité repose sur les foresets de l'unité précédente, et montre qu'une aggradation de près d'un mètre est associée à la dernière phase de construction de ce chenier. La transition entre la phase de progradation en foreset et la phase d'aggradation est très probablement liée à l'altitude du chenier par rapport au niveau de submersion des pleines mers de vives-eaux.

Une sous-boîte 2' a été échantillonnée sur la face externe du chenier à l'aide d'une antenne très haute fréquence de 2600 MHz (Fig. III.31), dans le but d'observer les structures sédimentaires sourdes à l'antenne de 900 MHz. Le profil de réflexion radar montre une pénétration du signal d'une trentaine de centimètres dans le sédiment, avec une résolution verticale de 2-3 cm. Le faciès radar f3 (Fig. III.19), constitué de litages sub-parallèles à faible pendage vers la terre est observé sous les quelques centimètres de lamines de plage (Fig. III.19-f2).

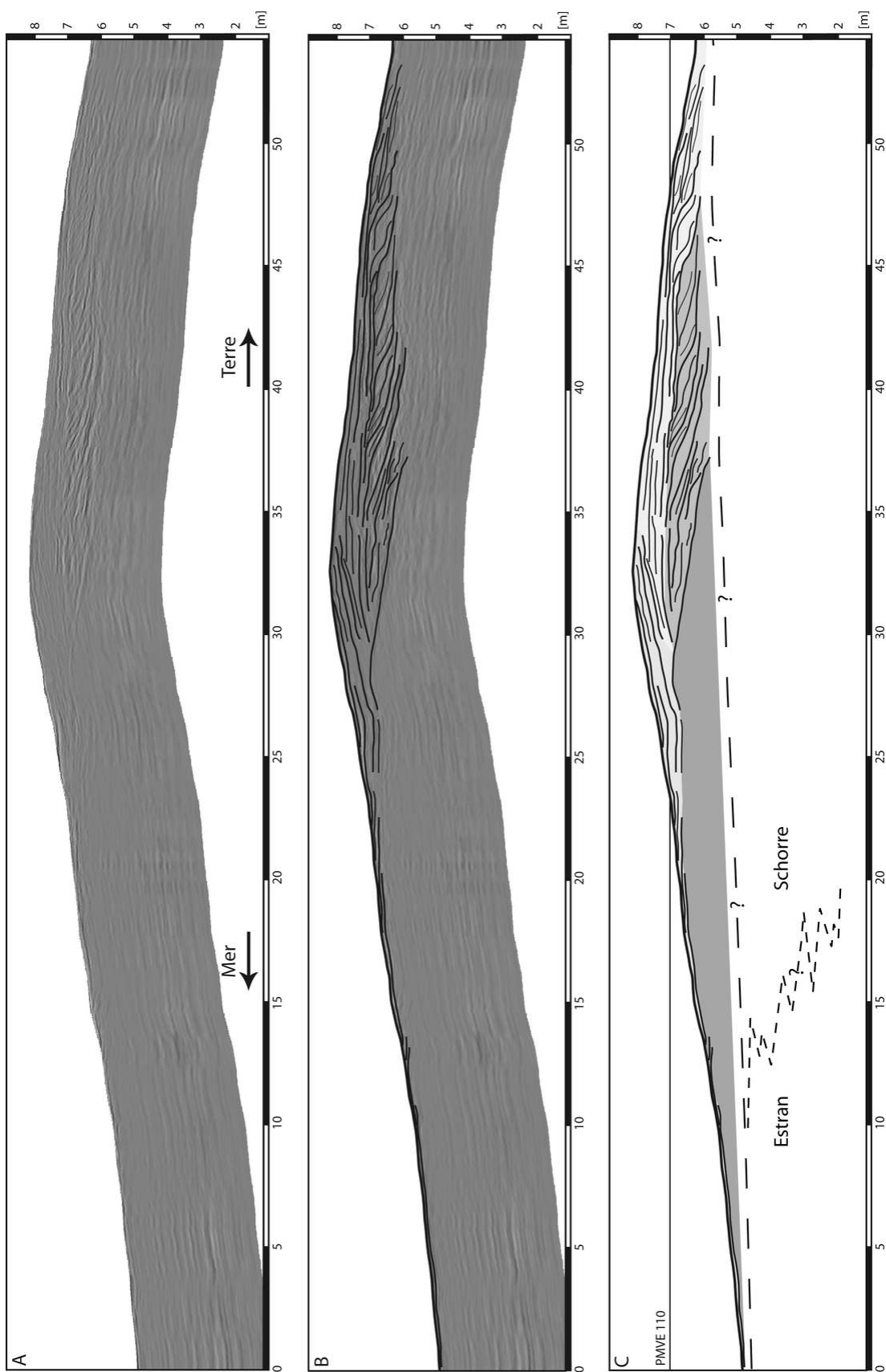


FIG. III.30 – Profil GPR cross-shore issu de la boîte 2 et interprétations. A) Profil brut, B) profil interprété, C) profil schématisé. Version au format A3 dans le livret en annexe.

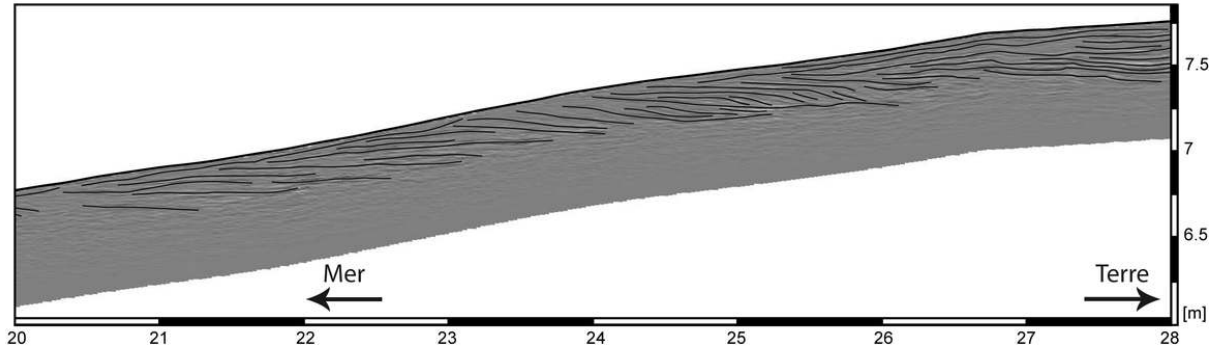


FIG. III.31 – Profil GPR cross-shore interprété issu de la boîte 2'.

Cette observation démontre que l'unité basale peut être en partie constituée d'anciens dépôts de washover, remaniés sur la face externe lors de la migration du chenier vers la terre. Le sédiment est recyclé à l'image d'un tapis roulant : le sédiment déposé par le swash sur la face externe du chenier est remanié lors des épisodes de grandes vives-eaux, et déposé sur la face interne en lobes de washover. Lorsque le chenier migre vers la terre, la surface d'érosion que constitue la plage entame les dépôts plus anciens, jusqu'à atteindre les lobes de washover précédemment déposés, et qui sont alors exposés sur la face externe, côté mer.

III.4.4 Boîte 3 - Chenier progradant stabilisé

Les profils constituant la boîte 3 ont été réalisés à l'Ouest du site d'étude, sur une large chenier, partiellement couvert de végétation rase sur sa face interne, et présentant une morphologie particulière avec une double crête. Il présente une largeur d'une soixantaine de mètres, et une épaisseur de 2 à 3 m.

Le profil cross-shore 3 (Fig. III.32) réalisé avec l'antenne de 900 MHz révèle une structure interne quelque peu différente des deux profils présentés précédemment. La partie la plus interne du chenier présente une stratification typique de dépôts de washover. Trois unités radar sont identifiées. Les deux plus anciennes sont constituées uniquement d'une stratification en foresets (Fig. III.19-f4), avec une progradation sur le schorre de près de 30 m. L'unité la plus récente drape les deux unités sous-jacentes, avec une stratification à faible pendage vers la terre (Fig. III.19-f3) associée à la partie émergée des dépôts de washover.

Ces trois unités de washover sont tronquées par une grande surface d'érosion à fort pendage vers la mer. Cette surface est interprétée comme une ancienne plage préservée, c'est-à-dire comme la face externe d'un ancien chenier. A cette paléo-plage est adossé un grand corps sédimentaire dont la stratification à faible pendage vers la terre se termine en onlap (Fig. III.19-s2) sur la surface d'érosion.

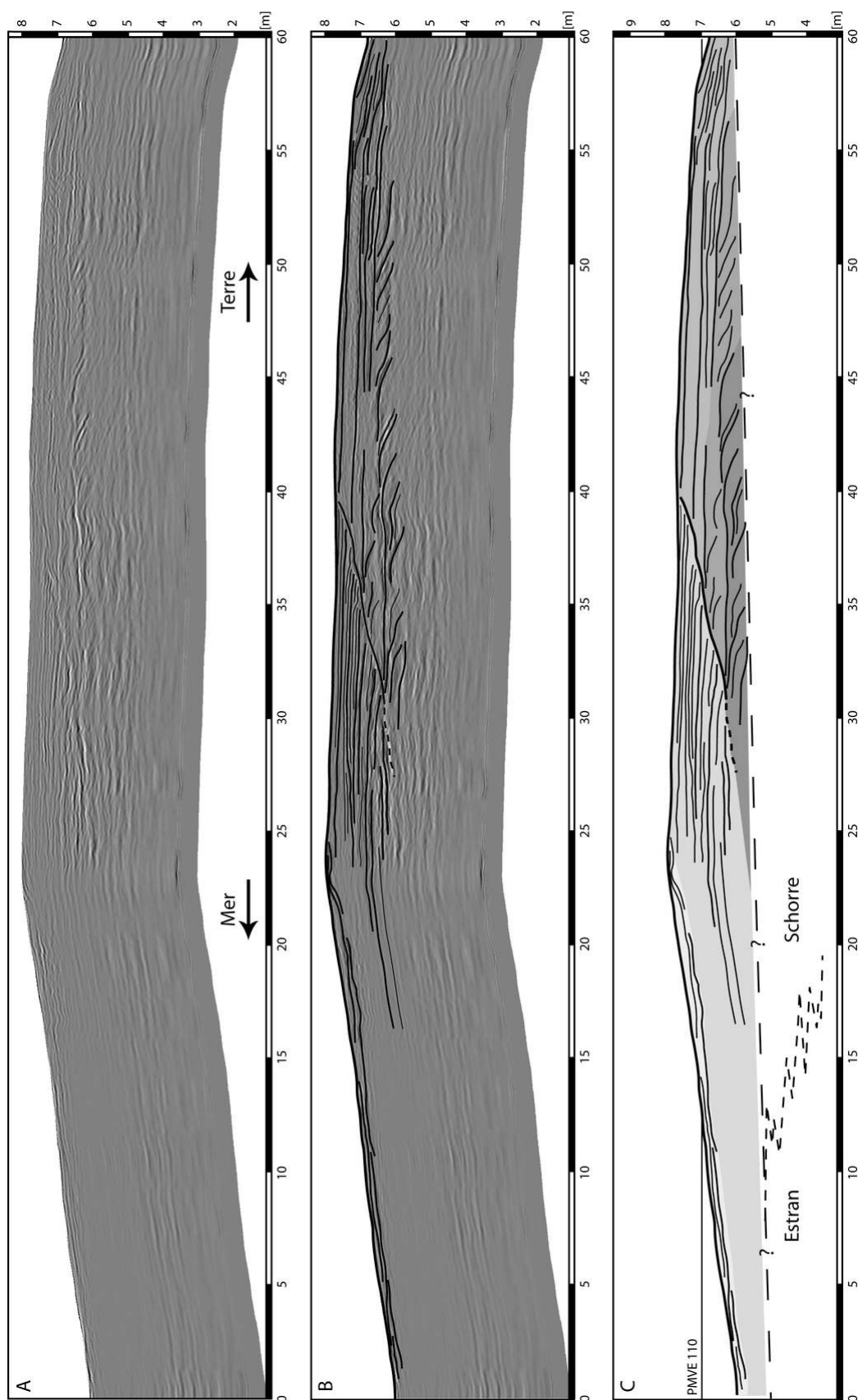


FIG. III.32 – Profil GPR cross-shore issu de la boîte 3 et interprétations. a) Profil brut, b) profil interprété, c) profil schématisé. Version au format A3 dans le livret en annexe.

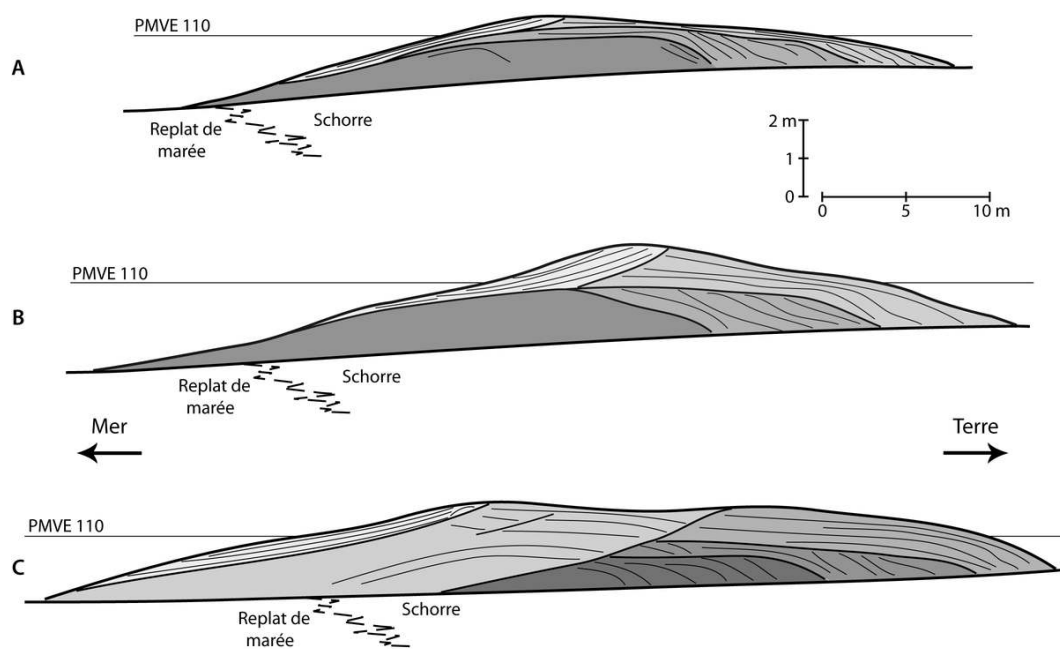


FIG. III.33 – Représentation schématique de l'architecture des trois types de cheniers identifiés par géoradar. A) Jeune chenier transgressif. B) Chenier mature transgressif. C) Chenier mature progradant.

Ainsi, le profil 3 montre que le chenier étudié est en fait constitué de deux bancs amalgamés. La crête du banc le plus ancien est encore visible sur le terrain. Un important volume de sédiment, sous la forme d'un banc de moyen estran migrant vers la terre, est venu buter contre le chenier stabilisé en bordure de schorre. Ce dernier étant altimétriquement trop haut sur l'estran, ou le stock sédimentaire étant trop important, le sédiment n'a pu être remanié par des écoulements de washover. A ce stade d'évolution, ce type de chenier n'est plus transgressif, mais se développe par accumulation de bancs entraînant une progradation vers la mer. La chronique de photographies aériennes montre bien cette dynamique des bancs de moyen estran qui viennent nourrir les cheniers en bordure de schorre.

Les résultats de la campagne GPR à Vildé-Hirel montrent que les cheniers sont essentiellement construits par des dépôts de washover. Il y a peu de sédimentation sur les plages qui représentent des surfaces d'érosion et de remaniement d'anciens lobes de washover. Deux styles de sédimentation sont distingués au sein des lobes de washover, qui dépendent fortement du niveau de submersion tidale : accrétion verticale sur la face interne émergée, et progradation en foresets vers la terre dans la vasière ennoyée. Trois architectures caractéristiques sont identifiées, qui semblent dépendre du degré de maturité du chenier : du banc transgressif actif au chenier mature progradant.

III.5 Résultats de l'analyse des carottes sédimentaires - Habillage en faciès des profils radar

Les tomographies à rayons X des carottes prélevées sur le terrain (Fig. III.7), ainsi que les analyses réalisées à l'aide du perméamètre, sont utilisées pour décrire les faciès caractéristiques des cheniers. Elles viennent compléter les informations fournies par le géoradar. Chaque faciès sédimentaire est caractérisé en termes de texture sédimentaire, d'épaisseur des litages, de granoclassements, de porosité et de perméabilité.

La base grossière du chenier marque une transition brutale avec l'estran silteux (Fig. III.34-A). Ce dernier présente des lamines millimétriques de silt, d'argile ou de sable fin, parfois interrompues par des coquilles éparses, ou par des niveaux centimétriques de sable coquillier grossier. La transition entre les deux faciès est brutale, comme le suggère le log de porosité dont les valeurs passent de 30% dans le replat de marée, à plus de 55% dans la base coquillière du chenier. Ces deux faciès ont des origines complètement différentes en termes d'environnement de dépôt, et le replat de marée est bien une surface de migration du chenier, où le sédiment grossier n'est pas ou très peu conservé.

Le faciès de plage est caractérisé par une alternance de lamines pluri-millimétriques à centimétriques de sable coquillier moyen à grossier, à faible pendage vers la mer (Fig. III.34-B). Il y a très peu de coquilles entières. Les particules sédimentaires présentent une orientation préférentielle conforme à la pente de la plage, et donc dans le sens d'écoulement du jet de rive et du ressac.

La crête des bancs plus anciens et stabilisés présentent une couverture éolienne (Fig. III.34-C). Cette couverture consiste en une épaisseur homogène de 10 à 20 cm de sable fin, recouvrant des dépôts plus grossier de sable coquillier. Ce sable éolien présente un bon substrat pour la végétation rase qui colonise la face interne des cheniers, et on y retrouve de nombreuses racines.

Le faciès sédimentaire associé à la partie émergée des dépôts de washover (Fig. III.34-D) est semblable au faciès de plage décrit précédemment (Fig. III.34-B). Il est constitué de lamines pluri millimétriques de sable moyen à grossier, avec peu de coquilles entières, à pendage léger vers la terre. Les lamines de sable coquillier moyen à grossier alternent parfois avec des niveaux sableux plus fins.

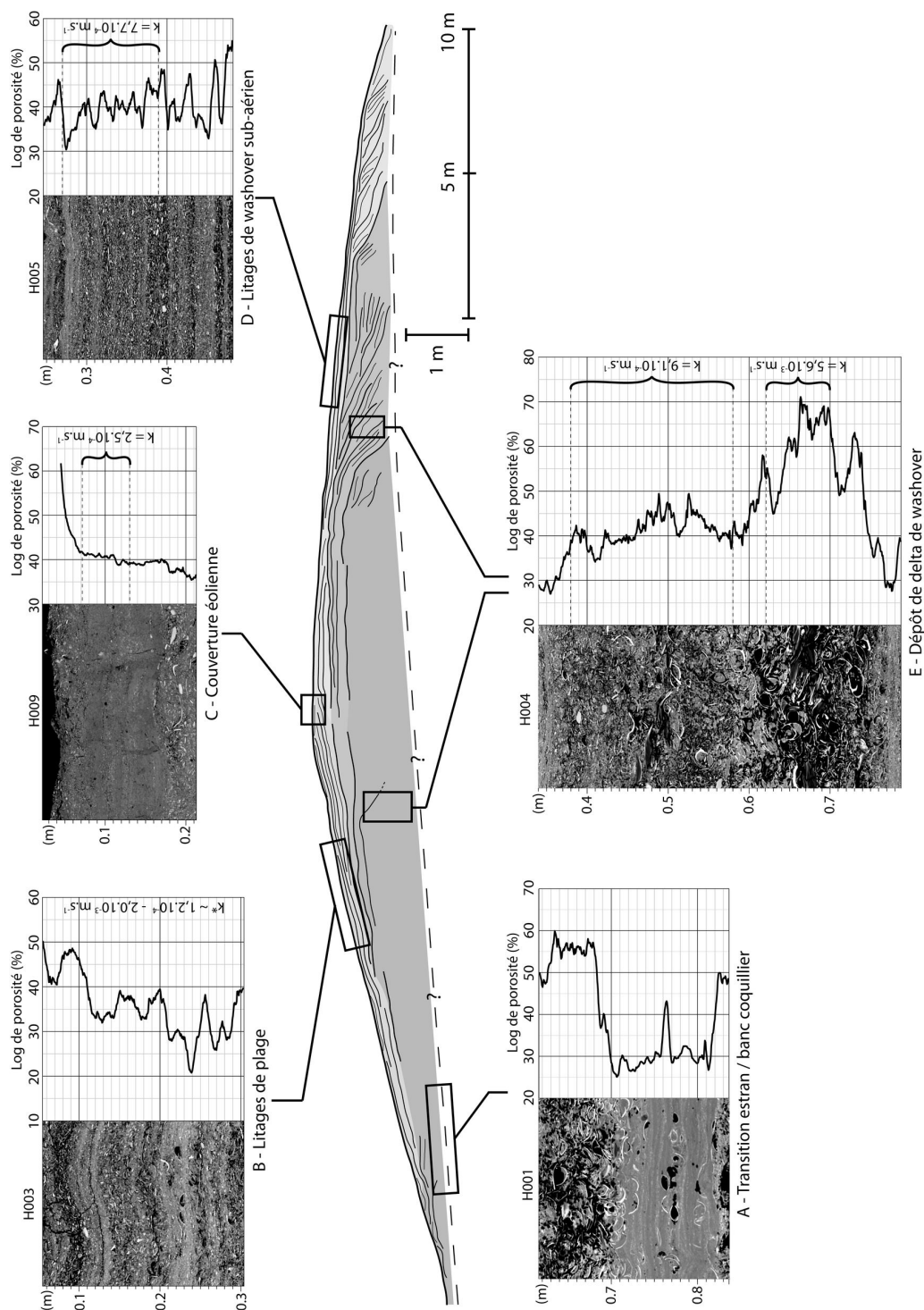


FIG. III.34 – Habillage en faciès des principales séquences sédimentaires par la tomographie à rayons X. Les graduations verticales sur les logs correspondent à la position de l'échantillon sur la carotte, en partant de la surface. Les tomographies sont des déroulés d'une longueur de 18 cm (A,B,D,E) et 26 cm (C). Les valeurs de perméabilité (k) mesurées sur les carottes sont indiquées. Les barres noires représentent les prises de mesure. *Pas de valeurs mesurées sur cette carotte. Les chiffres sont issus d'autres mesures sur un même faciès. Version au format A3 dans le livret en annexe.

Les deltas de washover présentent une séquence granodécroissante vers le haut (Fig. III.34-E), caractéristique de ce type de dépôt. Chaque séquence peut avoir une épaisseur de plusieurs dizaines de centimètres. Leur base est essentiellement composée de coquilles entières et de gros fragments, parfois comblés de sable fin. Le haut des séquences tend vers des sables et débris coquilliers fins, parfois drapés d'une fine couche d'argile liée à la décantation des matières en suspension présentes dans le schorre inondé. De telles séquences granocroissantes peuvent être déposées en une pleine mer de vive-eau en conjonction avec un épisode de houle.

L'étude des carottes par tomographie à rayons X et au perméamètre à charge constante révèle la nature très poreuse, perméable et hétérogène des cheniers, liée au matériel sédimentaire les constituant et aux processus hydrosédimentaires associés. Les dépôts de plage et des parties émergées des washovers sont composés de sable coquillier moyen à grossier bien trié. Il en résulte des valeurs de porosité comprises entre 30 et 40%, et une bonne perméabilité (de 10^{-4} à $2.10^{-3} m.s^{-1}$). Les débris coquilliers les plus grossiers et les coquilles entières sont concentrés dans les deltas de washover et à la base des cheniers, où les valeurs de porosité peuvent atteindre près de 70% (Fig. III.34-E). La perméabilité peut atteindre des valeurs de $5 - 6.10^{-3} m.s^{-1}$, proche des valeurs caractéristiques des graviers. Ces très fortes porosité et perméabilité se traduisent lors de la submersion par les marées de vives-eaux par l'exfiltration de larges volumes d'air. Même lorsque les cheniers sont totalement submergés, on observe d'importants bouillonnements dans l'eau, associés à la lente expulsion de l'air emprisonnée dans le sable qui se sature. Cet important décalage entre submersion tidale et saturation du chenier a très probablement des conséquences



FIG. III.35 – *Expulsion d'air liée à la saturation en eau d'un chenier submergé lors d'une marée de vive-eau. La partie visible du manche de bêche mesure une trentaine de centimètres.*

en terme de transport sédimentaire et d'érosion / dépôt dans le swash (face externe) et dans les écoulement de washover sur la face interne. Sur la plage, ces effets d'infiltration et d'exfiltration modifient les contraintes cisailantes sur le fond et modifient transport sédimentaire cross-shore (Conley et Inman, 1993). Cet aspect sera développé au cours des chapitres suivants. Au niveau du flanc interne, l'absorption d'une grande partie de l'eau débordant par dessus la crête favorise le dépôt de sédiment en larges nappes sub-horizontales (Fig. III.27).

Grâce à la tomographie par rayons X et à l'analyse géotechnique des carottes, chaque faciès radar identifié sur les profils est caractérisé en terme de faciès et de séquence sédimentaires, de porosité et de perméabilité. Les images scanner apportent des informations supplémentaires ou viennent confirmer les hypothèses sur les processus de dépôt du sédiment. Les fortes valeurs de porosité et de perméabilité soulignent le caractère récent et sans cesse remanié du matériel bioclastique grossier qui compose les cheniers.

III.6 Synthèse et discussion sur l'architecture interne des cheniers

III.6.1 Architecture interne des cheniers et stades d'évolution

La prospection par géoradar a montré que les cheniers du site de Vildé-Hirel sont constitués d'un nombre limité d'unités morpho-stratigraphiques formées par : (i) des écoulements de washover, (ii) de la sédimentation de plage, (iii) du recouvrement éolien, (iv) l'accrétion de petits bancs de moyen estran sur de la face externe des cheniers. Ces éléments observés en baie du Mont-Saint-Michel sont très semblables à ceux décrits en Angleterre par Neal *et al.* (2002b). Ces différentes unités varient considérablement en volume selon le degré de maturité des cheniers, dont l'altitude sur l'estran par rapport au niveau de submersion tidale semble être un facteur de contrôle prépondérant.

La plupart des cheniers étudiés sont en grande partie constitués de dépôts de washover déposés sur la face interne (côté terre), et qui peuvent réapparaître sur la face externe (côté mer) lorsque le chenier migre vers la terre.

Les bancs de haut estran les plus jeunes reposent sous le niveau moyen des pleines mers de vives-eaux (PMVE). Leur structure interne, presque totalement composée de foresets (Fig. III.36-1), est associée à leur mode de migration. Étant très régulièrement submergés sous plusieurs dizaines de centimètres d'eau (voire plus d'un mètre), l'action combinée de la marée et des bores de vagues produisent un courant onshore remaniant le sédiment. Ces bancs se structurent alors à la manière d'une ride de courant ou d'une dune hydraulique.

Lorsque ces bancs atteignent le niveau moyen de PMVE, proche de la limite de développement du schorre (autour de 6 m IGN), leur fréquence de submersion diminue avec leur vitesse de migration. Des lamines de plage peuvent être déposées sous l'action du swash sur le haut de la face externe, même si cette dernière reste essentiellement une surface d'érosion. Le matériel remanié par le déferlement des vagues est déposé sur la face interne en lobes de washovers. A ce stade, la sédimentation associée aux écoulements de washovers se fait essentiellement en foresets dans le schorre inondé (Fig. III.36-2).

Au fur et à mesure des apports sédimentaires par la houle et la marée, le chenier s'épaissit et sa crête dépasse le niveau moyen des PMVE. A partir de ce moment, la sédimentation associée aux écoulements de washover se fait suivant deux motifs distincts (Schwartz, 1982) : A la partie émergée de l'écoulement est associée une sédimentation à faible pendage vers la terre, conforme à la face interne du banc (Fig. III.36-3). Lorsque l'écoulement pénètre dans le schorre inondé, le sédiment est déposé en foresets à fort pendage vers la terre.

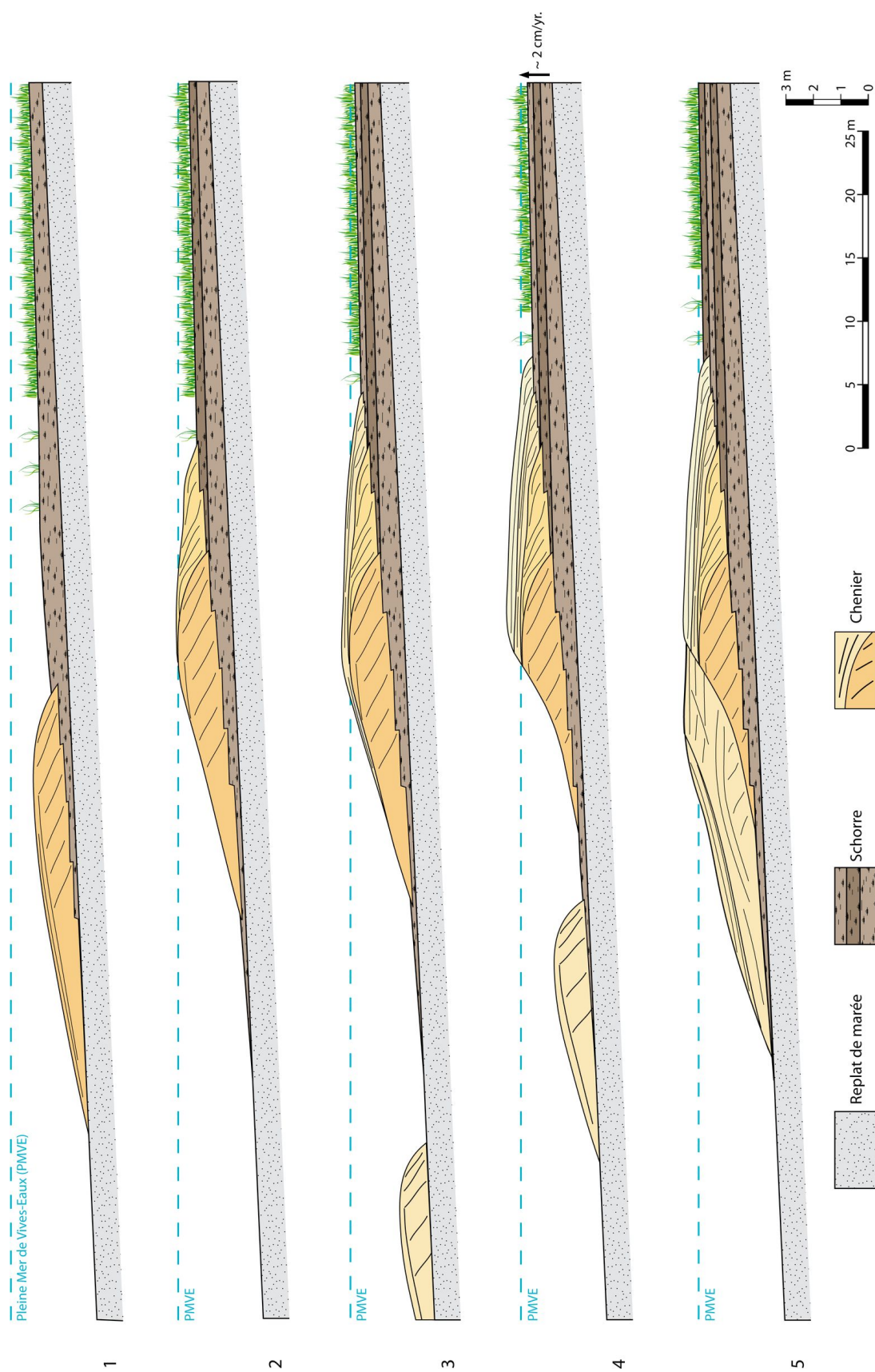


FIG. III.36 – Schéma d'évolution morpho-stratigraphique des cheniers, élaboré à partir des interprétations des profils radar. Version au format A3 dans le livret en annexe.

Dans le schorre inondé, la sédimentation des particules fines en suspension conduit à une accrétion verticale relativement importante. Berger et Caline (1991) obtiennent par datation isotopique au ^{210}Pb et au ^{137}Cs des valeurs d'accrétion variant entre 1 et 3 cm par an pour des schorres se trouvant en arrière de cheniers coquilliers.

Les tempêtes ou les épisodes de fortes houles peuvent attaquer sévèrement les plages des cheniers, créant des micro-falaises d'érosion au niveau des crêtes végétalisées. Le recul de la crête associée à cette érosion entame les dépôts superficiels récents associés à la partie émergée des washovers, et expose sur la face externe des structures sédimentaires plus anciennes (Fig. III.36-4). A ce stade, l'aggradation sur la face interne des cheniers est limitée par la hauteur d'eau maximum permettant le franchissement des vagues et la formation de washovers. Lorsque les cheniers ont une épaisseur suffisamment importante pour atteindre ce niveau maximum, les crêtes et les faces internes sont rapidement colonisées par une végétation rase qui forme un piège pour les sables éoliens.

Au même moment, de nouveaux bancs se développant sur le haut estran peuvent migrer jusqu'au chenier stabilisé. Si ce dernier est épais et dépasse le niveau moyen des PMVE, ou si le nouveau banc est très volumineux, ce stock sédimentaire ne peut être remanié par des processus de washover. Le jeune banc vient alors s'appuyer contre la plage du chenier stabilisé, l'élargissant en progradation vers la mer (Fig. III.36-5).

III.6.2 Architecture interne des cheniers et vitesses de migration

La chronique des photographies aériennes disponibles depuis 1947 montre que les cheniers étudiés se sont développés à partir des années 1970. Ils se sont stabilisés sur le haut estran, 200 à 300 m au large de cheniers plus anciens. Cette stabilisation a favorisé la progradation rapide du schorre sur la surface séparant les deux séries de cheniers en moins de 4 ans (1982-1986). Les cheniers étudiés sont donc des corps sédimentaires extrêmement récents¹.

Sur chacune des boîtes radar étudiées, plusieurs grandes unités de washover sont distinguées. Le chenier transgressif actif illustré par le profil 1 (Fig. III.26) présente deux unités : La plus ancienne est essentiellement composée de foresets associés aux deltas de

¹Des essais de datation au ^{210}Pb et au ^{137}Cs ont été réalisées sur la carotte H010 par Laurent Dezileau au laboratoire Géosciences Montpellier (UMR 5243). Cette carotte, localisée figure III.7, traverse les unités de washover du chenier illustré sur la figure III.30 sur une épaisseur de 110 cm. Les concentrations des radionucléides sont très faibles car dilués dans les sables. En effet, le ^{210}Pb et le ^{137}Cs se fixent principalement sur les argiles, voire les silts. La présence de ^{137}Cs , même en faibles quantité, indique cependant que les dépôts sont postérieurs à 1963, date marquant la fin des essais nucléaires atmosphériques. La méthode des radionucléides est peu adaptée à la datation des unités de washover, dont le sédiment est sans cesse remanié.

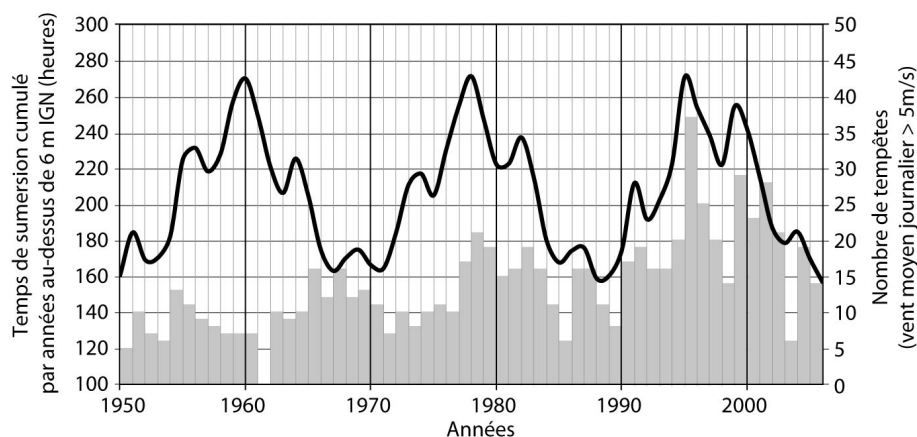


FIG. III.37 – Conjonction entre durées de submersion par pleines mers de vives-eaux et tempêtes. L'altitude 6 m IGN correspond à peu près à la base des cheniers et à la hauteur des pleines mers de coefficient 90-100.

washover. La plus récente montre les deux types de sédimentation associée aux écoulements de washover : litages à faible pendage vers la terre (partie émergée du washover), se terminant en foresets à fort pendage (deltas de washover).

Le profil 2 (Fig. III.30, réalisé sur un chenier transgressif stabilisé, présente également deux grandes unités de washovers. Encore une fois, la plus ancienne est essentiellement progradante (foresets à pendage vers la terre), alors que l'unité récente montre une aggradation de plus d'un mètre.

Sur le même schéma, la partie la plus interne du chenier progradant stabilisé (Fig. III.32) présente deux unités de washover en foresets, et une unité aggradante. La transition entre ces deux styles de sédimentation correspond globalement au niveau moyen des PMVE.

Afin d'estimer le temps de construction de ces grandes unités de washover, le temps cumulé de submersion tidale et d'action de la houle pendant lequel les cheniers peuvent potentiellement migrer vers la côte a été calculé. En effet, la conjonction entre de grandes marées de vives-eaux et des épisodes de forte agitation dans la baie exacerbe le transport sédimentaire sur le haut estran. Ainsi, la mobilité des cheniers reposant sur le haut estran devrait être corrélée à leur durée de submersion tidale.

Le temps cumulé de submersion tidale au-dessus de la côte 6 m IGN (Fig. III.37) est calculé à partir des hauteurs de pleines et basses mers journalières sur la période 1950-2006, gracieusement fournies par le SHOM. Cette altitude a été choisie car elle correspond à la limite de développement des schorres et au pied des cheniers qui s'y développent à leur bordure. La courbe de submersion présente des cycles tidaux à 4 et 18 ans, où les temps annuels de submersion varient entre 160 heures pour les creux les plus bas, et près de 280 heures pour les maxima (Fig. III.37).

Les épisodes de tempête ou de fort coup de vent ayant lieu les jours de submersion

tidale au-dessus de la côte 6 m IGN sont extraits d'une chronique de vent tri horaire entre 1950 et 2006 (données Météo France). Ces épisodes sont définis par une vitesse moyenne journalière du vent supérieure à 5 m.s^{-1} . Le nombre de ces épisodes d'agitation dans la baie par an est reporté sur le Figure III.37. Cette analyse montre que : (i) le nombre de tempêtes varie selon une périodicité à 4 ans qui correspond globalement aux cycles tidaux ; (ii) il y a une augmentation évidente du nombre de tempêtes par an coïncidant avec une submersion tidale au-dessus de 6 m, et plus particulièrement durant les années 1990.

En considérant les cycles de submersion tidale et de tempêtes, un scénario schématisant le développement des cheniers et leur vitesse de migration peut être proposé :

– **Rôle des cycles tidaux à 18 ans.**

Pendant les périodes de bas niveau des PMVE et de temps plus court de submersion au-dessus des 6 m IGN (creux des cycles tidaux - Fig. III.37), les cheniers migrent plus doucement vers la terre et se stabilisent un peu plus bas sur le haut estran (Fig. III.38-1). Les conditions calmes et favorables à la sédimentation fine en arrière de ces cheniers permettent la progradation du schorre, qui colonise les dépressions d'arrière cordons sur plusieurs dizaines à plusieurs centaines de mètres (Fig. III.38-2). Les cheniers plus anciens (plus hauts sur l'estran), se trouvent incorporés dans les herbus. Ils sont alors doucement recouverts de végétation, se compactent et cimentent par infiltration de sédiments fins (silt et argile) qui décantent lentement dans le schorre ennoyé. Ils sont lentement érodés par les chenaux de vidange du schorre (Fig. III.38-4).

Pendant les périodes de haut niveau des PMVE, et par conséquent de plus grande fréquence de submersion (pics des cycles tidaux - Fig. III.37), les cheniers précédemment stabilisés plus bas sur l'estran connaissent une période de remaniement intense et de migration sur le schorre nouvellement implanté, par processus de washover (Fig. III.38-3,6). Ces périodes de grande mobilité sédimentaire sont exacerbées lorsqu'elles coïncident avec des périodes de forte agitation dans la baie, comme c'est le cas par exemple des années 1990-2000 (Fig. III.37).

Cette modulation est liée aux cycles tidaux à 18 ans, qui conduit à long terme à la progradation générale du système cheniers / schorre (Fig. III.38). Les effets potentiels des cycles tidaux à 18,6 ans sur la dynamique littorale ont été mis en évidence récemment par Gratiot *et al.* (2008), le long de la côte vaseuse à cheniers Sud-Américaine, au Nord du débouché de l'Amazone. Les périodes creuses du cycle tidal favorisent la sédimentation fine et le progradation des vasières sur plusieurs centaines de mètres, rapidement colonisées par la mangrove. Aux périodes pics sont associées une importante érosion des mudflats et un recul du littoral, associé à la construction de cheniers sableux.

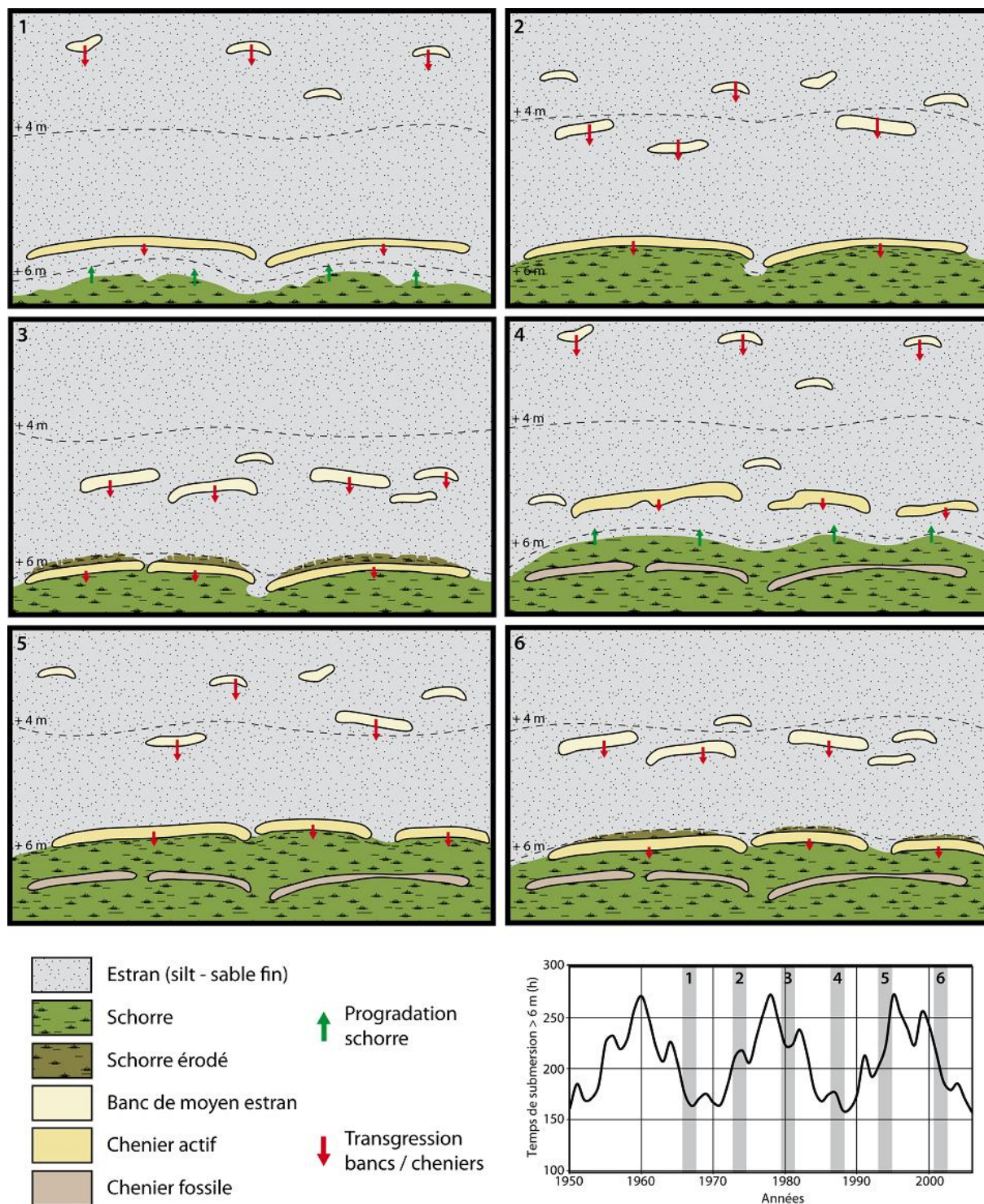


FIG. III.38 – Rôle des cycles tidaux basses fréquences dans l'évolution à long terme du système de cheniers.

– **Rôle des cycles tidaux à 4 ans.**

Un examen détaillé des photographies aériennes couplé avec l'étude des profils radar permet une première estimation des temps de construction des grandes unités de washover. Ces observations se sont concentrées sur les derniers épisodes de migration des cheniers étudiés. Il est important de noter que la précision de l'estimation des vitesses de migration est limitée par la fréquence des photographies aériennes. Par exemple, un déplacement de 50 m observé entre deux photographies espacées de 4 ans aurait très bien pu se produire en une année.

Le chenier illustré par le profil 1 (Fig. III.26) a connu sa dernière phase de migration entre 1996 et 2002, avec un déplacement horizontal de 60 m environ. Sachant que le chenier a une largeur de 50 m au plus, cela implique que le totalité du sédiment a été remanié par processus de washover pendant ces 6 années. Par conséquence, chacune des unités de washover identifiée sur le profil radar, avec une extension latérale d'une dizaine de mètres sur le schorre, peut avoir été déposée en une année où coïncident hauts niveaux de submersion tidale et forte agitation dans la baie. Entre 2002 et 2006, ce chenier n'a plus subi de déplacement significatif vers la terre. Cette période de stabilisation correspond à un creux dans le cycle tidal à 18 ans (Fig. III.37).

Sur le même schéma, le chenier associé à la boîte 2 (profil 2 - Fig. III.30) a atteint sa position actuelle avec un dernier épisode de déplacement onshore de 50 m entre 1982 et 1990. Les deux unités principales de washover identifiées, avec une extension latérale d'environ 20 m sur le schorre, ont été construites dans un laps de temps relativement court, qui peut correspondre à un pic du cycle tidal à 4 ans, associé à une période de plus forte activité des tempêtes (par exemple la période 1982-1983, ou 1986-1987). La fin de la période 1982-1990 où le chenier s'est stabilisé correspond à un creux dans le cycle tidal à 18 ans (Fig. III.37). La position plus basse du chenier sur le haut estran a permis une progradation rapide du faciès de schorre.

Concernant le chenier associé au profil 3 (Fig. III.32), le banc constituant sa partie la plus interne (et la plus ancienne) a connu sa dernière phase importante de migration entre 1977 et 1982, avec un déplacement onshore d'environ 120 m. Plus précisément, le dernier épisode discernable de washovers s'est produit entre 1986 et 1990, résultant en une avancée du front de banc de 30 m sur le schorre. Ce rythme de mise en place est très similaire à celui des unités de washover du profil 2 (Fig. III.30). Le banc de haut estran qui s'est accolé à l'ancienne plage du chenier, et qui en constitue maintenant la partie externe la plus récente, s'est mis en place entre 1990 et 1996, lors de la phase croissante du dernier pic tidal à 18 ans.

La migration des cheniers vers la terre implique un remaniement total du sédiment les constituant sur une période de 6 à 8 ans, à la manière d'un tapis roulant : Le sédiment est sans cesse érodés de la face externe (plage), pour être déposés en lobes de washovers sur la face interne, avant de réapparaître à nouveau sur la face externe. Ainsi, les grandes unités de washover identifiées sur les profils radar sont des unités sédimentaires très jeunes. Le temps nécessaire à la construction de chacune d'entre elle est de l'ordre de un à deux ans. Les cycles tidaux basses fréquences (4 et 18 ans) modulent cette dynamique, en déclenchant des périodes de stabilisation ou de transgression des cheniers.

III.7 Conclusion

La campagne de prospection géoradar a dévoilé l'architecture interne des cheniers de Vildé-Hirel avec une résolution verticale sub-décimétrique. La réalisation de tranchées et l'analyse de carottes par tomographie à rayons X a confirmé que les réflecteurs radar correspondent bien aux structures sédimentaires. Elles apportent également des informations complémentaires en terme de faciès sédimentaire.

Les cheniers sont en grande partie composés d'un empilement de lobes de washover, dont le style de sédimentation (en aggradation ou en foresets progradants) dépend du niveau de submersion tidale. Des structures sédimentaires associées à de l'accrétion de plage, du recouvrement éolien ou de l'accollement de bancs ont également été identifiées.

La large couverture du site d'étude a permis de différencier trois types de cheniers par leurs architectures internes. Des cheniers peu épais et encore très actifs présentent une plage essentiellement érosive, et une face interne qui se construit en foresets sous la forme de lobes de washover. Des cheniers plus épais, partiellement couverts de végétation, montrent une accrétion sur le haut de plage. Les lobes de washover passent d'une sédimentation en foresets à une sédimentation par aggradation sur des épaisseurs de plus d'un mètre. Enfin, de larges cheniers se révèlent être constitués de plusieurs bancs en butée contre un chenier principal. Ces trois types de cheniers (jeune chenier transgressif, chenier mature transgressif et chenier mature progradant) représentent un continuum d'évolution principalement contrôlé par l'altitude de ces bancs par rapport au niveau de submersion tidale.

La dynamique de construction des cheniers et l'évolution du système littoral à long terme sont contrôlées par des cycles tidaux basses fréquences, qui jouent sur les niveaux de submersion. Des cycles à 4 ans, couplés à des périodes d'agitation plus intense, exacerbent le remaniement sédimentaire et sont responsables de la formation des grandes unités de washover observées sur les profils de réflexion radar. Une cyclicité à 18 ans (cycles de Saros), contrôlant les niveaux d'eau moyens, entraînent des périodes de stabilisation des cheniers et de progradation des schorres, intercallées entre des épisodes de transgression des barrières littorales. Ce cycle conduit à terme à la progradation du système vaseux / cheniers.

Chapitre IV

Étude hydrosédimentaire du matériel bioclastique

*Weill P., Mouazé D., Tessier B., Brun-Cottan J.C. (2010). Hydordynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers. **Earth Surface Processes and Landform** 35*

IV.1 Introduction

Les cheniers sont composés d'un mélange hétérométrique et polygénique de sable fin silicoclastique et de débris bioclastiques grossiers. Ce sédiment est original à l'échelle de la baie du Mont-Saint-Michel, et cette accumulation bioclastique grossière dans le fond de baie à faible énergie peut paraître surprenante. La compréhension des processus de transport et de tri du matériel grossier sur l'estran argilo-silteux nécessite une étude fine de son comportement hydrodynamique (vitesse de chute et seuil de mise en mouvement).

Les seuils critiques de mise en mouvement d'un sédiment ont fait l'objet d'un très grand nombre d'études depuis le milieu du *XX^e* siècle. Miller *et al.* (1977) présentent une synthèse exhaustive de ces travaux utilisant pour la plupart des sables silicoclastiques bien triés. Les études sur sédiments hétérométriques bioclastiques sont rares, et concernent principalement des sables coralliens, sur des gammes de nombres de Reynolds relativement restreintes (Kench et McLean, 1996).

Smith et Cheung (2004) s'intéressent à la mise en mouvement de sables calcaires naturels et tamisés sous un écoulement unidirectionnel. Ils observent des écarts aux courbes de prédiction établies pour des sables silicoclastiques, et évoquent l'importance des effets de taille et de forme des grains carbonatés dans les processus de mobilisation du sédiment. Ces effets sont confirmés par la comparaison des taux de transports de sables coralliens (Smith et Sleath, 2005). Pour des particules en forme de blocs, des taux de transport supérieurs aux prédictions sont observés. Les taux de transport de particules plates sont,

à l'inverse, inférieurs aux prédictions.

Prager *et al.* (1996) déterminent la vitesse critique de mise en mouvement de sédiments carbonatés plus ou moins bien triés. Ils démontrent que dans le cas d'un sédiment hétérométrique, une couche limite complexe se développe. Au sein de celle-ci, les grains les plus fins sont physiquement masqués derrière les particules les plus grossières, mais peuvent également se trouver dans des zones d'ombre où la contrainte cisailante sur le fond est très faible. Toutefois, ces études n'apportent pas d'informations précises sur la structure de la couche limite qui permettraient de connaître les effets de rugosité créés par de telles particules irrégulières.

Concernant le cas plus particulier des débris coquilliers, Allen (1984) étudie la vitesse de chute et les seuils de mise en mouvement de valves entières de coquillages. Berthois (1965) mesure la vitesse de sédimentation de fragments de lamelibranches dragués sur la plateforme continentale. Il met en évidence l'importance de la grande surface projetée des débris coquilliers sur leur comportement hydrodynamique. Paphitis *et al.* (2002) fournissent un bon jeu de données et amène une discussion intéressante sur la relation entre les vitesses de chute et les vitesses de mise en mouvement de petits fragments bioclastiques issus de deux espèces communes de bivalves. Encore une fois, ces travaux ne couvrent qu'une étroite gamme de taille de particules, et n'apportent aucune information sur la rugosité du fond sédimentaire.

Nos travaux apportent des informations complémentaires sur le comportement hydrodynamique de matériel bioclastique grossier sous un écoulement unidirectionnel. Cette étude expérimentale s'organise en trois parties : (i) une analyse de la composition et de la distribution granulométrique du sédiment composant les cheniers ; (ii) la mesure des vitesses de chute des particules bioclastiques et silicoclastiques, et la détermination des diamètres équivalents de sédimentation ; (iii) une étude en canal à courant pour quantifier la rugosité et les seuils critiques de mise en mouvement de ce type de sédiment. Ce dernier volet repose sur des mesures précises de vitesse et de turbulence dans la couche limite par Vélocimétrie Doppler Laser (LDV).

IV.2 Composition et étude granulométrique du sédiment

Le sédiment nécessaire à la réalisation des expériences en canaux est prélevé¹ dans le corps d'un cordon de haute slikke à Hirel (baie du Mont-Saint-Michel). Sa composition, sa distribution granulométrique, ainsi que sa densité sont caractérisés. Le sédiment est largement brassé lors du prélèvement ; les différences de composition et de granulométrie qui existent entre les litages sont homogénéisées. Ainsi, l'échantillon brut analysé par la suite (M_{raw}) est supposé être globalement représentatif de l'ensemble des cheniers du site d'étude.

L'analyse granulométrique est réalisée à sec dans une colonne vibrante (Bioblock). Elle est constituée d'un jeu de 15 tamis à mailles rectangulaires, dont les ouvertures s'étendent de $63 \mu m$ à 5 mm. Le sédiment est tamisé pendant une quinzaine de minutes, puis le contenu de chaque tamis est soigneusement prélevé et pesé à l'aide d'une balance de précision (± 0.1 g). La distribution granulométrique est représentée en pourcentage de poids (c.f. Fig. IV.1) ; le diamètre médian de l'échantillon d_{50} est extrait de la courbe. Le tri du sédiment est calculé en utilisant l'indice de Trask (1930) :

¹Prélèvement autorisé par la DDE Ille-et-Vilaine (D. Menguy)

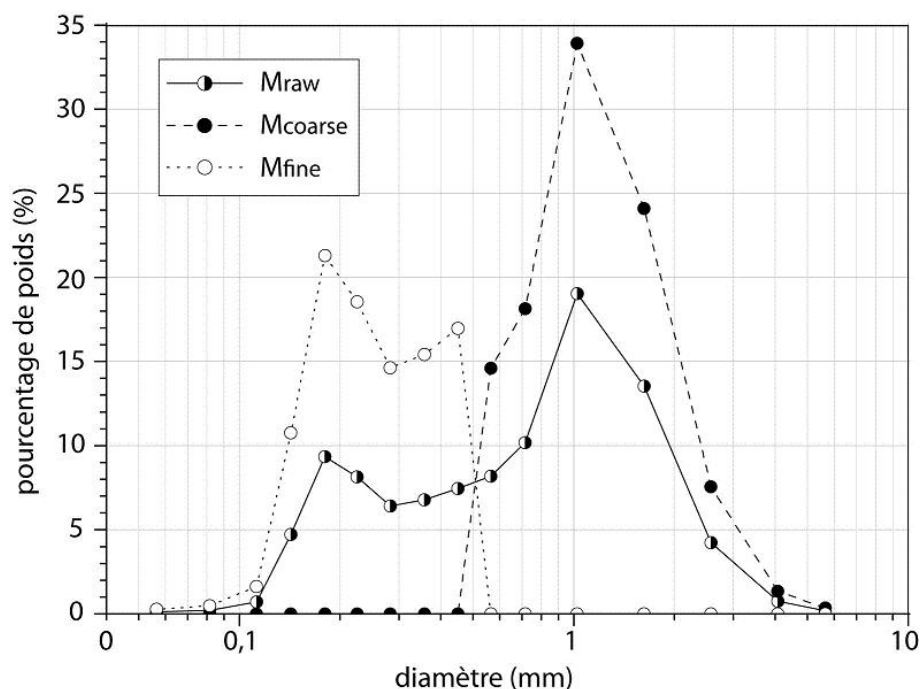


FIG. IV.1 – Distribution granulométrique du sable prélevé sur le chenier de haute slikke (M_{raw}) et des deux modes séparés (fraction grossière bioclastique M_{coarse} , et fraction fine silicoclastique M_{fine}).

TAB. IV.1 – Diamètre de tamis médian, indice de tri (Trask, 1930) et masse volumique du sédiment brut (M_{raw}), de la fraction coquillière (M_{coarse}) et de la fraction fine silicoclastique (M_{fine}).

Exp	d_{50} [mm]	S_0	ρ_s [$kg.m^{-3}$]
M_{raw}	1,24	1,81	2675,5
M_{coarse}	1,55	1,45	2711,5
M_{fine}	0,28	1,62	2603,9

$$S_0 = \sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}} \quad (IV.1)$$

Cet indice est égal à 1 pour un sédiment parfaitement trié, et augmente lorsque la qualité du tri diminue.

Le sédiment présente une nette distribution bimodale : Un premier mode est centré autour de 0,17 mm, et le second autour de 0,9 mm. Le diamètre médian, bien qu'il n'ait ici que peu de signification, est de 1,24 mm. D'après la classification de Wentworth (1922), ce sédiment appartient à la classe des sables grossiers à très grossiers. Il est important de noter que ces diamètres de tamis ne donnent qu'une indication grossière sur la taille des particules. Lors de l'analyse de données granulométriques, les particules sont supposées sphériques, de telle sorte que leur « diamètre » correspond au côté des mailles du tamis. Les bioclastes présentent en général une élongation et un aplatissement très important, et le tamisage ne donne alors qu'une indication sur un diamètre intermédiaire qui passe au travers de la diagonale de la maille (Komar et Cui, 1984). Les paramètres de forme des particules irrégulières sont mieux décrits par des diamètres équivalents obtenus par vitesse de chute (Paphitis *et al.*, 2002; Smith et Cheung, 2002, 2003).

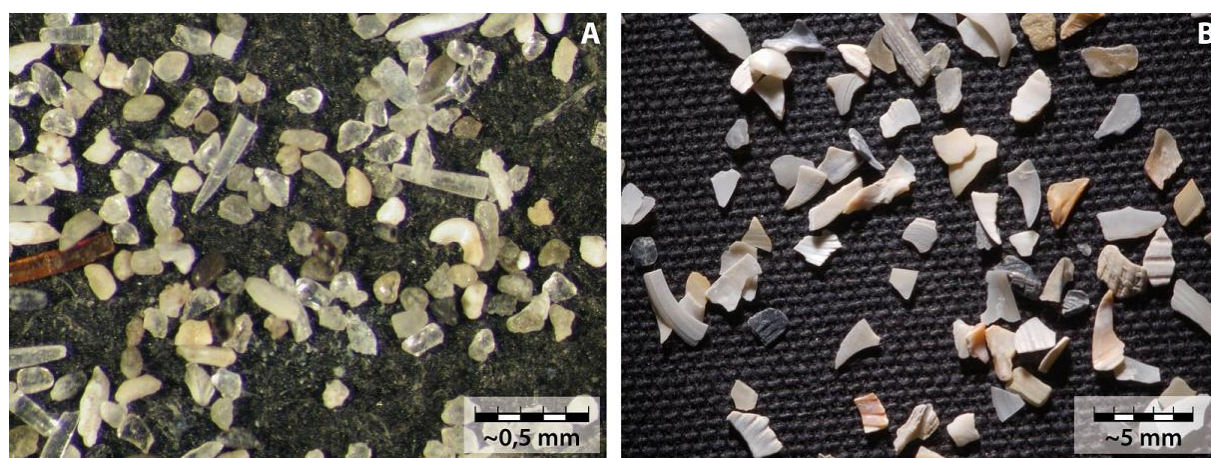


FIG. IV.2 – **A** - Fraction sableuse fine (0,1-0,125 mm) vue à la loupe binoculaire. On observe principalement des grains de quartz émoussés subsphériques et des spicules d'éponge. **B** - Fraction coquillière (1,25-3,15 mm) en photographie macroscopique. Les bioclastes sont très plats, légèrement convexes et anguleux.

Au vu de la bimodalité du sédiment, il est nécessaire d'étudier en plus du sédiment naturel (noté M_{raw}) les deux modes isolés, notés M_{fine} et M_{coarse} pour le mode fin et le mode grossier respectivement. La Figure IV.2 illustre la composition des deux fractions. La fraction fine est constituée d'un mélange de sable fin silicoclastique, de minéraux lourds (grenats, micas, ...), de foraminifères, de spicules d'éponges et de quelques débris coquilliers très fins. La fraction grossière est composée en quasi totalité de débris de coquilles variées (*Cerastoderma edule*, *Macoma balthica*, *Ostrea*, ...). Quelques graviers silicoclastiques sont présents en proportion très faible (de l'ordre de 1%) et ne sont pas représentatifs de la composition du sédiment. Le sédiment brut (M_{raw}) est bien trié selon la classification de Trask (1930) ($1,25 < S_0 < 2,5$), de même que les deux modes M_{coarse} et M_{fine} .

Les densités des trois échantillons (M_{raw} , M_{coarse} et M_{fine}) sont mesurées par l'immersion d'une masse sèche de sédiment dans une colonne d'eau. La différence de hauteur d'eau dans la colonne donne par le principe d'Archimède le volume de sédiment introduit. Connaissant la masse de l'échantillon, la masse volumique du sédiment est aisément calculée (Tableau IV.1). La densité de la fraction fine est de l'ordre de grandeur de celle de son constituant principal, la silice (2,65 pour le quartz). Celle de la fraction grossière bioclastique (2,7) est en accord avec les mesures de densité sur des coquilles de bivalves communs d'Europe du Nord réalisées par Allen (1984).

En plus des trois échantillons définis ci-dessus, la partie bioclastique grossière du sédiment (M_{coarse}) est tamisée en 5 classes : 0,63 – 0,8 mm, 0,8 – 1,25 mm, 1,25 – 2 mm, 2 – 3,15 mm et 3,15 – 5 mm. Ces échantillons supplémentaires sont notés S_{63} , S_{80} , S_{125} , S_{200} et S_{315} respectivement. Leur étude permet de quantifier précisément les effets de taille et de forme des particules sur les seuils de mise en mouvement.

Le sédiment composant les cheniers est original à l'échelle de la baie du Mont-Saint-Michel. Il est constitué de débris coquilliers grossiers (entre 0,5 et 5 mm) et d'une fraction fine silicoclastique (entre 0,063 et 0,5 mm). Pour quantifier précisément son comportement hydrodynamique, le sédiment brut est séparé en huit échantillons, différenciés par les classes de taille et leur nature. Chaque échantillon est défini par une densité, un diamètre médian, et un indice de tri.

IV.3 Vitesses de chute de bioclastes dans un fluide au repos

La forme des particules bioclastiques se prête mal à l'analyse granulométrique classique par tamisage. La taille des mailles n'est pas représentative des paramètres d'élongation et de concavité des débris coquilliers. Komar et Cui (1984) mettent en évidence les différences de résultats que donnent une granulométrie par tamis et par vitesse de chute ; Kench et McLean (1996) montrent l'implication de ces erreurs en terme d'interprétation d'environnements sédimentaires actuels ou anciens. L'étude des vitesses de chute des particules bioclastiques est largement utilisée pour déterminer des diamètres de grain équivalents (ou diamètres de sédimentation) plus représentatifs du comportement hydraulique du sédiment, et pour améliorer la prédiction des seuils de mise en mouvement (Kench et McLean, 1996; Paphitis *et al.*, 2002; Smith et Cheung, 2002, 2003). Le Roux (1997) propose un programme sous Excel, facile d'accès, et permettant le calcul des seuils de mise en mouvement à partir de la vitesse de chute ou des paramètres de forme des particules. Jorry *et al.* (2006) utilise cette méthode pour estimer les seuils de mise en mouvement de Nummulites éocènes par leurs tailles et leurs vitesses de chute, dans le but de contraindre d'avantage les environnements de dépôts. Il faut néanmoins être prudent sur l'interprétation des résultats quand de telles approches sont utilisées avec des sédiments dont la forme des particules s'éloigne fortement de la sphère.

IV.3.1 Vitesse de chute d'une sphère dans un fluide visqueux au repos

Le diamètre équivalent représente le diamètre qu'aurait une sphère de même densité et de même vitesse de chute que la particule étudiée. Il existe de nombreuses formules théoriques ou expérimentales reliant le diamètre d'une sphère à sa vitesse de chute. Cette relation dépend de l'équilibre entre la force d'Archimède entraînant la particule vers le fond (si sa densité est supérieure à celle du fluide), et les forces de frottements qui ralentissent la chute. La première formule, établie en 1843, est celle de Stokes qui est définie par :

$$w_s = \frac{d^2 g (\rho_s - \rho)}{18\mu} \quad (\text{IV.2})$$

avec w_s la vitesse terminale de chute en $m.s^{-1}$, d le diamètre de la sphère [m], ρ_s et ρ la masse volumique de la sphère et du fluide respectivement [$kg.m^{-3}$], et μ la viscosité dynamique du fluide [$kg.m^{-1}.s^{-1}$]. Elle s'applique bien aux écoulement laminaires (particules fines de diamètre inférieur à $200\mu m$, ou fluides visqueux) mais s'écarte très vite des valeurs observées pour des écoulement turbulents (nombre de Reynolds plus élevés).

En 1927, Oseen montre que pour des particules supérieures à quelques micromètres, l'écoulement autour de la particule n'est pas laminaire mais pseudo-laminaire. Il introduit un terme quadratique dans l'équation des forces de traînée :

$$w_s = \frac{8\nu}{3d} \left(-1 + \sqrt{1 + \frac{(\rho_s - \rho)d^3}{24\rho\nu^2}g} \right) \quad (\text{IV.3})$$

Avec cette équation, les vitesses plafonnent plus vite pour des diamètres de grain élevés (c.f. Fig. IV.3) et ont des valeurs plus proches des observations. Nous avons toutefois opté pour la relation expérimentale de Gibbs *et al.* (1971) qui établit son équation en étudiant la chute de billes de verre dans une colonne d'eau au repos. Son protocole expérimental a l'avantage d'être très semblable au nôtre (système de mesure photographique) et ses résultats sont utilisés comme standard dans des études récentes (Paphitis *et al.*, 2001, 2002). Il donne :

$$w_s = \frac{-3\mu + \sqrt{9\mu^2 + gr^2\rho(\rho_s - \rho)(0.016 + 0.198r)}}{\rho(0.012 + 0.149r)} \quad (\text{IV.4})$$

avec μ la viscosité dynamique du fluide et r le rayon de la sphère.

La Figure IV.3 illustre les différences importantes de vitesse prédite dès que le diamètre des particules est supérieur à 0,1 mm. L'équation de Stokes, si elle a le mérite d'être simple, est beaucoup trop approximative et malheureusement encore trop souvent utilisée.

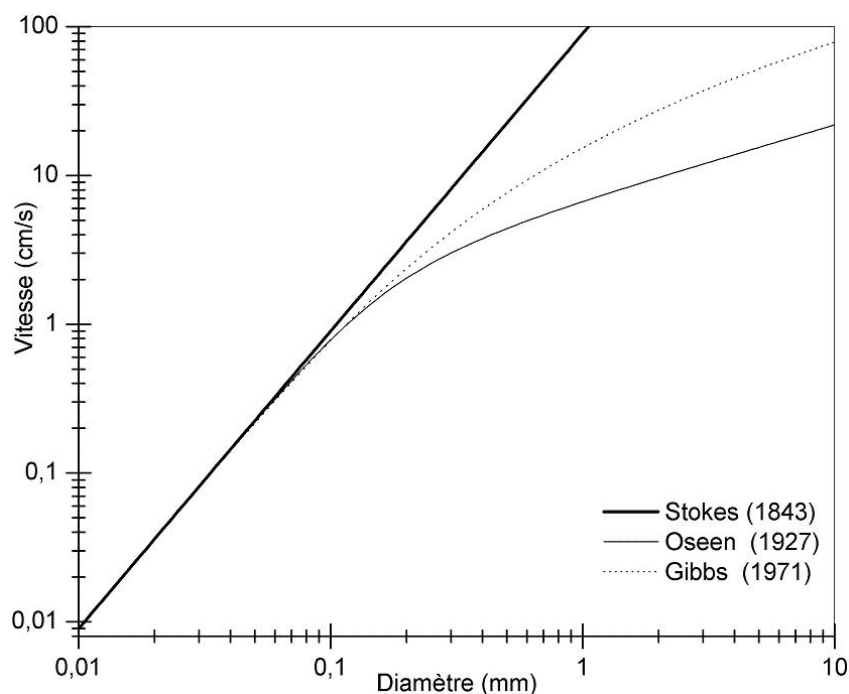


FIG. IV.3 – Vitesse de chute terminale d'une sphère dans de l'eau douce à 20°C au repos en fonction de son diamètre, d'après l'équation théorique de Stokes et les équations expérimentales d'Oseen (1927) et de Gibbs *et al.* (1971).

IV.3.2 Protocole expérimental

Afin d'obtenir un diamètre équivalent de sédimentation représentatif de chaque échantillon, les vitesses de chute des particules bioclastiques et silicoclastiques sont mesurées dans un tube de sédimentation. Les particules silicoclastiques grossières ne sont pas représentatives de la composition naturelle du sédiment, étant présentes en très faible proportion. Leurs vitesses de chute sont toutefois étudiées afin d'être comparées à celles des particules bioclastiques de même taille de tamis. Cette comparaison permet de discuter des effets de forme sur les vitesses de sédimentation.

Les expériences sont menées dans un tube de sédimentation en plexiglas² de 2 mètres de haut et de 20 centimètres de diamètre, monté sur un support en acier (Figure IV.4). La base du tube se déboîte et pivote, permettant de récupérer facilement le sédiment une fois le tube vidé de son eau.

²Conception et réalisation du tube : M2C - S. Haquin, D. Mouazé

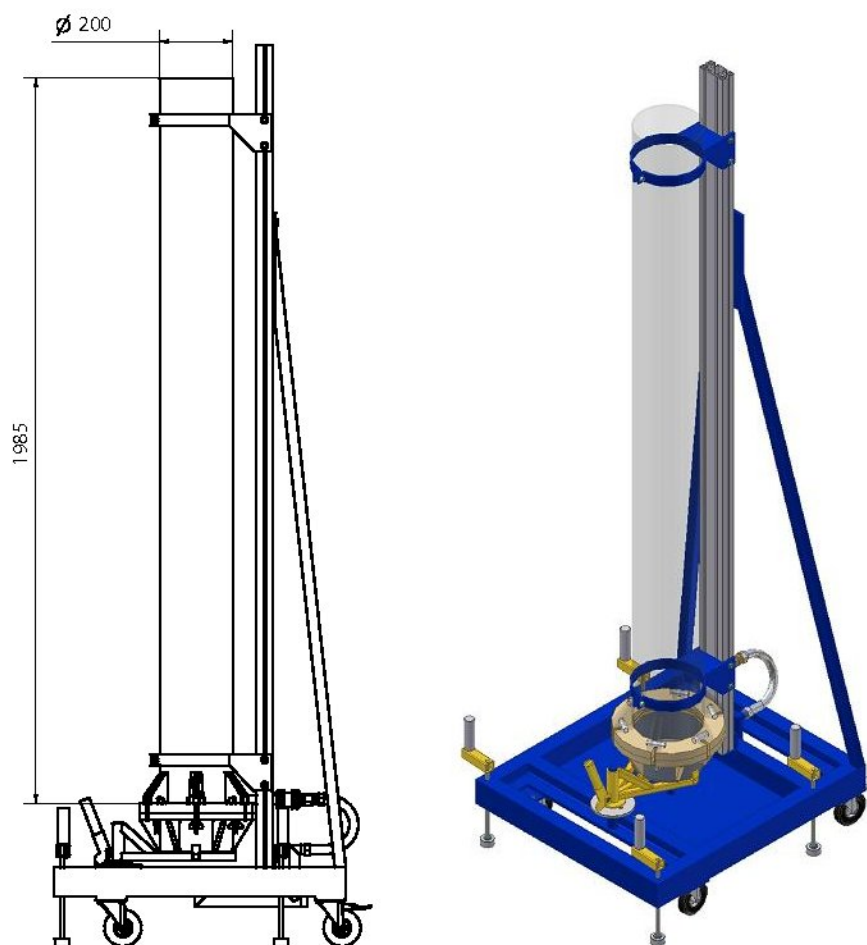


FIG. IV.4 – Plan du tube de sédimentation (dessin : S. Haquin) et vue 3D. Les dimensions sont exprimées en millimètres.

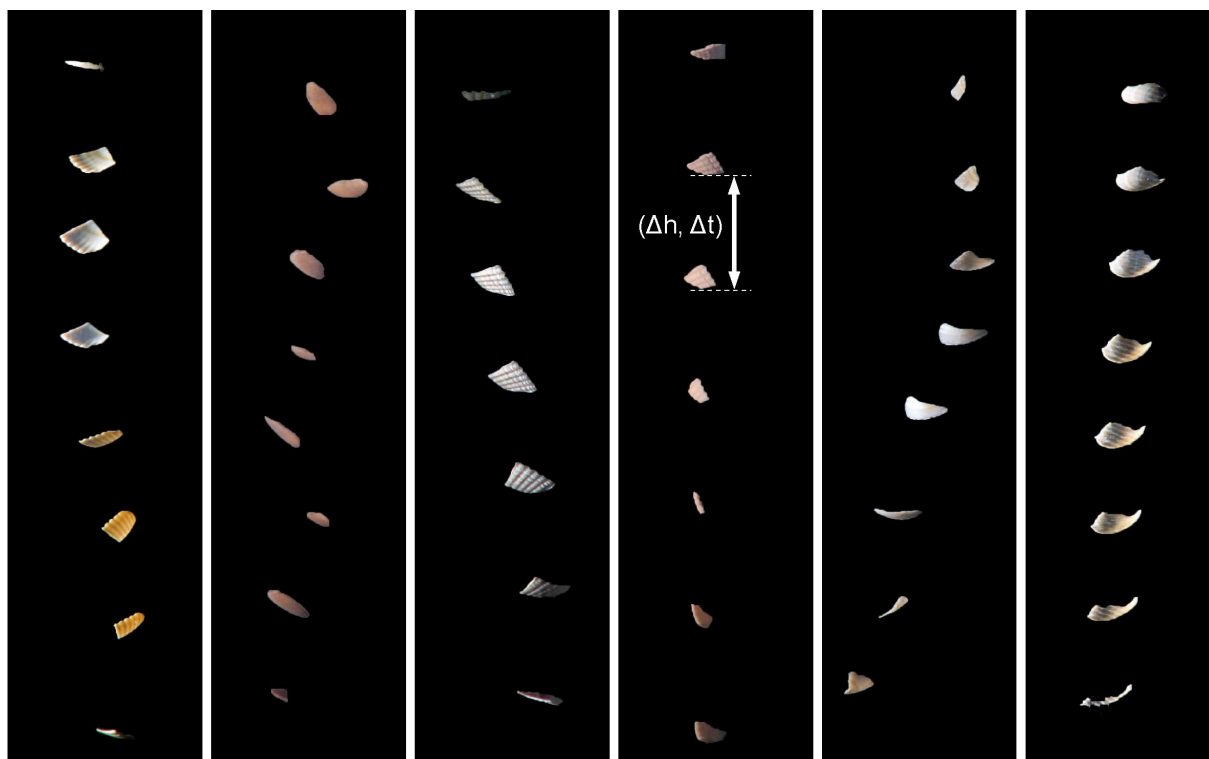


FIG. IV.5 – Montage de photographies stroboscopiques (5 Hz) utilisées pour la détermination des vitesses de chute.

Les vitesses de chute sont calculées à partir de photographies stroboscopiques. Un appareil photo est disposé face au tube transparent, dont le fond est masqué par un rideau noir. Le boîtier est un Nikon D70, possédant un capteur d'une résolution de 6,1 millions de pixels. L'objectif utilisé est un téléobjectif Nikon 300 mm f/4. Le capteur de l'appareil numérique n'étant pas en plein format, l'objectif équivaut à une focale de 450 mm en format 24×36 classique. Le champ de visée correspond à une portion du tube de 25 cm, positionné à mi-hauteur de l'installation expérimentale. Le déclencheur de l'appareil est synchronisé avec un flash Nikon Speedlight SB-24, éclairant le champ de visée par le côté.

Pour chaque classe granulométrique, les particules sont lâchées une par une du sommet du tube avec une vitesse initiale nulle. La zone de mesure se situe un mètre plus bas afin que les grains aient atteint leur vitesse terminale de chute. Lorsque la particule étudiée rentre dans le champ de l'objectif, l'ouverture de l'obturateur est déclenchée avec un temps de pose de 2 secondes, synchronisé avec un éclairage stroboscopique de 8 flashes à 5 Hz. Le cliché représente alors les 8 images de la particule lors de sa chute, séparées d'un temps de 0,2 secondes (Figure IV.5).

En mesurant la distance Δh entre chaque instant Δt (Figure IV.5), la vitesse de chute est calculée avec une grande précision. La forme circulaire du tube provoque une déformation de l'image : les distances semblent contractées sur la verticale et dilatées sur l'horizontale. L'effet de parallaxe est réduit par l'utilisation d'un téléobjectif d'une lon-

gueur focale de 450 mm pour les prises de vue. L'erreur subsistante est estimée par un étalonnage initial et corrigée lors de l'interprétation des clichés. Pour une particule chutant au milieu du tube, la contraction de l'échelle verticale est d'environ 2,5 %. La distortion horizontale est négligeable et sans conséquence sur les mesures. Pour éviter les effets de bord, seules les vitesses des particules chutant bien au centre du tube sont prises en compte.

IV.3.3 Vitesses de chute et diamètres équivalents des particules bioclastiques

Les mesures de vitesse de chute sont effectuées sur 8 classes granulométriques pour les particules bioclastiques (de 0,125 à 3,15 mm) et sur 6 classes pour les particules silicoclastiques (de 0,63 à 3,15 mm). Comme les diamètres de sédimentation sont comparés aux diamètres de tamis, il est nécessaire de définir un diamètre médian pour chaque classe de tamis. Jusqu'alors, ces dernières n'étaient définies que par leurs bornes : chaque tamis conserve les particules dont le diamètre est inférieur aux mailles du tamis supérieur, et supérieur à ses propres mailles. La distribution granulométrique au sein de chaque tamis peut être assimilée à une loi normale centrée, bornée par la taille des mailles du tamis considéré et celles du tamis supérieur. On peut alors définir le diamètre médian associé à chaque tamis comme la moyenne de ses bornes (Tableau IV.2).

Pour chaque classe de tamis, entre 80 et 100 mesures de vitesse de chute de particules ont été réalisées. Les vitesses sont converties en diamètres équivalents de sédimentation ($D_{settlement}$) avec l'équation de Gibbs *et al.* (1971) :

$$D_{settlement} = \frac{A_1 w_s^2 \rho_f + \sqrt{A_2 w_s^4 \rho_f^2 + [g(\rho_s - \rho_f)][A_3 \nu \rho_f w_s + A_4 w_s^2 \rho_s]}}{g(\rho_s - \rho_f)} \quad (IV.5)$$

où $A_1 = 1,116 \cdot 10^{-1}$, $A_2 = 1,246 \cdot 10^{-2}$, $A_3 = 1,180 \cdot 10^{-2}$ et $A_4 = 3,482 \cdot 10^{-4}$.

Les diamètres équivalents des particules bioclastiques et silicoclastiques sont tracés sur

TAB. IV.2 – Bornes des tamis utilisés pour l'étude des vitesses de chute de particules et diamètres médians associés.

N°	Bornes tamis (mm)	diamètre médian (mm)
1	0,125 - 0,250	0,188
2	0,250 - 0,500	0,375
3	0,500 - 0,630	0,565
4	0,630 - 0,800	0,715
5	0,800 - 1,250	1,025
6	1,250 - 2,000	1,625
7	2,000 - 3,150	2,575
8	3,150 - 5,000	4,075

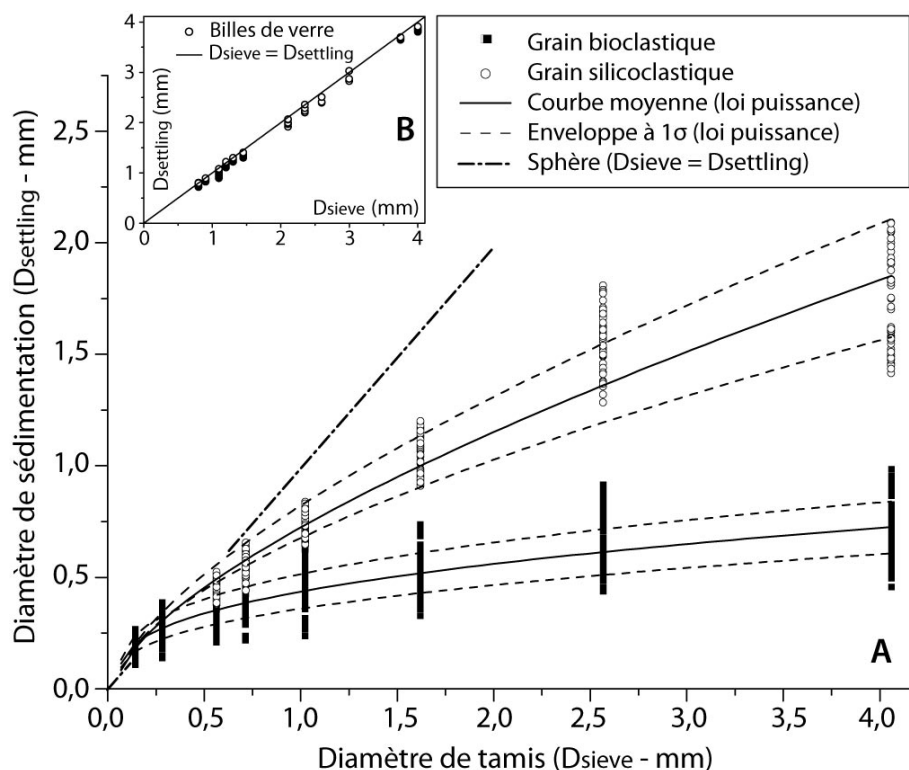


FIG. IV.6 – **A** - Relation entre diamètres de tamis et diamètres équivalents des particules bioclastiques et silicoclastiques, calculés d'après les vitesses de chute expérimentales. **B** - Validation du protocole avec des billes de verre.

la Figure IV.6 en fonction de leurs diamètres de tamis.

Afin de valider le protocole expérimental et le traitement des données, les vitesses de chute de billes de verre sont mesurées. Ces billes sphériques sont fabriquées industriellement (Sigmund Lindner®) et sont extrêmement bien triées (indice de Trask $S_0 \approx 1,06$). Les diamètres équivalents calculés sont très proches des diamètres de tamis (Figure IV.6-B), validant ainsi l'équation de Gibbs et notre protocole expérimental pour des billes sphériques de diamètre supérieur à 1 mm.

L'évolution des diamètres de sédimentation (Equation IV.5) en fonction des diamètres de tamis suit une loi puissance (Equation IV.6) de coefficient n inférieur à 1 :

$$D_{settling} = D_0 \left[1 + \alpha \left(\frac{D_{sieve}}{D_0} - 1 \right)^n \right] \quad (\text{IV.6})$$

Le paramètre D_0 est introduit afin de contraindre $D_{settling}$ à être égal à D_{sieve} pour $D_{sieve} = D_0$. Nous supposons que les particules ayant un diamètre inférieur à D_0 ont une vitesse de chute gouvernée par la loi de Stokes. Le diamètre $63 \mu\text{m}$, qui est la limite supérieure des sédiments fin (Wentworth, 1922), correspond également à la limite au-dessous de laquelle la loi de Stokes peut être appliquée pour calculer la vitesse de chute dans l'eau d'une particule de densité 2,6 (Brun-Cottan, 1986). Ainsi, la valeur du paramètre D_0 est

TAB. IV.3 – Paramètres de l'ajustement aux moindres carrés de la courbe moyenne $D_{settlement}$ et des enveloppes à 2σ pour les particules bioclastiques et silicoclastiques.

Param.	Silicoclastique			Bioclastique		
	-1σ	Moyenne	$+1\sigma$	-1σ	Moyenne	$+1\sigma$
D_0 (mm)	0,063	0,063	0,063	0,063	0,063	0,063
α	1,83	1,65	1,92	1,53	2,05	2,63
err_ α (\pm)	0,35	0,06	0,71	0,18	0,06	0,29
n	0,62	0,69	0,68	0,42	0,39	0,37
err_ n (\pm)	0,05	0,01	0,10	0,04	0,01	0,03
R^2	0,98	0,92	0,94	0,97	0,79	0,97

fixée à $63 \mu m$.

Le couple de valeurs (α, n) est calculé pour les échantillons bioclastiques et silicoclastiques par la méthode des moindres carrés (Tableau IV.3). Les courbes $D_{settlement} = f(D_{sieve})$ sont tracées sur la Figure IV.6-A en trait plein. Deux couples (α, n) sont également calculés pour chaque type de sédiment, et définissent une enveloppe contenant deux écart-types du jeu de données ($-1\sigma, +1\sigma$). Ces enveloppes sont tracées en pointillés sur la Figure IV.6-A.

Les particules bioclastiques, comme les particules silicoclastiques, n'ont pas une forme sphérique. C'est pour cette raison que leur courbe $D_{settlement} = f(D_{sieve})$ s'écarte de la droite d'équation $D_{settlement} = D_{sieve}$. Un paramètre p est défini, tel que :

$$p = 0,4547 \cdot \frac{A^{1/2}}{V^{1/3}} \quad (IV.7)$$

où A et V représentent la surface et le volume de la particule respectivement. Ce paramètre donne une indication de l'aplatissement des particules. Sa valeur minimale est de 1 pour des particules sphériques. Dans ce cas, le paramètre n de l'Equation IV.6 est aussi égale à 1.

La relation $D_{settlement} = f(D_{sieve})$ proposée pour les particules silicoclastiques est plus proche de la droite des sphères ($n=0,7$ - Tableau IV.3) que celle des particules bioclastiques ($n=0,4$ - Tableau IV.3). Les particules bioclastiques ont des diamètres de sédimentation plus faibles que les particules silicoclastiques. Une analyse rapide de la forme des particules étudiées montre que les bioclastes sont plus plats ($1,4 \leq p \leq 2$) que les lithoclastes ($1,05 \leq p \leq 1,2$). Ils présentent ainsi une large surface projetée, ce qui augmente les forces de traînées et diminue la vitesse de chute.

Cet effet se traduit sur la Figure IV.6-A, où la courbe des particules bioclastiques s'approche d'une asymptote lorsque la taille de tamis augmente. Les valeurs de $D_{settlement}$ obtenues pour les particules bioclastiques de petites tailles concordent avec les valeurs issues d'autres études expérimentales utilisant le même matériel sédimentaire (Paphitis *et al.*, 2002). Ici, comme le démontrent Smith et Cheung (2003), la forme des particule (facteur

TAB. IV.4 – Diamètres médians et indices de tri en fonction des diamètres de sédimentation.

Tamis (mm).	$D_{50-settling}$		$S_{0-settling}$	
	Bio.	Silico.	Bio.	Silico.
0,125 - 0,250	0,19	-	1,13	-
0,250 - 0,500	0,27	-	1,14	-
0,500 - 0,630	0,32	0,44	1,15	1,03
0,630 - 0,800	0,40	0,56	1,09	1,03
0,800 - 1,250	0,48	0,74	1,12	1,06
1,250 - 2,000	0,52	1,06	1,10	1,08
2,000 - 3,150	0,66	1,56	1,13	1,05
3,150 - 5,000	0,69	1,74	1,11	1,12
M_{raw}	0,48		1,23	
M_{coarse}	0,52		1,16	
M_{raw}	0,25		1,18	

p - Equation IV.7) exerce une influence croissante sur la vitesse de sédimentation avec l'augmentation du nombre de Reynolds.

Pour toutes les classes granulométriques des particules bioclastiques et silicoclastiques étudiées, ainsi que pour les trois mélanges sédimentaires, les diamètres médians ainsi que les indices de tri sont calculés en fonction des diamètres de sédimentation (Tableau IV.4). Les diamètres médians calculés à partir des $D_{settling}$ sont plus petits que les diamètres médians de tamis. De même, les trois mélanges sédimentaires (M_{raw} , M_{coarse} et M_{fine}) ont des indices de Trask plus petits que ceux calculés à partir des D_{sieve} . En d'autres termes, le sédiment apparaît mieux trié en considérant son comportement dans un fluide, plutôt qu'en prenant en compte simplement les caractéristiques géométriques des particules qui le composent. Malgré leur taille plus importante, les particules bioclastiques seront maintenues en suspension dans un écoulement turbulent bien plus facilement que des particules silicoclastiques de même taille.

Les vitesses de chute des particules bioclastiques et silicoclastiques composant le sédiment des cheniers sont mesurées par photographies stroboscopiques. Grâce à des équations empiriques reliant la vitesse de chute d'une sphère à son diamètre, les diamètres de sédimentation des particules sont calculés. De par leur forme très aplatie, les particules bioclastiques ont des vitesses de chute beaucoup plus lentes que les particules silicoclastiques de même taille de tamis. Ainsi, les bioclastes ont des diamètres de sédimentation très inférieurs à leurs diamètres de tamis, et ce d'autant plus que leur taille augmente. Ce matériel sédimentaire possède une forte capacité à être maintenu en suspension dans un écoulement turbulent, malgré sa nature grossière apparente.

IV.4 Comportement d'un lit sédimentaire bioclastique sous un écoulement unidirectionnel

IV.4.1 Notions de couche limite sous un écoulement uniforme et stationnaire

La viscosité moléculaire d'un fluide en écoulement impose par le simple fait du frottement une condition de non-vitesse sur le fond. De ce fait, il existe un gradient entre la vitesse nulle à $z = 0$ et la vitesse établie du fluide. Cette zone de développement de la vitesse est appelée « couche limite ».

La contrainte qu'exerce le fluide sur le fond est proportionnelle au gradient de vitesse, mais dépend également de la turbulence contenue dans l'écoulement. Si on considère un écoulement en deux dimensions, les vitesses instantanées horizontales (u) et verticales (w) du fluide peuvent être décomposées en une vitesse moyenne (\bar{u}, \bar{w}) et une fluctuation turbulente (u', w') :

$$\begin{cases} u = \bar{u} + u' \\ w = \bar{w} + w' \end{cases} \quad (\text{IV.8})$$

La contrainte totale exercée par le fluide sur le fond est donc la somme d'une contrainte visqueuse (liée au gradient de vitesse) et d'une contrainte dite de Reynolds liée à la turbulence de l'écoulement :

$$\tau_0 = \underbrace{\mu \frac{\partial \bar{u}}{\partial z}}_{\tau_{visc.}} - \underbrace{\rho \overline{u'w'}}_{\tau_{turb.}} \quad (\text{IV.9})$$

La structure de la couche limite dépend de la vitesse de l'écoulement et de la rugosité du fond sédimentaire. L'augmentation de ces deux paramètres produit une intensification de la turbulence, et une modification de la couche limite. L'état hydrodynamique de la couche limite est défini par le nombre de Reynolds de grain :

$$Re^* = \frac{\rho k_s u^*}{\mu} \quad (\text{IV.10})$$

k_s est l'épaisseur de rugosité de Nikuradse (1933). Cette rugosité équivalente est une représentation mono dimensionnelle (une longueur) d'une topographie tridimensionnelle complexe et de l'organisation des grains au sein d'un lit sédimentaire. Pour un lit idéalement plat et constitué de particules homogènes, k_s peut être corrélé à un diamètre de grain D , dont la représentation est plus intuitive.

u^* est une vitesse de cisaillement au fond. Cette vitesse n'a pas d'existence physique en tant que telle. Elle est définie en dimensionnant comme une vitesse la contrainte exercée par l'écoulement sur le fond :

$$u_* = \sqrt{\frac{\tau_0}{\rho}} \quad (\text{IV.11})$$

Si $Re^* \leq 5$, l'écoulement est dit "hydrauliquement lisse". La vitesse de l'écoulement et/ou la rugosité de Nikuradse (1933) sont très faibles ; l'écoulement très proche du fond est purement visqueux et les particules sédimentaires ne génèrent pas de turbulence dans leur sillage. La couche limite se stratifie en deux zones distinctes : (i) une sous-couche visqueuse et (ii) une couche logarithmique (Figure IV.7 - A, A').

Dans la sous-couche visqueuse (Equation IV.12), le gradient de vitesse est linéaire et ne dépend que de la viscosité du fluide (Equation IV.12). Cette couche est très mince et se développe sur le ou les premiers millimètres au-dessus du fond.

$$\frac{u(z)}{u^*} = \frac{u_* z}{\nu} \quad (IV.12)$$

Dans la couche logarithmique, la vitesse suit une croissance logarithmique appelée "loi de la paroi de Prandtl" (Equation IV.13). Il s'y développe une turbulence qui s'ajoute aux frottements visqueux :

$$\frac{u(z)}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{u_* z}{\nu} \right) + B_{smooth} \quad (IV.13)$$

avec $\kappa \simeq 0,4$ la constante de von Karman et B_{smooth} une constante égale à 5,3.

Si $Re^* > 65$, l'écoulement est "hydrauliquement rugueux". Le sillage turbulent généré par la rugosité des particules empêche le développement de la sous-couche visqueuse au contact du lit sédimentaire. La loi de la paroi s'applique sur la quasi-totalité de la couche limite (Figure IV.7 - B, B') :

$$\frac{u(z)}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{k_s} \right) + B_{rough} \quad (IV.14)$$

avec B_{rough} une constante égale à 8,5 (Dyer, 1986).

En écoulement rugueux, la longueur de rugosité k_s peut être reliée à une hauteur facilement mesurable sur un profil de vitesse : la hauteur de vitesse nulle z_0 . Elle est définie graphiquement comme l'intersection de la loi de la paroi (une droite en échelle logarithmique) avec l'axe des ordonnées (hauteur au-dessus du lit sédimentaire). Cette relation apparaît implicitement dans la formulation de la constante B_{rough} et s'écrit (Dyer, 1986) :

$$k_s = 30z_0 \quad (IV.15)$$

Si $5 \leq Re^* \leq 65$, l'écoulement est transitionnel. La taille des éléments rugueux s'édifient au-dessus du niveau moyen du lit sédimentaire est de l'ordre de l'épaisseur de la sous-couche visqueuse. Cette dernière est alors épisodiquement disloquée par des bouffées turbulentes générées par le sillage des particules. Grass (1971) réalise une série d'expérience pour visualiser ce phénomène. La technique consiste à générer par électrolyse des bulles d'hydrogènes le long d'un fil de platine immergé verticalement dans un canal. L'alimentation du fil par un voltage pulsé, et l'isolation de fines bandes le long du fil de platine

permet de générer un réseau de bulles qui se déforme dans la couche limite de l'écoulement. Il observe ainsi à l'aide d'une caméra rapide des éjections à faible vitesse de fluide de la sous-couche visqueuse vers la couche logarithmique. Cette expulsion est suivie d'un engouffrement rapide de fluide turbulent de la couche logarithmique vers la sous-couche visqueuse. Ainsi, la distribution verticale des vitesses est plus complexe que dans les écoulements lisses ou rugueux ; elle est encore mal prédite (Le Roux, 2004).

La distribution des vitesses dans la couche limite est influencée à la fois par la viscosité du fluide et par la rugosité du lit sédimentaire. En d'autres termes, le profil de vitesse dépend des paramètres u^*/ν et k_s (Ligrani et Moffat, 1986). L'Equation IV.14 de l'écoulement rugueux s'applique dans ce cas, à l'exception que le terme B n'est plus une constante. Il est défini comme une fonction du nombre de Reynolds de grain Re^* (Bridge et Bennett, 1992) :

$$B_{trans} = 7,34 + 3,9 \log \left(\frac{u^* k_s}{\nu} \right) - 1,77 \left[\log \left(\frac{u^* k_s}{\nu} \right) \right]^2 \quad (IV.16)$$

Les coefficients sont empiriques. Ils sont déterminés par Bridge et Bennett (1992) à partir des données expérimentales de Nikuradse (1933).

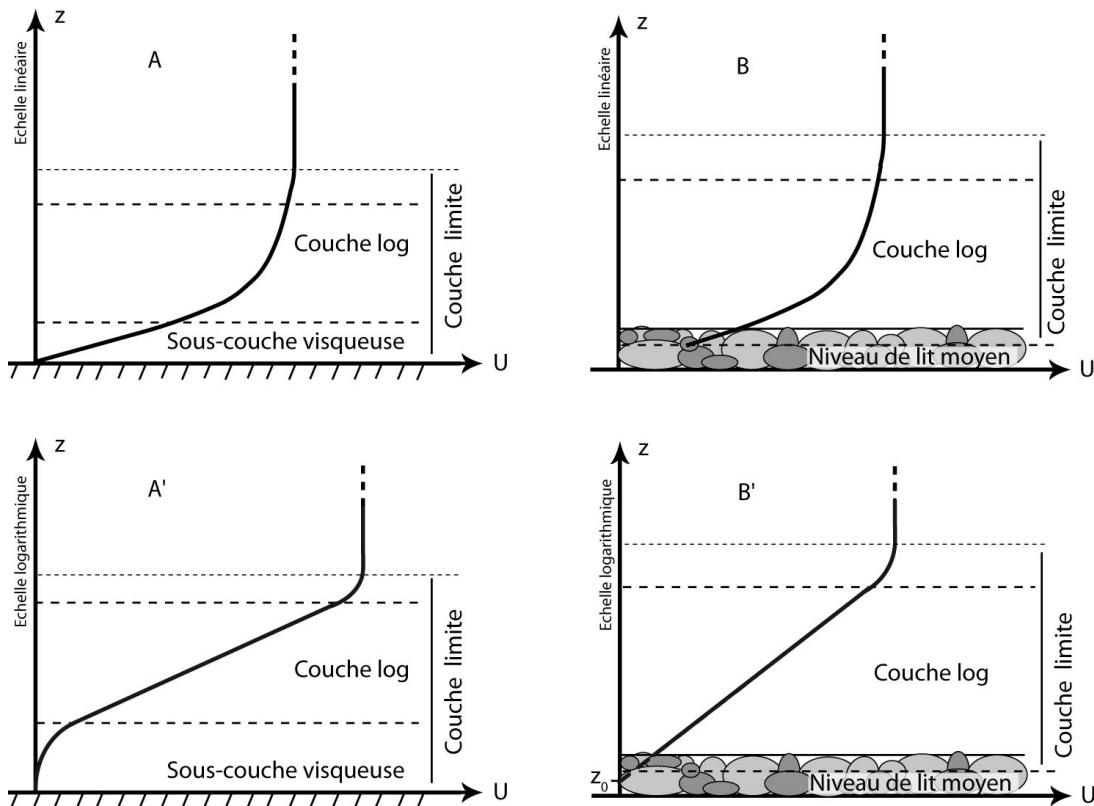


FIG. IV.7 – Structure schématisée de la couche limite sur fond lisse (A et A') et rugueux (B et B'). Les axes des ordonnées (z) sont représentés en échelle linéaire (haut - A et B) et en échelle logarithmique (bas - A' et B').

IV.4.2 Protocole expérimental

Un canal à circulation d'eau et à surface libre est utilisé pour estimer les contraintes critiques des huit échantillons sédimentaires, et inspecter les effets de la rugosité sur la couche limite. Les profils de vitesse sont mesurés par Vélocimétrie Doppler Laser (LDV), technique de mesure non intrusive à haute résolution spatiale et temporelle. Les modalités de mise en place du sédiment et d'acquisition des données sont détaillées. Une discussion est engagée sur la validation du protocole expérimental et sur les marges d'erreur acceptées.

a) Canal unidirectionnel à surface libre

Le canal à courant et à surface libre est composé d'une veine d'essai mesurant deux mètres de long, dix centimètres de large et vingt-cinq centimètres de hauteur (Figure IV.9). Les parois transparentes sont en verre. Le courant est généré par un système de recirculation d'eau alimenté par une pompe. L'eau arrive par une buse (IV.9-1) enveloppée de mousse et pénètre dans une chambre de dissipation pour atténuer la turbulence. Le débit d'entrée est contrôlé par une vanne. Un trop-plein, réglé par une porte à relevage (IV.9-3), permet de maintenir une pente de la surface libre. Avant de pénétrer dans la veine d'essai par le convergent (IV.9-6), l'écoulement est laminarisé par une section de mousse alvéolaire (IV.9-4) et de nid d'abeille (IV.9-5). Ces précautions sont prises pour limiter au maximum la turbulence intrinsèque à l'écoulement, et n'étudier que la turbulence qui est générée par la rugosité du lit sédimentaire.

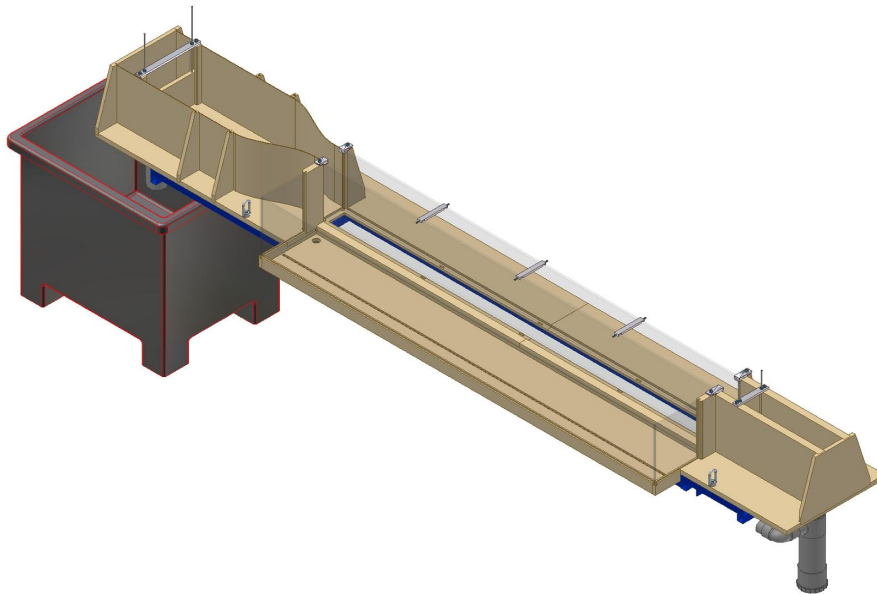


FIG. IV.8 – Vue tridimensionnelle du canal à surface libre et à écoulement unidirectionnel (dessin : S. Haquin).

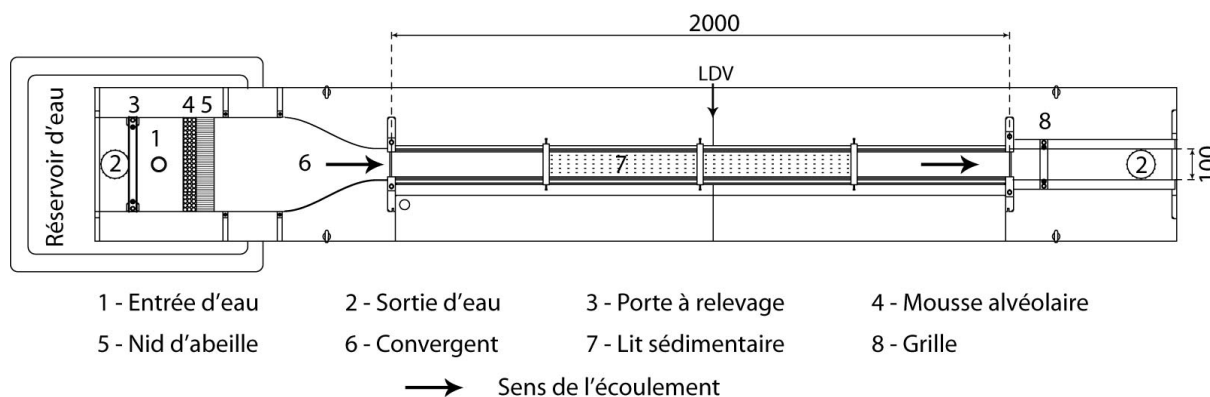


FIG. IV.9 – Plan du canal à surface libre et à écoulement unidirectionnel (dessin : S. Haquin). Les dimensions sont exprimées en millimètres.

Au bout de la veine d'essai, une paroi perforée (IV.9-8) conduit l'eau vers la zone d'évacuation. Elle participe au contrôle du débit de l'écoulement et de la hauteur d'eau par perte de charge. Un jeu de portes perforées aux surfaces de vide différentes permet de changer la gamme des vitesses générées dans le canal, en ralentissant plus ou moins l'écoulement. La chambre d'évacuation est tapissée de mousse alvéolaire pour dissiper la turbulence et éviter le retour d'ondes de choc dans la veine d'essai.

Les dimensions et la conception du canal sont adaptées à l'étude des seuils de mise en mouvement sur des petits volumes de sédiment. Toutefois, des améliorations restent à apporter. Trop d'éléments permettent la modification des vitesses et des hauteurs d'eau dans la veine d'essai (vanne d'entrée, trop plein amont et paroi perforée aval), rendant les réglages (et leur reproductibilité) parfois difficiles.

b) Vélométrie Doppler Laser (LDV)

Un vélocimètre Doppler Laser (LDV - *Laser Doppler Velocimeter*) a été utilisé afin de caractériser la couche limite turbulente au-dessus d'un lit sédimentaire bioclastique. Des profils de vitesse et d'intensité turbulente ont été mesurés sur les composantes horizontale et verticale, sur toute la colonne d'eau.

La vélocimétrie Doppler Laser (LDV) est une technique de mesure eulérienne optique non intrusive, utilisée depuis plus de quarante ans pour caractériser la dynamique d'écoulements fluides (liquides ou gaz). Son principe de fonctionnement repose sur l'effet Doppler. La mesure de vitesse est effectuée à l'intersection de deux faisceaux laser formant un motif de franges d'interférence, une succession de plans sombres et lumineux (Figure IV.10). Les particules d'ensemencement du fluide diffusent la lumière lorsqu'elles traversent un plan lumineux du réseau d'interférence. La traversée d'une succession de plans sombres et lumineux apparaît comme une série de flash. Cette lumière rétrodiffusée est captée dans l'optique émettrice/réceptrice et transmise aux fibres optiques. Un photomultiplicateur

convertit ces fluctuations d'intensité lumineuse en un signal électrique (Figure IV.10). Ce signal est traité par un processeur, le BSA (Burst Spectrum Analyser), et converti en informations de vitesse. La fréquence des flash rétro-diffusés (fréquence Doppler) est proportionnelle à la vitesse de la particule d'ensemencement (et donc du fluide) au point de mesure considéré.

Les avantages de cette technique de mesure sont nombreux : Elle est non intrusive et ne nécessite pas de calibration. Elle est sensible au sens de l'écoulement, et capable de mesurer une très large gamme de vitesses. Enfin, sa résolution spatiale et temporelle est très élevée.

La source lumineuse continue du système est un laser à argon ionisé (Spectra Physics Series 2000), capable de délivrer une puissance de 5 Watts. Il émet une lumière cohérente dans le spectre du visible (bleu-vert) qui pénètre dans un système optique destiné à séparer les couleurs et à sélectionner les longueurs d'onde les plus puissantes. A chaque composante de la vitesse est associée une longueur d'onde différente. Ici les composantes horizontales et verticales seront mesurées par des rayons verts et bleus (514.5 nm et 488 nm respectivement).

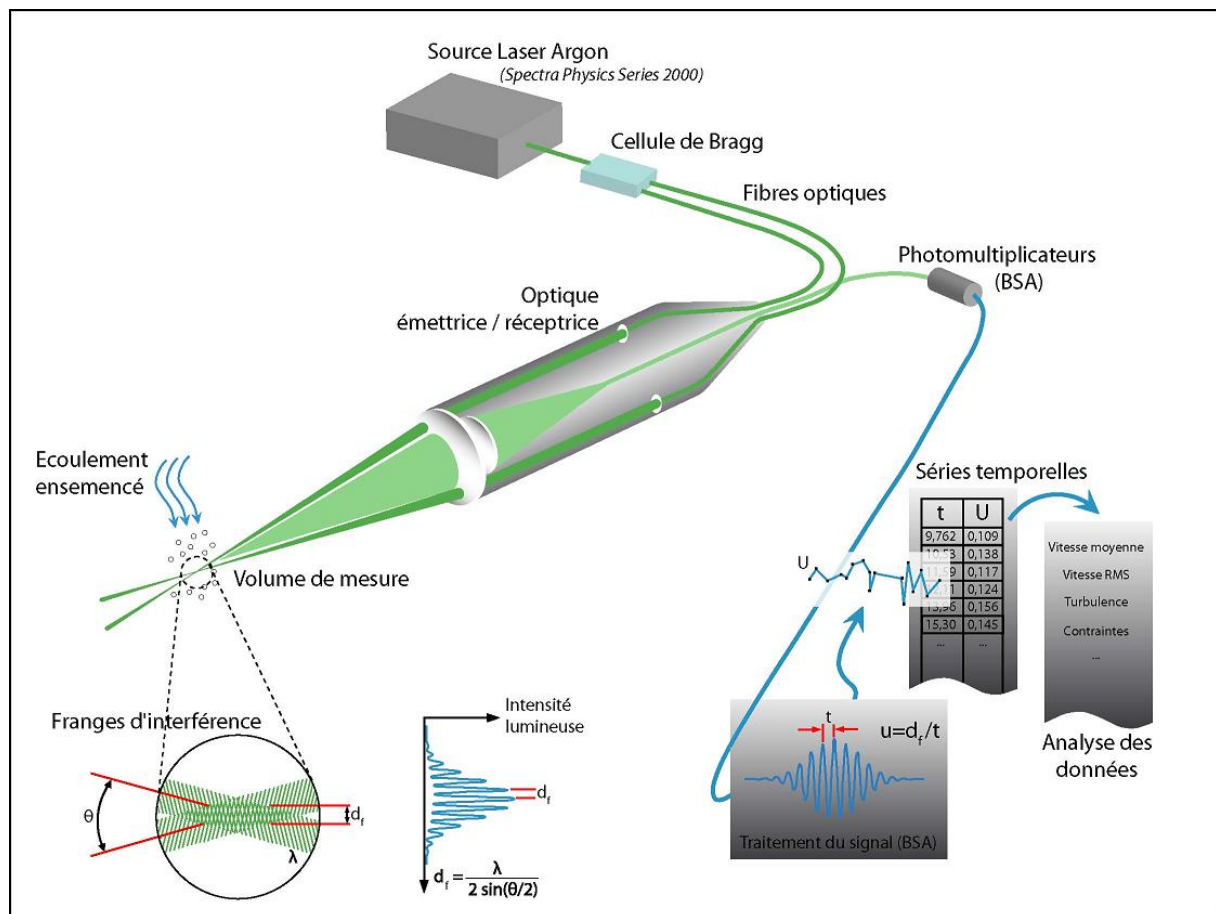


FIG. IV.10 – Principe de l'Anémométrie Doppler Laser et chaîne de mesure (modifié d'après Dantec Dynamics).

Chaque rayon sélectionné est divisé en deux et l'un d'entre eux passe dans une cellule de Bragg. Ce prisme de verre est excité par un cristal piézoélectrique soumis à un champ électrique. La vibration génère une onde acoustique agissant comme une grille optique. Il ressort de la cellule de Bragg un faisceau dit "Braggé", de même intensité que le premier mais de fréquence légèrement décalée. Ceux-ci sont focalisés dans une fibre optique et dirigés jusqu'à la sonde montée sur une table de déplacement. Passant à travers un jeu de lentilles à l'intérieur de la sonde, les faisceaux "braggés" et "non-braggés" convergent dans le milieu extérieur. Le point de croisement des faisceaux correspond au volume de mesure. De forme ellipsoïdale allongée, il mesure un demi millimètres de long pour un diamètre de l'ordre de $50 \mu m$.

L'intensité lumineuse dans le volume de mesure est modulée du fait de l'interférence entre les faisceaux laser qui produisent une succession de plans parallèles de forte intensité lumineuse, appelées franges. L'inter-frange d_f est définie par la longueur d'onde du laser et par l'angle entre les deux faisceaux :

$$d_f = \frac{\lambda}{2 \sin(\theta/2)} \quad (\text{IV.17})$$

Les informations sur la vitesse de l'écoulement sont fournies par la lumière diffusée par de petites particules contenues dans le fluide et traversant le volume de mesure. Ces particules sont soit naturellement contenues dans le liquide, soit rajoutées par l'opérateur. On parle de particules d'ensemencement, et leur taille est de l'ordre de $5 \mu m$. Elles doivent être suffisamment petites pour suivre les lignes de courant de l'écoulement, mais assez grosses pour diffuser assez de lumière et obtenir un bon rapport signal sur bruit. La lumière diffusée est caractérisée par un décalage Doppler (la fréquence Doppler f_D) proportionnel à la composante de vitesse perpendiculaire à la bissectrice des deux faisceaux laser. Un jeu de lentilles récupère la lumière rétro diffusée et la concentre sur des photomultiplicateurs. Ces derniers convertissent le signal lumineux en un signal électrique, la "bouffée Doppler". Les bouffées Doppler sont filtrées et amplifiées dans un processeur de signal, le BSA (Burst Spectrum Analyser). Pour chaque particule croisant le volume de mesure, la fréquence Doppler f_D est déterminée par des algorithmes de transformée de Fourier rapide (FFT).

La distance interfrange d_f fournit la distance parcourue par la particule d'ensemencement. La fréquence Doppler f_D fournit l'information temporelle : $t = 1/f_D$. La vitesse étant le rapport d'une distance et d'un temps, l'expression de la vitesse mesurée est :

$$U = d_f \cdot f_D \quad (\text{IV.18})$$

La chaîne de mesure LDV est synthétisée sur la Figure IV.10. Cet outil est parfaitement adapté pour la mesure des vitesses et de la turbulence dans la couche limite de fond. Non intrusif, il offre une très grande résolution spatiale et temporelle.

c) Mise en place du lit sédimentaire et acquisition des données

Pour chacun des huit échantillons sédimentaires étudiés, le même protocole de mise en place dans le canal, de génération du courant et d'acquisition des données est utilisé.

Le sédiment est disposé au fond du canal sur une longueur d'un mètre. La surface du sédiment est nivelée avec précaution pour obtenir une épaisseur moyenne de 2,5 cm homogène sur toute la surface d'essai. Le début du lit se situe à 50 cm du convergent ; il est limité en amont et en aval par des cales en PVC usinées en biseau afin d'éviter tout effet de « marche » à la transition avec le fond du canal, où des cellules de recirculation pourraient se former et générer de la turbulence.

Une fois le lit sédimentaire mis en place, le canal est lentement rempli d'eau sans générer de courant. Ceci limite l'érosion du sédiment lors de l'inondation de la veine d'essai. Lorsque la hauteur d'eau désirée est atteinte, la vanne aval est ouverte et un écoulement est généré. Initialement lente, la vitesse de l'écoulement est augmentée par paliers jusqu'à atteindre le transport du sédiment par charriage. Pour chaque échantillon, plusieurs profils de vitesse sont acquis lors des paliers : (i) un ou plusieurs profils par faible vitesse d'écoulement, sous le seuil critique d'érosion ; (ii) un profil lorsque le transport sédimentaire est initié ; il permet de quantifier la contrainte cisailante critique ; (iii) un ou plusieurs profils au-delà du seuil de mise en mouvement, avec la présence de particules transportées par charriage.

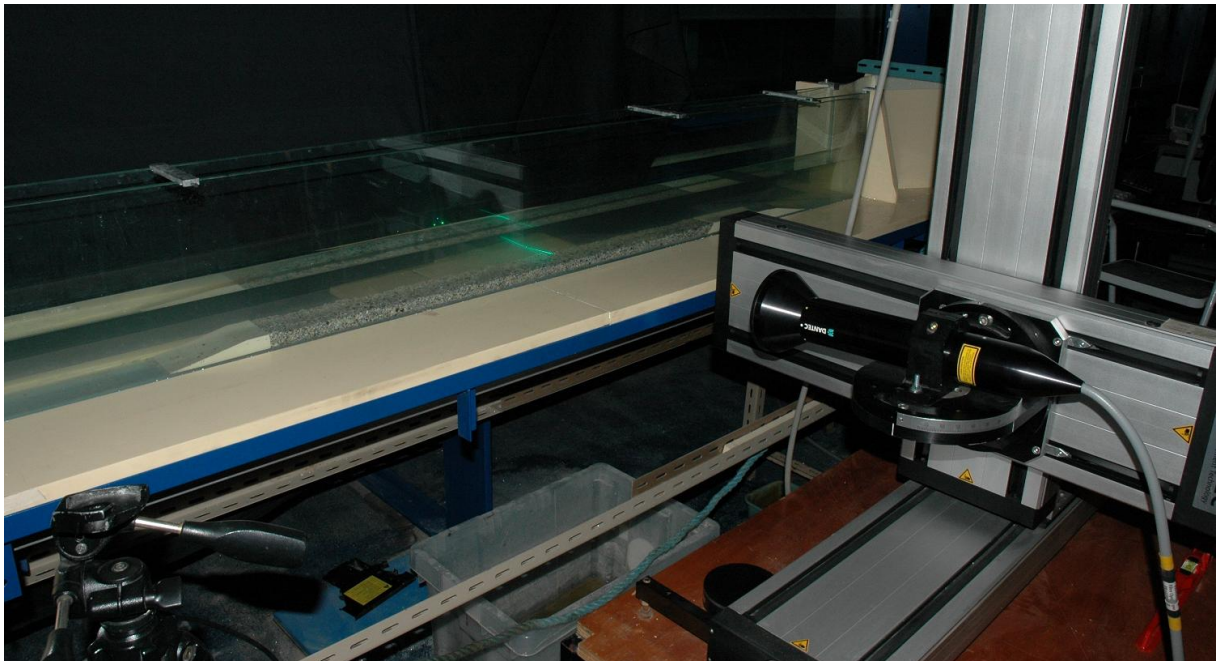


FIG. IV.11 – Vue générale du lit sédimentaire dans le canal à courant et du dispositif de mesure LDV.

Les profils de vitesse sont réalisés sur l'extrémité aval du lit sédimentaire (à 80 cm du début du lit), afin que la couche limite soit bien développée par la rugosité du matériel bioclastique. L'échantillonnage sur la verticale se fait (i) tout les dixièmes de millimètres pour le premier millimètre au dessus du fond, (ii) tout les millimètres pour le reste du premier centimètre, (iii) et tout les centimètres pour le reste de la colonne d'eau.

L'optique du vélocimètre laser est tournée d'un angle de 45° de manière à ce que les paires de faisceaux (bleu, vert) soient parallèles au lit sédimentaire. En d'autres termes, les vitesses mesurées sont à $\pm 45^\circ$ de l'horizontale. Cette configuration permet d'approcher le volume de mesure plus près de l'interface fluide/sédiment. L'origine du profil est positionnée au départ à l'oeil nu, puis elle est ajustée pas à pas en observant les vitesses en temps réel afin de détecter au mieux l'interface eau/sédiment. La résolution spatiale du déplacement de la traverse étant de 0,1 mm, cette valeur est considérée comme la barre d'erreur sur le positionnement des vitesses mesurées en z.

Les données sont acquises en mode « coincidence », afin d'échantillonner simultanément les deux composantes de la vitesse. Avec cette condition, nécessaire à une quantification précise de la turbulence, le taux d'acquisition des données validées est d'environ 60 Hz. La durée d'acquisition pour chaque point est déterminée de manière à optimiser le temps d'enregistrement du profil et le nombre de bursts, pour obtenir un échantillonnage représentatif de l'écoulement dans le temps (convergence des données). Pour chaque point du profil, l'intervalle de mesure est limité à 200 secondes, et le nombre de bursts à 20000.

Les données brutes des vitesses sur les composantes horizontale et verticale sont par la suite traitées pour extraire les profils de vitesse moyenne, ainsi que les profils de contraintes cisailantes et turbulentes.

d) Discussion sur le protocole expérimental

– Uniformité et stationnarité de l'écoulement dans le canal

Afin de valider les données expérimentales, il est nécessaire de vérifier (i) la stationnarité (le vitesse du fluide en un point est indépendante du temps) et (ii) l'uniformité de l'écoulement (la vitesse ne varie pas le long d'une ligne de courant). Des mesures de vitesse ont été réalisées à dix centimètres en amont et en aval de la zone test, à 1, 2 et 3 cm sous la surface libre. La zone test est définie comme le plan orthogonal à l'écoulement où sont réalisés tous les profils de vitesse au-dessus des différents échantillons sédimentaires. Pour rappel, cette zone test se situe à 1,30 m en aval du convergent, soit 80 cm après le début du lit sédimentaire.

La conception du canal et la génération du courant impose une pente de la surface libre. La valeur de celle-ci est comprise entre 0,2 et 0,5%. La largeur du canal étant constante, par conservation du débit, l'écoulement accélère. D'un point situé à 10 cm en amont de la zone test à un point situé 10 cm en aval de celle-ci, on note une augmentation des vitesses horizontales de l'ordre de 8% à 1 cm sous la surface, et de 5% à 3 cm sous la surface (Figure IV.12). Ceci démontre que l'écoulement n'est pas uniforme. Toutefois, cet écart de vitesse diminue avec la profondeur (Figure IV.12). Ainsi, il est acceptable de supposer que l'évolution horizontale des vitesses dans la couche limite est négligeable, étant essentiellement contrôlée par la rugosité du fond sédimentaire.

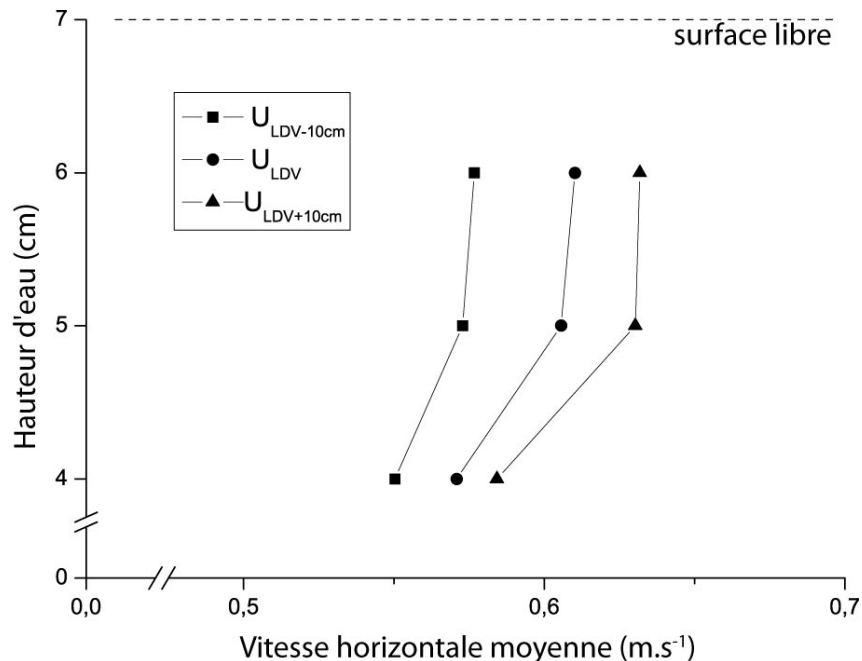


FIG. IV.12 – Variation de la vitesse moyenne de l'écoulement en amont et en aval du point de mesure LDV.

La stationnarité de l'écoulement est vérifiée en inspectant les séries temporelles des vitesses horizontales. L'analyse fréquentielle des données par Transformée de Fourier Rapide (Figure IV.13) montre des oscillations basses fréquences du signal de vitesse, notamment autour de 2, 4 et 6 Hz. Ces oscillations sont très probablement provoquées par des vibrations de l'installation expérimentale. Elles peuvent être générées par des coups de béliers dans la tuyauterie, lors de l'entrée et de la sortie de l'eau dans le canal, ou par le moteur de la pompe. Toutefois, l'amplitude de chacun de ces pics (de l'ordre de $5 \cdot 10^{-3} \text{ m.s}^{-1}$) ne représente qu'environ 1 % de la variabilité naturelle du système principalement liée à la turbulence. Nous considérons l'écoulement quasi-stationnaire, et de qualité suffisante pour l'étude des seuils de mise en mouvement et de la rugosité du fond sédimentaire.

Les fluctuations de la surface libre au niveau de la zone de mesures ont été enregistrées à l'aide d'une sonde résistive (Figure IV.14). Le principe repose sur la variation de la résistance d'un fil métallique alimenté par un courant continu en fonction de son immersion dans l'eau. Calibrée au préalable, elle permet l'enregistrement en continu de la surface libre avec une précision inférieure au dixième de millimètre. La série temporelle (Figure IV.14) révèle la présence de fluctuations basse fréquence de la surface libre, de l'ordre de 5 à 10 secondes. Leur amplitude est faible, toujours inférieure à 0,5 mm. Ces perturbations sont expliquées par la présence des petites rides qui se forment au contact des parois du canal, par effet de tension de surface ou par la présence de petites imperfections sur le verre. Ces rides une fois générées remontent lentement le long de la veine d'essai. Encore

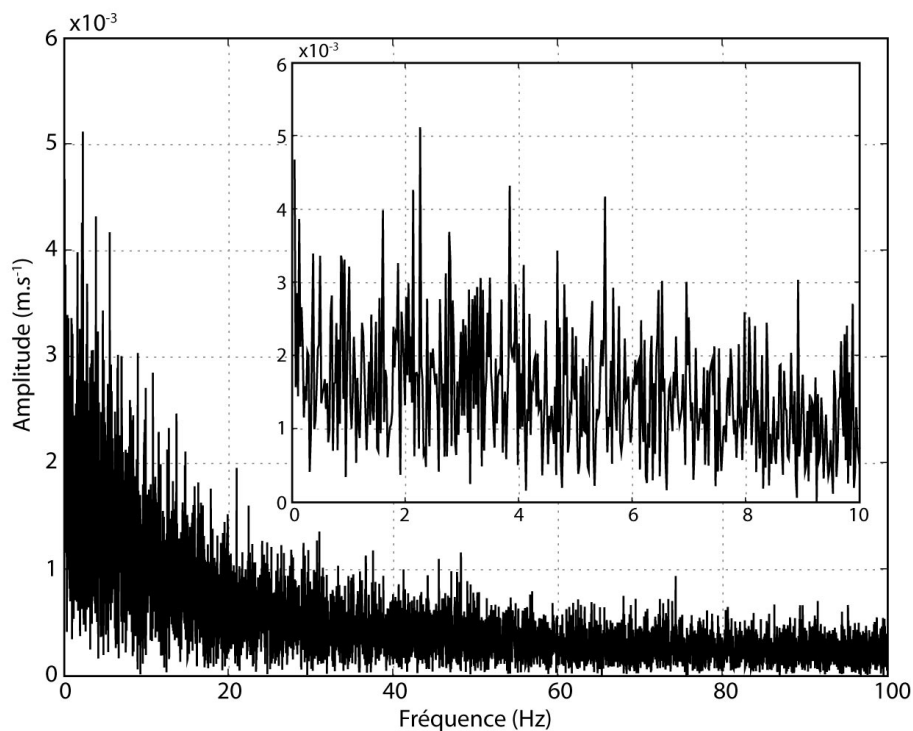


FIG. IV.13 – Transformée de Fourier du signal de vitesses horizontales au niveau du point de mesure LDV.

une fois, ces instabilités sont de très faible amplitude et ne perturbent en rien l'écoulement et la couche limite de fond.

L'analyse de l'évolution spatiale et temporelle des vitesses horizontales, ainsi que des fluctuations de la surface libre, montrent que l'écoulement est de qualité suffisante pour l'étude de la couche limite et des seuils de mise en mouvement du sédiment. Les déviations d'un écoulement strictement stationnaire et uniforme sont dues à l'installation expérimentale, mais restent faibles et largement acceptables.

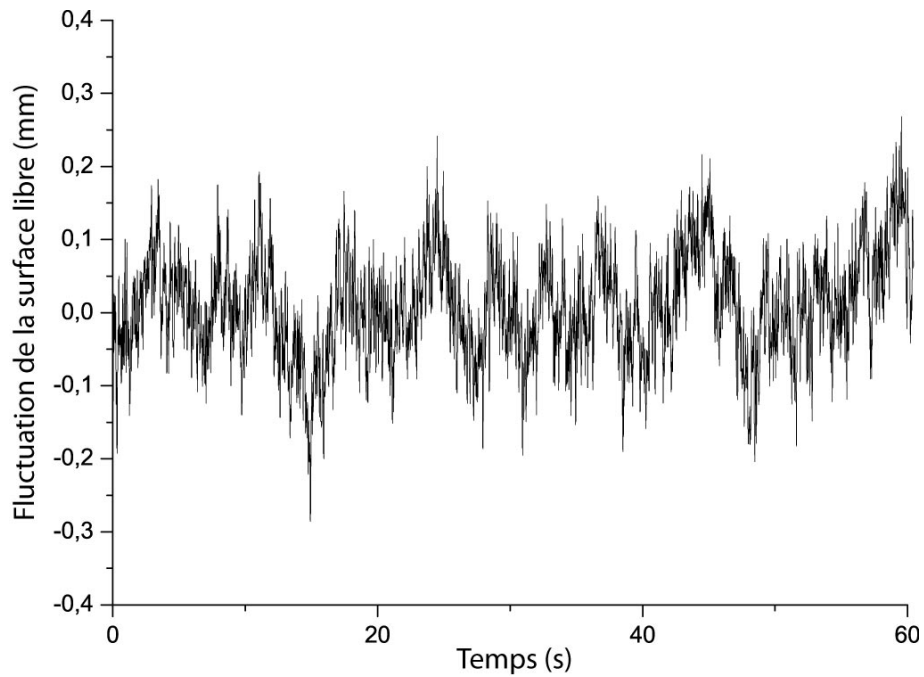


FIG. IV.14 – *Fluctuation de la surface libre au-dessus du point de mesure LDV.*

– Temps d'exposition du sédiment à l'écoulement : historique des contraintes

Le fait d'exposer un lit sédimentaire à un écoulement avant de déterminer sa contrainte critique de mise en mouvement soulève le problème d'armurage et de temps d'exposition, quantifié par Paphitis et Collins (2005) pour un sable silicoclastique. Ce problème est intimement lié à la définition même du seuil de mise en mouvement. Généralement, ce seuil est défini comme le moment où la vitesse moyenne de l'écoulement met en mouvement une quantité petite mais suffisante de sédiment. Or, de par la nature stochastique même d'un écoulement turbulent, il est possible qu'un grain soit déplacé par une variation turbulente de la vitesse (instantanée et occasionnelle), alors que la vitesse moyenne est en dessous de la vitesse critique de mise en mouvement. Partant de ce principe, il est facilement concevable que, pour des vitesses proches de la vitesse critique de mise en mouvement, les grains les plus instables sont déplacés et se repositionnent sur le lit dans une position plus abritée par rapport à l'écoulement. Ainsi, le lit sédimentaire s'armure et résiste globalement mieux à l'écoulement érosif.

Paphitis et Collins (2005) montrent par une série d'expériences en canal que l'exposition d'un sédiment à des vitesses « sous-critiques » augmente la contrainte cisailante nécessaire pour mettre ce même sédiment en mouvement. Cette augmentation est fonction à la fois du temps d'exposition et de l'intensité de la vitesse sous-critique. Plus le temps d'exposition est long, plus la vitesse sous-critique est proche de la vitesse critique, et plus le seuil de mise en mouvement sera augmenté. Pour une vitesse d'écoulement à

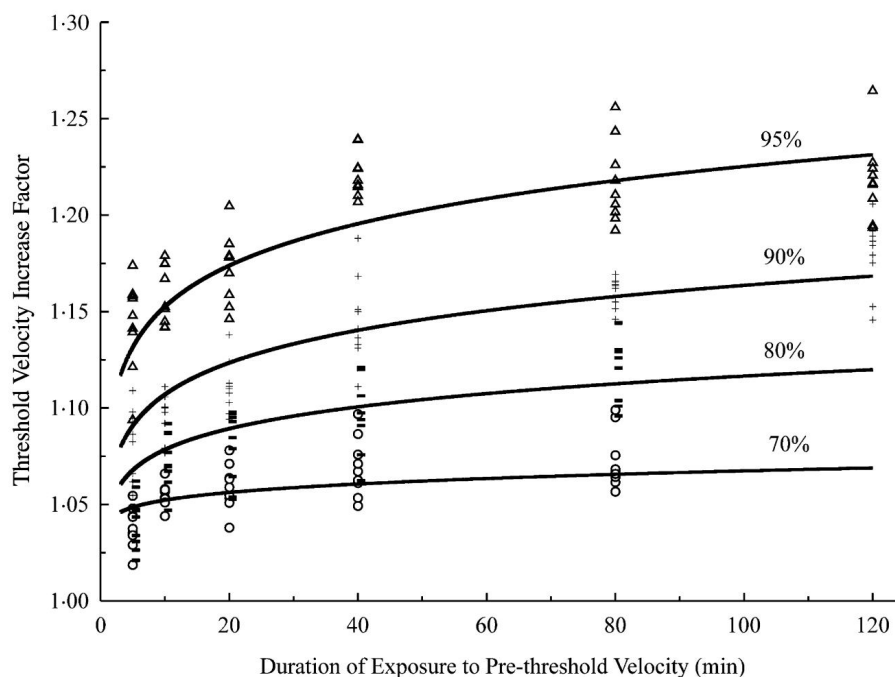


FIG. IV.15 – Augmentation du seuil de mise en mouvement d'un sédiment par exposition à une vitesse d'écoulement sous-critique (Paphitis et Collins, 2005).

70 % de la vitesse critique, le seuil de mise en mouvement d'un sable silicoclastique est augmenté d'un facteur 1,05 après seulement 10 minutes d'exposition. Ce facteur d'augmentation tend vers 1,07 après 100 minutes d'exposition (Figure IV.15).

Lors des expériences réalisées sur le matériel bioclastique, une certaine quantité de grains est déplacée sur de courtes distances par l'écoulement à des vitesses inférieures au seuil de mise en mouvement. Très rapidement, ces particules se replacent dans une position plus stable, plus hydrodynamique, et ne bougent plus. Ce phénomène n'est pas considéré comme l'initiation du transport par charriage à proprement parler. Nous définissons une vitesse comme critique lorsqu'elle mobilise régulièrement dans le temps une petite quantité de particules réparties de manière homogène sur la surface du lit.

Il paraît nécessaire d'examiner cet effet d'armurage du sédiment sur l'interprétation des contraintes critiques expérimentales. En terme d'intensité, les vitesses inférieures au seuil de mise en mouvement n'excèdent jamais 60 % des vitesses critiques observées. D'après les données de Paphitis et Collins (2005) (Figure IV.15), l'effet d'armurage n'aurait pas augmenté la vitesse critique de plus de 5 %, et ce essentiellement sur les 10 premières minutes d'exposition.

Les temps d'exposition à l'écoulement avant d'atteindre le charriage varient entre chaque échantillon étudié (en fonction du temps d'acquisition et nombre de profils de vitesse réalisés). Ceci peut induire des biais lors de la comparaison des résultats. De manière générale, le temps d'exposition du lit sédimentaire avant le déclenchement du transport est supérieur à 40 minutes, et ce pour toutes les expériences. A partir de ce laps de temps, si la durée d'exposition varie, l'augmentation de la vitesse critique n'est plus significative (inférieure à 1%).

A partir de cette analyse rapide de l'historique des contraintes, nous pouvons affirmer que l'erreur faite sur l'estimation des vitesses critiques liée aux effets d'armurage est inférieure à 5 %. Les temps d'exposition sont suffisamment longs (plus de 40 minutes) pour que ces effets soient comparables entre les différents échantillons.

– Filtrage du bruit lié à la réflexion proche du fond

Lorsque les mesures LDV sont réalisées très proches du fond, c'est-à-dire lorsque le volume de mesure est à moins d'un millimètre du lit sédimentaire, une partie du faisceau laser est réfléchi. Cette réflexion crée un halo de lumière qui affecte le volume de mesure, et se traduit au niveau des données par un bruit centré autour de 0, qui se superpose aux mesures de vitesse "réelles" (Figure IV.16). Ce bruit, s'il n'est pas éliminé avant le traitement du profil de vitesse, biaise les résultats en diminuant la vitesse moyenne et en augmentant très fortement l'écart à la moyenne des vitesses instantanées, qui permet de quantifier la turbulence.

Les vitesses instantanées, comme le bruit, suivent une distribution statistique de type log normale, caractérisée par une amplitude, une valeur médiane (zéro pour le bruit) et un écart-type. Le bruit doit être filtré afin de reconstituer la distribution statistique des mesures de vitesse. Pour ce faire, les lois logs normales qui décrivent la répartition statistique du bruit et du signal sont déterminées par la méthode des moindres carrés. Ensuite, la probabilité de chaque mesure de vitesse d'appartenir au bruit ou au signal est calculée, et les points sont supprimés de manière aléatoire, pondérée par leur probabilité d'exister.

La loi log normale peut s'écrire de la façon suivante :

$$f(x) = \alpha \cdot e^{-\frac{(x-\mu)^2}{2\sigma^2}} \quad (\text{IV.19})$$

où α est l'amplitude de la gaussienne, μ sa valeur médiane et σ son écart-type.

Afin de faciliter la résolution du problème, l'équation est linéarisée en une fonction polynomiale de degré 2. La méthode consiste alors à trouver la parabole qui ajuste au mieux

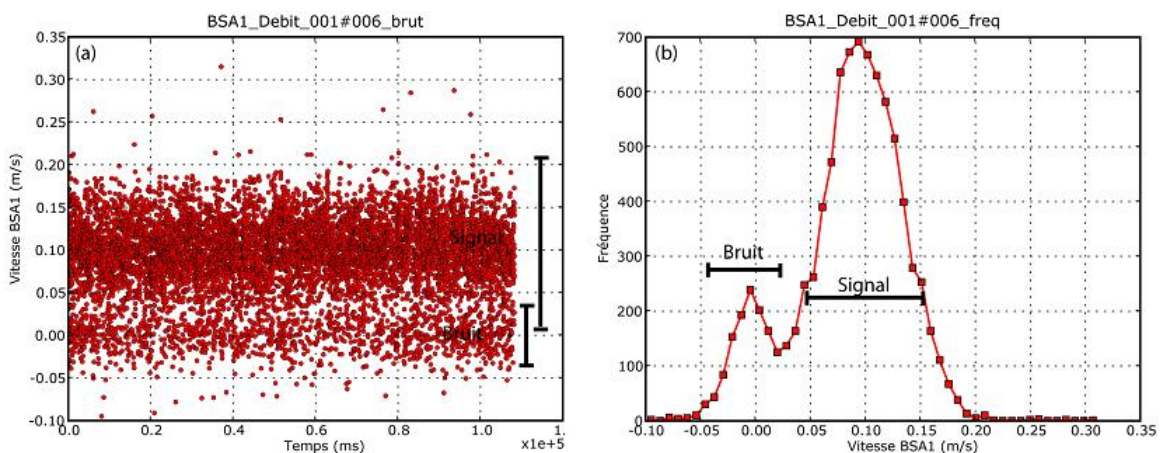


FIG. IV.16 – Série temporelle (a) et répartition en fréquence (b) des vitesses instantanées mesurées sur une composante (BSA1) pendant un burst de 20000 points, à un demi millimètre au-dessus du fond sédimentaire. On observe le bruit centré autour de zéro, qui se superpose aux mesures de vitesse.

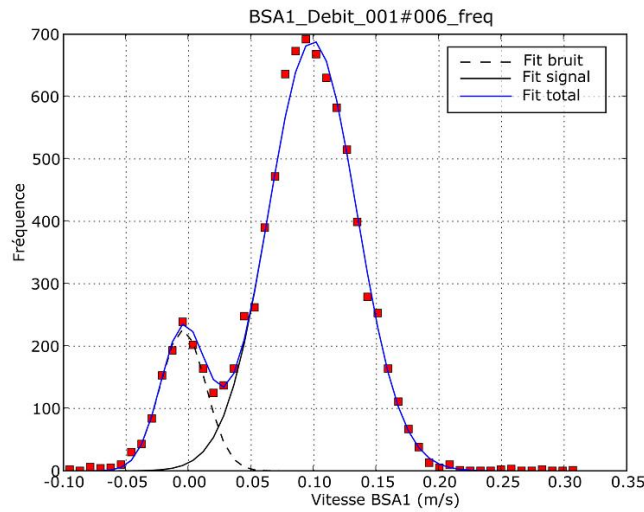


FIG. IV.17 – Reconstitution par la méthode des ajustements aux moindres carrés de la répartition statistique du bruit, du signal de vitesse et du signal total, superposés à la distribution issue des données expérimentales.

les données transformées :

$$F(x) = -\frac{(x - \mu)^2}{2\sigma^2} + \ln(\alpha) \Leftrightarrow F(x) = -\frac{1}{2\sigma^2} \cdot x^2 + \frac{\mu}{\sigma^2} \cdot x - \frac{\mu^2}{2\sigma^2} + \ln(\alpha) \quad (\text{IV.20})$$

$$\Rightarrow F(x) = a \cdot x^2 + b \cdot x + c \quad (\text{IV.21})$$

avec $a = -\frac{1}{2\sigma^2}$, $b = \frac{\mu}{\sigma^2}$ et $c = -\frac{\mu^2}{2\sigma^2} + \ln(\alpha)$.

La méthode des moindres carrés consiste à trouver la fonction $F(x)$ qui décrit au mieux les données transformées ($Y_i = \ln(y_i)$). En d'autres termes, nous cherchons la fonction S qui minimise la somme quadratique des déviations des mesures aux prédictions de $F(x)$:

$$S(a, b, c) = \sum_N^{i=1} [Y_i - F(x_i; a, b, c)]^2 \quad (\text{IV.22})$$

Trouver le minimum de la quantité S revient à trouver les paramètres (C_1, C_2, C_3) tels que la dérivée de S soit nulle :

$$\frac{\partial S}{\partial(a, b, c)} = 0 \quad (\text{IV.23})$$

$$\Leftrightarrow \begin{cases} \frac{\partial S}{\partial a} = \sum_N^{i=1} [(Y_i - a \cdot x_i^2 - b \cdot x_i - c)(x_i^2)] = 0 \\ \frac{\partial S}{\partial b} = \sum_N^{i=1} [(Y_i - a \cdot x_i^2 - b \cdot x_i - c)(x_i)] = 0 \\ \frac{\partial S}{\partial c} = \sum_N^{i=1} [Y_i - a \cdot x_i^2 - b \cdot x_i - c] = 0 \end{cases} \quad (\text{IV.24})$$

$$\Leftrightarrow \begin{cases} \sum_{N}^{i=1} (-x_i^4 \cdot a - x_i^3 \cdot b - x_i^2 \cdot c) = -\sum_{N}^{i=1} (x_i^2 \cdot Y_i) \\ \sum_{N}^{i=1} (-x_i^3 \cdot a - x_i^2 \cdot b - x_i \cdot c) = -\sum_{N}^{i=1} (x_i \cdot Y_i) \\ \sum_{N}^{i=1} (-x_i^2 \cdot a - x_i \cdot b - c) = -\sum_{N}^{i=1} (Y_i) \end{cases} \quad (\text{IV.25})$$

Le système linéaire à résoudre est le suivant :

$$\begin{pmatrix} \sum x_i^4 & \sum x_i^3 & \sum x_i^2 \\ \sum x_i^3 & \sum x_i^2 & \sum x_i \\ \sum x_i^2 & \sum x_i & N \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} a \\ b \\ c \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sum x_i^2 \cdot Y_i \\ \sum x_i \cdot Y_i \\ \sum Y_i \end{pmatrix} \quad (\text{IV.26})$$

On retrouve alors les paramètres de la gaussienne :

$$\begin{cases} \sigma = \sqrt{\frac{-a}{2}} \\ \mu = b \cdot \sigma^2 \\ \alpha = e^{(c + \frac{1}{2}(\frac{\mu}{\sigma})^2)} \end{cases} \quad (\text{IV.27})$$

En effectuant cet ajustement par la méthode des moindres carrés sur les données appropriées, les courbes de répartition statistique du bruit et du signal de vitesse sont reconstituées (Figure IV.17).

En faisant le rapport entre la courbe de répartition en fréquence du bruit et du signal total, la probabilité d'une mesure de vitesse d'être ou non du bruit est déterminée. Si, par exemple, une vitesse de $0,01 \text{ m.s}^{-1}$ a une probabilité d'être liée au bruit de 80%, un nombre aléatoire compris entre 0 et 100 est généré. Si ce nombre est compris dans la probabilité du bruit à cette gamme de vitesse (entre 0 et 80), il est éliminé. Si le nombre aléatoire est supérieur à 80, il est conservé. Ainsi, la courbe de répartition en fréquence des vitesses est reconstituée de manière probabiliste, et le bruit est éliminé (Figure IV.18).

Sachant que les vitesses sont mesurées sur deux composantes, il est nécessaire de bien supprimer les points de mesure par paires. Dans le cas contraire, les deux bursts d'acquisition (BSA1 et BSA2) seraient déphasés, rendant tout calcul de turbulence insignifiant. Le bruit peut s'observer sur une des deux composantes, ou sur les deux en même temps. Il est parfois nécessaire de réaliser un filtrage sur un premier BSA, en supprimant le bruit associé sur les deux composantes, et de recommencer le deuxième BSA filtré une première fois.

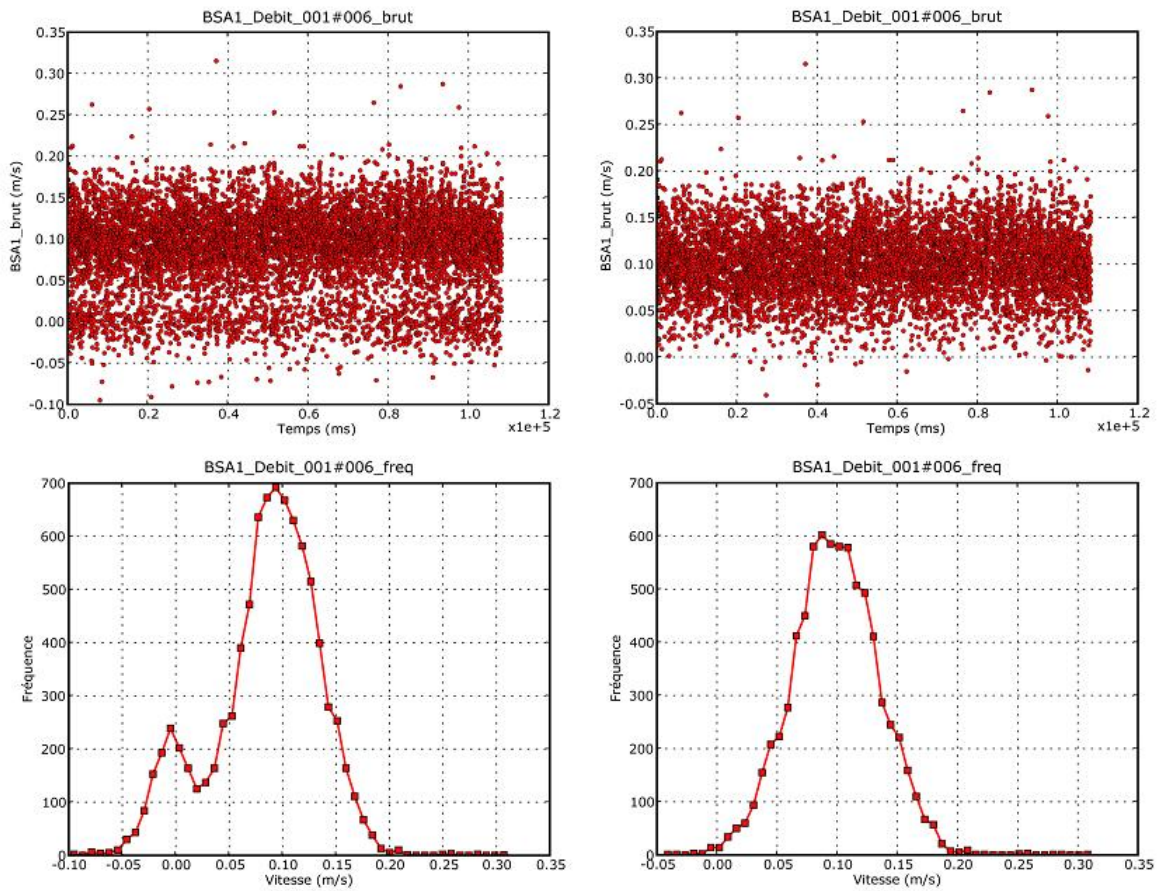


FIG. IV.18 – Filtrage des données expérimentales. A gauche : Données non filtrées. A droite : Données filtrées. En haut : Vitesses horizontales instantanées sur la période d'acquisition (120 s). En bas : Courbe de fréquence des vitesses instantanées sur la période d'acquisition (120 s).

IV.4.3 Profils de vitesse et de contrainte dans la couche limite

Un total de 29 profils de vitesse sont acquis par Vélocimétrie Doppler Laser, avec pour chacun des huit échantillons sédimentaires des vitesses d'écoulement situées sous, à et au-dessus du seuil de mise en mouvement. Les expériences sont nommées par vitesse d'écoulement croissante (U_1, U_2, U_3, \dots). Toutefois, les vitesses ne sont pas identiques d'un sédiment à un autre (la vitesse d'écoulement de l'expérience $S_{63} - U_1$ est différente de celle de $S_{80} - U_1$). Les données brutes sont traitées, permettant de tracer les profils moyens de vitesse (Figure IV.20) et de contrainte (visqueuse, turbulente et totale - Equation IV.9 et Figure IV.21).

Pour chaque profil de vitesse, les équations théoriques de la sous-couche visqueuse (Equation IV.12) et de la loi de la paroi (Equations IV.13 et IV.14) sont ajustées aux données expérimentales (Figure IV.19). De cet ajustement sont extraits les paramètres caractérisant la couche limite de fond et les seuils de mise en mouvement du sédiment : vitesse de cisaillement, nombre de Reynolds de grain, longueur de rugosité et épaisseur de la couche limite (Tableau IV.5. Pour les écoulements hydrauliquement transitionnels ($5 \leq Re^* \leq 65$), la vitesse cisailante est extraite à la fois de la sous-couche visqueuse (Equation IV.12) et de la couche logarithmique (Equation IV.16). Ces deux valeurs sont comparées comme suggéré par Gust et Southard (1983). En effet, la sous-couche visqueuse peut présenter une dynamique différente de la couche logarithmique ; dans ce cas, le u_{log}^* extrait du gradient de vitesse de la loi de la paroi n'est pas en accord avec la contrainte réelle exercée à l'interface eau/sédiment ; d'où l'importance d'examiner les différences entre u_{log}^* et u_{visc}^* , et de privilégier l'utilisation de la sous-couche visqueuse lorsqu'elle est présente pour déterminer les contraintes sur le fond.

D'une manière générale, la vitesse cisailante extraite de la sous-couche visqueuse (u_{visc}^*)

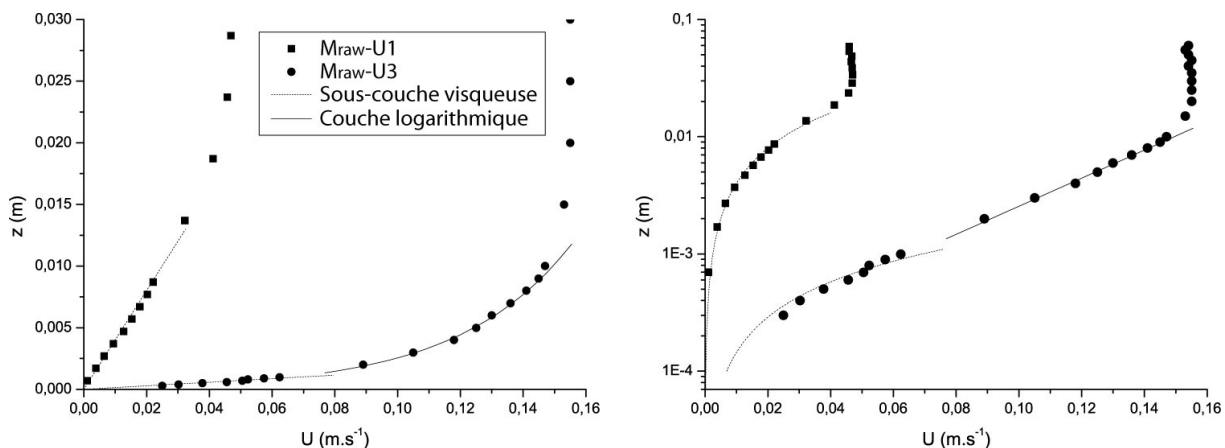


FIG. IV.19 – Profils de vitesse au-dessus du sédiment brut (M_{raw}) à deux débits différents : sous ($M_{raw} - U_1$) et au ($M_{raw} - U_3$) seuil critique de mise en mouvement. A gauche, échelle verticale linéaire et zoom sur la couche limite. A droite, échelle verticale logarithmique sur toute la hauteur d'eau. Les lignes pleines et en pointillés représentent l'ajustement des équations de la loi de la paroi et de la sous-couche visqueuse respectivement.

IV.4. Comportement d'un lit sédimentaire bioclastique sous un écoulement
unidirectionnel

TAB. IV.5 – Paramètres hydrodynamiques issus de l'analyse des profils de vitesse au-dessus des huit échantillons pour des débits croissants. Les expériences correspondant au seuil de mise en mouvement du sédiment sont marquées d'une astérisque (*). Lorsque le charriage est établi, elles sont marquées de deux astérisques (**).

Exp. (Eq.)	H [cm]	U_{max} [m.s ⁻¹]	u_{visq}^* [m.s ⁻¹] (IV.12)	u_{log}^* [m.s ⁻¹] (IV.13/IV.14)	Re^* (IV.10)	k_s [mm] (IV.14)	δ [cm]	ϵ [mm]
$S_{63} - U_1$	5,5	1,49.10 ⁻¹	5,98.10 ⁻³	1,15.10 ⁻²	27,6	2,4	1,1	2,4 _{ν}
$S_{63} - U_2^*$	8,0	2,77.10 ⁻¹	1,14.10 ⁻²	1,86.10 ⁻²	30,9	2,7	2,4	0,9 _{ν}
$S_{63} - U_3^{**}$	7,5	3,01.10 ⁻¹	-	2,90.10 ⁻²	75,4	2,7	1,6	0,9
$S_{80} - U_1$	5,5	1,50.10 ⁻¹	6,53.10 ⁻³	1,10.10 ⁻²	29,7	2,7	1,2	2,0 _{ν}
$S_{80} - U_2^*$	8,0	2,94.10 ⁻¹	-	2,08.10 ⁻²	54,1	2,6	2,0	1,4
$S_{80} - U_3^{**}$	7,5	4,20.10 ⁻¹	-	3,90.10 ⁻²	81,9	2,1	1,6	1,7
$S_{125} - U_1$	5,5	1,56.10 ⁻¹	9,17.10 ⁻³	1,52.10 ⁻²	69,9	4,6	1,1	0,4 _{ν}
$S_{125} - U_2^*$	12,0	3,77.10 ⁻¹	-	3,15.10 ⁻²	141,6	4,5	1,6	1,0
$S_{125} - U_3^{**}$	8,0	4,68.10 ⁻¹	-	3,74.10 ⁻²	179,4	4,8	2,4	1,4
$S_{250} - U_1$	5,5	1,48.10 ⁻¹	6,86.10 ⁻³	1,20.10 ⁻²	73,2	6,1	1,9	1,0 _{ν}
$S_{250} - U_2^*$	8,0	3,98.10 ⁻¹	-	3,50.10 ⁻²	280,0	8,0	1,4	1,2
$S_{250} - U_3^{**}$	6,0	5,88.10 ⁻¹	-	5,79.10 ⁻²	416,0	7,2	1,4	0,6
$S_{315} - U_1$	5,0	1,56.10 ⁻¹	6,58.10 ⁻³	1,25.10 ⁻²	59,2	9,0	2,3	0,6 _{ν}
$S_{315} - U_2^*$	6,0	4,93.10 ⁻¹	-	3,50.10 ⁻²	315,6	9,0	2,4	0,8
$S_{315} - U_3^{**}$	7,0	6,28.10 ⁻¹	-	4,60.10 ⁻²	460,0	10,0	3,1	1,2
$M_{raw} - U_1$	6,5	4,70.10 ⁻²	1,63.10 ⁻³	-	6,48	-	2,4	9,0 _{ν}
$M_{raw} - U_2$	6,5	8,86.10 ⁻²	3,18.10 ⁻³	7,26.10 ⁻³	32,7	4,5	1,0	7,0 _{ν}
$M_{raw} - U_3^*$	6,5	1,54.10 ⁻¹	8,32.10 ⁻³	1,38.10 ⁻²	60,7	4,4	1,1	0,4 _{ν}
$M_{raw} - U_4^*$	4,5	2,82.10 ⁻¹	-	2,20.10 ⁻²	88,0	4,0	2,1	-
$M_{raw} - U_5^{**}$	4,8	4,12.10 ⁻¹	-	5,05.10 ⁻²	151,5	3,0	4,8	0,6
$M_{coarse} - U_1$	6,5	3,96.10 ⁻²	1,65.10 ⁻³	-	7,79	-	3,1	7,8 _{ν}
$M_{coarse} - U_2$	6,5	9,52.10 ⁻²	3,69.10 ⁻³	8,55.10 ⁻³	51,3	6,0	1,2	4,0 _{ν}
$M_{coarse} - U_3^*$	6,5	2,02.10 ⁻¹	7,77.10 ⁻³	1,70.10 ⁻²	93,5	5,5	2,4	2,0 _{ν}
$M_{coarse} - U_4^*$	4,5	3,22.10 ⁻¹	-	2,40.10 ⁻²	91,2	3,8	2,8	-
$M_{coarse} - U_5^*$	4,5	3,70.10 ⁻¹	-	2,85.10 ⁻²	136,8	4,8	4,5	0,9
$M_{coarse} - U_6^{**}$	4,0	4,06.10 ⁻¹	-	3,20.10 ⁻²	144,0	3,5	4,0	-
$M_{fine} - U_1$	6,5	5,80.10 ⁻²	2,04.10 ⁻³	3,80.10 ⁻³	9,50	2,5	2,2	10,0 _{ν}
$M_{fine} - U_2^*$	6,5	1,33.10 ⁻¹	5,03.10 ⁻³	1,00.10 ⁻²	25,0	2,5	1,1	4,0 _{ν}
$M_{fine} - U_3^{**}$	6,5	2,16.10 ⁻¹	-	1,55.10 ⁻²	32,6	2,1	2,5	-

est inférieure à celle issue de la loi de la paroi (u_{log}^*), d'un facteur 2 au maximum. Cet écart diminue avec des vitesses d'écoulement croissantes.

L'épaisseur de la couche limite de fond (δ - Tableau IV.5) varie entre un et cinq centimètres, dépendant de la rugosité du fond et de la vitesse moyenne de l'écoulement. Plus le débit est important et le sédiment est grossier, et plus la couche limite est bien développée. La couche logarithmique est facilement identifiable sur tout les profils de vitesse

(Figure IV.20) avec son évolution linéaire sur les graphiques en échelle logarithmique. Elle constitue la quasi-totalité de l'épaisseur de la couche limite.

Pour les débits les plus faibles, la sous-couche visqueuse est bien développée, quelque soit la rugosité du sédiment. Son épaisseur peut atteindre près d'un centimètre ($M_{fine} - U_1$, Tableau IV.5 et Figure IV.20). Les forces de viscosité représentent la principale contribution à la contrainte exercée sur le fond, la turbulence étant très faible (Figure IV.21).

Lorsque le débit est augmenté, l'écoulement devient « hydrauliquement transitionnel ». La sous-couche visqueuse est partiellement altérée par la présence des éléments rugueux qui génèrent des sillages turbulents. Son épaisseur diminue et elle est confinée dans les premiers millimètres au-dessus du sédiment ($S_{63} - U_2$, $S_{125} - U_1$, $S_{315} - U_1$ - Figure IV.20). Proche du fond, la contrainte visqueuse est encore dominante par rapport à la contrainte de Reynolds, mais elle décroît rapidement en faveur de la turbulence dans la couche logarithmique. Cette zone de transition entre la sous-couche visqueuse et la couche logarithmique présente un maximum de contrainte totale (Figure IV.21).

Pour des nombres de Reynolds supérieurs à 65, la turbulence domine l'écoulement dans la couche limite. La sous-couche visqueuse est disloquée, et remplacée par une « sous-couche rugueuse ». La loi de la paroi ne s'applique pas jusqu'à l'interface eau / sédiment, principalement pour les sédiments les plus grossiers. Une sous-couche de plusieurs dixièmes de millimètres s'individualise, où l'écoulement est très fortement perturbé par les particules sédimentaires qui dépassent du niveau moyen du lit. Le profil vertical de vitesse y est extrêmement variable, fonction de la forme des particules et de leur arrangement local au sein du lit sédimentaire. Certains profils situés au-dessus d'une particule saillante montrent une accélération locale de l'écoulement ; d'autres présentent un gradient de vitesse nul associé à une zone de recirculation en aval d'un obstacle ($S_{125} - U_2$, $S_{125} - U_3$, $S_{250} - U_3$, $S_{315} - U_2$ - Figure IV.20). Au sein de cette sous-couche rugueuse, la contrainte visqueuse est très faible, en rapport avec la contrainte de Reynolds qui lui est supérieure d'un facteur 10. Ces observations ont été faites à plus grande échelle par Lawless et Robert (2001) au-dessus d'un lit de gravier par micro-ADV.

IV.4. Comportement d'un lit sédimentaire bioclastique sous un écoulement unidirectionnel

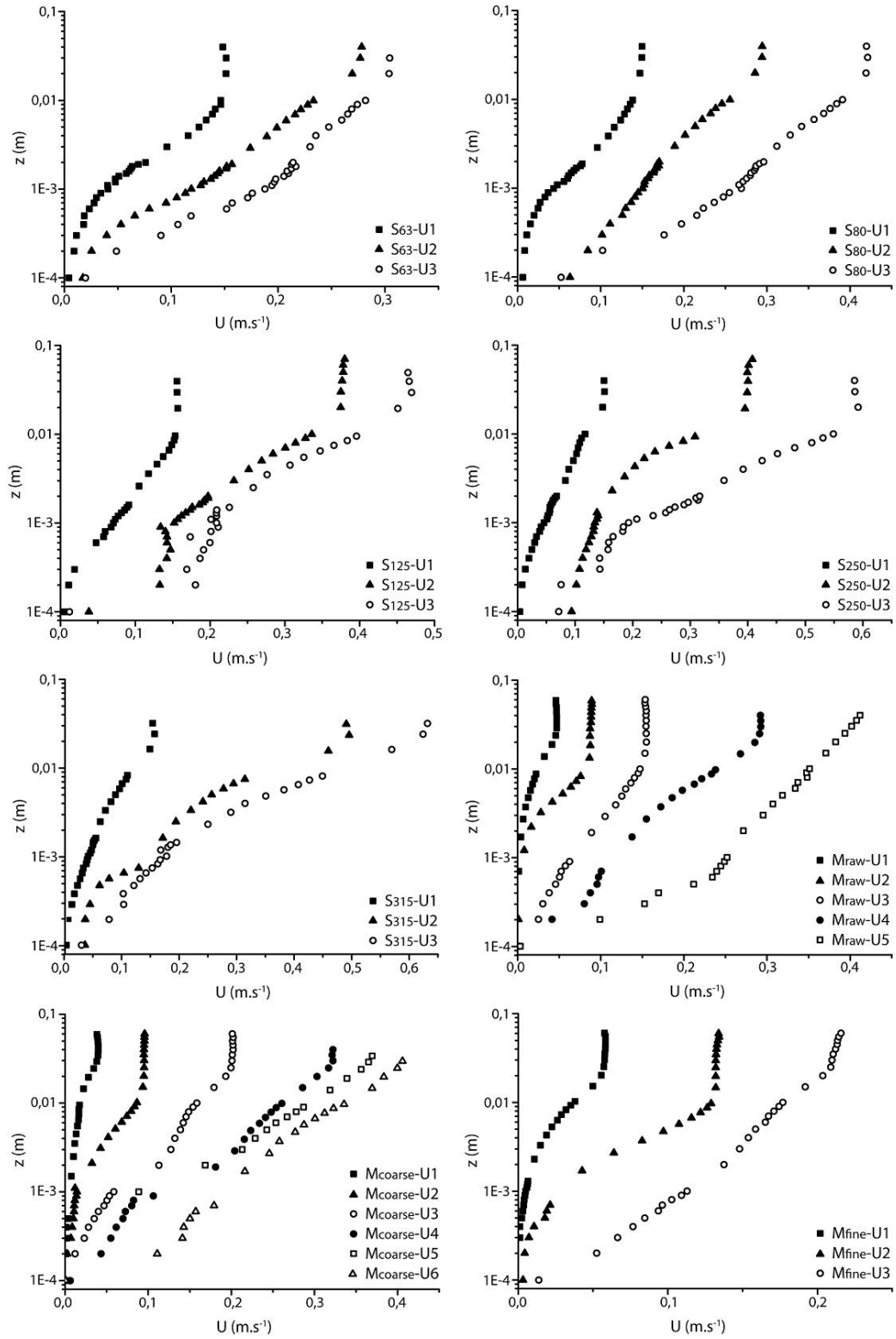


FIG. IV.20 – Profils de vitesse au-dessus des huit échantillons sédimentaires pour des débits croissants.

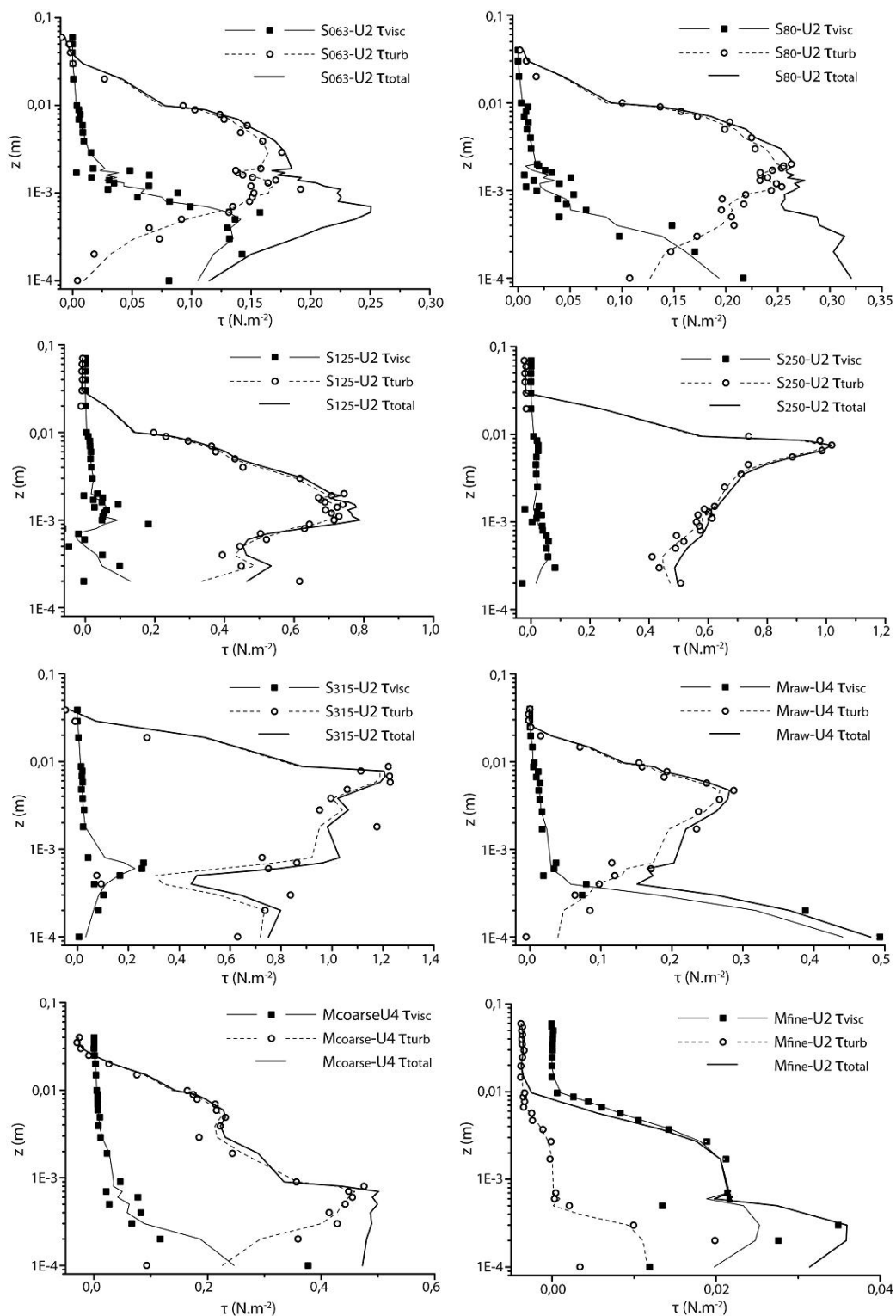


FIG. IV.21 – Profils de contrainte visqueuse, turbulente et totale au-dessus des huit échantillons sédimentaires au seuil de mise en mouvement. Les lignes pleines et en pointillés représentent un lissage sur trois points des profils de contrainte.

IV.4.4 Rugosité d'un fond sédimentaire bioclastique

Il existe un grand nombre de formules empiriques reliant la rugosité équivalente de Nikuradse (k_s) d'un fond sédimentaire au diamètre de tamis des particules qui le composent. En effet, le diamètre de tamis est un des paramètres les plus simples et les plus utilisés pour caractériser un sédiment. D'après la synthèse réalisée par Bridge et Bennett (1992), en l'absence de transport sédimentaire et de rugosité de forme, les valeurs de k_s s'étalent entre $0,5.d_{50}$ et $2,0.d_{50}$, bien que la relation $k_s = d_{50}$ soit la plus souvent utilisée. D'après Van Rijn (1993), ce sont les particules les plus grossières, caractérisées par le d_{90} du sédiment, qui définissent la rugosité du lit. Après la compilation et l'analyse de plus de 120 mesures en canal ou sur le terrain, il ressort que la rugosité d'un lit sédimentaire est reliée au d_{90} par un facteur de 1 à 10. Toutefois, la plupart des données s'articulent autour d'un facteur compris entre 2 et 3, pour des lits sédimentaires immobiles en canal (eau douce). Nielsen (1992) utilise la relation $k_s = 2,5d_{50}$. Cette valeur est largement utilisée dans les modèles de transport sédimentaire. Comme le souligne Soulsby (1997), il subsiste encore un profond désaccord sur la meilleure valeur à utiliser.

La rugosité du fond sédimentaire exerce une influence complexe sur l'intensité turbulente, dépendant du nombre de Reynolds de l'écoulement. La taille et la nature des éléments rugueux modifient le profil moyen des vitesses (Balachandar et Blakely, 2004). Krogstad et Antonia (1999) montrent que deux géométries de rugosité, choisies pour affecter de manière identique le profil moyen de vitesse, peuvent influencer les caractéristiques

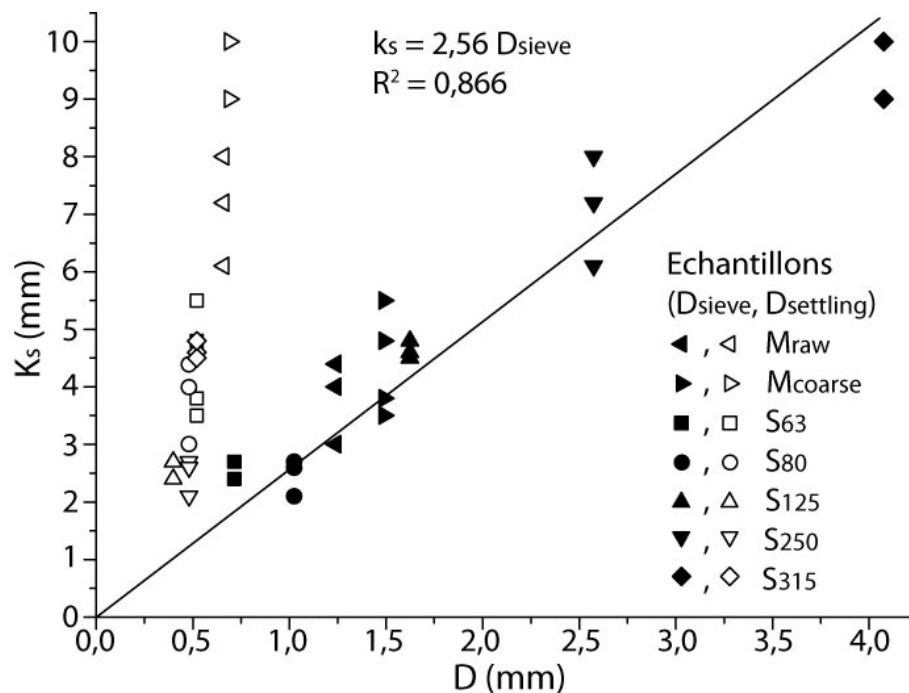


FIG. IV.22 – Relation entre rugosité de Nikuradse et diamètre des particules bioclastiques (diamètre de tamis et diamètre équivalent de sédimentation).

turbulentes de l'écoulement de manière profondément différente.

Les rugosités équivalentes de Nikuradse correspondant aux cinq classes de tamis (S_{63} à S_{315}) et aux trois mélanges sédimentaires (M_{raw} , M_{coarse} et M_{fine}) sont extraites des profils de vitesse (Tableau IV.5) correspondant à des écoulement transitionnels ou rugueux. Ainsi, les valeurs de k_s sont obtenues directement à partir de leur effet sur l'écoulement, sans supposer de relation avec la forme et la taille des particules.

Pour un même sédiment, les valeurs de k_s extraites à différentes vitesses d'écoulement sont homogènes. On note parfois une légère baisse du k_s pour les débits au-dessus du seuil de mise en mouvement du sédiment. Il semblerait que le charriage diminue la rugosité du lit sédimentaire.

La Figure IV.22 représente la rugosité équivalente de Nikuradse (1933) en fonction du diamètre médian des échantillons étudiés (diamètres de tamis et diamètres équivalent de sédimentation). Les données issues de l'échantillon M_{fine} ne sont pas tracées car les valeurs de k_s obtenues sont biaisées : (i) les nombres de Reynolds de grain (Re^*) sont faibles, indiquant un écoulement transitionnel proche du lisse. Avec la présence d'une sous-couche visqueuse, la rugosité du fond sédimentaire a peu de chance d'avoir un effet sur la couche logarithmique d'où sont extraites les valeurs de k_s . (ii) Le sédiment étant relativement fin, des petites rides se développent une fois le charriage établi. Ces rides influencent l'écoulement par une rugosité de forme, et non plus la simple rugosité générée par les particules sédimentaires. Pour le reste des données, il ressort une relation nette entre les valeurs de k_s et les diamètres de tamis (D_{sieve}). Une régression linéaire donne la relation suivante :

$$k_s \approx 2,56 D_{sieve} \quad (\text{IV.28})$$

Cette relation est très proche de celle proposée par Nielsen (1992) et largement utilisée dans la littérature ($k_s = 2,5 d_{50}$).

Toutefois, lorsque les valeurs de k_s sont tracées en fonction des diamètres de sédimentation ($D_{setling}$), il ne ressort aucune tendance claire, et il est impossible de trouver une relation linéaire qui s'ajuste à toutes les données et qui passe par l'origine. En effet, la valeur de k_s doit tendre vers 0 pour des diamètres de particules tendant eux aussi vers 0 (fond lisse). Ce résultat montre que le diamètre de tamis est un paramètre plus approprié que la diamètre de sédimentation pour quantifier la rugosité d'un fond sédimentaire par une longueur caractéristique des particules.

En effet, le diamètre de sédimentation est lié à la force de traînée appliquée sur une particule qui chute dans une masse d'eau au repos. Le critère de sédimentation de particules en suspension, largement utilisé dans les modèles numériques de transport, peut être relié au diamètre équivalent car ces deux paramètres sont contrôlés par les mêmes processus physiques.

A l'inverse, le processus d'érosion du sédiment est gouverné par la contrainte cisailante

critique qui fait intervenir la longueur de rugosité. La longueur de rugosité représente de manière simplifiée (une longueur) les effets de la topographie tri-dimensionnelle du lit sur l'écoulement. Pour des particules très plates ayant des formes variables, la longueur qui caractérise la protrusion des grains au-dessus du niveau moyen du lit n'a aucune raison d'être reliée aux propriétés hydrauliques des particules, comme c'est le cas pour le diamètre de sédimentation. Cette longueur caractéristique de rugosité serait plutôt dépendante de l'orientation des particules et leur organisation au sein du lit sédimentaire. La relation $k_s \approx 2,56 D_{sieve}$ (Equation IV.28) n'a pas de signification physique, mais semble être une bonne représentation de l'effet sur l'écoulement de l'arrangement général des particules bioclastiques et de leur protrusion au-dessus du lit (Figure IV.23).

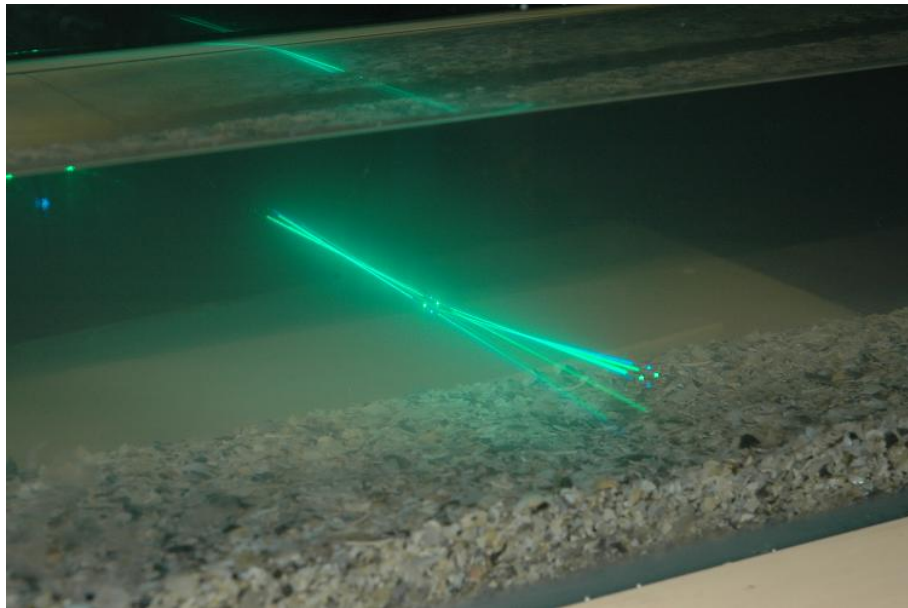


FIG. IV.23 – Photographie d'une portion du lit bioclastique (M_{raw}) sous écoulement unidirectionnel, pendant l'acquisition d'un profil de vitesse. L'arrangement des particules bioclastiques au sein du lit illustre la notion de rugosité de surface.

IV.4.5 Seuils de mise en mouvement

a) Vitesse cisailante critique

Le seuil critique de mise en mouvement est un paramètre clé pour comprendre et interpréter les conditions environnementales qui contrôlent la construction et l'évolution d'un corps sédimentaire (Kench et McLean, 1996). Pour chaque échantillon sédimentaire, le débit du canal est augmenté jusqu'à atteindre l'initiation du transport sédimentaire. Un profil de vitesse est alors réalisé. Il en est extrait la vitesse cisailante critique u_{crit}^* . Ces données sont analysées par rapport aux diamètres de tamis et de sédimentation des particules (Figure IV.24). Elles sont comparées à la courbe moyenne de vitesse cisailante critique, établie par Paphitis *et al.* (2001) d'après une compilation de 19 études sur les seuils de mise en mouvement de sables silicoclastiques de tailles variables (inférieures à 1mm). Concernant les sédiments bioclastiques, Paphitis *et al.* (2002) étudie également les vitesses cisailantes critiques des petits débris coquilliers, en considérant à la fois les diamètres de tamis et de sédimentation (Figure IV.24). Pourtant, seules des particules de taille inférieure au millimètre sont utilisées. Notre travail complète cette étude avec des particules bioclastiques plus grossières.

Les valeurs de vitesse cisailante critique des huit échantillons sont en bonne continuité avec les données expérimentales de Paphitis *et al.* (2002). Elles sont contenues dans l'enveloppe de Paphitis *et al.* (2001) pour des sables silicoclastiques lorsqu'elles sont tracées

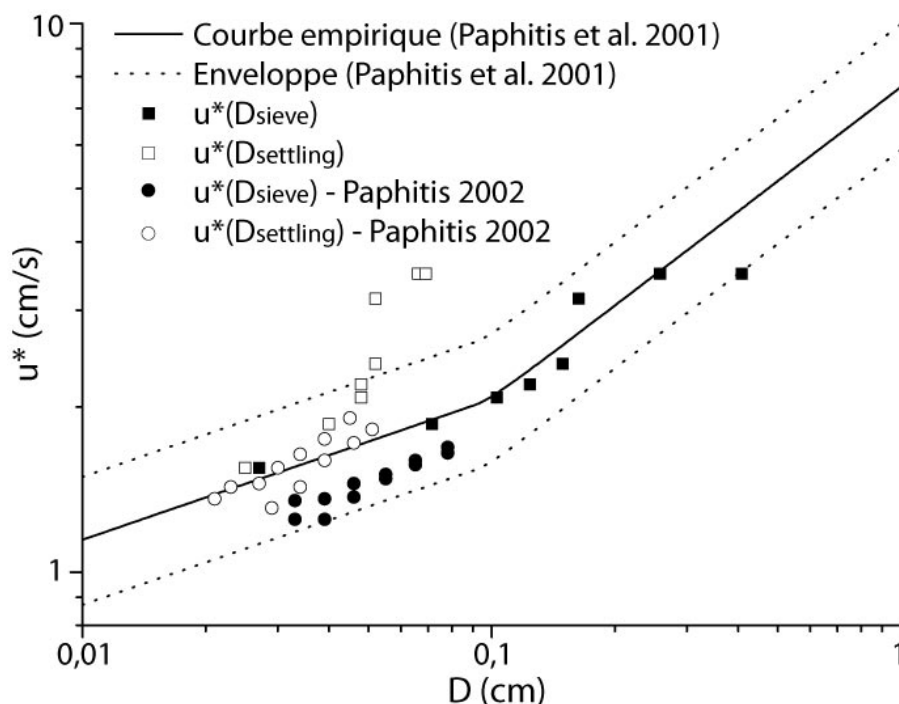


FIG. IV.24 – Vitesses cisailantes critiques de mise en mouvement des 8 échantillons bioclastiques en fonction de la taille des particules (diamètre de tamis et diamètre équivalent de sédimentation), et données expérimentales de Paphitis *et al.* (2002) pour des particules bioclastiques.

en fonction des diamètres de tamis (carrés pleins, Figure IV.24), et ce jusqu'aux sédiments les plus grossiers (S_{315}). Lorsque les valeurs de vitesse cisailante sont tracées en fonction des diamètres de sédimentation (cercles pleins, Figure IV.24), elles s'écartent de l'enveloppe (valeurs expérimentales supérieures à la prédiction), et ce d'autant plus que le sédiment est grossier. En d'autres termes, le diamètre équivalent ne semble pas être la bonne longueur pour caractériser la surface que les particules bioclastiques offrent à l'écoulement lorsqu'elles sont imbriquées dans le lit sédimentaire. Cette observation est en accord avec les conclusions tirées de l'étude sur la rugosité équivalente (IV.4.4).

Du fait de la très grande asymétrie des particules bioclastiques, trois longueurs caractéristiques interviennent dans la description des débris coquilliers : (i) une longueur intermédiaire qui est déterminée par l'analyse au tamis ; (ii) une grande longueur qui confère aux particules leur grande surface projetée. Cette grande surface est à l'origine des faibles vitesses de sédimentation, mais elle confère aussi aux particules une bonne stabilité sur le fond, les empêchant de rouler. (iii) La petite longueur représente l'épaisseur des débris coquilliers, où encore la hauteur de corde associée à la convexité des particules reposant sur un fond plat.

Ainsi, il est difficile de comparer les seuils de mise en mouvement des particules bioclastiques et des particules silicoclastiques. Puisque les débris coquilliers ont une forme s'éloignant fortement de la sphère, différentes longueurs caractéristiques peuvent être utilisées, amenant à des résultats très différents. Ici, la longueur intermédiaire estimée par l'analyse au tamis semble être le meilleur paramètre pour caractériser le comportement des particules bioclastiques organisées en lit sédimentaire.

Le même problème de définition de taille peut apparaître entre deux études utilisant le même matériel. Ici, le nombre de Reynolds de grain est défini en terme de longueur équivalente de rugosité (k_s). Paphitis *et al.* (2002) utilisent quant à eux un nombre de Reynolds de grain en terme de diamètre équivalent de sédimentation ($D_{settlement}$). En utilisant ces deux définitions, Re^* peut varier d'un facteur 10, particulièrement dans le cas de matériel bioclastique où les diamètres de sédimentation sont très différents des diamètres de tamis ou longueur de rugosité. Ceci peut amener à des interprétations différentes des seuils de mise en mouvement de sédiment.

b) Nombre de mobilité

Komar et Clemens (1986) définissent un nombre de mobilité M_n (Equation IV.29) qui est un rapport entre la vitesse cisailante critique et la vitesse de sédimentation du sédiment :

$$M_n = \frac{u^*}{w_s} = \sqrt{\frac{\tau_{cr}}{\rho}} \cdot \frac{1}{w_s} \quad (IV.29)$$

L'utilisation de ce paramètre permettrait d'introduire, à travers la vitesse de chute du sédiment, l'effet de la forme des particules sur leur mise en mouvement. Les nombres de mobilité des 8 échantillons sont calculés et tracés (Figure IV.25) en fonction du nombre de Reynolds de grain (Re^* - Equation IV.10). Leurs valeurs sont comparées à la courbe synthétique de Van Rijn (1993) et de son enveloppe, interpolée d'après de nombreuses études de seuils de mise en mouvement sur des sables silicoclastiques.

Comme évoqué dans la Partie IV.4.5-a), plusieurs longueurs caractéristiques peuvent être utilisées pour définir le nombre de Reynolds de grain. Pour illustrer les différences que que cela peut entraîner, les nombres de mobilités sont tracés en fonction de nombres de Reynolds de grain calculés avec k_s , D_{sieve} et $D_{settlng}$. A titre de comparaison, les données expérimentales de Paphitis *et al.* (2002) sur un sédiment bioclastique fin sont également reportées sur le graphique.

Les données expérimentales sont sans exception au-dessus de l'enveloppe de la courbe

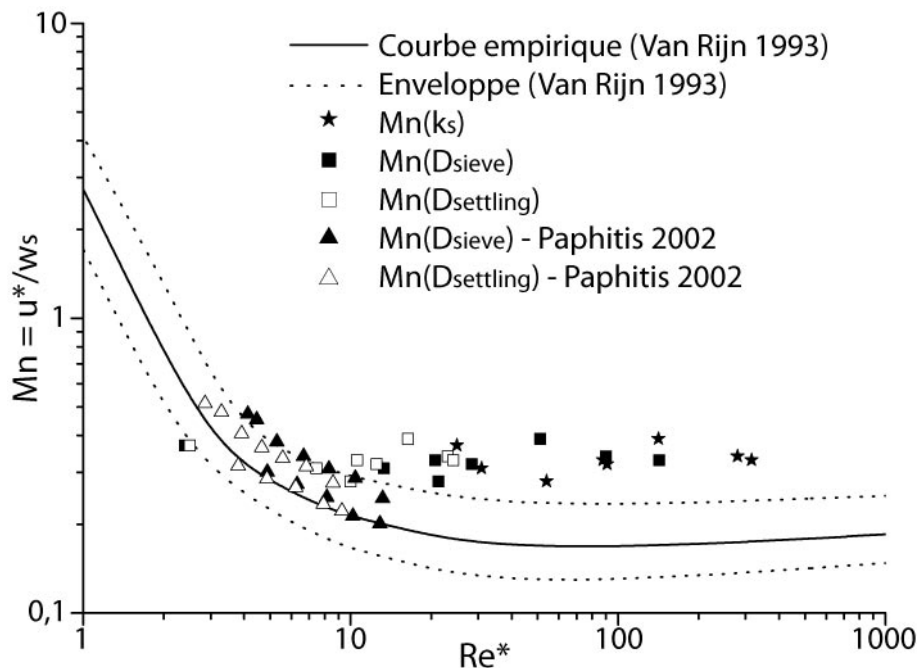


FIG. IV.25 – Nombres de mobilité des 8 échantillons bioclastiques en fonction du nombre de Reynolds de grain, et données expérimentales de Paphitis *et al.* (2002) pour des particules bioclastiques.

synthétique de Van Rijn (1993), et ce peu importe la définition du nombre de Reynolds utilisé. La mauvaise représentation du seuil de mise en mouvement des particules bioclastiques semblerait venir du nombre de mobilité lui-même, plutôt que de la formulation du nombre de Reynolds de grain. En effet, ce nombre de mobilité fait intervenir la vitesse de sédimentation du matériel étudié. Comme il l'a été démontré précédemment (IV.4.4), la chute d'une particule dans un fluide et son érosion sur un lit plan sont régies par des processus physiques différents. Si les particules plates ont des vitesses de chute très faibles, cela ne veut pas dire pour autant qu'elles sont facilement érodables une fois structuré en lit. Si les données expérimentales reposent au-dessus de l'enveloppe de Van Rijn (1993), c'est parce que le nombre de mobilité est surestimé par une valeur de w_s petite.

Les données expérimentales ne sont pas en continuité avec les valeurs de Paphitis *et al.* (2002) pour un sédiment plus fin, et composé de particules moins aplaties. Il apparaît une nouvelle fois que l'utilisation de la vitesse de sédimentation pour le calcul du nombre de mobilité n'est pas approprié pour des particules bioclastiques grossières.

Un protocole expérimental est établi pour quantifier les contraintes critiques de mise en mouvement du sédiment, et étudier les effets de la rugosité d'un fond sédimentaire bioclastique sur la couche limite de fond. Un écoulement unidirectionnel est généré dans un petit canal en verre, et les vitesses dans la couche limite sont mesurées par Vélocimétrie Doppler Laser. Le même protocole de mise en place du sédiment, de mise en eau du canal, et d'acquisition des données est utilisé pour les huit échantillons étudiés. Les éventuels biais et erreurs liés à l'installation expérimentale ou au protocole sont identifiés et quantifiés. Ils ne constituent pas d'obstacle majeur à l'analyse et à l'interprétation des données. L'analyse des profils de vitesse et de contrainte permet de définir la rugosité d'un fond sédimentaire bioclastique. La quantification des seuils de mise en mouvement montre une bonne résistance du sédiment à l'écoulement, et ce malgré des diamètres de sédimentation faibles. Cette résistance est à relativiser dès qu'apparaissent des gradients de pression normaux à la surface (cas de la houle, du déferlement,...), où la forme plate des particules faciliterait leur mise en suspension. Le diamètre de sédimentation n'est pas la longueur caractéristique à considérer pour les processus d'érosion de particules bioclastiques très plates.

IV.5 Perméabilité d'un sédiment bioclastique

IV.5.1 Rôle de la perméabilité du sédiment dans la zone de swash

L'essentiel du transport sédimentaire participant à la construction des cheniers est associé à des écoulements rapides, turbulents et discontinus situés au-dessus du niveau statique de submersion (niveau de la marée plus surcote éventuelle) : swash et backwash (jet de rive et nappe de retrait) sur la plage, et écoulements de washover sur le flanc interne.

Le transport de sédiment dans la zone de swash est principalement contrôlé par la houle, la pente de la plage et la granulométrie du sédiment. Un autre paramètre essentiel à considérer est l'effet de la circulation de fluide dans le milieu poreux. En effet, les effets d'infiltration ou d'exfiltration d'eau à la surface de la plage déterminent l'asymétrie du transport sédimentaire dans le cycle swash / backwash (Butt *et al.*, 2001).

Les cheniers sont des corps sédimentaires poreux qui constituent des aquifères non confinés (Horn, 2006). La hauteur de la nappe (zone saturée du sédiment) définit l'état de saturation du sédiment, et fluctue à différentes fréquences (Turner, 1998) : fluctuations rapides liées au déferlement des vagues et au swash, ou fluctuations plus lentes liées à la marée montante et descendante (Duncan, 1964).

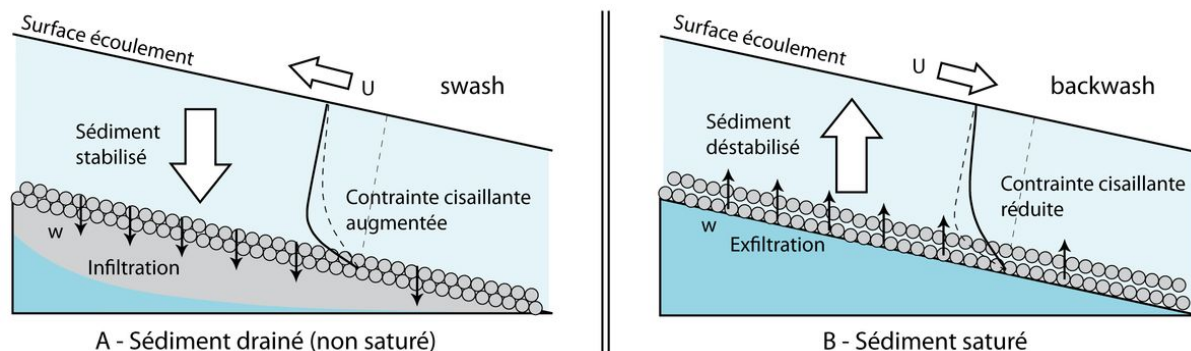


FIG. IV.26 – Effets de l'infiltration et de l'exfiltration sur le transport sédimentaire en zone de swash. A - Cas d'un sédiment non-saturé (drainé) : Le jet de rive est infiltré en partie dans le sédiment, réduisant le volume de la nappe de retrait et donc sa capacité de transport. En même temps, les vitesses verticales vers le bas (w) stabilisent le lit sédimentaire, mais augmentent les contraintes cisailantes sur le fond en amincissant la couche limite.

B - Cas d'un sédiment saturé : L'apport d'eau du sédiment par exfiltration augmente de volume de la nappe de retrait, et donc sa capacité de transport. Les vitesses verticales orientées vers le haut (w) déstabilisent le sédiment, mais réduisent les contraintes cisailantes sur le fond en dilatant la couche limite. Modifié d'après Butt *et al.* (2001).

Par rapport au volume du jet de rive, le volume de la nappe de retrait peut être augmenté par apport d'eau de la nappe (cas d'un sédiment saturé), ou diminué par percolation dans le sable (cas d'un sédiment non saturé - Fig. IV.26). Si le volume du backwash est réduit, le transport sédimentaire net est orienté vers le haut de la plage (accrétion). Si il est augmenté, alors le transport sédimentaire net est orienté vers le bas de la plage (érosion).

Ce raisonnement peut être transposé aux écoulements de washover. Si une vague déborde sur le flanc interne non saturé, une grande partie du volume de l'écoulement sera absorbé, réduisant sa capacité à transporter du sédiment. Si au contraire le chenier est saturé, l'exfiltration de la nappe augmentera le volume de l'écoulement de washover, et donc son pouvoir érosif.

En plus des variations de volume des écoulements par infiltration et exfiltration, les flux d'eau verticaux à la surface du sédiment ont des conséquences secondaires sur la dynamique de l'écoulement et le transport sédimentaire (Butt *et al.*, 2001).

Une infiltration d'eau à travers la surface, par effet de succion, amincit la couche limite de l'écoulement, augmentant les vitesses et les contraintes cisailantes proches du fond (Fig. IV.26). A l'inverse, une exfiltration d'eau dilate la couche limite, augmente la turbulence, mais diminue les vitesses et les contraintes cisailantes proches du fond (Fig. IV.26). On parle de couche limite ventilée (Conley et Inman, 1993).

Par contre, l'infiltration générant des sur-pressions au niveau du sédiment a tendance à stabiliser les particules sur le lit. L'exfiltration, générant des sous-pression, provoque une déstabilisation des particules et une liquéfaction du lit. La part relative de chacun de ces phénomènes antagonistes (modification de la couche limite et modification du poids relatif des particules sédimentaires) est difficile à quantifier (Horn, 2006).

Au-delà des forçages externes, la paramètre principal qui contrôle l'état de saturation d'un corps sédimentaire et la circulation de fluide dans le milieu poreux est la perméabilité du sédiment. Elle dépend essentiellement du volume des pores et de leur connectivité, mais également du comportement du fluide au contact des particules (effet de rugosité des particules, tensions de surface,... Magnan (2000)). Ainsi, la caractérisation de la perméabilité du sédiment qui compose les cheniers est indispensable pour mieux appréhender les processus de transport sédimentaire, de dépôt et de construction de litages sur la plage ou sur la face interne.

IV.5.2 Perméamètre à charge constante

L'objectif est de quantifier la perméabilité des différentes fractions du sédiment bioclastique, dont les vitesses de chute et les seuils de mise en mouvement ont été caractérisés précédemment. Il y a au total 8 échantillons à analyser, comprenant les 5 classes de tamis allant de 0,63 à 5 mm (S_{63} , S_{85} , S_{125} , S_{250} , et S_{315}), ainsi que le sédiment brut et ses deux modes principaux (M_{raw} , M_{fine} et M_{coarse}).

Le protocole expérimental est exactement le même que celui utilisé pour mesurer la perméabilité des carottes prélevées sur le terrain (cf. Chapitre 3). Nous ne rappellerons donc pas le fonctionnement du perméamètre à charge constante, ni les principes de la loi de Darcy (1856). Seule varie la mise en place des échantillons à analyser (Fig. IV.27) : Le sédiment à analyser est mis en place dans un tube en PVC transparent d'un diamètre de 7,5 cm, pourvu de prises de pression tous les 4 cm sur toute la longueur (70 cm). La base du tube est occultée par un disque de mousse alvéolaire. Le sable est introduit par petits volumes, afin de pouvoir le tasser au fur et à mesure par vibrations. Lorsque le tube est rempli environ aux deux tiers, il est monté sur la structure permettant son raccord avec le circuit de mise en charge. Une fois l'échantillon installé, le protocole de mesure est identique à celui détaillé dans le Chapitre 3.

IV.5.3 Relation diamètre perméabilité pour un sédiment bioclastique

Pour chaque échantillon, plusieurs mesures de perméabilité sont réalisées, en faisant varier la distance entre les prises de pression et le débit, dans les limites imposées par le dispositif expérimental. Encore une fois, le dispositif n'est pas conçu pour générer des débits variables, et seule une vanne à boiseau sphérique contrôle le débit à l'entrée de l'échantillon. Les valeurs expérimentales moyennes pour chaque échantillon sont reportées dans le Tableau IV.6.

TAB. IV.6 – Valeurs de perméabilité des sables bioclastiques.

Ech.	d_{10} [mm]	Q [$m^3.s^{-1}$]	k [$m.s^{-1}$]	Re
S_{63}	0,63	$9,72.10^{-5}$	$2,33.10^{-3}$	10,92
S_{80}	0,8	$8,82.10^{-5}$	$2,56.10^{-3}$	14,21
S_{125}	1,25	$2,62.10^{-4}$	$4,42.10^{-3}$	66,88
S_{250}	2,00	$4,05.10^{-4}$	$1,15.10^{-2}$	164,07
S_{315}	3,15	$2,06.10^{-4}$	$2,24.10^{-2}$	132,08
M_{raw}	0,30	$1,08.10^{-5}$	$2,56.10^{-4}$	2,10
M_{coarse}	0,71	$7,75.10^{-5}$	$2,10.10^{-3}$	18,88
M_{fine}	0,16	$7,87.10^{-6}$	$1,62.10^{-4}$	0,35

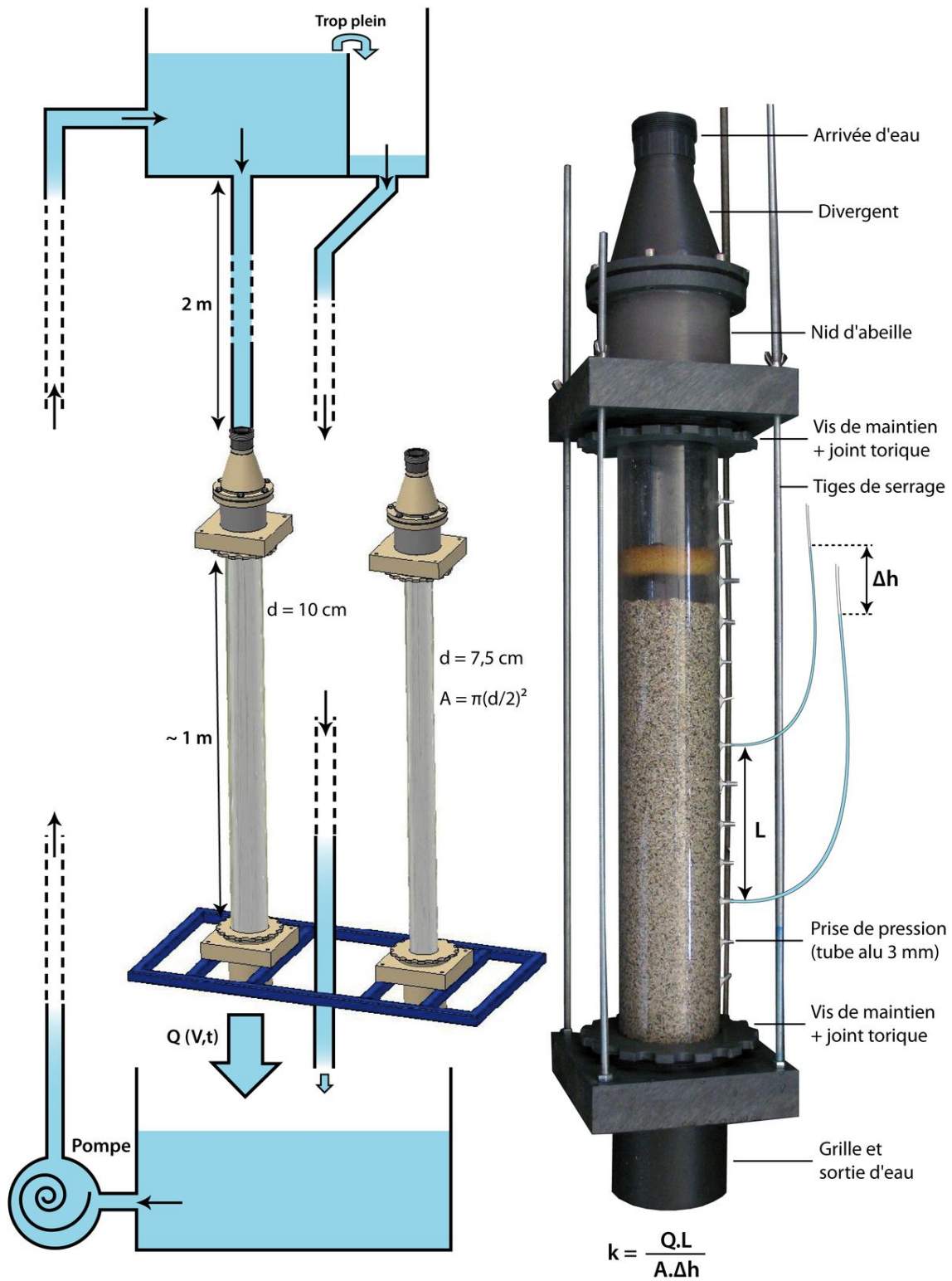


FIG. IV.27 – Mesure de perméabilité sur un sable bioclastique tamisé de classe 0,8 - 1,25 mm. Le tube en plexiglas a une longueur de 70 cm. Les prises de pression sont espacées de 4 cm.

Il apparaît que les nombres de Reynolds en milieu poreux sont, pour la plupart des échantillons, bien au-dessus de la limite de 10 qui détermine la transition laminaire / turbulent, et donc la fin du domaine de validité de la loi de Darcy (1856). En effet, dès que la dimension des vides dans le sédiment devient importante, et pour des gradients hydrauliques élevés, les vitesses d'écoulement dans le milieu poreux ne sont plus proportionnelles au gradient hydraulique (Magnan, 2000). Les écoulements sont ralentis par la dissipation d'énergie cinétique (forces d'inerties), et croissent moins vite que ne l'indique la loi de Darcy (1856). Il est admis que pour un nombre de Reynolds inférieur à 10, l'écoulement est laminaire, et il est turbulent au-delà de 100. Entre 10 et 100, l'écoulement est dans un régime de transition, où les forces d'inertie prennent une importance de plus en plus grande.

Pour prendre en compte ces effets de dissipation d'énergie, il faudrait utiliser des formulations plus complexes, de type Darcy-Forchheimer. En mesurant les pertes de charge pour des gradients hydrauliques croissants, il serait possible de déterminer le terme non-linéaire lié à la turbulence. Cependant, notre dispositif expérimental ne nous permet pas de varier les débits d'entrée sur une large gamme. Nous sommes contraints d'exploiter les données avec la loi de Darcy (1856), en gardant à l'esprit que les valeurs de perméabilité seront d'autant plus sous-estimées que le nombre de Reynolds sera élevé.

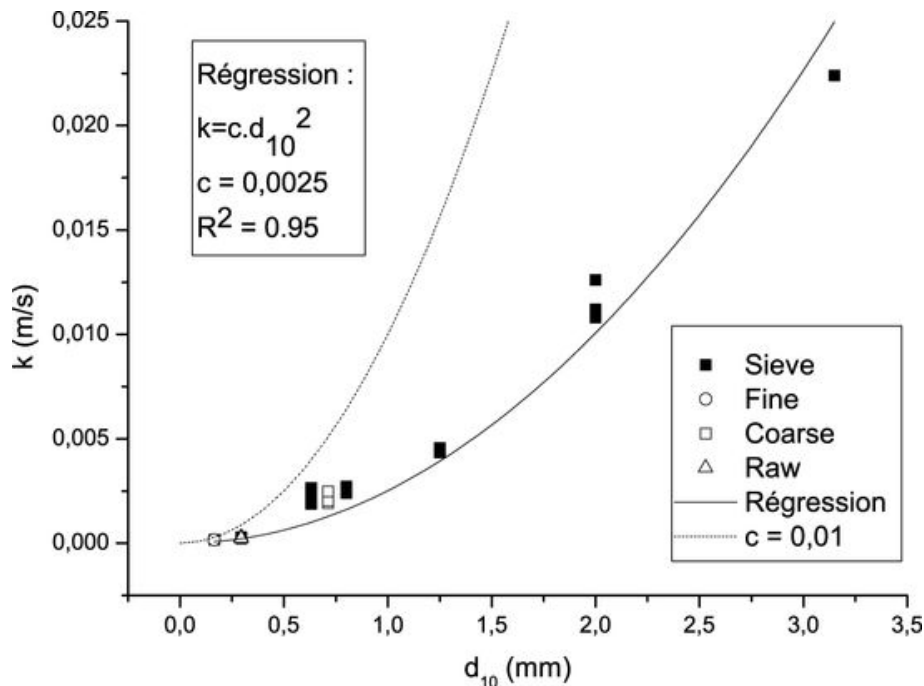


FIG. IV.28 – Valeurs de perméabilité des sables bioclastiques naturels et tamisés. La courbe en trait plein correspond à la régression polynomiale d'ordre 2 sur l'ensemble des données, et dont les paramètres apparaissent dans le cadre en haut à gauche du graphique. La courbe en pointillés représente la courbe de Hazen avec un coefficient moyen de 0,01.

Pour tous les échantillons de sable bioclastique tamisé (S_{63} à S_{315}), les valeurs de perméabilité sont élevées (entre 2.10^{-3} et $2.10^{-2} m.s^{-1}$), et tombent dans la gamme généralement associée aux sables grossiers bien triés et aux graviers. Ces valeurs sont donc en accord avec les échantillons, sables tamisés de forte granulométrie.

Les mélanges naturels (M_{raw} , M_{coarse} et M_{fine}) quant à eux, présentent des valeurs de perméabilité plus faibles, mais qui restent dans la gamme des sables bien triés et relativement grossiers. Plus la distribution granulométrique d'un sédiment est large, plus les valeurs de perméabilité seront faibles, car l'arrangement des grains (les plus petits s'infiltrant entre les plus gros) diminue fortement la porosité.

De nombreux efforts ont été consacrés à la recherche de relations entre la perméabilité d'un sédiment, et des paramètres représentatifs des particules qui le composent. Ces formules ont en général un domaine d'application limité. La formule proposée par Hazen en 1911 s'applique aux sables propres de diamètre d_{10} compris entre 0,1 et 3 mm :

$$k = c.d_{10}^2 \quad (IV.30)$$

où c est un coefficient qui varie entre 0,004 et 0,012, avec une moyenne proche de 0,01. Le diamètre d_{10} (diamètre à 10 % de la masse cumulée du sédiment) est utilisé car on considère que c'est la fraction la plus fine d'un échantillon qui contrôle sa perméabilité, puisqu'elle définit la plus petite taille de pore.

Le diamètre d_{10} est calculé pour les trois échantillons naturels (Tab. IV.6). Pour les 5 classes granulométriques, nous supposons que le d_{10} correspond à peu de choses près au diamètre du tamis inférieur. En effet, nous ne connaissons pas la distribution granulométrique au sein de chaque classe de tamis. Les valeurs de perméabilité des huit échantillons sont représentées en fonction de leur diamètre d_{10} (Fig. IV.28).

Une régression polynomiale d'ordre 2 est appliquée aux données par la méthode des moindres carrés. Les valeurs de perméabilité évoluent comme le carré des diamètres d_{10} multiplié par un coefficient égal à 0,0025. Le coefficient de corrélation R^2 est très bon, avec une valeur de 0,95.

Cette valeur de 0,0025 est inférieure à la gamme de valeurs établie pour la formulation de Hazen (entre 0,004 et 0,012). Plusieurs raisons peuvent expliquer cette différence :

- Les valeurs de perméabilité des trois échantillons les plus grossiers (S_{125} , S_{250} et S_{315}) sont sous-estimées, du fait de la non prise en compte des dissipations turbulentes. Des valeurs plus élevées permettraient de se rapprocher du coefficient $c = 0,01$. Toutefois, le décalage est observé même pour les échantillons dont les écoulements sont laminaires ou à la limite avec le régime transitionnel. De plus, la différence entre les valeurs prédites par la formule de Hazen avec un coefficient de 0,01, et les valeurs de perméabilité obtenues pour les échantillons les plus grossiers est importante, et

ne peut être expliquée uniquement par la dissipation turbulente.

- La formule de Hazen est établie pour des sables silicoclastiques, dont la forme des particules est arrondie. Le sédiment bioclastique étudié présente des formes très aplaties. A diamètres de tamis équivalents, l'arrangement de particules sphériques est très différent de l'arrangement de particules plates, et les réseaux poreux ne sont pas comparables. Au vu des valeurs de perméabilité plus faibles que la prédiction pour les échantillons bioclastiques, il apparaît une fois de plus que le diamètre de tamis des débris coquilliers n'est pas représentatif de l'arrangement des particules, ni de la taille et de la connectivité du réseau poreux.

Le sédiment bioclastique, naturel ou tamisé, présente des valeurs de perméabilité élevées, dans la gamme des sables grossiers et des graviers bien triés (de l'ordre de 10^{-3} à $10^{-2} m.s^{-1}$). La perméabilité du sédiment évolue avec le carré du diamètre d_{10} des particules, même si le coefficient établi par Hazen pour des sables silicoclastiques ne peut être appliqué. En effet, le diamètre de tamis des particules bioclastiques très plates n'est pas représentatif de l'arrangement des particules et des caractéristiques du réseau poreux.

Sur le terrain, la forte perméabilité du sédiment permet une infiltration rapide des écoulements de type swash ou washover dans le sédiment non saturé, au cours de la marée montante par exemple. L'infiltration du swash sur la plage exacerbe le transport onshore du sédiment et l'accrétion de la plage. Sur la face interne des cheniers, l'infiltration rapide de l'écoulement de washover permet le dépôt de nappes de sédiment (Fig. III.27-A). Ainsi, la nature même du sédiment grossier participe à la construction du corps sédimentaire.

IV.6 Conclusion

Cette étude montre le comportement complexe du matériel bioclastique qui compose les cheniers. Ce sédiment est hétérométrique et polygénique. La forme très plate des particules offre une grande surface portante qui limite la vitesse de sédimentation à des valeurs faibles. Ainsi, les diamètres équivalents des particules sont très inférieurs aux diamètres de tamis. Pourtant, le sédiment montre une bonne résistance à un écoulement unidirectionnel (i.e. une contrainte tangentielle au lit).

La Vélocimétrie Doppler Laser (LDV) permet une mesure des vitesses dans la couche limite de fond avec une très grande résolution spatiale et temporelle. Elle offre une vision de la distribution des contraintes visqueuses et turbulentes dans les premiers millimètres au-dessus du sédiment. La dislocation de la sous-couche visqueuse par des burst turbulents est observée dans le régime transitionnel avec l'augmentation des vitesses d'écoulement.

La longueur de rugosité de Nikuradse (1933) est quantifiée pour des débris coquilliers de différentes tailles directement à partir des profils de vitesse dans la couche limite. Il ressort de ces mesures qu'il n'est pas possible de trouver une relation associant la rugosité du fond sédimentaire au diamètre de sédimentation des particules bioclastiques. En effet, la physique contrôlant la vitesse de chute d'une particule est différente de celle régissant son érosion. Toutefois, une relation linéaire est établie entre la longueur de rugosité et le diamètre de tamis des particules ($k_s = 2,56D_{50}$ - Equation IV.22). Le facteur 2,56 obtenu pour les particules bioclastiques est très proche du facteur 2,5 défini par Nielsen (1992) pour des sables silicoclastiques, malgré des formes de grain très différentes. Cette valeur n'a pas de signification physique par rapport à la forme des débris coquilliers. Le paramètre k_s est une représentation mono-dimensionnelle (une longueur) de la rugosité tridimensionnelle du lit sédimentaire, faite d'un arrangement complexe de grains de formes et de tailles différentes.

Les contraintes critiques de mise en mouvement des sédiments bioclastiques sont conformes aux courbes synthétiques établies pour des sables silicoclastiques, quand celles-ci sont exprimées en fonction du diamètre de tamis des particules. Lorsque les contraintes critiques sont représentées en fonction du diamètre équivalent de sédimentation, elles sortent de l'enveloppe prédictive. Les valeurs sont d'autant plus surestimées que la taille des particules bioclastiques est importante. De même, le nombre de mobilité (Komar et Clemens, 1986), qui fait intervenir la vitesse de sédimentation, s'avère ne pas représenter correctement les seuils de mise en mouvement de particules bioclastiques très plates ayant de faibles vitesses de chute. Il apparaît clairement qu'il est nécessaire de dissocier vitesse de chute et vitesse cisailante critique pour l'étude des processus d'érosion de particules bioclastiques.

La dualité du comportement hydrodynamique du sédiment (faibles vitesses de chute,

bonne résistance à l'écoulement unidirectionnel) semble être un paramètre essentiel pour comprendre comment ce matériel bioclastique grossier s'accumule sur l'estran et se structure en corps sédimentaire. Les modes de transport vont être différents selon que les particules soient remaniées par le bore de la marée montante sur l'estran silto-argileux, ou qu'elles soient déplacées par le swash sur une plage poreuse constituée de ce même sédiment. La forte perméabilité du matériel bioclastique ne fait que renforcer le potentiel de construction des cheniers par l'action du swash ou des écoulements de washover.

Chapitre V

Modélisation expérimentale en canal à houle

V.1 Introduction

Depuis quelques décennies, les modèles expérimentaux sont très largement utilisés pour reproduire à échelle réduite des aspects de la dynamique des paysages actuels, et pour étudier finement les processus qui sont à l'origine de ces évolutions. L'intérêt des études expérimentales est triple (Paola et al., 2009) :

- Dissocier les processus qui contrôlent l'évolution de systèmes naturels, afin de mieux comprendre les états d'équilibre et les réponses d'un système à des perturbations.
- Instrumenter des modèles à échelle réduite à un degré de précision et de résolution rarement réalisable sur le terrain.
- Accélérer les temps de réponse et de mise à l'équilibre. Les échelle caractéristiques de temps augmentant avec les échelles d'espace, un petit système possède un temps de réponse plus court qu'un grand système. De plus, les évolutions morphodynamiques dans la nature sont souvent contrôlées par des événements extrêmes mais intermittents, donc difficilement observables et quantifiables. Les modèles expérimentaux permettent de simuler des états extrêmes en continu.

Ainsi, la modélisation expérimentale est une approche supplémentaire pour répondre à la problématique de la thèse, la formation et l'évolution d'un système de cheniers. Elle permet d'apporter des éléments de réponse aux zones d'ombre subsistant après le travail de terrain et l'étude du comportement hydrodynamique du sédiment : (i) comment le sédiment bioclastique se comporte-t-il dans des écoulements oscillants ou turbulents tels le déferlement, le swash ou le washover ; (ii) quelles sont les différents stades d'évolution qui mènent à l'architecture sédimentaire complexe des cheniers étudiés sur le terrain ; (iii) est-on capable de mettre en évidence et de confirmer le rôle des cycles tidaux basse fréquence sur la structuration des cheniers, et dont l'hypothèse a été ébauchée à partir des calculs de temps de submersion et de photographies aériennes ?

Après une courte synthèse sur l'utilisation des modèles expérimentaux en sédimentologie côtière, le protocole expérimental sera décrit. Une attention particulière sera portée sur les choix de dimensionnement du modèle, ainsi que sur la mise en place du sédiment et la formation d'un état initial à l'équilibre. La description des processus hydrosédimentaires agissant sur le modèle permettra par la suite de détailler l'évolution morphologique du système au cours de l'expérience. Enfin, les résultats obtenus seront comparés avec les observations réalisées sur le terrain. Une discussion sera développée sur le transfert des échelles de temps entre le modèle expérimental et la nature.

V.2 Les modèles expérimentaux en sédimentologie marine et côtière

Les modèles expérimentaux permettent d'étudier différents régimes de flux sédimentaires : les systèmes en érosion (e.g. érosion d'une chaîne de montagne en surrection et création de relief - Crave *et al.* (2000)), en by-pass (e.g. états d'équilibre des chenaux fluviaux (Ashmore, 1982) ou sous-marins (Métivier *et al.*, 2005)), ou en dépôt (e.g. réponse d'un delta à des fluctuations eustatiques - Muto et Steel (2004)).

Les systèmes côtiers sont difficiles à classer dans une catégorie particulière. A l'interface entre terre et mer, ils peuvent passer d'un régime d'érosion à un régime de dépôt en fonction des conditions de forçage.

Les études expérimentales en sédimentologie marine et côtière peuvent se regrouper en trois types : (i) Les modèles à échelle 1 s'intéressant aux processus de transport, et aux figures sédimentaires associées ; (ii) les modèles de plage se focalisant sur la problématique de l'érosion littorale et de la dynamique des profils de plage ; (iii) les modèles stratigraphiques qui intègrent les effets des variations eustatiques, des apports sédimentaires et de la surrection sur le remplissage de bassins sédimentaires. Ces trois familles de modèle font appel à des techniques expérimentales différentes, des échelles de temps et d'espace très variables, et donc différentes façons d'aborder la problématique de la mise à l'échelle.

V.2.1 Transport et figures sédimentaires

La grande majorité des travaux expérimentaux en sédimentologie se rapportent à l'étude de la mobilité des fonds sédimentaires, et aux figures sédimentaires qui y sont associées, depuis les travaux pionniers de Shields (1936) et de Bagnold (1956). Ces études visent à contraindre les seuils de mise en mouvement des sédiments, en prenant en compte au maximum la variabilité du matériel sédimentaire (forme, densité, etc. - Collins et Rigler (1982); Prager *et al.* (1996); Neumeier *et al.* (2006); Smith et Sleath (2005); Paphitis *et al.*

(2001); Weill *et al.* (2010)), et la complexité des conditions hydrodynamiques (courant, houle, houle et courant - Miller *et al.* (1977); Dingler (1979); Voulgaris *et al.* (1995)). La connaissance des domaines de stabilité des figures sédimentaires est primordiale (Boguchwal et Southard, 1990; Baas, 1999; Catano-Lopera et Garcia, 2006). En effet, elle apporte de précieuses informations sur les conditions de dépôt des paléo-environnements. D'autre part, la présence de figures sédimentaires sur un fond mobile implique des rétroactions sur les écoulements, et donc sur le transport sédimentaire associé (Faraci et Foti, 2002; Ha et Chough, 2003; Schindler et Robert, 2005; van der Werf, 2004).

Un certain nombre d'études expérimentales ont abordé la problématique de la formation et de la préservation de litages sédimentaires, dans le but de mieux corréliser les observations dans l'enregistrement sédimentaire aux processus hydrodynamiques. Ce type d'étude s'applique aussi bien au domaine fluvial (e.g. nappes de gravier (Lunt et Bridge, 2007), barres de ressaut hydraulique (Macdonald *et al.*, 2009),...) qu'au domaine côtier (e.g. origine des stratifications obliques (Middleton, 1965; Pasierbiewicz, 1982; McKee, 1957; Storms *et al.*, 1999)).

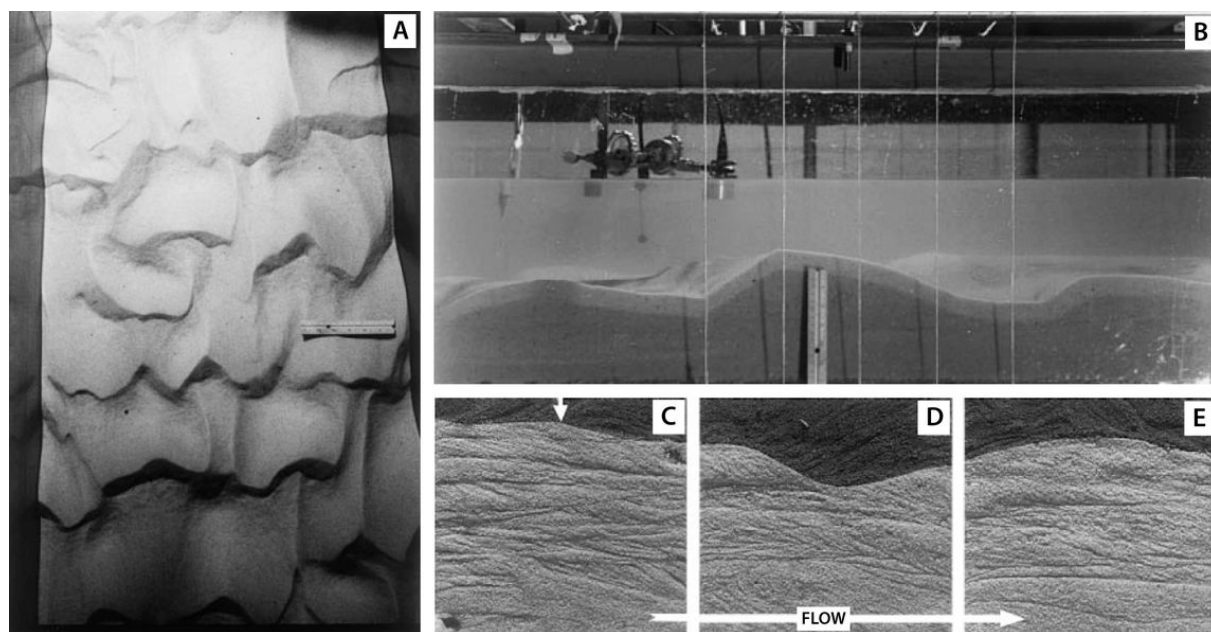


FIG. V.1 – Modélisation de la préservation de litages obliques liés à la migration de rides de courant (Storms *et al.*, 1999). A) Vue plane des rides de courant linguoïdes dans le canal. L'écoulement est orienté vers le bas. B) Vue de profil des rides de courant dans le canal. L'écoulement est orienté vers la gauche. C,D,E) Coupes réalisées dans le sédiment et montrant la préservation d'une stratification entrecroisée liée à la migration des rides. La règle (A,B) et la séquence (C,D,E) mesurent 15 cm.

V.2.2 Morphodynamique littorale

Concernant les études expérimentales à l'échelle des corps sédimentaires côtiers, le champ d'investigation est beaucoup plus réduit. L'essentiel d'entre-elles touchent à la morphodynamique des plages. Au-delà de l'investigation de l'hydrodynamisme de la zone de déferlement à la zone de swash, les travaux se concentrent sur les états d'équilibre des profils de plage (Grasso *et al.*, 2009a; Lopez de San Roman-Blanco *et al.*, 2006; Michallet *et al.*, 2007; Wang et Kraus, 2005), sur la dynamique de migration des barres d'avant-plage (Grasso *et al.*, 2009b), sur l'érosion du haut de plage (van Thiel *et al.*, 2008), et sur les problématiques de rechargement en sable (Dette *et al.*, 2002). Ce type d'expériences est mené dans des canaux à houle d'une dizaine à plusieurs dizaines de mètres de long.

Les modèles expérimentaux de transport sédimentaire ou de dynamique de plage servent généralement à établir des lois physiques ou empiriques qui seront appliquées aux systèmes naturels. Pour que ces modèles quantitatifs soient exacts, il est nécessaire que les rapports de forces entre le fluide et le sédiment dans le modèle soient identiques à ceux dans la nature. Les deux systèmes doivent suivre une similitude dynamique, qui implique une similitude géométrique et cinématique. Ce principe de mise à l'échelle des modèles est très largement utilisée dans l'ingénierie (Yalin, 1971). A partir des équations régissant le système physique étudié et leur analyse dimensionnelle, une série de nombres adimensionnels sont définis. Ces derniers doivent être identiques entre le modèle et l'échelle naturelle.

Pour les systèmes impliquant un écoulement fluide sur un fond fixe, les deux nombres adimensionnels les plus représentatifs sont les nombres de Froude et de Reynolds. Le nombre de Froude définit le rapport entre les forces inertielles et gravitaires :

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gL}} \quad (\text{V.1})$$

où U et L sont des vitesses et des longueurs caractéristiques, et g l'accélération de la gravité.



FIG. V.2 – Modélisation d'un rechargement sédimentaire d'avant côte dans le canal à houle du LEGI, Université Joseph Fourier à Grenoble (Grasso, 2009). Le sédiment est constitué d'une poudre plastique de faible masse volumique ($\rho_s = 1,19 \text{ g.cm}^{-3}$) et de diamètre médian de 0,6 mm. La portion de plage représentée sur la photographie est longue de 8 m.

Le nombre de Reynolds définit le rapport entre les forces inertielles et visqueuses :

$$Re = \frac{UL}{\nu} \quad (\text{V.2})$$

avec ν la viscosité cinématique du fluide.

Si le modèle fait intervenir un fond mobile, comme un lit sédimentaire, d'autres nombres adimensionnels entrent en jeu. Le transport de sédiment non cohésif est défini par la contrainte de cisaillement critique adimensionnée :

$$\tau^* = \frac{u^{*2}}{(s-1)gD} \quad (\text{V.3})$$

où u^* est la vitesse cisailante critique, s la densité spécifique du sédiment ($\rho_{\text{sédiment}}/\rho_{\text{fluide}}$), et D un diamètre caractéristique du sédiment.

L'état de l'écoulement autour des particules sédimentaires est quant à lui défini par le nombre de Reynolds de grain :

$$Re^* = \frac{u^*D}{\nu} \quad (\text{V.4})$$

Enfin, la dynamique des sédiments en suspension est représentée par le nombre de Rouse :

$$Rou = \frac{w_s}{u'} \quad (\text{V.5})$$

avec w_s la vitesse de sédimentation du sédiment, et u' l'intensité turbulente caractéristique de l'écoulement.

Si la similitude dynamique offre un cadre rigoureux pour la mise à l'échelle des modèles expérimentaux, celle-ci est en pratique impossible à satisfaire entièrement pour plusieurs raisons. Le premier obstacle réside dans le nombre de Reynolds. La réduction de la longueur caractéristique du modèle impose l'augmentation des vitesses caractéristiques, à moins d'utiliser un fluide de viscosité plus faible que l'eau, chose quasiment impossible. Si les vitesses caractéristiques sont augmentées, il n'est alors plus possible de conserver la similitude de Froude.

En pratique, c'est souvent la similitude de Froude qui est conservée, en considérant le principe d'indépendance du nombre de Reynolds, qui n'influence pas la dynamique globale de l'écoulement (Paola *et al.*, 2009) : La similitude du nombre de Reynolds du modèle n'a pas d'importance, du moment qu'il soit suffisamment élevé pour que l'écoulement soit pleinement turbulent (si tel est le cas dans le système naturel étudié). L'importance du respect des échelles de turbulence en modélisation du transport sédimentaire est parfois remis en cause : Devauchelle *et al.* (2010) reproduisent expérimentalement des motifs rhomboïdes de plage sous un écoulement laminaire de très faible épaisseur. Sur les plages, ces figures sédimentaires centimétriques se forment pourtant dans la zone de swash, forte-

ment turbulente. Par contre, si la turbulence à petite échelle n'influence pas l'écoulement général, elle est d'une importance cruciale pour la remise en suspension des sédiments.

Le respect d'une similitude de Froude dans un modèle à échelle réduite implique des vitesses caractéristiques d'écoulement plus faibles, et donc des vitesses cisailantes sur le fond plus faibles. Pour conserver la contrainte critique adimensionnelle, il est nécessaire de diminuer la taille des particules étudiées, ou de diminuer leur densité. Les poudres et granulats plastiques sont par exemple couramment utilisés. Encore une fois, cette méthode atteint ses limites lorsque le matériel sédimentaire naturel à modéliser est fin (problèmes de cohésion), possède des formes complexes ou une grande variabilité de tailles.

V.2.3 Modèles stratigraphiques

Au cours des trente dernières années, et poussé par l'industrie pétrolière, un grand nombre de modèles expérimentaux reproduisant l'évolution des systèmes sédimentaires à grande échelle et la création de l'enregistrement stratigraphique ont été mis en oeuvre



FIG. V.3 – Modélisation du remplissage d'un bassin sédimentaire en subsidence, avec variations du niveau de base, réalisé dans le bassin *Experimental EarthScape (XES)* du *St. Anthony Falls Laboratory, University of Minnesota* (Heller et al., 2001). La portion du bassin utilisée pour l'expérience mesure 1,6 m de long, 1 m de large et 80 cm de profondeur. Le fond du bassin est composé de 103 cellules autonomes capables de modifier la topographie du modèle. Le sédiment est composé d'un mélange de sable siliceux (0,12 mm), de charbon (0,19 et 0,49 mm) et d'argile.

(Paola *et al.*, 2009). Ces expériences ont permis de tester la sensibilité des trois forçages principaux en stratigraphie : apport sédimentaire, subsidence et eustatisme (Martin *et al.*, 2009). L'essentiel de ces travaux se focalisent sur les environnements deltaïques : Évolution du trait de côte au cours du développement de deltas (Muto et Steel, 2001; Muto, 2001), réponse des deltas aux variations du niveau de base (Muto et Steel, 2004) et à la subsidence (Hickson *et al.*, 2005; Martin *et al.*, 2009; Paola, 2000),...

Ces modèles expérimentaux sont réalisés en deux dimensions dans des canaux étroits, ou en trois dimensions dans des bassins d'un mètre à plusieurs dizaines de mètres de long et de large. Les plus grandes installations (Eurotank à Utrecht University, et XES à University of Minnesota) sont équipées de fonds déformables, où des centaines de cellules programmables et indépendantes permettent de simuler une subsidence ou une déformation tectonique (Paola *et al.*, 2009). De manière générale, le sédiment utilisé pour ces modélisations stratigraphiques est composé d'un mélange de sable fin à très fin (de l'ordre de 0,1 mm de diamètre médian) simulant le sédiment le plus grossier, et de poudre de charbon de granulométrie plus grossière (de 0,1 à 2 mm) mais de densité beaucoup plus faible, simulant la phase la plus mobile. Les expériences durent typiquement de quelques jours à un mois pour les plus volumineuses.

Il est bien sûr impossible de respecter les critères de similitude pour ces modèles stratigraphiques, aussi bien pour la taille des sédiments que pour les caractéristiques dynamiques des écoulements. Pourtant, il est surprenant d'observer à quel point les morphologies créées sont semblables à celles décrites sur le terrain. C'est ce que Paola *et al.* (2009) définissent comme l'efficacité déraisonnable des modèles stratigraphiques et géomorphologiques. La base de l'explication de ce phénomène est qu'il existe une similarité (et non similitude) des processus entre le laboratoire et le terrain. Les principaux aspects de la morphodynamique seraient indépendants de l'échelle à laquelle ils agissent : Paola *et al.* (2009) définissent les concepts de similarité interne et de similarité externe. Si une petite partie d'un système est similaire à l'ensemble du système, à un rapport d'échelle près, alors le système présente une similarité interne (ou auto-similarité). Si deux systèmes de tailles différentes sont similaires, alors on parle de similarité externe. La similarité interne implique la similarité externe. Si une petite partie d'un système se comporte comme le système entier, alors une petite copie d'un système devrait se comporter comme le grand. Ces concepts rappellent le principe des échelles fractales. Ainsi, les objets géomorphologiques présentant naturellement une géométrie fractale sont de bons candidats pour la modélisation expérimentale même si les critères de similitude ne sont pas respectés.

V.3 Dispositif et protocole expérimental

V.3.1 Le canal à houle

Les expériences sont menées dans un canal à houle de 18 m de longueur, 50 cm de largeur et 65 cm de hauteur exploitable (Fig. V.4-a). Construit sur une structure métallique par tronçons de 1,50 m de long, des parois en verre permettent un suivi visuel à l'intérieur du canal. Le fond du canal est constitué de plaques de PVC.

- Générateur de vagues

La houle est générée à l'aide d'un batteur de type piston vertical (Edinburg Designs Ltd). Il est composé des deux caissons dont la surface de contact est en arc de cercle (Fig. V.4-b). Le premier caisson est entraîné en un mouvement de va-et-vient en rotation par un moteur électrique. Ce mouvement de rotation du premier caisson est transformé en un déplacement horizontal sur le deuxième caisson, grâce à la surface de contact concave/convexe. Ainsi, les masses d'eau sont déplacées de manière homogène sur toute la profondeur.

Le batteur permet aussi bien la génération d'ondes monochromatiques que de spectres de fréquences reproduisant des états de mer complexes. Il est équipé de capteurs d'efforts servant à l'analyse des ondes réfléchies. Le batteur corrige automatiquement son déplacement afin de les absorber au maximum.

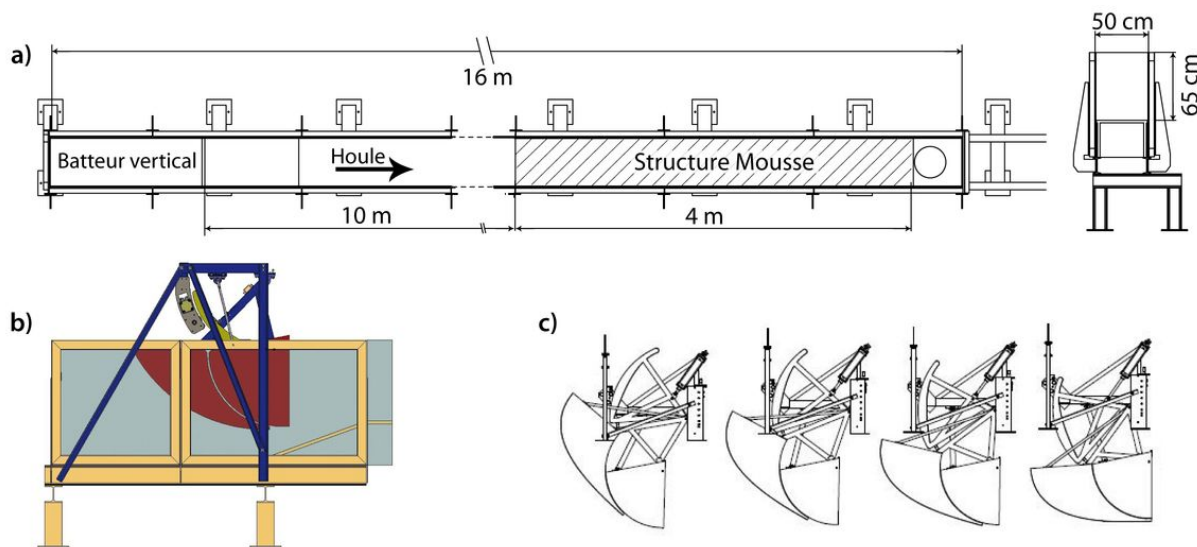


FIG. V.4 – Plan du canal à houle et du générateur de vagues. a) Vue en plan et en coupe du canal à houle et localisation de la surface d'essai. Afin de garder une représentation lisible, seules les deux extrémités du canal (batteur et surface d'essai) sont représentées. b) Vue de côté du batteur à houle de type piston vertical (Edinburgh Designs Ltd). c) Décomposition du mouvement du batteur à houle, entre les positions de recul et d'avancée maximum. Le mouvement en rotation du caisson de gauche est transformé en mouvement de translation horizontale et transmis au caisson de droite qui pousse la colonne d'eau. Dessin : S. Haquin.

- Mesure des fluctuations de la surface libre

Une série de perches résistives placées à quelques mètres au devant du batteur permettent d'enregistrer les dénivellations de la surface libre à une fréquence d'acquisition de 32 Hz. Ces perches sont composées de deux tiges de métal reliées entre elles, où circule un courant alternatif à très haute fréquence. La variation de hauteur d'eau le long des tiges modifie leur résistivité, et donc le signal électrique en sortie. En étalonnant le système d'acquisition, il est alors possible de corrélérer la différence de potentiel électrique à une variation du niveau d'eau.

- Variations du niveau d'eau moyen

Des variations du niveau d'eau moyen peuvent être simulées en remplissant ou en vidant le canal. Les débits d'entrée et de sortie ne se contrôlent pour le moment qu'à l'aide de vannes à boisseaux sphériques. Ces vannes sont essentiellement des vannes d'arrêt, et le réglage du débit est délicat. Une pompe volumétrique réversible sera prochainement installée sur le canal, et permettra de faire varier le volume d'eau dans le canal de manière très précise.

- Suivi des morphologies

Des relevés photographiques permettent un suivi régulier de l'évolution des morphologies : profil et structures internes à travers les parois verticales en verre, et état granulométrique de surface vu du dessus du canal. Deux appareils numériques sont utilisés :

- Un appareil compact Lumix DMC-GF1, doté d'un capteur $\mu 4/3$ de 10 millions de pixels, et d'une optique Leica f/2.0 de longueur focale 40 mm. L'angle de champ est exploité pour photographier la totalité d'un panneau en verre (1,30 m de large), permettant de relever la bathymétrie / topographie, et d'observer les structures sédimentaires à grande échelle.
- Un reflex Nikon D700 équipé d'un capteur plein format de 12 millions de pixels, et d'une optique Nikon de longueur focale 105 mm. Il est utilisé pour les vues rapprochées, ainsi que pour « figer les mouvements » grâce à sa grande vitesse d'obturation. Pour cette dernière utilisation, il est synchronisé à haute vitesse avec un flash déporté.

Les images sont éventuellement corrigées (contraste, luminosité, recadrage,...) sous un logiciel de retouche d'images, puis interprétées.

V.3.2 Dimensionnement du modèle

Le dimensionnement du modèle expérimental ne repose pas rigoureusement sur une similitude dynamique. Il inclut des critères de similarité choisis par l'expérimentateur pour que le modèle puisse reproduire des résultats satisfaisants, en intégrant les contraintes liées au matériel expérimental.

a) Dimensionnement de la houle

Afin de respecter les rapports entre hauteur et période de la houle, une similitude de Froude (Eq. V.1) est utilisée pour dimensionner le modèle. Le respect de la similitude impose $Fr_{realite} = Fr_{modele}$. La gravité étant constante entre les deux systèmes, on obtient la loi d'échelle suivante :

$$N_T = N_L^{1/2} \quad (V.6)$$

où $N_X = \frac{X_{realite}}{X_{modele}}$ est le rapport d'échelle, T et L des grandeurs caractéristiques de temps et de longueur respectivement.

Les hauteurs de houle enregistrées au pied des cheniers avec l'ADV lors de la campagne de mesures (11 et 12 Mars 2009 - c.f. Chapitre 2) sont de l'ordre de 30 à 40 cm au maximum pour une houle de beau temps. Un rapport d'échelle de 1 : 10 donne une amplitude de houle dans le canal entre 3 et 4 cm, ce qui correspond aux conditions optimales de fonctionnement du batteur.

Concernant le rapport des échelles de temps, l'équation V.6 donne : $N_T = N_L^{1/2} = 3,2$. Les périodes de pic mesurées sur le terrain sont de l'ordre de 12 et 4 s. Après mise à l'échelle, nous obtenons des périodes de 3,75 et 1,25 s. Afin de simplifier au maximum les paramètres forçants du modèle, nous nous limiterons à la génération d'une onde monochromatique. Compte tenu des limitations techniques du batteur en basse fréquence (< 3 s), une période de 2 s sera utilisée.

b) Mise à l'échelle des géométries

L'idée de cette modélisation n'est pas de reproduire un chenier parfaitement proportionné à échelle réduite, en imposant une géométrie bien définie dès le départ. Le but de l'expérience est d'abord d'observer les processus de tri et de transport du sédiment sur une plage, et de pouvoir générer des débordements pour observer la formation de dépôts de washover.

Sur le terrain, la largeur de la face externe (côté mer) des cheniers varie entre 20 et 30 m, avec une pente de 5 à 6°. En reprenant le rapport de longueur de 1 :10 utilisé pour le dimensionnement de la houle, nous obtenons une plage expérimentale d'une largeur de 2 à 3 m.

c) Mise à l'échelle du sédiment

La nature complexe du sédiment composant les cheniers, par sa forme et son hétérogénéité, joue un rôle déterminant dans la morphodynamique de ces corps sédimentaires. La mise à l'échelle rigoureuse du sédiment imposerait de respecter la similitude de la contrainte critique adimensionnée τ^* pour le charriage (Eq. V.3), et la similitude de Rouse (Eq. V.5) pour la mise en suspension des sédiments dans la zone de déferlement.

Le respect de la similitude de ces nombres impose : (i) de connaître les vitesses cisailantes et l'intensité turbulente caractéristiques des zones de déferlement, de swash et de washover ; (ii) de résumer la nature complexe du sédiment bioclastique à un diamètre médian et une vitesse de sédimentation moyenne.

Dans tous les cas, il serait extrêmement difficile d'obtenir un matériel sédimentaire expérimental de plus petite taille ou de plus faible densité par rapport au sédiment naturel, et reproduisant la complexité du comportement hydrodynamique des bioclastes (forme, propriétés géotechniques, ...). Ainsi, le sédiment prélevé sur le terrain sera introduit tel quel dans le modèle, à l'échelle 1. Il sera simplement écrêté de ses particules les plus grosses (> 5 mm : coquilles entières, gros fragments coquilliers, graviers).

Il est important de définir dès le départ le but de l'expérience, afin de faire des choix adaptés pour la mise à l'échelle du modèle. A la base, le but de l'expérience est d'observer le comportement du sédiment dans la zone de déferlement, de swash et de washover, en terme de tri granulométrique, de formation et de préservation de litages. Nous ne cherchons en aucun cas à estimer des flux de sédiment en érosion, transport ou dépôt, qui puissent être transposés au terrain. Notre approche est principalement qualitative. La question réellement essentielle qui se pose dans le choix du sédiment est sa capacité à être transporté par la houle générée dans le modèle. Les expériences sous courant unidirectionnel ont quantifié les seuils de mise en mouvement du sédiment bioclastique. Les valeurs de vitesse cisailante critique s'étalent entre 1 et $4 \cdot 10^{-2} \text{ m.s}^{-1}$, avec des nombres de Reynolds faibles et des vitesses de courant entre 0,1 et 0.5 m.s^{-1} . Ces valeurs peu élevées seront facilement atteintes dans les zones de déferlement et de swash, beaucoup plus turbulente, et dont les inversions brutales de vitesse génèrent des contraintes supplémentaires. De plus, les effets de sous-pression dans le sédiment poreux superficiel, et la forte portance des débris coquilliers disposés à l'horizontale ne feront que faciliter la remise en suspension.

Le dernier point clé est la représentativité des morphologies formées en canal, et la validité de l'extrapolation vers l'échelle naturelle. Les morphologies formées en canal seront-elles similaires à celles du terrain, à un facteur d'échelle près ? En d'autres termes, peut-on appliquer le principe de la similarité externe développé précédemment ? L'étude de la structure interne des cheniers a montré une certaine dimension fractale, sur une gamme d'échelle définie. Les grandes unités de washover par exemple, sont formées d'une accumulation de lobes de washovers (créés pendant plusieurs marées de vive-eau), eux-même constitués d'une succession de dépôts associés à un épisode de marée, et créés par plusieurs

vagues débordantes. Il existe un emboîtement des échelles spatiales qui se traduit dans la structure interne (Fig. V.5). De même, les litages de plage ou de la partie supérieure des dépôts de washover sont constitués d'une alternance de litages plus ou moins fins ou grossiers, et ce à différentes échelles. La structure interne des cheniers montre donc une certaine similarité interne. La similarité interne impliquant la similarité externe, des morphologies de petites échelles modélisées en canal pourront être transposées, d'un point de vue qualitatif, aux morphologies à grande échelle des cheniers sur le terrain.

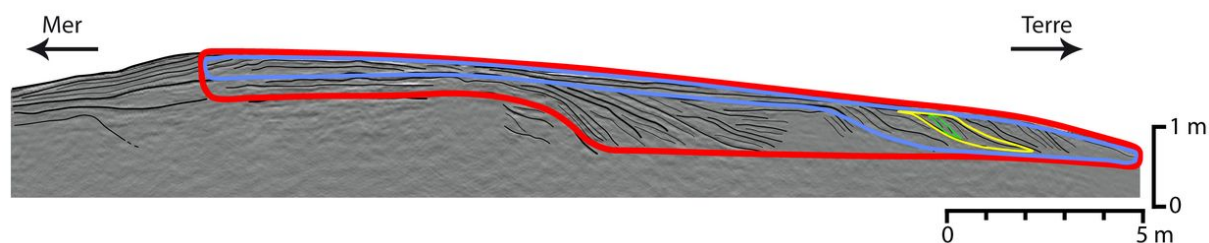


FIG. V.5 – *Similarité interne dans l'architecture sédimentaire d'un chenier (partie interne d'un profil cross-shore issu de la boîte 2. Les dépôts de washover présentent la même géométrie et la même structure à différentes échelles, d'un dizaine de mètres à quelques dizaines de centimètres.*

V.3.3 Mise en place du sédiment et morphologie initiale

Un substrat en mousse alvéolaire est disposé à l'extrémité du canal à houle pour imposer une pente initiale au modèle et réduire le volume de sédiment à mettre en place. Ce substrat est composé de deux pains de mousse. Le premier possède un profil triangulaire, avec une longueur de 2 m et une hauteur de 25 cm, formant une pente de 7° . Le deuxième pain de mousse a un profil rectangulaire long de 2 m et haut de 25 cm. Ce substrat est recouvert sur toute sa surface par un géotextile afin d'éviter l'infiltration de sédiment dans la mousse alvéolaire. Il forme également une barrière de perméabilité entre la mousse extrêmement poreuse et le sédiment.

Le sédiment est prélevé directement sur le terrain. Il est tamisé à 5 mm pour éliminer les débris trop grossiers. 5 mm correspond au diamètre maximal des particules qui ont été étudiées dans le Chapitre 4 (classe granulométrique 3,15-5 mm), et dont nous connaissons les vitesses de chute et les seuils de mise en mouvement. En s'appuyant en partie sur le substrat en mousse, le sédiment est disposé en vrac dans le canal, puis façonné afin d'obtenir une pente douce de 5° vers le batteur. Longue d'environ 4 mètres, elle se termine par un replat de 2 mètres sur le pain de mousse parallépipédique. En tout, la surface de sédiment s'étend sur 6 mètres. La pente est choisie de manière à s'approcher le plus possible de la pente de la plage des cheniers, qui est de l'ordre de 5° , sur une longueur restant dans les limites du sédiment disponible et des dimensions du canal.

Une fois la pente façonnée, le canal est progressivement rempli d'eau (5 à 6 cm par heure), et une houle d'une amplitude de 3 cm et d'une période de 2 s est générée. Initialement, le but de cette manipulation était de saturer le sédiment en eau, de l'homogénéiser, et de le

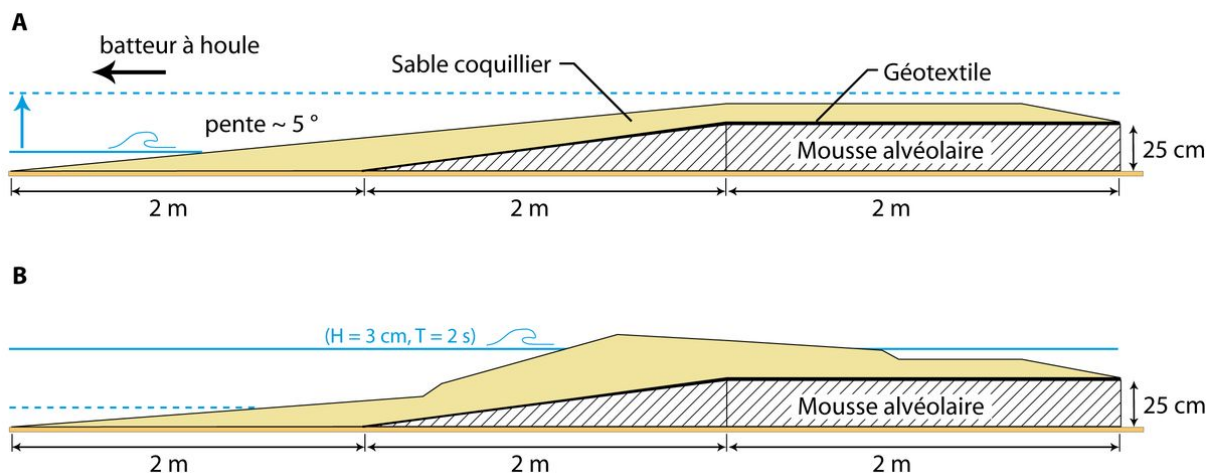


FIG. V.6 – Répartition initiale du sédiment et morphologie à l'équilibre. A) Sédiment disposé sur le substrat en mousse en pente douce (5°) sur une longueur de 4 m, suivi d'un revers plat sur 2 m. Le substrat en mousse est recouvert d'un géotextile. B) Modification de la morphologie après un remplissage du canal à 33 cm, et la génération d'une houle régulière. Le niveau d'eau élevé a permis le débordement des vagues sur le replat et la création d'un revers de banc de pendage opposé à celui de la plage.

tasser sous l'action des vagues. Le niveau d'eau est élevé jusqu'à submerger totalement le sédiment, ce qui correspond à une hauteur d'eau de 33 cm.

Très rapidement, sous l'action des vagues, la plage s'ajuste aux conditions de houle, et adopte un profil beaucoup plus raide. Le sédiment est transporté vers le haut de plage où il est déposé en laisses et forme une crête. Lorsque la plage est submergée, le sédiment est transporté sur le replat par un courant discontinu lié au débordement des vagues. Il se forme peu à peu un revers de pente opposée à celle de la plage, qui s'élève au-dessus du niveau d'eau, jusqu'à atteindre un état d'équilibre. Ces processus seront décrits en détails dans les paragraphes suivants.

A notre grande surprise, nous voyons apparaître une morphologie de banc dissymétrique faisant fortement penser aux cheniers observés sur le terrain : une face externe courte et raide (15°), et une face interne plus longue et de pente beaucoup plus douce (5°). Une crête marque la rupture de pente. Ce banc présente déjà une structure interne relativement complexe, où s'individualisent des litages à forts contrastes granulométriques. Cette morphologie constitue un excellent état initial pour observer les processus hydro-sédimentaires agissant dans la zone de déferlement, de swash et de débordement. C'est également un bon point de départ pour étudier la réponse d'un chenier à des fluctuations basses fréquences du niveau d'eau moyen.

Pour une plus grande facilité de lecture et d'analogie entre le terrain et le modèle, le vocabulaire utilisé pour décrire la morphologie, la dynamique et la structure interne des cheniers sera transposé au modèle expérimental en canal à houle (Fig. V.7).

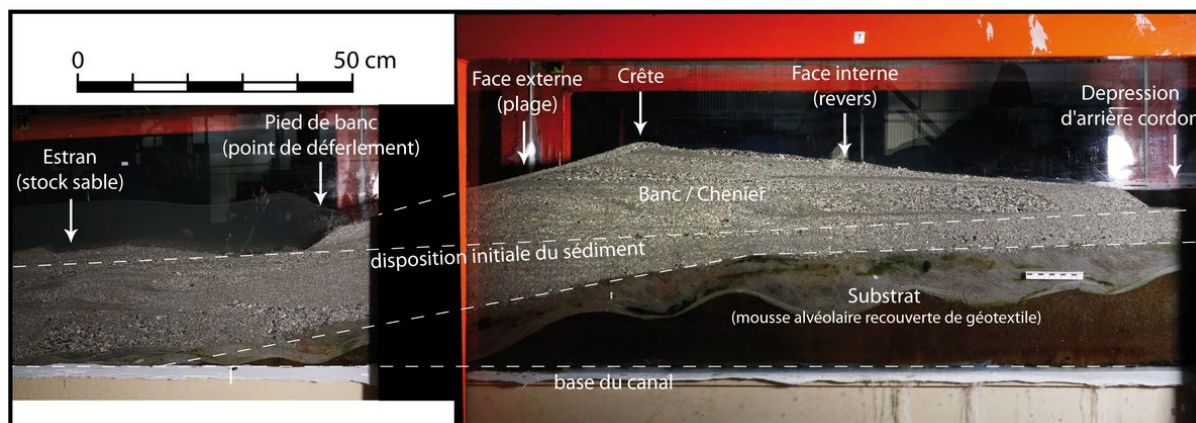


FIG. V.7 – Vue générale du chenier expérimental à l'état initial avant la simulation des cycles tidaux. Cet état est atteint en soumettant le sédiment disposé en pente douce à une houle régulière et à une augmentation du niveau d'eau, jusqu'à débordement sur le replat en bout de plage.

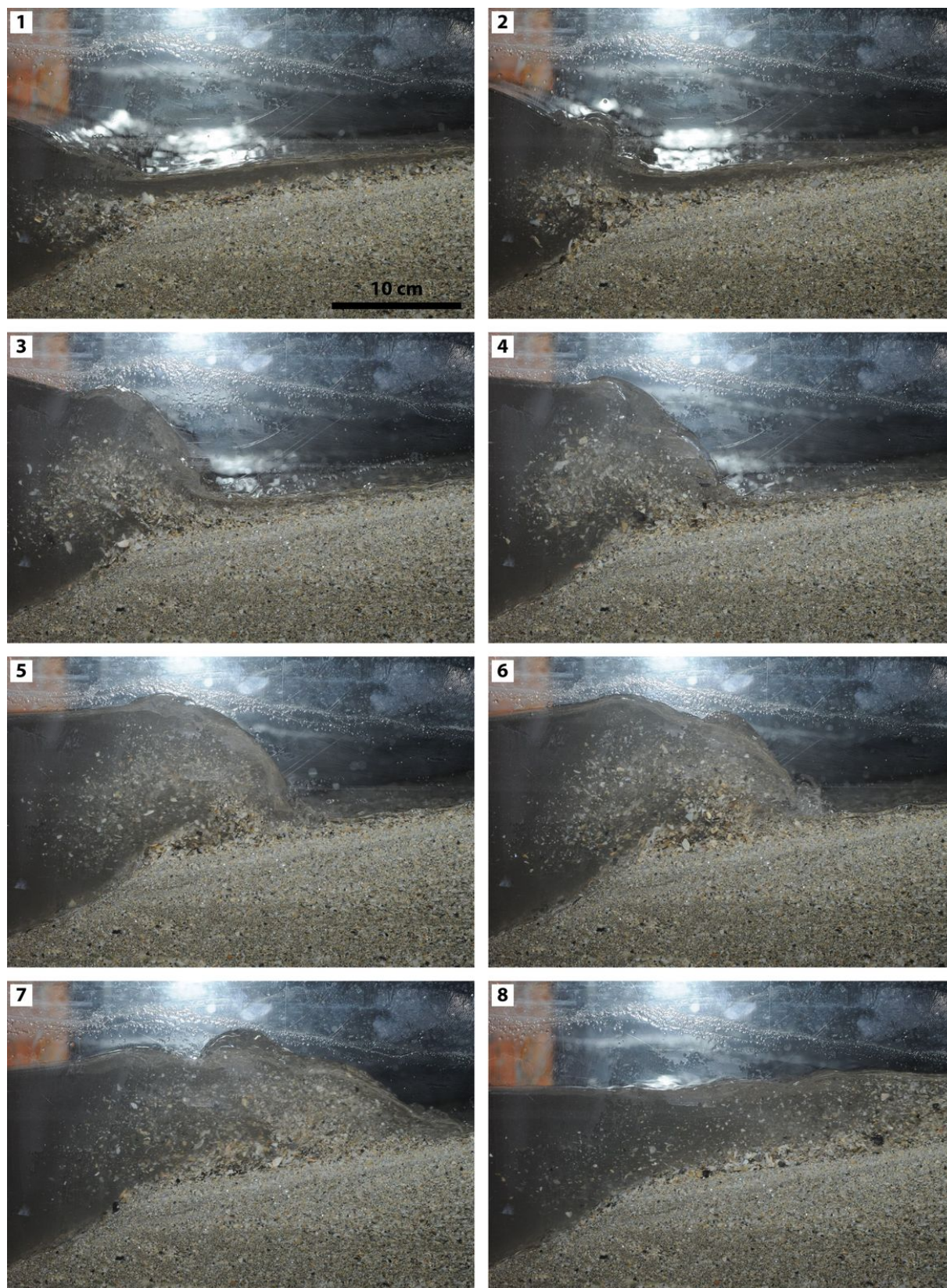


FIG. V.8 – Séquence de déferlement d'une vague sur la plage. Le déferlement est de type frontal (images 3 à 6). La rencontre entre la houle gonflante et la nappe de retrait crée une remise en suspension intense du sédiment (images 1 et 2) qui est entraîné par charriage et suspension dans la zone de swash (images 7 et 8).

V.4 Étude des processus hydro-sédimentaires agissant sur le chenier expérimental

V.4.1 Zone de déferlement et zone de swash

La face externe du chenier expérimental présente une pente de l'ordre de 15° . Cette valeur est très forte pour une plage, ce qui provoque un déferlement de type gonflant / frontal (Fig. V.8). Le point de déferlement est proche de l'intersection entre le niveau d'eau statique et la plage, et correspond à la limite inférieure de la zone de swash. En d'autres termes, il n'y a pas de zone de surf dans ce type de déferlement. La pente de la plage s'adapte en fonction des caractéristiques de la houle et de la granulométrie du sédiment. De cet équilibre entre pente et houle dépend la distance de run-up (distance de battement de la zone de swash), qui détermine ainsi la largeur active de la plage. Dans notre cas, cette distance est de l'ordre de 60 cm.

L'interaction entre le déferlement gonflant, précédant le jet de rive (swash), et le ressac associé à la nappe de retrait (backwash) crée une cellule de recirculation, un vortex, qui entraîne une érosion et une remise en suspension intense du sédiment (Fig. V.8 et V.9) : La nappe de retrait entraîne par charriage une couche de sédiment superficiel du bas de plage vers le pied de banc (Fig. V.8-1,2). Au même moment, la houle déferlante crée un fort courant orienté vers la plage, qui érode la base du pied de banc. La rencontre entre ces deux courants de directions opposées entraîne un panache de sédiment en suspension dans un vortex (Fig. V.8-2,3). Lorsque la vague déferlante s'effondre, ce vortex est propulsé vers la plage (Fig. V.8-4,5). Le sédiment est alors transporté dans la zone de swash par charriage et par suspension (Fig. V.8-6,7,8). Les images montrent que des débris coquilliers pluri-millimétriques peuvent être transportés en suspension.

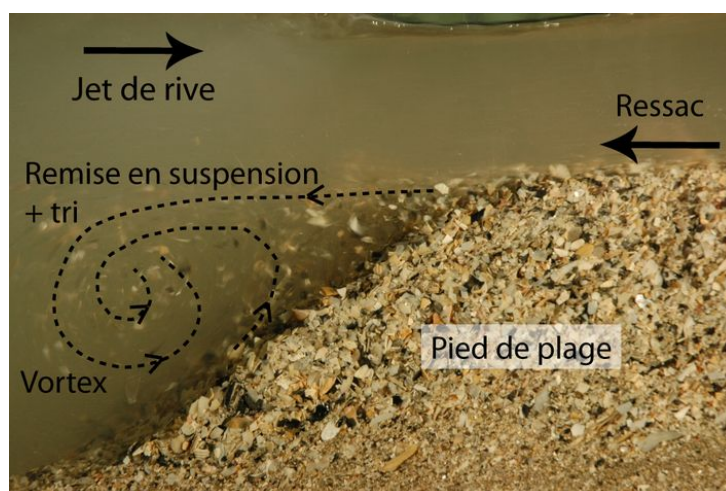


FIG. V.9 – Mise en suspension et tri du sédiment dans la zone de déferlement. La rencontre du déferlement gonflant et du ressac crée un vortex fortement érosif, qui creuse le pied de banc.

Comparativement aux seuils de mise en mouvement quantifiés sous un écoulement unidirectionnel, la zone de déferlement provoque des inversions de vitesses et des sous-pressions dans le sédiment qui facilitent fortement la remise en suspension. Les effets de sous-pression et d'écoulements verticaux à travers l'interface fluide / fond poreux sont d'autant plus importants que le sédiment présente de fortes valeurs de perméabilité, et que la forme aplatie des particules bioclastiques est portante.

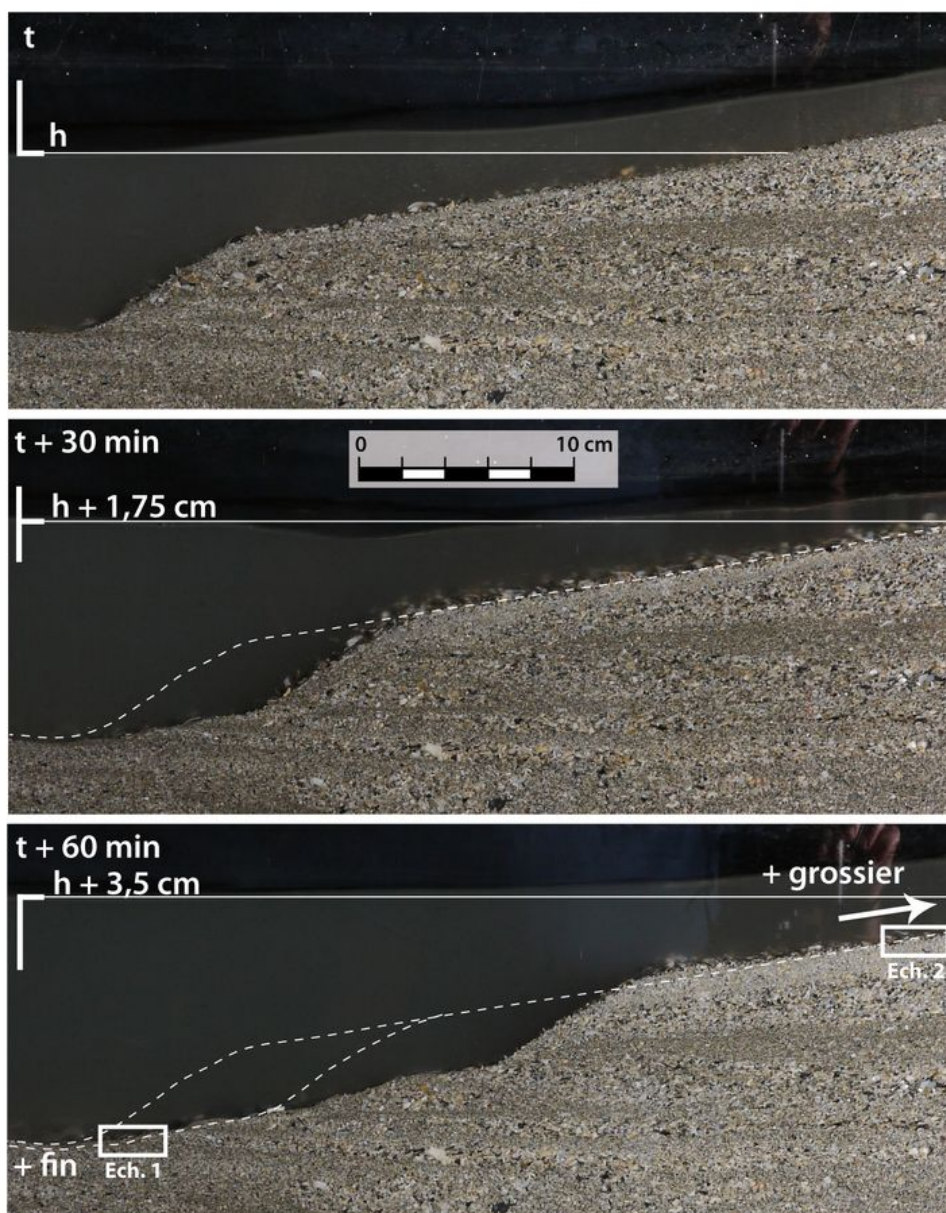


FIG. V.10 – Évolution du profil de bas de plage avec l'augmentation du niveau d'eau (3,5 cm en 1 h). Le déplacement de la zone de déferlement entraîne le déplacement du pied de banc. Le matériel érodé est trié dans la zone de déferlement : le sédiment grossier est entraîné dans le swash et déposé en haut de plage, alors que le sédiment fin se redépose sur place. Il en résulte un affinement du fond au large du pied de plage, et une augmentation de la granulométrie sur le haut de plage, non visible sur ces images.

Cette dynamique érosive creuse ainsi une « marche » sous la zone de déferlement. Sous l'action des forces centrifuges, le sédiment brut est trié et une partie du matériel est transporté dans la langue de swash. Il apparaît que de par leur forme portante (faibles vitesses de chute), les débris coquilliers grossiers sont davantage mobilisés et étalés sur la rampe de swash, comparé au sable silicoclastique fin qui reste dans la zone de déferlement. Le sédiment bioclastique grossier s'accumule alors en laisses au bout du jet de rive, et le bas de plage s'affine, créant un gradient granulométrique positif vers le haut de plage.

a) Cas d'une augmentation du niveau d'eau moyen

Si le niveau d'eau moyen dans le canal est augmenté, la zone de déferlement remonte le long du profil de plage. Le pied de banc formé par la cellule de recirculation (Fig. V.9) se déplace aussi dans le même sens, creusant la plage (Fig. V.10). Le sédiment érodé est alors transporté dans la zone de swash, et contribue à l'accrétion de la plage. Le matériel bioclastique grossier est préférentiellement transporté dans la zone de swash, alors que

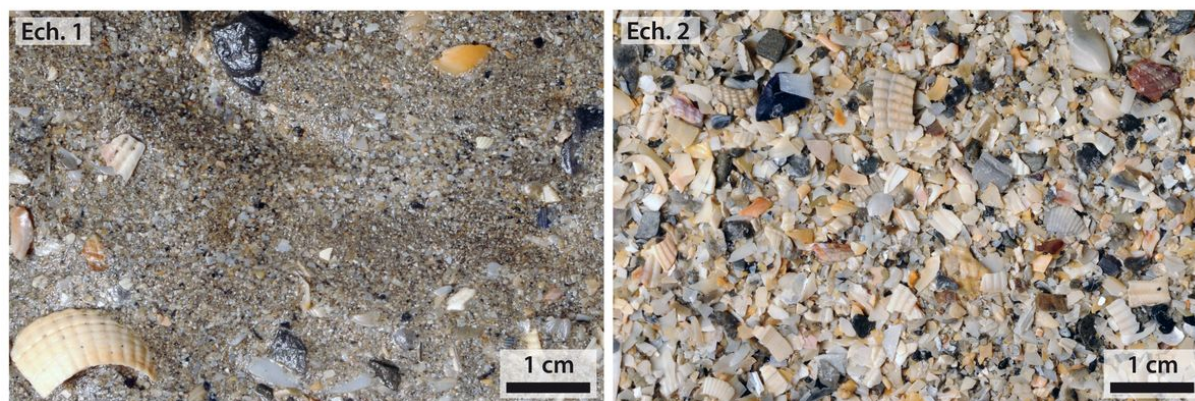
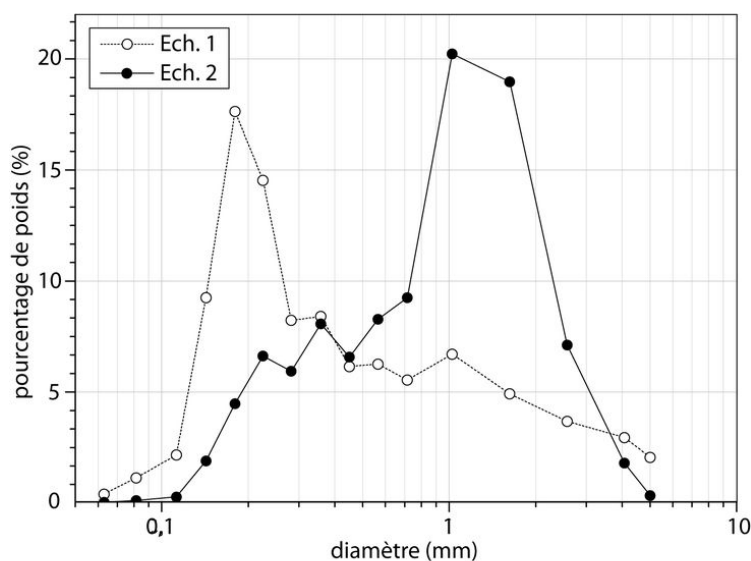


FIG. V.11 – Granulométrie d'échantillons prélevés dans le canal à la fin des expériences. Ech. 1 : Surface de migration du chenier. Ech. 2 : Corps du chenier modélisé.

le sédiment fin en suspension se redépose sur place. La surface laissée en arrière après la migration du pied de banc présente donc une granulométrie fortement modifiée par le tri effectué dans le déferlement.

Deux prélèvements sont effectués pour une analyse granulométrique. Le premier échantillon (Ech. 1) est prélevé au niveau du sédiment restant au large du pied de banc, après sa migration (Fig. V.10). Le second (Ech. 2) est récupéré sur le haut de plage constitué du matériel érodé dans la zone de déferlement, trié, et transporté dans la zone de swash. Les distributions granulométriques montrent que :

- La surface de migration présente une granulométrie centrée autour de 0,2 mm, fraction correspondant au sable silicoclastique fin. Le pourcentage de sable bioclastique grossier est quant à lui beaucoup plus faible. On note tout de même, par rapport à l'échantillon 2 (haut de plage) une proportion non négligeable de particules de diamètre compris entre 4 et 5 mm. Ces dernières, trop grossières, ne peuvent être mobilisées par les conditions de houle générées.
- Le mode principal de l'échantillon prélevé sur le haut de plage est centré entre 1 et 2 mm, et correspond au mode principal du sable bioclastique constituant les cheniers sur le terrain. La proportion de sable fin silicoclastique est faible, et ce sédiment comporte très peu ou pas de matériel de diamètre supérieur à 4 mm.

Cette ségrégation granulométrique montre encore une fois l'importance de la forme des particules bioclastiques dans les processus de remise en suspension et de transport. Bien que très grossier, les débris coquilliers sont plus facilement entraînés par les écoulements turbulents que le sable silicoclastique fin de forme plus régulière.

b) Cas d'une diminution du niveau d'eau moyen

Si le niveau d'eau moyen dans le canal est diminué, la zone de déferlement descend le long du profil de plage. La cellule de recirculation, à la rencontre de la vague déferlante est de la nappe de retrait, mobilise le sédiment, et trie un nouveau stock de matériel bioclastique grossier qui est déposé en laisse au bout de la zone de swash. Le niveau d'eau moyen descendant régulièrement, chaque laisse construite est à un moment abandonnée au profit d'une nouvelle qui se construit un peu plus bas sur le profil de plage. A terme, on assiste au recouvrement intégral du haut de plage découvert par le niveau d'eau descendant par un dépôt de sédiment grossier (Fig. V.12). Ce dernier recouvre une surface de gra-

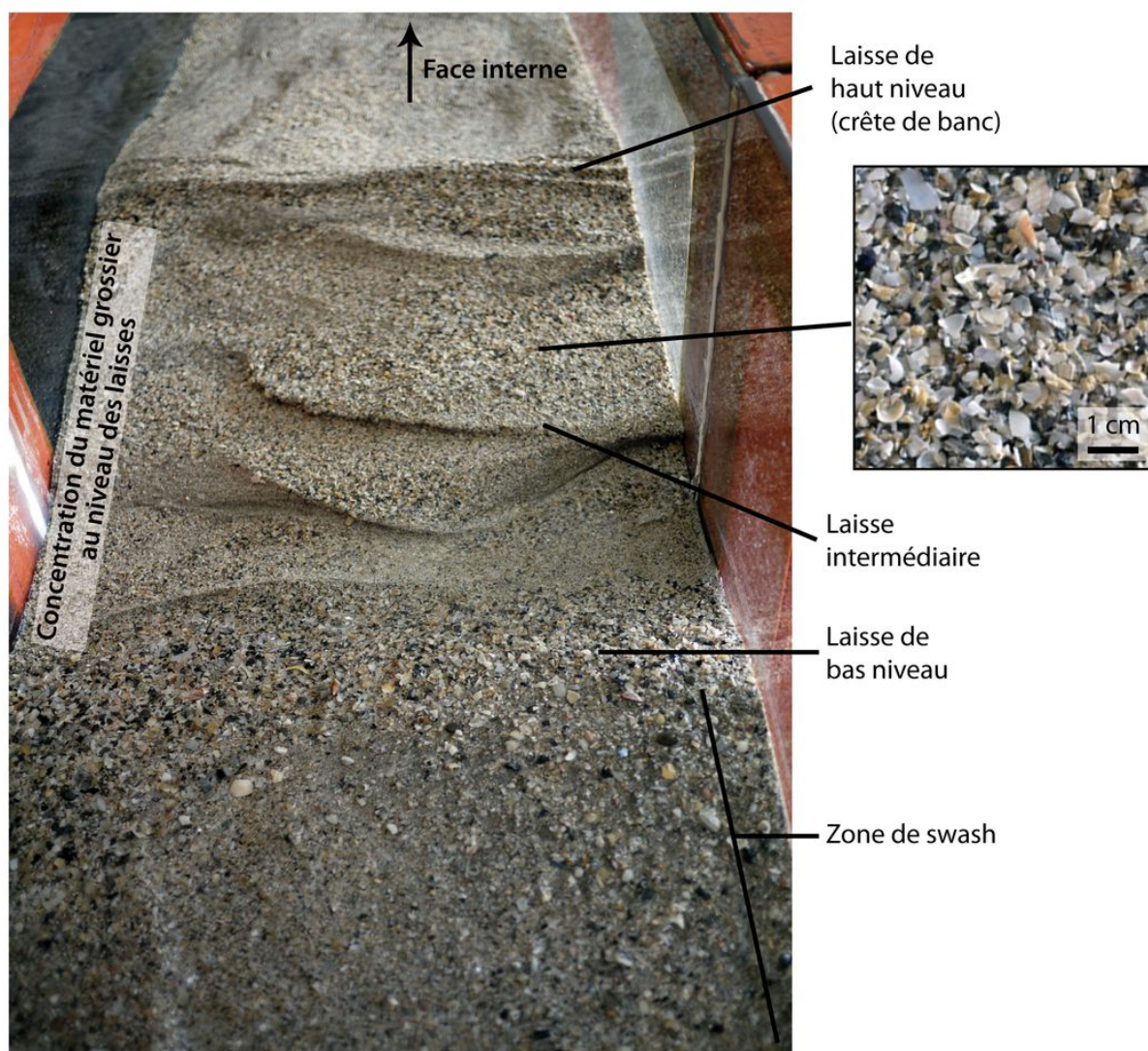


FIG. V.12 – Dépôt de lisses grossières associées au niveau d'eau descendant. La laisse du dernier haut niveau est abandonnée au profit de la construction de nouvelles lisses de plus en plus bas sur le profil de plage, jusqu'à la dernière de bas niveau. A terme, la surface de la plage est couverte d'un dépôt de sable bioclastique grossier, trié dans la zone de déferlement et transporté par le swash.

nulométrie plus fine, associée au lessivage de la plage avant la diminution du niveau d'eau.

Lorsque la hauteur d'eau atteint un niveau suffisamment bas, la houle met en mouvement le sédiment au large du chenier. Des rides apparaissent sur le fond. La fraction fine silicoclastique est maintenue en suspension, alors que le sédiment bioclastique grossier est charrié, suivant le mouvement alternatif imposé par les orbitales de houle. Déformées par la faible hauteur d'eau, les vagues sont dissymétriques et génèrent un transport résiduel onshore (orienté du large vers la plage). Cette assymétrie de transport se fait davantage ressentir pour la fraction grossière charriée, le sédiment fin restant en suspension au-dessus du fond ridé. Le matériel bioclastique se structure peu à peu en une barre de 30 à 40 cm le longueur d'onde, et de quelques centimètres d'amplitude. Celle-ci migre vers le pied du chenier (Fig. V.13).

Ainsi, la diminution du niveau d'eau permet de mobiliser du sédiment au large, de reconstituer un stock sableux bioclastique qui ira nourrir le chenier lors de la remontée du niveau d'eau.

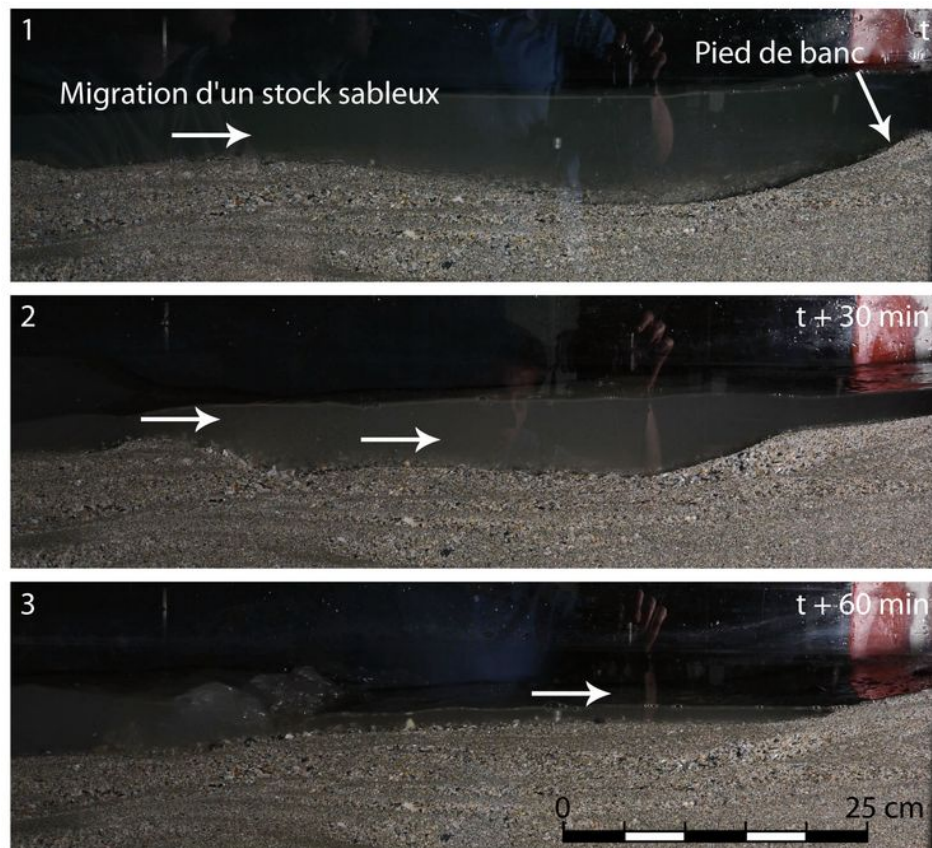


FIG. V.13 – Accumulation sédimentaire en pied de banc lors d'un bas niveau d'eau. Le sédiment remanié par la houle au large du chenier se structure en barres qui migrent vers le pied de banc, et qui viendront à terme alimenter la plage.

V.4.2 Écoulements de washover

Lorsque le niveau d'eau dans le canal est élevé, l'extrémité du jet de rive atteint la crête du banc constituée de laisses de matériel bioclastique grossier. Une brèche s'initie, et un petit chenal d'écoulement se forme sur la face interne du chenier. Le sédiment grossier du haut de plage est entraîné par les écoulements de débordement sur le revers du banc. A ce stade, les volumes d'eau franchissant la crête sont faibles. L'écoulement de washover est rapidement absorbé, et le sédiment est déposé sur la face interne du chenier en petits lobes, au-dessus du niveau statique de submersion (Fig. V.14). Ces lobes de faible épaisseur (moins d'un centimètre) par rapport à leur extension (quelques dizaines de centimètre), sont construits avec le stock grossier de la crête érodée, puis abandonnés avec la divagation du chenal d'écoulement en faveur d'un nouveau lobe. A terme, le sédiment bioclastique grossier du haut de plage recouvre la face interne du chenier (Fig. V.14).

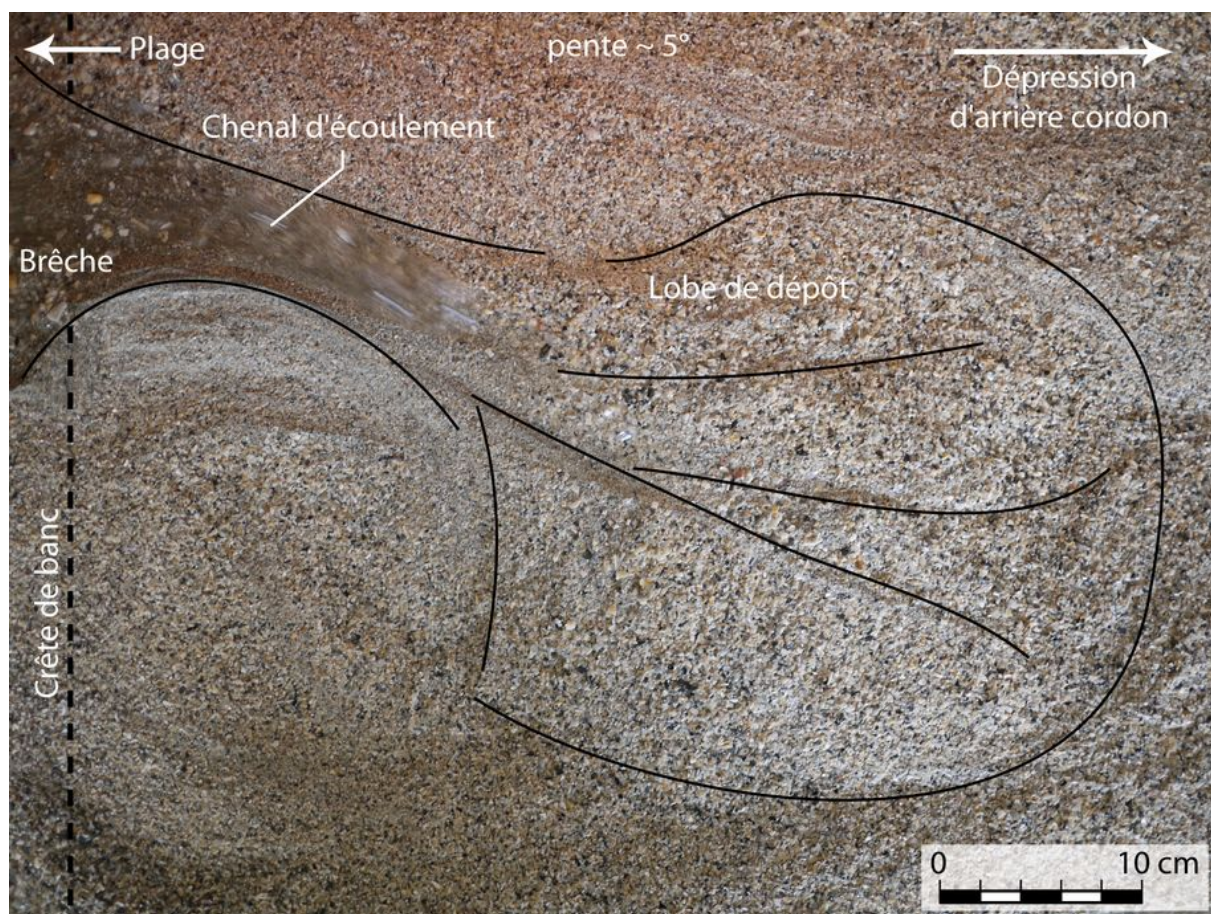


FIG. V.14 – Brèche dans la crête de banc et initiation du débordement. L'écoulement de washover transporte le matériel grossier des laisses de haut niveau, laissant apparaître une surface de granulométrie plus fine. Les volumes d'eau étant faibles, ils sont rapidement absorbés et déposent le sédiment transporté en petits lobes sur la face interne du chenier. Les lobes sont successivement abandonnés, leur croissance déviant à terme le chenal d'écoulement qui les alimente.

Avec l'élargissement de la brèche et l'érosion de la crête, de plus gros volumes d'eau débordent et s'écoulent sur la face interne du chenier expérimental. Les écoulements plus rapides se chenalisent et entraînent jusque dans la dépression d'arrière cordon le sédiment grossier recouvrant la face interne (Fig. V.15). En pénétrant dans le volume d'eau stagnant de la dépression d'arrière cordon, l'écoulement décélère brutalement et perd sa compétence. Le sédiment grossier sédimente en lits obliques avec un pendage moyen de 35° , correspondant à la pente d'équilibre de ce matériel dans l'eau. Ces dépôts forment des deltas de washover.

Les premiers delta de washover sont les plus grossiers (Fig. V.16-A) : ils sont composés du sédiment bioclastique provenant du haut de plage et de la crête, et réparti sur le

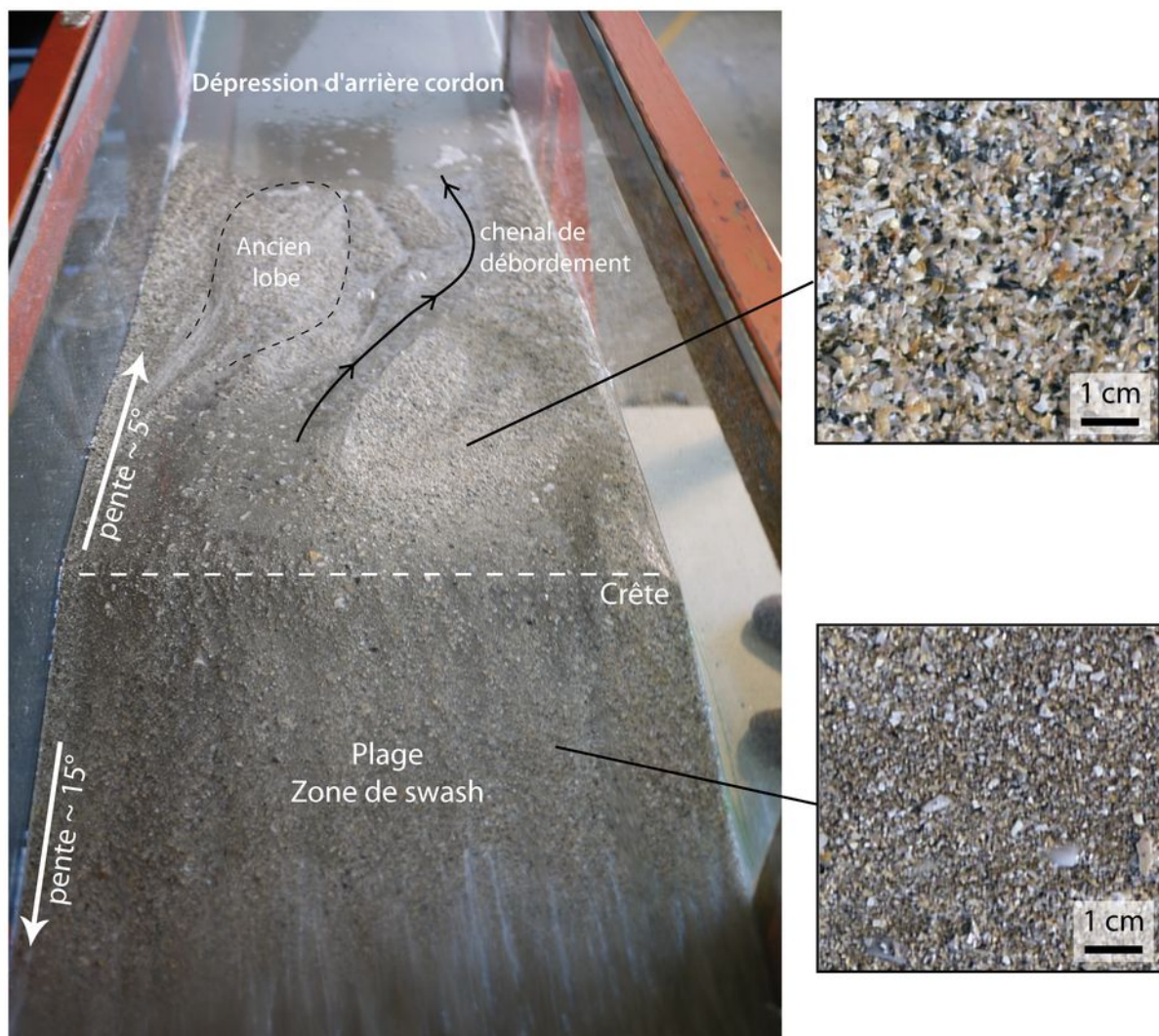


FIG. V.15 – Écoulements de washover sur le revers du banc. Les volumes de débordement plus importants parviennent jusqu'à la dépression d'arrière cordon. Ils y transportent le sédiment grossier accumulé sur la face interne au tout début de la submersion (Fig. V.14). La plage présente une granulométrie plus fine que la face interne.

revers du banc par les premiers débordements. Les dépôts suivants sont plus fins puisque le matériel provient de l'érosion du haut de plage et de la crête de banc lavés du sédiment le plus grossier.

Les deltas de washover progradent rapidement vers la « terre » dans la dépression d'arrière cordon ennoyée, élargissant le revers du chenier. Lorsque cette largeur devient importante, l'écoulement de washover perd sa compétence avant d'atteindre la dépression d'arrière cordon. Le sédiment est alors déposé en litages sub-parallèles, conformes à la pente interne du banc, au-dessus du niveau de submersion. La progradation des deltas de washover s'arrête au profit de l'accrétion verticale de la face interne du chenier avec le dépôt émergé de nappes de washover.

Si le niveau d'eau est stabilisé, cette accrétion se poursuit jusqu'à ce que la hauteur du banc prévienne tout débordement du jet de rive. La transition entre deltas de washover en foresets et nappes de washover aggradantes correspond au niveau statique de submersion.

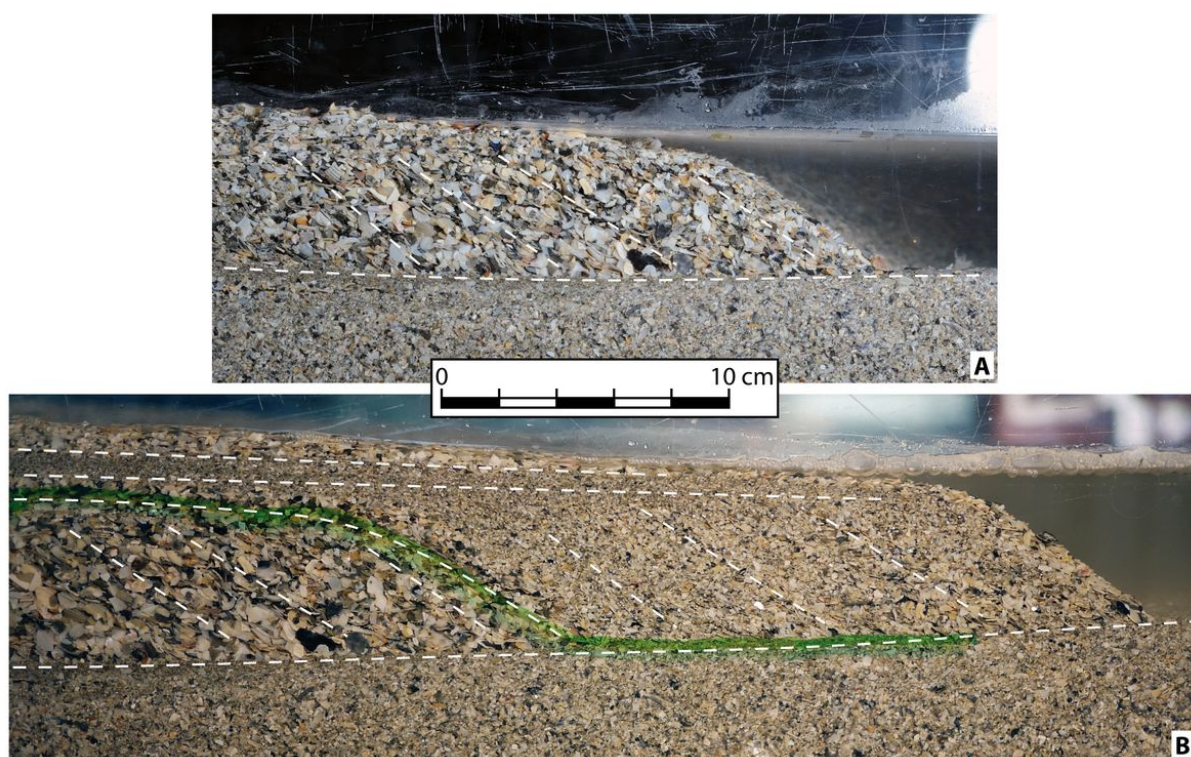


FIG. V.16 – Formation et évolution d'un delta de washover. Les premiers dépôts sont très grossier, le matériel provenant des laisses de haut niveau démantelées (A). Lorsque la distance entre la crête de banc et la dépression d'arrière cordon devient grande (du fait de la progradation des deltas), l'écoulement perd de sa compétence, et dépose une partie du sédiment au-dessus du niveau de submersion, en litages sub-parallèles à faible pendage vers la terre (B). On parle de nappes de washover. La progradation des deltas peut être très rapide. Seulement quelques minutes séparent les deux clichés (A et B).

V.5 Réponse du chenier expérimental à des variations du niveau d'eau moyen

V.5.1 Fluctuations du niveau d'eau moyen

En partant de l'état initial décrit précédemment, des cycles de remplissage et de vidange du canal sont simulés afin d'étudier la réponse d'un chenier à des fluctuations du niveau d'eau moyen, en terme de morphologie et de structure interne. L'amplitude de ces fluctuations se définit entre trois niveaux (Fig. V.17) :

- Un bas niveau, avec une hauteur d'eau de 27 cm, simule l'action de la houle sur le bas de plage et sur l'estran, définit ici comme l'étendue relativement plane de sédiment au large du chenier. C'est la limite au-dessous de laquelle la houle est déformée par les faibles profondeurs et déferle avant d'arriver au pied du chenier.
- Un haut niveau à 33 cm correspond à la hauteur d'eau à l'état initial, après la stabilisation du chenier et l'arrêt des débordements. Il permet le remaniement du haut de plage par la houle.
- Un très haut niveau (36,5 cm) permet de générer des débordements importants, même sur des cheniers déjà bien stabilisés.

Les vitesses de remplissage sont de l'ordre de 3,5 cm par heure. Les vitesses de vidange sont plus rapides, de l'ordre de 5 cm par heure. Cette différence est liée aux vannes à boiseaux sphériques de tailles différentes. Ces vannes d'arrêt ne sont pas adaptées pour contrôler un débit, et leur réglage est délicat. Entre les marées montantes et descendantes, des paliers (simulant l'étalement) d'au moins 90 minutes sont respectés afin que les morphologies atteignent un état d'équilibre. La durée de l'expérience et les fluctuations du niveau d'eau sont schématisées Figure V.18.

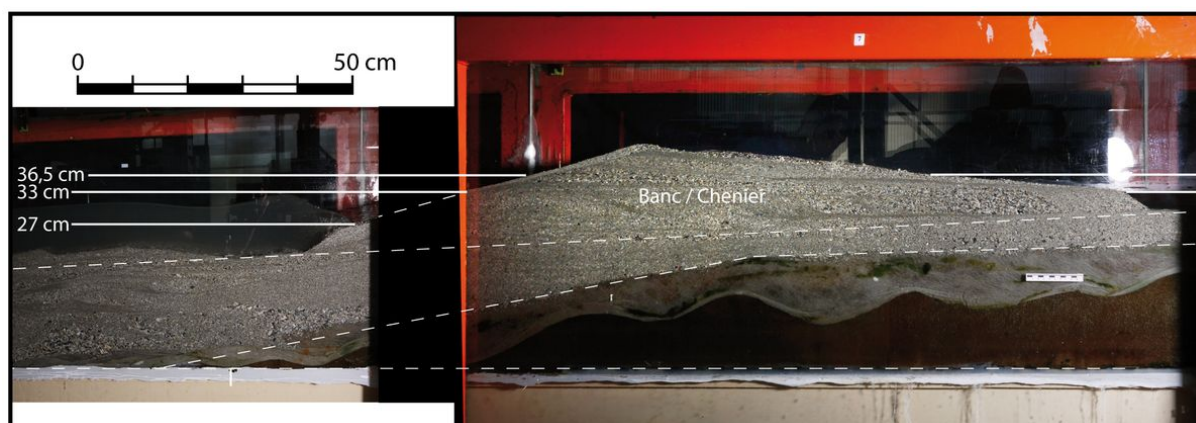


FIG. V.17 – Représentation des trois niveaux d'eau (27, 33 et 36,5 cm) sur le chenier à l'état initial. Il est important de noter que ces niveaux sont statiques, et qu'il faut prendre en compte le run-up pour connaître la hauteur maximale atteinte par l'eau sur le chenier.

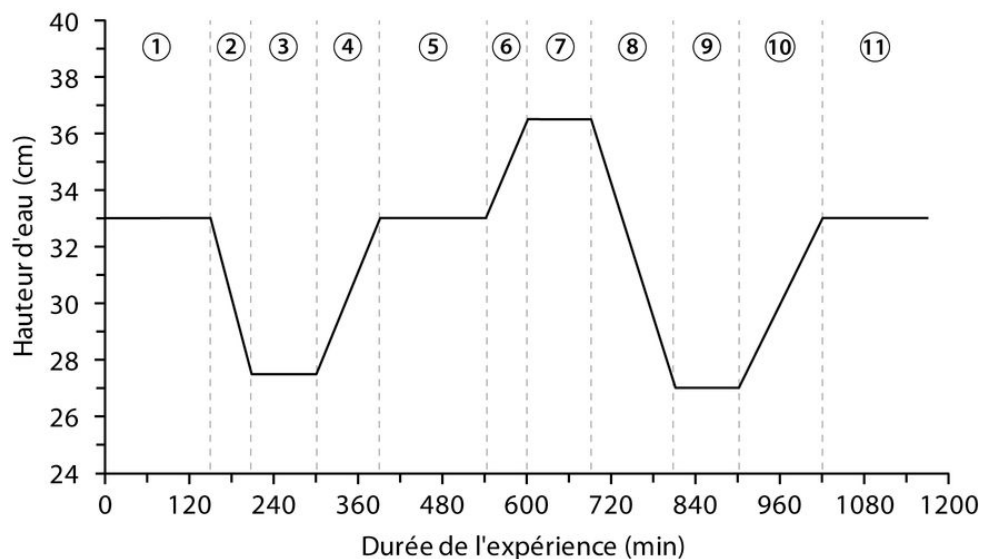


FIG. V.18 – Variation du niveau d'eau moyen dans le canal au cours de l'expérience. Chaque phase d'augmentation, de diminution ou de stabilité du niveau d'eau est référencé par un numéro.

Les hauteurs d'eau ainsi que les temps de mise à l'équilibre ne sont pas définis en avance, mais ils sont ajustés au cours des expériences en fonction des morphologies créées (niveaux à atteindre pour submerger, par exemple) et de leur réponse aux forçages (temps de mise à l'équilibre).

V.5.2 Génération de la houle

Une dynamique de houle est surimposée aux fluctuations du niveau d'eau, dont les caractéristiques ont été définies précédemment (3 cm d'amplitude et 2 s de période). Ces valeurs sont transmises au batteur via le logiciel de commande, mais ne sont pas reproduites avec exactitude dans le canal. En effet, pour s'assurer que l'onde générée corresponde parfaitement à la consigne, il est au préalable nécessaire de calibrer le batteur (fonction de transfert) en fonction des conditions expérimentales (hauteur d'eau et morphologie de la plage). Les hauteurs d'eau variant au cours de l'expérience, et les changements du profil de plage modifiant la réflexion de la houle, cette étape de calibration n'est pas réalisable.

TAB. V.1 – Caractéristiques des houles générées dans le canal pour différentes hauteurs d'eau. La consigne imposée au batteur est un signal monochromatique d'une période de 2 s et d'une amplitude de 3 cm.

Hauteur d'eau H [cm]	Hauteur significative H_s [cm]	Période de pic T_p [s]	Longueur d'onde L [m]
27	4,32	1,98	3,08
33	2,99	1,98	3,37
36.5	3,42	2,03	3,62

Ainsi, les hauteurs de houle générées sont légèrement supérieures à la consigne, et varient en fonction de la profondeur d'eau dans le canal (Figure V.19 et Tableau V.1).

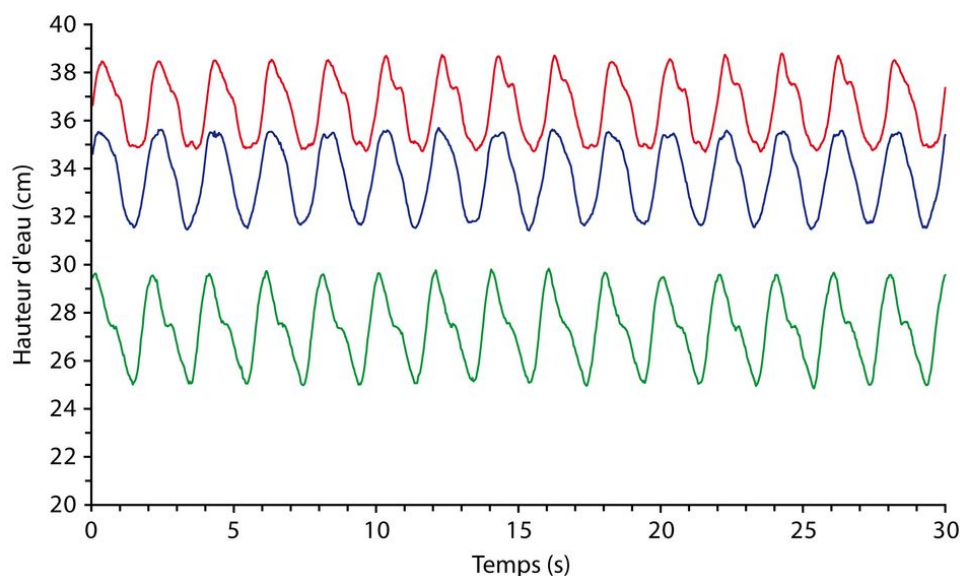


FIG. V.19 – *Enregistrement du signal de houle généré dans la canal pour différentes hauteurs d'eau (27, 33 et 36,5 cm).*

V.5.3 Suivi des morphologies

Afin de faciliter la lecture, les résultats du suivi morphologique sont synthétisés en deux planches illustrées (Fig. V.20 et V.21). Pour chaque stade des fluctuations du niveau d'eau moyen (Fig. V.18), nous présentons une photographie interprétée du chenier, prise de profil à travers les parois verticales transparentes du canal à houle. Pour guider l'interprétation, la structure interne du chenier modélisé est soulignée de traits fins. De manière purement esthétique, le fond du canal est masqué par un calque blanc. Chaque stade est commenté par un encadré. Les photographies non interprétées sont disponibles en annexe.

- Stade 1 : Etat initial - Haut niveau

Morphologie de chenier obtenue lors de la mise en place du sédiment.

- Base du banc formée de deltas de washer de ~ 5 cm. Sédiment globalement grossier, mais pouvant présenter d'importantes variations granulométriques, en fonction du disponible sédimentaire.
- Deltas surmontés de nappes de washer, déposées au-dessus du niveau statique de submersion. Stratification sub-parallèle à faible pendage vers la "Terre" (~ 5°). Epaisseur maximale de ~ 10 cm au niveau de la crête, diminuant vers la terre et se terminant en un delta de washer.
- Plage plus raide (~ 15°) et plus courte (60-70 cm) que face interne. Recoupe d'anciens dépôts de washer.
- Dépôt de plage conforme à la pente, d'épaisseur et de granulométrie croissante vers la crête du chenier (épaisseur maximale ~ 2 cm).
- Barre en formation au large du chenier. Migration vers le chenier sous l'effet de la houle asymétrique, déformée par les petits fonds.



- Stade 3 : Bas niveau

Chute du niveau d'eau de 5,5 cm en 1h.

- Déplacement de la zone de déferlement vers le bas du profil de plage avec l'abaissement du niveau d'eau moyen. Sédiment bioclastique grossier trié et déposé à la terminaison de jet de rive sous forme de lasses. Avec diminution du niveau d'eau, série de lasses déposées de haut en bas et recouvrant la surface de la plage, jusqu'au bout du jet de rive de bas niveau.
- Migration de la barre au large du chenier sous l'action de la houle dissymétrique. Comblement de la marche topographique au pied du chenier créée par le déferlement.
- Nouveau stock sédimentaire en partie remanié et déposé sur le bas de plage en lit conforme à la pente, épais de 2 cm. Terminaison du lit en bout de jet de rive par revers court et abrupt.
- Réapparition du pied de banc en forme de marche d'escalier sous l'action érosive du déferlement.



- Stade 5 : Haut niveau

Remplissage du canal de 5,5 cm en 1h30 (retour au niveau initial).

- Déplacement de la zone de déferlement vers le haut du profil de plage, entraînant la migration du pied de banc dans le même sens. Erosion du sédiment, marche topographique très prononcée.
- Remaniement du stock de sédiment accumulé en pied de banc lors du bas niveau d'eau. Tri du matériel bioclastique grossier, transport dans la zone de swash et accrétion verticale de la plage de plusieurs centimètres.
- Remontée le long de la plage du stock sableux sous forme de banc, et formation de foresets en son extrémité supérieure.
- Stabilisation du niveau d'eau. Formation d'une lasse de haut niveau d'eau, déplaçant la crête du banc d'une dizaine de centimètres vers la mer. Plage du stade 1 conservée sous les nouveaux dépôts aggrégés.



- Stade 6 : Augmentation du niveau d'eau

- Après mise à l'équilibre à 33 cm, nouvelle augmentation du niveau d'eau moyen pour simuler une nouvelle submersion (3,5 cm en 1 h).
- Remontée de la zone de déferlement le long du profil de plage. Abandon du pied de banc du stade 5 (haut niveau à 33 cm), et formation d'une nouvelle marche topographique plus haut.
- Destruction des deux lasses de haut niveau (stades 1 et 5). Ouverture d'une brèche par laquelle le jet de rive s'écoule vers la face interne. Ecoulements encore faibles et rapidement absorbés par le sédimentant jusqu'à la dépression d'arrière cordon. Sédimentation du matériel transporté en un premier delta interne en accrétion verticale.



FIG. V.20 – Évolution du chenier expérimental en fonction des fluctuations du niveau d'eau moyen (stades 1 à 6). Version au format A3 dans le livret en annexe.



FIG. V.21 – Évolution du chenier expérimental en fonction des fluctuations du niveau d'eau moyen (stades 7 à 11). Version au format A3 dans le livret en annexe.

V.6 Analogies modèle / terrain

V.6.1 Comparaison des morphologies

A partir d'un stock de sédiment disposé en pente douce, d'une houle régulière et de fluctuations simples du niveau d'eau dans le canal, des morphologies complexes et dynamiques ont été créées. Celles-ci sont le résultat du remaniement, du tri granulométrique et du transport du sédiment par des processus hydrodynamiques que l'on retrouve sur le terrain : déferlement, swash, et écoulements de washover.

Malgré des échelles distordues entre modèle et réalité et le non respect de critères de similitude, la similarité du modèle avec les cheniers observés sur le terrain est frappante. Nous obtenons des corps sédimentaires dissymétriques, pourvu d'une plage plus courte et plus pentue que le flanc interne. Les rapprochements le plus évidents se font pour :

- le chenier transgressif stabilisé situé à l'est du site d'étude (boîte radar n°2) et le chenier expérimental au stade 1 ;
- le chenier progradant situé à l'ouest du site d'étude (boîte radar n°3) et le chenier expérimental au stade 11.

Ces deux stades (1 et 11) correspondent aux états initial et final du modèle. Si une analogie solide peut être faite avec le système naturel (boîte radar 2 et 3), alors l'évolution menant du stade initial au stade final, observée en canal à houle, peut servir de modèle conceptuel pour comprendre l'évolution des cheniers sur le terrain, en termes de morphologie et de structure interne.

Chenier expérimental au stade 1 :

Le chenier expérimental au stade 1 a une largeur de 1,30 m, et une épaisseur de 15 cm. La plage et la face interne présentent des pendages de 15° et 5° respectivement. Sur le terrain, le chenier transgressif stabilisé et végétalisé (boîte radar 2) présente une largeur de 55 m pour une épaisseur maximale d'environ 2,50 m. Les pentes sont beaucoup plus douces (5° pour la plage et 2° pour la face interne). Les rapports d'échelle entre le modèle et le terrain sont de 40 fois pour la largeur et 15 fois pour l'épaisseur. Ceci montre que le rapport hauteur/largeur n'est pas conservé. Les pendages de la plage et de la face interne sont globalement 3 fois plus forts en canal.

Les deux cheniers, naturel et expérimental, sont essentiellement constitués de dépôts de washover. Dans les deux cas, il est possible de distinguer deux grandes unités de dépôt. La première, teintée de rouge sur la figure V.22, est uniquement constituée de deltas de washover caractérisés par une sédimentation progradante vers la terre, et des litages en foresets. Ces dépôts reposent directement sur la surface de migration du chenier, et ont été déposés sous le niveau de submersion, dans la dépression d'arrière cordon ennoyée.

Une seconde unité, teintée de bleu, recouvre les deltas basaux de washover. Elle présente une stratification sub-parallèle à faible pendage vers la terre, typique des nappes de washover sédimentant sur la partie émergée du flanc interne du chenier. Cette unité est épaisse

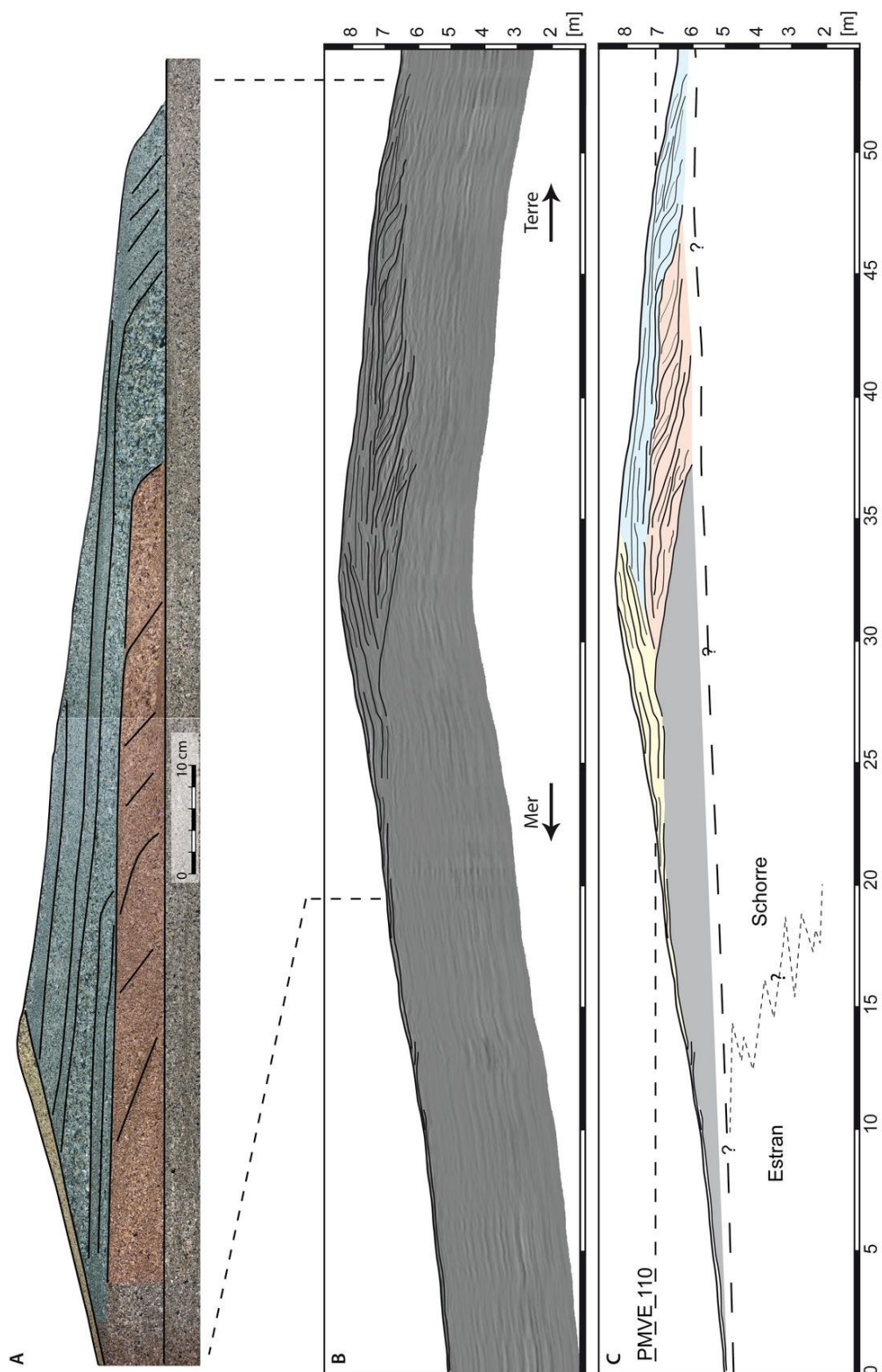


FIG. V.22 – Comparaison des résultats de la modélisation en canal (A) avec le chenal transgressif n° 2 (B - profil radar). Les teintes de couleur mettent en évidence les analogies entre les différentes unités morpho-sédimentaires. Version au format A3 dans le livret en annexe.

de 8 cm sur le modèle, et de 80 cm sur le terrain. Ces nappes de washover aggradantes se terminent dans la dépression d'arrière cordon en deltas de washover.

Ces deux unités sont entaillées par la surface d'érosion de la plage qui met à jour les dépôts de washover les plus anciens. Ces derniers seront remaniés par les vagues, et éventuellement transportés par dessus la crête du banc lors de submersion, pour former de nouveaux lobes de washover. Sur le modèle expérimental, la plage est recouverte d'un fin dépôt de granulométrie et d'épaisseur croissante vers la crête du banc. La laisse de haute mer au niveau de la crête est épaisse de 1,5 cm. Sur le terrain, le profil radar montre un haut de plage beaucoup plus développé, puisque les litages à pendage vers la mer s'empilent sur une épaisseur maximale de 70 cm. Sur le modèle comme sur le terrain, le bas de plage est en érosion, et ne présente pas de dépôt.

Sur le profil radar, une grande unité entre la surface de migration et la plage est sourde à l'antenne de 900 MHz utilisée. Aucune structure sédimentaire ne peut être observée. Vu les similarités décrites entre le chenier naturel et le modèle expérimental, il est possible d'extrapoler au terrain les observations faites en canal. Ainsi, il est très probable, vu la dynamique érosive de la plage lors de la migration du chenier par débordement, que ce faciès sourd corresponde à d'anciens dépôts de washover.

Chenier expérimental au stade 11 :

Le chenier expérimental au stade 11 a une largeur de 1,90 m, et une épaisseur de 16,5 cm. La plage et la face interne présentent des pendages de 10° et $6,5^\circ$ respectivement. L'ancienne plage recouverte par un nouveau banc est plus abrupte (14°). Sur le terrain, le chenier progradant (boîte radar 3) présente une largeur d'un peu plus de 60 m pour une épaisseur maximale proche de 3 m. Les pentes sont beaucoup plus douces ($5,5^\circ$ pour la plage et 3° pour la face interne). La surface d'érosion liée à la plage fossile présente un pendage de $8,5^\circ$. Les rapports d'échelle entre le modèle et le terrain sont de 35 fois pour la largeur et 17 fois pour l'épaisseur. Comme dans le cas précédent, le rapport hauteur/largeur n'est pas conservé. Les pendages de la plage et de la face interne sont en moyenne 2 fois plus forts en canal.

Les deux cheniers, expérimental et naturel, présentent globalement la même morphologie et la même structure interne. La partie la plus interne est un ancien chenier semblable au chenier de stade 1 décrit précédemment, et composé de trois grandes unités de dépôts de washover. La première, teintée en rouge (Fig. V.23) est composée uniquement de deltas de washover reposant directement sur la surface de migration.

Une seconde unité, teintée en vert, a la particularité de présenter des petits deltas de washover qui recouvre l'unité rouge, constituée elle aussi de deltas de washover. Cet empilement de deltas n'est pas observé sur le profil radar de la boîte n°2, où l'on passe directement des deltas basaux aux nappes de washover aggradantes. Il peut être dû à des hauteurs de submersion importantes, recouvrant entièrement les premiers dépôts, et

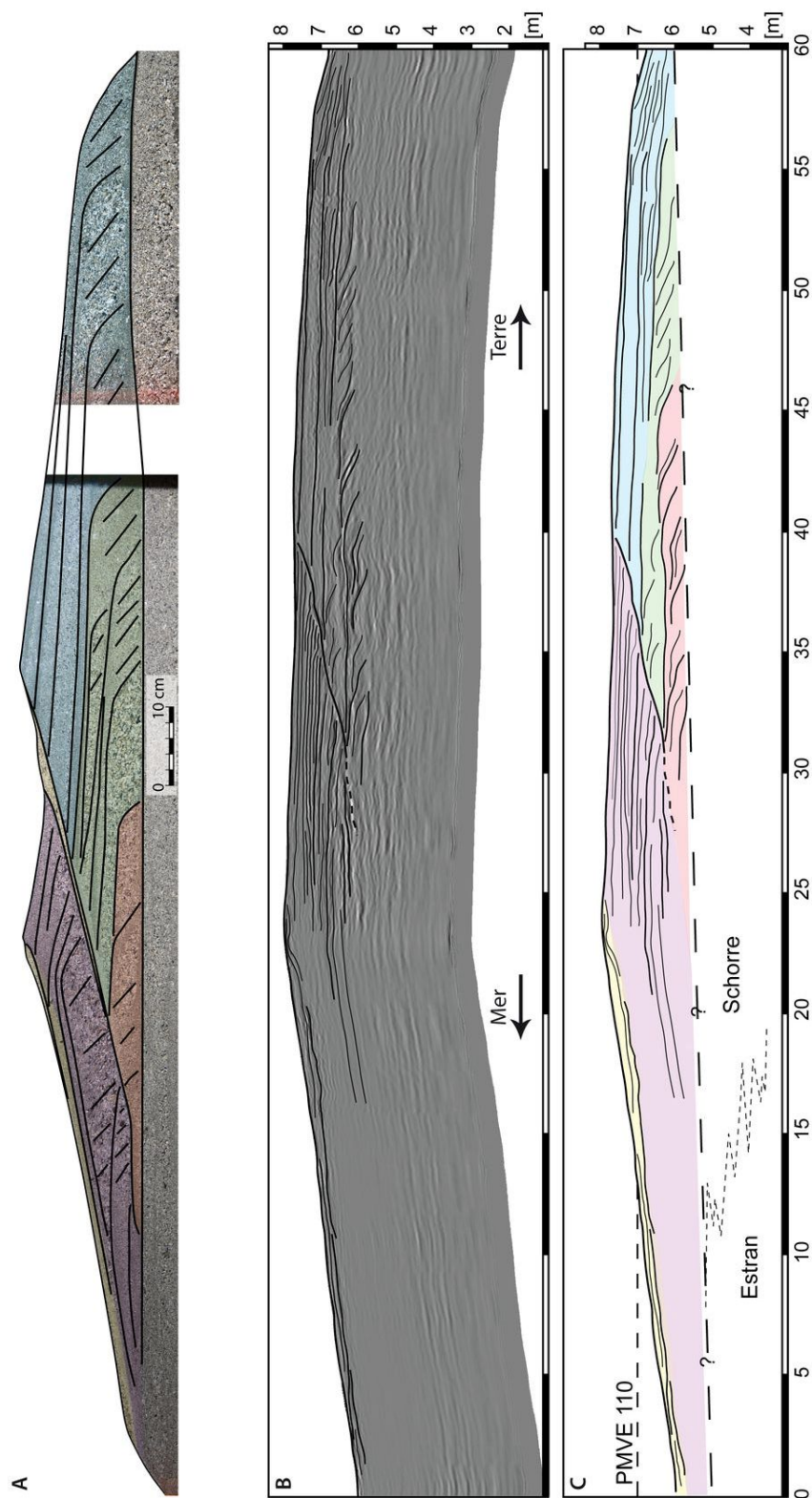


FIG. V.23 – Comparaison des résultats de la modélisation en canal (A) avec le chenier progradant n° 3 (B - profil radar). Les teintes de couleur mettent en évidence les analogies entre les différentes unités morpho-sédimentaires. Version au format A3 dans le livret en annexe.

permettant la sédimentation de deltas par dessus. Cette unité semble plus marquée sur le profil radar que sur le chenier expérimental.

Enfin, on retrouve une unité classique aggradante (teintée en bleu) composée des nappes de washover déposées au-dessus du niveau de submersion, sur la face interne du chenier. L'accrétion verticale de cette unité est de 9 cm dans le modèle, et de 90 cm sur le terrain.

L'unité mauve (Fig. V.23) du chenier expérimental est un banc formé au large lors de la simulation d'un bas niveau. Avec l'élévation de la hauteur d'eau, ce dernier s'est engraisé, et a migré par petits deltas de washover le long de la plage du chenier. On voit bien les foresets se redresser lorsque le banc s'élève au-dessus du niveau de submersion. Cette unité se retrouve également sur le terrain, bien que sa structure interne ne soit que partiellement visible. Par analogie, on peut supposer qu'il s'agit d'un banc de moyen estran qui est venu buter contre le chenier. Le modèle expérimental a montré que le niveau de submersion est crucial, et détermine si le nouveau stock sédimentaire est remanié par des écoulements de washover, ou s'il se stabilise sur la face externe du chenier, le faisant prograder vers la mer.

V.6.2 Comparaison des échelles de temps

Si les morphologies reproduites en canal sont aisément comparables à celles observées sur le terrain, il devient plus délicat de comparer les échelles de temps et les flux sédimentaires. En effet, il est évident qu'une vague générée dans le canal ne correspond pas à une vague déferlant sur le terrain, de même qu'un cycle de remplissage et de vidange du canal ne correspond pas à un cycle marée montante / marée descendante. Toutefois, vu que le modèle ne respecte pas de critère de similitude, il est impossible de déterminer exactement le transfert d'échelle de temps entre le modèle et la réalité.

La première chose à considérer est que le modèle simule de manière continue des événements discontinus et épisodiques sur le terrain. Les cheniers, de par leur altitude élevée sur l'estran, ne sont atteints par l'eau et remaniés par la houle que lors des marées hautes de vive eau (entre 160 et 270 heures par an), sous réserve que les épisodes de submersion coïncident avec une houle suffisante pour remanier le sédiment. Dans le modèle expérimental, le chenier est soumis de manière continue à l'action de la houle, et les fluctuations du niveau d'eau ne font que déplacer son action sur le haut ou sur le bas de la plage, et permettant parfois le débordement des vagues par dessus la crête du banc.

En observant les processus hydro-sédimentaires et les morphologies créées dans le canal, il apparaît que des échelles de temps très différentes sur le terrain se confondent dans le canal.

- Processus hydro-sédimentaire :

Les processus de tri dans la zone de déferlement, de transport et de dépôt dans la zone de swash ou dans les écoulements de washover sont comparables entre le modèle et le terrain : Il y a peu de distortion d'échelle spatiale au niveau des processus puisque le sédiment utilisé est à l'échelle 1. Ainsi, l'affinement observé de la zone de swash lors de l'augmentation du niveau d'eau dans le canal, et lié au transport préférentiel des particules bioclastiques grossières, peut être transposé à l'échelle d'une marée montante sur le terrain. Il en est de même lors de la diminution du niveau d'eau, qui provoque un étalement de laisses grossières sur la surface de la plage. Sur le terrain, la granulométrie de la plage peut être fortement modifiée lors des marées montantes ou descendantes.

Ces effets de tri granulométrique se retrouvent également sur le flanc interne du chenier lors des épisodes de débordement. A l'échelle d'une vague débordant par dessus la crête, on observe sur le terrain un granoclassement positif dans le sens de la pente (vers la vasière d'arrière cordon) qui s'effectue lors du transport. On retrouve ainsi les coquilles entières former la base des deltas de washover, alors que les dépôts aggradants plus hauts sur le flanc sont constitués de matériel plus fin. Ce processus est également reproduit en canal à l'échelle de la vague.

- Vitesses de migration :

Les hauts niveaux de submersion simulées dans le canal, érodant la plage et formant des dépôts de washover, ont provoqué une transgression du chenier très rapide, avec un déplacement de la crête du banc de 90 cm en 2h30 par exemple pour les stade 6 et 7. La largeur du chenier modélisé est d'environ 1,30 m. Ainsi, durant cet épisode de migration intense, la quasi totalité du matériel sédimentaire constituant le chenier a été remanié par les processus de washover.

Sur le terrain, les photographies aériennes ont montré que les cheniers migrent sur une distance correspondant à peu près à leur largeur (une cinquantaine de mètres) en quelques années (3 à 6 ans). La migration modélisée en canal en quelques heures correspond donc à une évolution pluri-annuelle sur le terrain. Si on considère le temps effectif de submersion sur le terrain par très gros coefficients pour permettre le débordement des vagues par dessus la crête des cheniers, le temps cumulé par année est de l'ordre de 50 heures. Sur une période de 3 à 6 ans, cela correspond à une durée de submersion cumulée de 150 à 300 heures. Il y a donc un rapport d'échelle de temps entre le modèle expérimental et le terrain de 100, en terme de vitesse de migration.

- Cycles tidaux :

Enfin, que représentent les cycles d'augmentation et de diminution du niveau d'eau dans le canal transposés au terrain? Au vu des morphologies créées et des volumes de sédiment déplacés, ils ne correspondent pas à des simples marées semi-diurnes montantes

et descendantes, mais à des cycles à plus long terme. Vu que les cheniers ne sont affectés par la houle que lors des marées de vive-eau, les variations du niveau d'eau dans le canal simulent en continu des variations du niveau atteint par les vives-eaux sur le terrain. Vu sous un autre angle, les variations du niveau d'eau dans le canal pourraient représenter des variations de fréquence de submersion sur le terrain. Ainsi, les cycles imposés au modèle peuvent être considéré comme une analogie des cycles tidaux basse fréquence à 4 et 18 ans sur le terrain. Lors des périodes de bas niveau, ou de plus faible fréquence d'occurrence des grandes marées de vive-eau, le sédiment trié sur l'estran s'accumule en petits bancs de faible amplitude, à plusieurs dizaines de mètres au large du chenier principal. Lorsque les niveaux de submersion sont plus hauts ou lorsque les grandes marées de vive-eau sont plus fréquentes, le matériel précédemment accumulé migre vers la terre et vient nourrir le chenier. Suivant le stade de développement du chenier et son altitude par rapport aux niveaux de submersion, le nouveau stock sédimentaire peut : (i) être remanié par les processus de washover, conduisant à la migration du chenier vers la terre, et à l'aggradation de sa face interne (Fig. V.22); (ii) sédimenter sur la face externe (plage) du chenier, favorisant sa construction en progradation vers la mer (Fig. V.23).

V.7 Conclusion

Ce travail démontre encore une fois « l'improbable efficacité » (*unreasonable effectiveness*) des modèles expérimentaux en sédimentologie. Ce terme employé par Paola *et al.* (2009) exprime le fait que nombre de modèles expérimentaux en sédimentologie, stratigraphie ou géomorphologie, reproduisent avec fidélité des processus et des morphologies complexes alors qu'ils ne respectent aucune loi de similitude.

A partir d'un protocole expérimental très simple (du sédiment prélevé sur le terrain et disposé en pente douce dans un canal, des fluctuations lentes du niveau d'eau, et une houle monochromatique régulière), nous avons reproduit des morphologies de banc dont les ressemblances avec les cheniers étudiés sur le terrain sont frappantes.

Il est clair qu'il ne s'agit en aucun cas d'un modèle réduit dans le sens ingénieur du terme : la morphologie et la dynamique du modèle ne peuvent pas être transposées à la nature par un simple rapport d'échelle. Toutefois, ce modèle analogique apporte des éléments de réflexion indispensables à la compréhension du fonctionnement des cheniers.

- A l'échelle du processus, les expériences ont confirmé l'importance de la forme des particules pour la remise en suspension et le transport du sédiment. La forme très plate des particules bioclastiques grossières se traduit par des vitesses de chute faible. Dans le cas d'une dynamique de houle où les vitesses verticales et les effets de sous-pression sont importants, la grande portance de ce sédiment bioclastique facilite d'autant plus sa remise en suspension.

Ainsi, il a été montré que la fraction bioclastique grossière du sédiment est préférentiellement érodée dans la zone de déferlement, et transportée par le swash ou les écoulements de washover. La fraction silicoclastique fine quant à elle est mobilisée en moindre quantité, et couvre la surface de migration du chenier. Cette différence de comportement hydrodynamique explique en grande partie les alternances lithologiques observées dans les litages en canal ou sur le terrain.

La simulation de la marée en canal a permis de mettre en évidence le rôle des niveaux de submersion dans la construction des cheniers.

- A l'échelle d'un épisode de débordement, les observations ont confirmé que le niveau de remplissage de la dépression d'arrière cordon détermine le style de sédimentation du washover, en foresets progradants ou en lits aggradants à faibles pendages. L'épaisseur des cheniers formés dépend ainsi de la hauteur d'eau dans le canal. La hauteur d'eau statique (niveau d'eau dans le canal) contrôle l'épaisseur des deltas de washovers. Le niveau d'eau dynamique quant à lui (lié au run-up) détermine la hauteur que peuvent atteindre les dépôts de washover aggradants.

- A plus long terme, la simulation de fluctuations lentes du niveau d'eau dans le canal

a fourni un bon analogue pour mieux cerner les effets des cycles tidaux basse fréquence sur l'évolution du système de cheniers. Les épisodes de bas niveau simulés en canal permettent de recréer un stock sédimentaire grossier qui s'accumule au pied du chenier, à l'image des bancs de moyen estran qui s'accumulent lors des creux des cycles tidaux à 18 ans. Les périodes de haut niveau remanient le sédiment accumulé et forcent la migration des cheniers vers la terre par processus de washover. Lorsque les cheniers atteignent une épaisseur infranchissable par les plus hauts niveaux de submersion, ils se développent en progradation vers la mer.

Conclusion générale

L'objectif de cette thèse était de caractériser la genèse, la croissance et la stabilisation de cheniers en contexte macrotidal. Ces barrières littorales caractéristiques des côtes fines progradantes ont été largement étudiées d'un point de vue stratigraphique, afin de contraindre les fluctuations eustatiques holocènes (Ruiz *et al.*, 2005; Saito *et al.*, 2000; Short, 1988; Wang et Van Strydonck, 1997), et étudier les séquences de développement de deltas (Draut *et al.*, 2005b; McBride *et al.*, 2007; Penland et Suter, 1989). Pourtant, il existe très peu de données sédimentologiques et morphodynamiques précises à l'échelle du corps sédimentaire, et plus particulièrement dans les environnements de baies ou d'estuaires dominés par la marée. De tels éléments sont pourtant cruciaux pour l'élaboration de modèles de dépôt et la reconnaissance de cheniers dans des formations anciennes. D'autre part, l'étude de ces corps sédimentaires actuels et des paramètres forçant leur évolution permet de mieux appréhender la réponse des systèmes littoraux fins progradants, sensibles aux submersions marines, aux évènements climatiques et océanographiques futurs.

Pour répondre à cette problématique, une démarche scientifique originale a été construite en trois volets autour de l'exemple des cheniers de la baie du Mont-Saint-Michel. Elle offre une vision intégrée de l'objet d'étude, du processus hydrodynamique (échelle de la seconde), à l'évolution d'un littoral et la construction d'un corps sédimentaire (quelques dizaines à quelques centaines d'années) :

1. **Sur le terrain**, l'architecture interne des cheniers a été caractérisée à l'aide d'un géoradar, de carottages, et d'analyses géotechniques (porosité et perméabilité). Les processus hydro-sédimentaires et les évolutions morphologiques résultantes ont été observées grâce à une présence régulière sur place lors des épisodes de submersion tidale.
2. **En laboratoire**, le comportement hydrodynamique du sédiment bioclastique constituant les cheniers a été analysé. Un érodimètre a permis d'étudier les seuils de mise en mouvement du sédiment sous un écoulement unidirectionnel, ainsi que les relations entre rugosité du fond et développement de la couche limite. Des mesures de vitesse de sédimentation ont apporté des informations précieuses concernant le comportement du sédiment lors de sa remise en suspension.
3. **En canal à houle**, un modèle analogique a été développé. Les expériences ont re-

produit avec fidélité les différentes phases de développement des cheniers. Elles ont également permis de mieux appréhender le comportement du sédiment bioclastique dans des écoulements très turbulents tels le déferlement, le swash ou les washovers.

Les principaux résultats de cette thèse peuvent être résumés en trois points :

1. Un sédiment de nature particulière

Les cheniers sont composés d'un sédiment bioclastique grossier, provenant du concassage des coquilles de communautés de bivalves subtidales et intertidales, et d'un sable silicoclastique fin issu du replat de marée. Les bioclastes présentent des formes très aplaties et convexes, qui leur procurent une grande portance. A diamètre de tamis équivalent, ils montrent des vitesses de sédimentation deux à trois fois plus faibles que des particules silicoclastiques de forme plus régulière. Le modèle expérimental en canal à houle a confirmé que le sédiment bioclastique grossier est très facilement érodé et transporté par des écoulements turbulents tels que le déferlement des vagues, où les inversions brutales de vitesse et les effets de sous-pression renforcent d'autant plus ce phénomène. Ces observations sont confirmées sur le terrain où les dépôts présentent généralement des granoclassement positifs dans le sens des écoulements (swash ou washover).

La quantification des seuils de mise en mouvement a montré que les faibles diamètres équivalents des particules bioclastiques (faibles vitesses de chute) ne se répercutent pas au niveau des contraintes critiques d'érosion. Les échantillons étudiés présentent des valeurs de contrainte critique « normales » par rapport à leur diamètre médian de tamis. Il est donc nécessaire de distinguer la capacité d'un écoulement turbulent à maintenir en suspension et à transporter des particules, de la capacité d'un courant plus laminaire à éroder un lit sédimentaire.

Les fortes valeurs de perméabilité du sédiment bioclastique permettent une circulation de fluide dans le milieu poreux, réduisant les contraintes cisillantes dans la couche limite des écoulements. L'infiltration de l'eau dans le sédiment non saturé réduit rapidement les volumes de la nappe de retrait ou des écoulements de washover, favorisant l'accrétion sur le haut de plage et sur la face interne émergée des cheniers.

Les particularités de ce sédiment bioclastique explique en partie la présence de ces accumulations sédimentaires grossière de haut estran et la structuration d'une barrière littorale dans un environnement de baie protégée, à faible énergie de houle.

2. Une architecture sédimentaire dévoilée

La campagne de prospection par géoradar a apporté des informations détaillées sur l'architecture interne de cheniers en contexte macrotidal, complétant le travail pionnier de Neal *et al.* (2002b) en Angleterre (Essex). Grâce à l'analyse des carottes sédimentaires au scanner RX et au perméamètre, les profils radar ont été habillés en faciès lithologique et géotechnique (porosité et perméabilité). Les résultats de la modélisation expérimentale surprennent par la ressemblance entre les structures sédimentaires observées sur le terrain et celles reproduites en canal à houle. Ils constituent un bon analogue pour comprendre

la formation et la préservation de l'architecture sédimentaire complexe des cheniers. Les cheniers étudiés et reproduits en canal sont essentiellement formés de dépôt de washover. On distingue les deltas de washover en foresets progradants, déposés sous l'eau dans la dépression d'arrière cordon, et les nappes de washover, aggradantes à faible pendage vers la mer, et déposées au-dessus du niveau de submersion sur la face interne du chenier. La face externe (plage) n'est pas un environnement de dépôt, mais une surface d'érosion associée à la dynamique de migration vers la terre des cheniers. Elle met à jour d'anciens dépôts de washover qui sont érodés par la houle, puis transportés sur le flanc interne par les écoulements de débordement, où ils sédimentent pour former de nouveaux dépôts de washover. A l'image d'un tapis roulant, le matériel sédimentaire est sans cesse recyclé. Ainsi, tous les dépôts de washover constituant un chenier ont nécessairement été déposés lors de la dernière phase de migration sur une distance à peu près égale à la largeur du banc. Lorsque les cheniers sont trop hauts et trop épais pour que les vagues franchissent la crête, la dynamique de transgression s'arrête et ils se stabilisent. La face externe devient alors une surface de dépôt, et les cheniers se développent par progradation vers la mer.

3. Un modèle de dépôt contrôlé par la marée

La formation et l'évolution du système de cheniers en baie du Mont-Saint-Michel sont fortement influencées par les cycles tidaux de basses fréquences à 4,5 et 18,6 ans. Ces deux cycles modulent le temps d'action de la houle sur le haut estran, et donc la dynamique de construction et de migration des cheniers. L'analyse de photographies aériennes de 1947 à 2006 montre que les cheniers migrent rapidement vers la côte lors des pics du cycle à 18,6 ans, où les pulsations superposées du cycle à 4,5 ans permettraient la mise en place des grandes unités de washover identifiées par géoradar.

Les phases de creux du cycle à 18,6 ans favorisent la construction de nouveaux cheniers plus bas sur l'estran, en arrière desquels une sédimentation fine permet la progradation des schorres, où sont incorporés les cheniers plus anciens.

La modélisation en canal à houle a confirmé l'importance des niveaux de submersion associés aux marées hautes de vive-eau, et le rôle des fluctuations basses fréquences de ces cycles. Les périodes de haut niveau déclenchent la migration du chenier par processus de washover, jusqu'à ce qu'il soit suffisamment haut sur l'estran et épais pour ne plus être affecté par les débordements. Les périodes de bas niveau permettent l'accumulation de nouveaux stocks sédimentaires sur l'estran, qui se structurent en cheniers et migrent vers la terre lors du haut niveau suivant.

Ces cycles tidaux représentent un élément supplémentaire qui permet d'expliquer le développement cyclique des plaines de cheniers à travers le monde, en plus des avulsions deltaïques ou des variations climatiques. Ce modèle de dépôt contrôlé par la marée vient renforcer le travail de Gratiot *et al.* (2008), qui met en évidence le rôle des cycles à 18,6 ans sur l'évolution en érosion ou en accrétion du littoral guyanais.

Éléments morphologiques de plaines littorales progradantes, les cheniers présentent un

bon potentiel de préservation dans l'enregistrement stratigraphique. Pourtant, ces derniers sont rarement décrits dans les séquences sédimentaires anciennes (des descriptions très succinctes avec peu de détails sont données pour des cheniers du Crétacé Inférieur au Mozambique et en Iraq par Coster *et al.* (1989) et Jawad Ali et Aziz (1993)). La présente étude apporte de nouveaux critères de reconnaissance en terme de faciès lithologique, de structures sédimentaires et d'environnement de dépôt.

Si les cheniers sont enfouis, ils constituent des corps sableux carbonatés, étroits et allongés, compris dans une matrice argileuse riche en matière organique, associée à un faciès de schorre. Ils représentent potentiellement de bon pièges stratigraphiques pour les hydrocarbures, même si les cheniers de baies présentent des pourcentages de carbonates beaucoup plus élevés que les cheniers aux débouchés de grands fleuves, essentiellement silicoclastique. Leurs propriétés géotechniques quantifiées dans cette thèse (porosité et perméabilité), risquent d'être fortement modifiées lors de la diagenèse.

Ce travail laisse entrevoir de nombreuses perspectives, notamment en terme de quantification des processus hydrodynamiques et des flux sédimentaires sur le terrain ou en canal à houle. Un travail considérable reste à entreprendre sur le comportement du sédiment bioclastique sous l'action de la houle (sur un fond plat, dans le déferlement ou en zone de swash), en intégrant notamment les effets de perméabilité et de circulation de fluides dans le milieu poreux. Le développement et l'utilisation de sondes ultra-sonores en canal à houle permettrait d'acquérir des mesures de vitesses dans le fluide, et peut-être dans le sédiment poreux.

Sur le terrain, la réalisation de bilans sédimentaires fins à l'échelle d'une ou plusieurs marées de vive-eau donnerait accès au volume de sédiment transporté, et affinerait les estimations sur les vitesses de migration des cheniers et autres bancs coquilliers sur l'estran. Enfin, à l'échelle de la baie du Mont-Saint-Michel, il serait intéressant de pouvoir estimer les variations de la production carbonatée en liaison avec le mode de fonctionnement des populations benthiques subtidales et intertidales, et de déterminer si ces variations ont une influence significative sur la construction des cheniers à une échelle pluri-annuelle ou pluri-décennale.

Bibliographie

- Allen, J., 1984. Experiments on the settling, overturning and entrainment of bivalve shells and related models. *Sedimentology* 31, 227–250.
- Anthony, E., 1989. Chenier plain development in northern Sierra Leone, West Africa. *Marine Geology* 90, 297–309.
- Antoine, P., Coutard, J.-P., Gibbard, P., Hallegouet, B., Lautridou, J.-P., 2003. The Pleistocene rivers of the English Channel region. *Journal of Quaternary Science* 18, 227–243.
- Ashmore, P., 1982. Laboratory modelling of gravel bed braided stream morphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 7, 201–225.
- Augustinus, P., 1980. Actual development of the chenier coast of Suriname (South America). *Sedimentary Geology* 26, 91–113.
- Augustinus, P., 1989. Cheniers and chenier plains : A general introduction. *Marine Geology* 90, 219–229.
- Augustinus, P., Hazelhoff, L., Kroon, A., 1989. The chenier coast of Suriname : Modern and geological development. *Marine Geology* 90, 269–281.
- Baas, J., 1999. An empirical model for the development and equilibrium morphology of current ripples in fine sand. *Sedimentology* 46, 123–138.
- Bagnold, R., 1956. The flow of cohesionless grains in fluids. *Proceedings of the Royal Society of London A* 249, 235–297.
- Balachandar, R., Blakely, D., 2004. Surface roughness effects on turbulent boundary layers on a flat plate located in an open channel. *Journal of Hydraulic Research* 42-3, 247–261.
- Bennet, M., Cassidy, N., Pile, J., 2009. Internal structure of a barrier beach as revealed by ground penetrating radar (GPR) : Chesil beach, UK. *Geomorphology* 104, 218–229.
- Berger, G., Caline, B., 1991. Estimation of sedimentation rates in the Bay of Mont-Saint-Michel (France) by ²¹⁰Pb dating technique. a pilot study. *Oceanologica Acta* 11, 137–142.
- Berthois, L., 1965. Recherches sur le comportement hydraulique des débris organogènes. *Sedimentology* 5, 327–342.

- Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P., 2009. Impacts of late Holocene rapid climate changes as recorded in a macrotidal coastal setting (Mont-Saint-Michel bay, France). *Geology* 37-11, 1031–1034.
- Bird, E., 1985. *Coastline changes : A global review*. John Wiley & Sons.
- Boguchwal, L., Southard, J., 1990. Bed configurations in steady unidirectional water flows. part 2. synthesis of flume data. *Journal of Sedimentary Petrology* 60-5, 658–679.
- Bonnot-Courtois, C., Caline, B., L'Homer, A., Le Vot, M., 2002. The Bay of Mont-Saint-Michel and the Rance Estuary : Recent development and evolution of depositional environments. Vol. N° 26. CNRS, EPHE & Total-Fina-Elf.
- Bonnot-Courtois, C., Fournier, J., Dréau, A., 2004. Recent morphodynamics of shell banks in the western part of Mont-Saint-Michel Bay (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement* 1, 65–80.
- Bridge, J., Bennett, S., 1992. A model for the entrainment and transport of sediment grains of mixed sizes, shapes, and densities. *Water Resources Research* 28-2, 337–363.
- Bristow, C., 2009. *Ground Penetrating Radar : Theory and Applications*. Elsevier, Ch. Ground Penetrating Radar in Aeolian Dune Sands, pp. 274–294.
- Brun-Cottan, J.-C., 1986. Vertical transport of particles within the ocean. The role of air-sea exchange in geochemical cycling, 83–111.
- Butt, T., Russell, P., Turner, I., 2001. The influence of swash infiltration-exfiltration on beach face sediment transport : onshore or offshore ? *Coastal Engineering* 42, 35–52.
- Buynevich, I., Jol, H., Fitzgerald, D., 2009. *Ground Penetrating Radar : Theory and Applications*. Elsevier, Ch. Coastal Environments, pp. 299–315.
- Cangzi, L., Walker, H., 1989. Sedimentary characteristics of cheniers and the formation of the chenier plains of East China. *Journal of Coastal Research* 5 (2), 353–368.
- Catano-Lopera, Y., Garcia, M., 2006. Geometry and migration characteristics of bed-forms under waves and currents. part 2 : Ripples superimposed on sandwaves. *Coastal Engineering* 53, 781–792.
- Chappell, J., Grindrod, J., 1984. Chenier plain formation in Northern Australia. In : Thom, B.G. (Ed.) *Coastal Geomorphology in Australia*. Academic Press Australia, Ch. 10, pp. 197–231.
- Chaumillon, E., Tessier, B., Reynaud, J.-Y., 2010. Stratigraphic records and variability of incised valleys and estuaries along french coasts. *Bulletin de la Société Géologique de France* 181, 75–85.

-
- Clemmensen, L., Nielsen, L., 2010. Internal architecture of a raised beach ridge system (Anholt, Denmark) resolved by ground-penetrating radar investigations. *Sedimentary Geology* 223, 281–290.
- Collins, M., Rigler, J., 1982. The use of settling velocity in defining the initiation of motion of heavy mineral grains, under unidirectional flow. *Sedimentology* 29, 419–426.
- Conley, D., Inman, D., 1993. Ventilated oscillatory boundary layers. Tech. rep., Center for Coastal Studies, Scripps Institution of Oceanography, University of California, San Diego.
- Coster, P., Lawrence, S., Fortes, G., 1989. Mozambique : A new geological framework for hydrocarbons exploration. *Journal of Petroleum Geology* 12(2), 205–230.
- Crave, A., Lague, D., Davy, P., Kermarrec, J., Sokoutis, D., Bodet, L., Compagnon, R., 2000. Analogue modelling of relief dynamics. *Physics and Chemistry of the Earth, Part A*. 25, 549–553.
- Daniel, J., 1989. The chenier plain coastal system of Guyana. *Marine Geology* 90, 283–287.
- Darcy, H., 1856. *Les fontaines publiques de la ville de Dijon*. Dalmont, Paris.
- Delibrias, G., Morzadec-Kerfourn, M.-T., 1975. Evolution du marais de Dol-de-Bretagne au Flandrien (Ile-et-Vilaine, France). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 2, 59–70.
- Desdoigts, J., 1970. Le marais de Dol occidental. Etude géomorphologique. *Mémoire Lab. Géomorphologie EPHE, Dinard* 18, 236.
- Dette, R., Larson, M., Murphy, J., Newe, J., Peter, K., Reniers, A., Steetzel, H., 2002. Application of prototype flume tests for beach nourishment assessment. *Coastal Engineering* 47, 137–177.
- Devauchelle, O., Malverti, L., Lajeunesse, E., Josserand, C., Lagrée, P.-Y., Métivier, F., 2010. Rhomboid beach pattern : A laboratory investigation. *Journal of Geophysical Research* 115, 1–12.
- Dheeradilok, P., 1995. Quaternary coastal morphology and deposition in Thailand. *Quaternary International* 26, 49–54.
- Dickson, M., Bristow, C., Hicks, D., Jol, H., Stapleton, J., Todd, D., 2009. Beach volume on an eroding sand-gravel coast determined using ground penetrating radar. *Journal of Coastal Research* 25-5, 1149–1159.
- Dingler, J., 1979. The threshold of grain motion under oscillatory flow in a laboratory wave channel. *Journal of Sedimentary Research* 49, 287–293.

- Draut, A., Kineke, G., Huh, O., Grymes, J., Westphal, K., Moeller, C., 2005a. Coastal mudflat accretion under energetic conditions, Louisiana chenier-plain coast, USA. *Marine Geology* 214, 27–47.
- Draut, A., Kineke, G., Velasco, D., Allison, M., Prime, R., 2005b. Influence of the Atchafalaya River on recent evolution of the chenier-plain inner continental shelf, northern Gulf of Mexico. *Continental Shelf Research* 25, 91–112.
- Duncan, J., 1964. The effects of water table and tide cycle on swash-backwash sediment distribution and beach profile development. *Marine Geology* 2, 186–197.
- Dyer, K., 1986. *Coastal and estuarine sediment dynamics*. John Wiley & Sons.
- Ehrhold, A., 1999. Dynamique de comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime megatidal. exemple de la baie du Mont-Saint-Michel. Ph.D. thesis, Université de Caen, Basse-Normandie.
- Faraci, C., Foti, E., 2002. Geometry, migration and evolution of small-scale bedforms generated by regular and irregular waves. *Coastal Engineering* 47, 35–52.
- Gerstenmayer, J., Thiery, C., 2002. Tomographie à rayons X. *Techniques de l'Ingénieur* P950, 1–24.
- Gibbs, R., Matthews, M., Link, D., 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *Journal of Sedimentary Petrology* 41-1, 7–18.
- Gomi, P., Tenaud, R., F., V., Juin 2000. Notice théorique du code de calcul Vag. Tech. rep., CETMEF.
- Grass, A., 1971. Structural features of turbulent flow over smooth and rough boundaries. *Journal of Fluid Mechanics* 50, 233–255.
- Grasso, F., 2009. Modélisation physique de la dynamique hydro-sédimentaire des plages. Ph.D. thesis, LEGI, Université Joseph Fourier - Grenoble 1.
- Grasso, F., Michallet, H., Barthélemy, E., Certain, R., 2009a. Physical modeling of intermediate cross-shore beach morphology : transients and equilibrium states. *Journal of Geophysical Research* 114, 1–15.
- Grasso, F., Michallet, H., Certain, R., Barthélemy, E., 2009b. Experimental flume simulation of sandbar dynamics. *Journal of Coastal Research* SI 56, 54–58.
- Gratiot, N., Anthony, E., Gardel, A., Gaucherel, C., Proisy, C., Wells, J., 2008. Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience* 3, 169–172.
- Greensmith, J., Tucker, E., 1969. The origin of Holocene shell deposits in the chenier plain facies of Essex (Great Britain). *Marine Geology* 7, 403–425.

-
- Guérin, O., 1993. Marées - Comprendre les marées sur les côtes françaises de l'Atlantique et de la Manche.
- Gust, G., Southard, J., 1983. Effects of weak bed load on the Universal Law of the Wall. *Journal of Geophysical Research* 88, 5939–5952.
- Ha, H., Chough, S., 2003. Intermittent turbulent events over sand current ripples : a motion-picture analysis of flume experiments. *Sedimentary Geology* 161, 295–308.
- Hayward, B., 2007. Protecting New Zealand's earth science heritage - chalazoidites and cheniers. *Geological Society of New Zealand (GSNZ) Newsletter* 142, 22–27.
- Heller, P., Paola, C., Hwang, I.-G., B., J., Steel, R., 2001. Geomorphology and sequence stratigraphy due to slow and rapid base-level changes in an experimental subsiding basin (XES 96-1). *AAPG Bulletin* 85-5, 817–838.
- Hickson, T., Sheets, B., Paola, C., Kelberer, M., 2005. Experimental test of tectonic controls on three dimensional alluvial facies architecture. *Journal of Sedimentary Geology* 75(4), 710–722.
- Horn, D., 2006. Measurement and modelling of beach groundwater flow in the swash-zone : a review. *Continental Shelf Research* 26, 622–652.
- Hoyt, J., 1969. Chenier versus barrier, genetic and stratigraphic distinction. *AAPG Bulletin* 53, 299–306.
- Hurrell, J., Kushnir, Y., Visbeck, M., 2001. The North Atlantic Oscillation. *Science* 291, 603–605.
- Isla, F., Espinosa, M., 1994. Coastal environmental changes associated with Holocene sea-level fluctuation : Southeastern Buenos Aires, Argentina. *Quaternary International* 26, 55–60.
- Jawad Ali, A., Aziz, Z., 1993. The Zubair Formation, East Baghdad oil field, Central Iraq. *Journal of Petroleum Geology* 16(3), 353–364.
- Jorry, S., Hasler, C., Davaud, E., 2006. Hydrodynamic behavior of Nummulites : implications for depositional models. *Facies* 52, 221–235.
- Kench, P., McLean, R., 1996. Hydraulic characteristics of bioclastic deposits : new possibilities for environmental interpretation using settling velocity fractions. *Sedimentology* 43, 561–570.
- Kervella, Y., 2010. Etude de l'impact des installations conchylicoles sur la dynamique sédimentaire par mesures in situ, expérimentation et modélisation numérique. Ph.D. thesis, Université de Caen Basse-Normandie.

- Komar, P., Clemens, K., 1986. The relationship between a grain's settling velocity and threshold of motion under unidirectional currents. *Journal of Sedimentary Petrology* 56-2, 258–266.
- Komar, P., Cui, B., 1984. The analysis of grain-size measurement by sieving and settling-tube techniques. *Journal of Sedimentary Petrology* 54-2, 603–614.
- Krogstad, P., Antonia, R., 1999. Surface roughness effects in turbulent boundary layers. *Experiments in Fluids* 27, 450–460.
- Lautridou, J.-P., Auffret, J.-P., Baltzer, A., Clet, M., Lécolle, F., Lefebvre, D., Lericolais, G., Roblin-Jouve, A., Balescu, S., Carpentier, G., Descombes, J.-C., Occhietti, S., Rousseau, D.-D., 1999. Le fleuve Seine, le fleuve Manche. *Bull. Soc. géol. France* 170-4 (River, Channel), 545–558.
- Lawless, M., Robert, A., 2001. Scales of boundary resistance in coarse-grained channels : turbulent velocity profiles and implications. *Geomorphology* 39, 221–238.
- Le Roux, J., 1997. An Excel program for computing the dynamic properties of particles in newtonian fluids. *Computers & Geosciences* 23-6, 671–675.
- Le Roux, J., 2004. An integrated law of the wall for hydrodynamically transitional flow over plane beds. *Sedimentary Geology* 163, 311–321.
- Lee, H., Chun, S., Chang, J., Han, S.-J., 1994. Landward migration of isolated shelly sand ridge (chenier) on the macrotidal flat of Gosmo Bay, West coast of Korea : Controls of storms and typhoon. *Journal of Sedimentary Research* A64 (4), 886–893.
- Lees, B., 1992. Geomorphological evidence for late Holocene climatic change in Northern Australia. *Australian Geographer* 23, 1–10.
- Lees, B., Clements, A., 1987. Climatic implications of chenier dates in Northern Australia. *Radiocarbon* 29, 311–317.
- L'Homer, A., Bonnot-Courtois, C., Caline, B., 2002. Le prisme sédimentaire des dépôts du marais de Dol : essai de reconstitution de la mise en place des dépôts. In : Bonnot-Courtois, C., Caline, B., L'Homer, A., Le Vôt, M. (Eds.), *La baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. Environnements sédimentaires, aménagements et évolution récente*. *Bull. Centre Rech. Elf Explor. Prod.* 26, 177–198.
- L'Homer, A., Courbouleix, S., Chantraine, J., Deroin, J.-P., Bonnot-Courtois, C., Caline, B., Ehrhold, A., Lautridou, J., Morzadec-Kerfourn, M., 1999. Notice explicative ; Carte géologique de la France (1/50 000), feuille Baie du Mont-Saint-Michel (208). Orléans : BRGM (Baie du Mont-Saint-Michel, carte géologique), 184.
- Ligrani, P., Moffat, R., 1986. Structure of transitionally rough and fully rough turbulent boundary layers. *Journal of Fluid Mechanics* 162, 69–98.

-
- Lindhorst, S., Betzler, C., Hass, H., 2008. The sedimentary architecture of a Holocene barrier spit (Sylt, German Bight) : Swash-bar accretion and storm erosion. *Sedimentary Geology* 206, 1–16.
- Lopez de San Roman-Blanco, B., Coates, T., Holmes, P., Chadwick, A., Bradbury, A., Baldock, T., Pedrozo-Acuña, A., Lawrence, J., Grüne, J., 2006. Large scale experiments on gravel and mixed beaches : Experimental procedure, data documentation and initial results. *Coastal Engineering* 53, 349–362.
- Lunt, I., Bridge, J., 2007. Formation and preservation of open-framework gravel strata in unidirectional flows. *Sedimentology* 54, 71–87.
- Macdonald, R., Alexander, J., Bacon, J., Cooker, M., 2009. Flow patterns, sedimentation and deposit architecture under a hydraulic jump on a non-eroding bed : defining hydraulic-jump unit bars. *Sedimentology* 56, 1346–1367.
- Magnan, J., 2000. *Cours de Mécanique des Sols et des Roches*. Ecole Nationale des Ponts et Chaussées.
- Marguerit, C., 2004. Synthèse sur la concordance des références altimétriques en baie du Mont-Saint-Michel. *Revue XYZ, Association Française de Topographie* 98, 53–56.
- Martin, J., Paola, C., Abreu, V., Neal, J., Sheets, B., 2009. Sequence stratigraphy of experimental strata under known conditions of differential subsidence and variable base level. *AAPG Bulletin* 93-4, 503–533.
- Martini, I., 1981. Morphology and sediments of the emergent Ontario coast of James Bay, Canada. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 63, 81–94.
- Masselink, G., Russell, P., 2006. Flow velocities, sediment transport and morphological change in the swash zone of two contrasting beaches. *Marine Geology* 227, 227–240.
- McBride, R., Taylor, M., Byrnes, M., 2007. Coastal morphodynamics and Chenier-Plain evolution in southwestern Louisiana, USA : A geomorphic model. *Geomorphology* 88, 367–422.
- McKee, E., 1957. Flume experiments on the production of stratification and cross-stratification. *Journal of Sedimentary Research* 27, 129–134.
- Meldahl, K., 1995. Pleistocene shoreline ridges from tide-dominated and wave-dominated coasts : northern Gulf of California and western Baja California, Mexico. *Marine Geology* 123, 61–72.
- Michallet, H., Grasso, F., Barthélemy, E., 2007. Long waves and beach profiles evolutions. *Journal of Coastal Research* SI 50, 221–225.
- Middleton, G., 1965. Antidune cross-bedding in a large flume. *Journal of Sedimentary Research* 35, 922–927.

- Middleton, G., 1973. Johannes Walther's Law of the Correlation of Facies. Geological Society of America Bulletin 84-3, 979–988.
- Miller, M., McCave, I., Komar, P., 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology* 24, 507–527.
- Mitchum, R., Vail, P., Sangree, J., 1977. Seismic Stratigraphy - Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Mem. 16. Ch. Stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences, pp. 117–123.
- Moore, J., Kaminsky, G., Jol, H., 2003. Exploring linkages between coastal progradation rates and the el nino southern oscillation, southwest washington, usa. *Geophysical Research Letters* 30-9, 1148.
- Morzadec-Kerfourn, M.-T., Meury, J., 1995. La signification géomorphologique du Grand Sillon dans le Marais de Dol. *Les Dossiers du Centre régional archéologique d'Alet Numéro spécial*, 59–65.
- Métivier, F., Lajeunesse, E., Cacas, M.-C., 2005. Submarine canyons in the bathtub. *Journal of Sedimentary Research* 75, 6–11.
- Muto, T., 2001. Shoreline autoretreat substantiated in flume experiments. *Journal of Sedimentary Research* 71-2, 246–254.
- Muto, T., Steel, R., 2001. Autostepping during the transgressive growth of deltas : Results from flume experiments. *Geology* 29-9, 771–774.
- Muto, T., Steel, R., 2004. Autogenic response of fluvial deltas to steady sea-level fall : implications from flume experiments. *Geology* 32, 401–404.
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology : principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66, 261–330.
- Neal, A., Pontee, N., Pye, K., Richards, J., 2002a. Internal structure of mixed-sand-and-gravel beach deposits revealed using ground-penetrating radar. *Sedimentology* 49, 789–804.
- Neal, A., Richards, J., Pye, K., 2002b. Structure and development of shell cheniers in Essex, southeast England, investigated using high-frequency ground-penetrating radar. *Marine Geology* 185, 435–469.
- Neal, A., Richards, J., Pye, K., 2003. Sedimentology of coarse-clastic beach-ridge deposits, Essex, southeast England. *Sedimentary Geology* 162, 167–198.
- Neumeier, U., Lucas, C., Collins, M., 2006. Erodibility and erosion patterns of mudflat sediments investigated using an annular flume. *Aquatic Ecology* 40, 543–554.

- Nielsen, P., 1992. Coastal bottom boundary layers and sediment transport. Advanced Series on Ocean Engineering - Vol.4, World Scientific.
- Nikuradse, J., 1933. Strömungsgesetze in rauhen rohren. vdi-forschungsheft 361 (english translation : Laws of flow in rough pipes). Tech. rep., NACA Technical Memorandum 1292 - National Advisory Committee for Aeronautics (1950).
- Oseen, C., 1927. Neuere methoden und ergebnisse in der hydrodynamik. Akademische Verlagsgesellschaft, Leipzig.
- Otvos, E., 2000. Beach ridges - definitions and significance. *Geomorphology* 32, 83–108.
- Otvos, E., Price, W., 1979. Problems of chenier genesis and terminology - An overview. *Marine Geology* 31, 251–263.
- Paola, C., 2000. Quantitative models of sedimentary basing filling. *Sedimentology* 47, 121–178.
- Paola, C., Straub, K., Mohrig, D., Reinhardt, L., 2009. The "unreasonable effectiveness" of stratigraphic and geomorphic experiments. *Earth-Science Reviews* 97, 1–43.
- Paphitis, D., Collins, M., 2005. Sand grain threshold in relation to bed "stress history" : an experimental study. *Sedimentology* 52, 827–838.
- Paphitis, D., Collins, M., Nash, L., Wallbridge, S., 2002. Settling velocities and entrainment thresholds of biogenic sands (shell fragments) under unidirectional flow. *Sedimentology* 49, 211–225.
- Paphitis, D., Velegrakis, A., Collins, M., Muirhead, A., 2001. Laboratory investigations into the threshold of movement of natural sand-sized sediments under unidirectional, oscillatory and combined flows. *Sedimentology* 48, 645–659.
- Pasierbiewicz, K., 1982. Experimental study of cross-strata development on an undulatory surface and implications relative to the origin of flaser and wavy bedding. *Journal of Sedimentary Research* 52, 769–778.
- Penland, S., Suter, J., 1989. The geomorphology of the Mississippi River chenier plain. *Marine Geology* 90, 231–258.
- Pontee, N., Tastet, J.-P., 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), 243–261.
- Prager, E., Southard, J., Vivoni-Gallart, E., 1996. Experiments on the entrainment threshold of well-sorted and poorly sorted carbonate sands. *Sedimentology* 43-1, 33–40.
- Prost, M., 1989. Coastal dynamics and chenier sands in French Guiana. *Marine Geology* 90, 259–267.

- Prost, M., 1992. Sédimentation côtière et formation de cheniers en Guyane : la zone de Cayenne. In : Prost, M.T. (Ed.), Evolution des littoraux de Guyane et de la zone Caraïbe méridionale pendant le Quaternaire. pp. 397–415.
- Qinshang, Y., Shiyuan, X., Xusheng, S., 1989. Holocene cheniers in the Yangtze delta, China. *Marine Geology* 90, 337–343.
- Rhodes, E., 1982. Depositional model for a chenier plain, Gulf of Carpentaria, Australia. *Sedimentology* 29, 201–221.
- Rodriguez-Ramirez, A., Yanez-Camacho, C., 2008. Formation of chenier plain of the Donana marshland (SW Spain) : Observations and geomorphic model. *Marine Geology* 254, 187–196.
- Ruiz, F., Rodriguez-Ramirez, A., Caceres, L., Vidal, J., Carretero, M., Abad, M., Olias, M., Pozo, M., 2005. Evidence of high-energy events in the geological record : Mid-holocene evolution of the southwestern Donana National Park (SW Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229, 212–229.
- Russell, R., 1967. Aspects of coastal morphology. *Geografiska Annaler, Series A, Physical Geography* 49, 299–309.
- Russell, R., Howe, H., 1935. Cheniers of Southwestern Louisiana. *Geographical Review* 25, 449–461.
- Saito, Y., Wei, H., Zhou, Y., Nishimura, A., Sato, Y., Yokota, S., 2000. Delta progradation and chenier formation in the Huanghe (Yellow River) delta, China. *Journal of Asian Earth Sciences* 18, 489–497.
- Schindler, R., Robert, A., 2005. Flow and turbulence structure across the ripple-dune transition : an experiment under mobile bed conditions. *Sedimentology* 52, 627–649.
- Schofield, J., 1960. Sea level fluctuations during the last 4 000 years as recorded by a chenier plain, Firth of Thames, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 3, 467–485.
- Schou, A., 1967. Pecan Island - A chenier ridge in the Mississippi marginal delta plain. *Geografiska Annaler. Series A, Physical Geography* 49, 321–326.
- Schwartz, R., 1982. Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology* 29, 835–849.
- Shields, A., 1936. Application of similarity principles and turbulence research to bed-load movement. translated from "Anwendung der Aehnlichkeitsmechanik un der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung" by W.P. Ott and J.C. van Uchelen. Berlin.
- Short, A., 1988. The South Australian coast and Holocene sea-level transgression. *Geographical Review* 78, 119–136.

-
- Short, A., 1989. Chenier research on the Australian coast. *Marine Geology* 90, 345–351.
- Shuisky, Y., 1989. Approaches to the study of cheniers along the coastline of the Soviet Union. *Marine Geology* 90, 289–296.
- Smith, D., Cheung, F., 2002. Empirical relationships for grain size parameters of calcareous sand on Oahu, Hawaii. *Journal of Coastal Research* 18-1, 82–93.
- Smith, D., Cheung, K., 2003. Settling characteristics of calcareous sand. *Journal of Hydraulic Engineering* 129-6, 479–483.
- Smith, D., Cheung, K., 2004. Initiation of motion of calcareous sand. *Journal of Hydraulic Engineering* 130-5, 467–472.
- Smith, D., Sleath, J., 2005. Transient ripples in oscillatory flows. *Continental Shelf Research* 25, 485–501.
- Sorrel, P., Tessier, B., Demory, F., Delsinne, N., Mouazé, D., 2009. Evidence for millennial-scale climatic events in the sedimentary infilling of a macrotidal estuarine system, the Seine estuary (NW France). *Quaternary Science Review* 28, 499–516.
- Soulsby, R., 1997. *Dynamics of marine sands*. Thomas Telford Publications.
- Storms, J., VanDam, R., Leclair, S., 1999. Preservation of cross-strata due to migration of current ripples over aggrading and non-aggrading beds : comparison of experimental data with theory. *Sedimentology* 46, 189–200.
- Switzer, A., Bristow, C., Jones, B., 2006. Investigation of large-scale washover of a small barrier system on the southeast Australian coast using ground penetrating radar. *Sedimentary Geology* 183, 145–156.
- Terzaghi, K., Peck, R., Mesri, G., 1996. *Soil mechanics in engineering practice*. John Wiley & Sons, Inc.
- Tessier, B., Billeaud, I., Bonnot-Courtois, C., Lesueur, P., Caline, B., 2006. La baie du Mont-Saint-Michel. Environnements morphosédimentaires, faciès, séquences. *Bulletin d'Information des Géologues du Bassin de Paris* 43-1, 3–16.
- Thompson, D., Wallace, J., 1998. The arctic oscillation signature in wintertime geopotential height and temperature fields. *Geophysical Research Letters* 25, 1217–1300.
- Trask, P., 1930. Mechanical analysis of sediments by centrifuge. *Economic Geology* 25, 581–599.
- Treloar, N., 2002. Luni-solar tidal influences on climate variability. *International Journal of Climatology* 22, 1527–1542.

- Turner, I., 1998. Monitoring groundwater dynamics in the littoral zone at seasonal, storm, tide and swash frequencies. *Coastal Engineering* 35, 1–16.
- van der Werf, J., May 2004. A literature review on sand transport under oscillatory flow conditions in the rippled-bed regime.
- Van Rijn, L., 1993. Principles of sediment transport in rivers, estuaries and coastal seas. Aqua Publications.
- van Thiel, J., van Gent, M., Walstra, D., Reniers, A., 2008. Analysis of dune erosion processes in large-scale flume experiments. *Coastal Engineering* 55, 1028–1040.
- Vilas, F., Arche, A., Ferrero, M., Isla, F., 1999. Subantarctic macrotidal flats, cheniers and beaches in San Sebastian bay, Tierra Del Fuego, Argentina. *Marine Geology* 160, 301–326.
- Voulgaris, G., Wallbridge, S., Tomlinson, B., Collins, M., 1995. Laboratory investigations into wave period effects on sand bed erodibility, under the combined action of waves and current. *Coastal Engineering* 26, 117–134.
- Wang, H., Van Strydonck, M., 1997. Chronology of holocene cheniers and oyster reefs on the coast of Bohai Bay, China. *Quaternary Research* 47, 192–205.
- Wang, T., Kraus, N., 2005. Beach profile equilibrium and patterns of wave decay and energy dissipation across the surf zone elucidated in a large-scale laboratory experiment. *Journal of Coastal Research* 21, 522–534.
- Wang, Y., Ke, X., 1989. Cheniers on the east coastal plain of China. *Marine Geology* 90, 321–335.
- Weill, P., Mouazé, D., Tessier, B., Brun-Cottan, J.-C., 2010. Hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers. *Earth Surface Processes and Landforms*.
- Wentworth, C., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *The Journal of Geology* 30, 377–392.
- Woodroffe, C., Curtis, R., McLean, R., 1983. Development of a chenier plain, firth of Thames, New Zealand. *Marine Geology* 53, 1–22.
- Woodroffe, C., Grime, D., 1999. Storm impact and evolution of a mangrove-fringed chenier plain, Shoal Bay, Darwin, Australia. *Marine Geology* 159, 303–321.
- Xitao, Z., 1989. Cheniers in China : an overview. *Marine Geology* 90, 311–320.
- Yalin, M., 1971. Theory of hydraulic models. MacMillan, London.
- Zenero, R., Seng, D., Byrnes, M., McBride, R., 1995. Geophysical techniques for evaluating the internal structure of cheniers, southwestern Louisiana. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 45, 611–620.

Table des figures

I.1	Étapes schématiques du développement d'un chenier	12
I.2	Distribution mondiale des cheniers	13
I.3	Plaine de cheniers en Sierra Leone, estuaire du Mellacoree	14
I.4	Plaine de cheniers en Australie, dans le Golfe de Carpentarie	15
I.5	Modèle de dépôt d'une plaine de cheniers par avulsion d'un chenal du fleuve Mississippi	17
I.6	Progradation d'une plaine de cheniers en Australie forcée par des variations du flux sédimentaire.	19
I.7	Évolution temporelle du niveau des marées et de la position du trait de côte en Guyane Française	20
I.8	Structure interne des cheniers pendant la migration et après leur stabilisation	23
I.9	Architecture sédimentaire d'un chenier par géoradar (Essex, UK)	24
I.10	Coupes schématiques d'un chenier migrant vers la terre par processus de washover	25
I.11	Modèles stratigraphiques des différents types de barrières littorales	26
II.1	Carte géologique simplifiée et distribution des sédiments superficiels de la baie du Mont-Saint-Michel	32
II.2	Courbe des principales fluctuations de niveau marin en baie du Mont-Saint-Michel depuis 9 000 ans	32
II.3	Image satellite SPOT 1999 de la baie du Mont-Saint-Michel	33
II.4	Schéma de reconstitution des dépôts successifs du marais de Dol depuis 8 000 ans.	35
II.5	Les anciennes barrières littorales du Marais de Dol	36
II.6	Trajectoire, intensité et orientation des courants de marée en baie du Mont-Saint-Michel	39
II.7	Concordances altimétriques en baie du Mont-Saint-Michel	40
II.8	Rosace des secteurs de vent à Dinard pour les quatre saisons	41
II.9	Nombre de tempêtes par an lors d'un coefficient supérieur à 90 sur la période 1950-2005	42
II.10	Rose de provenance des houles à la bouée Les Minquiers 2 au large de Cancale pour la période 1998-1999	45

II.11	Plan de propagation de la houle dans le fond de baie	46
II.12	ADV mesurant l'agitation au pied des cheniers	47
II.13	Enregistrement des fluctuations de hauteur d'eau au cours d'un cycle de marée	47
II.14	Caractéristiques morphologiques des bancs coquilliers	50
II.15	Relevé altimétrique de la zone d'étude par laser aéroporté (Lidar)	52
II.16	Niveaux de submersion du site d'étude à pleine mer pour différents coefficients de marée	53
II.17	Niveaux moyens des pleines mers par année sur la période 1950-2005 . . .	54
II.18	Schématisation des cycles lunaires de 4,4 et 18,6 ans	55
II.19	Courbe de marée et temps de submersion	56
II.20	Courbes de marée moyennées (1950-2000) par coefficient à Cancale	58
II.21	Temps de submersion cumulé au-dessus de 6 m IGN sur la période 1950-2006	60
II.22	Ortho-photographies du littoral de Vildé-Hirel entre 1952 et 2006	62
III.1	Spectre électromagnétique et gamme de fréquences du GPR	67
III.2	Propagation des ondes radar directes et réfléchies entre l'émetteur et le récepteur	68
III.3	Litages sédimentaires pouvant induire des changements de porosité et de réponse radar	70
III.4	Spectre des fréquences de retour pour une antenne de 900 MHz	71
III.5	Antennes radar et système d'acquisition GSSI	72
III.6	Station totale Leica TPS410C	72
III.7	Carte morphosédimentaire de la zone d'étude, et position des profils radar et carottages	74
III.8	Déformation géométrique des réflecteurs	76
III.9	Génération d'une hyperbole de diffraction	77
III.10	Terminologie descriptive des faciès et des surfaces radar	79
III.11	Chaîne d'acquisition de la tomographie à rayons X	81
III.12	Scanner à rayons X General Electrics Lightspeed16	82
III.13	Exemples de tomographies et de coupes virtuelles reconstituées de la carotte sédimentaire H006	84
III.14	Calibration de la porosité des carottes par les densités RX moyennes . . .	85
III.15	Log de porosité calculé à partir de la tomographie de la carotte H006 . .	86
III.16	Perméamètre à charge constante pour carottes sédimentaires	88
III.17	Ordres de grandeur du coefficient de perméabilité des principaux types de sédiment	89
III.18	Évolution de la perméabilité dans la carotte H004	90
III.19	Description des faciès et surfaces radar identifiés sur les profils GPR . . .	92
III.20	Morphologie générale d'un chenier	93
III.21	Système de seillons sur l'estran érodé par la houle au pied d'un banc de haute slikke	94

III.22	Dépôts de schorre érodés correspondant à la surface de migration d'un banc de haute slikke	94
III.23	Face externe d'un chenier (plage) présentant un granoclasement croissant vers la crête du banc	95
III.24	Face interne d'un chenier présentant des chenaux d'écoulement vers le schorre	95
III.25	Lobes de washover recouvrant le schorre inondé	96
III.26	Profil GPR issu de la boîte 1 et interprétations	97
III.27	Morphologies de washovers en dépôt ou en érosion	98
III.28	Processus de washover par pleine mer de vives-eaux, et structures sédimentaires résultantes	99
III.29	Profil GPR <i>long-shore</i> issu de la boîte 1 et interprétations	100
III.30	Profil GPR <i>cross-shore</i> issu de la boîte 2 et interprétations	102
III.31	Profil GPR <i>cross-shore</i> interprété issu de la boîte 2'	103
III.32	Profil GPR <i>cross-shore</i> issu de la boîte 3 et interprétations	104
III.33	Représentation schématique de l'architecture des trois types de cheniers identifiés par géoradar	105
III.34	Habillage en faciès des principales séquences sédimentaires par la tomographie à rayons X	107
III.35	Expulsion d'air liée à la saturation en eau d'un chenier submergé lors d'une marée de vive-eau	108
III.36	Schéma d'évolution morpho-stratigraphique des cheniers	111
III.37	Conjonction entre durées de submersion par pleines mers de vives-eaux et tempêtes	113
III.38	Rôle des cycles tidaux basses fréquences dans l'évolution à long terme du système de cheniers	115
IV.1	Distribution granulométrique du sable prélevé sur le chenier de haute slikke	121
IV.2	Photographie de la fraction sableuse fine et de la fraction coquillière constituant le sédiment des cheniers	122
IV.3	Vitesse de chute terminale d'une sphère dans de l'eau au repos	125
IV.4	Plan du tube à sédimentation	126
IV.5	Montage de photographies stroboscopiques de la chute de particules bioclastiques	127
IV.6	Relation entre diamètres de tamis et diamètres équivalents	129
IV.7	Structure schématisée de la couche limite sur fond lisse et rugueux	134
IV.8	Vue tridimensionnelle du canal à écoulement unidirectionnel	135
IV.9	Plan du canal à écoulement unidirectionnel	136
IV.10	Principe de l'Anémométrie Doppler Laser et chaîne de mesure	137
IV.11	Vue générale du lit sédimentaire dans le canal à courant et du dispositif de mesure LDV	139

IV.12	Variation de la vitesse moyenne de l'écoulement en amont et en aval du point de mesure LDV	141
IV.13	Transformée de Fourier du signal de vitesses horizontales au niveau du point de mesure LDV	142
IV.14	Fluctuation de la surface libre au-dessus du point de mesure LDV	143
IV.15	Augmentation du seuil de mise en mouvement d'un sédiment par exposition à une vitesse d'écoulement sous-critique	144
IV.16	Série temporelle et distribution fréquentielle des vitesses bruitées par la réflexion du faisceau sur le fond	146
IV.17	Reconstitution du bruit et du signal de vitesse par la méthode des ajustements aux moindres carrés	147
IV.18	Filtrage des données expérimentales	149
IV.19	Profils de vitesse au-dessus de M_{raw} à deux débits différents : sous et au seuil critique de mise en mouvement	150
IV.20	Profils de vitesse au-dessus des huit échantillons sédimentaires pour des débits croissants	153
IV.21	Profils de contrainte visqueuse, turbulente et totale au-dessus des huit échantillons sédimentaires au seuil de mise en mouvement	154
IV.22	Relation entre rugosité de Nikuradse et diamètre des particules bioclastiques	155
IV.23	Photographie d'une portion du lit bioclastique (M_{raw}) sous écoulement unidirectionnel	157
IV.24	Vitesses cisailantes critiques de mise en mouvement des 8 échantillons bioclastiques	158
IV.25	Nombres de mobilité des 8 échantillons bioclastiques	160
IV.26	Effets de l'infiltration et de l'exfiltration sur le transport sédimentaire en zone de swash	162
IV.27	Mesure de perméabilité sur un sable bioclastique tamisé	165
IV.28	Valeurs de perméabilité des sables bioclastiques naturels et tamisés	166
V.1	Modélisation de la préservation de litages obliques liés à la migration de rides de courant	173
V.2	Modélisation d'un rechargement sédimentaire d'avant côte en canal	174
V.3	Modélisation du remplissage d'un bassin sédimentaire en subsidence	176
V.4	Plan de canal à houle et du générateur de vagues	178
V.5	Similarité interne dans l'architecture sédimentaire d'un chenier	182
V.6	Répartition initiale du sédiment et morphologie à l'équilibre	183
V.7	Vue générale du chenier expérimental à l'état initial avant la simulation des cycles tidaux	184
V.8	Séquence de déferlement d'une vague sur la plage	185
V.9	Mise en suspension et tri du sédiment dans la zone de déferlement	186
V.10	Évolution du profil de bas de plage avec l'augmentation du niveau d'eau	187
V.11	Granulométrie d'échantillons prélevés dans le canal à la fin des expériences	188

V.12	Dépôt de laisses grossières associées au niveau d'eau descendant	190
V.13	Accumulation sédimentaire en pied de banc lors d'un bas niveau d'eau . .	191
V.14	Brèche dans la crête de banc et initiation du débordement	192
V.15	Écoulements de washover sur le revers du banc	193
V.16	Formation et évolution d'un delta de washover	194
V.17	Représentation des trois niveaux d'eau sur le chenier à l'état initial	195
V.18	Variation du niveau d'eau moyen dans le canal au cours de l'expérience .	196
V.19	Enregistrement du signal de houle généré dans la canal pour différentes hauteurs d'eau	197
V.20	Évolution du chenier expérimental en fonction des fluctuations du niveau d'eau moyen (stades 1 à 6)	198
V.21	Évolution du chenier expérimental en fonction des fluctuations du niveau d'eau moyen (stades 1 à 6)	199
V.22	Comparaison des résultats de la modélisation en canal avec le chenier transgressif n° 2	201
V.23	Comparaison des résultats de la modélisation en canal avec le chenier progradant n° 3	203

Liste des tableaux

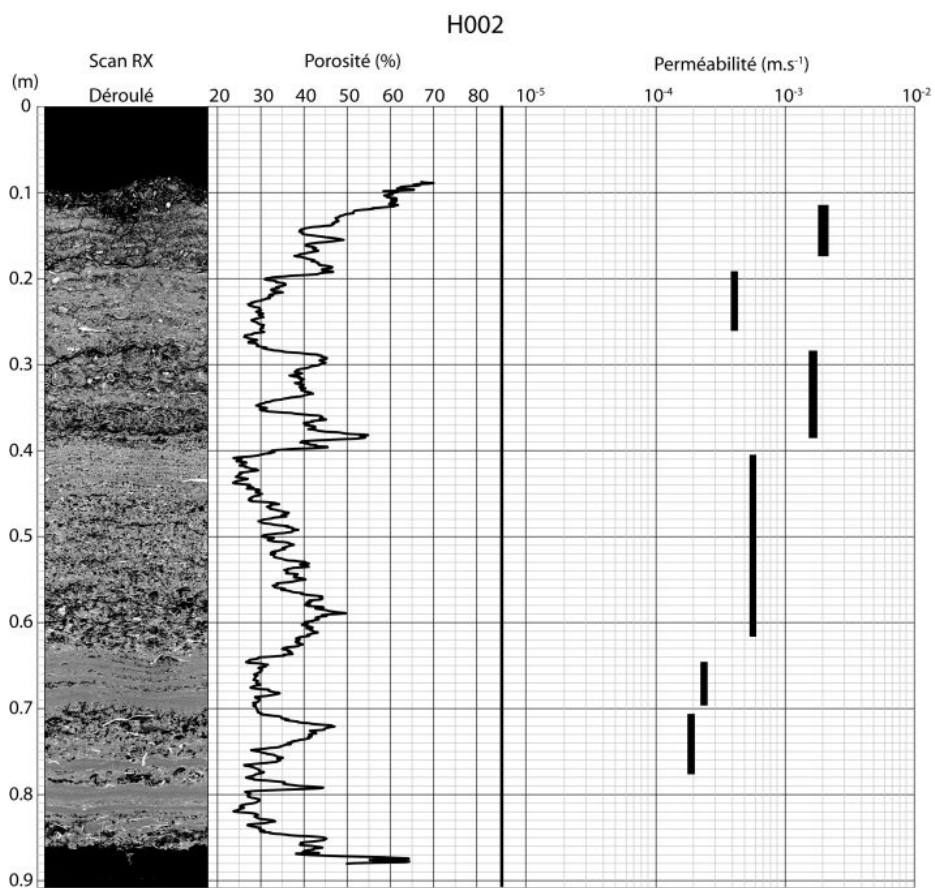
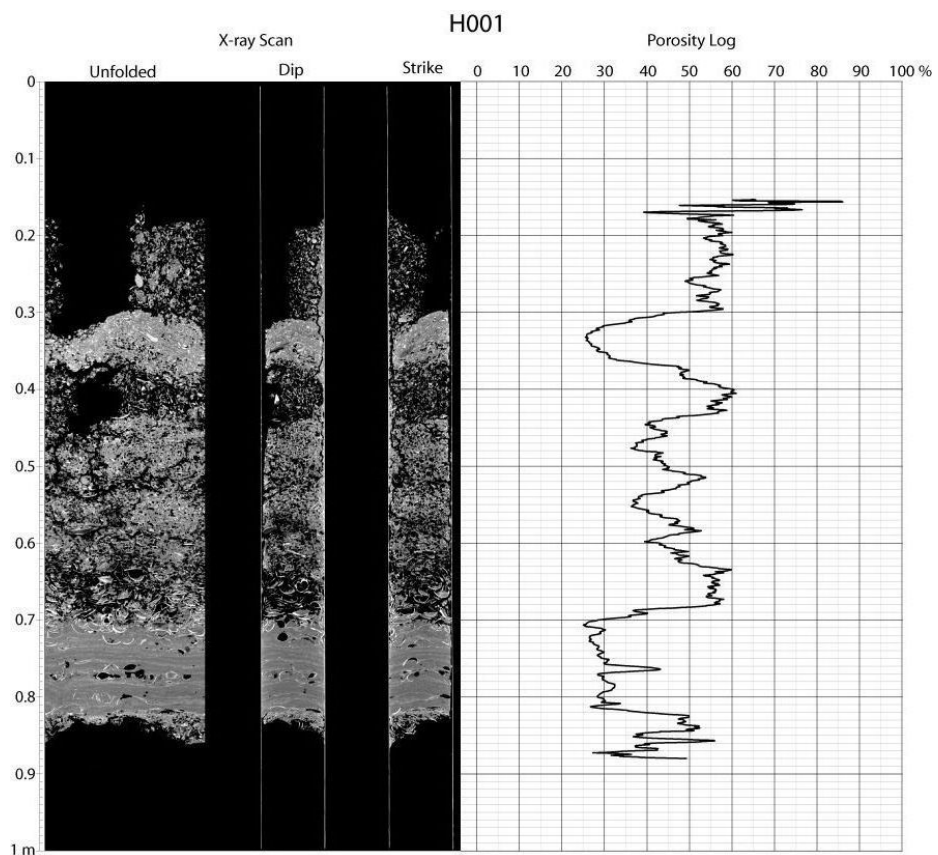
II.1	Caractéristiques des houles mesurées au pied des cheniers	48
II.2	Caractéristiques morphologiques dans bancs coquilliers de Vildé-Hirel . .	61
III.1	Caractéristiques de la campagne de prospection GPR	73
IV.1	Diamètre médian, indice de tri et masse volumique des trois échantillons sédimentaires	122
IV.2	Bornes des tamis utilisés pour l'étude des vitesses de chute de particules et diamètres médians associés	128
IV.3	Paramètres de l'ajustement aux moindres carrés de la courbe moyenne $D_{settlement}$ et des enveloppes à 2σ pour les particules bioclastiques et silico- clastiques	130
IV.4	Diamètres médians et indices de tri en fonction des diamètres de sédimen- tation	131
IV.5	Paramètres hydrodynamiques issus de l'analyse des profils de vitesse . . .	151
IV.6	Valeurs de perméabilité des sables bioclastiques	164
V.1	Caractéristiques des houles générées dans le canal pour différentes hau- teurs d'eau	196

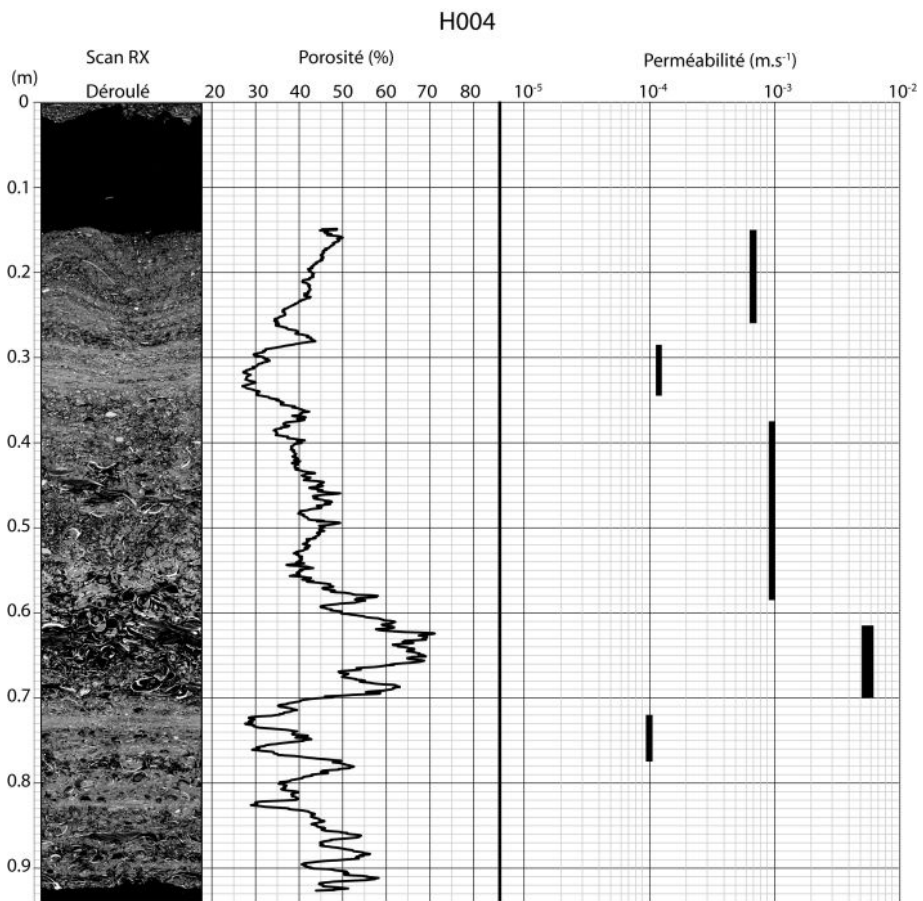
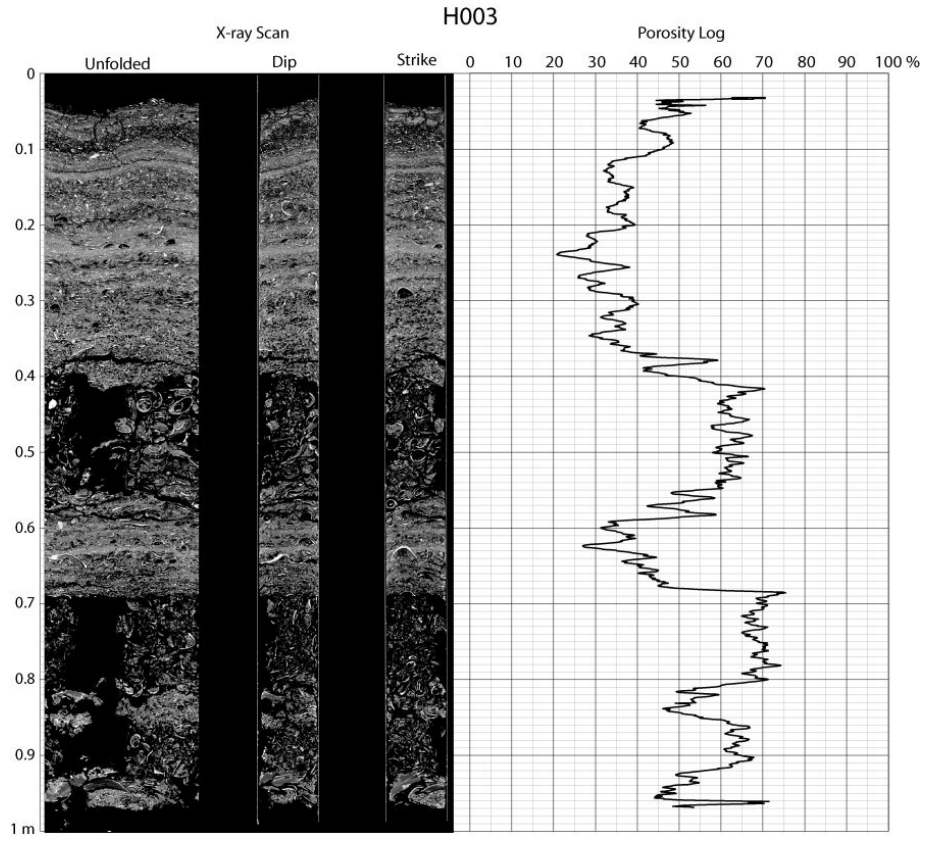
Annexe A

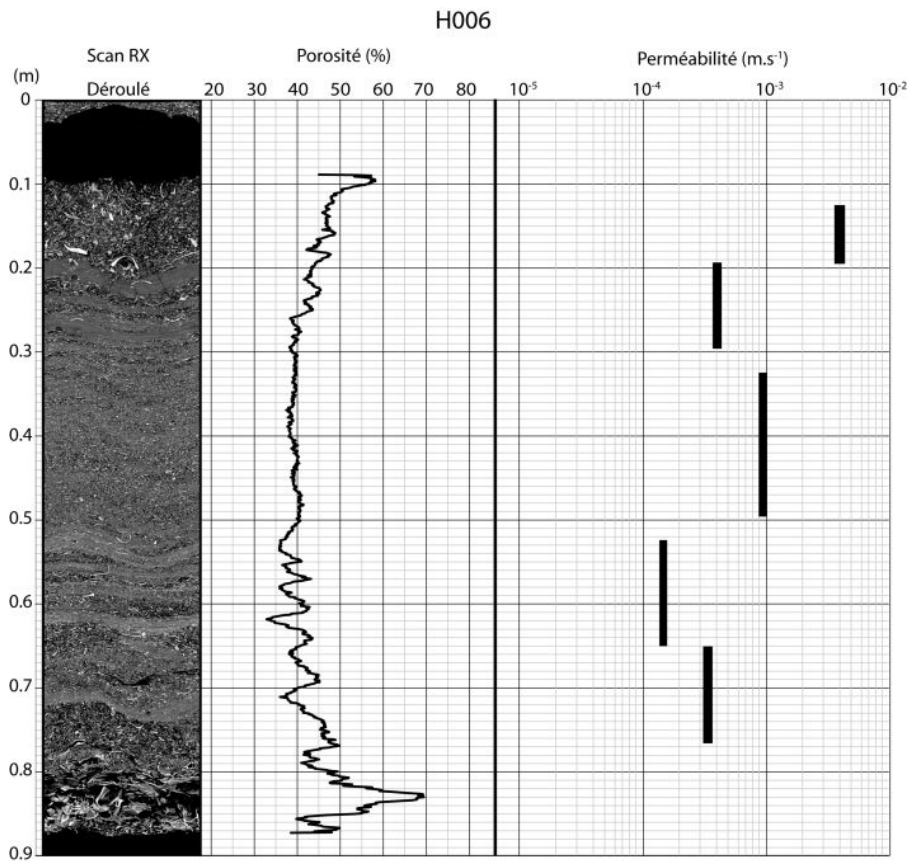
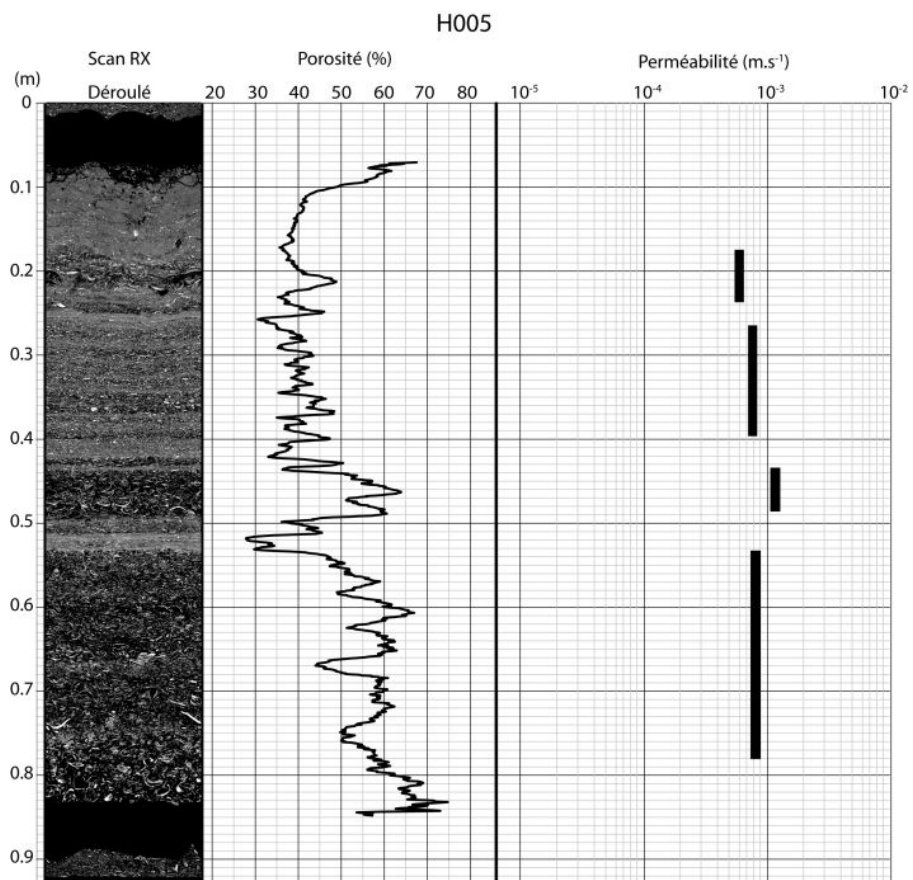
Images scanner et caractéristiques géotechniques des carottes sédimentaires

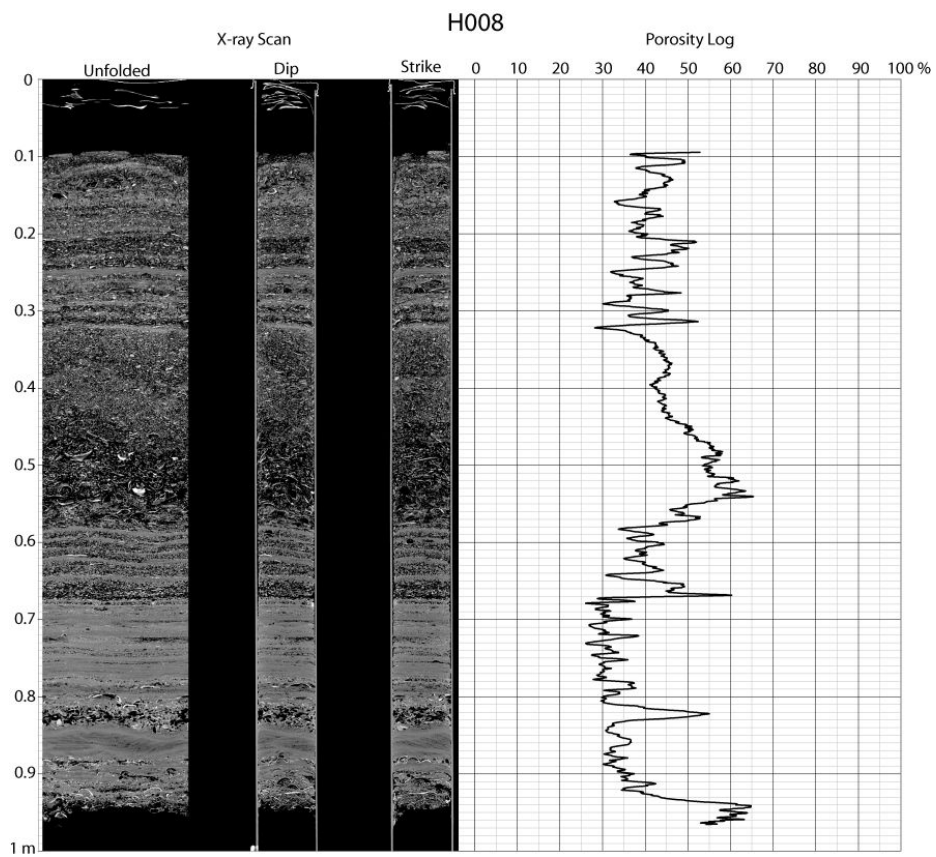
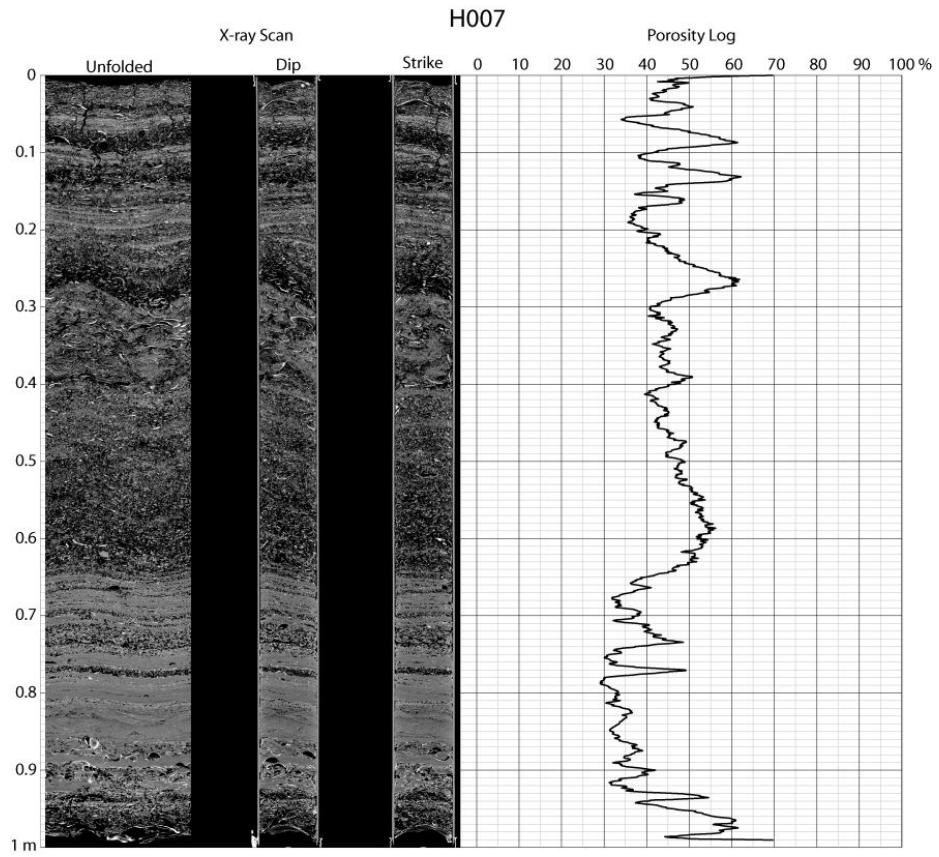
Nous donnons ici les images scanner et les résultats des analyses géotechniques (porosité et perméabilité) des 11 carottes sédimentaires prélevées sur le site de Vildé-Hirel, et localisées sur la Figure III.7. Les mesures réalisées sur chaque carotte pour déterminer la perméabilité, ainsi que les barres d'erreur, sont regroupées dans un tableau.

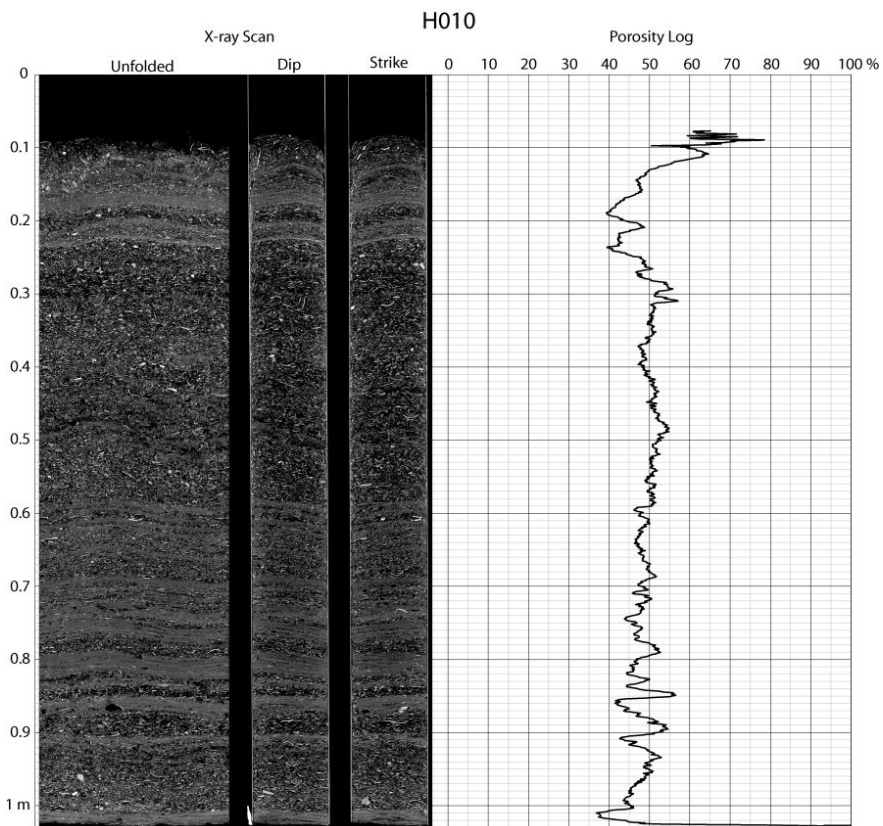
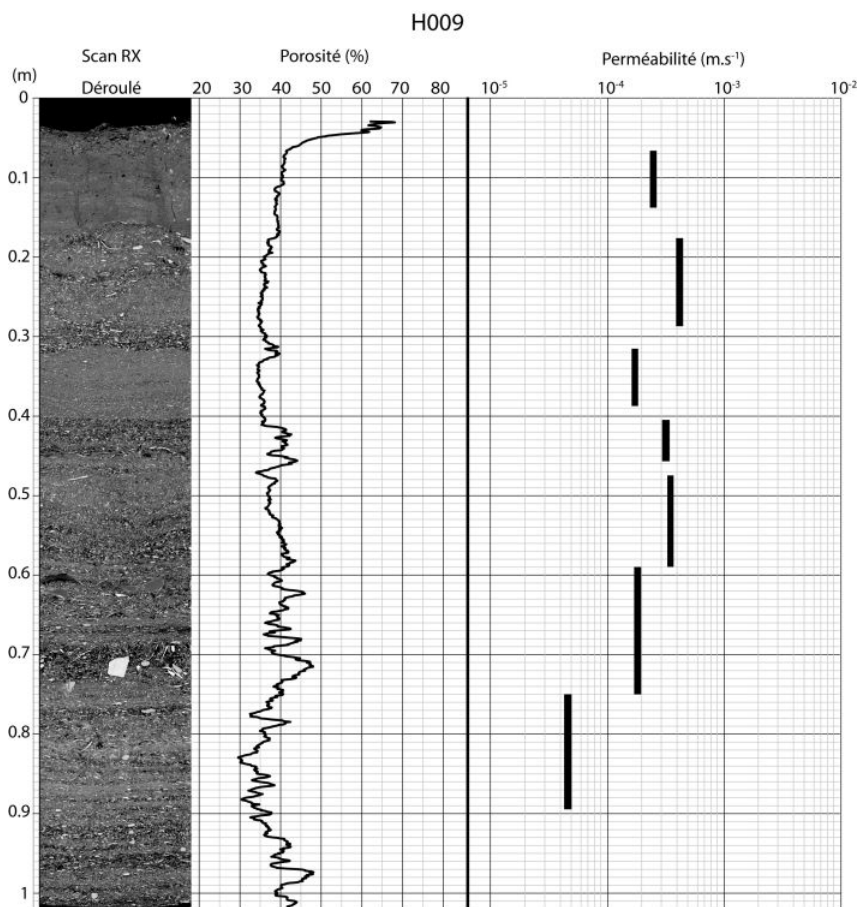
Les analyses de perméabilité n'ont pas été effectuées sur les carottes H001 et H003 car le sédiment a été fortement déstructuré lors du prélèvement, rendant toute mesure inutile. De même, les carottes H007 et H008 présentant un diamètre particulier n'ont pas pu être montées sur le perméamètre. La carotte H010 quant à elle, a dû être ouverte avant les mesures de perméabilité pour un échantillonnage en vue de datations.



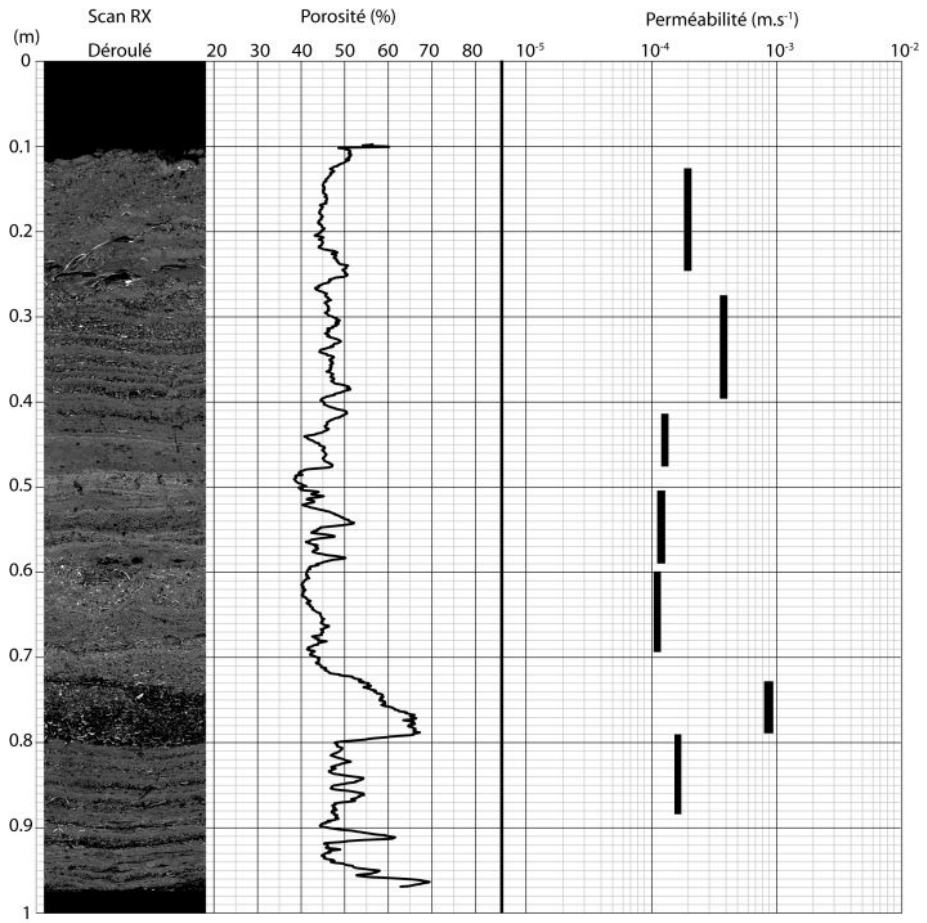








H011



H002					H004					H005				
		Erreur					Erreur					Erreur		
Long. (m)	0.89	0.001			Long. (m)	0.93	0.001			Long. (m)	0.92	0.001		
Diam. (m)	0.073	-			Diam. (m)	0.073	-			Diam. (m)	0.073	-		
A (m ²)	4.19E-03	-			A (m ²)	4.19E-03	dQ			A (m ²)	4.19E-03	dQ		
Q (m ³ /s)	4.99E-06	2.75E-07			Q (m ³ /s)	6.25E-06	3.52E-07			Q (m ³ /s)	1.35E-05	8.57E-07		
Re	1.19	-			Re	1.49	-			Re	3.23	-		
z (m)	L (m)	ΔH (m)	k (m/s)	dk (m/s)	z (m)	L (m)	ΔH (m)	k (m/s)	dk (m/s)	z (m)	L (m)	ΔH (m)	k (m/s)	dk (m/s)
0.120	0.05	0.03	1.99E-03	1.78E-04	0.155	0.10	0.22	6.79E-04	4.20E-05	0.180	0.05	0.27	5.97E-04	4.08E-05
0.170					0.255					0.230				
0.200	0.06	0.18	4.09E-04	2.53E-05	0.290	0.05	0.62	1.20E-04	7.10E-06	0.270	0.12	0.51	7.66E-04	5.10E-05
0.260					0.340					0.390				
0.290	0.09	0.07	1.65E-03	1.18E-04	0.380	0.20	0.31	9.63E-04	5.83E-05	0.440	0.04	0.11	1.17E-03	8.64E-05
0.380					0.580					0.480				
0.410	0.20	0.42	5.68E-04	3.32E-05	0.620	0.08	0.02	5.60E-03	6.01E-04	0.540	0.24	0.94	8.06E-04	5.29E-05
0.610					0.695					0.775				
0.650	0.04	0.20	2.39E-04	1.46E-05	0.725	0.05	0.67	1.00E-04	5.90E-06					
0.690					0.770									
0.710	0.06	0.38	1.91E-04	1.12E-05										
0.770														

H006					H009					H011				
		Erreur					Erreur					Erreur		
Long. (m)	0.89	0.001			Long. (m)	1.015	0.001			Long. (m)	0.96	0.001		
Diam. (m)	0.073	-			Diam. (m)	0.098	-			Diam. (m)	0.098	-		
A (m ²)	4.19E-03	dQ			A (m ²)	7.54E-03	dQ			A (m ²)	7.54E-03	dQ		
Q (m ³ /s)	9.52E-06	5.67E-07			Q (m ³ /s)	4.55E-06	2.48E-07			Q (m ³ /s)	6.06E-06	3.40E-07		
Re	2.27	-			Re	0.60	-			Re	0.80	-		
z (m)	L (m)	ΔH (m)	k (m/s)	dk (m/s)	z (m)	L (m)	ΔH (m)	k (m/s)	dk (m/s)	z (m)	L (m)	ΔH (m)	k (m/s)	dk (m/s)
0.130	0.06	0.04	3.90E-03	3.48E-04	0.070	0.06	0.15	2.48E-04	1.55E-05	0.130	0.11	0.45	1.99E-04	1.18E-05
0.190					0.130					0.240				
0.190	0.10	0.57	3.99E-04	2.49E-05	0.180	0.10	0.14	4.19E-04	2.62E-05	0.280	0.11	0.23	3.84E-04	2.36E-05
0.290					0.280					0.390				
0.330	0.16	0.39	9.33E-04	5.90E-05	0.320	0.06	0.21	1.74E-04	1.05E-05	0.420	0.05	0.31	1.30E-04	7.82E-06
0.490					0.380					0.470				
0.530	0.12	1.85	1.48E-04	9.03E-06	0.410	0.04	0.08	3.17E-04	2.18E-05	0.510	0.08	0.53	1.21E-04	7.15E-06
0.650					0.450					0.590				
0.650	0.11	0.75	3.34E-04	2.07E-05	0.480	0.11	0.19	3.51E-04	2.14E-05	0.590	0.10	0.71	1.13E-04	6.62E-06
0.760					0.590					0.690				
					0.590	0.16	0.53	1.83E-04	1.05E-05	0.735	0.06	0.05	8.84E-04	6.81E-05
					0.750					0.790				
					0.750	0.14	1.84	4.60E-05	2.58E-06	0.790	0.09	0.44	1.64E-04	9.76E-06
					0.890					0.880				

Pour chaque carotte est spécifié en entête sa longueur (Long.), son diamètre (Diam.), l'aire de sa section (A), le débit (Q) et sa barre d'erreur, ainsi que le nombre de REynolds en milieu poreux (Re). L'erreur de 0,001 correspond à la barre d'erreur de 1 mm qui est systématiquement appliquée à toute mesure de longueur ou de hauteur (distance entre les prises de pression, perte de charge,...).

Les mesures de perte de charge (ΔH) sont effectuées entre deux prises de pression à la position z de la carotte (l'origine étant le sommet de la carotte) et espacées d'une longueur L. k est la perméabilité calculée à partir de la loi de Darcy, et dk est la barre d'erreur calculée.

Annexe B

Modélisation en canal à houle - Photographies non interprétées

Nous présentons les photographies non interprétées de l'évolution du chenier expérimental au cours du cycle de fluctuations du niveau d'eau moyen dans le canal à houle (Chapitre 5). Chaque image est référencée d'un numéro correspondant à une phase du cycle (Fig. V.18).

Le chenier s'étend sur deux panneaux du canal, et les images présentées sont donc le résultat d'un montage de deux photographies. Le fond du canal a été masqué par un calque blanc. Le niveau d'eau statique est représenté d'un trait bleu horizontal.





Annexe C

Article publié dans *Earth Surface Processes and Landforms*

Cet article, intitulé « *Hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers* » a été publié en ligne dans *Earth Surface Processes and Landforms* en Juin 2010. Il reprend les résultats présentés dans le Chapitre 4 de cette thèse.

Hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers

Pierre Weill,* Dominique Mouazé, Bernadette Tessier and Jean-Claude Brun-Cottan

Laboratoire M2C, Université de Caen-Basse Normandie, UMR CNRS/INSU 6143, Caen, France

Received 15 December 2008; Revised 14 January 2010; Accepted 25 January 2010

*Correspondence to: Pierre Weill, Laboratoire M2C, Université de Caen-Basse Normandie, UMR CNRS/INSU 6143; 2-4 rue des Tilleuls, 14000 Caen, France.
E-mail: pierre.weill@unicaen.fr

ESPL

Earth Surface Processes and Landforms

ABSTRACT: Cheniers from Mont-Saint-Michel bay (France) are coarse shelly sand ridges migrating on the mudflat up to the salt marshes where they accumulate and merge in a littoral barrier. In this macrotidal setting and low wave forcing, the cheniers are rarely submerged. However, they are found to move up to several metres during coincidence of spring tide and wave activity. Their processes of migration, morphology and internal structure (composition of the beddings, grain size, sorting and grain arrangement) are thought to be closely related to the hydrodynamic behaviour of the coarse and shelly sediment.

This paper focuses on the hydrodynamic behaviour of bioclastic sand sampled from the cheniers: settling velocities of the shell fragments were measured using a 2 m long sedimentation tube. Thresholds of motion under unidirectional current, velocity and turbulence vertical profiles were characterized in a small recirculating flume using Laser Doppler Anemometry (LDA).

The flat-shaped bioclastic particles feature low settling velocities and reveal a good resistance to the re-suspension effect of the flow when imbricated in a sediment bed. The shear stress in the bottom boundary layer has been measured in the viscous and log sub-layers. Nikuradse roughness heights (k_s) for shell debris beds of different sizes have been quantified. It is found that $k_s \approx 2.56d_{50}$. This value is close to the ones used for classic rounded sand grains despite their major differences of shape.

The dual behaviour of the shell fragments (low settling velocity, good resistance to unidirectional flow) should be considered as a key to understanding how this coarse material is transported across the tidal flat, and finally accumulated as cheniers. Further flume experiments including wave activity and tidal fluctuations are necessary to better quantify these complex processes.
Copyright © 2010 John Wiley & Sons, Ltd.

KEYWORDS: bioclastic sand; flume experiments; roughness; settling velocity; threshold of motion

Introduction

The southern coast of Mont-Saint-Michel bay (Brittany, France) is bordered by a coarse, shelly coastal barrier fringing the edge of the tidal flats. The present-day sedimentary infilling of the embayment driven by asymmetric tidal currents induces a progradation of the salt marshes. The waves, reworking the seafloor of the tidal flats, sort and concentrate coarse sand, bioclastic debris and whole shells in sheets. Due to the large tidal range (up to 14 m at spring tides), these shelly sheets migrate across the tidal flat, evolving on the upper flat in shore parallel elongated banks (Bonnot-Courtois *et al.*, 2004). Stratigraphically, the last progradational sediment wedge (i.e. from 2300 years BP) of the embayment is episodically interrupted by such shell banks anchored in a silt- to mud-dominated succession (L'Homer *et al.*, 2002). This configuration is in good agreement with the definition of cheniers given by Otvos and Price (1979). Several studies focus on the genesis of cheniers from a stratigraphic or a morphodynamic point of view (e.g. Augustinus, 1989; Neal *et al.*, 2002; Ruiz *et al.*, 2005), but very few try to quantify the transport and behaviour of the coarse particles that compose modern cheniers.

There has been a paucity of research examining the hydraulic characteristics of heterogeneous bioclastic sediments (Kench and McLean, 1996). Numerous studies have focused on the critical shear stress or velocity of fluid flow that cause the inception of grain motion. A comprehensive review of these data was presented by Miller *et al.* (1977). Only a limited number of these investigations have examined the entrainment of non-quartz sands, and over a limited range of Reynolds numbers or particles sizes. In most studies, the carbonate particles are derived from reef-dwelling organisms: Smith and Chueng (2002, 2004) examined the settling behaviour of natural and sieved calcareous sand samples, and the initiation of motion under unidirectional flow. They showed that critical bottom shear stresses over irregular particles are higher than the Shields curve in the hydraulically smooth flow regime, and lower in the rough turbulent flow regime. Prager *et al.* (1996) derived critical shear velocity values of carbonate grains from surface flow velocities measured using small floats. Over a poorly sorted sediment, they stated that a complex boundary layer may exist where fine grains are not only physically trapped behind coarser grains, but also lie within a zone of lower shear stress intensity on the sediment bed. However, there is no study of bioclastic sand

entrainment threshold including a careful inspection of the boundary layer to provide information on the effects of bed roughness induced by such irregular particles.

Concerning shelly bioclastic material, Allen (1984) studied settling behaviour and entrainment of whole bivalve shells. He shows that the low symmetry and marked concavo-convexity of disarticulated bivalve shells largely determine their settling behaviour and threshold of entrainment. The convex-up position of separated bivalve shells resting on a rigid bed is highly stable under unidirectional current. Berthois (1965) measured settling velocities of fragments of lamellibranches dredged on the continental shelf. He emphasized on the importance of the large drag surface of shell fragments in the sediment hydrodynamic behaviour. Paphitis *et al.* (2002) investigated threshold of motion for shell ashes of two different species and different sizes under unidirectional current. They provide useful information and discussion about initiation of motion and sediment settling velocity. However, this study did not cover the range of sediment sizes that usually compose shelly cheniers, and no consideration of bed roughness was made.

The aim of this paper is to improve the understanding of hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand under unidirectional current. This experimental study is two-fold: (i) a sediment analysis to estimate settling velocities of particles; (ii) a current flume experiment to quantify bed roughness and threshold of sediment motion, through a careful inspection of the boundary layer using Laser Doppler Anemometry (LDA).

Sediment Analysis

Sediment composition and sieve size distribution

Sediment samples collected on the cheniers of Mont-Saint-Michel bay consist of a mixture of heterometric shell debris and fine siliclastic sand (Figure 1) reworked by waves and currents from the tidal flat. Shell debris are plate-shaped, curved and angular; they offer a large lift surface to the flow. Fine siliclastic sand is mainly composed of sub-rounded quartz grains and heavy minerals. Sediment samples were dried, weighed and sieved in a vibrating column. Grain-size analysis revealed a strong bimodal distribution (Figure 2, M_{raw}). The finest mode is mainly represented by the siliclastic sand and a fine shell ash (including foraminifera). The coarsest mode is mostly composed of shell fragments (Figure 1), with a very small proportion of siliclastic gravels (less than 1%).

To improve our comprehension of the hydrodynamic behaviour of the natural sediment mixture, different sediment compositions have been analysed: (i) the raw sediment, M_{raw} ;

(ii) the coarse bioclastic mode, M_{coarse} ; (iii) the fine siliclastic mode, M_{fine} . The coarse bioclastic fraction has been also divided into five sieve size samples: 0.63–0.8 mm, 0.8–1.25 mm, 1.25–2 mm, 2–3.15 mm and 3.15–5 mm, named S_{63} , S_{80} , S_{125} , S_{200} and S_{315} , respectively. The few siliclastic gravels found in the sediment are not investigated in terms of hydraulics (except for settling velocity), as this fraction is too small to be representative of the natural sediment behaviour.

Sorting of the three sediment samples M_{raw} , M_{coarse} , M_{fine} , are calculated using the Trask (1930) index:

$$S_0 = \sqrt{\frac{d_{75}}{d_{25}}} \quad (1)$$

This index is equal to one for a perfectly sorted sample, and increases as the sorting decreases.

Characteristics of the raw sediment (M_{raw}) and the two modes (M_{coarse} and M_{fine}) are summarized in Table 1. Their weight distribution curves are plotted in Figure 2. It appears that the raw sediment M_{raw} is well sorted using the classification of Trask ($1.25 < S_0 < 2.5$). Consequently, the two separated modes (M_{coarse} and M_{fine}) are also well sorted.

Sediment settling velocity

As suggested by Komar and Clemens (1986), the equivalent settling diameter is more representative of irregular grains shape and hydrodynamic behaviour than the commonly used sieve diameter. To obtain a representative equivalent grain size for each sediment sample, settling velocities of bioclastic and siliclastic particles are measured inside a 2 m long sedimentation tube. Coarse siliclastic particles are not representative of the natural sediment composition (less than 1% in weight). Their settling velocities are however measured to be compared with bioclastic particles of the same sieve size, and to investigate shape effects on sedimentation velocity.

For each sieve size class obtained from the sieve analysis, settling velocities of 80 to 100 particles were measured using stroboscopic photographs: a given particle is released from the top of the water column with a zero initial velocity. When its steady state velocity is reached, a photograph is taken during two seconds (exposure time) under a 5 Hz stroboscopic lighting. The final image displays 10 successive positions of the particle, separated by a 0.2 second time lap.

By measuring the distance between each position, the particle settling velocity is inferred with good precision. Settling velocities are converted in equivalent settling diameters (D_{settling}) using the Gibbs *et al.* (1971) equation (Figure 3A):

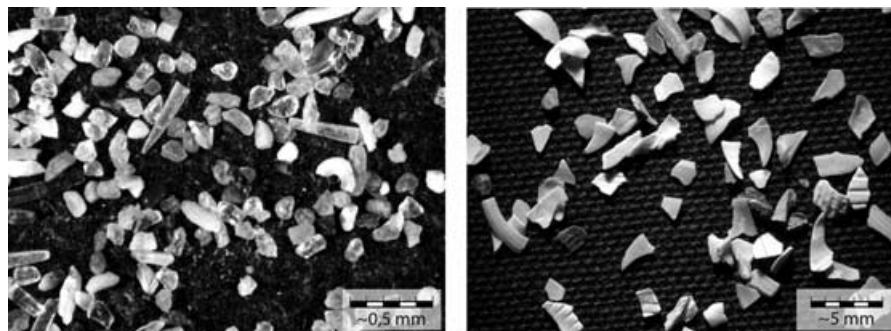


Figure 1. Left: Photograph of the fine siliclastic sand (0.1–0.125 mm sieve fraction) showing rounded quartz grains and sponge spicules. Right: Photograph of the shelly sediment (1.25–3.15 mm sieve fraction); the bioclastic particles are flat, slightly convex and angular.

$$D_{\text{settling}} = \frac{A_1 w_s^2 \rho_f + \sqrt{A_2 w_s^4 \rho_f^2 + [g(\rho_s - \rho_f)][A_3 v \rho_f w_s + A_4 w_s^2 \rho_s]}}{g(\rho_s - \rho_f)} \quad (2)$$

where $A_1 = 1.116 \times 10^{-1}$, $A_2 = 1.246 \times 10^{-2}$, $A_3 = 1.180 \times 10^{-2}$, and $A_4 = 3.482 \times 10^{-4}$

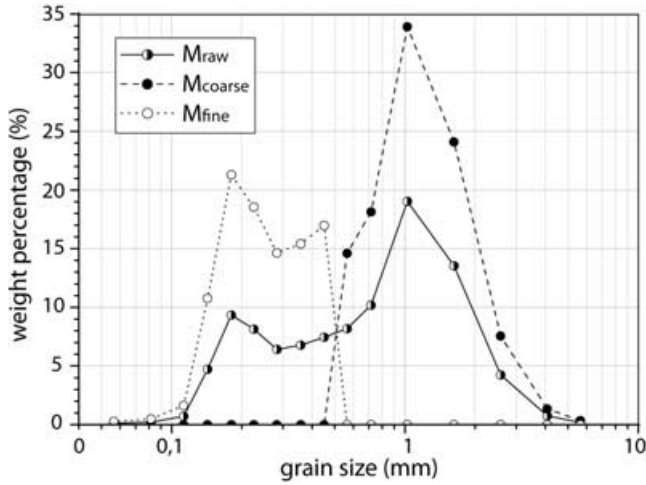


Figure 2. Sieve size distribution in weight percentage of sediment samples: M_{raw} , M_{coarse} and M_{fine} .

Table I. Median grain sieve size and sorting index, equivalent median diameter and sorting index, and density of the three sediment samples

Sediment samples	d_{50} (mm)	S_0	d_{50} settling (mm)	S_0 settling	ρ (kg m ⁻³)
M_{raw}	1.24	1.81	0.48	1.23	2675.5
M_{coarse}	1.55	1.45	0.52	1.16	2711.5
M_{fine}	0.28	1.40	0.25	1.18	2603.9

To validate the experimental procedure and data processing, settling velocities of glass beads were measured (Figure 3B). Glass beads are industrially processed spheres, extremely well sorted (Trask sorting index $S_0 \approx 1.06$). It appears that the data fit well on a $y = x$ curve, confirming that the Gibbs formulae works well for spherical particles larger than 1 mm.

The two datasets obtained from the settling experiments (on bioclastic and siliclastic particles) follow roughly a power law (Equation 3) with a n coefficient value smaller than one (Table II and Figure 3A):

$$D_{\text{settling}} = D_0 \left[1 + \alpha \left(\frac{D_{\text{sieve}}}{D_0} - 1 \right)^n \right] \quad (3)$$

An initial D_0 diameter is introduced to force D_{settling} value to be equal to a $D_{\text{sieve}} = D_0$ value. It is assumed that particles having a diameter value smaller than D_0 have a settling velocity governed by the Stokes law. The 63 μm particle diameter, which is the upper size limit of the fine grained sediment (Wentworth, 1922), corresponds also to the limit below which the Stokes law can be applied in water with a particle true density value of 2.6 (Brun-Cottan, 1986). Thus, the D_0 value is set to 63 μm . Values of α and n are calculated for the two datasets following the least square regression method (Table II). We obtain a formulation of D_{settling} as a power law function of D_{sieve} . Two envelope functions that contain 2σ (-1σ , $+1\sigma$) of the dataset are calculated. The corresponding parameters (α , n) are reported in Table II, and envelopes plotted in Figure 3(A).

We define a parameter $p = 0.4547(A^{1/2}/V^{1/3})$, which gives an indication of the flatness of the settling particles. Its minimum value is for spherical particles ($p = 1$). Thus, for $p = 1$, the n value of the proposed function (Equation 3) is $n = 1$. The p value increases as particles become more flat.

Bioclastic particles have smaller D_{settling} values than siliclastic grains. The siliclastic power law fit ($n = 0.7$, Table II) is above the one for bioclastic particles ($n = 0.4$), and closer to the $D_{\text{settling}} = D_{\text{sieve}}$ curve.

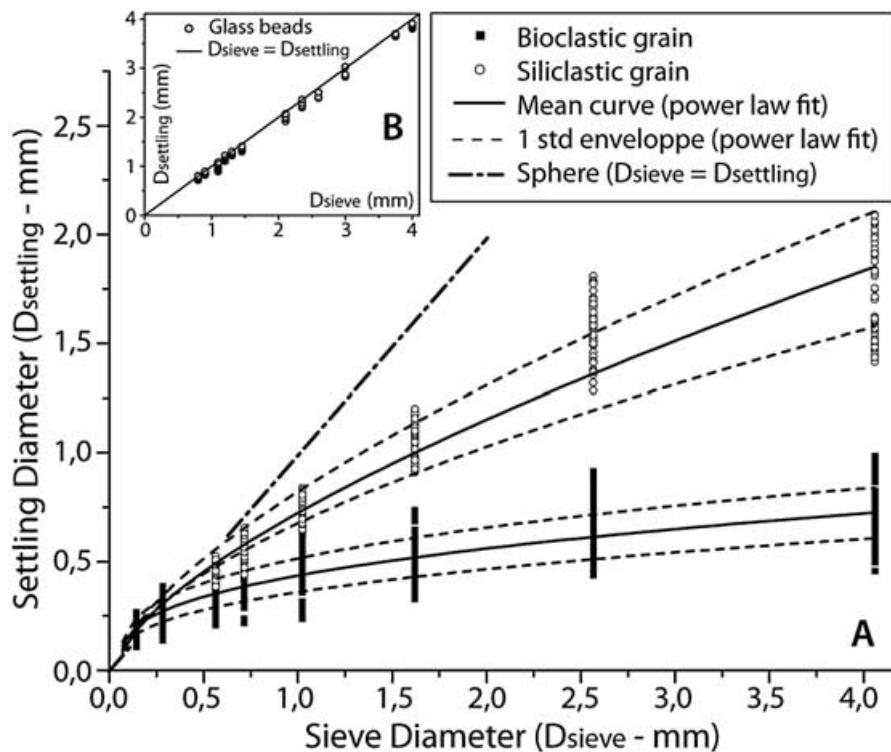
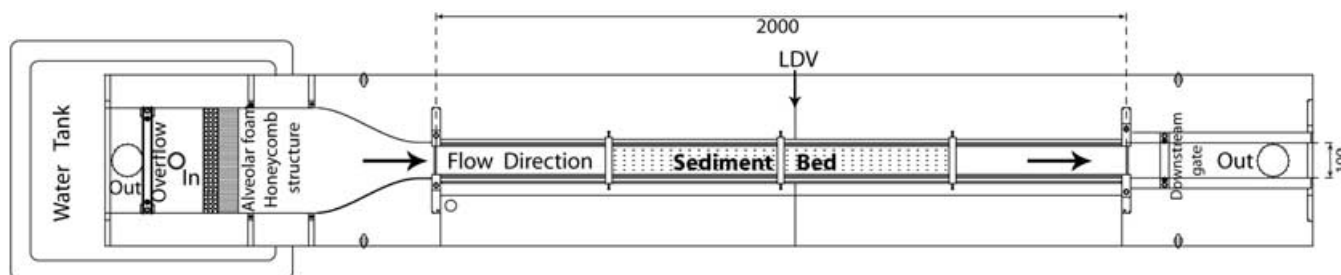


Figure 3. (A) Relationship between sieve and settling diameters of bioclastic and siliclastic particles. (B) Assessment of the experimental procedure by measuring the settling diameters of glass spheres.

Table II. Fit parameters of the least square regressions for the mean D_{settling} curves and the 2σ envelopes for siliclastic and bioclastic particles

Parameter	Siliclastic			Bioclastic		
	-1σ	Mean	$+1\sigma$	-1σ	Mean	$+1\sigma$
D_0 (mm)	0.063	0.063	0.063	0.063	0.063	0.063
α	1.83	1.65	1.92	1.53	2.05	2.63
$err_ \alpha$	± 0.35	± 0.06	± 0.71	± 0.18	± 0.06	± 0.29
n	0.62	0.69	0.68	0.42	0.39	0.37
err_n	± 0.05	± 0.01	± 0.10	± 0.04	± 0.01	± 0.03
R^2	0.98	0.92	0.94	0.97	0.79	0.97

**Figure 4.** Plan view of the recirculating flume and position of the measurement device (LDV). All dimensions are in millimetres.

A rough size measurement of the analysed particles shows that bioclastic particles are more flat than siliclastic ones. For siliclastic particles, p values lie between 1.05 to 1.2. For bioclastic particles, p values lie between 1.4 to 2. This explains why the bioclastic curve is below the siliclastic one and so why the n value for bioclastic particles is smaller than the one for siliclastic particles.

The larger the sieve diameter and n value are, the bigger is the difference between D_{settling} and D_{sieve} . Thus, for the largest particles, the increase of the drag force, mainly due to their surface area, partially balances the increase of the gravity force.

The D_{settling} values for the small sieve sizes of bioclastic particles are close to other experimental results (Paphitis *et al.*, 2002) using similar shelly material. Paphitis *et al.* (2002) used shell fragments smaller than 0.78 mm. As stated by Smith and Cheung (2003), particle shape shows an increasing influence on the settling velocities with increasing Reynolds number.

For sediment samples M_{raw} , M_{coarse} and M_{fine} , mean particle diameter d_{50} (sieve and settling) and their sorting index S_0 were calculated. Values are reported in Table I. It appears that mean settling diameters are smaller than mean sieve diameters, and sorting indexed are also smaller (sediment better sorted) when calculated using settling diameters. Some physical arguments can explain these differences: the flat shape of shell debris offers a large surface to the flow, which increases the surface drag force and reduces particle settling velocity. This effect is clearly visible in Figure 3(A) showing that the curve tends to straighten out when D_{sieve} increases. As one can expect, this shape effect increases when p value increases (bioclastic debris are more flat than siliclastic grains). Despite their coarse size, bioclastic particles are more likely to be kept in suspension in a turbulent flow compared to similar size siliclastic sands.

Unidirectional Current Flume Experiments

Settling velocity measurements revealed that, in terms of equivalent settling diameter, the sediment sampled on the

cheniers (M_{raw}) is well sorted. Resistance to a unidirectional flow of the three different sediment samples (M_{raw} , M_{coarse} , M_{fine}) and the five sieve sorted bioclastic particles from M_{coarse} (S_{63} to S_{315}) has been investigated in a flume.

Experimental procedure

Experiments were conducted in a steady-flow, 200 cm \times 10 cm \times 25 cm recirculating flume (Figure 4). The flow velocity is adjusted by a valve and by upstream and downstream water gates to create a free surface slope and to control the water depth. Alveolar foam and a honeycomb-like structure are placed at the outflow to ensure a laminar flow.

Sediment samples were recessed between two wedges, and positioned at the centre of the flume. The sediment bed is 1 m long and 2.5 cm thick. The water-saturated loose sand is placed in the flume and levelled carefully at the same height as the wedges. It is then slowly flooded, and a current is generated when the desired water depth (H) is reached.

Laser Doppler Velocimetry (LDV) was used on back-scatter mode to characterize the turbulent boundary layer by measuring the flow velocity and turbulent intensity profiles above the bed. The LDV system operates on the differential Doppler principle (Durst *et al.*, 1981). The key component is a pair of crossing laser beams produced by splitting the beam from a single argon-ion laser (Spectra-Physics Series 2000). When the two coherent laser beams intersect, they form an interference fringe pattern. The region where the beams cross is called the measurement volume and here is about $150 \mu\text{m}^3$. A photo detector receiving the signal records the frequency of the reflected light, from which the velocity of the particle can be determined. Assuming the seeding particles are small and have the same velocity than the fluid, the fluid velocity can be determined. Here, horizontal and vertical velocities were recorded using respectively a green (514.5 nm) and a blue (488 nm) pair of laser beams.

The LDV system has a very good spatial resolution: vertical profiles were sampled using a vertical step of 0.1 mm in the first millimetre above the bed, of 1 mm for the first centimetre

and of 1 cm for the rest of the water column. The rate of validated data acquisition is about 60 Hz in coincidence mode. The measurement system was positioned one metre (x) downstream of the converging entrance section. It satisfies the Gressner's condition for fully developed flow [$x/(4R) \geq 60$], according to the hydraulic radius R of the flume (Nezu and Rodi, 1986). The optics were rotated so that the two single-colour beams (green and blue) were parallel to the flume bed. The velocities measured were thus at $\pm 45^\circ$ to the horizontal direction. This beam configuration allows measurements very close to the bed.

Interpretation of the shear stress values in the studied water column requires that: (i) the flow is at steady state during the measurement periods and (ii) that horizontal variation of velocity profiles are small at the scale of the studied processes. The two-dimensionality of the flow was checked by recording the flow velocity along the channel at heights of 1, 2 and 3 cm below the water surface, using LDV. Flow velocity time series and their Fourier transforms were carefully inspected. These measurements showed that the local mean streamwise velocity varied by less than 3% 10 cm upstream and downstream of the test section. This slight divergence from strictly uniform flow conditions was considered sufficiently small to be ignored for the purposes of the present experiments.

Measurements with resistive probes indicated that maximum fluctuations in water surface elevation are ± 0.3 mm. These disturbances resulted from high-frequency surface waves generated by wall effects.

Flow velocity and turbulence measurement in the boundary layer

The instantaneous horizontal and vertical velocity values (u , w) are filtered at three standard deviations and separated into a mean velocity (\bar{u} , \bar{w}) and a turbulent fluctuation (u' , w'):

$$u = \bar{u} + u'; \quad w = \bar{w} + w' \quad (4)$$

From this velocity decomposition, the total shear stress, which is the sum of the viscous and the Reynolds (turbulent) stresses is calculated:

$$\tau_{\text{total}} = \underbrace{\mu \frac{\partial u}{\partial z}}_{\tau_{\text{viscous}}} - \underbrace{\overline{\rho u' w'}}_{\tau_{\text{turbulent}}} \quad (5)$$

The bottom shear velocity u^* (or friction velocity), is defined by dimensioning τ_{total} as a velocity:

$$u^* = \sqrt{\frac{\tau_{\text{total}}}{\rho}} \quad (6)$$

where ρ is the water density. The structure of the boundary layer depends on the hydraulic regime of the flow, defined by the grain Reynolds number:

$$\text{Re}^* = \frac{u^* k_s}{\nu} \quad (7)$$

where k_s is the Nikuradse roughness length (Nikuradse, 1933) and ν the kinematic viscosity of the water. The Nikuradse equivalent roughness is a representation in one dimension (a length) of a complex three-dimensional topography and grain arrangement. For an even flat bed and homogeneous sediment, k_s can be correlated to a grain size D , which has a more intuitive meaning. Thus k_s is used in this study to avoid any

assumption on a relationship between a shell debris bed roughness and the bioclast sizes. As it is detailed further, k_s is estimated from the velocity profiles in the boundary layer, and afterwards compared to a mean characteristic length of the bioclastic sediment.

If $\text{Re}^* \leq 5$, the flow is said to be 'hydraulically smooth' and roughness length is smaller than the height of the viscous sub-layer. If $\text{Re}^* \geq 65$, the flow is 'hydraulically rough'. The turbulent wakes created by the flow over the rough bed have a large vertical extension, which prevent the establishment of a laminar flow close to the bed.

If $5 \leq \text{Re}^* \leq 65$, the flow is said to be 'transitional' and roughness length is about the same size as the viscous sub-layer. The laminar sub-layer is intermittently dislocated by turbulent bursts. The vertical velocity distribution is more complex and still poorly predicted (Le Roux, 2004).

The classical linear formulation of the velocity profile into the viscous sub-layer is:

$$\frac{u}{u^*} = \frac{u^* z}{\nu} \quad (8)$$

For the logarithmic layer, several equations are used, depending on the flow regime. For hydraulically smooth flow, Prandtl's law of the wall gives:

$$\frac{u}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{u^* z}{\nu} \right) + B_{\text{smooth}} \quad (9)$$

where κ is the von Karman constant (≈ 0.4), and B_{smooth} a constant equal to 5.3.

Over a rough bed (Dyer, 1986):

$$\frac{u}{u^*} = \frac{1}{\kappa} \ln \left(\frac{z}{k_s} \right) + B_{\text{rough}} \quad (10)$$

where k_s is the Nikuradse roughness length and B_{rough} a constant equal to 8.5.

It is assumed that there is a linear relationship between k_s and the zero-level velocity (z_0), which is defined as the intercept of the log layer with the z -axis (when the velocity is null). This relation appears implicitly within the formulation of the constant B_{rough} , that is $k_s = 30z_0$ (Dyer, 1986).

When the flow is transitional, the viscous sub-layer is partially altered by the presence of roughness. Both bluff-body form drag and viscosity influence the near-wall flow, and log regions of mean velocity profiles depend on both u^*/ν and k_s (Ligrani and Moffat, 1986). Thus Equation 10 for rough flow applies, excepted that B is no longer a constant, but is defined as a function of the grain Reynolds number (Bridge and Bennett, 1992):

$$B_{\text{trans}} = 7.34 + 3.9 \log \left(\frac{u^* k_s}{\nu} \right) - 1.77 \left[\log \left(\frac{u^* k_s}{\nu} \right) \right]^2 \quad (11)$$

The numerical coefficients have been empirically determined from the Nikuradse's (1933) sand grain data (Bridge and Bennett, 1992).

Twenty-nine experiments were carried out with different sediment samples and various water discharge rates. The fluid velocity was initially set to a small value; this value was increased incrementally until general bedload was observed. Between each step, a flow velocity profile was measured through the whole water height. For each velocity profile, the boundary layer is carefully inspected and the experimental data are compared to the theoretical equations of the logarithmic layer to determine the bottom shear velocity (u_{log}^*), and the Nikuradse roughness length (k_s). For hydraulically

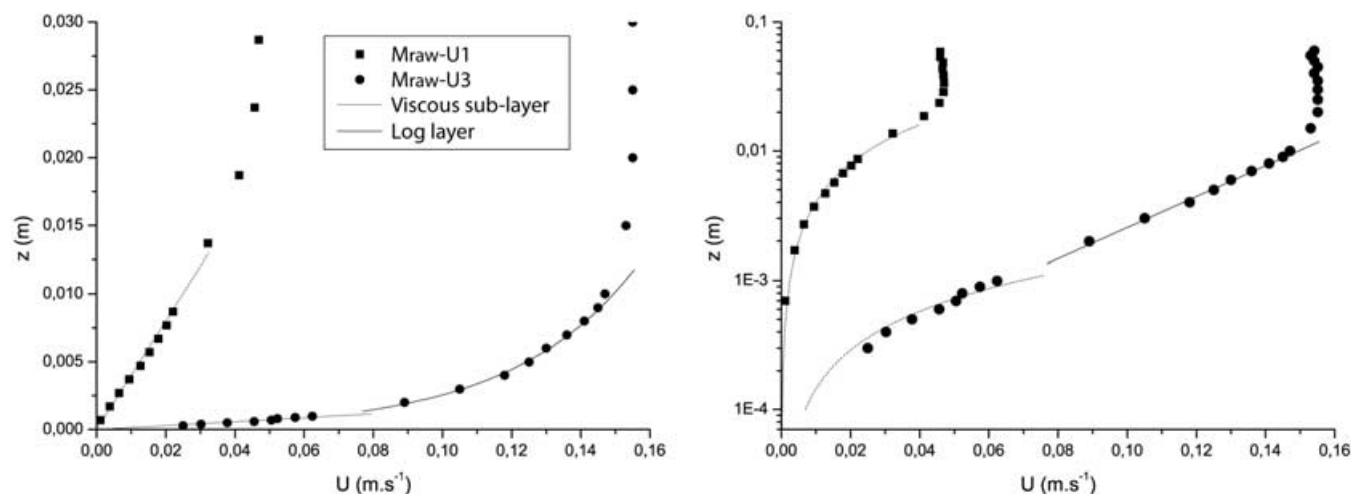


Figure 5. Velocity profiles across the water column for the raw sediment (M_{raw}) at two flow velocities, below (U1) and at (U3) the threshold of motion. The vertical axis is plotted either on a linear (left) and logarithmic scale (right). Dashed and solid lines show the fit of the viscous and log layers, respectively.

transitional flow, u^* values are calculated considering both the viscous sub-layer (Equation 8) and the law of the wall (Equations 9 and 10), and compared as suggested by Afzalimehr and Anctil (2001). Thickness of the viscous or roughness sub-layer, denoted $\varepsilon(\nu)$ and ε , respectively, are measured when possible for each experiment.

Figure 5 shows two representative velocity profiles above the raw sediment bed (M_{raw} -U1 and M_{raw} -U3), in linear (left) and logarithmic (right) scales. The linear scaled plot shows intentionally only the first 3 cm above the bed, so the sub-layer can be more easily observed. The log scaled plot shows the whole water depth. It illustrates the curve fitting of the viscous sub-layer equation (Equation 8) and the law of the wall (Equations 9 and 10).

The two calculated bottom shear velocities (u_{viscous}^* and u_{log}^* ; Table III) are on the same order of magnitude, but show some differences, especially when the flow velocity is low. Experimental parameters are reported in Table III.

Exposing the sediment bed to a current prior to the establishment of incipient motion arises the problem of bed armouring and pre-threshold velocity exposure time, quantified by Paphitis and Collins (2005) for a quartz grain sand. During our pre-threshold velocity tests, there can be a low intermittent motion of some unstable grains relocating themselves to more streamlined positions. We do not consider this phenomenon as initiation of motion. Critical velocities are considered when a small amount of particles move continuously through time as bedload over the whole bed surface area.

Paphitis and Collins (2005) showed that bed exposure to pre-threshold velocities increases the required critical shear velocity to set the sediment in motion. The threshold velocity increase factor varies with increasing exposure time, and increasing pre-threshold velocity. For a bed exposure velocity of 70% of the threshold velocity value, the latter can be increased by a factor 1.05 as soon as after 10 minutes of exposure time. The increase factor reaches an asymptotic value close to 1.07 after 100 minutes of exposure time.

During our experiments, pre-threshold velocity values were never greater than 60% of the threshold values. Considering the data of Paphitis and Collins (2005), bed armouring effect would not increase critical velocity values by a factor more than 1.05, and essentially during the first 10 minutes.

For the different mixtures studied, pre-threshold exposure times can eventually vary. However, the duration of exposure was always more than 40 minutes. After this time lap, we

consider that the sediment bed is stabilized. Beyond this exposure time, the threshold velocity increase factor does not vary significantly (less than 1%). Thus we can state that exposure time effects over the different mixtures are similar, and that the different experiments are comparable.

In Figure 6 are plotted the velocity profiles of all the experiments reported in Table III. Figure 7 shows only viscous, turbulent and total stress profiles for experiments at the critical velocity for sediment motion. It shows the evolution of the boundary layer as the current velocity is increased, over different sediment sizes and mixtures. The very good spatial resolution of the LDV allows the thinning down of the viscous sub-layer and the development of the logarithmic layer to be observed.

The total thickness of the boundary layer varies between 1 and 5 cm depending on the current velocity and the bed roughness. Thickness values of the boundary layer (δ) are reported in Table III. The larger the discharge rate and the bed roughness are, the more developed is the boundary layer. The logarithmic layer is well developed on all the velocity profiles, and can be easily identified with its linear evolution on the log scale plots (Figure 5 right). It stretches over almost the totality of the boundary layer thickness.

For small current velocities, the viscous sub-layer is well developed below the log layer whatever the roughness of the bed. The thickness of the viscous layer, with its linear velocity evolution, reaches as much as 1 cm for profile M_{fine} -U1. Viscous stress close to the bed is the main contribution to the total stress, as turbulence is very low.

When the current velocity is increased, the flow becomes hydraulically transitional and the viscous sub-layer is partially altered by the presence of roughness elements. Grass (1971) observed, using hydrogen bubbles technique, low-speed ejection of fluid away from the sub-layer, and the subsequent inrush of high-speed turbulent fluid from the logarithmic layer. The thickness of the viscous sub-layer decreases, and is confined within the first millimetre above the bed (e.g. S_{63} -U2, S_{125} -U1, S_{315} -U1). Viscous stress close to the bed is still dominant regarding to Reynolds stress, but quickly decreases in the favour of turbulence as we enter the log layer. This transition region (between viscous and log layer) features the maximum of total stress in the water column.

As turbulence increases with increasing current velocity, the viscous sub-layer is replaced by a 'roughness sub-layer'. The law of the wall does not hold down to the sediment bed, especially for the coarsest samples, but is replaced within the

Table III. Experimental parameters

Run	H (m)	U_{\max} (m s ⁻¹)	u_{viscous}^* (m s ⁻¹) (Equation 8)	u_{log}^* (m s ⁻¹) (Equations 9 or 10)	Re* (Equation 7)	k_s (m)	δ (m)	ε (m)
S ₆₃ -U1	5.5×10^{-2}	1.49×10^{-1}	5.98×10^{-3}	1.15×10^{-2}	27.6	2.4×10^{-3}	1.1×10^{-2}	2.4×10^{-3} (v)
S ₆₃ -U2*	8.0×10^{-2}	2.77×10^{-1}	1.14×10^{-2}	1.86×10^{-2}	30.9	2.7×10^{-3}	2.4×10^{-2}	9.0×10^{-4} (v)
S ₆₃ -U3**	7.5×10^{-2}	3.01×10^{-1}	–	2.90×10^{-2}	75.4	2.7×10^{-3}	1.6×10^{-2}	9.0×10^{-4}
S ₈₀ -U1	5.5×10^{-2}	1.50×10^{-1}	6.53×10^{-3}	1.10×10^{-2}	29.7	2.7×10^{-3}	1.2×10^{-2}	2.0×10^{-3} (v)
S ₈₀ -U2*	8.0×10^{-2}	2.94×10^{-1}	–	2.08×10^{-2}	54.1	2.6×10^{-3}	2.0×10^{-2}	1.40×10^{-3}
S ₈₀ -U3**	7.5×10^{-2}	4.20×10^{-1}	–	3.90×10^{-2}	81.9	2.1×10^{-3}	1.6×10^{-2}	1.70×10^{-3}
S ₁₂₅ -U1	5.5×10^{-2}	1.56×10^{-1}	9.17×10^{-3}	1.52×10^{-2}	69.9	4.6×10^{-3}	1.1×10^{-2}	7.0×10^{-4} (v)
S ₁₂₅ -U2*	1.2×10^{-1}	3.77×10^{-1}	–	3.15×10^{-2}	141.6	4.5×10^{-3}	1.6×10^{-2}	1.00×10^{-3}
S ₁₂₅ -U3**	8.0×10^{-2}	4.68×10^{-1}	–	3.74×10^{-2}	179.4	4.8×10^{-3}	2.4×10^{-2}	1.40×10^{-3}
S ₂₅₀ -U1	5.5×10^{-2}	1.48×10^{-1}	6.86×10^{-3}	1.20×10^{-2}	73.2	6.1×10^{-3}	1.9×10^{-2}	1.0×10^{-3} (v)
S ₂₅₀ -U2*	8.0×10^{-2}	3.98×10^{-1}	–	3.50×10^{-2}	280.0	8.0×10^{-3}	1.4×10^{-2}	1.20×10^{-3}
S ₂₅₀ -U3**	6.0×10^{-2}	5.88×10^{-1}	–	5.79×10^{-2}	416.0	7.2×10^{-3}	1.4×10^{-2}	6.0×10^{-4}
S ₃₁₅ -U1	5.0×10^{-2}	1.56×10^{-1}	6.58×10^{-3}	1.25×10^{-2}	59.2	9.0×10^{-3}	2.3×10^{-2}	6.0×10^{-4} (v)
S ₃₁₅ -U2*	6.0×10^{-2}	4.93×10^{-1}	–	3.50×10^{-2}	315.6	9.0×10^{-3}	2.4×10^{-2}	8.00×10^{-4}
S ₃₁₅ -U3**	7.0×10^{-2}	6.28×10^{-1}	–	4.60×10^{-2}	460.0	1.0×10^{-2}	3.1×10^{-2}	1.20×10^{-3}
M _{raw} -U1	6.5×10^{-2}	4.70×10^{-2}	1.63×10^{-3}	–	6.48	–	2.4×10^{-2}	9.0×10^{-3} (v)
M _{raw} -U2	6.5×10^{-2}	8.86×10^{-2}	3.18×10^{-3}	7.26×10^{-3}	32.7	4.5×10^{-3}	1.0×10^{-2}	7.0×10^{-3} (v)
M _{raw} -U3*	6.5×10^{-2}	1.54×10^{-1}	8.32×10^{-3}	1.38×10^{-2}	60.7	4.4×10^{-3}	1.1×10^{-2}	4.0×10^{-4} (v)
M _{raw} -U4*	4.5×10^{-2}	2.82×10^{-1}	–	2.20×10^{-2}	88.0	4.0×10^{-3}	2.1×10^{-2}	–
M _{raw} -U5**	4.8×10^{-2}	4.12×10^{-1}	–	5.05×10^{-2}	151.5	3.0×10^{-3}	4.8×10^{-2}	6.0×10^{-4}
M _{coarse} -U1	6.5×10^{-2}	3.96×10^{-2}	1.65×10^{-3}	–	7.79	–	3.1×10^{-2}	7.8×10^{-3} (v)
M _{coarse} -U2	6.5×10^{-2}	9.52×10^{-2}	3.69×10^{-3}	8.55×10^{-3}	51.3	6.0×10^{-3}	1.2×10^{-2}	4.0×10^{-3} (v)
M _{coarse} -U3*	6.5×10^{-2}	2.02×10^{-1}	7.77×10^{-3}	1.70×10^{-2}	93.5	5.5×10^{-3}	2.4×10^{-2}	2.0×10^{-3} (v)
M _{coarse} -U4*	4.5×10^{-2}	3.22×10^{-1}	–	2.40×10^{-2}	91.2	3.8×10^{-3}	2.8×10^{-2}	–
M _{coarse} -U5*	4.5×10^{-2}	3.70×10^{-1}	–	2.85×10^{-2}	136.8	4.8×10^{-3}	4.5×10^{-2}	9.0×10^{-4}
M _{coarse} -U6**	4.0×10^{-2}	4.06×10^{-1}	–	3.20×10^{-2}	144.0	3.5×10^{-3}	4.0×10^{-2}	–
M _{fine} -U1	6.5×10^{-2}	5.80×10^{-2}	2.04×10^{-3}	3.80×10^{-3}	9.5	2.5×10^{-3}	2.2×10^{-2}	1.0×10^{-2} (v)
M _{fine} -U2	6.5×10^{-2}	1.33×10^{-1}	5.03×10^{-3}	1.00×10^{-2}	25.0	2.5×10^{-3}	1.1×10^{-2}	4.0×10^{-3} (v)
M _{fine} -U3**	6.5×10^{-2}	2.16×10^{-1}	–	1.55×10^{-2}	32.6	2.1×10^{-3}	2.5×10^{-2}	–

Note: Sporadic and fully developed bedload are indicated by one asterisk and two asterisks, respectively. z_0 values can be calculated using the relationship $z_0 = k_s/30$.

first tenth of millimetres above the bed by a sub-layer highly disturbed by individual grain roughness. Some profiles located above protruding particles show local acceleration; some others feature zero gradient velocity in a zone of flow separation downstream of an obstacle (e.g. S₁₂₅-U1, S₁₂₅-U2, S₂₅₀-U3, S₃₁₅-U2). Viscous stress is very low compared to turbulent stress about 10 times larger.

Above a coarse sediment bed, velocity profiles within the first millimetre are highly variable, as a function of local grain arrangement, shape and packing. These observations have been made on a larger scale by Lawless and Robert (2001) studying turbulent velocity profiles above gravel river beds.

The LDV system allows sampling very close to the bed, but a high level of uncertainties can exist for data points in the first millimetre above the sediment bed. Reflection of the laser beam over the very reflecting shell surfaces introduces some noise in the signal. For each measurement, the time series of the instantaneous velocity values have been filtered by subtracting the noise background. For higher current velocities, when sediment motion occurs, measurements close to the bed are episodically interrupted by large particles crossing the laser beam or producing an intense reflection near the fringe interference volume.

Sediment Threshold of Motion

Equivalent roughness of a shell debris bed

There is a wide number of empirical formula that relate the equivalent sand roughness (k_s) to a sieve diameter, because

the sieve size is the easiest and most common way to characterize a sediment sample. Bridge and Bennett (1992) stated that, in the absence of sediment transport and bedform, k_s values lies between 0.5 and 2.0 d_{50} , although it is commonly taken as $k_s = d_{50}$. Van Rijn (1993) relates the roughness to the largest particles of the top layer of the bed (d_{90}). After analysis of about 120 set of flume and field data, he showed that the grain roughness is in the range of 1 to 10 d_{90} , more commonly between 2 and 3 d_{90} for non-movable plane beds in clear water flume. Nielsen (1992) used $k_s = 2.5d_{50}$ as suggested by Engelund and Hansen (1967). As stated by Soulsby (1997), there is a substantial disagreement about the best value to use.

Roughness has a complex effect on turbulence intensity, depending of Re values. Both the size and the nature of the roughness element have an effect on the mean velocity profiles (Balachandar and Blakely, 2004). Krogstad and Antonia (1999) showed that the surface geometry significantly affects the turbulent characteristics of the flow, even when roughness geometries are chosen so as to achieve nominally the same effect on the mean velocity. In this study, roughness effects of bioclastic particles are not investigated in terms of turbulence intensity. Velocity profiles are used to extract an equivalent roughness length, which is discussed in terms of grain size and shape.

Roughness heights corresponding to the five sieve sized bioclastic sand (S₆₃ to S₃₁₅) and the three sediment samples (M_{raw}, M_{coarse} and M_{fine}) were obtained from the fit of the law of the wall (Equations 9 and 10) to the experimental data with different flow velocities. The grain Reynolds number values obtained (Re*) confirmed that the flow was either hydraulically rough or transitional. Thus, roughness values of the shell

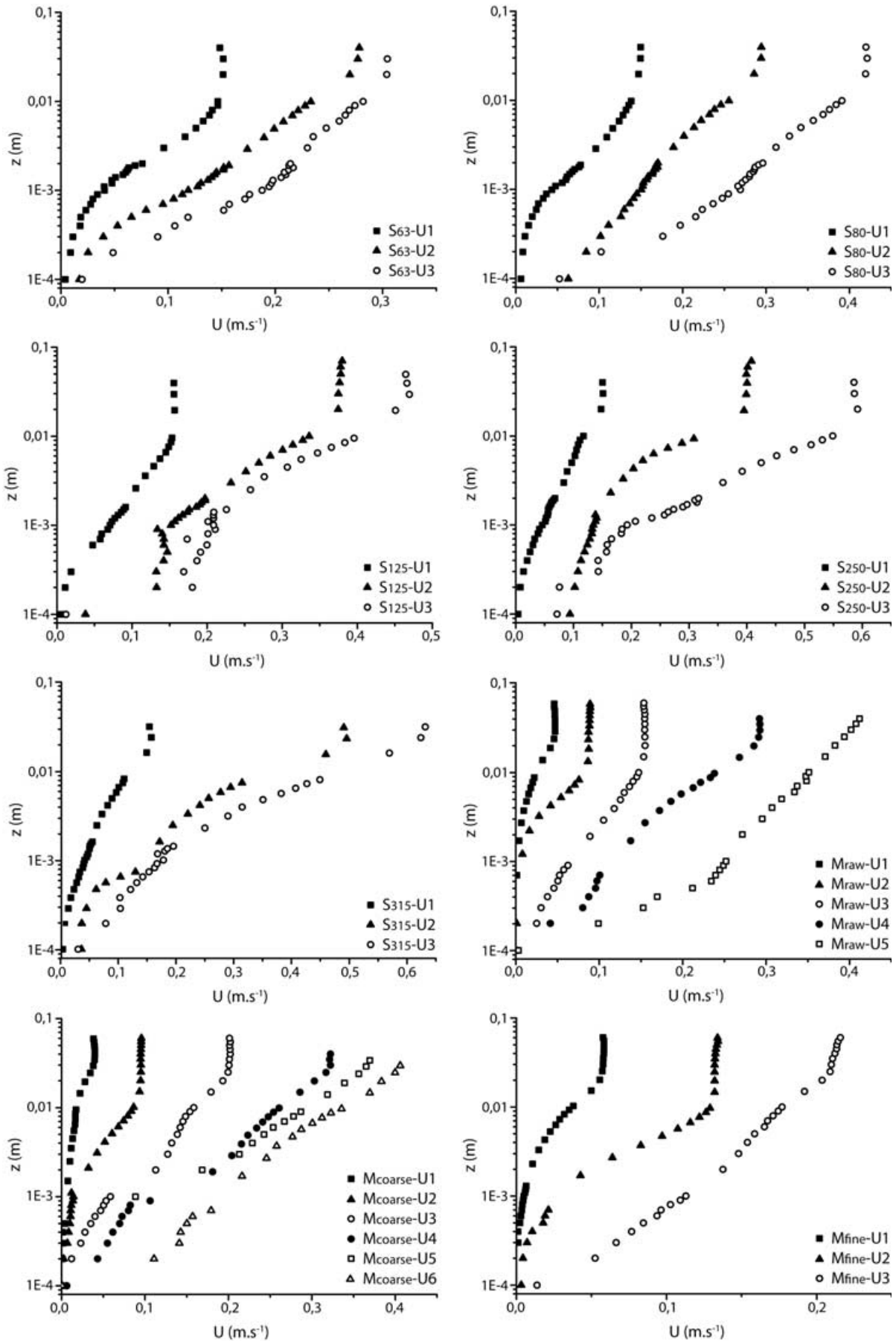


Figure 6. Streamwise velocity profiles (LDV) over the eight sediment samples under increasing discharge rates.

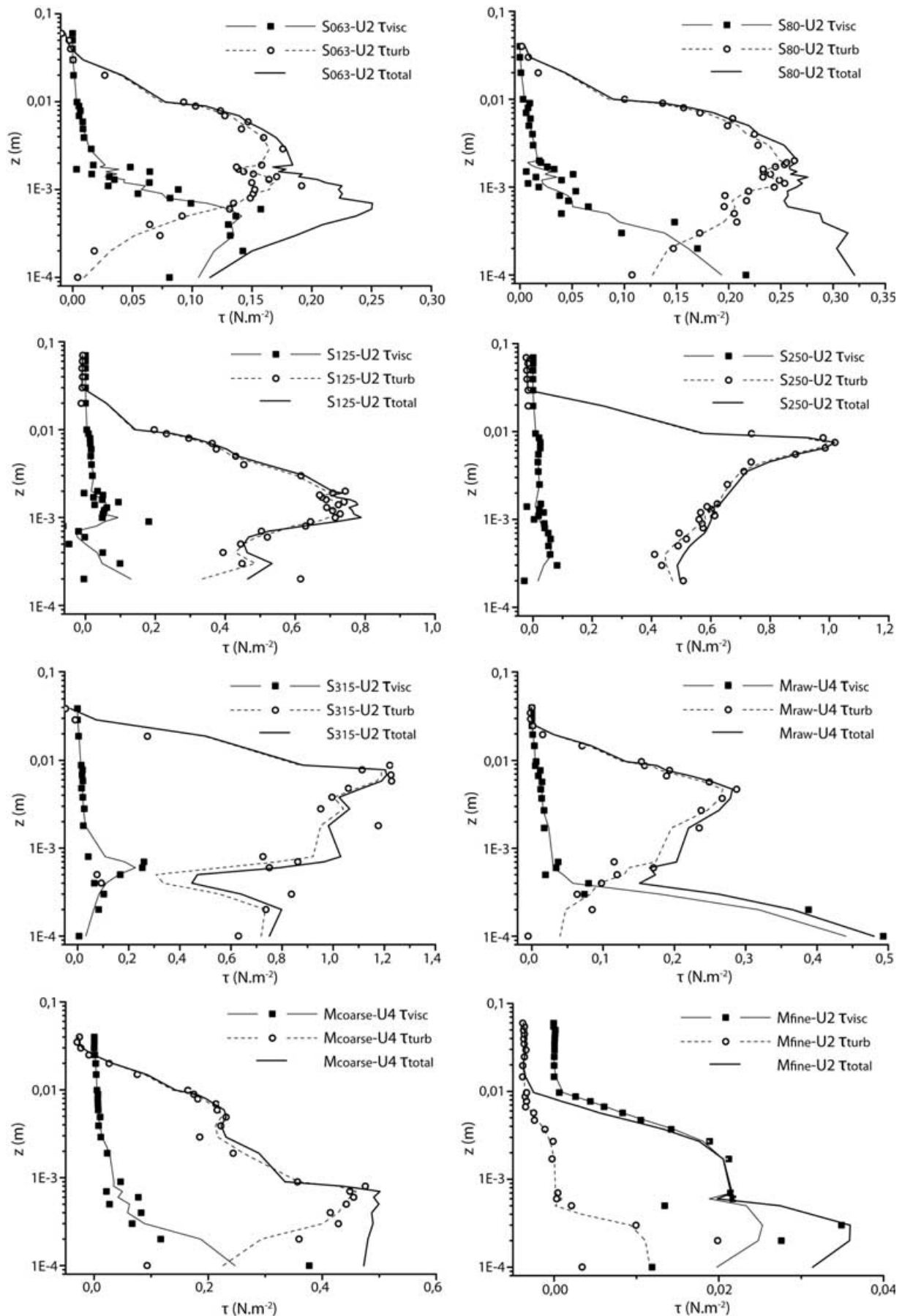


Figure 7. Viscous, turbulent and total stress profiles over the eight sediment samples at critical discharge rate for sediment motion. Solid and dashed lines are the smoothed (over three points) stress profiles.

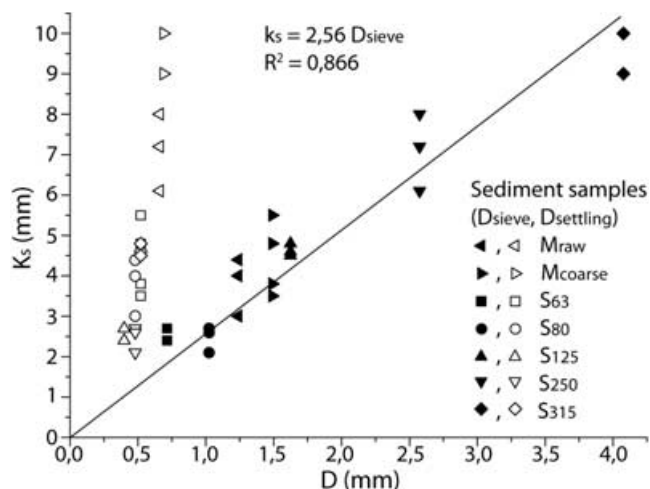


Figure 8. Nikuradse roughness length as a function of the sieve and settling diameters for the eight studied sediment samples.

debris bed can be found without making any assumption on the particles sizes or shapes. The k_s values are reported in Table III. For one sediment sample, values of k_s are fairly constant regarding different flow velocities. As expected, the roughness height increases with the particle sieve diameter. The Nikuradse roughness heights versus sieve sizes and settling diameters are plotted in Figure 8 for the different sediment samples. M_{fine} experiment is not plotted here because values of k_s are not reliable: grain Reynolds numbers are low, and the formation of small ripples as the flow velocity is increased produces a ‘form’ roughness height instead of the actual grain roughness height. There is a clear trend in the $k_s(D_{sieve})$ data. A linear regression leads to the following relationship:

$$k_s \approx 2.56 D_{sieve} \quad (12)$$

The k_s coefficient of 2.56 is very close to the $2.5d_{50}$ commonly used (Nielsen, 1992).

However for the k_s values plotted as a function of settling diameters, there is no consistent trend, and we cannot find a linear relationship crossing the origin (as k_s should tend to zero with particle diameters approaching zero). This result shows that the sieve size is a more relevant parameter than the settling diameter to scale the k_s coefficient.

The D_{settle} is related to the drag force applied to particles that settle in a calm water column. The critical sediment deposition term that is used in sedimentation/transport models can be related to the sediment particle settling diameter because both these parameters are governed by identical physical processes.

However, the sediment erosion is mainly governed by the critical shear stress, which involves a different physical process related to the roughness length. The roughness length tries to summarize the three-dimensional topography effect of the sediment bed with a unique value. For flat particles having variable shapes, a characteristic particle height above the bed reference level has no reason to be related to a hydraulic property, as it is the case for the settling diameter.

As most of the k_s values are derived from tests under sub-threshold conditions, this characteristic height could depend on the random particle orientation when they are deposited on the sediment bed (Figure 9). For tests under flow conditions in which the critical shear stress has been exceeded, there is some re-organization of the bed and preferential alignment of

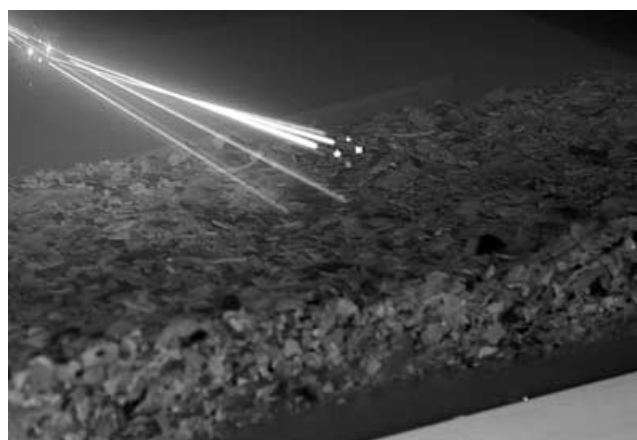


Figure 9. Photograph of a portion of a shell debris bed (M_{coarse}) under unidirectional current, during velocity profile acquisition. It shows the grain arrangement within the bed and an idea of the surface roughness.

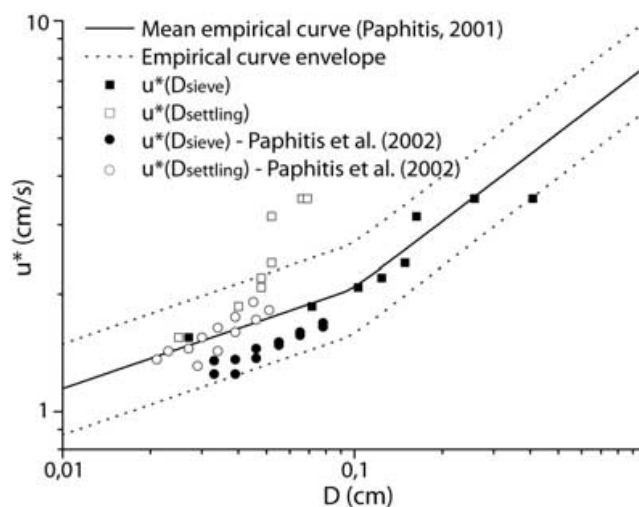


Figure 10. Critical shear velocity as a function of the sieve and settling diameters for the eight sediment samples and the experimental data of Paphitis et al. (2002).

the grains. In these cases, k_s values might slightly decrease (Table III). The $2.5D_{sieve}$ parameter (Equation 12) has no real physical significance, but is found to depict quite well the global arrangement and protrusion of the bioclastic particles above the sediment bed.

Critical shear velocity

The threshold of motion of sediment is the key parameter to understand and interpret environmental conditions that lead to the building or the transformation of a sedimentary body (Kench and McLean, 1996).

As it can be expected from our previous results, the sieve length is a more relevant parameter than the settling diameter to determine the threshold of motion of a shell debris sediment. This assumption is clearly demonstrated in Figure 10.

Figure 10 plots the critical shear velocity values u^* (cf. Table III) as a function of sieve and settling diameters of the eight sediment samples. The mean curve and envelope, in solid and dashed lines, is given by Paphitis (2001) after a compilation of 19 different studies of threshold of motion for quartz grained sands of different sizes (less than 1 mm), carried out between

1914 and 1994. We also reported on this graph the data of Paphitis *et al.* (2002), who studied critical shear velocity of small biogenic particles (shell debris smaller than 1 mm), also considering both sieve and settling particle diameters. Our work completes this study with coarser particles.

Critical shear velocity values of the eight sediment samples lie within the envelope of quartz sand when plotted versus sieve diameter (open squares, Figure 10), even for particles up to 4 mm. When critical shear velocity is plotted against settling diameter, the trend of the data is strongly different from the Paphitis (2001) curve. The u^* values are located above the prediction envelope, especially for the largest bioclastic particles. Although D_{settling} has a greater hydrodynamic significance in terms of reflecting the surface drag of a given grain when in suspension, it is not the right length scale to represent the surface that particles offer to the flow when organized in the bed. Therefore, D_{settling} should not be used in deriving a threshold criterion: D_{sieve} seems to be a more convenient choice. These observations reinforce the conclusions made in the previous k_s study paragraph.

Because of the large asymmetry in shape, three lengths characterizing shell debris are involved. (i) An intermediate length which is estimated by the sieve analysis. (ii) A large length which gives the particles a large projected surface. This large surface is at the origin of the low settling velocities, but will also provide a good stability on the bed, preventing rolling of the particle. (iii) A small length representing the thickness of the shell debris, or the segment height of the chord associated to the convexity of the particle when resting on a plane bed.

Thus, it is difficult to compare bioclastic sediment and classic sand thresholds of motion. Considering particles very different from a spherical shape, different lengths can be used to describe the grain size, leading to very different results. Here, the intermediate length estimated by the sieve analysis seems to be the best characterization of particle behaviour organized in the bed.

The same problem of size definition can even arise between two studies with the same material. In this study the grain Reynolds number is defined in terms of equivalent roughness length ($Re^* = u^*k_s/\nu$). Paphitis *et al.* (2002) used the settling diameter of the particles ($Re^* = u^*D_{\text{settling}}/\nu$). Using these two definitions, Re^* can vary by a factor 10, leading to different interpretations of thresholds of sediment motion.

Mobility number

Komar and Clemens (1986) defined a mobility number (Mn , see Equation 13) which is a ratio between the critical shear velocity and the sediment settling velocity value:

$$Mn = \frac{u^*}{w_s} = \sqrt{\frac{\tau_{cr}}{\rho}} \cdot \frac{1}{w_s} \quad (13)$$

Using this parameter, the influence of the particles shapes, which was shown to be especially important for shell debris, is introduced via the settling velocity. Mobility numbers of the eight samples are plotted in Figure 11 as a function of the grain Reynolds number (Equation 7).

Values are compared to the synthetic curve and envelope interpolated from several flume experiments for quartz grained sands by Van Rijn (1993).

As stated in our previous discussion, several length parameters can be used to define the grain Reynolds number. To investigate the differences this may produce, Mn values are plotted versus Re^* calculated using k_s , D_{sieve} and D_{settling} . As

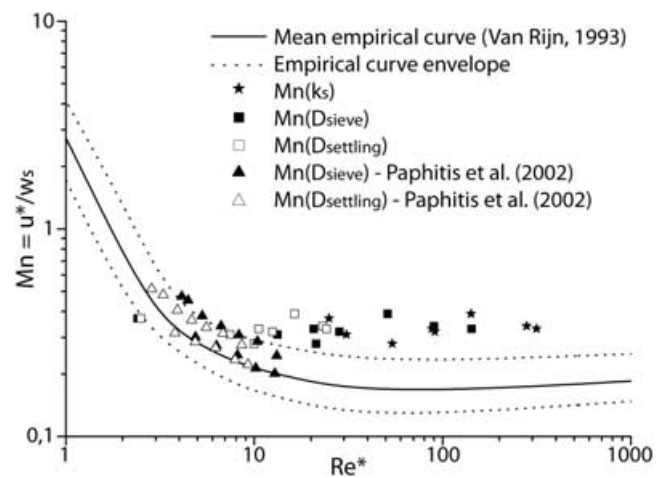


Figure 11. Mobility number (Mn) as a function of the grain Reynolds number (Re^*) for the eight sediment samples and the experimental data of Paphitis *et al.* (2002). Grain Reynolds numbers are calculated using k_s , D_{sieve} and D_{settling} .

previously shown in Figure 10, Paphitis *et al.* (2002) data for fine bioclastic particles are reported on the graph, considering both sieve and settling diameters. It appears that whatever the definition of the grain Reynolds number used (with k_s , D_{sieve} or D_{settling}), the data plots for bioclastic sand are above the upper limit of the envelope. This result is due to the definition of the mobility number equation that uses the grain settling velocity w_s . Because flat bioclastic particles have low settling velocities compared to classic rounded grains, the mobility number values are largely increased. The mobility number, introducing the settling velocity, over estimates the threshold of motion of large flat bioclastic particles. The analysis of the critical shear velocity and of the mobility number shows that one should be careful in using either the settling velocity or the settling diameter to deriving an erosion threshold criterion for flat bioclastic particles.

Initiation of bioclastic sediment motion is complex. The sediment shows a high capacity of bed armouring. The threshold of motion increases with an increased pre-threshold velocity exposure time: as an incipient motion is observed, the more instable grains relocate themselves into a more sheltered position, and rapidly, no more movement is observed. The flow velocity needs to be increased to reach an effective bedload. This observation has already been made by Paphitis and Collins (2005). However, as a sufficient flow velocity is applied, or as sediment bed is disturbed, an intense and rapid destabilization of the shell fragment bed is observed, and particles are transported in a bedload sheet.

Conclusion

This study shows the complex behaviour of bioclastic material that composes shelly cheniers. This sediment is polygenetic and heterogeneous. The shape of these bioclastic particles offers a large lift surface and a small settling velocity when in suspension, leading to equivalent settling diameter smaller than the sieve diameter. Nevertheless, the sediment shows a good resistance to the flow when structured in a bed.

The LDV system allows a very precise determination of the vertical velocity profile in the bottom boundary layer. It allows an insight of the distribution of turbulent and viscous shear stresses in the first millimetres above the bioclastic sediment

bed. The destruction of the viscous sub-layer by turbulent bursts has been observed in the transitional regime as the flow velocity exceeds a given value.

Nikuradse roughness length has been quantified for sediments composed of shell debris of different sieve sizes directly from LDV measurements in the bottom boundary layer. From this study, it is clearly not possible to find a good mathematical function associating a bottom roughness length to a particle settling diameter for bioclastic sediments made up by large flat bioclastic particles. Nevertheless, a linear relationship between sieve diameter and equivalent roughness length was obtained: $k_s \approx 2 \cdot 56d_{50}$. This value is very close to the one commonly used for rounded quartz grains despite large differences in the particles shape. However, this value has no physical significance regarding to the shape of the shell debris. This k_s parameter is the representation in one dimension (a length) of the roughness of a three-dimensional sediment bed with complex grain shapes and arrangements.

The study of critical shear velocities and mobility numbers revealed that the particle settling diameter is not the convenient parameter to be used to derive a threshold criterion for a shell debris sediment, as the one studied here. The physical processes governing the particle settling velocity in water are different to the ones that govern the flow friction intensity on a sediment bed, which can be considered as a roughness wall.

The dual hydrodynamic behaviour of shell debris (small settling velocities, good resistance to the flow friction) might be a key to understand how this coarse material accumulates across the tidal flat, and concentrate to form a whole structured sedimentary body. Major differences of transport of these coarse particles could be expected when isolated on a smooth bed (the mixed mud and sand flat) or moving over a rough bed made of other shell debris. The large lift surface of the shell debris allows them to be easily sorted from the fine siliclastic sand, and transported across the tidal flat by swash and current processes during the flood. When reaching the level of maximum flooding of the most frequent high tides, the debris accumulate in sheets, and their behaviour is expected to change. They form coarse swash bars, with high porosity properties. Bed armouring becomes a major feature, allowing sand layers to be accreted, with different thickness, sorting and composition depending on the hydrodynamic conditions.

This study is the first approach in a flume of the behaviour of sediments made up of coarse bioclastic elements. The next step would be the study of this kind of sediment when submitted to more complex processes like oscillating flow simulating waves, and tidal effects. The present study is a first step in the understanding of the migration processes, morphology and internal structure of coarse shelly cheniers. It belongs to a much larger research project including, and combining, field works and wave flume experiments.

Acknowledgements—This work is carried out in the framework of P. Weill's PhD thesis, funded by the Basse-Normandie regional council (*Conseil Régional de Basse-Normandie*, France). The authors are thankful to Sylvain Haquin (Caen University/M2C technical staff), for the design and the construction of the flume.

List of Symbols

D_{settling} = particle settling diameter (in millimetres)
 D_{sieve} = particle sieve diameter (in millimetres)
 d_x = particle diameter of the $x\%$ percentile (in millimetres)
 g = acceleration of gravity (in m s^{-2})
 H = water depth (in metres)

k_s = Nikuradse equivalent roughness length (in metres)
 Mn = Mobility number
 S_0 = Trask (1930) sorting index
 u = streamwise (x axis) instantaneous flow velocity (in m s^{-1})
 u' = streamwise flow velocity fluctuation (in m s^{-1})
 \bar{u} = streamwise time-mean flow velocity (in m s^{-1})
 u^* = shear velocity (in m s^{-1})
 w = bed normal (z axis) instantaneous flow velocity (in m s^{-1})
 w' = bed normal flow velocity fluctuation (in m s^{-1})
 \bar{w} = bed normal time-mean flow velocity (in m s^{-1})
 w_s = particle settling velocity (in m s^{-1})
 z_0 = bed-normal location of zero-velocity predicted by the log law (in metres)
 κ = Von Karman constant
 $\rho_{s,f}$ = true density of sediment and fluid respectively (in kg m^{-3})
 ν = kinematic viscosity of fluid (in $\text{m}^2 \text{s}^{-1}$)
 μ = dynamic viscosity of fluid (in Pa s^{-1})
 τ = stress (viscous, turbulent or total, in N m^{-2})

References

- Afzalimehr H, Ancil F. 2001. Friction velocity associated to a non-uniform flow and an intermediate scale roughness. *Journal of Hydraulic Research* **39**: 181–186.
- Allen J. 1984. Experiments on the settling, overturning and entrainment of bivalve shells and related models. *Sedimentology* **31**: 227–250.
- Augustinus P. 1989. Cheniers and chenier plains: a general introduction. *Marine Geology* **90**: 219–229.
- Balachandar R, Blakely D. 2004. Surface roughness effects on turbulent boundary layers on a flat plate located in an open channel. *Journal of Hydraulic Research* **42**: 247–261.
- Berthois L. 1965. Recherches sur le comportement hydraulique des débris organogènes. *Sedimentology* **5**: 327–342.
- Bonnot-Courtois C, Fournier J, Dréau A. 2004. Recent morphodynamics of shell banks in the western part of Mont-Saint-Michel Bay (France). *Géomorphologie: Relief, Processus, Environnement* **1**: 65–80.
- Bridge JS, Bennett SJ. 1992. A model for the entrainment and transport of sediment grains of mixed sizes, shapes, and densities. *Water Resources Research* **28**: 337–363.
- Brun-Cottan JC. 1986. Vertical transport of particles within the ocean. In *NATO-ASI, The Role of Air-Sea Exchange in Geochemical Cycling*. Reidel: Dordrecht; 83–111.
- Durst F, Melling A, Whitelaw JH. 1981. *Principles and Practice of Laser-doppler Anemometry*. Academic Press: New York; 437 pp.
- Dyer K. 1986. *Coastal and Estuarine Sediment Dynamics*. John Wiley & Sons: Chichester; 342 pp.
- Engelund F, Hansen E. 1967. *A Monograph on Sediment Transport in Alluvial Streams*. Technisk Vorlag: Copenhagen.
- Gibbs R, Matthews M, Link D. 1971. The relationship between sphere size and settling velocity. *Journal of Sedimentary Petrology* **41**: 7–18.
- Grass A. 1971. Structural features of turbulent flow over smooth and rough boundaries. *Journal of Fluid Mechanics* **50**: 233–255.
- Kench P, McLean R. 1996. Hydraulic characteristics of bioclastic deposits: new possibilities for environmental interpretation using settling velocity fractions. *Sedimentology* **43**: 561–570.
- Komar P, Clemens K. 1986. The relationship between a grain's settling velocity and threshold of motion under unidirectional currents. *Journal of Sedimentary Petrology* **56**: 258–266.
- Krogstad P, Antonia R. 1999. Surface roughness effects in turbulent boundary layers. *Experiments in Fluids* **27**: 450–460.
- Lawless M, Robert A. 2001. Scales of boundary resistance in coarse-grained channels: turbulent velocity profiles and implications. *Geomorphology* **39**: 221–238.
- Le Roux J. 2004. An integrated law of the wall for hydrodynamically transitional flow over plane beds. *Sedimentary Geology* **163**: 311–321. DOI: 10.1016/j.sedgeo.2003.07.005

- Ligrani P, Moffat R. 1986. Structure of transitionally rough and fully rough turbulent boundary layers. *Journal of Fluid Mechanics* **162**: 69–98.
- L'Homer A, Bonnot-Courtois C, Caline B. 2002. Le prisme sédimentaire des dépôts du marais de Dol : essai de la reconstitution de la mise en place des dépôts. In La baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. Environnements sédimentaires, aménagements et convolution récente, Bonnot-Courtois C, L'Homer A, Le Vot M (eds). *Mémoire Elf-Aquitaine* **26**: 177–196.
- Miller M, McCave I, Komar P. 1977. Threshold of sediment motion under unidirectional currents. *Sedimentology* **24**: 507–527.
- Neal A, Richard J, Pye K. 2002. Structure and development of cheniers in Essex, southeast England, investigated using high-frequency ground-penetrating radar. *Marine Geology* **185**: 435–469.
- Nezu I, Rodi W. 1986. Open-channel flow measurements with a Laser Doppler Anemometer. *Journal of Hydraulic Engineering* **112**: 335–355.
- Nielsen P. 1992. *Coastal Bottom Boundary Layers and Sediment Transport, Advanced Series on Ocean Engineering – Vol. 4*. World Scientific: Singapore; 324 pp.
- Nikuradse J. 1933. *Strömungsgesetze in rauhen Röhren*. VDI-Forschungsheft 361 [Laws of Flow in Rough Pipes], Technical report, NACA Technical Memorandum 1292. National Advisory Committee for Aeronautics.
- Otvos E, Price W. 1979. Problems of chenier genesis and terminology – an overview. *Marine Geology* **31**: 51–263.
- Paphitis D. 2001. Sediment movement under unidirectional flows; an assessment of empirical threshold curves. *Coastal Engineering* **43**: 227–245.
- Paphitis D, Collins M, Nash L, Wallbridge S. 2002. Settling velocities and entrainment thresholds of biogenic sands (shell fragments) under unidirectional flow. *Sedimentology* **49**: 211–225.
- Paphitis D, Collins M. 2005. Sand grain threshold in relation to bed 'stress history': an experimental study. *Sedimentology* **52**: 827–838.
- Prager E, Southard J, Vivoni-Gallart E. 1996. Experiments on the entrainment threshold of well-sorted and poorly sorted carbonate sands. *Sedimentology* **43**: 33–40.
- Ruiz F, Rodríguez-Ramírez A, Cáceres LM, Vidal JR, Carretero MI, Abad M, Olías M, Pozo M. 2005. Evidence of high-energy events in the geological record: Mid-Holocene evolution of the southwestern Doñana National Park (SW Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **229**: 212–229. DOI. 10.1016/j.palaeo.2005.06.023
- Smith D, Cheung F. 2002. Empirical relationships for grain size parameters of calcareous sand on Oahu, Hawaii. *Journal of Coastal Research* **18**: 82–93.
- Smith D, Cheung K. 2003. Settling characteristics of calcareous sand. *Journal of Hydraulic Engineering* **129**: 479–483. DOI. 10.1061/(ASCE)0733-9429(2003)129:6(479)
- Smith D, Cheung K. 2004. Initiation of motion of calcareous sand. *Journal of Hydraulic Engineering* **130–135**: 467–472.
- Soulsby R. 1997. *Dynamics of Marine Sands*. Thomas Telford Publications: London; 272 pp.
- Trask PD. 1930. Mechanical analysis of sediments by centrifuge. *Economic Geology* **25**: 581–599.
- Van Rijn LC. 1993. *Principles of Sediment Transport in Rivers, Estuaries and Coastal Seas*. Aqua Publication: Blokzijl.
- Wentworth CK. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology* **30**: 377–392.

Annexe D

Article accepté dans *Sedimentary Geology*

Cet article, intitulé « *Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel bay, France) - Internal architecture revealed by ground-penetrating radar* » a été accepté dans *Sedimentary Geology* en Juillet 2010, sous réserve de corrections modérées. Nous présentons ici le manuscrit corrigé, renvoyé à l'éditeur. Il reprend les résultats présentés dans le Chapitre 3 de cette thèse.

Shelly cheniers on a modern macrotidal flat (Mont-Saint-Michel bay, France) – Internal architecture revealed by ground-penetrating radar

Pierre Weill¹, Bernadette Tessier¹, Dominique Mouazé¹, Chantal Bonnot-Courtois², Christophe Norgeot³

¹ *Morphodynamique Continentale et Côtière, Université de Caen Basse-Normandie, UMR CNRS 6143, 2-4 rue des Tilleuls, 14000 Caen, France*²

PRODIG, Laboratoire de Géomorphologie et Environnement Littoral, UMR CNRS 8586, 15 boulevard de la Mer, 35800 Dinard, France

³ *Matériel de Sondage s.a.r.l. (MDS), 24 place Charles Fillon, 75017 Paris, France*

ABSTRACT

The relationship between short-term morphodynamics and internal structure of shelly chenier ridges is investigated using ground-penetrating radar and core X-ray analysis, complemented with a comparison of aerial photographs. These cheniers are located on the uppermost part of a macrotidal flat in Mont-Saint-Michel bay (North-Western France). They actively migrate landward over the salt-marshes by washover processes when they are submerged during the coincidence of spring tides and enhanced wave activity. The architecture of the cheniers is imaged using high-frequency radar antennas (400 MHz to 2.6 GHz). Three types of cheniers are recognized, featuring differences in morphology and internal structure. The altitude of the banks on the tidal flat relative to the level of tidal flooding, as well as local sediment supply, seem to be important forcing parameters in chenier development and stages of evolution.

On a multi-annual time scale, evolution of this chenier system is influenced by a combination of the 18-year and the 4-year tidal cycles, superimposed on wave activity. During minima of the 18-year cycle, spring tide level is globally lower on the tidal flat, allowing salt marsh progradation and chenier ridge development. During peak periods of the tidal cycle, former barriers are reworked by wave action and experience onshore migration associated with salt marsh erosion. The 4-year tidal cycle coupled with enhanced wave activity is probably responsible for the deposition of large washover units, observed in GPR reflection profiles.

KEYWORDS

Cheniers, ground-penetrating radar, X-ray tomography, sediment cores, non-storm washover, tidal flat, tidal cycles, bioclastic sediment

1. Introduction

Cheniers are transgressive beach ridges that become isolated from the shore by a band of prograding mudflat (Otvos and Price, 1979). Genetically, two types of cheniers can be distinguished : 1) Bight coast cheniers develop in low to moderate wave-energy environments along open ocean coasts which receive fine sediment from large rivers (e.g. Anthony, 1989; Augustinus et al., 1989; Quinshang et al., 1989; McBride et al., 2007). 2) Bay head or bay side cheniers occur in indented, meso to macrotidal sheltered bays and estuaries (Greensmith and Tucker, 1968; Woodroffe et al., 1983; Chappell and Grindrod, 1984; Lee et al., 1994; Vilas et al. 1999; Neal et al., 2002; Hayward, 2007; Rodríguez-Ramírez and Yáñez-Camacho, 2007). Both types result from a modification of the balance between the fine-grained sediment source, derived from fluvial or tidal dynamics (mudflat progradation), and the coarse-grained sediment supply induced by wave action

(chenier building). Several synthetic works give a good overview of the occurrence of cheniers throughout the world (Augustinus, 1989; Holland and Elmore, 2008; Otvos, 2005; Short, 1989; Shuisky, 1989; Xitao, 1989).

Most studies focus on cheniers and chenier plains from a stratigraphic point of view, as these deposits are widely used to constrain the late Holocene sea-level rise (Ruiz et al., 2005; Saito et al., 2000; Short, 1988; Wang and Van Strydonck, 1997) and to study the sequences of delta development (Draut et al. 2005; Mc Bride et al., 2007; Penland and Suter, 1989). If depositional models for bight coast cheniers associated with large deltas are now well defined, with the archetypal example of the Louisiana chenier plain, there is no agreement on one model for episodic development of cheniers in tidal environments, since relatively few stratigraphic studies have been devoted to bay-head cheniers. In addition, data regarding the internal structure of cheniers in general are quite

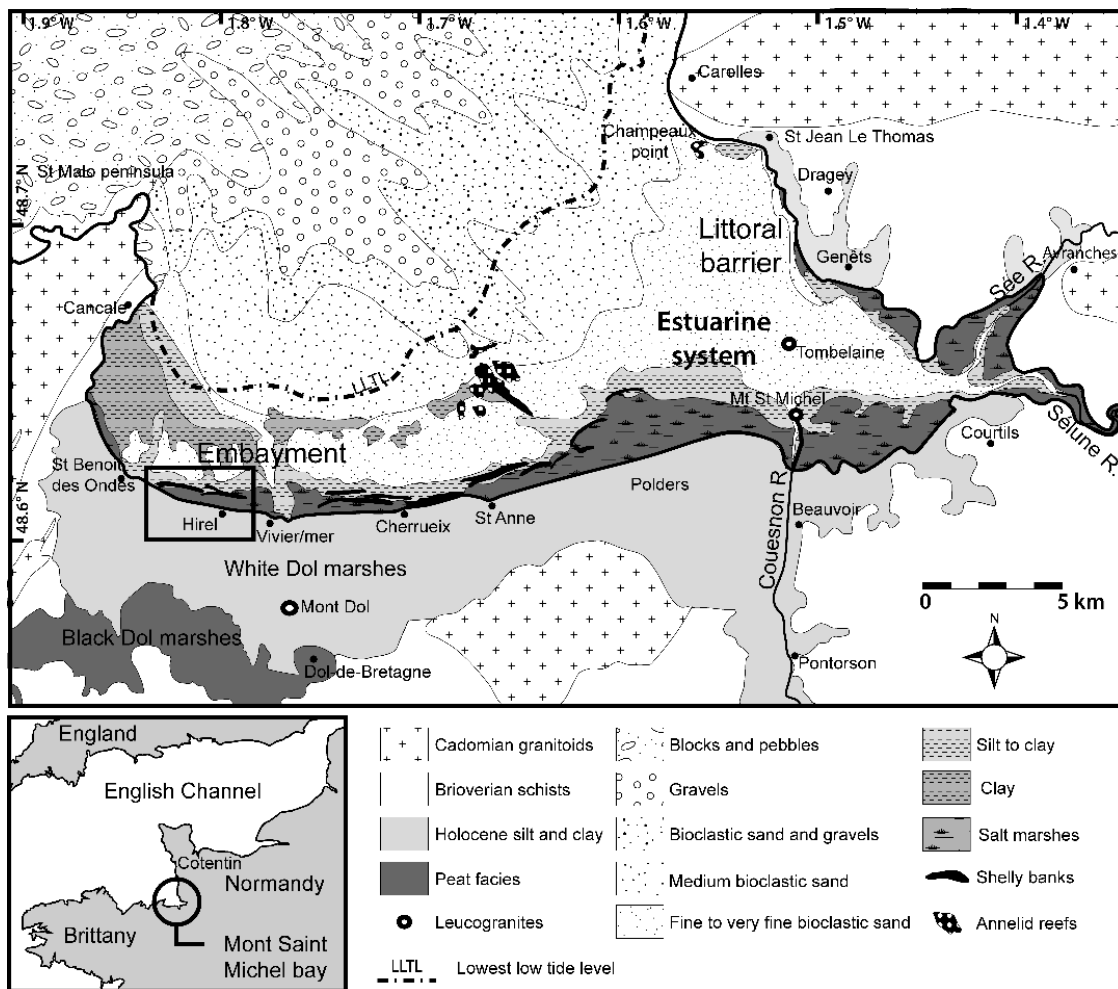


Figure 1 – Location of the study area. A) General situation. B) Geological map and superficial sediment distribution in the Mont-Saint-Michel bay. The location of the chenier ridges GPR survey (near Hirel) is indicated by the black rectangle. Modified from Tessier et al. (2006).

limited. In most studies, subsurface information has been obtained from a small number of trenches and cores, or from natural field exposures (Greensmith and Tucker, 1969; Hoyt, 1969; Rhodes, 1982; Augustinus, 1980; Cangzi and Walker, 1989; Penland and Suter, 1989; Xitao, 1989; Lee et al., 1994; Pontee et al., 1994; Vilas et al., 1999). Trenching and coring are often very difficult to carry out, especially in shell-rich cheniers where lack of sediment cohesion prevents the formation of stable free-standing faces. As a consequence, non-intrusive geophysical surveys have been used in some recent studies as a powerful tool to image the internal architecture of these sedimentary bodies. Ground-penetrating radar is found to give very good results in coastal environments, and is being actively used by the community since the mid-1990s. The exhaustive synthesis of Neal (2004) outlines the principles of the technique, and its applications to sedimentology. Concerning cheniers, the pioneer work of Zenero et al. (1995) (Louisiana, USA) and Neal et al. (2002) (Essex, UK) give a large scale view of the ridges' internal structure, using high frequency radar antennas (500 and 900 MHz).

The aim of the present paper is to provide a new data set on shelly cheniers that build up in a macrotidal embayment, characterized by highly heterogeneous

sediments. This study relies on an original combination of high frequency ground-penetrating radar profiles and X-ray tomography analysis of sediment cores. For the first time, each major radar unit is associated with a precise lithological description (bed thickness, grading, grain arrangement and sediment porosity). This could provide helpful criteria to recognize cheniers in the rock records, especially in cores. Finally, we propose a conceptual model to explain the development of such bay-head cheniers, the meso-scale morphodynamics of which is influenced by 4-year and 18-year tidal cycles.

2. Study site

The bay of Mont-Saint-Michel is located in north-western France, between the peninsulas of Cotentin (Normandy) and Brittany (Fig. 1). The intertidal zone extends over an area of 250 km² due to the very large tidal range, reaching up to 14 m during high spring tides. This macrotidal environment comprises three distinct sedimentary systems (Caline, 1982; L'Homer et al., 1999; Billeaud et al., 2007): (i) the eastern corner of the bay is a wide sandy to silty channel-and-shoal estuarine system, formed by the junction of three rivers. Very strong alternating tidal currents control sedimentary processes and channel migration.

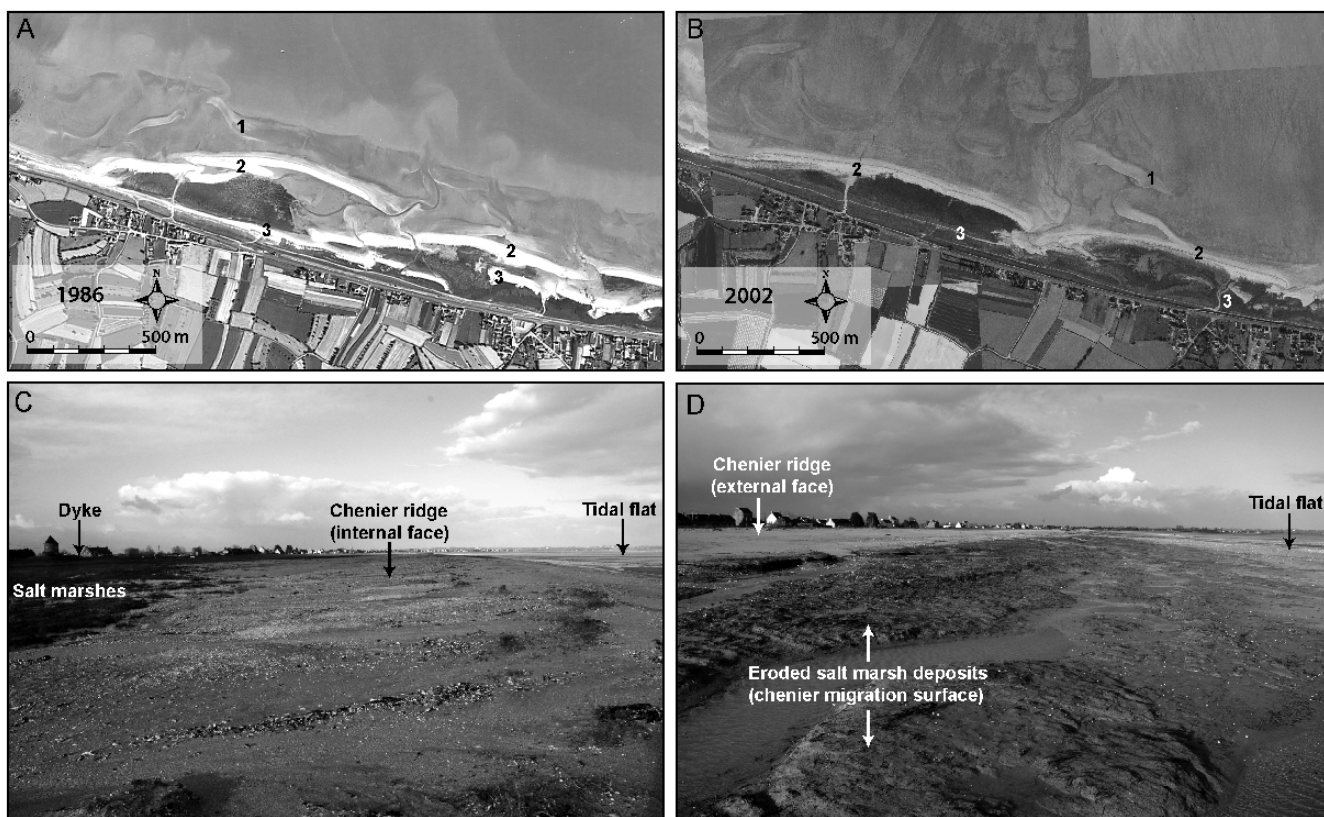


Figure 2 – A,B) Aerial photographs of the study site in 1986 and 2002, showing mid tidal flat banks (1), chenier ridges lying on the edge of salt marshes (2), and older chenier ridges incorporated in the salt marshes (3). The coastal road is on a dyke built during the 11th century on a fossil chenier. Inland, other buried ridges are identified. C) Landward (internal) face of a chenier ridge, showing washover runoff channel and small washover fans ending on the salt marshes. D) Eroded salt marsh deposits exposed seaward of a chenier ridge after it experienced a strong landward migration during the 2008 winter season.

(ii) The north-eastern area is a barrier coast including sandy beaches and aeolian dunes. The prevailing northwest waves induce a southward littoral drift along this coast, where a succession of sand spits shelter backshore tidal lagoons (Compain et al., 1988; Tessier et al., 2006). (iii) The western part is a wide embayment characterized by extensive tidal flats. The sediment coarsens from the western part of the embayment (mud flats), sheltered by the Saint Malo peninsula, toward the transition with the estuary (sand flats) in the east. This area is subject to moderate gyrotory tidal currents.

The coast of this sheltered embayment is bordered by a coarse, shelly littoral barrier lying on the upper part of the tidal flats, at the seaward edge of salt marshes (Fig. 2). At the scale of the Holocene infilling of the embayment, the last main progradational unit (i.e. from 2300 y. BP) is episodically interrupted by such shelly shore-parallel ridges anchored in a silt- to mud-dominated succession (L'Homer et al., 2002). Up to the active modern barrier, a succession of four ridges, separated by units of mudflats, have been recognized by superficial observations and coring (L'Homer et al., 2002). According to Otvos and Price (1979), cheniers are defined as “beach ridges that become isolated by a band of prograding mudflat”. Otvos and Price (1979) proposed that the term chenier plain can be applied if at least two sub-parallel beach ridges (including possibly the active beach ridge) are present,

separated by the progradational littoral muddy unit. Considering this definition, shelly ridges in the bay of Mont-Saint-Michel can be properly qualified as cheniers, and they form a chenier plain.

The cheniers are composed of a mixture of coarse to very coarse bioclastic sand (whole and comminuted shells) and fine siliclastic sand reworked from the tidal flat (Weill et al., 2010). The main species found in the shell debris is *Cerastoderma edule* (the common cockle), but other molluscs are present, including *Macoma balthica*, *Anomia ephippium*, *Chlamys varia* and *Crepidula fornicata*. *Mytilus edulis* and *Ostrea sp.* are also abundant, the lower part of tidal flats being largely used for mussel and oyster farming. Bonnot-Courtois et al. (2004) make a distinction between three morphological types of shell banks, that form a continuum from immature bioclastic ridges to “fossil” cheniers (Fig. 2A,B):

- (1) Mid to upper tidal flat banks are relatively thin (~ 40 cm), but show a large spatial extension (~ 420 m in length and ~ 50 m wide).
- (2) Upper tidal flat banks occur at the boundary between the tidal flat and the salt marshes. These active chenier ridges have a large lateral extension: individual banks can be up to 1000 m long. As they merge together on the upper tidal flat, they constitute a littoral barrier several kilometres long, isolating lagoonal depressions

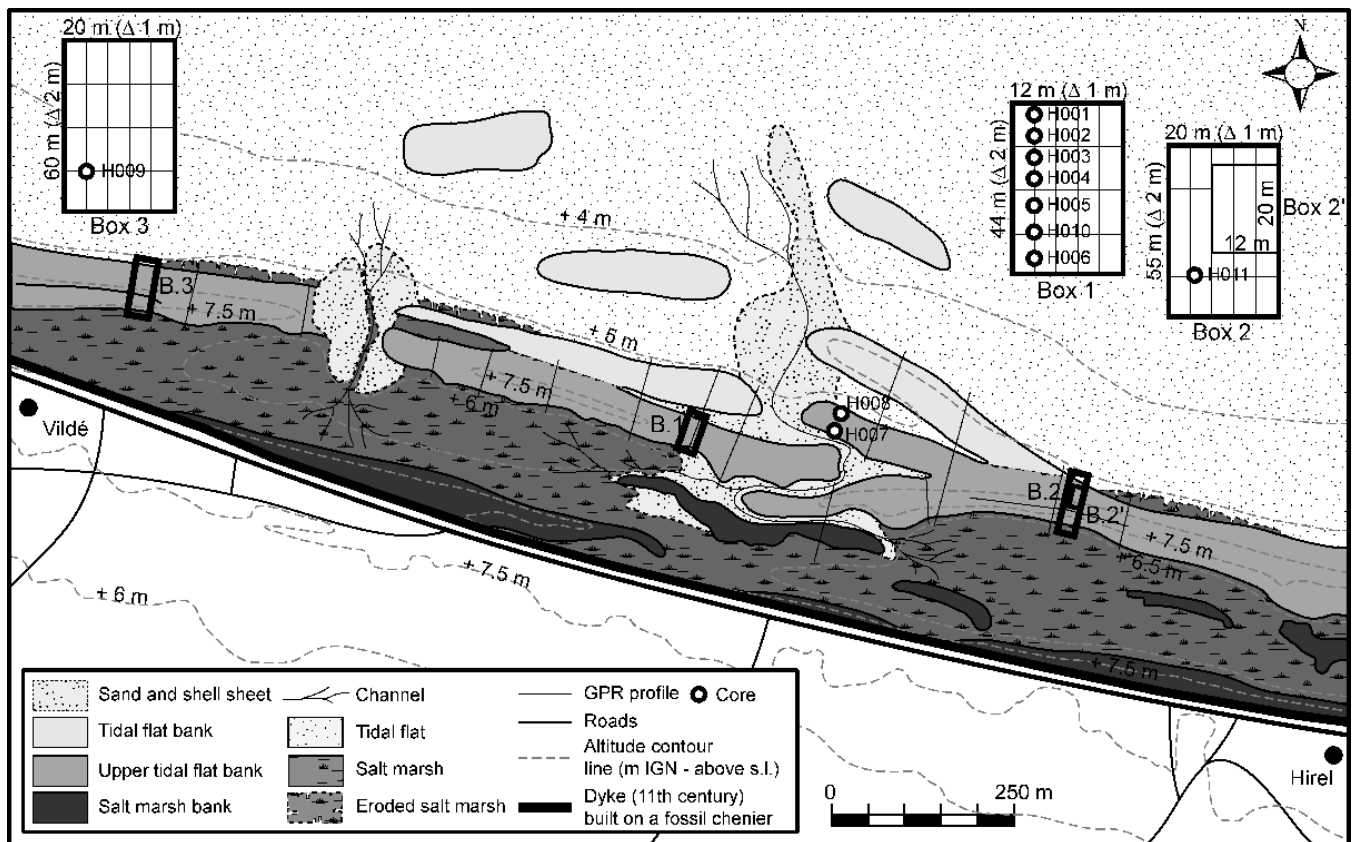


Figure 3 – Morpho-sedimentary map of the study site, and position of GPR profiles and sediment cores. Contour lines indicate the elevation in metres IGN (i.e. above mean sea level).

where fine muds settle. The typical width of the barrier is between 30 and 60 m, and the thickness can exceed 2 m.

- (3) Salt marsh banks show variable thickness (30-80 cm). They are not widely developed, are spread out over small surfaces (~ 160 m long and 40 m wide), and are often covered by vegetation.

The formation, morphology and onshore migration of chenier ridges are directly related to wave energy. In areas with large tidal ranges, the duration of wave activity within a part of the coastal profile is modulated by tides and by the profile slope. In Mont-Saint-Michel bay, the tidal range is so important that the upper tidal flat is only reached by the highest spring tides. As a result, the onshore migration of modern cheniers due to wave action is only possible during a relatively short high-tide period because of the wide, low sloping (0.5 - 1 %) tidal flat (Bonnot-Courtois et al., 2004). The lower on the tidal flat shelly ridges are, the more often and the longer they will be affected by wave processes. Consequently, there is a negative gradient of landward migration velocity from the mid tidal flat banks (50 to 10 m/yr) to the cheniers at the edge of salt marshes (1 to 2 m/yr). Mid tidal flat banks act as a significant source of sediment for the upper tidal flat cheniers.

The present study was conducted on a small stretch of the western embayment, between the villages of Hirel and Vildé-la-Marine (Fig. 1). The survey was focussed on two well-developed upper tidal flat

chenier ridges, separated by a small channel draining the salt marshes. These two banks form an almost continuous littoral barrier 2 km long and between 40 and 60 m wide. The chenier on the western part of the study site has been breached in 2008 during a winter storm (Fig. 3 – between box 1 and box 3). The salt marshes behind the ridge extend over 100-200 m, up to a dyke built during the eleventh century on a fossil chenier (Fig. 3).

3. Materials and methods

3.1. Radar profiles

Ground-penetrating radar detects electrical discontinuities in the shallow subsurface by generation of discrete pulses of high-frequency electromagnetic energy (Annan, 2009). The frequency of radar antennas is generally in the range of 100 MHz to 1 GHz. The propagation of the electromagnetic wave is mainly dependant upon the electric conductivity (σ) and the relative dielectric permittivity (ϵ_r) of the sediment. In unconsolidated coastal sediments, these parameters can significantly vary depending on the sediment/air/water ratio. As a consequence, changes in the amount and type of fluid occupying pore spaces, minor changes in porosity, changes in the sediment grain type, and changes in grain shape, orientation and packing all give significant reflections. Consequently, features such as the water table, sedimentary structures and

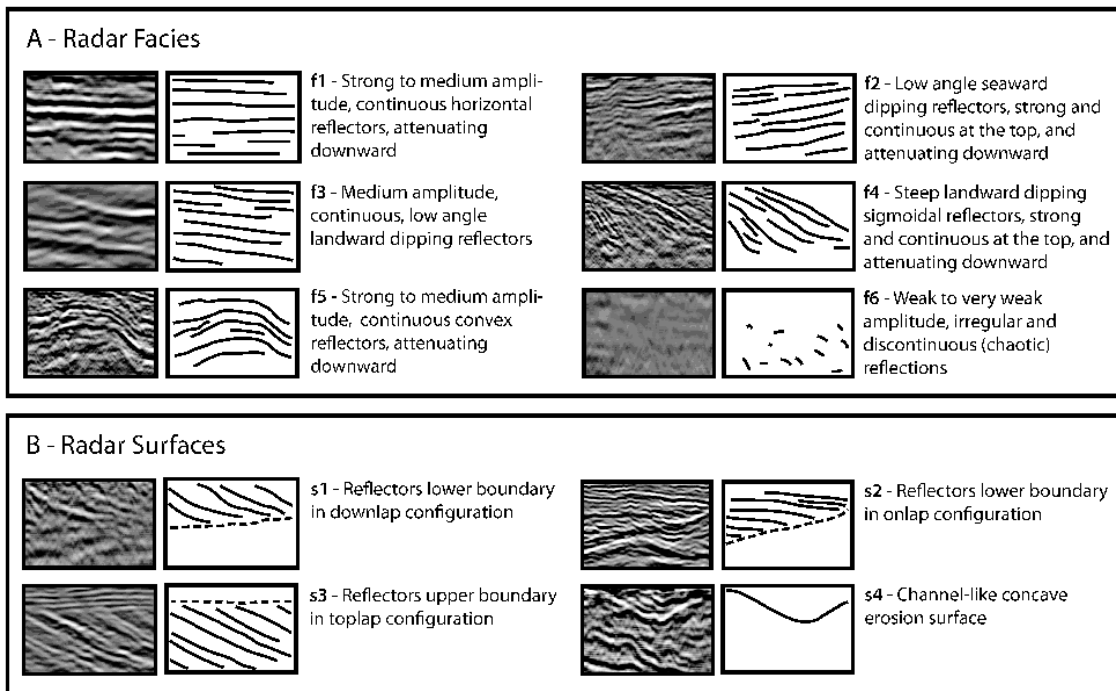


Figure 4 – Radar facies and radar surfaces identified in the radar reflection profiles, based on geometrical criteria.

lithological boundaries are visible with ground-penetrating radar. However, GPR reflection can be almost totally attenuated in highly conductive sediments. Thus, GPR investigations have limited application in salty and clay-rich sediments. Excellent reviews of the detailed GPR theoretical background can be found in Jol and Bristow (2003) and Neal (2004).

Mont-Saint-Michel cheniers have been investigated using 6.5 km of radar profiles. The study includes (i) widely spaced transects to provide a global image of the site and select points of interest to focus on, and (ii) three boxes of closely spaced cross-shore and longshore profiles (Fig. 3). The locations of the boxes have been chosen based on the type of cheniers with respect to their degree of morphological evolution (from active to mature ridges). The boxes, transversal to the ridge, are about 50 m long (cross-shore) and 20 m wide (longshore). Cross-shore profiles were recorded every metre, and longshore profiles every two metres. These closely spaced profiles in each box provide a good idea of the lateral continuity of sedimentary structures. The survey was conducted using a GSSI (Geophysical Survey System, Inc.) GPR system. Most of the profiles were sampled using a 900 MHz antenna with a step size of 0.02 m (50 scans/m - Table 1). A few profiles were carried out with a 2.6 GHz antenna to provide detailed information of small scale beddings near the surface, using a step size of 0.01 m (100 scans/m - Table 1). We also had at our disposal two other antennas of 400 MHz and 1.6 GHz. The 400 MHz antenna was used for the first inspection of the study site, and the 1.6 GHz antenna was sometimes a good compromise between the 900 MHz and the 2.6 GHz antennas.

To avoid the problem of salinity, the survey was conducted at the end of a neap-tidal cycle, when the banks had not been inundated for several successive days, to ensure the banks were drained. The drainage of the salt marshes was effective, and heavy rains also helped rinse the sediment 2 or 3 days before the survey.

The average electromagnetic wave velocity was roughly estimated on site according to the sediment type (unsaturated coarse to very coarse shelly sand). It was then adjusted during post-processing by hyperbolic velocity matching methods (Cassidy, 2009): hyperbolic functions are fitted to diffraction hyperbola when found in a radar profile. The shape of the hyperbola is a function of the wave propagation velocity. Moreover, propagation velocity was confirmed by ground-truthing, comparing reflector positions between radar profiles and trenches. The obtained velocity ($0.106 \text{ m}\cdot\text{ns}^{-1}$ - Table 1) falls in the range of values for unsaturated sand and gravel (0.09 to $0.13 \text{ m}\cdot\text{ns}^{-1}$) given by Neal (2004). This velocity information was used for time-to-depth conversion. Mean spectrums of return frequency (the frequency of the electromagnetic waves recorded by the receiving antenna) were calculated on several processed radar profiles, over a length of 5 m. Median values were extracted from the return frequency spectrums for each radar antenna used. The vertical resolution was then calculated considering that it is half the wavelength of the reflected electromagnetic wave (Table 1):

$$\Delta_z = \frac{\lambda}{2} = \frac{v}{2 \cdot f_r} \quad (1)$$

where Δ_z is the vertical resolution (m), λ is the wavelength (m), v is the electromagnetic wave propagation speed ($\text{m}\cdot\text{s}^{-1}$), and f_r the median value of the return frequency spectrum (Hz). Values are

reported in Table 1. For the highest frequency antenna, the vertical resolution can be as good as a few centimetres.

The topography and position of GPR transect lines were surveyed using a Leica TPS410C Total Station, coupled with a GPS. The topographic data were referenced to elevation above IGN datum (Institut Géographique National). The zero level of this datum corresponds roughly to the mean sea level, i.e. half of the maximum tidal range .

Editing and processing of the GPR data were carried out using the RADAN software of GSSI and GPR-Slice. Time-zero positions were adjusted for each traces. A low-frequency “dewow” filter was applied to all the radar traces in order to remove the DC offset of the signal, and to reduce the data to a mean zero level (Cassidy, 2009). Two-dimensional Kirchhoff migration was carried out on the data before deconvolution was applied to remove multiples. Finally, a band-pass filter (Table 1) and a constant gain function were applied to the signal.

The radar profiles were interpreted using the principles of radar stratigraphy, clearly summarized in Neal (2004), and mostly based on seismic stratigraphy. The observed radar reflectors were subsequently analysed in terms of bounding surfaces, reflector assemblages and overall geometry of the radar units. Six different radar facies were identified in the radar sections (Fig. 4).

Table 1 – GPR survey characteristics for the different antennas used.

Freq. (MHz)	Scans/m	Time window (ns)	HP filter (MHz)	LP filter (MHz)	Mean return freq. (MHz)	Average vertical res. (m)
400	50	50	100	800	350	0.15
900	50	40	250	1800	600	0.09
1600	100	20	400	3000	1000	0.05
2600	100	15	710	5220	1900	0.03

Relative dielectric permittivity (ϵ_r) = 8.01
Wave velocity = 0,106 m.ns⁻¹

3.2. X-ray tomography of sediment cores

A total of 11 cores were collected at different locations on the chenier ridges (Fig. 3). Coring was performed by hammering one metre long aluminium tubes in the sediment. The tubes were hammered softly to prevent sediment compaction and bedding destructuration. On average, a sediment compaction of up to five centimetres was observed on 1 m long cores.

After extraction, the cores were analysed using an X-ray medical scanner (General Electric Lightspeed16) at the Total Technology Centre in Pau, France. X-ray images of each core were obtained by acquisition of multi-slice helical computed tomography (CT-scans). Each CT slice is 0.6 mm thick (beam thickness), with an inter slice spacing of 0.025 mm. Two beam widths were used, depending on the core diameter : 96 and 120 mm. Each CT slice image has a dimension of 512x512 pixels, corresponding to a pixel resolution of about 0.2 mm. Software processing of the CT slices resulted in reconstruction of 3D images of the whole

cores. Virtual sections were extracted from these 3D blocks: orthoslices (dip and strike), circular sections and unfolded cylinder slices. These high resolution X-ray images allowed identifying sedimentary structures, including very delicate features such as shell debris packing and orientation.

Porosity logs were estimated by X-ray image analysis. For each sediment core 3D block, the volume of the core V (sediment plus porosity) was extracted. The global porosity (Φ) was estimated by dividing the mass of the sediment (m_s) by the volume (V) times the sediment global density (d_s) :

$$\Phi = \frac{m_s}{V \cdot d_s} \quad (2)$$

The global density of the sediment that composes the cheniers was measured, and a value of 2.68 g.cm⁻³ was obtained (Weill et al., 2010). Each core estimated porosity was compared to the mean X-ray density (the average of the CT slices X-ray densities) and plotted. X-ray density, or CT number, is expressed in Hounsfield unit (HU). It is assumed that, for most of the common minerals, the X-ray attenuation is linearly related to the density of the sample (Boespflug et al., 1995). A linear regression between the 11 cores gives the relationship between the X-ray density and the estimated porosity (Fig. 5). Using the linear regression equation, each CT slice X-ray density was converted into an estimated porosity. Porosity logs were obtained for each core with a spatial resolution of 0.625 mm. This method provides an estimation of the porosity. Values should be considered with caution, as several approximations are made in the X-ray density calibration (constant sediment density, dry sediment, ...).

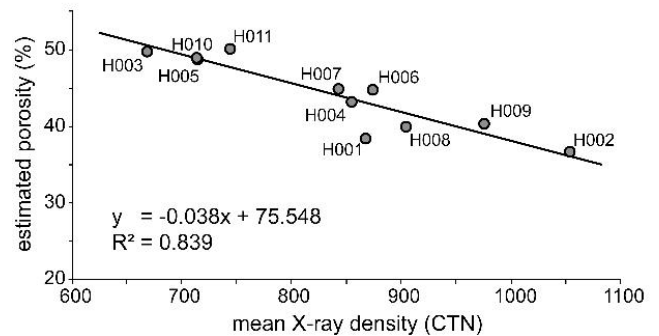


Figure 5 – Calibration curve of core estimated porosity values, as a function of the mean X-ray density values (CTN).

4. Radar profiles and sediment cores: results and interpretations

In each of the GPR boxes, cross-shore profiles (1 m spacing) are very similar and show little lateral variations. The sedimentary structures are continuous laterally, or show a periodic pattern at the scale of several metres. For this reason, one profile per box is chosen for description. Profiles number 1, 2 and 3 are associated with boxes 1, 2 and 3 respectively (Fig. 3). Each profile is chosen for its best quality and contrast, and for showing the maximum diversity in sedimentary

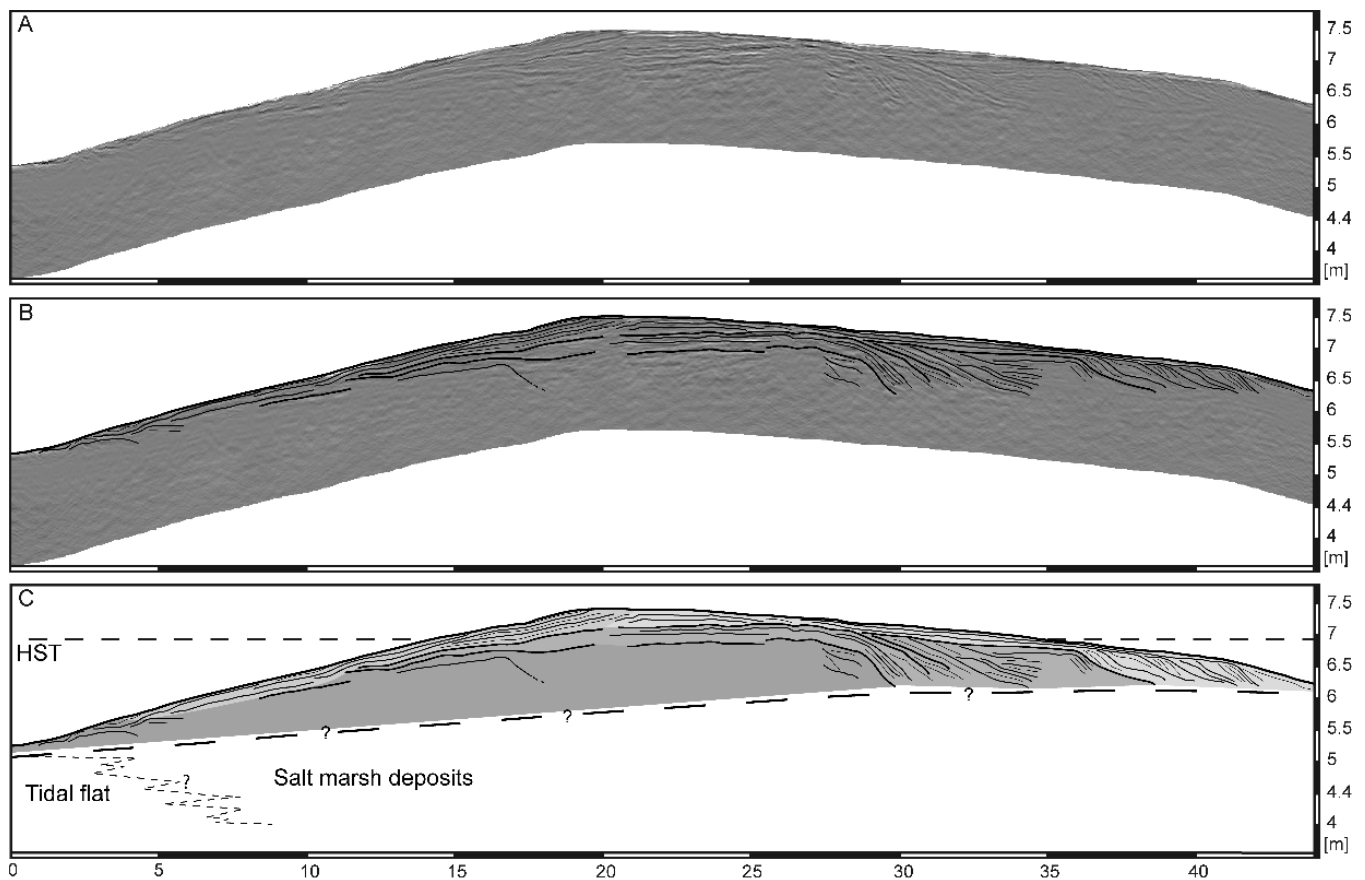


Figure 6 – 900 MHz radar reflection Profile n°1 (A), with an interpretation of its radar stratigraphy (B) and a schematised profile showing the high spring tide (HST) water level (C). This cross-shore profile is located in box 1 (Fig. 2), with the sea on the left of the image. Elevation is in metres above mean sea level (IGN datum).

structures. It is representative of the whole box. One or several cores are associated with each radar profile. Their analysis by X-ray tomography provides precious information regarding lithology, sequences grading, grain size and porosity.

4.1. GPR profile number 1: active transgressive ridge (box 1)

Profile number 1 (Fig. 6) is located on an active chenier ridge, which migrates over the salt marshes. The chenier is around 45 m wide and 1.5 m thick. The external (seaward) face is steeper (4-6°) and shorter than the landward dipping internal face (1-4°). This gently landward dipping face terminates in steeper washover deltas (10-15°), spreading over the salt marsh vegetation. The seaward foot of the ridge locally features soft pebbles, shore-normal runnels, peat layers and roots, indicative of salt marsh facies (Fig. 2D).

On the GPR profile (Fig. 6), no clear radar surface illustrates the transition between the fine-grained tidal flat and the overlying coarse chenier. However, all radar reflections brutally attenuate at some depth, indicating a change in the sediment property. Coring confirmed that the boundary between chenier facies and underlying salt marsh or tidal flat facies is located at this depth.

On the seaward face, overlying the basal surface is a radar facies deaf to the 900 MHz antenna (Fig. 4-f6).

This lack of signal is attributed to the presence of humidity and salt remaining in the core of the ridge. This radar facies f6 is overlain by the radar facies f2, several tenths of a centimetre thick, made of seaward dipping reflectors (Fig. 4), conforming the seaward face of the chenier. After the crest, below the landward face of the chenier, a series of sub-horizontal to low angle planar laminae gently dip landward (radar facies f3, Fig. 4). This sub-horizontal to low angle radar facies evolves landward in high angle foreset stratification (radar facies f4, Fig. 4).

The seaward foot of the ridge is interpreted as an erosional surface due to the wave-induced landward migration of the bank. The compacted and eroded facies of salt marsh which reappear on the seaward side of the chenier demonstrates that the bank still migrates actively over the salt marshes.

This erosion surface gradually pass into a veneer of beach deposits. Facies f2 is interpreted as seaward dipping beach face beddings, built by the swash action over this very porous sediment: large infiltration of the up-rushing water enhances sediment deposition.

Facies f3 and f4 are typical of washover deposits (Schwartz, 1982). These two radar facies form a radar unit that is interpreted as a washover fan (Fig. 7). The low angle planar laminae (facies f3) correspond to the wetted sub-aerial part of the washover (Fig. 7A). In this type of setting, the sediment deposited is carried

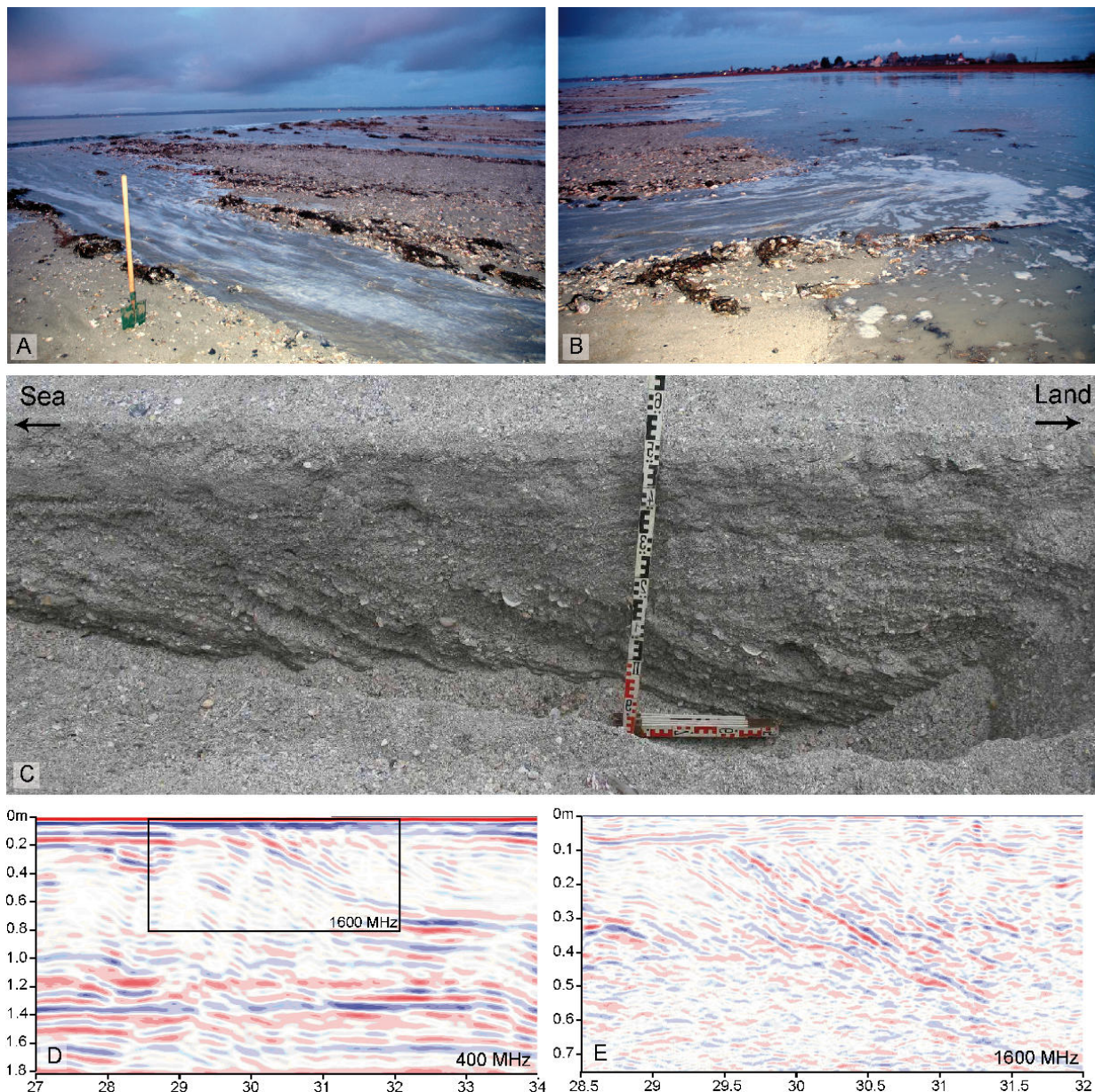


Figure 7 – Washover dynamics and associated sedimentary structures. A) Sub-aerial washover flow. B) Washover flow entering the flooded salt marshes. C) Trench located on Profile 1 internal face, showing gently landward dipping laminae and foreset stratification associated with sub-aerial washover flow (A) and washover delta sedimentation (B) respectively. D-E) Radar reflection profile associated with the trench using 400 MHz (D) and 1600 MHz (E) antenna. Horizontal scale is in metres and refers to the trench position in Profile 1 (Fig. 5). Vertical scale (in metres) is the depth from the surface.

in a succession of unidirectional, intermittent overwashes passing over the crest and downsloping along the gently landward dipping internal face. Large sheets of sand can be deposited, marked by rhythmic alternations of texturally finer and coarser laminae.

As the overwash enters the flooded salt marsh (Fig. 7B), it sharply decelerates. Sedimentation occurs in the sub-aqueous environment with typical high angle foreset stratification (facies f4). The sub-aqueous portion of the fan is referred to as the washover delta (Schwartz, 1982). Depending upon the amount of overwash and percolation rate in the sediment, a washover runoff channel can sometimes develop. The wetted sub-aerial fan is in aggradation, while the washover delta progrades over the salt marsh.

At the scale of the internal face, radar facies f4 (washover delta stratification) is overlain by facies f3

(washover sub-aerial part). This geometrical relationship indicates that several washover units constitute the internal flank (Fig. 7C,D,E). Two main washover units are distinguished, each unit being formed by at least four or five washover sub-units.

A longshore radar profile through the washover fan unit (Fig. 8) shows a more irregular organization. Coalescent lobate reflectors (Fig. 4-f5) are associated with washover delta deposits, between 2 and 3 m wide. The sub-horizontal reflectors (Fig. 4-f1) located in the upper part of the profile correspond to the wetted sub-aerial fans that are locally incised by washover runoff channels (Fig. 3-s4) filled with sediment. The global organization of this long-shore profile is consistent with the three-dimensional aspect of washover fans along the internal face of the chenier.

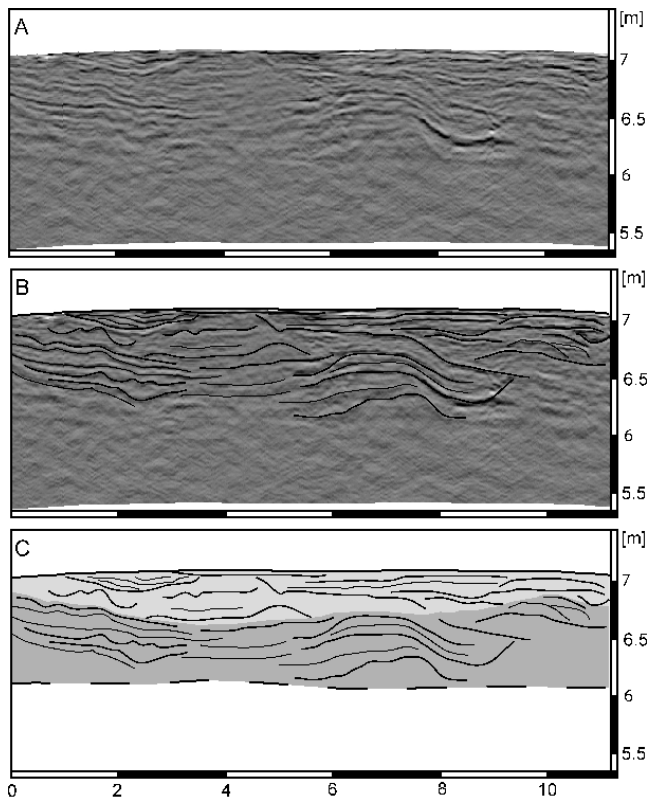


Figure 8 – 900 MHz radar reflection Profile n°1bis (A), with an interpretation of its radar stratigraphy (B) and a schematised profile (C). This longshore profile is located in box 1 (Fig. 2), and crosses

Profile n°1 at 32 m. It runs from ESE to WNW. Elevation is in metres above mean sea level (IGN datum).

4.2. GPR profile number 2: mature transgressive ridge (box 2)

Cross-shore profile number 2 (Fig. 9) is situated 500 m eastward of profile number 1. It is about 60 m wide, and between 2 and 3 m thick. The landward face is covered with vegetation, and only the beach face is reworked by waves during spring tides. Profile number 2 basically shows the same units and patterns as profile 1: a basal unit deaf to the 900 MHz antenna (Fig. 4-f6), gently seaward dipping sub-parallel laminae (Fig. 4-f2), gently landward dipping sub-parallel beddings (Fig. 4-f3) and steep landward dipping foresets (Fig. 4-f4)..

A zoom on the seaward face of the chenier ridge has been carried out using a high-frequency 2.6 GHz antenna (Fig. 10), in order to observe the sedimentary structure that stayed deaf with the 900 MHz antenna in the basal unit. The signal shows a penetration of 30 cm in the sediment, with a vertical resolution of 2-3 centimetres. Underlying the first centimetres of seaward dipping lamination (Fig. 4-f2), radar reflections show a gently landward dipping oblique stratification (Fig. 4-f3), with angles between 1 and 3°.

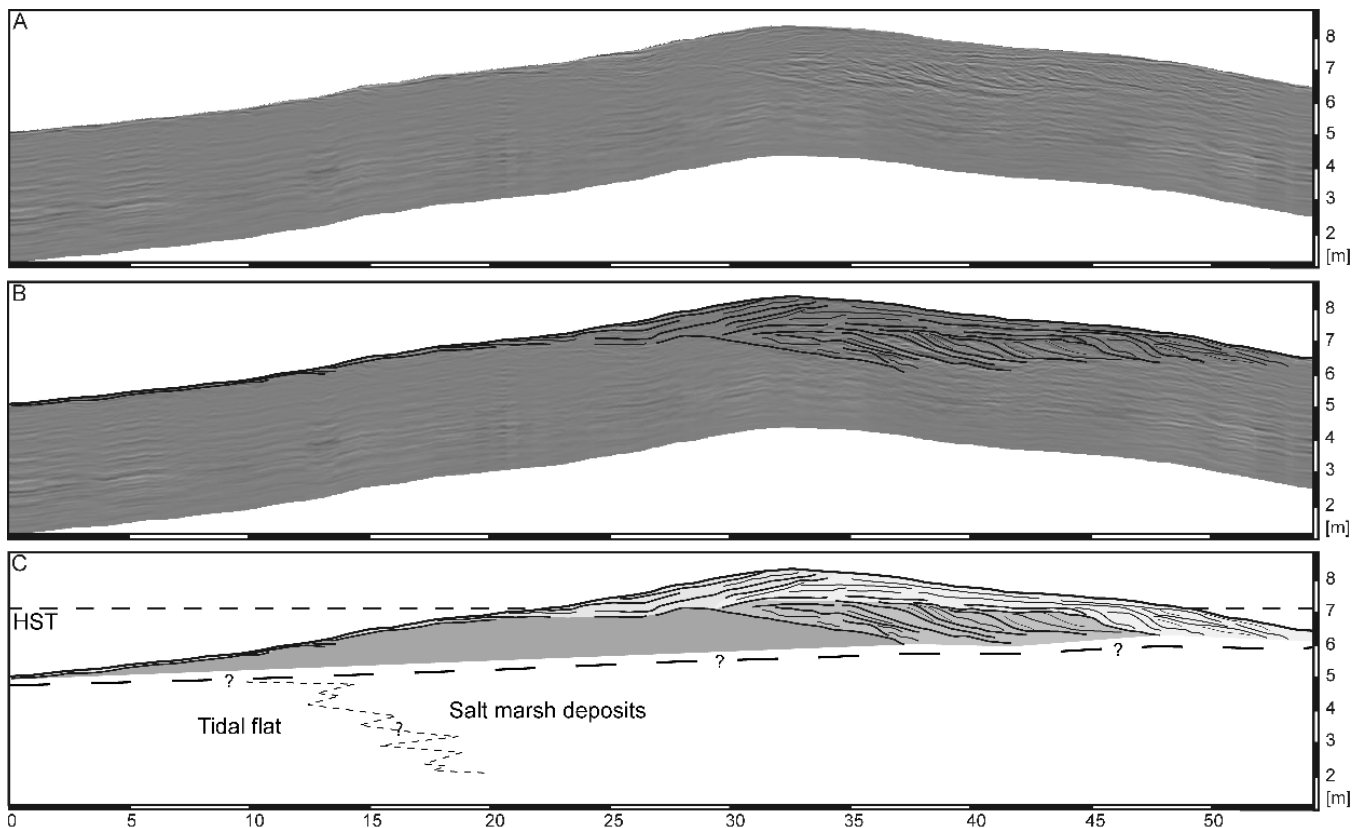


Figure 9 – 900 MHz radar reflection Profile n°2 (A), with an interpretation of its radar stratigraphy (B) and a schematised profile showing the high spring tide (HST) water level (C). This cross-shore profile is located in box 2 (Fig. 2), with the sea on the left of the image. Elevation is in metres above mean sea level (IGN datum).

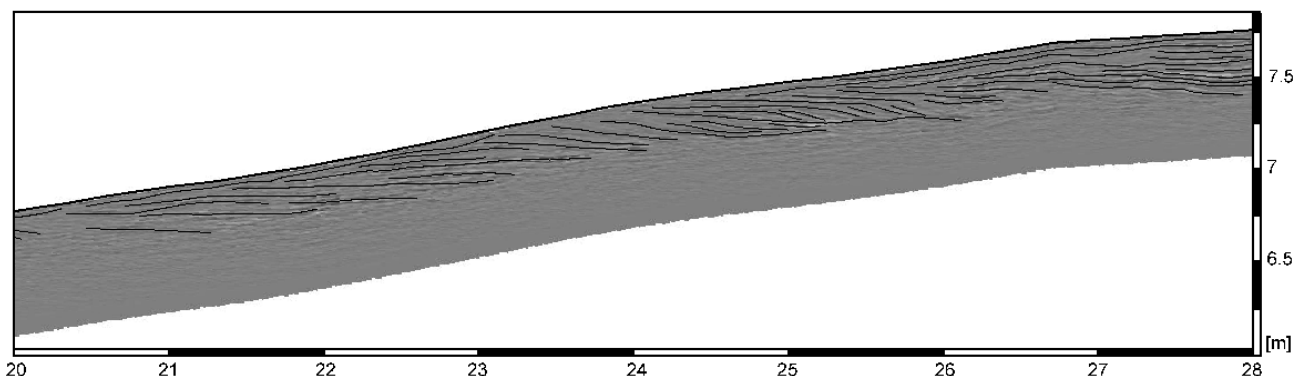


Figure 10 – 2600 MHz interpreted radar reflection profile showing a higher resolution part of Profile 2 (Fig. 8) seaward face (Box. 2' – Fig. 2). Elevation is in metres above mean sea level (IGN datum). Horizontal scale (in metres) refers to the profile position on Profile n2.

According to the global morphology and internal structure, this chenier is older than the first one (profile number 1, Fig. 6). The crest is topographically higher, and the upper beach face is well developed, with a thickness of almost one metre near the crest. The geometrical relationship between facies 3 and facies 4 allows the recognition of two main washover units. The older unit, resting on the basal surface of tidal flat or salt marshes, shows mainly a washover delta foreset stratification (Fig. 4-f4), with a progradation over the salt marsh of about 15 m. The foresets indicate that sedimentation occurred underwater, below the level of tidal flooding. The most recent washover unit is composed for a large part of low angle planar laminae (Fig. 4-f3), resting on the washover delta foreset stratification of the previous unit. During this last stage of construction, a vertical aggradation of nearly 1 m occurred by washover processes, above the level of tidal flooding. The transition between the phase of foreset progradation and the phase of aggradation is probably closely related to the altitude of the ridge relative to the level of high spring tides. The presence of a well established vegetation on the landward face of this chenier indicates that washover processes do not occur anymore.

The presence of low angle, landward dipping reflectors (Fig. 4-f3) beneath the lower beach surface demonstrates that the basal unit might be composed of old washover deposits reworked during the onshore migration of the ridge. The sediment material is recycled as on a conveyor belt : the sediment deposited on the beach face is reworked and transported landward by washover flows, and deposited in washover fans. As the ridge migrates onshore, the beach erosion surface cuts into the older deposits, until reaching the previously deposited washover fans that are now exposed on the seaward face of the chenier.

4.3. GPR profile number 3: mature progradational ridge (box 3)

Cross-shore profile number 3 was surveyed in the western part of the study site. The chenier ridge is

about 60 m wide (cross-shore) and between 2 and 3 metres thick. Like the ridge described by profile number 2, this chenier is mature, its landward face being partially covered with vegetation.

Profile number 3 (Fig. 11) reveals an internal structure somewhat different from the two previous cases. In the most landward part, two units of steep landward dipping sigmoid reflectors (Fig. 4-f4) are present at the base of the chenier. The first one lies directly on the tidal flat / salt marsh surface, over a length of 15 m. The second unit seems to be superimposed on the first unit in the first 15 m, and then covers the salt marsh / tidal flat surface for another 15 m. These two units are overlain by a unit of low angle sub-parallel landward dipping reflectors (Fig. 4-f4), up to one metre thick. The reflectors terminates with a steeper slope. The three units of landward dipping reflectors are truncated by a strong seaward dipping reflector. Seaward of this strong reflector, a large unit shows gently seaward dipping reflector, changing into gently landward dipping reflectors which onlap (Fig. 4-s2) the strong seaward reflector.

The three units on the most landward part of the chenier are typical of washover fan sedimentation. The two basal units are mostly prograding washover deltas, while the upper unit corresponds to the wetted sub-aerial part of the fan, with low angle planar stratification. The strong seaward dipping reflector which cuts into the washover units is interpreted as an erosion surface. It is a preserved beach surface, i.e. the external face of an ancient chenier ridge. A large sedimentary body composed of sub-horizontal to low angle landward dipping laminae leans against this preserved surface. Hence, this chenier is composed of two amalgamated ridges. The crest of the oldest ridge is still discernable in the topography on the field. an important volume of sediment, probably supplied by the landward migration of a mid tidal flat bank, came up against a former ridge located at the edge of the salt marshes. This ridge was already too thick (or too high on the salt marshes), and/or the volume of sediment too large, explaining why washover processes could not rework the newly brought sediment. Aerial photographs clearly show these mid tidal flat banks regularly migrating landward, feeding with sediment the mature chenier ridges on the edge

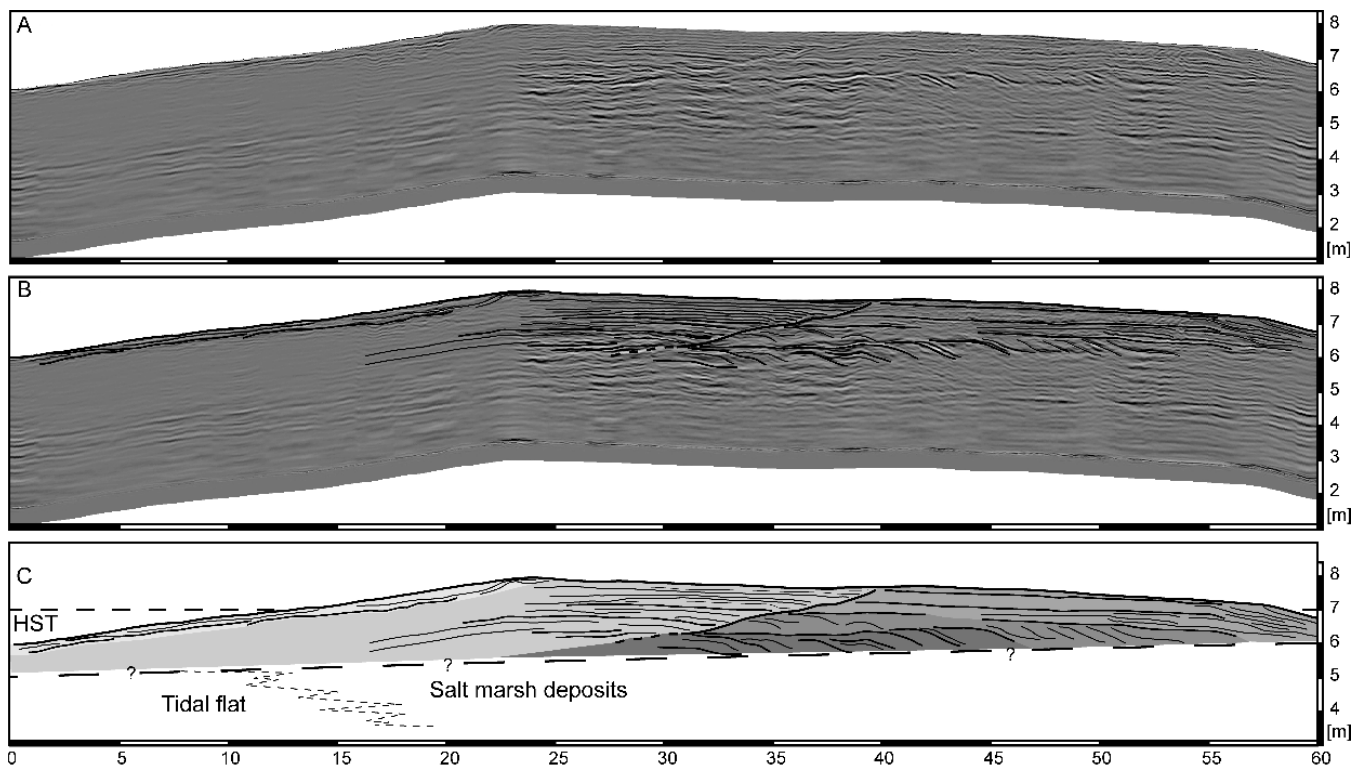


Figure 11 – 900 MHz radar reflection Profile n3 (A), with an interpretation of its radar stratigraphy (B) and a schematised profile showing the high spring tide (HST) water level (C). This cross-shore profile is located in box 3 (Fig. 2), with the sea on the left of the image. Elevation is in metres above mean sea level (IGN datum).

of salt marshes. In this ultimate stage of chenier evolution, the ridge is no longer transgressive, as no landward migration occurs anymore. Instead, the chenier ridge develops by prograding seaward.

4.4. X-ray images analysis and chenier lithology

Sedimentary facies are associated to each major depositional unit identified in the radar profiles and described in the previous section (Figure 12). Each sedimentary facies is characterized using the X-ray images in terms of sediment texture, thickness and grain-size evolution of sequences, and porosity values.

The base of coarse chenier ridges is in transition with the fine grained tidal flat (Fig. 12A). The silty sediment shows millimetric laminae, sometimes interrupted by sparse whole shells or centimetric layers of coarse sand and shells. The transition to the chenier coarse sand and shell debris is sharp, as suggested by the increase of porosity values from around 30% to more than 55%.

The beach face is characterized by pluri-millimetric to centimetric alternation of seaward dipping laminae (Fig. 12B). It is mainly composed of medium to coarse sand and shell debris. Whole shells are rare. Particles show a preferential orientation and arrangement conforming to the beach slope, and therefore to the swash and backwash flow direction.

The crests of the older chenier ridges, which are no longer submerged by high spring tides, present centimetric to decimetric homogeneous layer of fine to medium sand, overlying coarser shell debris and sand deposits (Fig. 12C). This fine sand is a good substrate

for vegetation, and roots are abundant. Cheniers which are frequently reworked by washover processes do not present any deposit of this kind. This facies is interpreted as aeolian capping, deposited during windy days, frequent during the winter.

The sub-aerial washover facies (Fig. 12D) is somewhat similar to the beach face facies. Pluri-millimetric laminae of medium to coarse sand and shell debris gently dip landward. Particles are oriented by the uni-directional washover flow. Medium to coarse shell debris layers alternate evenly with fine to medium sand layers.

Washover deltas feature typical fining-upward sequences (Fig. 12E). Each sequence can be several tens of centimetres thick. The base is mostly composed of whole shells and large fragments, sometimes filled by fine sand. The top of the washover deposit is made of fine sand and shell debris, sometimes draped by a thin layer of silty to clayey sediment, associated with the settling of suspended particles in the flooded salt marshes. Such sequences can be deposited during a single high spring tide.

The inspection of sediment cores by X-ray tomography revealed the very porous and heterogeneous character of chenier ridges. This is to be related to the sediment type and the mode of deposition. The beach face and the sub-aerial washover deposits tend to be composed of relatively well sorted coarse sand and shell debris. This results in porosity values ranging between 30 and 40 %. On the contrary, coarse shell debris and whole shells are concentrated in the washover deltas and at the base

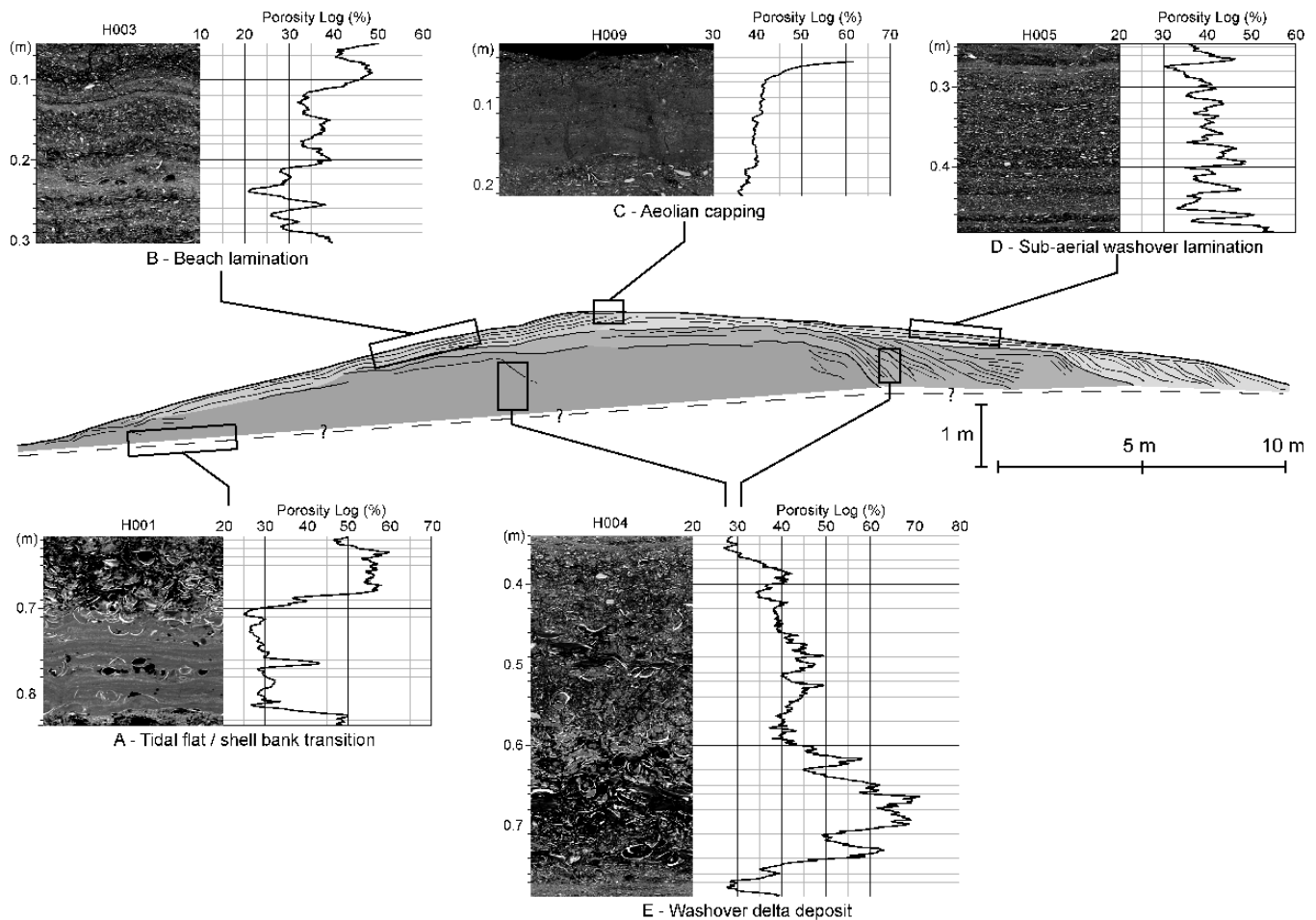


Figure 12 – Correlation of main GPR units with X-ray tomography facies sampled from different sediment cores. The X-ray images are completed by porosity logs (in percents) estimated from the mean X-ray density calibration (Fig. 4). Vertical scale (in metres) on the X-ray images refers to the position of the image sample from the top (surface) of the cores.

of the ridges. In these facies, porosity values can increase up to 70 % (Fig. 12E). In this fresh, unconsolidated sediment, pore connection is supposed to be good, so these high porosity values would imply high permeability values. It results in exfiltration of a large volume of air during tidal flooding. Even when the ridge is completely submerged, one can easily observe large bubbling in the water associated with sand saturation and entrapped air being slowly released. The important time lag between tidal flooding and sand saturation is supposed to have important consequences on sediment transport and deposition on the beach face and on the landward face during washover events.

5. Discussion

5.1 Stages of evolution

The GPR study reveals that the chenier ridges in the Mont-Saint-Michel bay are formed from a limited number of morphostratigraphic elements resulting from either washover flows, beach face sedimentation, aeolian capping or from the welding of newly formed banks onto the beach face of stabilized cheniers. These elements are very similar to those described in Essex (UK) by Neal et al. (2002), even if spring tidal range is significantly greater in Mont-Saint-Michel bay (14 m compared to 5 m). These

depositional elements vary significantly in volume with respect to the stage of evolution of individual ridges, the altitude of which regarding the maximum level of tidal flooding is a critical parameter. All investigated cheniers are mainly composed of washover units that are deposited on the landward (internal) face of the ridges, and that may reappear on the erosional seaward (external) face as the chenier migrates landward.

The younger ridges, lying below the high spring tide (HST) water level, contain mainly steeply dipping foreset strata (Fig. 13-1). This internal structure is associated with the landward migration in a ripple or hydraulic dune like fashion, the combined action of rising tide and wave bores producing onshore directed flow. As the ridges reach the HST water level and the salt marsh edge, around 6 m above mean sea level (mean sea level is half of the tidal range), they are less frequently submerged, and their migration rate strongly decreases. A beach face may form, but the eroded sediment is essentially erosional. The eroded sediment is deposited landward by washover processes. At this stage, the washover deposits are essentially composed of steep landward dipping foresets (Fig. 13-2).

As more sediment is brought by rising tides and waves, the ridge thickens, and its crest grows above the HST water level. At this stage, washover deposits

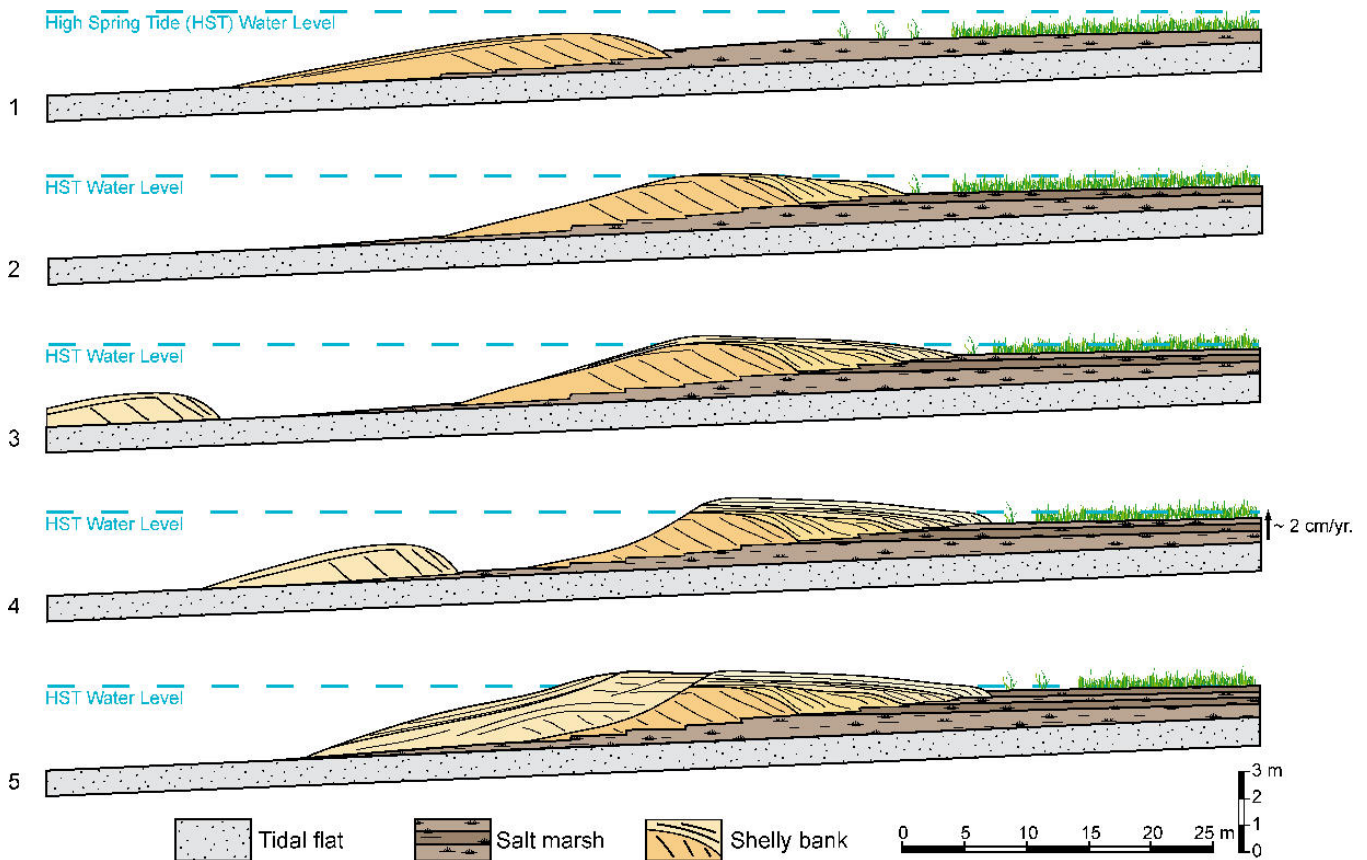


Figure 13 – Proposed evolutionary model that shows chenier migration and evolution from active transgressive ridge (2) to mature transgressive (4) and mature progradational (5) ridges. The blue dashed line indicates high spring tide (HST) water level.

feature two distinct sedimentation patterns (Schwartz, 1982). The upper sub-aerial part of the washover displays low angle, planar landward dipping strata, that pass into more steeply dipping foreset strata at their landward margin (Fig. 13-3). The latter are deposited in the standing body of water that represents the flooded salt marshes. Settling of the fine suspended particles behind the chenier ridges leads to the vertical accretion of the salt marshes. Berger and Caline (1991) estimated the rate of sedimentation at 1-3 cm per year, using ^{210}Pb and ^{137}Cs isotope dating. At the scale of a single high spring tide, deposition of mud layers of 1 to 2 mm thick was observed on the salt marsh surface. In average, about 50 spring tides per year can flood totally the salt marshes. Considering possible erosion by subsequent tides and overall compaction of mud, estimated sedimentation rate per year is consistent with those observations.

Combination of spring tides and energetic wave events can produce severe erosion of the beach face, cutting through the most recent sub-aerial washover deposits, and revealing the core of the older sedimentary structures (Fig. 13-4). At this stage, the height of vertical accretion on the landward face of the chenier is limited by the highest water level for wave overtopping, during coincidence of high spring tide and storm surge. At the same time, newly formed ridges on the mid tidal flat can eventually migrate landward toward mature chenier ridges. If the latter are thick and lie well above the HST water level, the sediment bulk can not be reworked by washover

processes. The sediment heals the scar of the eroded beach face, enlarging the chenier ridge in a progradational pattern (Fig. 13-5).

5.2 Rates of migration

Observations of aerial photographs from 1947 to the present date indicate that the investigated chenier ridges started to develop in the late 1970's. A rapid salt marsh progradation of 250 m in less than 4 years (1982-1986, Fig.2A) occurred subsequently to this modern chenier development on the upper tidal flat, seaward of older chenier ridges. From this date, cheniers ridges started to migrate landward by washover processes. GPR reflection profiles revealed between two and three large washover units. The older units, lying on the salt marsh surface, show foreset stratification, while the younger units present low angle landward dipping beddings. The transition between the two styles of washover sedimentation corresponds roughly to the limit of the HST water level.

To estimate the amount of time involved in washover unit construction, the cumulated time of tide and wave action during which ridges can potentially migrate was calculated. The combination of high tidal flooding and rough waters in the bay is supposed to enhance sediment transport on the upper tidal flat. Thus, the mobility of chenier ridges resting on the upper tidal flat can be correlated with the duration of tidal flooding.

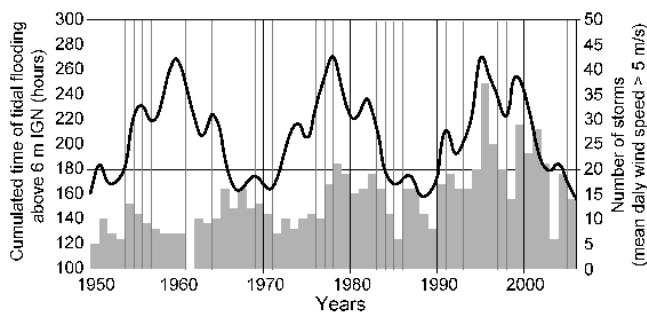


Figure 14 – Conjunction between high tidal flooding and storms occurrences. The bold line shows the cumulated time (in hours) of tidal flooding above 6 m IGN (above mean sea level). The bars indicate the number of storms per year that occurred when water level was higher than 6 m IGN.

Cumulated time of high spring tide flooding per year above 6 m IGN was calculated using the National Oceanographic and Hydrographic Service (SHOM) tide tables (Fig. 14). This altitude corresponds roughly to the lowest limit of salt marsh development. The flooding time curve highlights tidal cycles of 4 and 18 years periods. Duration of flooding above 6 m IGN per year can vary significantly between 160 h during the troughs of the tidal cycles, and 280 h during the highest peaks (Fig. 14).

Strong winds that occur during tidal flooding above 6 m IGN are extracted from three-hourly mean wind velocity time series data from 1950 to 2006 (Meteo France data). Such conditions are defined by a mean daily wind speed above 5 m/s. It is important to keep in mind that the low slope tidal flat is very dissipative. Winter storms associated with cold fronts create choppy waters in the bay, but significant wave height is generally less than one metre (Ehrhold, 1999). Storm swells never enter in the embayment. The time series analysis demonstrates that: (i) the number of windy days per year (Fig. 14) shows a periodicity roughly matching the 4-year tidal flooding cycle; (ii) there is an obvious increase in windy conditions coinciding with tidal flooding above 6 m from 1950 to 2006.

With respect to these rough water / tidal cycles, a scenario of migration rate and chenier ridge development can be proposed: during periods of lower water level and shorter times of flooding above 6 m IGN (tidal cycle troughs – Fig. 14), chenier ridges migrate landward at a slower rate, and tend to be stabilized a bit lower on the upper tidal flat. Their sheltering effect enhances the development of salt marshes, which colonize the back-barrier depression over tens to hundreds of metres (Fig. 2A). Older chenier ridges are subsequently incorporated in the salt marshes. These banks are slowly eroded by the channels draining the salt marshes, and cemented by clay and silt which settle in the back-barrier depression and partially fill up the porosity of the coarse sediment composing cheniers. They are progressively covered and dismantled by the salt marsh vegetation. During periods of higher spring tide levels and longer times of flooding above 6 m IGN (tidal cycle peaks – Fig. 14), the former chenier ridges

experience intense reworking and landward migration over the salt marshes by washover processes (Fig. 2B,D). These periods of large sediment mobility are even enhanced when high spring tide levels coincide with high wind and wave activity, such as, for example, the 1990-2000 period. This long-term evolution is related to the 18-year tidal cycle, slowly leading to an overall progradation of the chenier / salt marsh system. The potential effects of the 18-year tidal cycle on accretion and erosion of the muddy-influenced and chenier coast of South-America has been emphasised recently by Gratiot et al. (2008).

In addition, a close examination of aerial photographs, coupled with the radar reflection profiles analysis, allows an estimation of the time involved in the construction of the observed washover units. The observation was focussed on the last landward migration episodes of the investigated chenier ridges. It is important to note that estimations of the rates of chenier migration are limited by the frequency of aerial photographs. For example, a horizontal displacement observed between two pictures with a 4 year interval may have occurred in one year only.

The portion of the chenier ridge investigated in profile 1 (Fig. 6) experienced its last significant landward migration between 1996 and 2002, with a horizontal displacement of about 60 m. Considering that this ridge is about 50 m wide, this implies that all of the sediment has been reworked by washover processes during this time lapse (6 years). Consequently, each of the two washover units observed in Profile 1 (Fig. 6), with a lateral extension of about 10 m each on the salt marshes, may have been formed in a one-year period of high tidal flooding and storm activity. Between 2002 and 2006, this ridge did not experience any significant landward migration. This stabilization period corresponds to a trough in the 18-year tidal cycle (Fig. 14).

In the same vein, the eastern part of the chenier illustrated by profile 2 (Fig. 9) reached its present position between 1982 and 1990 with a landward migration of about 50 m. The two main washover units observed in GPR Profile 2 (Fig. 9), with a lateral extension of about 20 m, were built during a relatively short amount of time, which may correspond to the combination of a 4-year tidal cycle peak and larger storm activity (e.g. 1982-1983 and 1986-1987). The end of this 1982-1990 period, when the ridge stabilized, corresponds to a trough in the tidal cycle (Fig. 14). The lower position of chenier ridges on the tidal flat allowed a rapid progradation of the salt marshes (Fig. 2A).

The older, most internal part of the ridge shown in profile 3 (Fig. 11) migrated to its present position between 1977 and 1982, with an onshore displacement of approximately 120 m. Its last episode of washover occurred between 1986 and 1990, with a horizontal extension of about 30 m. This timing is very similar to the formation of the washover units in Profile 2. The sedimentary body that leans against the fossil beach face erosion surface (Fig. 11), and constitutes the younger part of the chenier ridge, was

amalgamated to the former ridge between 1990 and 1996, during the increasing phase of the last 18-year tidal cycle (Fig. 14).

The observations of aerial photographs combined with GPR profile information reveals that the landward migration of cheniers on the upper tidal flat involves a complete reworking of the sediment in 6 to 8 years. This migration process can be compared to a conveyor belt, the sediment being constantly eroded from the beach face and deposited in washover fans, before reappearing back on the seaward face of the ridge. Consequently, the washover units observed in the GPR profiles are very young features. The construction of each unit may occur in 1 or 2 years. This dynamics is modulated by tidal cycles and waves at two time steps: (i) 18-year tidal cycles trigger periods of chenier stabilization and salt marsh progradation (troughs), and periods of chenier transgression over the salt marshes (peaks). (ii) 4-year tidal cycles, coupled with periods of higher wave activity, may enhance sediment transport and form the washover units observed in GPR reflection profiles.

As emphasized by Augustinus (1989), there is not one commonly accepted model to explain the episodic development of cheniers, especially in bay head environments. There are many factors which favour chenier formation, such as episodic sediment supply, changes in the hydrodynamic regime on the tidal flat, small sea level variations, and various local factors. Here we provide a new model for chenier development in macrotidal environments, strongly influenced by 4 and 18-year tidal cycles. The occurrence of such cheniers demonstrates that coarse littoral barriers can occur in low-wave tidal environment, mainly evolving under non-storm washover processes. Non-storm washovers essentially affect low crest elevation ridges without prominent beach berm, during non-storm winter waves and equinoctial high spring tides (Matias et al., 2010). However, they show the same deposition patterns as storm-dominated washovers (Schwartz, 1982), featuring typical fining-upward sequence with high angle landward dipping stratification, overlain by low angle landward dipping beddings. It is worth noting finally that in an environment such as the Bay of Mont-Saint-Michel, the high biological productivity ensures a regular input of bioclastic sediment, easily transported (Weill et al., 2010) across the low slope dissipative tidal flat by waves and tidal bores. This is a key parameter to allow the formation of coarse littoral barrier along fine-grained tidal flat environments.

6. Conclusion

In this study, we provide a new example of the internal architecture of cheniers in a macrotidal environment, complementing the pioneer work of Neal et al. (2002). The original combination of high-frequency GPR profiles and of X-ray tomography of sediment cores provides for the first time a complete

illustration of sedimentary structures, lithological facies and porosity values characteristic of chenier ridges. Three main chenier types are identified, which are representative of different stages of evolution: active transgressive ridge, mature transgressive ridge, and mature progradational ridge. These bioclastic banks evolve on the tidal flat under the influence of non-storm washover processes occurring during high spring tides. On a multi-annual time scale, the episodic alternation between the formation of a chenier ridge and the progradation of the salt marshes is strongly influenced by 4 and 18-year tidal cycles, together with periods of higher wave activity.

As elements of progradational coastal wedges, cheniers are likely to be preserved in the stratigraphic record. However, chenier ridges are rarely described in ancient sedimentary successions (e.g. Jawad Ali and Aziz, 1993; Coster et al., 1989). This present description of macrotidal cheniers provides new elements for recognition of such sedimentary bodies in rock records. If cheniers are buried, they will form long and narrow, coarse carbonated sand bodies, resting on and overlapped by very organic marsh clay. Their potential to becoming stratigraphic traps for hydrocarbons is high. Compared to classic bight coast cheniers associated to large river deltas, bay head cheniers have a higher content of carbonate sediment, because of the generally limited continental detrital input. This aspect is to be considered to better constrain diagenetic history, which can potentially modify strongly the original high porosity and permeability of the sediment.

Acknowledgements

This work is carried out within the framework of P. Weill's PhD, funded by the Basse-Normandie Regional Council (Conseil Régional de Basse-Normandie, France). The authors are thankful to Amel Tidadini (trainee at MDS Paris) for her precious help during radar profiles acquisition and processing. Sylvain Haquin, Laurent Perez and Léna Thomas provided essential support for the field survey. Core scanner imaging was performed at the core laboratory of Total (Pau, France), thanks to Bruno Caline and Isabelle Billeaud, and we are grateful to the technical staff, especially Daniel Lac and Régis Lasnel.

References

- Annan, A.P., 2009. Electromagnetic principles of ground penetrating radar. In: Jol, H.M. (Ed.) *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, Elsevier, pp. 141–176.
- Anthony, E.J., 1989. Chenier plain development in northern Sierra Leone, West Africa. *Marine Geology* 90, 297–309.
- Augustinus, P., 1980. Actual development of the chenier coast of Suriname (South America). *Sedimentary Geology* 26, 91–113.
- Augustinus, P.G.E.F., Hazelhoff, L., Kroon, A., 1989. The chenier coast of Suriname: Modern and geological development. *Marine Geology* 90, 269–281.
- Augustinus, P.G.E.F., 1989. Cheniers and chenier plains: A general introduction. *Marine Geology* 90, 219–229.
- Berger, G.W., Caline, B., 1991. Estimation of sedimentation rates in the Bay of Mont Saint-Michel (France) by ²¹⁰Pb dating technique - A pilot study. *Oceanologica Acta* 11, 137–142.
- Billeaud, I., Tessier, B., Lesueur, P., Caline, B., 2007. Preservation potential of highstand coastal sedimentary bodies in a macrotidal basin: Example from the Bay of Mont-Saint-Michel, NW France. *Sedimentary Geology* 202, 754–775.

- Boespflug, X., Long, B.F.N., Occhietti, S., 1995. CAT-scan in marine stratigraphy: a quantitative approach. *Marine Geology* 122, 281-301.
- Bonnot-Courtois C., Fournier J., Dréau A., 2004. Recent morphodynamics of shell banks in the western part of Mont-Saint-Michel Bay (France). *Géomorphologie: relief, processus, environnement* 1, 65–80.
- Caline, B., 1982. Le secteur occidental de la Baie du Mont-Saint-Michel: morphologie, sédimentologie et cartographie de l'éstran. Documents Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans 42, 250 p.
- Cangzi, L., Walker, H., 1989. Sedimentary characteristics of cheniers and the formation of the chenier plains of East China. *Journal of Coastal Research* 5(2), 353–368.
- Cassidy, N.J., 2009. Ground Penetrating Radar Data Processing, Modelling and Analysis. In: Jol, H.M. (Ed.) *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*, Elsevier, pp. 141–176.
- Chappell, J., Grindrod, J., 1984. Chenier plain formation in Northern Australia. In: Thom, B.G. (Ed.) *Coastal Geomorphology in Australia*, Academic Press Australia, pp. 197–231.
- Compain, P., Larsonneur, C., Walker, P., 1988. Les sédiments et leur dynamique dans la partie nord-est de la Baie du Mont-Saint-Michel. *Bull. Soc. Linn. Normandie* 112/113, 109–114.
- Coster, P.W., Lawrence, S.R., Fortes, G., 1989. Mozambique: a new geological framework for hydrocarbons exploration. *Journal of Petroleum Geology* 12(2), 205-230.
- Draut, A.E., Kineke, G.C., Velasco, D.W., Allison, M.A., Prime, R.J., 2005. Influence of the Atchafalaya River on recent evolution of the chenier-plain inner continental shelf, northern Gulf of Mexico. *Continental Shelf Research* 25, 91–112.
- Ehrhold, A., 1999. Dynamique de comblement d'un bassin sédimentaire soumis à un régime mégatidal. Exemple de la baie du Mont-Saint-Michel. PhD thesis, Université de Caen Basse-Normandie, France. 303 pp.
- Gratiot, N., Anthony, E., Gardel, A., Gaucherel, C., Proisy, C., Wells, J., 2008. Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience* 3, 169–172.
- Greensmith, J.T., Tucker, E.V., 1968. The origin of Holocene shell deposits in the chenier plain facies of Essex (Great Britain). *Marine Geology* 7, 403–425.
- Hayward, B., 2007. Protecting New Zealand's earth science heritage - chalazoidites and cheniers. *Geological Society of New Zealand (GSNZ) Newsletter* 142, 22–27.
- Holland, K., Elmore, P., 2008. A review of heterogeneous sediments in coastal environments. *Earth-Science Reviews* 89, 116–134.
- Hoyt, J., 1969. Chenier versus barrier, genetic and stratigraphic distinction. *AAPG Bulletin* 53, 299–306.
- Jawad Ali, A., Aziz, Z.R., 1993. The Zubair formation, East Baghdad oilfield, Central Iraq. *Journal of Petroleum Geology* 16(3), 353-364.
- Jol, H.M., Bristow, C.S., 2003. GPR in sediments: advice on data collection, basic processing and interpretation, a good practice guide. In: Bristow, C.S., Jol, H.M. (Eds.), *Ground Penetrating Radar in Sediments*, Geol. Soc. London Spec. Publ. 211, 9–27.
- Lee, H.J., Chun, S.S., Chang, J.H., Han, S.-J., 1994. Landward migration of isolated shelly sand ridge (chenier) on the macrotidal flat of Gosmo Bay, West coast of Korea: Controls of storms and typhoon. *Journal of Sedimentary Research* A64 (4), 886–893.
- L'Homer, A., Courbouleix S., Chantraine J., Deroin J.P., Bonnot-Courtois, C., Caline, B., Ehrhold, A., Lautridou, J.P., Morzadec-Kerfourn, M.T., 1999. Carte géologique de la France à 1/50 000. Baie du Mont-Saint-Michel. Notice explicative. Éditions du BRGM. n°208, 184 p.
- L'Homer, A., Bonnot-Courtois, C., Caline, B., 2002. Le prisme sédimentaire des dépôts du marais de Dol : essai de la reconstitution de la mise en place des dépôts. In : "La baie du Mont-Saint-Michel et l'estuaire de la Rance. Environnements sédimentaires, aménagements et convolution récente." (Bonnot-Courtois C., L'Homer A., Le Vot M.) *Mémoire Elf-Aquitaine* 26, 177–196.
- McBride, R.A., Taylor, M.J., Byrnes, M.R., 2007. Coastal morphodynamics and Chenier-Plain evolution in southwestern Louisiana, USA: A geomorphic model. *Geomorphology* 88, 367–422.
- Neal A., Richard J., Pye K., 2002. Structure and development of cheniers in Essex, southeast England, investigated using high-frequency ground-penetrating radar. *Marine Geology* 185, 435–469.
- Neal, A., 2004. Ground-penetrating radar and its use in sedimentology: principles, problems and progress. *Earth-Science Reviews* 66, 261–330.
- Otvos E.G., Price W.A., 1979. Problems of chenier genesis and terminology - An overview. *Marine Geology* 31, 51–63.
- Otvos, E., 2005. Cheniers: Definition and morphology. In: Schwartz, E.G. (Ed.), *Encyclopedia of Coastal Science*, Springer, pp. 233–235.
- Penland, S., Suter, J.R., 1989. The geomorphology of the Mississippi River chenier plain. *Marine Geology* 90, 231–258.
- Pontee, N., Tastet, J., 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), 243–261.
- Qinshang, Y., Shiyuan, X., Xusheng, S., 1989. Holocene cheniers in the Yangtze delta, China. *Marine Geology* 90, 337–343.
- Rhodes, E., 1982. Depositional model for a chenier plain, Gulf of Carpentaria, Australia. *Sedimentology* 29, 201–221.
- Rodríguez-Ramírez, A., Yáñez-Camacho, C.M., 2008. Formation of chenier plain of the Donaña marshland (SW Spain): Observations and geomorphic model. *Marine Geology* 254, 187–196.
- Ruiz, F., Rodríguez-Ramírez, A., Cáceres, L.M., Vidal, J.R., Carretero, M.I., Abad, M., Olías, M., Pozo, M., 2005. Evidence of high-energy events in the geological record: Mid-holocene evolution of the southwestern Donaña National Park (SW Spain). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 229, 212–229.
- Saito, Y., Wei, H., Zhou, Y., Nishimura, A., Sato, Y., Yokota, S., 2000. Delta progradation and chenier formation in the Huanghe (Yellow River) delta, China. *Journal of Asian Earth Sciences* 18, 489–497.
- Schwartz, R., 1982. Bedform and stratification characteristics of some modern small-scale washover sand bodies. *Sedimentology* 29, 835–849.
- Short, A., 1988. The South Australian coast and Holocene sea-level transgression. *Geographical Review* 78, 119–136.
- Short, A., 1989. Chenier research on the Australian coast. *Marine Geology* 90, 345–351.
- Shuisky, Y., 1989. Approaches to the study of cheniers along the coastline of the Soviet Union. *Marine Geology* 90, 289–296.
- Tessier, B., Billeaud, I., Lesueur, P., 2006. The Bay of Mont-Saint-Michel northeastern littoral: an illustrative case of coastal sedimentary body evolution and stratigraphic organization in a transgressive/highstand context. *Bulletin de la Société Géologique de France* 177(2), 71–78.
- Vilas, F., Arche, A., Ferrero, M., Isla, F., 1999. Subantarctic macrotidal flats, cheniers and beaches in San Sebastian bay, Tierra Del Fuego, Argentina. *Marine Geology* 160, 301–326.
- Wang, H., Van Strydonck, M., 1997. Chronology of Holocene cheniers and oyster reefs on the coast of Bohai Bay, China. *Quaternary Research* 47, 192–205.
- Weill, P., Mouazé, D., Tessier, B., Brun-Cottan, J.C., 2010. Hydrodynamic behaviour of coarse bioclastic sand from shelly cheniers. *Earth Surface Processes and Landforms* 35 (in press).
- Woodroffe, C.D., Curtis, R.J., McLean, R.F., 1983. Development of a chenier plain, firth of Thames, New Zealand. *Marine Geology* 53, 1–22.
- Xitao, Z., 1989. Cheniers in China: an overview. *Marine Geology* 90, 311–320.
- Zenero, R.R., Seng, D.L., Byrnes, M.R., McBride, R.A., 1995. Geophysical techniques for evaluating the internal structure of cheniers, southwestern Louisiana. *Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc.* 45, 611– 620.

L'objectif de cette thèse est de caractériser la genèse, la croissance et la stabilisation de cheniers en contexte macrotidal. Ces cordons littoraux transgressifs, ancrés dans une séquence fine progradante, sont le résultat d'un équilibre entre apports de sédiments fins par une dynamique fluviale ou tidale, et remaniement de sédiment grossier par la houle. A travers l'exemple de la baie du Mont-Saint-Michel, la problématique est abordée par une approche intégrée et pluridisciplinaire, du processus hydrodynamique (échelle de la seconde), à l'évolution d'un littoral et la construction d'un corps sédimentaire (plusieurs dizaines d'années). Etude en laboratoire (vitesse de chute, seuils de mise en mouvement) et modélisation en canal à houle ont mis en évidence l'importance de la forme plate des particules bioclastiques et de la forte perméabilité dans leur mise en suspension, leur transport, et leur structuration en lits sédimentaires. La prospection par géoradar sur le terrain et l'analyse de carottes (scanner à rayons X et perméabilité) ont dévoilé la structure interne et les caractéristiques géotechniques des cheniers, avec une description fine des faciès lithologiques. Enfin, les observations de terrain et la modélisation en canal à houle démontrent l'importance des niveaux de submersion dans la dynamique des cheniers, et permettent de proposer un modèle de dépôt contrôlé par les cycles tidaux à 4,5 et 18,6 ans, modulé par l'intensité de la houle.

Mots clés : Cordons littoraux, Sédimentologie, Radar à pénétration de sol, Carottage, Cycle du Saros, Sédiments (Géologie) – Transport, Canaux

Formation and evolution of macrotidal chenier ridges. Experimental and in-situ approaches.

The objective of this thesis is to characterize the genesis, growth and stabilization of cheniers in a macrotidal setting. These transgressive beach ridges, anchored in a silty to muddy prograding sequence, are the result of a balance between fine sediment inputs from fluvial or tidal dynamics, and reworking of coarse sediment by waves. Through the example of the bay of Mont-Saint-Michel, the problem is tackled through an integrated and multi-disciplinary approach, from hydrodynamic processes (scale of a few seconds) to the evolution of a coastline and the construction of a sedimentary body (several decades). Laboratory studies (sedimentation velocity, threshold of motion) and wave flume modelling have highlighted the importance of the flat shape and high permeability of bioclastic particles in their suspension, transportation, and deposition in sedimentary beds. GPR prospecting in the field and core analysis (X-ray and permeability) have revealed the internal structure and the geotechnical characteristics of cheniers, with a detailed description of lithological facies. Finally, field observations and wave flume modelling demonstrates the importance of flooding levels in the dynamics of cheniers, and allow to propose a depositional model controlled by 4.5 and 18.6 years low frequency tidal cycles, modulated by wave intensity.

Key words : Barrier islands, Sedimentology, Ground penetrating radar, Core drilling, Saros cycle, Sediment transport, Flume tanks



Laboratoire M2C, Université de Caen Basse-Normandie, UMR CNRS/INSU 6143
24, rue des Tilleuls - 14 000 Caen

