



HAL
open science

Dynamique morpho-sédimentaire d'un littoral sous influence amazonienne. Impact des forçages hydrosédimentaires sur la migration des bancs de vase et la mangrove côtière: Le cas de la Guyane française

Erwan Gensac

► **To cite this version:**

Erwan Gensac. Dynamique morpho-sédimentaire d'un littoral sous influence amazonienne. Impact des forçages hydrosédimentaires sur la migration des bancs de vase et la mangrove côtière: Le cas de la Guyane française. Géomorphologie. Université du Littoral Côte d'Opale, 2012. Français. NNT: . tel-00799403v1

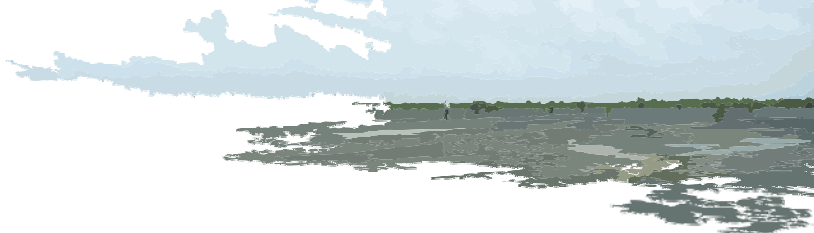
HAL Id: tel-00799403

<https://theses.hal.science/tel-00799403v1>

Submitted on 12 Mar 2013 (v1), last revised 10 Dec 2013 (v2)

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.



Université du Littoral Côte d'Opale

Ecole doctorale : Sciences de la Matière, du Rayonnement et de l'Environnement

Unité de recherche : Laboratoire d'Océanologie et de Géosciences

Thèse présentée par : GENSAC Erwan

Soutenue le 19 décembre 2012

Pour obtenir le grade de docteur de l'Université du Littoral Côte d'Opale

Discipline/S spécialité : Géosciences

Dynamique morpho-sédimentaire d'un littoral sous influence amazonienne. Impact des forçages hydrosédimentaires sur la migration des bancs de vase et la mangrove côtière :

Le cas de la Guyane française

Thèse dirigée par :

Directeur : LOISEL Hubert

Co-Directeur : GARDEL Antoine

Co-Encadrant : LESOURD Sandric

Rapporteurs :

FROMARD François

GRATIOT Nicolas

Examineurs :

LESJUEUR Patrick

MARTINEZ Jean-Michel

TRENTESAUX Alain



Une journée comme une autre

En débarquant à Wimerieux au cours de mon Master 2 (GEMSED à Lille 1), je suis arrivé dans cet univers guyanais un peu par hasard, sans me douter de l'importance qu'il allait prendre dans ma vie pendant les années qui allaient suivre. C'est un univers atypique et prenant que peu de gens ont découvert. C'est parfois un monde dur qui vous marque mais vous donne envie d'y revenir. J'espère vous retranscrire correctement un petit bout de cet univers que sont les missions terrains sur les vasières en Guyanes :

4 h : Le réveil sonne, tu t'éveilles dans la nuit chaude et moite et t'extirpes péniblement de ton hamac. La forêt environnante grouille déjà d'activités mais à part les autres réveils matin et un ou deux ronflements...le calme. D'un pas « alerte » et les yeux encore collés par le sommeil tu commences à charger le matériel et à vérifier encore une fois si rien n'a été oublié.

5 h : Après un petit déj' rapide mais copieux, l'installation de la coque alu et des canoës, te voilà parti pour une bonne heure de route direction Dégrad Guatemala, aux abords de Kourou.

6 h 30 : Arrivée au Dégrad. Encore une fois tu es attendu avec impatience par une bande de moustiques assoiffés. Après un rude combat et quelques trophées de victoire écrasés sur ton corps, tu pars à l'assaut de la vasière.

6 h 45 : Le vrombissement du moteur hors-bord t'emplit les oreilles et des bouffées de chaleur moites te collent à la peau. Tu as presque l'impression de voler par-dessus les flots lorsque s'ouvre à toi un vaste horizon teinté de verts et de bruns. Au fur et à mesure de ton avancée, tu pénètres au cœur de la vasière en remontant les chenaux de marée. Au loin, des essaims de petits bécasseaux se lancent dans un ballet au rythme de leurs milliers d'ailes, des bec-en-ciseaux plongent en rase motte à fleur d'eau afin de capturer leurs proies et tu te perds dans la contemplation d'un majestueux vol d'ibis rouges qui se détache sur le vert profond de la mangrove. Tout d'un coup l'odeur familière de la vase et de la mangrove te parvient, tu sais que tu es bientôt arrivé. A bord du bateau on scrute l'horizon afin de trouver la station : mat fixe se dégageant légèrement sur l'horizon. Ca y est, elle est repérée, maintenant tu essaies de repérer quel est le passage le plus judicieux pour arriver au plus près du mat et échouer le bateau.

7h15 : Tu ralentis, puis coupes le moteur. Tu regardes une dernière fois autour de toi, vérifies que tout le matériel est réparti dans les touques et sur les luges. Enfin, tu sautes dans le chenal de marée. Tu t'enfonces mollement dans la vase tiède jusqu'à mi-cuisse, tu prends appui sur tes mains, sors tant bien que mal du chenal en tirant ta luge, ça y est, tu y es...tu es au paradis. Tu te relèves et savoures les dernières notes de fraîcheur, car bientôt, lorsque le soleil sera haut dans le ciel, sans

ombre où te cacher, te desséchant, t'épuisant à marcher et ramper dans la vase toujours plus lourde, tu auras un autre aperçu de ce que tu appelles le « paradis ». Mais maintenant, tu t'enfonces dans ce monde sauvage...

Remerciement

Je ne remercierai jamais assez Antoine Gardel et Sandric Lesourd, ils mériteraient un chapitre à part entière. Merci pour tout ce que vous m'avez apporté, que ce soit dans le travail ou dans la vie de tous les jours. Grâce à votre encadrement et votre sympathie, ces trois années de thèse, qui pour certains se font parfois dans la douleur, ont été pour moi un réel plaisir.

Antoine, j'ai beaucoup appris sur les littoraux que ce soit via l'analyse des données au bureau ou sur le terrain. J'ai également bien pris note qu'il faut mettre une échelle et une orientation à mes figures. Je retiendrai, aussi et surtout, les moments de joies et de galères sur le terrain, dont l'épisode du changement de place de la station d'observation ainsi que les heures passées à essayer de communiquer avec les appareils photos. Merci de m'avoir transmis ton passion pour la Guyane. Je te promets de m'améliorer à la benne Van Veen.

Sandric, merci d'avoir partagé tes nombreuses connaissances sur la vase et tes méthodes rigoureuses sur le terrain, avec le jeune paddawan que je suis. Je me souviendrai aussi avec plaisir des sorties en baie de Seine et des conversations autour de Guillaume le Conquérant, accompagnées d'une bière au Perroquet Vert d'Honfleur.

Merci à vous deux de m'avoir fait confiance, de m'avoir soutenu.

Je tiens à remercier François Fromard, Nicolas Gratiot, Patrick Lesueur, Jean-Michel Martinez et Alain Trentesaux, d'avoir pris le temps de s'intéresser à mon travail et de le juger.

Merci à Andy Chatelet et Christina Peron pour leur bonne humeur et leurs compétences. Merci de m'avoir supporté lorsque je venais vous voir pour m'aider à traiter certaines données alors que vous aviez vous aussi du travail. Je me souviendrai longtemps de nos aventures guyanaises et wimereusiennes.

Je tiens aussi à remercier les personnes de la MREN pour leur sympathie au quotidien et plus particulièrement ceux de l'équipe 4 « Morphodynamique des littoraux » de la MREN.

Remerciement affectueux à la Wayki team, Bruno, Marion, Mélanie, Stéphane, pour m'avoir accueilli, pour tout ce que vous m'avez appris et pour les moments partagés ensemble. Ces six mois ensemble auront été courts, mais riches d'enseignements.

Remerciements

Remerciement spécial à : Vincent Vantrepotte, mon compagnon d'aventures péruviennes, et David Dessailly, pour leur aide dans le traitement de données satellites ; Laurent Brutier et Michel Laréal pour la réalisation de la station autonome.

Merci à Edward Anthony, Sylvain Capo, François Fromard, Christophe Proisy et Romain Walcker pour leur aide, leurs discussions toujours enrichissantes et leur sympathie sur le terrain, comme autour du Ti'punch.

Dans les derniers mais pas dans les moindres, les nombreux djeun's du LOG dont : Achwak, Alice, Charles, Clémence, Clément, Elodie, Morgane, Natacha, Simon, Zied ainsi que Nicolas et Mikael membres du très fermé « thèse club », pour les moments conviviaux passés ensemble au cours de ces quatre années à Wimereux. Merci supplémentaire à Charles pour avoir joué le rôle du « naïf » en relisant ma thèse.

Je voudrai aussi remercier ceux qui ont été de passage comme Raoul, qui fut un compagnon de bureau remarquable, et Ana. J'espère venir vous voir un jour dans vos pays respectif, le Bénin et l'Argentine.

Je tiens à remercier aussi ceux qui m'ont accompagné sur le banc de vase et qui m'ont permis d'aller faire des mesures régulières et des opérations de maintenance : Amélie, Anne-Laure, Sylvain, Stéphane et bien sûr mon frère, qui est venu patauger avec moi le lendemain de son arrivée en terre guyanaise.

Petite pensée pour Delphine et Claudia.

Petite pensée aussi pour Colette, qui, même si elle ne comprenait pas toujours ce que je faisais, s'intéressait tout le temps.

Enfin, remerciement spécial à mes parents et à Clotilde, pour avoir pris sur leur temps pour relire et corriger mes écrits. Je sais que ce fut un véritable travail. Merci.

Sommaire

Chapitre 1 : Contexte Général	1
Partie 1. De l'Amazone à l'Orénoque : la plus longue côte vaseuse au monde	2
Partie 2. Le contexte amazonien	4
2.1. L'influence des oscillations climatiques	5
2.2. Dispersion des sédiments en suspension depuis l'embouchure de l'Amazone.....	6
2.3. De l'origine de la vase fluide amazonienne à la formation des bancs de vase	7
Partie 3. La Guyane française	9
3.1. Contexte hydrologique et climatique.....	11
3.2. Les bancs de vase	12
3.2.1. <i>Zone d'accumulation</i>	13
3.2.2. <i>Zone de colonisation</i>	13
3.2.3. <i>Zone en érosion</i>	14
3.2.4. <i>Zone subtidale</i>	14
3.3. Migration des bancs de vase le long du littoral guyanais	15
3.4. La mangrove côtière.....	16
Partie 4. Problématique.....	18
Chapitre 2 : Matériels et Méthodes	21
Partie 1. Le littoral Guyanais.....	21
1.1. L'apport de l'imagerie satellitaire	21
1.1.1. <i>Altimétrie satellitaire océanique</i>	21
1.1.2. <i>Détection des matières en suspension (MES)</i>	23
1.1.3. <i>Détection de la déformation des houles à la côte</i>	24
1.1.4. <i>Surface des mangroves et trait de côte</i>	25
1.1.4.1. Caractéristiques des images satellitaires dédiées à l'analyse terrestre	25
1.1.4.2. Le trait de côte.....	26
1.2. Base de données et traitement	27
1.2.1. <i>Collecte Localisation Satellites (CLS)</i>	28
1.2.2. <i>ECMWF WAM (WAVE Model)</i>	28
1.2.3. <i>NOAA WaveWatch III (NWW3)</i>	28
Partie 2. Les bancs de vase	29

2.1.	Modèles numériques de terrain (MNT)	29
2.2.	L'acoustique	29
2.2.1.	<i>Sismique très haute résolution</i>	29
2.2.2.	<i>La bathymétrie</i>	32
2.2.3.	<i>Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP)</i>	33
2.2.4.	<i>Altimètre à Ultrason (ALTUS)</i>	34
2.3.	Capteur de pression	35
Partie 3.	La vasière	36
3.1.	Le site atelier	36
3.2.	La topographie.....	36
3.2.1.	<i>Tachéomètre</i>	37
3.2.2.	<i>Global Positioning System (GPS)</i>	38
3.3.	Station autonome.....	38
3.4.	Echantillonnage et analyse en laboratoire.....	39
3.4.1.	<i>Carotte</i>	39
3.4.2.	<i>Granulométrie</i>	40
3.4.3.	<i>Teneur en eau</i>	40
3.4.4.	<i>Contrainte de frottement</i>	41
Partie 4.	Synthèse	42
Chapitre 3 :	Modifications morphologiques du littoral Guyanais : La migration des bancs de vase amazoniens	22
Partie 1.	Interaction houle/vase : Mécanisme de la migration des bancs de vase	43
1.1.	Transport sédimentaire vers la côte par amortissement des houles.....	43
1.1.1.	<i>Les houles en Atlantique central</i>	44
1.1.2.	<i>Les houles à la côte</i>	46
1.2.	Transport sédimentaire parallèle à la côte	50
Partie 2.	Répercussions morphologiques sur le littoral	52
2.1.	Les grands secteurs littoraux.....	53
2.1.1.	<i>Les Cap</i>	53
2.1.2.	<i>De Kaw à Iracoubo</i>	53
2.1.3.	<i>D'Iracoubo au Surinam</i>	54
2.2.	Influence de la position des bancs de vase sur l'évolution moyenne du trait de côte ..	55
2.3.	Evolutions morphologiques des estuaires	59

Partie 3.	La vitesse de migration des bancs de vase	62
3.1.	Suivi de la migration de la zone intertidale	63
3.2.	Détection et suivi de la migration de la zone subtidale	66
Partie 4.	Synthèse	69

Chapitre 4 : Le banc de vase de l'accrétion à l'érosion..... 73

Partie 1.	La vasière	72
1.1.	La zone subtidale	72
1.1.1.	<i>Faciès acoustique type</i>	73
1.1.2.	<i>Structures remarquables</i>	74
1.1.2.1.	La vase fluide	74
1.1.2.2.	Les chenaux	75
1.1.2.3.	Surfaces d'érosion	75
1.1.2.4.	Les hauts-fonds rocheux.....	76
1.1.2.5.	Les accidents topographiques	76
1.1.3.	<i>Caractérisation de la concentration des vases subtidales</i>	80
1.1.4.	<i>Dimensions des bancs de vase</i>	83
1.2.	La zone intertidale	84
1.2.1.	<i>Evolution morphologique</i>	84
1.2.2.	<i>Les chenaux de drainage</i>	86
1.2.3.	<i>Les barres vaseuses</i>	88
Partie 2.	La mangrove côtière : Exemple de la colonisation des vasières de Macouria et Kourou-SE	91
2.1.	Les phases de peuplement des vasières par la mangrove	92
2.1.1.	<i>Morphologie de l'expansion de la mangrove</i>	92
2.1.2.	<i>Variation des surfaces de vase colonisées</i>	93
2.2.	Rôle des courants de marée dans la dissémination des propagules.....	94
2.3.	Prévision des surfaces d'expansion de la mangrove côtière.....	97
2.4.	Erosion de la mangrove	99
Partie 3.	Synthèse	101

Chapitre 5 : Dynamique morpho-sédimentaire d'une vasière sous influence amazonienne 104

Partie 1.	Éléments modelant les surfaces intertidales de la zone intertidale	104
------------------	--	-----

1.1.	Le biofilm	105
1.2.	La dessiccation.....	107
1.2.1.	<i>Temps d'émersion</i>	107
1.2.2.	<i>Etapas de la dessiccation</i>	109
1.3.	La houle	111
Partie 2.	Evolution topographique de la zone intertidale	114
2.1.	Processus sédimentaire à l'échelle semi-journalière	114
2.1.1.	<i>En front de mer</i>	114
2.1.2.	<i>En zone interne</i>	115
2.2.	Processus sédimentaires à l'échelle des cycles vives-eaux / mortes-eaux	117
2.3.	Evolution topographique d'une vasière à l'échelle annuelle	122
Partie 3.	Reconstitution de l'historique de sédimentation : les cycles de marée	124
3.1.	Les dépôts sédimentaires à l'échelle du cycle vives-eaux / mortes-eaux.....	124
3.2.	Les dépôts sédimentaires à l'échelle annuelle	126
Partie 4.	Relation entre la microtopographie et l'espèce pionnière <i>Avicennia germinans</i>	128
4.1.	La microtopographie et l'implantation des propagules	128
4.2.	Les faciès de colonisation	130
4.3.	L'érosion	133
Partie 5.	Synthèse	134
Chapitre 6 : Discussion Générale	138
Partie 1.	Le banc de vase amazonien.....	138
1.1.	Variabilités des processus sédimentaires au sein du banc	138
1.1.1.	<i>La zone subtidale</i>	138
1.1.2.	<i>La zone intertidale</i>	141
1.2.	Interaction entre les parties subtidales et intertidales	143
Partie 2.	Evolution morphologique du littoral en réaction aux forçages hydrométéorologiques	146
2.1.	Evolution morphologique du littoral en fonction de la variabilité des houles.....	146
2.1.1.	<i>Réactions morphologiques du littoral</i>	147
2.1.1.1.	Augmentation du nombre d'épisodes de fortes houles.....	147
2.1.1.2.	Augmentation de l'intensification des houles à long terme	148
2.1.2.	<i>Conséquence de l'intensification des houles : accélération de la migration des bancs de vase</i>	148

2.2.	Les précipitations	149
2.2.1.	<i>Augmentation du régime de pluie</i>	149
2.2.2.	<i>Sècheresse</i>	150
2.3.	Influence du niveau marin.....	151
Partie 3.	Vers la modélisation	152
3.1.	Une côte à forts enjeux socio-économiques	152
3.2.	Etat des connaissances et futures axes de recherche.....	154
3.2.1.	<i>Migration des bancs de vase et évolution des surfaces de mangroves associées</i>	154
3.2.2.	<i>Notions d'échelles d'analyses des processus côtiers</i>	156
3.3.	Représentativité du littoral Guyanais à l'échelle mondiale	156
	Conclusion Générale	158
	Perspectives	160
	Bibliographie	162
	Listes des figures et des tableaux	182



- Chapitre 1 -

Contexte Général

Partie 1. De l'Amazone à l'Orénoque : la plus longue côte vaseuse au monde p.2

Partie 2. Le contexte amazonien p.4

Partie 3. La Guyane française p.9

Partie 4. Problématique p.18



Introduction

En sédimentologie la vase est décrite comme un assemblage de particules silteuses ($[3,9-62,5 \mu\text{m}]$), argileuses ($[3,9 \mu\text{m}]$) d'après la classification de Wentworth, (1922)¹, d'eau (Twenhofel 1937), mais elle est aussi constituée d'associations plus complexes (Boucart et Francis-Boeuf, 1942), telle que la matière organique. En fonction de sa teneur en eau, ce mélange peut passer par différents états rhéologiques, allant de liquide à plastique ou solide (Migniot, 1989).

Les côtes de nature vaseuse sont présentes sous toutes les latitudes mais sont prédominantes entre 25°N et 25°S de latitude où elles représentent environ 75% des littoraux (Chapman 1974, Lugo et Snedaker, 1974 ; Wong et Tam, 1995). Elles sont généralement associées à des grands fleuves comme en Guinée-Bissau (Capo, 2006), en Sierra Leone (Anthony, 1990), entre le nord du Brésil et le Venezuela ainsi qu'en Asie du Sud-Est (Healy et *al.*, 2002). Elles peuvent être aussi associées à des systèmes plus atypiques comme pour les côtes indiennes du Kerala (Balachandran, 2003 ; Narayana et *al.*, 2008). En effet, lors des moussons de Sud-Ouest, les fonds vaseux côtiers, vraisemblablement hérités d'une transgression holocène, sont remis massivement en suspension par l'intensification des houles associée à cette saison. Dans cette étude nous nous focaliserons sur les littoraux sous influence amazonienne qui constituent la côte des Guyanes (figure 1.1).



Figure 1.1: Image satellite du Nord de l'Amérique du Sud. La côte des Guyanes s'étend du Nord de l'embouchure de l'Amazone jusqu'à celle de l'Orénoque au Venezuela. Elle s'étend sur trois pays et un département français : Le Nord du Brésil, la Guyane (Guyane française), le Surinam (Guyane Hollandaise) et le Guyana (Guyane Anglaise).

¹ ou inférieur à 50 μm d'après la classification AFNOR

Les littoraux sont également définis comme étant des lieux d'interface où les contraintes naturelles, anthropiques, socio-économiques sont exacerbées et en constante évolution. L'étude des milieux côtiers liés aux plus grands fleuves mondiaux, est d'autant plus importante qu'elles peuvent être considérées comme des marqueurs de l'évolution des apports sédimentaires dans les océans en liaison avec des variations climatiques mais aussi anthropiques (Milliman et Meade, 1983 ; Milliman, 1990 ; Wolanski et Spagnol, 2000 ; Syvitski et Kettner, 2011).

La bonne compréhension et la gestion des milieux côtiers qui nous entourent sont des points primordiaux pour satisfaire les besoins économiques et naturalistes propres à nos sociétés. La Recherche en Guyane française, s'est d'abord orientée vers l'incroyable biodiversité de sa forêt primaire, mais depuis peu cette dernière se tourne de plus en plus vers son littoral. En Guyane française il est d'autant plus un sujet de préoccupation, qu'une grande partie de l'économie est tournée vers la mer, que ce soit par l'approvisionnement de nombreuses marchandises soutenant l'économie locale, que par les pêcheries. Le peu d'activités anthropiques combiné à l'évolution rapide du littoral (morphodynamique, écologique) font de lui un véritable laboratoire pour l'analyse des processus sédimentologiques, écologiques, océaniques et climatiques.

Partie 1. De l'Amazone à l'Orénoque : la plus longue côte vaseuse au monde

Les sédiments vaseux se localisent habituellement au sein des estuaires ou dans des milieux abrités, loin de toute agitation les remettant en suspension. Cependant, les côtes s'étirant entre l'Amazone et l'Orénoque (Venezuela), sont presque toutes à caractères vaseux. Les apports sédimentaires amazoniens en sédiments fins (90 % des apports sont considérés comme étant des sédiments fins < 50 μm Bouysse et *al.*, 1977 et des argiles par Milliman et Meade (1983), Wright et Nittrouer (1995) et Dagg et *al.* (2004)) influent sur les 1500 km de linéaires côtiers, conférant à cette partie du globe le titre de plus longue côte vaseuse au monde. Les flux sédimentaires amazoniens migrent à la faveur des courants et des houles, soit sous forme turbide, soit sous forme de banc de vase (Augustinus, 1978; Wells et Coleman, 1978; Eisma et *al.*, 1991; Allison et *al.*, 2000; Warne et *al.*, 2002). Cette migration intense de sédiments vaseux vers le Nord-Ouest n'est possible qu'en période de haut niveau marin (figure 1.2).

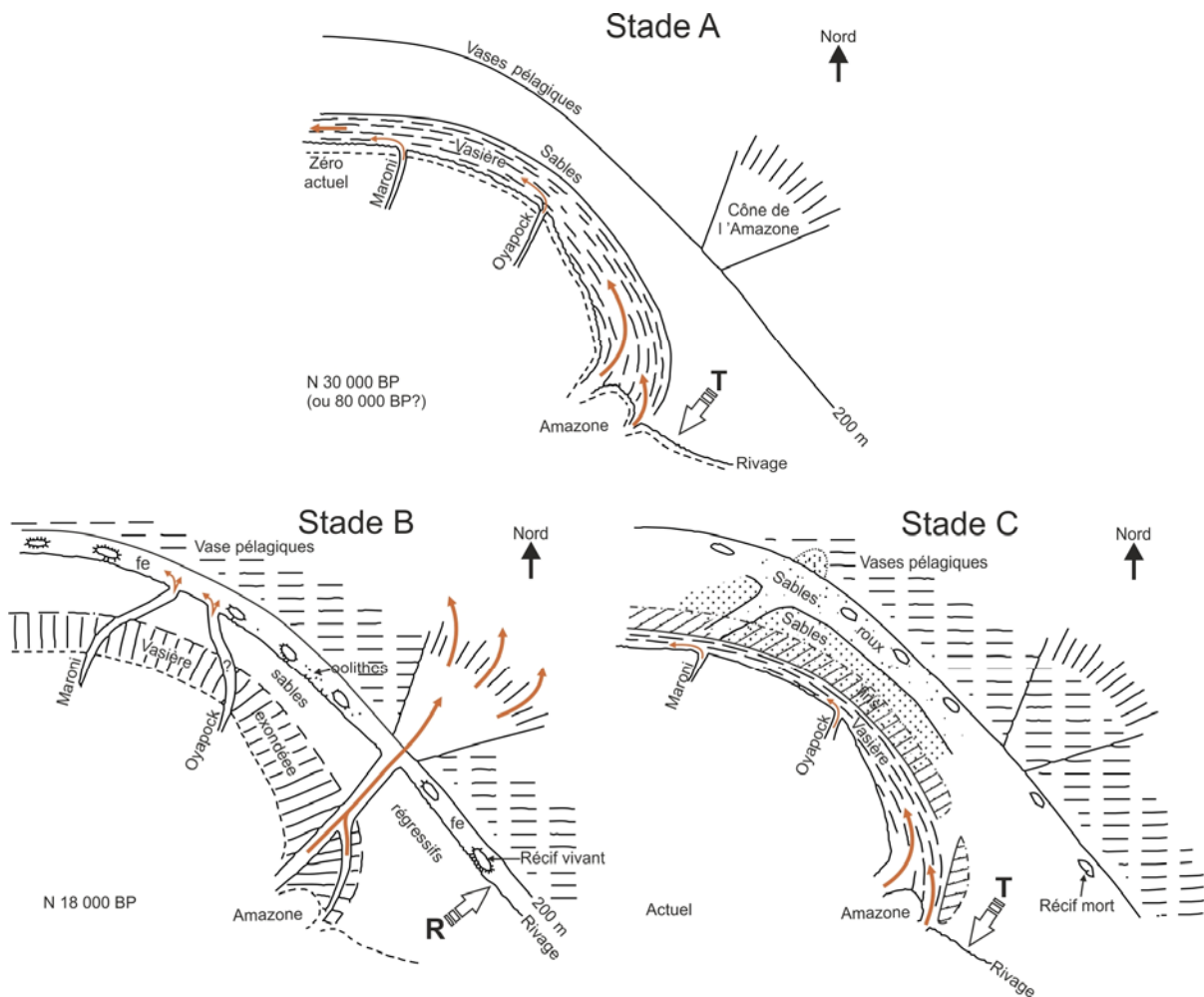


Figure 1.2: Schéma représentant les différentes phases de sédimentation du littoral amazonien. Stade A : Transgression marine ; Stade B : Régression marine ; Stade C : Actuel. Modifié de Bouysse et al. 1977.

A contrario, au cours de bas niveau marin (figure 1.2, stade b), la charge sédimentaire amazonienne est transportée dans le lit du fleuve à travers le plateau continental et canalisée vers les plaines abyssales via le cône sous-marin de l'Amazone (Bouysse et al., 1977). Le littoral n'est ainsi pas soumis à des apports massifs en sédiments fins et se compose de plages sableuses et de récifs coralliens. Le comportement des autres fleuves majeurs (Oyapock, Maroni) suit le même processus. Leur lit parcourt le plateau continental et prend ensuite la direction des grands fonds. En période transgressive (figure 1.2, stade a et c), les dépôts fluviaux se font directement sur le plateau continental. Les sédiments sont ainsi facilement remobilisés par les courants et les houles, qui les font migrer vers le Nord-Ouest pour enfin se déposer sur les anciennes côtes sableuses et les lits des fleuves (Figueiredo et Nittrouer, 1995 ; Nittrouer et al 1996). Cette migration permet la création d'une plaine côtière sous forme d'une ceinture vaseuse, pouvant atteindre 100 km de large depuis la stabilisation du niveau marin vers 6000 ans BP (Rine et Ginsburg, 1985).

Sous le régime océanique actuel transgressif (figure 1.2 stade c), Eisma et al., (1991) ont calculé sur la base des vitesses de migration des bancs mesurées entre les années 1950 et 1980, qu'il

faudrait à ces derniers l'équivalent de 420 ans pour parcourir la Guyane française, 250 ans pour le Suriname et 365 ans pour le Guyana. Les sédiments fins en suspension mettent, quant à eux, quelques semaines à quelques mois pour rejoindre l'embouchure de l'Orénoque (Eisma et *al.*, 1991), via le Courant Nord Brésil (NBC) et ses anneaux. Rine et Ginsburg (1985) ont proposé une représentation de l'évolution de la morphologie des dépôts sur le plateau continental en fonction des périodes transgressives et régressives (figure 1.3)

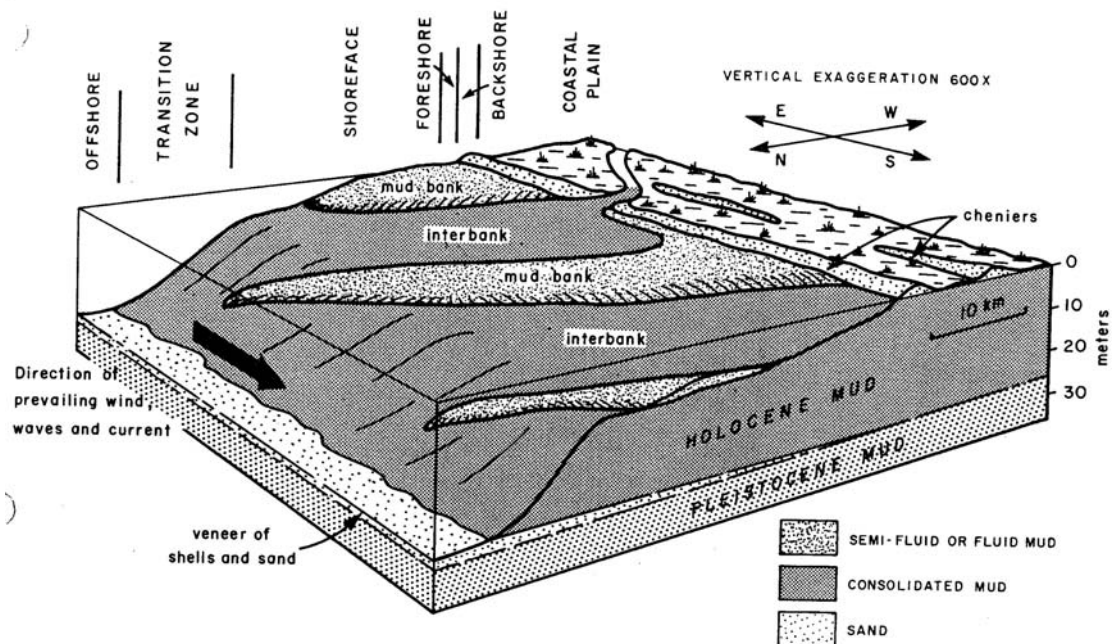


Figure 1.3: Schéma représentant l'évolution morphologique des dépôts sédimentaires sur le plateau Surinamais Rine et Ginsburg, 1985.

Les bancs de vase actuels migrent le long d'une côte à cheniers (cordons sableux) au-dessus de vases reliques datant de l'Holocène, d'une vingtaine de mètres d'épaisseur. La limite entre les vases holocènes et pléistocènes est marquée par une mince couche de sédiments plus grossiers (sables coquillés) mise en place lors du dernier bas niveau marin. Elle correspond dans cette étude à la dernière couche identifiable lors de l'analyse des faciès des dépôts subtidaux.

Partie 2. Le contexte amazonien

S'étendant sur environ $6,1.10^6$ km² (Goulding et *al.*, 2003), l'Amazone et ses multiples affluents constituent le plus grand réseau hydrographique du monde. A son embouchure, son débit moyen est estimé à $200\ 000\ m^3.s^{-1}$ (Molinier et *al.*, en 1996 ; Martinez et *al.*, 2009). La charge sédimentaire associée au flux amazonien apporté à l'océan, a été largement étudiée (Gibbs, 1967; Meade et *al.*, 1979,1985; Bordas et *al.*, 1988; Filizola, 1999) . Elle provient en majeure partie, directement de l'érosion des Andes, causée principalement par les précipitations (Gaillardet et *al.*, 1997). L'étude la plus récente, effectuée par Martinez et *al.*, en 2009, estime un apport sédimentaire en suspension

oscillant entre $1,4 \cdot 10^8 \text{ t.mois}^{-1}$ et $2 \cdot 10^7 \text{ t.mois}^{-1}$, avec un apport annuel de l'ordre de $7,54 \cdot 10^8 \text{ t.an}^{-1} \pm 9\%$. Environ 51 % de ces apports sont concentrés durant la période de janvier à avril. Une estimation de la charge de fond de $4,7 \cdot 10^6 \text{ t.an}^{-1}$ a été réalisée par Strasser et *al.* (2002) et ne représente que 6 % des apports en suspension selon les calculs de Martinez et *al.*, (2009).

2.1. L'influence des oscillations climatiques

Les précipitations, de par leur action érosive sur la chaîne andine, sont à la base des apports sédimentaires amazoniens. Elles sont régies par les oscillations climatiques ayant lieu sur l'Atlantique tropical et équatorial mais aussi par des oscillations, à l'échelle planétaire, comme El Niño Southern Oscillation (ENSO) (Nobre et Shukla, 1996 ; Metha et Delwoth, 1998 ; Marengo et *al.*, 2008 ; Poveda et *al.*, 2006 ; Laas et Mohrholz, 2008) ou la North Atlantic Oscillation (NAO). Les phases négatives d'ENSO (La Niña) engendrent de fortes précipitations sur le massif andin. Elles intensifient l'érosion mécanique et chimique ainsi que les crues des fleuves du bassin amazonien qui prennent leurs sources dans ce massif. Des études ont ainsi mis en évidence l'augmentation de dépôts d'alluvion dans le bassin amazonien pendant les phases de la Niña (Guyot et *al.*, 1996 ; Aalto et *al.*, 2003 ; Maurice-Bourgoin et *al.*, 2003). L'activité de la NAO a, quant à elle, des répercussions sur le régime des alizés. Les phases positives² de la NAO renforcent les vents dominants dans l'Atlantique tropical (George et *al.* 2001). Les deux principales variations climatiques sur l'Atlantique tropical s'exercent sur des échelles décennales et multi-décennales (Servain, 1991 ; Metha et Delwoth, 1995, 1998) : (1) La première est du même type qu'El Niño dans le Pacifique. Une modification anormale des régimes de vents, sur la partie équatoriale Ouest (phase positive de la NAO ?), entraîne un changement de la thermocline le long de l'équateur (Moore et *al.*, 1978 ; Philander, 1979 ; Picaut, 1983 ; Servain et *al.*, 1998) ainsi que dans les régimes de pluie des deux côtés de cette partie de l'Atlantique. (2) La deuxième est due aux fluctuations du balancement Nord-Sud de la Zone de Convergence InterTropicale (ZCIT) (Chang et *al.*, 1997 ; Servain et *al.*, 1998). Les interconnexions, entre ces multiples oscillations et leurs interactions étroites avec l'océan et l'atmosphère, rendent l'analyse de ces variations climatiques particulièrement complexes. Elles sont toujours en cours d'études (Servain et *al.*, 1998) et pourraient aussi avoir un lien avec les ondes de Rossby et Kelvin³ (McPharsen, 1999, Campos et *al.*, 2001 ; Polo et *al.*, 2008).

² La différence de pression atmosphérique entre l'anticyclone des Açores et la dépression d'Islande est importante. L'hiver en Europe et au Sud-Est des Etats-Unis d'Amérique est doux, en Amérique du Nord il est froid et sec.

³ Ondes océaniques de grandes longueurs d'ondes provoquées par les forces de friction entre l'océan et l'atmosphère lors de la rotation terrestre. Les ondes de Kelvin se déplacent vers l'Est et celles de Rossby vers l'Ouest.

2.2. Dispersion des sédiments en suspension depuis l'embouchure de l'Amazone

A l'embouchure de l'Amazone, les sédiments en suspension sont dispersés dans un énorme panache turbide, oscillant entre 268.10^3 et 1506.10^3 km² (Molleri et *al.*, 2010), qui s'étend sur plusieurs centaines de kilomètres au large et vers le Nord-Ouest (Gibbs, 1970; Milliman et *al.*, 1975; Curtin, 1986a). La position et la forme du panache de l'Amazone sont essentiellement influencées par le débit du fleuve, la direction des vents principaux et les courants de surface (Rockwell Geyer, 1995; Lentz, 1995; Lentz et Limeburner, 1995; Rockwell Geyer et *al.*, 1995; Nittrouer et DeMaster, 1996) (figure 1.4).

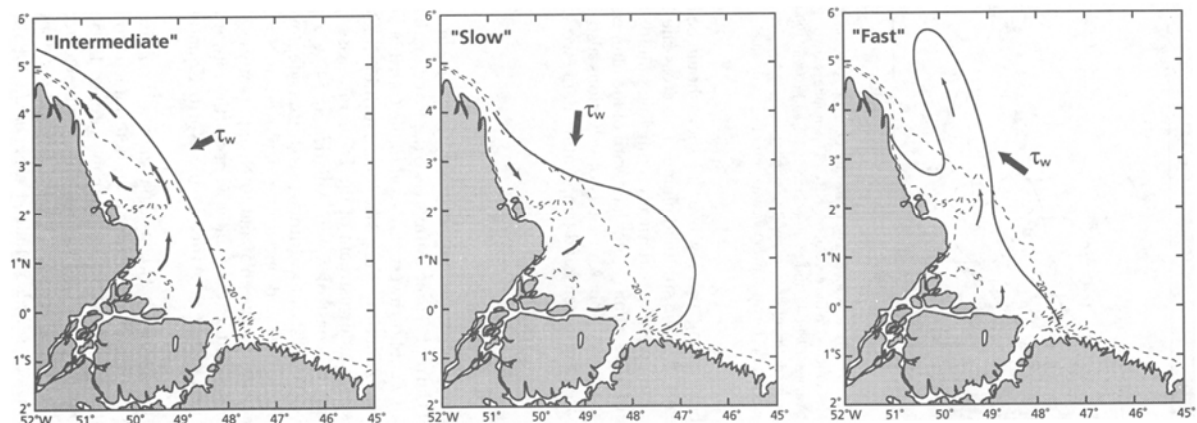


Figure 1.4: Position schématique du panache amazonien selon différentes conditions de vents. Les courants de surface et le stress engendré par le vent (wind stress) sont indiqués respectivement par les flèches fines et épaisses, Rockwell Geyer et *al.*, 1995.

De janvier à avril, le panache remonte vers le Nord-Ouest en s'accrochant à l'étroite bordure côtière. D'avril à juillet, il s'étend jusqu'aux Caraïbes tandis que d'août à décembre, il se dirige vers l'Atlantique central équatorial (figure 1.4, situation « intermediate » et « slow », respectivement).

La migration des sédiments fins amazoniens vers l'Orénoque s'effectue lorsque le panache turbide migre vers le Nord-Ouest, sous l'influence du Courant Nord Brésilien (NBC), à une vitesse moyenne d'environ 1 m.s^{-1} (Rockwell Geyer et *al.*, 1996; Rockwell Geyer et Kineke, 1995). Cependant, le NBC dévie au large de la Guyane française, au moment de la période de juin/juillet, sous le double effet de l'accélération des courants, provoquée par un changement d'orientation du wind stress (figure 1.4 situation « Fast ») et de la force de Coriolis (Rockwell Geyer et *al.*, 1996; Lambs et *al.*, 2007, Molleri, 2010) afin de se connecter avec le Contre-Courant Nord Equatorial (NECC) (Nikiema et *al.*, 2007). Cette rétroflexion (figure 1.5) engendre des tourbillons anticycloniques, appelés les anneaux du NBC (Condie, 1991; Memery et *al.*, 2000; Schott et *al.*, 1998, Barnier et *al.*, 2001). Cinq à six tourbillons, d'un diamètre de 100 à 400 km (figure 1.5), peuvent ainsi remonter jusqu'à la mer des Caraïbes à une vitesse d'environ 15 cm.s^{-1} (Richardson et *al.*, 1994; David et Glickson, 2001; Goni et Johns, 2001, Molleri, 2010). En plus de faire migrer une partie des

apports amazoniens vers les Caraïbes et l'océan atlantique équatorial, il semblerait, d'après une étude de Field (2007), que cette remontée d'eau chaude et peu salée favoriserait le maintien et (ou) l'augmentation des cyclones dans l'Atlantique central.

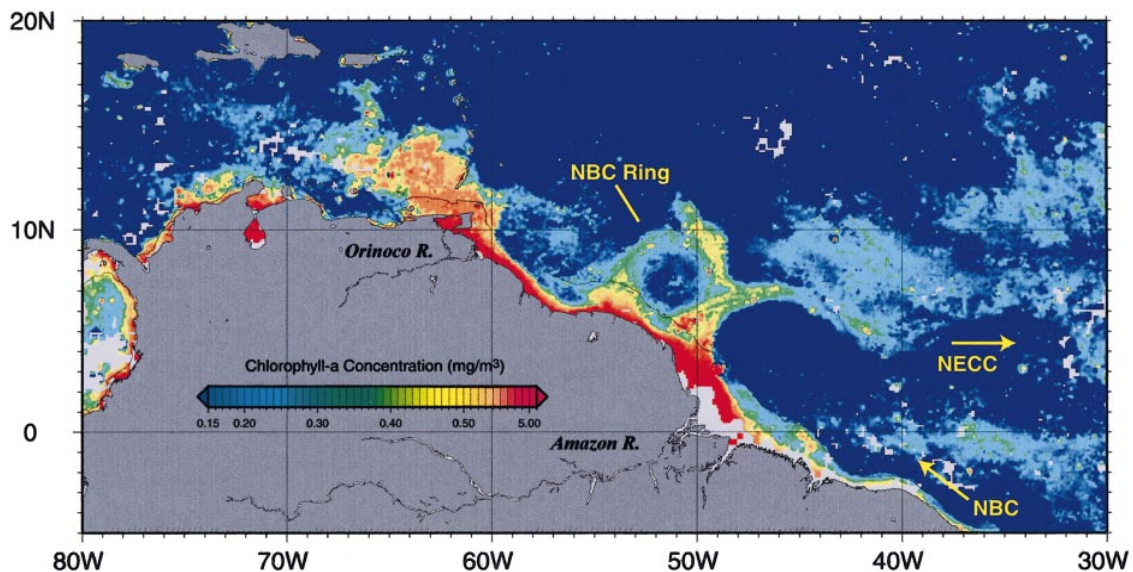


Figure 1.5 : Indice de chlorophylle obtenue à partir de capteurs SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) montrant la rétroflexion du NBC et la formation d'un tourbillon (Fratantoni et Glickson, 2002).

2.3. De l'origine de la vase fluide amazonienne à la formation des bancs de vase

Compte tenu de l'importance du débit de l'Amazone, l'eau de mer est repoussée au large de l'embouchure amazonienne et provoque la formation d'un delta sédimentaire sub-aquatique de faible profondeur. Sur le plateau continental amazonien les marées sont de type semi-diurne, allant de méso à macro-tidale à l'embouchure de l'Amazone (Gallo et al., 2005 ; Le Bars et al., 2009), selon la classification de Davies (1964), avec de forts courants qui peuvent être supérieurs à 2 m.s^{-1} (Curtin, 1986b, Cacchione et al., 1995). Le front de salinité se situe sur le plateau continental à des profondeurs variant entre 20 et 60 m. Le changement drastique de salinité provoque un piégeage des sédiments fins entraînant la formation de vase fluide (Rockwell Geyer et al., 1996, 2004). Seulement 1 à 5 % des apports en suspension ne sont pas « piégés » par le front de salinité (Kuehl et al., 1986, Kineke et Steinberg, 1995). Une grande partie du bassin interne ($\approx 5700 \text{ km}^2$ à 10000 km^2 selon les apports sédimentaires) est ainsi recouverte par une couche de vase fluide, pouvant aller jusqu'à 7 m d'épaisseur (Kineke et Steinberg, 1995). Cette vase est composée principalement d'éléments fins ($90\% < 50 \mu\text{m}$) dont beaucoup d'argiles minéralogiques (30 %) (Bouysse et al., 1977), composées de smectites (35 %), de kaolinites (31 %) et d'illites (25 %) d'après Pujos et al. (1996). La migration des sédiments s'effectue essentiellement par le transport de vase fluide remobilisée par la houle (Wells et al., 1978 ; Wells et Coleman, 1978 ; Wells et al., 1979 ; Foda et Tzang, 1994, Allison et al., 1995) puis transportée à la côte. La houle est donc le moteur principal de la remise en suspension et du transport des sédiments vers la côte.

La réponse morphologique de la côte aux forçages océaniques, n'est pas partout la même au Nord de l'embouchure de l'Amazone (figure 1.6). Le Cap Nord sépare l'embouchure entre (1) le fleuve, où la vase fluide est soumise principalement aux fluctuations des marées, et (2) le plateau continental ouvert, dominé, quant à lui, par les variations annuelles des apports sédimentaires et du front de salinité (Kineke et Steinberg, 1995). Entre le Cap Nord et le Cap Cassiporé, le littoral alterne les phases d'érosion et d'accrétion depuis 3 000 ans BP. Cette partie est en érosion depuis environ 500 ans BP. Néanmoins, certains secteurs de cette zone, associés à des petits fleuves, peuvent être en accrétion.

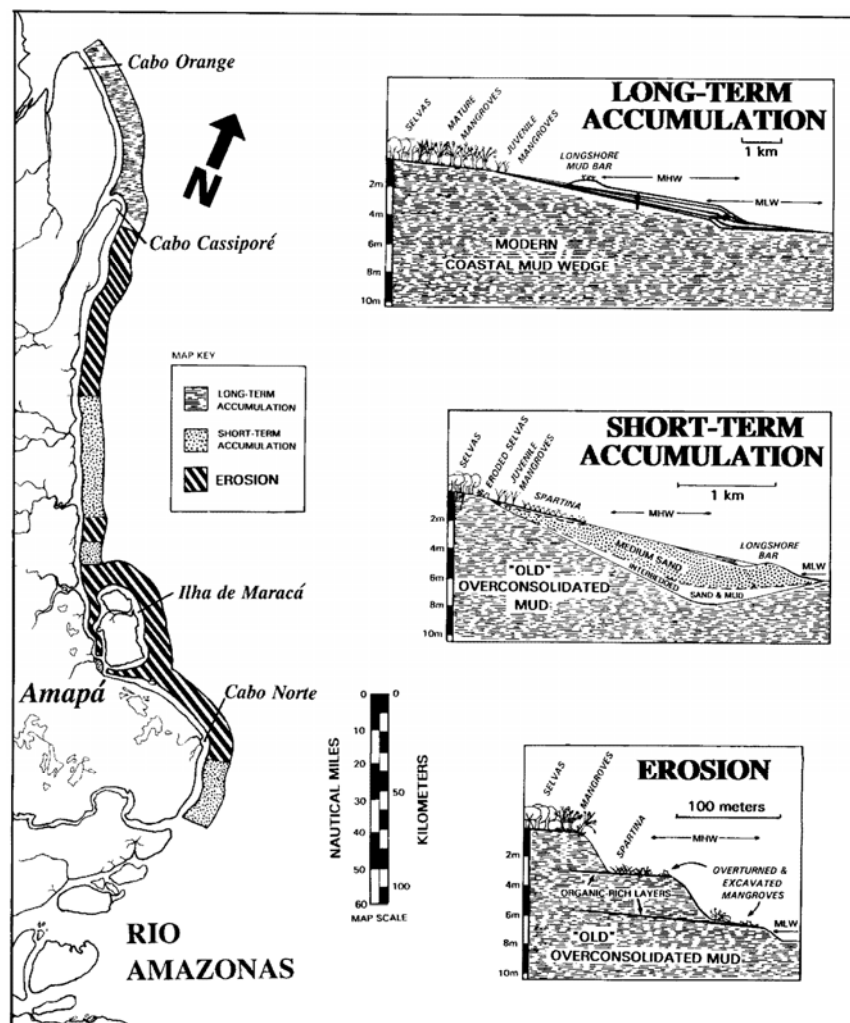


Figure 1.6: Schémas descriptifs des processus et des stratifications le long de la côte de l'Amapá. L'érosion caractérise le littoral jusqu'au Cap Cassiporé avec quelques zones en accrétion associées à de petits fleuves. Entre le Cap Cassiporé et le Cap Orange, se trouve une côte vaseuse en accrétion, Nitrouer et *al.*, 1991.

La partie entre le Cap Cassiporé et le Cap Orange est envasée et en progradation depuis 500 ans (Sommerfield et *al.*, 1995), à une vitesse de sédimentation d'environ 1 cm.jour^{-1} . Cette progradation se fait par accumulation préférentielle de vase fluide entre janvier et juin. De juillet à décembre, le transport s'effectue le long de la côte vers le Nord-Ouest (Allison et *al.*, 1995b) sous l'effet des houles et des courants. A partir du Cap Cassiporé, le transport de vase se fait sous forme de bancs de vase

de 3 à 4 m d'épaisseur, qui s'étendent jusqu'à 20 m de profondeur et migrent à une vitesse moyenne d' $1,4 \text{ km.an}^{-1}$ sur de la vase relique plus consolidée. Ces bancs de vase se forment dans la partie intertidale et subtidale du Cap Cassiporé provoquant ainsi un allongement de ce cap vers l'océan de l'ordre de 85 km depuis le dernier millénaire (Allison et *al.*, 1995a, 2000). Arrivant au Cap Orange, l'orientation de la côte change et les fleuves Oyapock et Approuague (Guyane française) entaillent largement le littoral. A partir de cette région, commence véritablement la migration de bancs de vase bien distincts les uns des autres. Environ quinze bancs sont répartis le long de la côte des Guyanes (Guyanes française, Suriname, Guyana). Les raisons et les mécanismes, réglant la périodicité de leur formation et de leur individualisation, ne sont pas encore connus. Le dépassement d'une certaine masse critique par les sédiments vaseux dans la région du Cap Orange pourrait en être la cause.

Chaque année, environ 15 à 20 % de l'apport sédimentaire amazonien (250 Mt) migre, soit sous forme turbide (150 Mt), soit en s'accumulant sous la forme de vase fluide (100 Mt), pour créer des bancs de vase (Augustinus, 1978; Wells et Coleman, 1978; Eisma et *al.*, 1991; Allison et *al.*, 2000; Warne et *al.*, 2002). A cause de l'intensification des apports sédimentaires en suspension de l'Amazone, ces volumes sédimentaires nécessiteraient de nouvelles estimations.

Partie 3. La Guyane française

La Guyane française est un département d'outre-mer de 86 504 km², constitué majoritairement de forêts tropicales, et comptant environ 300 km de côte. Elle se situe à proximité de l'équateur (2°N à 6°N de latitude), bénéficie d'un climat équatorial humide avec un régime de saisons dû au balancement de la zone de convergence intertropicale (ZCIT), marqué par quatre périodes :

- une saison des pluies de la mi-novembre à fin janvier,
- une petite saison sèche, appelée « le petit été de mars », début février à mi-mars,
- une saison des pluies, de fin mars à début juillet,
- une saison sèche, de mi-juillet à mi-novembre.

La température, l'humidité et le régime des vents varient très peu étant donné la position de la Guyane française en zone équatoriale et la présence d'une façade océanique. La pluviosité et l'insolation sont les seuls facteurs qui varient de manière relativement importante au cours des deux saisons marquées (Météofrance⁴). D'après les mesures statiques réalisées au cours des mois de mars et d'avril de l'année 2008 (Gardel et *al.*, 2009), l'humidité moyenne se situe aux alentours de 75 % et

⁴ <http://www.meteo.gp>

la température de l'air atteint les 30°C, en journée, pour ces périodes. Les vents sont principalement d'Est, mais prennent épisodiquement la direction Nord / Nord-Ouest entre Octobre et Mars.

Son littoral est un lieu extrêmement instable et pratiquement vierge de toute empreinte de l'homme bien que rassemblant la majorité des populations et des activités économiques concentrées sur quelques zones d'agglomération. Toutefois, dans le contexte de forte croissance démographique, il subira des pressions anthropiques plus fortes au cours des décennies à venir. En longeant la côte, sous la forme d'énormes bancs de vase, les apports sédimentaires amazoniens bouleversent les écosystèmes côtiers de manière récurrente. L'arrivée d'un banc de vase peut créer une zone intertidale de plusieurs km² en quelques mois pour finir par être colonisée par la mangrove en l'espace de seulement deux à trois ans.

En résumé, le littoral guyanais est caractérisé par une faible densité de population. L'exploitation massive des ressources inhérente à la mangrove (exploitation du bois de palétuvier, aquaculture côtière) est la principale cause du recul des mangroves dans le monde. Si le littoral guyanais est peu perturbé par les activités humaines, celles qui s'y développent peuvent être fortement touchées par l'instabilité sédimentaire. En effet, des habitations sont périodiquement menacées, disparaissant quelquefois lors du recul de la côte. En situation d'accrétion, les estuaires et les quelques plages de sable, à valeur récréative, s'ensavent de manière récurrente, contraignant ainsi l'économie touristique et maritime (accès aux ports difficile depuis des siècles figure 1.7). Ce phénomène d'ensablement semble également avoir d'importantes répercussions sur la biologie marine (ponte des tortues marines) et les écosystèmes côtiers.

Ces apports vaseux gouvernent ainsi la morphologie de la côte guyanaise depuis l'Holocène. Ils couvrent le plateau continental de plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres et s'étendent en mer jusqu'à 20 m de bathymétrie, sur une couche épaisse d'environ 24 m. La jeune plaine côtière d'âge Holocène, aujourd'hui constituée d'espaces herbeux et de marais, est bordée par de minces dépôts d'âge Tertiaires en accrétion sur le bouclier cristallin Précambrien Guyanais (Rine, 1980). Les sédiments de granulométrie plus grossière (des débris terrigènes et des sables carbonatés) sont surtout présents plus au large, sur le plateau continental (Nota, 1958; Pujos et *al.*, 1990). Ils ne sont pas associés à la migration sédimentaire sous influence amazonienne.



Figure 1.7: Carte de l'estuaire de Kourou réalisée en 1762, tiré de Le Roux (2008). L'embouchure du fleuve Kourou est ensasée avec seulement 3 brasses de profondeur (environ 5,5 m), soit moins que le lit de la rivière un peu plus en amont.

3.1. Contexte hydrologique et climatique

D'après la classification de Davis et Hayes (1984) le littoral guyanais est une côte à énergie mixte. Le littoral est influencé par une onde de marée de type semi-diurne à régime méso-tidal selon la classification de Davis (1964) avec un marnage moyen supérieur à 2 m (Fiot et Gratiot, 2006) :

- MWL (mean water level) \approx 2,15 m
- MNTHWL (mean neap tide high water level) \approx 2,85 m
- MHWL (mean high water level) \approx 3,07m
- MSTHWL (mean spring tide high water level) \approx 3, 25 m

Le flot et le jusant ont à peu près la même direction Nord-Ouest, et entraînent une dérive littorale vers le Nord-Ouest (Pujos et Froidefond, 1995 ; Simon, 2007).

Outre les vagues côtières⁵, les principales ondes sont des houles qui naissent majoritairement au large de l'Afrique de l'Ouest d'une période de 6 à 10 secondes pour une hauteur significative (H_s) d'1 à 2 m (Gratiot et al., 2007 ; Anthony et al., 2010). D'après Gratiot et al.(2007), il existe deux régimes de houles distincts en Guyane. (1) D'octobre à mai, ont lieu les plus fortes houles alors que (2) de juin à septembre la mer est relativement calme. Durant la période d'agitation maximale de la mer en Guyane, les fortes houles provenant du Nord et d'une période supérieure à 8 s, n'arrivent qu'occasionnellement. Elles sont formées par le passage de cyclones dans l'atlantique central (des houles de périodes de 14 s ont été observées le 25 octobre 2012 sur la plage de Montjoly, probablement formées par Sandy, A. Gardel, communication personnelle) ou bien, par de grosses dépressions au large du Canada et peuvent provoquer d'importants dégâts sur le littoral (Ledden et al., 2009).

3.2. Les bancs de vase

L'influence conjuguée des houles et des courants engendre la migration de la vase vers le Nord-ouest. Elle est formée de minéraux hérités des sols du bassin amazonien (Chamley, 1989 ; Para et Pujos, 1998) et constituée d'environ 90 % de minéraux argileux : Illites (33 %), kaolinites (28 %), smectites (26 %) avec quelques pourcents de chlorite (Pujos et al., 1996). Des analyses granulométriques réalisées par Ridé (2007) sur les vases subtidales, ont mis en évidence une abondance de silts fins (45-60 % [2 -20 μm]) et grossiers (25 % [20-50 μm]) avec 15 % de sables fins ([50 μm) ainsi que 10 à 15% d'argiles (<] 2 μm). La granulométrie des vases intertidales peut, quant à elle, légèrement évoluer avec un peu plus de sables fins. Les bancs de vase en Guyane mesurent 10 à 60 km de long, 20 à 30 km de large, 5 m d'épaisseur et sont espacés de 15 à 25 km. Leur volume a été estimé à environ 2 à 6.10⁹ m³, soit 1 à 3.10⁹ t (Froidefond et al., 1988 ; Allison et al., 2000) et peuvent ainsi contenir l'équivalent des apports sédimentaires annuels amazoniens (754.10⁶ t) calculés par Martinez et al.,(2009) (Anthony et al., 2010). Ils ont une topographie extrêmement plane, leur pente

⁵ Les océans sont parcourus d'une multitude d'ondes (Kinsman, 1965, Masselink et al., 2011) ayant une fréquence de quelques millisecondes (vagues capillaires) à plusieurs décennies (cycle de marée de saros). Ces ondes sont générées soit par la rotation de la Terre et les mouvements des astres autour de celle-ci, soit par les vents. Plusieurs définitions sont employées pour différencier les houles des vagues. Kinsman (1965), définit la houle comme des vagues gravitaires ayant une période supérieure à 10 s et qui parcourent de grandes distances. Les vagues sont quant à elles considérées comme des vagues gravitaires, générées par les vents locaux, ayant une période inférieure à 10 s. D'autres définissent les vagues comme une houle déformée par la côte. Dans cette étude, les houles définiront un train de vagues gravitaires n'ayant pas déferlé à la côte.

est de l'ordre de 1:2000 pour la partie intertidale et 1:1000 pour la partie subtidale (Gardel et Gratiot, 2005). Ils sont classiquement divisés en quatre zones (figure 1.8).

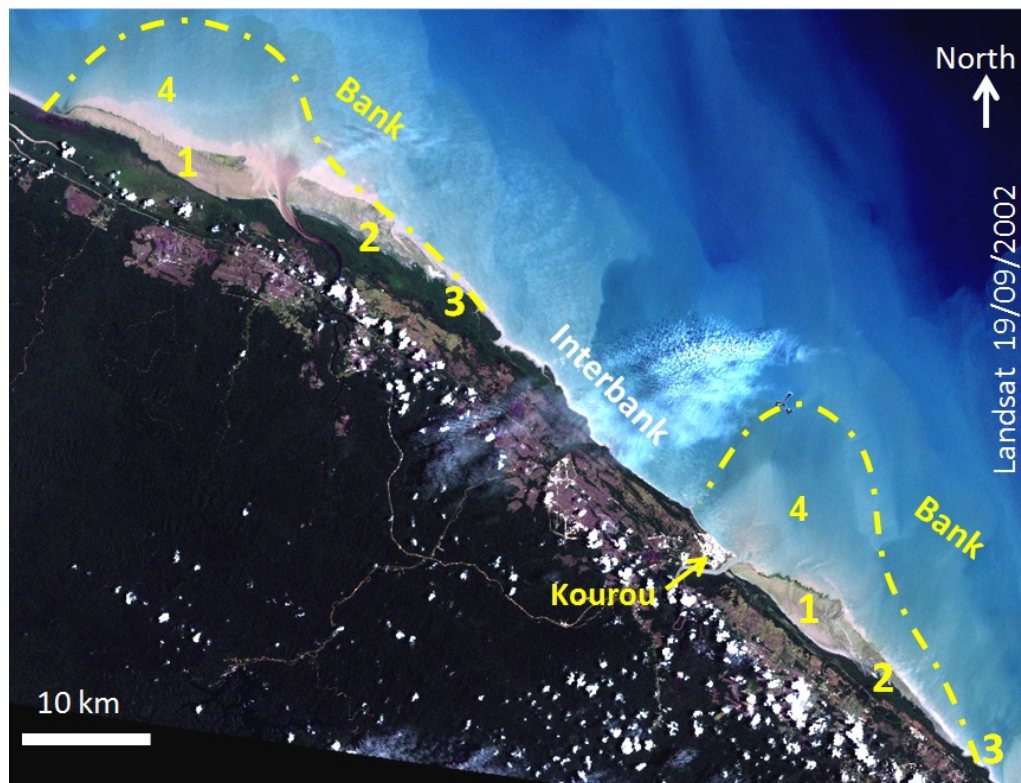


Figure 1.8: Image satellite Landsat 5 de la région de Kourou. Les numéros correspondent aux différentes parties des bancs de vase : 1 Zone en accretion ; 2 Zone en colonisation ; 3 Zone en érosion ; 4 Zone subtidale.

3.2.1. Zone d'accumulation

La zone d'accumulation constitue l'avant du banc (figure 1.8, (1)), qui est composée de vase fluide à molle ($< 650 \text{ g.l}^{-1}$) s'accumulant à la côte. L'accumulation se fait par l'amortissement des houles sur la partie subtidale du banc. Ce processus permet de remettre et de maintenir en suspension des couches de vase fluide tout en les transportant vers la côte. Cette zone intertidale est donc formée d'une vasière en constante élévation topographique. La vase est ensuite susceptible, de se tasser et de se consolider.

3.2.2. Zone de colonisation

La zone de colonisation se situe juste après l'avant banc (figure 1.8, (2)). Elle est principalement formée de vase consolidée ($> 650 \text{ g.l}^{-1}$, Gratiot et al, 2007). Cette zone est presque complètement recouverte par des biofilms, plus ou moins épais selon la durée d'émersion de la vase. Les biofilms sont constitués d'assemblages entre des bactéries, des virus et un film microphytobenthique sécrétant des substances extracellulaires polymériques (EPS) durant la journée (Staats et al. 1999 ; Decho, 2000 ; De Brouwer et Stal 2002 ; Orvain et al., 2003; Lundkvist et al., 2007 ; Flemming et Wingender, 2010). Toutefois, la composition des biofilms sur les vasières en Guyane française n'est

pas encore bien établie. L'expansion de la mangrove, sur les zones consolidées des vasières, est très rapide. Plusieurs hectares peuvent être colonisés en quelques mois. Cette zone est entaillée par un réseau de drainage très dense dont l'influence sur les processus sédimentaires n'est pas encore déterminée.

3.2.3. Zone en érosion

Cette zone constitue l'arrière du banc (figure 1.8, (3)). Elle est formée de vase consolidée ($> 650 \text{ g.l}^{-1}$), généralement colonisée par de la mangrove et soumise à l'érosion. La partie subtidale du banc est très réduite dans cette zone qui est formée principalement par un fond relativement dur (vase consolidée), ce qui rend l'amortissement de l'énergie des houles peu efficace (Sheremet et Stone, 2003 ; Winterwerp et *al.*, 2007), provoquant une érosion intense qui modèle la côte, en dent de scie (Augustinus, 1978 ; Froidefond et *al.*, 1988 ; Lakhan et Pepper, 1997 ; Anthony et *al.*, 2010, 2011). L'érosion des vasières et des mangroves (forêts de palétuviers) peut atteindre plusieurs centaines de mètres par an (Boyé, 1962 ; Gardel et Gratiot, 2006). La fin d'un banc de vase est définie par l'absence de vase fluide dans sa partie subtidale. L'interbanc constitue l'espace en érosion entre deux bancs de vase. Il peut être constitué de mangrove en érosion, qui s'est développée sur un banc de vase précédent, ou de plage de sable.

3.2.4. Zone subtidale

La dynamique sédimentaire de la zone intertidale est intimement liée à celle, beaucoup moins connue, de la zone subtidale des bancs. Cette partie sous-marine semble cependant constituer la plus grande superficie du banc de vase (figure 1.8, (4)). Jusqu'à maintenant, cette zone le long de la côte des Guyanes a été peu étudiée. Dans la littérature, elle est décrite habituellement comme étant constituée de vase molle à fluide (Gardel et Gratiot 2004 ; Gratiot et *al.*, 2007), s'étendant jusqu'à l'isobathe 20 m avec une épaisseur de 3 à 4 m (Anthony et *al.*, 2010) et une pente moyenne d'1:1000 (Gardel et Gratiot 2005). Sa réelle morphologie et les processus de migration de cette zone sont encore soumis à discussion. De plus, elle a un impact important sur l'hydrodynamisme côtier. Elle atténue l'énergie des houles par amortissement et modèle ainsi la côte en diminuant fortement leur puissance érosive à la côte (Wells et Kemp, 1986 ; Sheremet et Stone, 2003).

Les processus sédimentaires, contrôlant la morphodynamique de chacune de ces zones, sont encore méconnus. De plus, les interactions entre les parties intertidales et subtidales soulèvent encore de multiples interrogations, notamment sur leur rôle lors des processus liés à la migration des bancs de vase. Dans ce travail nous décrirons et analyserons les processus sédimentaires qui contrôlent la morphodynamique de chacune des zones des bancs de vase ainsi que leurs interactions.

3.3. Migration des bancs de vase le long du littoral guyanais

Les bancs de vase migrent le long de la côte à une vitesse variable. Cependant, ils sont en accélération depuis le début des années 1990 passant de 0,2 à 1,8 km.an⁻¹ (Froidefond et *al.*, 1988) à 1 à 3 km.an⁻¹ (Gardel et Gratiot, 2005). Gratiot et *al.*, (2007) ont mis en évidence une relation probable entre l'augmentation de l'énergie des houles, basée sur la formulation de l'énergie des houles, simplifiée par Rodriguez et Metha (1998) égale à H_s^3/T_s^2 (H_s est la hauteur des houles et T_s leur période), et cette accélération.

Cette migration est fondée sur un recyclage de la vase, décrit par Allison et Lee (2004), entre la zone en accrétion et celle en érosion. La vase accumulée à la côte par les houles, crée une vasière en accrétion constante qui reste de plus en plus longtemps émergée, provoquant ainsi une augmentation de sa concentration. A partir d'un certain seuil de concentration (650 g.l⁻¹ pour une altitude supérieure à 2,40 m par rapport au zéro hydrographique d'après Fiot et Gratiot, 2006), la vasière est colonisée par la mangrove. Lorsque sa partie subtidale n'est plus tapissée de vase fluide, l'érosion commence, arrachant la mangrove et remettant en suspension la vase. Les processus de remise en suspension de la vase consolidée, sur les zones en érosion des bancs de vase en Guyane française, ne sont toujours pas définis clairement et seront abordés dans cette étude. Cette vase fluidifiée est ensuite entraînée par l'action des houles et des courants pour être de nouveau amassée à l'avant du banc.

La frontière entre le Brésil et la Guyane française correspond à l'origine de la migration des bancs de vase en tant qu'objet sédimentaire individuel. Elle est marquée par la présence de deux grands fleuves à large estuaire (l'Oyapock et l'Approuague). Ceux-ci doivent jouer un rôle d'épis hydrauliques, fractionnant le panache des vases côtières, ce qui pourrait expliquer la morphogénèse des bancs individuels. Toutefois, ce mécanisme n'explique pas la périodicité d'apparition des bancs. L'hypothèse formulée par Eisma et *al.* (1991) et reprise par Allison et *al.* (2000), du rôle de la variabilité de l'intensité des vents à moyenne échelle, dans le renforcement ou l'atténuation des courants côtiers, semble la plus plausible bien qu'il n'y ait pour le moment aucune étude à ce sujet. Cette variabilité pluri-annuelle est peut-être à mettre en relation avec la cyclicité pluri-décadale (20 à 30 ans) de l'activité cyclonique dans l'Atlantique tropical (Goldenberg et *al.*, 2001). La combinaison des multiples oscillations climatiques et océaniques, à plus court terme de l'Atlantique tropical et équatorial, semblerait également avoir une influence sur la périodicité de la morphogénèse des bancs. Pour un lieu donné, le cycle envasement/érosion dure environ 20 ans (Boyé, 1962). Les bancs de vase en Guyane française, de par leur impact sur le littoral, nécessitent des études plus approfondies car ils restent actuellement des objets encore mal connus.

3.4. La mangrove côtière

La mangrove est une formation forestière arborée maritime et (ou) estuarienne composée de palétuviers, qui se développe en zone de balancement des marées (Marius, 1884 ; Blasco, 1982, 1991). Cette formation représente environ 1% de la surface couverte par l'ensemble des forêts tropicales mais colonise cependant près de 75% des littoraux compris entre 25°N et 25°S (MacGill, 1959 ; Day et *al.*, 1987). Les palétuviers ont développé de nombreuses adaptations particulières (viviparité, hydrochorie, glandes à sels, pneumatophores...) leur permettant de survivre dans ces milieux à fortes contraintes (Betoulle, 1998). Les mangroves constituent un écosystème important. En plus d'avoir une valeur économique lorsqu'elles sont exploitées (Saenger et Bellan, 1995), elles jouent un rôle primordial de nourricerie pour de nombreuses espèces grâce à leur importante production de matière organique (Heald, 1971 ; Pool et *al.*, 1975 ; Lugo et Snedaker, 1975 ; Hutchings et Saenger, 1987). En Guyane française, elle est principalement constituée de quatre espèces de palétuviers pouvant atteindre, pour certains individus, 40 m de haut avec des diamètres de tronc supérieurs au mètre (Fromard et *al.* 2004; Proisy et *al.*, 2009) :

- *Avicennia germinans*, est l'espèce pionnière, dominante en nombre d'individus. Elle dépasse et prive de lumière rapidement *L. racemosa*, formant ainsi sur les bancs de vase des peuplements monospécifiques,
- *Laguncularia racemosa*, est une autre espèce pionnière, à la croissance rapide qui occupe essentiellement les fronts de mer et les estuaires,
- *Rhizophora spp.* (*R. racemosa* et *R. mangle*) sont des espèces à racines échasses, souvent rencontrées sur les berges de rivière et parfois à l'intérieur de régions stabilisées depuis plusieurs décennies.
- *Conocarpus erecta* est une espèce répartie de manière plus sporadique le long des côtes de l'atlantique en Afrique de l'Ouest et en Amérique (Blasco et *al.*, 1996 ; Dodds et *al.*, 1998 ; Anthony et *al.*, 2004). Elle n'a été observée qu'en un seul site en Guyane française sur la crique Patate.

Plusieurs stades de développement peuvent être distingués (Fromard et *al.*, 2004) :

- pionnière : *A. germinans* + (*L. racemosa*); hauteur ≈ 2,5m ; très dense,
- jeune : *A. germinans* + (*L. racemosa*); hauteur ≈ 5-6 m ; dense,
- adulte : *A. germinans* + (*Rhizophora spp.*) ; hauteur > 20m,

Avicennia germinans :

Contrairement aux autres mangroves atlantiques (Lescure, 1977), *A. germinans* est une espèce pionnière en Guyane française. Elle est la seule parfaitement adaptée au milieu des bancs de vase guyanais (figure 1.9) et on la retrouve sur toute la côte de la Guyane française (Boyé, 1962). Les *L. racemosa* ou *R. spp* dépérissent rapidement, ne laissant plus qu'un milieu mono-spécifique (Barreau, 2011).



Figure 1.9: Photo d'*Avicennia germinans* sur une vasière à proximité de Kourou (site atelier), le 20/02/2011.

Caractéristiques :

- Taux de croissance : jusqu'à 2,25 m par an (Proisy et *al.*, 2009)
- Floraison : Septembre à Décembre (Betoulle 1998, Saenger et Bellan, 1995)
- Fructification : Janvier à Mai
- Mode de dissémination : par les courants (hydrochorie) ; viabilité des propagules de 100 jours dans l'eau (Sousa et *al.*, 2007, Delgado et *al.*, 2001).

Dès que les premières propagules arrivent à se développer, la colonisation s'effectue très rapidement. Le taux de croissance, la fructification massive seulement quelques mois après la germination de la graine (précocité sexuelle), et la capacité de flottaison, tout en étant viable, lui permettent de coloniser plusieurs hectares de vase nue en quelques mois. D'après Fromard et *al.* (2004), on distingue trois processus de colonisation du banc de vase par la mangrove :

- Par bandes parallèles à la côte depuis l'ancienne mangrove : on parle de colonisation de proche en proche (Proisy et *al.*, 2009) (a).
- Par patch d'expansion (b).
- Par barre vaseuse : on parle de colonisation opportuniste de haut vers le bas (Proisy et *al.*, 2009) (c).

Auxquels on peut ajouter la colonisation s'effectuant le long des levées de chenaux de marée.

Durant les phases d'inter banc, l'écosystème à *A. germinans* peut être complètement détruit sous l'action des houles. Néanmoins, il semble réapparaître au même endroit sur le prochain banc de vase arrivant de l'Est, environ 2 ans après les premiers dépôts vaseux (Gratiot et *al.*, 2008).

Cette étonnante espèce de palétuviers soulève encore de multiples interrogations sur ses différents processus de colonisation et de résilience malgré la migration des bancs de vase. Son expansion rapide sur les vasières, grâce à la capacité de production très rapide de propagules (précocité sexuelle) et leur capacité de flottaison, sont des points clefs dont les connaissances nécessitent d'être approfondies.

Partie 4. Problématique

De nombreuses questions restent en suspens au sujet de la morphodynamique de ce littoral atypique que ce soit, à un niveau sédimentaire ou bien écologique. Une grande part des connaissances actuelles repose principalement sur deux programmes de Recherche : (1) le programme AmasSeds (A Multidisciplinary Amazon Shelf SEDiment Study) qui a eu pour but d'étudier les relations entre les forçages océaniques, la sédimentation sur le plateau continental à l'embouchure de l'Amazone et le trait de côte adjacent au fleuve, entre 1989 et 1991. (2) Le Programme National d'Environnement Côtier (PNEC) Guyane (1999-2003) a eu pour objectif d'examiner les conséquences de la variabilité de l'hydrodynamique et du transit des apports amazoniens, sur la structuration des écosystèmes côtiers guyanais. Depuis ce programme aucun projet de grande envergure n'a été mis en place sur le littoral en Guyane française. Cependant, d'autres projets⁶ sont lancés de plus en plus souvent. De par la pression démographique et économique, sans cesse croissante sur le littoral guyanais, ces questions deviennent de plus en plus des enjeux importants pour les populations locales.

Cette thèse a pour but d'améliorer la compréhension de cette dynamique morpho-sédimentaire, initiée à partir des énormes apports sédimentaires amazoniens, dans la vision à long terme, d'une meilleure gestion de ce littoral unique. Les travaux réalisés dans cette thèse ont été impliqués dans trois programmes de Recherche : (1) MORphodynamic Variability of AMAzonian coast (TOSCA CNES), (2) Côtes guyanaises sous influences amazoniennes : caractérisation des forçages et propositions de modélisation (EC2CO INSU) et (3) GlobCoast (ANR).

⁶ Bonus Qualité Recherche (BQR) ; Terre Océan Surfaces Continentales Atmosphère (TOSCA) ; Ecosphère Continentale et Côtière (EC2CO) ; Agence National Recherche (ANR)

Cette étude s'appuie sur trois échelles spatiales afin de mieux appréhender les processus hydro-sédimentaires et leurs interconnexions, en partant d'une échelle spatiale couvrant toute la côte des Guyanes (1) puis en passant à l'échelle du banc de vase (2) pour finir à l'échelle de la vasière (3) (figure 1.10).

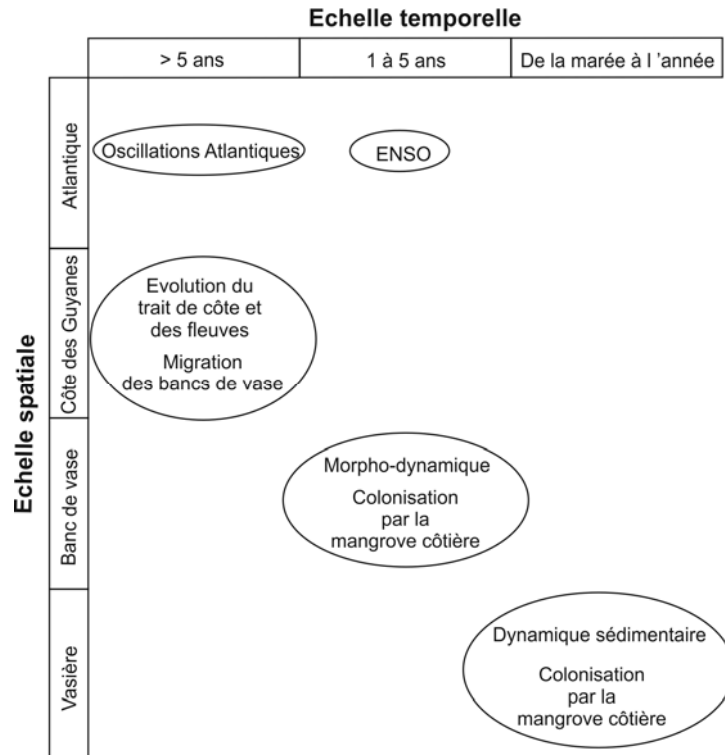


Figure 1.10: Schéma des différents axes d'études représentés en fonction de leur échelle d'emprise temporelle et spatiale.

(1) La côte s'étirant entre l'Amazone et l'Orénoque est marquée par la migration de 15 à 20 bancs de vase en provenance de l'Amazone qui modifient fortement le littoral. Nous verrons à quelle vitesse ces bancs se déplacent et quelles sont leurs évolutions spatiales et temporelles au cours de leur migration vers le Nord-Ouest. Les variations du trait de côte, provoquées par la migration des bancs en Guyanes française qui peuvent atteindre plusieurs centaines de mètres, seront aussi abordées. Le rôle et la réaction des fleuves, par rapport à ces mouvements massifs et rapides de vase, seront également développés.

(2) Les bancs de vase sont des entités sédimentaires à part entière. Ils sont constitués d'une vasière intertidale et d'une extension subtidale, ayant chacune des processus et une dynamique sédimentaire différente. Pour plus de commodité, la vasière subtidale sera nommée partie/zone subtidale et lorsque nous parlerons de « vasière », cela correspondra à la partie intertidale. La partie subtidale reste à ce jour une zone d'ombre. Une partie de cette thèse propose de définir les bases d'une caractérisation morphologique de cette zone subtidale ainsi qu'une réflexion sur la définition morphologique des bancs de vase guyanais. Les évolutions morphologiques des vasières du banc de

Kourou et leurs colonisations par la mangrove sont suivies depuis 2004. Nous y verrons notamment quels sont les liens entre la morphologie des bancs et leurs modes de colonisation.

(3) Les vasières, parties visibles des bancs, ont fait l'objet de différentes études à grande échelle mais les processus de créations et d'évolution de ces vasières restent encore peu connus à ce jour. Quels sont les forçages principaux des apports sédimentaires sur les vasières et à quelle vitesse, fréquence, ont-ils lieu ? Quelles sont les relations entre la partie subtidale et les vasières ? Nous analyserons aussi comment ces dépôts sont conservés et comment il est possible de reconstituer l'historique de sédimentation d'une vasière. Il existe un lien à l'échelle du banc entre sa morphologie et sa colonisation par *A.germinans*. Nous y étudierons aussi les processus responsables de ce lien et de ces différentes formes visibles sur le terrain.

L'océan, à travers les houles, les marées et les courants, est le moteur des processus hydro-sédimentaires de la dynamique morpho-sédimentaire des bancs de vase. Il opère à toutes les échelles d'études, du littoral aux processus de sédimentation sur les vasières. Nous discuterons de l'influence des forçages hydro météorologiques sur les multiples interactions et processus sédimentaires caractéristiques des bancs de vase.

- Chapitre 2 -

Matériels et Méthodes

Partie 1. Le littoral Guyanais p.21

Partie 2. Les bancs de vase p.29

Partie 3 La vasière p.36

Partie 4. Synthèse p.42



Introduction

L'étude de la morphodynamique des bancs de vase amazoniens en Guyane française est un sujet complexe. Elle est régie par des phénomènes et des interactions à plusieurs échelles temporelles et spatiales. Pour les comprendre, il est nécessaire de travailler avec des outils et des méthodes diversifiés. Ceux-ci doivent néanmoins être adaptés aux environnements contraignants que sont les bancs de vase. La problématique de cette étude est abordée en suivant une imbrication d'échelle spatiale, allant des processus décennaux modelant le littoral dans son ensemble, aux processus journaliers de sédimentation d'une vasière. Pour chaque échelle, des outils et des protocoles différents ont dû être mis en place avec une prédominance de l'imagerie satellite pour les plus grandes échelles et des mesures sur le terrain pour les plus fines.

Partie 1. Le littoral Guyanais

1.1. L'apport de l'imagerie satellitaire

L'imagerie satellite est un outil pertinent qui permet de se détacher de certaines contraintes du terrain et de travailler sur différentes échelles spatiales (de la centaine de mètre au littoral entier) et temporelles, mais elle est sujette aux caprices de la météo (nébulosité), ce qui rend très difficile l'obtention d'images claires entre fin décembre et juin (saison des pluies). De plus son utilisation ne doit pas se soustraire aux observations et mesures de terrain, essentielles dans la démarche scientifique en géoscience. Les missions spatiales, telles que SPOT (Satellite Pour l'Observation de la Terre) ou Landsat, fournissent des données homogènes de haute résolution spatiale et temporelle, depuis les années 80. Les capteurs plus récents apportent des précisions en termes de résolution spatiale et de capacités de revisites plus importantes (futur Pléiade par exemple). Plusieurs capteurs ont été utilisés dans cette étude. Des capteurs imageurs, implantés sur les satellites Landsat 5, Landsat 7, GeoEye et SPOT 5, dont une station de réception est située à Cayenne (Station SEAS Guyane), ont permis d'étudier ce littoral. D'autres, comme ceux implantés sur MODIS Aqua (couleur de l'eau) et Jason1 (altimétrie), sont dédiés à l'étude de l'océan.

1.1.1. *Altimétrie satellitaire océanique*

L'altimétrie satellitaire détermine la distance entre le satellite et la surface de l'eau à partir de l'écart de temps entre l'émission d'une onde radar par le satellite et sa réception. La forme et la puissance de l'écho sont aussi des sources d'informations pour les caractéristiques relatives à la surface de l'océan. Ce principe permet de calculer la hauteur des houles (SWH) avec une précision de l'ordre de 20 cm. Il faut néanmoins relativiser cette grande précision car la présence d'un bateau

peut, par exemple, être considérée comme une forte houle. Pour minimiser cette erreur, les valeurs aberrantes sont supprimées et des moyennes spatiales (tous les $0,1^\circ$ d'arc) ont été réalisées. Les données de cette étude proviennent de données acquises entre début 2002 et fin 2011 par le satellite Jason. Il survole le même point tous les 10 jours, avec une prise de mesure toute les secondes. Une zone comprise entre 61°E et 15°E de longitude et 0°N et 24°N de latitude, a été étudiée, soit 35 Pass (figure 2.1), ce qui permet d'étudier aussi bien l'évolution des houles de fetch que celles provenant du passage de cyclones ou de dépressions plus au Nord.

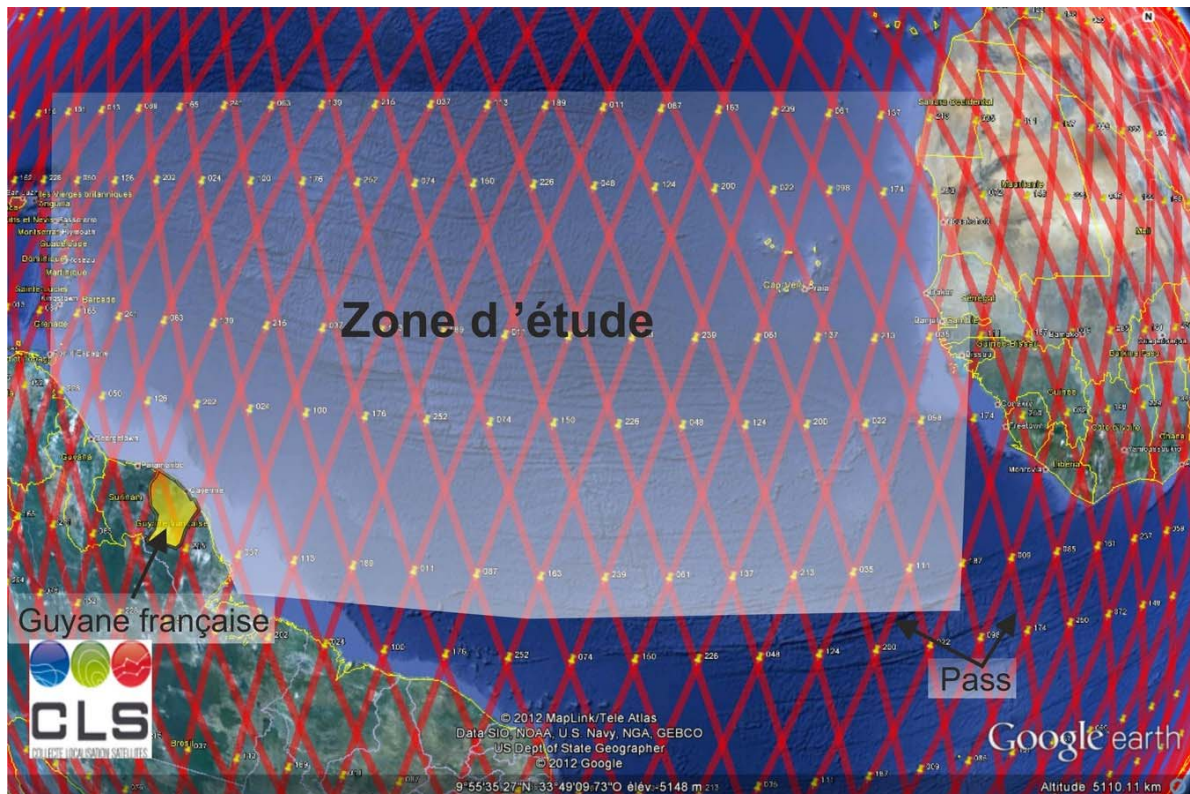


Figure 2.1: Zone d'étude sur l'Atlantique centrale. Les lignes rouges correspondent aux Pass du satellite Jason1. Source : Aviso, projection sous Google Earth ©.

Les données sont téléchargeables gratuitement sur le site d'AVISO⁷ tout comme le logiciel Basic Radar Altimetry Toolbox© (BRAT)⁸ à partir duquel elles ont été extraites, puis mises sous forme de matrice. Des analyses de tendance monotone (Tm) et cyclique (Tc) ont été réalisées d'après la méthode Census X-11 développée par Vantrepotte et Melin (2009) (cf. partie 1.1.2 détection des matières en suspension).

⁷ <http://www.aviso.oceanobs.com/>

⁸ http://www.altimetry.info/html/data/toolbox_en.html

1.1.2. Détection des matières en suspension (MES)

La turbidité des eaux est fortement influencée par la présence de vase fluide facilement remise en suspension. Les plus fortes concentrations en Matière En Suspension (MES) mesurées le long de la côte des Guyanes correspondent à la partie subtidale des bancs de vase et à leur panache turbide (Froidefond et *al.*, 2004). Dans les eaux côtières, il existe une forte corrélation entre ces valeurs de MES et la réflectance des eaux marines dans la partie rouge du visible, ce qui permet d'estimer les taux de MES de surface par satellite.

Les réflectances relevées par le satellite MODIS Aqua, à la résolution spatiale d'1 km², ont été obtenues à partir du NASA Goddard Distributed Archive Center (reprocessing 2009.1) pour une période allant de Juin 2002 à Novembre 2010, en utilisant un algorithme standard de détection des nuages. L'estimation des concentrations en MES est réalisée à partir de la bande rouge de MODIS Aqua (678 nm) par Vantrepotte et *al.*, (2012). Cette estimation algorithmique se base sur des relevés *in situ* effectués lors de deux missions le long de la côte de la Guyane française. Actuellement, la détection des MES par satellites dédiés à la couleur de l'eau, ne permet pas d'analyser les eaux proches de la côte (< 3 km) car les eaux sont trop turbides, donc classées par les algorithmes standards comme étant des nuages, elles sont d'office supprimées. Bien qu'il soit possible d'améliorer ce problème avec des algorithmes de correction spéciaux (Nordkvist, 2009), ces derniers n'ont pas pu être appliqués dans cette étude.

L'analyse temporelle de séries de données des concentrations en MES a pour but d'identifier des variations à différentes échelles temporelles, allant des alternances saisonnières aux tendances sur 8 ans. Les données subissent un prétraitement, supprimant ou complétant, des courtes séries de données afin d'homogénéiser toute la série selon une période temporelle définie (Ibanez et Conversi, 2002 ; Vantrepotte et Mélin, 2009, 2011a).

Décomposition de la série temporelle $X(t)$:

$$X(t) = Sc(t) + Tc(t) + Ic(t)$$

Avec : Sc = saisonnalité

Tc = tendance

Ic = variation irrégulière

Cette décomposition s'effectue selon la méthode Census X-11 (Pezzuli et *al.*, 2005 ; Vantrepotte et Mélin, 2011b).

1.1.3. Détection de la déformation des houles à la côte

Des études antérieures ont été réalisées sur la déformation des houles à la côte mais uniquement à partir de mesures terrains (Wells et Kemp, 1986 ; Sheremet et Stone, 2003) ou de modèle (Winterwerp et *al.* 2007). L'approche développée dans ce travail, repose sur l'analyse d'images satellites de hautes résolutions spatiales, comme SPOT 5. L'analyse de ces images fournit des informations indirectes sur la nature du fond. Malheureusement, les houles sont rarement visibles sur les compositions colorées standard. Un filtre directionnel a été créé puis appliqué sur la bande rouge (610-680 nm), ce qui optimise les contrastes et permet une meilleure visualisation des crêtes et des creux des houles (figure 2.2). L'image filtrée se présente en noir et blanc avec les crêtes des houles en blanc. Néanmoins, l'augmentation du contraste n'autorise pas l'automatisation de la mesure des longueurs d'ondes des houles car le signal est trop complexe. Elles ont été mesurées manuellement sous ER-Mapper[®] 7.1. afin de quantifier l'effet d'amortissement provoqué par la vase fluide subtidale.

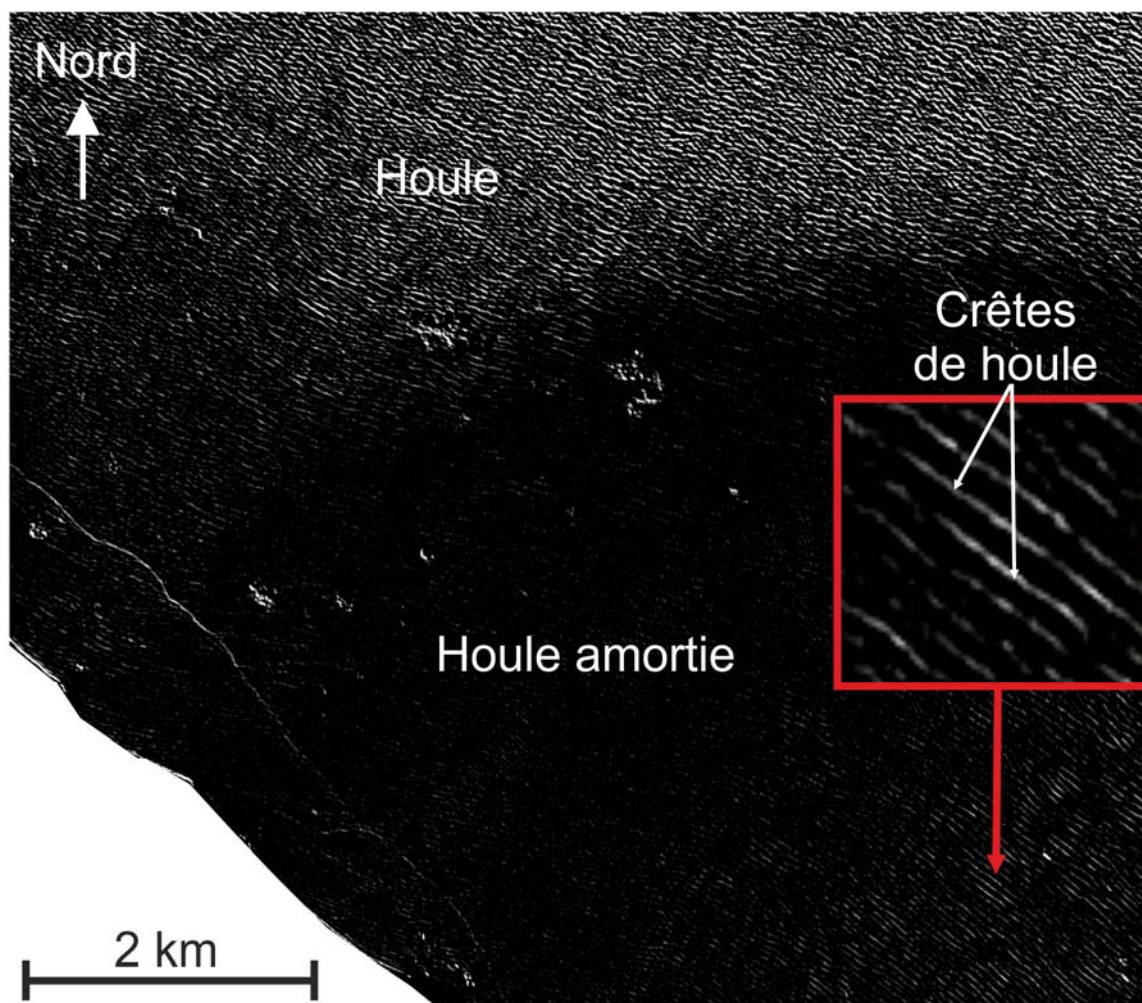


Figure 2.2: Détection des houles à la côte avec un filtre directionnel appliqué sur la bande rouge du capteur de SPOT 5.

1.1.4. Surface des mangroves et trait de côte

1.1.4.1. Caractéristiques des images satellitaires dédiées à l'analyse terrestre

Dans le cadre de cette étude, des images SPOT 5, Landsat 5 et Landsat 7 ont été utilisées. Les images Landsat sont téléchargeables gratuitement sur le site de l'U.S. Geological Survey⁹ (USGS), avec une fréquence d'acquisition mensuelle pour les Landsat 5 et hebdomadaire pour les Landsat 7. Les images Landsat 7 présentent malheureusement des hachures dues à un capteur défectueux, rendant impossible toute automatisation du traitement. Les images SPOT ont une haute résolution spatiale (tableau 2.1) mais elles sont payantes et leur acquisition est sporadique. Pour ces dernières images datant de 2010, la fusion des bandes panchromatiques avec des compositions colorées permet de travailler à une résolution de 2,5 m en couleur. Les images SPOT utilisées ici, ont été acquises dans le cadre de différents programmes de recherche passés¹⁰ ou en cours¹¹.

Avant 1980, peu de données satellites sont disponibles. Une seule image Landsat MSS en 1976 est référencée pour la Guyane française. Pour remonter plus loin dans le temps, il faudrait utiliser les survols aériens réalisés par l'Institut Géographique National (IGN). Ces photos aériennes ont une résolution spatiale très fine mais il est nécessaire de les ortho-rectifier et de les recalcrer avec les images satellites (travail réalisé par R. Walcker de l'UMR ECOLAB).

Landsat 5			Landsat 7			Spot 5		
Bandes	Longueur d'onde	Résolution (m)	Bandes	Longueur d'onde	Résolution (m)	Bandes	Longueur d'onde	Résolution (m)
B1	Bleu (0,45-0,52 μm)	30	B10	Bleu (0,45-0,515 μm)	30	B1	Vert (0,5 – 0,59 μm)	10
B2	Vert (0,52-0,6 μm)	30	B20	Vert (0,525-0,605 μm)	30	B2	Rouge (0,61 – 0,68 μm)	10
B3	Rouge (0,63-0,69 μm)	30	B30	Rouge (0,63-0,69 μm)	30	B3	PIR (0,78 – 0,89 μm)	10
B4	NIR (0,76-0,9 μm)	30	B40	PIR (0,75-0,9 μm)	30	B4	MIR (1,58 – 1,75 μm)	10
B5	NIR (1,55-1,75 μm)	30	B50	MIR (1,55-1,75 μm)	30			
B6	Thermal (10,40-12,5 μm)	120	B61	IRTh low gain (10,4-12,5 μm)	60			
B7	MIR (2,08-2,35 μm)	30	B62	IRTh high gain (10,4-12,5 μm)	60			
			B70	IR lointain (2,09-2,35 μm)	30			
			B80	Panchro (0,52-0,9 μm)	15			

Tableau 2.1: Caractéristiques des bandes spectrales des capteurs satellites Landsat 5 et 7 et SPOT 5 ainsi que leur résolution spatiale respective.

⁹ <http://glovis.usgs.gov/>

¹⁰ PNEC, chantier Guyane ; Convention CNES/IRD

¹¹ Infolittoral

1.1.4.2. Le trait de côte

Le trait de côte en Guyane française peut être défini par la limite entre l'océan et la mangrove, un chenier, une pointe rocheuse ou encore des aménagements urbains. Une grande partie du trait de côte le long du littoral des Guyanes est fréquemment composée de mangrove mais cette limite s'avère difficile à identifier surtout au niveau des zones en colonisation. En effet, les fluctuations de densité des palétuviers rend difficile leur digitalisation par satellite. Pour améliorer la détection du trait de côte sur ces zones, sa digitalisation s'appuie sur l'Indice de Végétation Ajusté pour le Sol (SAVI ; Huete, 1988). Cet indice prend en compte la densité du couvert végétal (L) et permet de minimiser l'influence radiométrique des sols proches de la végétation. Pour cette étude, la constante « L » a été fixée à une valeur de 0,5 ; 1 et 0,25, correspondant respectivement à un couvert végétal très faible et très fort.

$$SAVI = \frac{\rho_{PIR} - \rho_R}{\rho_{PIR} + \rho_R + L} * (1 + L)$$

Avec : ρ = longueur d'onde

L = couvert végétal (0,25<L<1)

Le trait de côte a été digitalisé avec un pas de temps d'un an ou deux depuis les années 1980. Sa digitalisation automatique s'effectue sous le logiciel ENVI® version 4.3. Bien que le seuillage permet d'extraire la végétation, les caractéristiques spectrales ne sont pas constantes pour les jeunes mangroves entre chaque image. Il est donc nécessaire d'ajuster le seuillage manuellement en réponse à la physiologie du couvert végétal. La marge d'erreur lors de cette étape de digitalisation est d'un pixel (Chatelet, 2011). Une fois les traits de côte digitalisés, ils sont importés sous ArcGIS® version 9.2 sous forme de vecteur puis analysés. Le module complémentaire Digital Shoreline Analysis System® (DSAS), version 2.2.1 (Thieler et al., 2004), permet de calculer l'évolution du trait de côte entre plusieurs dates (figure 2.3). Le module crée des transects à partir d'une ligne de référence, définie arbitrairement et suffisamment à l'intérieur des terres, pour ne pas être recoupée par un trait de côte. Chaque transect recoupe tous les traits de côte digitalisés. La distance séparant ces recouvrements avec la ligne de référence est restituée dans une table attributaire et l'écart entre chaque trait de côte est ensuite calculé pour chaque transect. Une représentation matricielle permet de visualiser les résultats ainsi obtenus.

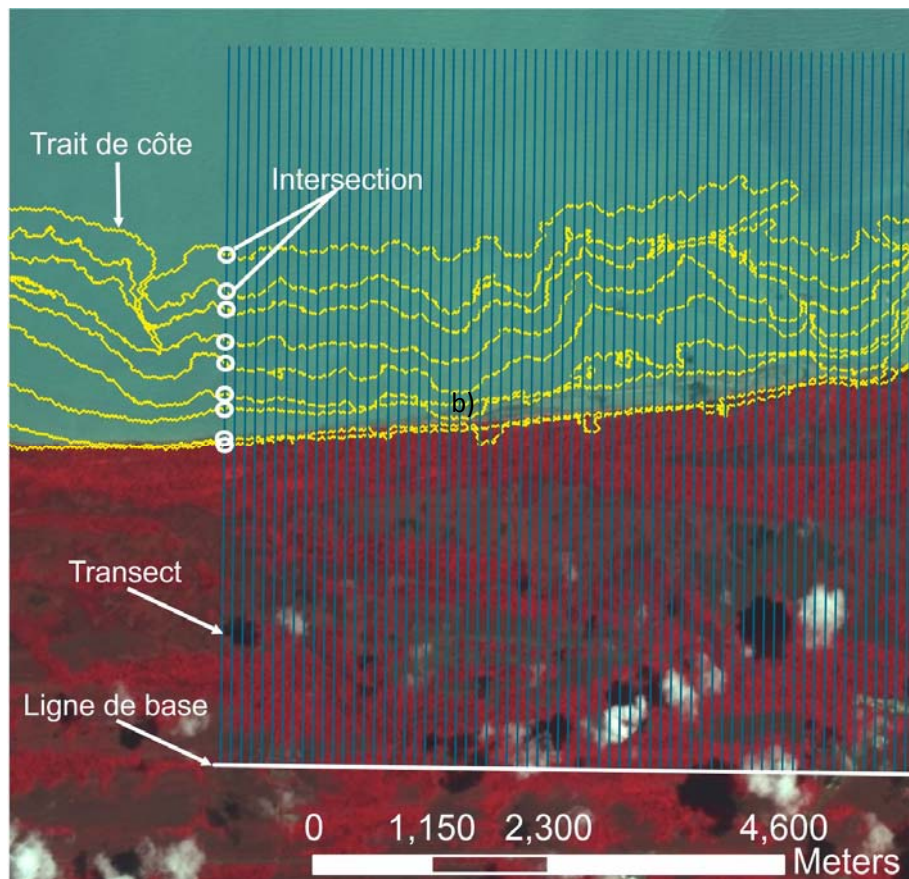


Figure 2.3 : Calcul de l'évolution du trait de côte le long de transect sous DSAS, à partir des variations de la distance du trait de côte par rapport à une ligne de base.

Sur la figure 2.3 les limites d'extension des mangroves ont été digitalisées grâce à l'indice SAVI pour les bancs de Kourou et Sinnamary entre 2001 et 2011. Les nouvelles surfaces de mangrove entre deux années sont par la suite calculées à partir de création de polygones sous ArcGIS®. Les vitesses d'extension de la vase, pour chaque vasière, sont calculées suivant la méthode suivante (Gensac et *al.*, 2011) :

$$Vc = S/In$$

Avec : Vc = vitesse de colonisation (Ha/mois)
 S = Surface de jeune mangrove (1 an)
 In = Pas de temps entre deux images (mois)

1.2. Base de données et traitement

En Guyane française, il y a eu peu d'études et de mesures régulières sur les paramètres océaniques de marée, de courant et de houle. L'utilisation de modèles optimisés, à partir de données terrain ou de l'emploi de bases de données à plus grande échelle que la Guyane française, permet de combler un peu ces manques. Toutes ces données serviront à analyser les variations éventuelles du forçage des houles.

1.2.1. Collecte Localisation Satellites (CLS)¹²

Collecte Localisation Satellites (CLS) est une société qui acquiert de multiples données sur l'observation des océans par satellite. Elle propose un accès à plusieurs bases de données dont AVISO et centralise toutes les données altimétriques concernant le niveau marin (marées, houles, bathymétrie). Ici, seules les données pour l'altimétrie satellitaire, c'est-à-dire la hauteur des houles sur l'Atlantique tropical et équatorial, ont été utilisées dans le but d'étudier les variations du signal des houles entre 2002 et 2011.

1.2.2. ECMWF WAM (WAve Model)¹³

La série de données ERA-40 (European Re-Analysis 40 years) est une ré-analyse des variables météorologiques globales (Sterl et Caires, 2005) du WAM (WAve Model) (WAMDIG, 1988 ; Komen et al., 1994). Le modèle a été validé à partir de certaines données des bouées de la NOAA moyennées sur 3h. Ce modèle a été employé pour les houles en Guyane (Gratiot et al, 2007). Des données de hauteur et de direction des houles ont été acquises pour les coordonnées 5°N/52°W afin d'obtenir une information sur les houles proches de la côte de la Guyane française. Il a toutefois ses limites pour les fortes ($H_s > 5$ m) et pour les faibles ($H_s < 1$ m) houles qui sont respectivement sous-estimées et surestimées (Sterl et Caires, 2005 ; Caires et Sterl, 2005).

1.2.3. NOAA WaveWatch III (NWW3)¹⁴

WaveWatch III (Tolman, 1992) s'est développé à partir du WAM. C'est un modèle global de la National Oceanic and Atmospheric Administration (NOAA) couvrant une zone s'étendant entre 77° S et 77° N avec une résolution d'1.25° x 1°. De nombreux paramètres de houle et de vent sont accessibles gratuitement pour tous les océans. Seules les données de hauteurs de houles ont été traitées.

¹² <http://www.cls.fr/>

¹³ <http://www.ecmwf.int/>

¹⁴ <http://polar.ncep.noaa.gov/waves/>

Partie 2. Les bancs de vase

2.1. Modèles numériques de terrain (MNT)

Ils permettent de suivre les évolutions topographiques et morphologiques des vasières. La technique développée par Mason et *al.*, (1995,1997) et Ryu et *al.*, (2002), pour la création de MNT s'appuie sur la délimitation du trait de côte à différentes hauteurs de marée afin d'obtenir des courbes topographiques. Dans cette étude, c'est la limite vase-eau qui est digitalisée. La hauteur de marée est connue grâce à l'heure d'acquisition de l'image satellite et à un annuaire de marée (Services Hydrographique et Océanique de la Marine¹⁵). La digitalisation de cette limite se fait, soit automatiquement par classification supervisée, soit manuellement pour les images Landsat présentant des hachures. Pour chaque année, trois à quatre images prises à des hauteurs de marées choisies et proches dans le temps sont utilisées pour générer un MNT. L'utilisation d'images acquises dans un laps de temps relativement court (quelques semaines à quelques mois) permet de limiter les changements morphologiques de la vasière entre deux images, ce qui évite le recoupement des courbes de niveau digitalisées. Néanmoins, il est parfois nécessaire d'ajuster la digitalisation pour faire disparaître certaines modifications morphologiques comme le déplacement ou la rupture d'une barre vaseuse. L'interpolation des courbes topographiques obtenues est réalisée sous ArcGis®, par krigeage. Etant donné la morphologie très plane et lisse des bancs de vase, le modèle créé est lissé (Gratiot et *al.*, 2005). Une marge d'erreur (écart type) de 6 à 7 cm a été calculée par rapport à des données in-situ (Gratiot et *al.*, 2005 ; Anthony et *al.*, 2008 ; Chatelet, 2010, Gensac et *al.*, 2011). Cette marge prend en compte l'erreur lors de la digitalisation des courbes topographiques (limite vase-eau) au cours de l'ortho-rectification des images mais aussi celle lors de l'interpolation du MNT.

Dans cette étude, une partie des modèles numériques de terrain a été réalisée manuellement (Gensac, 2009) puis automatisée par A. Chatelet, ce qui a permis un meilleur rendu (homogénéisation des résultats, diminution des incertitudes) pour de nombreux MNT. Il est à noter que toutes les altitudes ont été prises par rapport au zéro hydrographique (niveau de la plus basse mer théorique).

2.2. L'acoustique

2.2.1. *Sismique très haute résolution*

La sismique réflexion haute résolution permet d'acquérir une image 2D du fond marin côtier en profondeur, le long de profils. La zone subtidale des bancs de vase est quasi inconnue. Cette donnée

¹⁵ <http://www.shom.fr>

est d'autant plus importante que les fonds côtiers sont en perpétuelle évolution suite à la migration des bancs de vase. La sismique employée dans cette étude est basée sur le principe de sismique réflexion. L'onde émise par l'appareil pénètre en profondeur dans le sédiment et se réfléchit à chaque forte discontinuité d'impédance dans le sédiment (ex : limite eau/vase ; vase/rocher) comme indiqué sur la figure principe sismique. L'écart de temps, entre l'émission et la réception du signal envoyé, donne une information sur la profondeur. Néanmoins, il faut prendre en compte les fluctuations d'impédance acoustique (vitesse de l'onde sonore dans les différents milieux traversés) des sédiments (Alexander *et al.*, 1986).

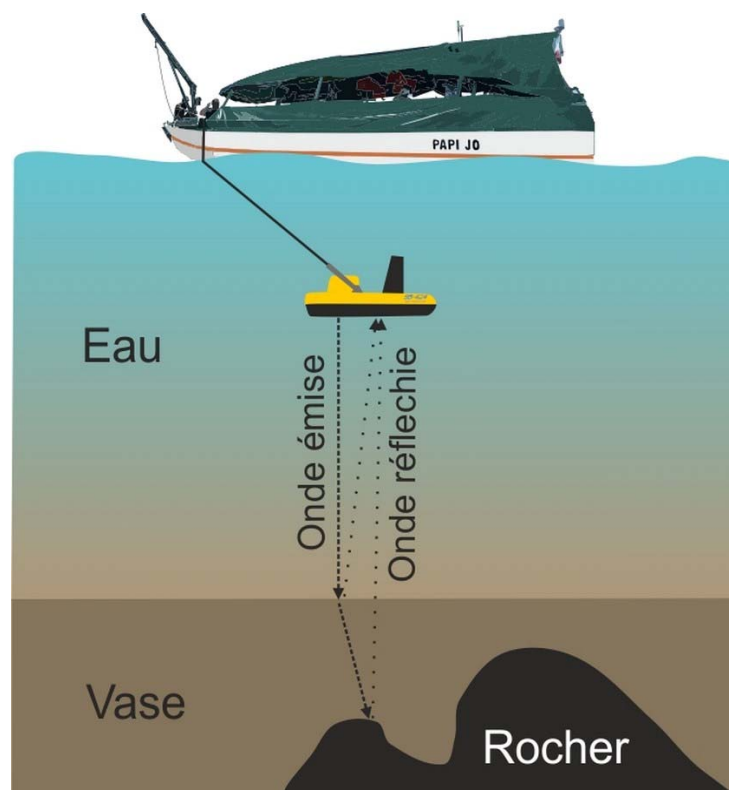


Figure 2.4 : Principe de la sismique réflexion.

L'appareil sismique, employé lors des campagnes de mesures en mer, est un Full-Spectrum Sub-Bottom (FS-SB) de la marque EdgeTech. Il fonctionne selon le principe de pulsation acoustique Chirp (McGee, 1995 ; Verbeek *et* McGee, 1995). Il est composé d'un ordinateur d'acquisition qui sert d'interface afin de communiquer avec l'appareil émetteur et d'afficher, en temps réel, les données (figure 2.5). Cet ordinateur est relié via un câble Ethernet à un ordinateur de contrôle FS-SB System (figure 2.5). Son rôle est de transmettre le signal à émettre par l'appareil puis de le filtrer lors de la réception afin qu'il soit analysable. Le signal émis est amplifié, lors de sa transmission vers l'appareil émetteur, grâce à un amplificateur de 2000 W couplé à cet ordinateur (figure 2.5). La transmission du signal se fait via un câble électroporteur en Kevlar d'une longueur de 75 m (figure 2.5).



Figure 2.5 : Appareil émetteur (1); câble (2); Ordinateur de contrôle FS-SB System et amplificateur (3); Ordinateur d'acquisition (4)

Caractéristiques de l'appareil émetteur :

- Gamme de fréquences émises : 4 – 24 kHz ;
- Résolution verticale : de 4 à 8 cm, selon les réglages ;
- Profondeur de pénétration : 2 m dans des sédiments grossiers (sable) ; 40 m dans des sédiments fins (vase) ;
- Dimension: Longueur : 77 cm ; Largeur : 50 cm ; Hauteur : 34 cm ; Poids : 35 kg

De par son poids, sa résolution et sa pénétration dans la vase, cet appareil est parfaitement adapté à l'étude des fonds côtiers majoritairement vaseux qui s'étendent de l'embouchure de l'Amazonie à celle de l'Orénoque. L'appareil émetteur est tracté sur le côté du bateau, à l'avant, pour éviter le plus possible le bruit des moteurs qui pourrait perturber le signal. Etant donné que sa profondeur varie en fonction de la vitesse du bateau, il est nécessaire d'avoir une vitesse constante tout au long de la mesure, afin d'essayer de diminuer son balancement vertical par la houle. Cependant, dans la pratique cela s'avère extrêmement difficile. Aucun capteur de pression, mesurant avec précision les écarts de profondeur n'est fixé sur l'appareil, ils sont limités et contrôlés lors de la navigation.

A partir de cette imagerie, il est possible de situer l'extension subtidale des bancs de vase mais aussi de mesurer leur épaisseur et donc à terme de calculer leur volume. Pour arriver au volume, il faut générer un modèle en 3D depuis les différents profils sismiques (2D) réalisés. Sur chaque profil, les réflecteurs principaux sont identifiés et digitalisés (figure 2.6). La surface est ensuite interpolée à partir de tous les réflecteurs digitalisés sous le logiciel IXSEA Delph Seismic © version 2.8.

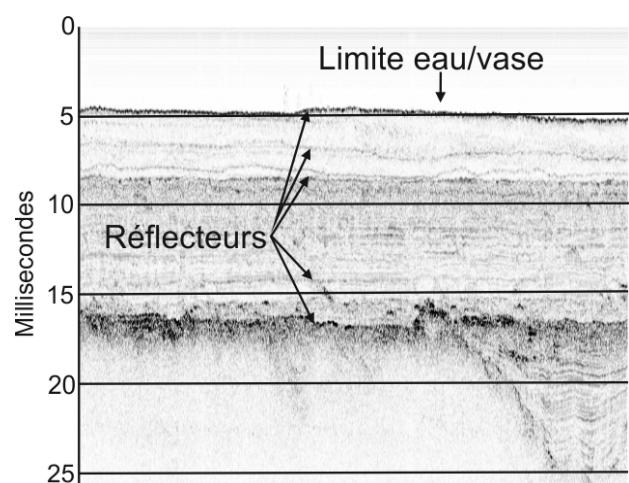


Figure 2.6 : Extrait d'un profil sismique 2D effectué au large de Kourou le 14/10/2010

Aucune carotte n'a pu être prélevée lors de la seule mission sismique réalisée en Guyane française (casse des ordinateurs à cause du climat) entre le 14/10/2010 et le 19/10/2010. Ce carottage aurait eu pour but de calculer l'impédance acoustique des sédiments afin de corrélérer la profondeur des structures observées avec les temps en millisecondes (ms) relevés. La vitesse du son dans les sédiments observés par sismique résolution n'étant pas connue dans cette étude, l'unité d'épaisseur sera en ms en non en mètre. Une étude d'Allison et *al.* (2000) a cependant permis d'établir la vitesse de propagation du son à 1645 m.s^{-1} dans les vases amazoniennes récentes. En partant du principe que la vase sur le littoral guyanais présente les mêmes propriétés acoustiques que celles dans le delta de l'Amazone, il devient possible de transcrire, uniquement pour les bancs de vase actuels, un temps en mètre. Onze profils sismiques ont été réalisés au large de Kourou afin de couvrir la plus grande partie possible de la zone subtidale du banc de vase devant Kourou (figure 2.7).

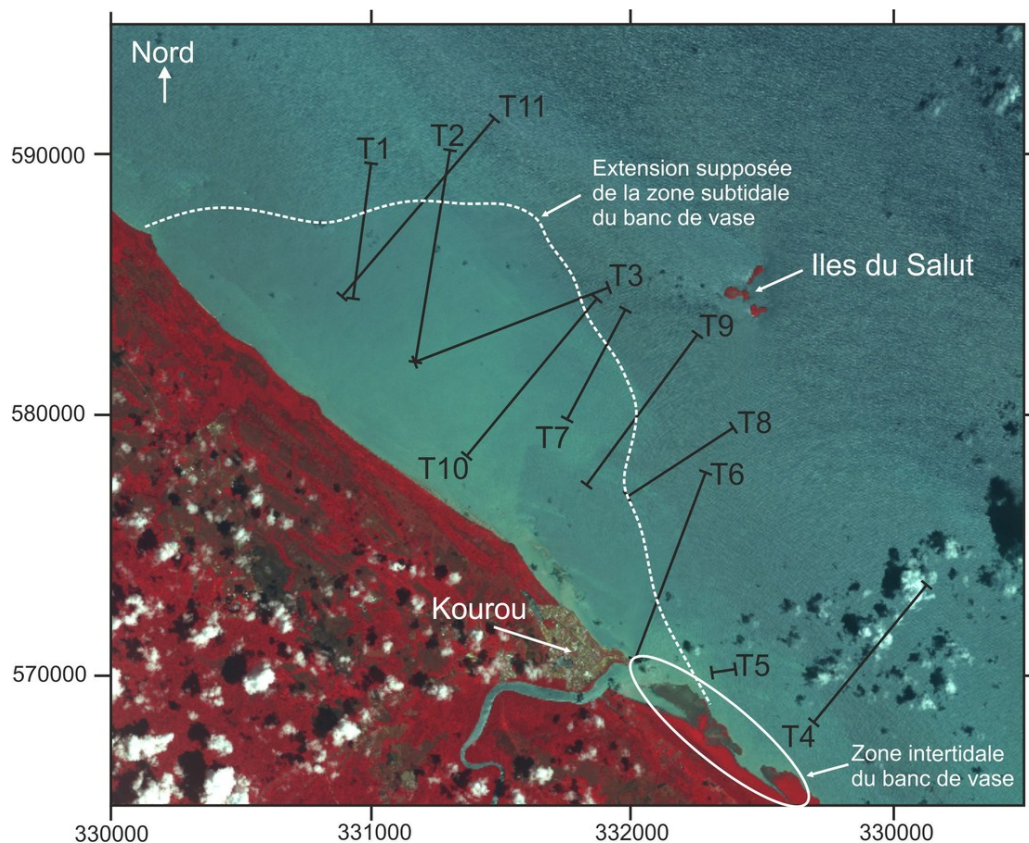


Figure 2.7 : Position des 11 profils sismiques réalisés au large de Kourou entre le 14/10/2010 et le 19/10/2010. Image SPOT acquise le 16/10/2010.

2.2.2. La bathymétrie

Le sondeur bathymétrique est un bon complément de la sismique. C'est un appareil bon marché et facilement déployable. Lors des missions en mer, un sondeur mono-faisceau de type GPSMap 521 S Garmin est utilisé avec une fréquence d'acquisition de 50 kHz pour une précision supérieure à 10

cm. Etant donné la faible pente (1 :1000) et les faibles variations du relief sous-marin, cette précision est largement suffisante par rapport aux erreurs occasionnées par la houle.

2.2.3. Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP)

L'Acoustic Doppler Current Profiler (ADCP) permet de calculer la vitesse et la direction du courant pour toute la colonne d'eau qu'il divise en différentes cellules dont l'utilisateur peut paramétrer l'épaisseur. Les ADCP utilisés possèdent 4 transducteurs qui émettent des pulsations acoustiques à des fréquences de l'ordre de 1,2 MHz. Ces pulsations sont renvoyées et plus ou moins déformées par les particules en suspension dans l'eau selon leurs vitesses (effet Doppler). La distance entre la particule et l'ADCP est calculée en fonction du temps passé entre l'émission et la réception de la pulsation (RD Instruments, 1989; Lane et al., 1999).

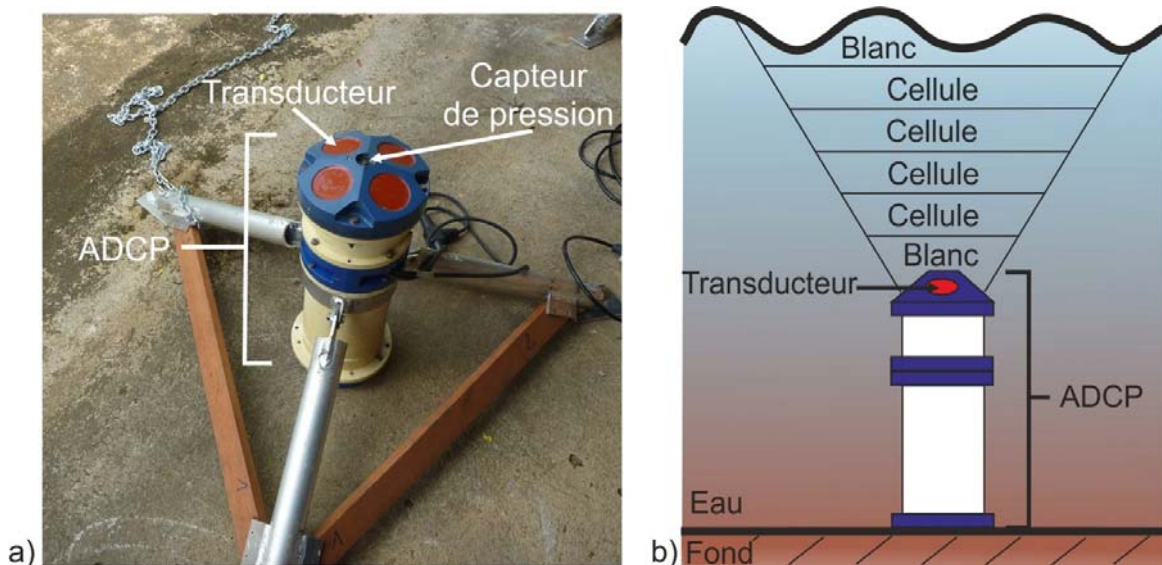


Figure 2.8 : a) ADCP fixé à une structure pour immersion; b) Principe de fonctionnement.

Dans cette étude, les ADCP ont été paramétrés à une fréquence de 1228,8 KHz avec une épaisseur de 50 cm pour les cellules et un blanc de 82 cm (distance entre l'appareil et la première cellule de mesure). Ils ont été immergés sur des structures en aluminium (amagnétique) et en bois (figure 2.8) pour ne pas influencer les mesures de direction du courant, effectuées grâce à un compas et un inclinomètre intégrés à l'appareil (RD Instruments, 1989). Trois ADCP ont été mouillés le long d'un profil au niveau de la zone subtidale du banc de vase au large de Kourou du 14/10/2010 au 19/10/2010 afin de caractériser le régime des courants en zone de bancs (figure 2.9). Toutes les mesures, effectuées avec les deux appareils ayant fonctionnés, ont été récupérées et différenciées grâce à des logiciels spécifiques créés par RD Instruments.



Figure 2.9 : Positionnement des ADCP le 14/10/2010 et des ALTUS le 23/02/2010. Image SPOT 5 acquise le 05/09/2010.

2.2.4. Altimètre à Ultrason (ALTUS)

Dans le but de caractériser les processus de sédimentation et d'érosion des zones intertidales vaseuses, l'ALTUS a été utilisé au cours de plusieurs campagnes de terrain sur la vasière de Kourou-SE (figure 2.9). Il repose sur le principe de l'échosondeur bi-statique. Il émet une onde acoustique à 2 MHz via l'échosondeur qui se réfléchit sur la surface du sédiment (Jestin et *al.*, 1998). La distance entre l'échosondeur et la surface est calculée à partir du temps requis entre l'émission et la réception de l'onde (figure 2.10). L'évolution de cette distance permet de connaître le régime sédimentaire (érosion, dépôt, tassement) avec une précision de +/- 0,2 cm et avec une résolution de 0,06 cm. Lors de cette étude, les ALTUS ont été déployés sur la zone intertidale du banc de vase de Kourou sur des structures légères en PVC, pendant une durée de 8 jours, avec une fréquence d'enregistrement d' 1 Hz pour le capteur de pression. L'échosondeur est fixé à environ 70 cm au-dessus de la surface de la vasière. La forte turbidité des eaux sur les vasières complique le fonctionnement de l'échosondeur qui sature régulièrement. La partie possédant le capteur de pression est enfoncée dans la vase avec sa partie supérieure dépassant de 8 cm, limitant ainsi le risque d'envasement.

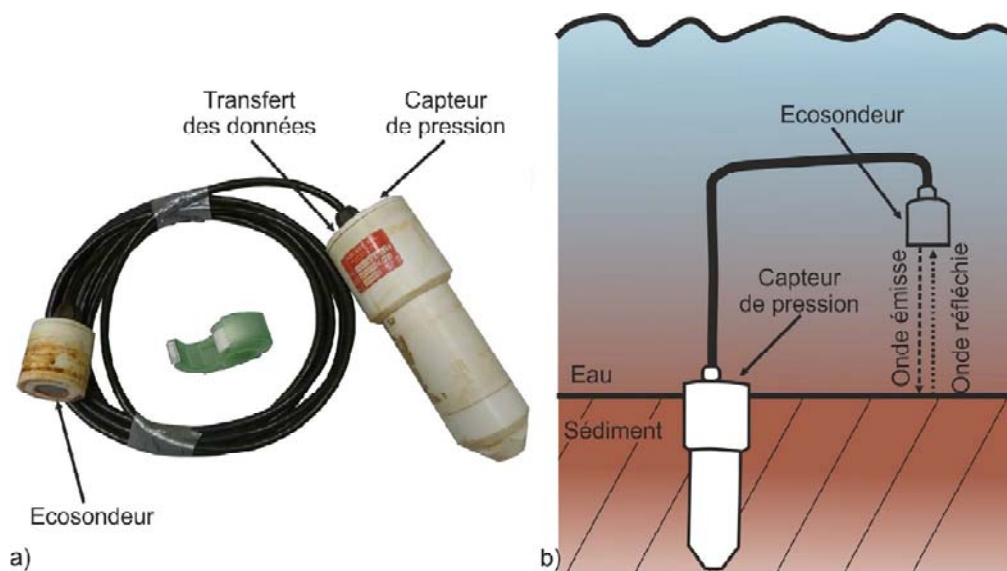


Figure 2.10 : a) ALTUS; b) Principe de fonctionnement.

Il faut toutefois prendre les résultats obtenus par ces appareils de mesure avec précaution. En effet, une seule campagne sur les quatre (celle du 23/02/2010 au 03/03/2010) a permis d'obtenir des données exploitables à cause des fortes concentrations en MES, celles-ci saturant probablement l'échosondeur des ALTUS. Lors de cette campagne, les ALTUS ont été implantés en bordure de chenal dans de la vase molle proche de Kourou et sur la vasière consolidée, à une centaine de mètre de la station d'observation sur le site atelier (figure 2.9).

2.3. Capteur de pression

De nombreux appareils de mesure sont équipés d'un petit capteur de pression : ADCP (figure 2.8), ALTUS (figure 2.10), SP2T (figure 2.11). Ce capteur permet de mesurer les variations de la pression de l'eau au-dessus des appareils lorsqu'ils sont immergés. Ils retranscrivent cette variation de pression en variation de hauteur d'eau. Grâce à ces capteurs, les hauteurs des marées et celles des houles sont quantifiables. Pour la houle, il faut un enregistrement à une fréquence de 2 Hz. Des sondes SP2T ont été déployées (précision de 3 cm), soit en complément des ADCP sur les structures immergées lors de la mission du 16/10/2010, soit sur la vasière pendant quelques jours.

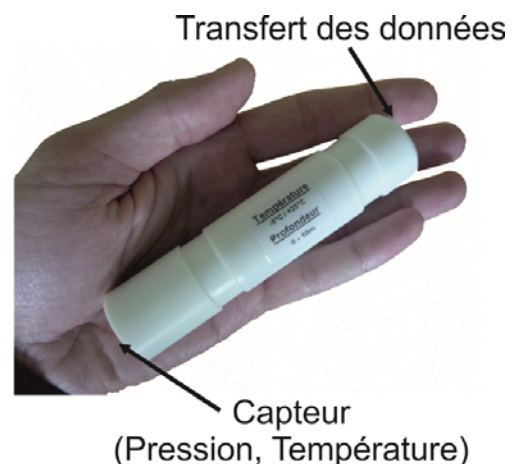


Figure 2.11 : Capteur de pression et de température (SP2T).

Partie 3. La vasière

3.1. Le site atelier

Le banc de vase de Kourou a été choisi comme principal site d'étude pour sa facilité d'accès mais aussi pour son suivi depuis 2003. La vasière de Macouria (figure 2.12) a notamment été instrumentée lors de mission en 2008 (Gardel *et al.*, 2009).

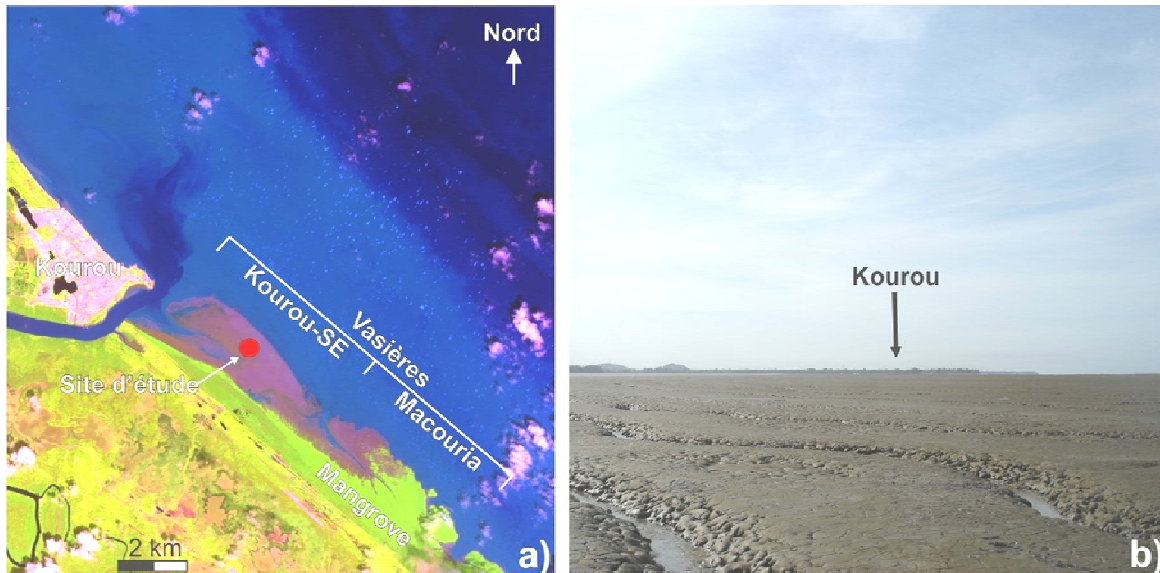


Figure 2.12 : Site d'étude sur la vasière intertidale du banc de vase de Kourou. a) Image SPOT du 21/02/2009, b) photo sur le site atelier le 05/11/2009.

La vasière de Kourou-SE (figure 2.12), positionnée à proximité de l'embouchure du fleuve, a été suivie pendant 3 ans à intervalles réguliers (11 missions allant de 1 à 3 jours). Au début de l'étude en 2009, cette vasière de plusieurs hectares était quasiment vierge de palétuviers (figure 2.12), ce qui rend ce suivi pertinent pour étudier les variations morpho-sédimentaires de la vasière mais aussi sa colonisation par la mangrove.

3.2. La topographie

La topographie permet de quantifier les évolutions altimétriques des zones étudiées. Sur la vasière du banc de Kourou, deux grands domaines de techniques topographiques ont été utilisés.

La vasière est un milieu peu stable. Cependant, la mise en place d'appareils de mesures de précision nécessite une zone très stable dont les coordonnées sont connues avec précision. Afin d'augmenter la stabilité du substrat, un système de plateforme a été fixé dans la vase à l'aide de pieux (Ouedraogo, 2010). Pour obtenir un point avec des coordonnées précises sur la vasière, deux GPS (Global Positioning System) ont été simultanément installés : l'un à la Pointe des roches à Kourou sur un point IGN (identifiant : 97304A A, système : RGFG 95) et l'autre sur la plateforme

située sur la vasière. Le rattachement du point sur la plateforme a été effectué en 45 min par statique rapide (ligne de base de 3 km).

3.2.1. Tachéomètre

Lors des missions de terrain, des profils mais aussi des MNT de plusieurs hectares (entre 5 et 10), ont été réalisés autour de la station d'observation. Une fois mis en station, le tachéomètre permet d'obtenir des mesures précises et rapides. Malheureusement, pour un suivi de la vasière à long terme (plusieurs années), il montre ses limites. La mangrove, qui pousse de plus de 2 m par an (Proisy *et al.*, 2009), rend très difficile l'utilisation du tachéomètre puisqu'il est nécessaire d'avoir une ligne de vue directe entre la station totale et le prisme (figure 2.13).

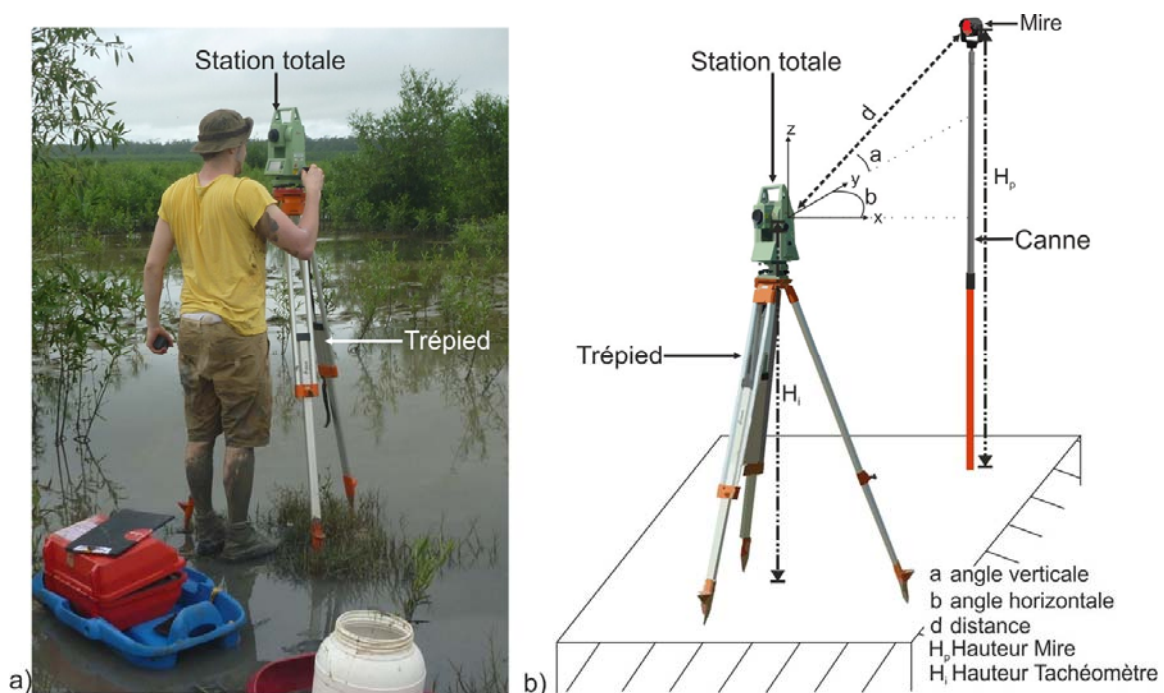


Figure 2.13 : a) Tachéomètre mis en station sur le banc de vase de Kourou; b) Principe de fonctionnement.

Cet instrument est basé sur le principe de réflexion d'un faisceau laser infrarouge, émis par une station électronique, sur un prisme (figure 2.13). Il calcule les angles mais aussi les distances, ce qui permet d'obtenir des coordonnées en X, Y et Z pour chacun des points mesurés (figure 2.13). La station totale est un Leica TC 407 avec une précision de +/- 0,2 mm et 0,2° (précision fabricant). En combinant les différents types d'erreurs, systématiques et celles dues à l'utilisateur, une erreur de 4 cm pour des distances inférieures à 400 m a été calculée (Ouedraogo, 2010). L'erreur la plus importante est causée par l'utilisateur lors de l'enfoncement du prisme de mesure dans la vase. En installant une plaquette sous la canne de la mire, il est possible d'avoir un enfoncement constant et d'augmenter ainsi la précision des mesures (Chatelet, 2011).

3.2.2. Global Positioning System (GPS)

La topographie par satellite a été effectuée via un GPS 500. Deux méthodes ont été utilisées, la statique rapide et le Real Time Kinematic (RTK). La première a servi à étudier la déformation du banc sous l'action de la marée terrestre. Le RTK a, quant à lui, permis de se déplacer tout en prenant des mesures dans le rayon d'émission du GPS émetteur situé sur la plateforme (distance de quelques centaines de mètres, précision centimétrique). Cette méthode, très rapide et facile d'utilisation, permet de s'affranchir des problèmes liés à la croissance des palétuviers rencontrés avec le tachéomètre. Par contre, il est important d'être extrêmement vigilant pour ne pas endommager l'appareil avec les inévitables projections de vase. Dans ce milieu, la précision de la topographie par satellite est équivalente à la topographie classique.

3.3. Station autonome

Pour suivre l'évolution de la vasière à plus fine échelle spatiale et temporelle que celle du satellite (consolidation, fentes de dessiccation, colonisation par la mangrove), une station d'observation autonome a été implantée sur le site atelier du banc de vase de Kourou (figure 2.12 et 2.14). Elle a été montée au printemps 2010 sur la vasière intertidale dans une zone qui n'était pas encore colonisée par la mangrove. Deux appareils photos alimentés par un panneau solaire étaient installés à son sommet. Les deux appareils photos visaient à 180° l'un de l'autre. L'un était orienté vers l'intérieur des terres, l'autre vers l'océan. Des photos étaient prises automatiquement toutes les heures de 6h30 à 18h30. Une première station de mesure autonome avait déjà été utilisée en 2008 sur la vasière de Macouria (Gardel et *al.*, 2009). La

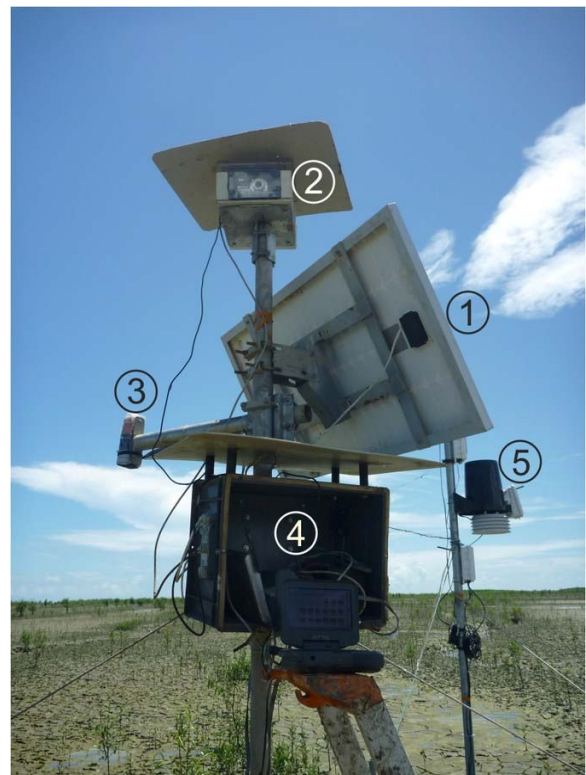


Figure 2.14 : Station autonome implantée sur la vasière de Kourou. 1) Panneau solaire; 2) Appareils photos numériques; 3) Distance-mètre; 4) Caisse contenant les interfaces de contrôle et de téléchargement des différents instruments; 5) Station météo.

station était aussi reliée à une station météo (Davis Vantage pro[®]) qui malheureusement a eu des soucis d'enregistrement. Un distance-mètre a été ajouté sur la station. Pointé vers le bas, il mesurait la distance le séparant de la vase à marée basse afin de quantifier les dépôts successifs de vase et leur tassement. Suite à un problème de codification des données, ces dernières ont été inutilisables.

3.4. Echantillonnage et analyse en laboratoire

La prise d'échantillons en mer a été réalisée via une benne de type Van Veen à intervalle régulier, le long des profils bathymétriques et sismiques. Sur la vasière, ils ont été effectués au pied des 25 jalons, espacés d'environ 25 m, répartis le long d'un transect perpendiculaire à la côte (figure 2.15). Les échantillons, que ce soit en mer ou sur la vasière, ont été conditionnés en piluliers puis ramenés en métropole pour analyse.

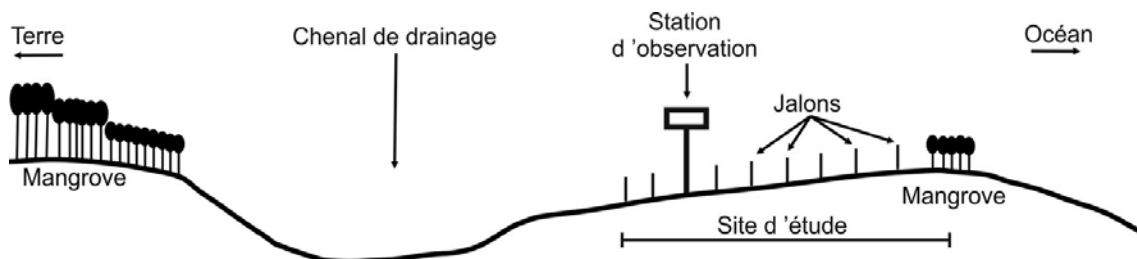


Figure 2.15 : Position des jalons sur le site atelier.

3.4.1. Carotte

Elles ont été prélevées sur le site atelier en enfonçant un tube en PVC de 7 cm de diamètre (8 cm de diamètre extérieur). Malheureusement, vu les différences de densité de la vase en profondeur, il a été très difficile de les enfoncer à la main. En effet, un bouchon de vase consolidée se forme rapidement empêchant ainsi la vase du dessous de pénétrer. Les carottes n'excèdent donc pas 30 cm de longueur.



Figure 2.16 : Couche marqueur avec du sable (gauche) et de la peinture (droite).

Après leur ouverture, les carottes sont photographiées puis analysées. L'analyse comprend une étude structurale et granulométrique du sédiment. Malgré la présence de nombreuses lamines dans les carottes, il n'est pas évident d'établir une corrélation entre deux carottes échantillonnées sur un même site. Pour résoudre ce problème, un niveau repère constitué, soit d'une couche de peinture orange fluo, soit d'une couche de sable, a été mis en place sur une petite surface de vase (figure 2.16). Etant donné l'absence de sable dans le sédiment de base, il n'est pas préjudiciable d'utiliser du sable comme niveau repère. Les deux types de marqueurs sont facilement identifiables lors de l'analyse des carottes.

3.4.2. Granulométrie

La granulométrie s'effectue avec un granulomètre laser de type Coulter Counter LS 230, ayant une gamme de mesures s'étendant entre 0,04 μm et 2 mm. Ce type d'appareil utilise le principe de diffraction. Les sédiments sont transportés dans un flux liquide et traversent un laser (arsenic de galium à 456 nm). En fonction de leur taille, le faisceau laser est plus ou moins diffracté, ce qui permet de retrouver la taille des particules (théorie de Mie). Les échantillons ont été placés dans des micro-piluliers en Guyane française puis analysés en métropole. Si besoin, ils ont été réhydratés pendant une semaine puis agités quelques instants pour la remise en suspension des particules et casser les dernier floccs. Chaque échantillon a été analysé deux fois. Si besoin, des ultrasons ont été ajoutés pendant les mesures.

3.4.3. Teneur en eau

Pour connaître leur teneur en eau, les échantillons prélevés et conditionnés dans des piluliers, sont pesés puis séchés dans une étuve à 50°C pendant environ une semaine. Après une nouvelle pesée de l'échantillon sec, la teneur en eau est calculée.

$$W (\%) = \frac{M_w}{M_s} \times 100$$

Avec : W = teneur en eau, (%)

M_w = masse d'eau contenue dans l'échantillon, (g)

M_s = masse à sec de l'échantillon, (g)

A partir de la teneur en eau, la concentration du sédiment est calculable :

$$C (g/l) = \frac{\rho(\text{sed})}{\rho(\text{sed}) \times \frac{W}{100} + 1} \times 1000$$

Avec : C = concentration du sédiment, (g.l⁻¹)

ρ = masse volumique du sédiment = 2,65

W = teneur en eau, (%)

Les prélèvements effectués en mer l'ont été à l'aide d'une benne à sédiment, de type Van Veen, mais avec laquelle il s'avère très difficile de prélever de la crème de vase. La concentration minimale des vases est ainsi surestimée. Toutes les valeurs sont ensuite interpolées sous Surfer 8.0® pour la réalisation de cartes.

3.4.4. Contrainte de frottement

La contrainte de frottement permet de quantifier la contrainte exercée par un courant sur le fond :

$$\tau_f = \rho_0 \times U_*^2$$

Avec : τ_f : Contrainte de frottement ($N.m^{-2}$)

ρ_0 : Masse volumique de l'eau ($1000 kg.m^{-3}$)

U_* : Vitesse critique d'érosion ($m.s^{-1}$)

La vitesse critique d'érosion U_* doit être calculée à partir de la vitesse du courant (U) grâce à la relation définie par Karman-Prandtl :

$$\frac{U}{U_*} = \frac{1}{k} \ln(z/z_0)$$

Avec : U : Vitesse du courant ($cm.s^{-1}$) à la hauteur z (cm)

k : Constante de Karman (0,41)

z : Hauteur d'eau

z_0 : Hauteur de rugosité (cm) = 0,02 pour les vases (Soulsby, 1983)

3.4.5. Contrainte critique de cisaillement

Cette contrainte critique de cisaillement représente la résistance du sédiment à l'érosion par un courant. Elle a été étudiée par de nombreux auteurs (Forchheimer, 1914 ; Hjulström, 1935 ; Shields, 1936 ; Einstein, 1942 ; Partheniades, 1962 ; Migniot, 1968). Dans cette étude, les relations empiriques développées par Migniot en 1989 seront employées :

$$\tau_{oc} = \rho_0 U_{*c}^2$$

Avec : τ_{oc} : Contrainte critique de cisaillement ($N.m^{-2}$)

ρ_0 : Masse volumique de l'eau ($1000 kg.m^{-3}$)

U_{*c} : Vitesse critique d'érosion ($m.s^{-1}$)

U_{*c} est définie par :

$$U_{*c} = 0,013\tau_y^{0,25} \text{ pour les vases fluides } \tau_y \leq 3 N.m^{-2}$$

$$U_{*c} = 0,009\tau_y^{0,5} \text{ pour les vases plastiques } \tau_y \geq 3 N.m^{-2}$$

Avec : τ_y : rigidité initiale du sédiment.

Partie 4. Synthèse

Ce travail s'axe sur trois échelles d'étude : (1) le littoral des Guyanes, (2) le banc de vase et (3) la vasière. Il repose sur des analyses et traitements en laboratoire mais aussi sur des observations et des mesures effectuées sur le terrain (figure 2.17).

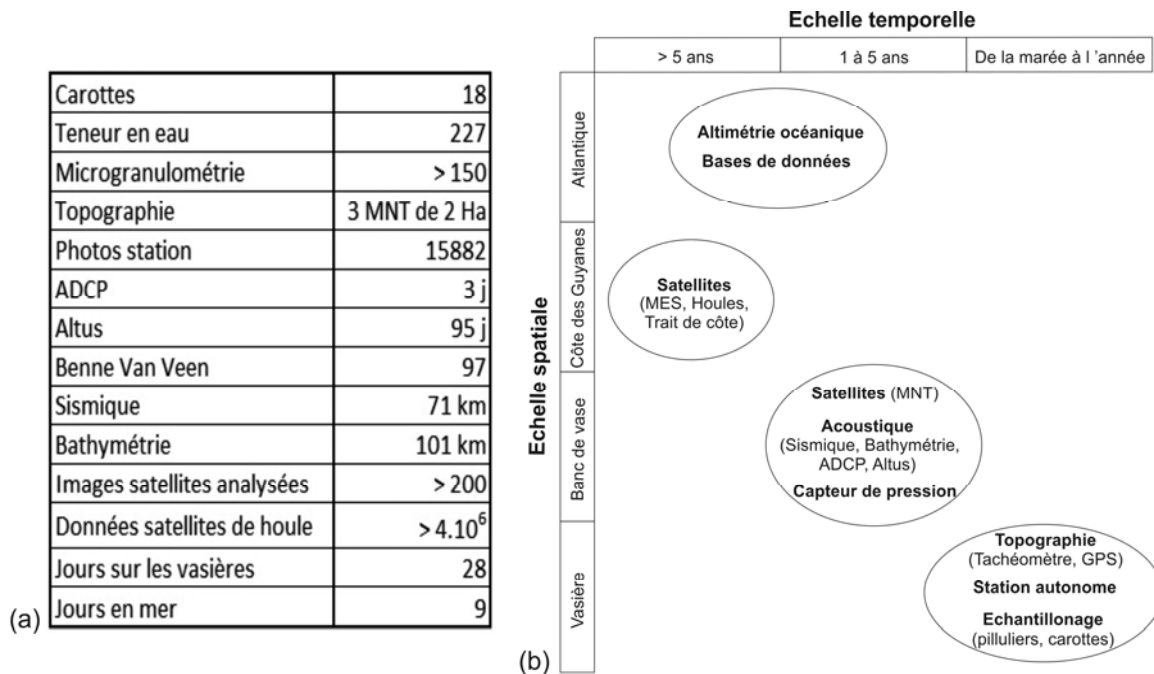


Figure 2.17 : Détails des échantillonnages et des mesures effectuées (a). Schéma récapitulatifs des différentes méthodes employées dans cette étude (b).

Les processus de grande échelle spatiale et temporelle y sont étudiés grâce aux images satellites issues de SPOT5, Landsat 5-7 et MODIS Aqua pour la couleur de l'eau, et aux bases de données océaniques (NOAA, CLS) (figure 2.17, b). Ces outils sont, néanmoins, utilisables pour des phénomènes, ayant aussi des emprises temporelles et spatiales plus courtes (houle, évolution du trait de côte, MES). Pour les processus à l'échelle du banc de vase, il est nécessaire de coupler ces techniques avec des mesures sur le terrain. Plusieurs groupes d'appareillages océaniques (ALTUS, ADCP, Sismique) et terrestres (tachéomètre, carotte) ont ainsi été déployés (figure 2.17, b) au cours des vingt-huit missions sur le site atelier et des neuf jours en mer. Les zones d'études (vasière), leur accès (bateau à fond plat, canoë, luge), le climat tropical, l'absence de laboratoire et l'éloignement de la métropole (maintenance des expérimentations difficile, suivis peu réguliers, coût du transport et de l'importation de matériel) rend particulièrement difficile les campagnes de mesures en Guyanes, qui sont pourtant indispensables.

- Chapitre 3 -

Modifications morphologiques du littoral Guyanais : La migration des bancs de vase amazoniens

Partie 1. Interaction houle/vase : Mécanisme de la migration des bancs de vase p.43

Partie 2. Répercussions morphologiques sur le littoral p.52

Partie 3. La vitesse de migration des bancs de vase p.62

Partie 4. Synthèse p.69



Introduction

Le littoral des Guyanes est la plus longue côte vaseuse au monde et s'étend sur quatre pays, du Brésil à la frontière du Venezuela. Il est caractérisé par la migration d'énormes bancs de vase qui impactent fortement la morphologie côtière à long terme (décennies) en créant de vastes espaces intertidaux vaseux rapidement recouverts par des forêts de mangroves. Cette migration se fait en milieu ouvert sous l'influence des houles en provenance de l'Atlantique tropical et central.

Le but de ce chapitre est de mettre en évidence les différents mécanismes à la base de la migration des bancs ainsi que leurs répercussions sur le littoral. Dans un premier temps, nous étudierons les interactions houles/vase qui sont les éléments moteurs de la migration des bancs à travers des analyses d'images satellites filtrées afin de faire ressortir les houles. Dans un deuxième temps, nous verrons les différentes répercussions morphologiques sur le littoral, induites par la remontée des bancs de vase. Ce travail s'effectuera par une étude à différentes échelles spatiales allant de la côte des Guyanes aux grandes régions de Guyane française. Enfin, nous aborderons les variations de la vitesse de migration des bancs tout au long de leur course vers l'Orénoque.

Partie 1. Interaction houle/vase : Mécanisme de la migration des bancs de vase

La migration des bancs le long de la côte des Guyanes est fondée sur les interactions entre les houles incidentes et la vase. L'action répétitive de la houle sur un fond vaseux meuble provoque sa déformation puis sa déstructuration, ce qui induit une remobilisation du sédiment et la formation de vase fluide (Mehta 2002 ; Winterwerp et *al.*, 2007 ; Jaramillo et *al.*, 2009). La fluidité de cette vase est maintenue sous l'action des houles, pour ensuite être transportée soit directement vers la côte (transport transversal), soit le long du littoral vers l'avant du banc (transport longitudinal). Ces interactions houles/vase conduisent à un recyclage de la vase, entre l'arrière du banc et l'avant banc, ce qui permet ainsi sa migration (Modèle d'Allison et *al.*, 2004).

1.1. Transport sédimentaire vers la côte par amortissement des houles

Le transport vers la côte (transversal) s'effectue lors de l'amortissement des houles qui se propagent au-dessus de la partie subtidale des bancs, composée de vase fluide à molle (Gardel et Gratiot, 2005). Les houles proviennent, soit de la zone de fetch qui s'étend vers le Nord-Est de la Guyane jusqu'au large des côtes Ouest-Africaines, soit de dépressions ou de cyclones se déplaçant dans l'Atlantique Nord (Gratiot et *al.*, 2007, Ledden et *al.*, 2009).

1.1.1. Les houles en Atlantique central

L'évolution des houles sur l'atlantique tropical entre 2002 et 2011 a été analysée le long des Pass satellites JASON 1, à partir de données d'altimétriques (Aviso) et en suivant la méthode Censu-X11, développée par (Vantrepotte et Melin, 2009). Durant cette période, la saisonnalité remarquée par Gratiot et al., (2007) a été quantifiée pour les houles à proximité des côtes Guyanaises (figure 3.1). Elle explique environ 70 à 80 % des variations du signal des houles au niveau de la côté des Guyanes. Cette saisonnalité de l'énergie des houles fait varier le transport sédimentaire vers la côte. Il est ainsi plus marqué entre Octobre et Mai et particulièrement lors des premiers épisodes de fortes houles (Gratiot et al., 2007).

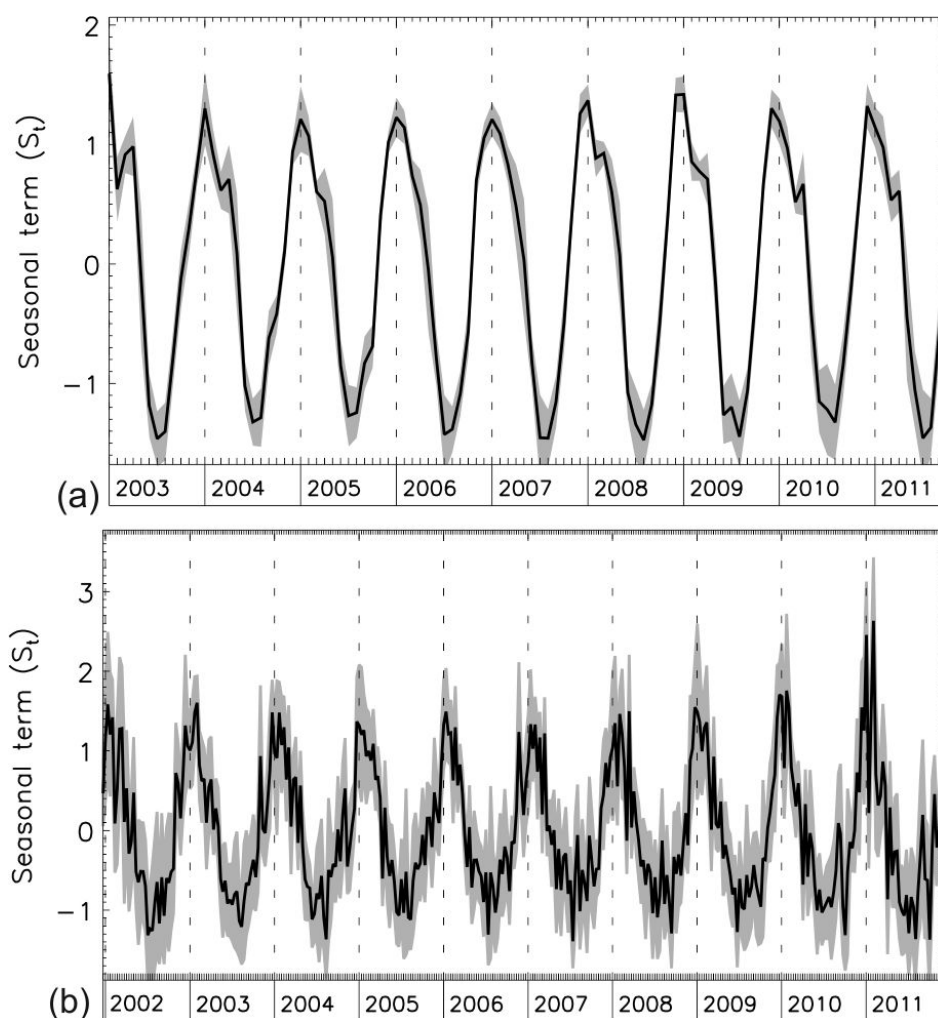


Figure 3.1 : Analyse saisonnière de la force des vents (a) et de la hauteur significative des houles (b), à proximité de la côte des Guyanes, par la méthode Censu X11 (expliquée dans le chapitre 2, partie 1).

L'analyse des données de vent, selon le même protocole, confirme ce résultat et lie cette saisonnalité (figure 3.1) au balancement de la ZCIT. Seuls les résultats sur la force des vents sont présentés car le signal de leur direction présente les mêmes variations saisonnières.

Des épisodes extrêmes, comme le passage de cyclones ou de dépressions, provoquent une forte agitation océanique qui se traduit par la création de fortes houles. Elles peuvent être à l'origine de dégâts côtiers importants (Ledden et *al.*, 2009). Leur propagation dans l'océan, vers la côte, est visualisable grâce aux données d'altimétries satellites, ayant une précision 20 cm (figure 3.2).

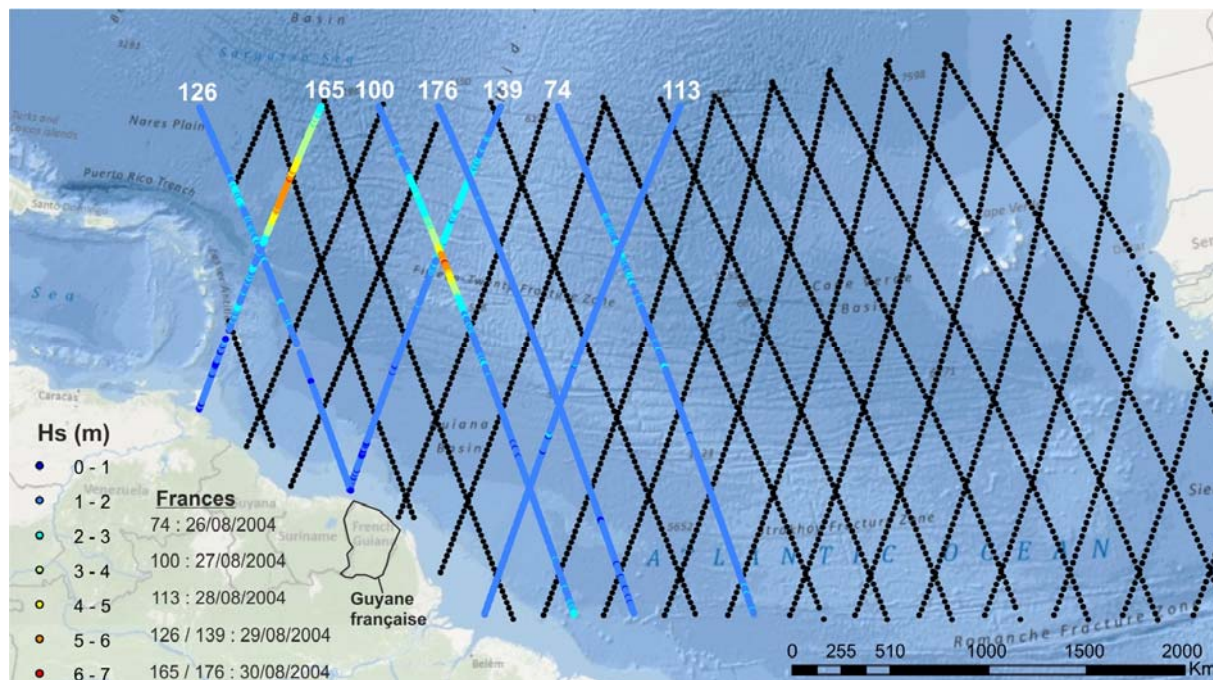


Figure 3.2 : Hauteur significative des houles le long des Pass de JASON 1, pendant le passage du Cyclone Frances sur l'Atlantique Central. Fond de plan ESRI®. Les nombres représentent les numéros des Pass du satellite Jason 1.

Le 26 août 2004, Frances devient un cyclone qui passera au Nord de la côte des Guyanes entre le 26 et le 30 août. Le 27 août des houles atteignant 7 m sont mesurées le long de la Pass 100. La hauteur significative de celles-ci est très vite amortie, passant à moins de 2 m dans un rayon supérieur à 500 km autour du centre du cyclone. Deux jours après, Frances s'est déplacée plus à l'Ouest. Le cœur du cyclone n'est pas visible sur les Pass 126 et 139, par contre son effet est quand même observable. Des houles de hauteur significative d'environ 3 m, ont été mesurées dans les parties Nord des Pass 126 et 139, respectivement situées à l'Ouest et l'Est de Frances. Le 30 août, Frances quitte le large des côtes guyanaises pour s'enfoncer dans l'atlantique central au large des Caraïbes, vers les Etats-Unis d'Amérique. A son cœur, les houles formées sont toujours de l'ordre de 6 à 7 m et sont rapidement atténuées.

Les fortes houles, créées par le passage de cyclones, de par leur atténuation au large, ont des hauteurs significatives qui correspondent aux houles saisonnières lorsqu'elles arrivent à la côte. Leurs impacts sur le transport sédimentaire transversal n'est ainsi pas clairement établi. Néanmoins, il est probable qu'elles le favorisent en augmentant le nombre d'épisodes d'agitations océaniques au niveau des eaux côtières.

1.1.2. Les houles à la côte

A cause des multiples interactions et paramètres à prendre en compte lors de l'amortissement des houles sur un fond vaseux (Jiang et Mehta, 1996 ; Rodriguez et Mehta, 1998 ; Sheremet et Stone, 2003 ; Winterwerp et *al.*, 2007), il est difficile de quantifier le transport sédimentaire vers la côte. Les houles arrivant sur le littoral guyanais ont une hauteur significative moyenne d'1,5 m, pour des périodes oscillant entre 6 et 10 secondes. Dans cette étude, nous parlerons de houles amorties uniquement pour celles qui sont déformées au contact de la vase fluide de la partie subtidale des bancs. Cet amortissement est le moteur du transport sédimentaire vers la côte, il est visible à partir de certaines images SPOT 5 avec un filtre directionnel (figure 3.3). Cependant, étant donné la différence de contraste entre les images et le peu de données in-situ concernant les modifications des paramètres de houles au cours de la propagation vers la côte, il n'est pas envisageable, pour le moment, de relier ces différences de contraste avec des variations de hauteur de houle. De même, des essais d'automatisation de calcul de longueur d'onde, le long de profils perpendiculaires à la côte, par transformées de Fourier ou par Décomposition Modal Empirique (EMD), n'ont pas abouti.

En 2006 quatre bancs étaient répartis entre Iracoubo et Kaw. Les zones d'amortissement des houles ont des dimensions et des formes propres à chacun de ces bancs. Elles sont identifiables par une forte diminution du contraste des crêtes de houles sur les images SPOT 5 (figure 3.3). Les zones d'amortissements s'étendent toujours sur 15 km au large et quelques kilomètres à l'Ouest de l'extension maximum de la zone intertidale. Par contre, leur surface est directement liée à l'envergure de la zone subtidale. La partie subtidale du banc située à l'embouchure du Sinnamary amortit les houles sur une étendue d'environ 360 km² soit deux à trois fois plus que celle des bancs de Kourou et Cayenne. Au sein même des zones subtidales, l'amortissement n'est pas homogène. Certains secteurs présentent un signal de houle encore visible mais plus atténué que sur les secteurs sans amortissement. La figure (limite 3.3, A 1) présente ces disparités avec une houle (a) non amortie, (b) presque complètement amortie et (c) un peu amortie, mettant ainsi en évidence une hétérogénéité dans l'efficacité du transport sédimentaire transversal au sein du banc de vase.

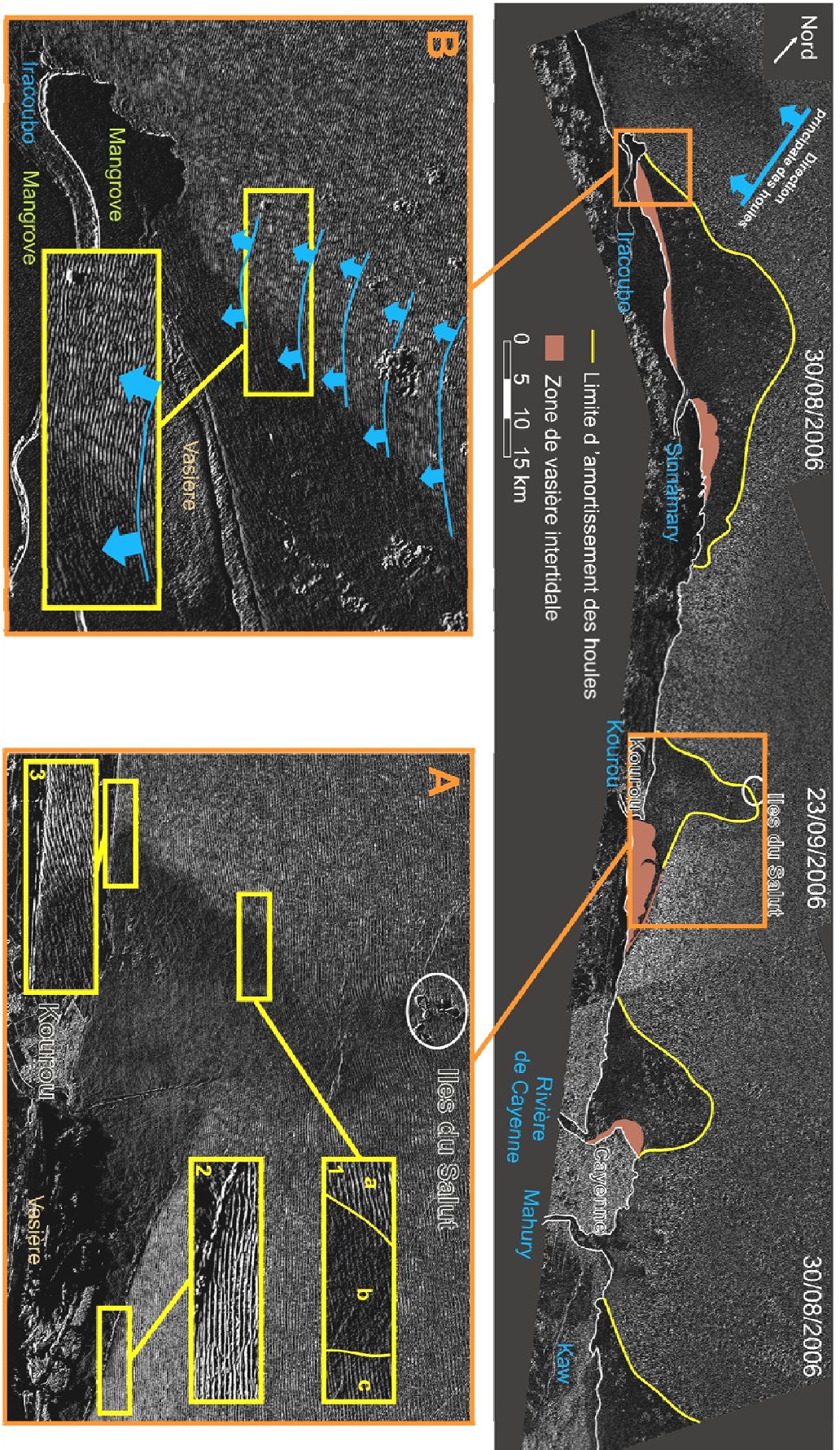


Figure 3.3 : Amortissement des houles le long de la côte de la Guyane française entre Iracoubo et Kaw en 2006. A : Zoom sur la région de Kourou. La variation spatiale de l'amortissement des houles est visible dans l'encadré 1 : (a) houle non amortie, (b) fortement amortie, (c) peu amortie. Les zones encadrées 2 et 3 sont des zoom montrant la différence d'orientation des houles entre l'avant et l'arrière banc ; B : Modification de l'orientation des houles par la partie subtidale du banc de Sinamary-Iracoubo. Les traits bleus soulignent des crêtes de houles et les flèches correspondent à leur direction de propagation vers la côte. La zone encadrée est un zoom illustrant la diffraction des houles au contact de la vase subtidale. Mosaïque d'images satellites SPOT 5.

A l'avant des bancs, en plus d'être amorties, les houles sont diffractées par la partie subtidale. Cette diffraction des houles modifie la direction du transport sédimentaire, ce qui a pour conséquence de faire migrer les sédiments à la côte et vers le centre du banc (figure 3.3 et figure 3.4). Cette réorientation provoque même un changement dans la dérive littorale, juste en avant du banc de vase (figure 3.3, A3). La direction de la dérive sédimentaire passe alors de Nord-Ouest à Sud-Est. Ce phénomène a été observé sur les plages sableuses de Cayenne. Celles-ci sont bordées d'avancées rocheuses et le changement d'orientation des houles entraîne un balancement rapide du stock sédimentaire sableux d'un côté et de l'autre des plages. Ce balancement pose par ailleurs des problèmes d'érosion qui menacent régulièrement les maisons implantées aux abords des plages. (Anthony *et al.*, 2002; Anthony et Dolique, 2004 ; Dolique et Anthony, 2005 ; Anthony et Dolique, 2006 ; Anthony *et al.*, 2011). Ces variations de la dérive littorale et du mouvement des stocks sédimentaires sableux, devraient donc se produire pour les différents cheniers actifs le long de la côte des Guyanes, à l'approche d'un banc de vase. Ce processus n'a pas encore été étudié précisément. Il pourrait ainsi favoriser la tendance érosive des secteurs souffrant d'une érosion à long terme quand il n'y a pas, par la suite, de création de larges surfaces de mangrove.

Les zones intertidales vers l'arrière des bancs sont directement frappées par le déferlement des houles, sans être complètement amorties (figure 3.3, A,2). Dans ces secteurs, l'amortissement se fait de manière continue sans atténuation complète, ce qui permet un déferlement à la côte.

L'amortissement des houles sur la zone subtidale se réalise en l'espace de quelques centaines de mètres. Selon Sheremet et Stone (2003), il est caractérisé par une diminution de la hauteur et de l'énergie des houles, quel que soit leur longueur d'ondes. Rogers et Holland (2009) ont montré que l'amortissement des houles sur fond vaseux est fonction des conditions de houle, de la bathymétrie, de la concentration et des propriétés intrinsèques des sédiments. En Guyane française l'amortissement des houles est brutal. La limite le représentant (figure 3.3) correspond donc à une variation rapide d'un ou de plusieurs de ces paramètres. La position de cette limite d'amortissement, en plus de varier en fonction des conditions de houles, varie également en fonction des conditions de marée. Ainsi l'amortissement des houles à marée basse se fait plus au large.

D'après la loi de profondeur de fermeture des houles (limite d'action des houles) sur les fonds durs de Hallermeier (1981), les houles saisonnières rentrent en interaction avec le fond pour une bathymétrie de 3 m.

Formule d'Hallermeier (1981) :

$$d_{l,t} = 2,28H_{e,t} - 68,5\left(\frac{H_{e,t}^2}{gT_{e,t}^2}\right)$$

- Avec : $d_{l,t}$: profondeur d'action des houles (m)
- $H_{e,t}$: hauteur significative des houles (m)
- $T_{e,t}$: période des houles (s)
- g : constante d'accélération de gravité

Les relevés sismiques effectués en octobre 2010 au large de Kourou (se référer au chapitre 4, partie 1), ont permis d'estimer une bathymétrie de cette limite d'action des houles de l'ordre de 3 à 5 m. La formule d'Hallermeier (1981) adaptée aux fonds durs, semble donc sous-estimer d'un à deux mètres, cette limite pour les fonds vaseux. La présence de vase fluide subtidale, en étant plus facilement mobilisable que des sédiments non cohésifs ou cohésifs consolidés, pourrait expliquer cette sous-estimation.

La longueur d'onde des houles arrivant à la côte avant leur déformation par la partie subtidale des bancs, est d'environ 120 m. Lorsqu'elles rentrent en interaction forte avec la partie subtidale du banc leur longueur d'onde diminue très rapidement entre 40 et 70 m. Au cours de leur propagation ultérieure sur la zone subtidale, leur amortissement ne se fait pas de manière continue (figure 3.4). Leur longueur d'onde reste identique jusqu'à ne plus être détectable par satellite. Ce phénomène semble indiquer une homogénéité spatiale transversale, du moins au niveau bathymétrique (pente de 1 : 1500, d'après Gardel et Gratiot, 2005). Cependant, l'amortissement des houles varie en fonction de leur position par rapport au banc de vase (figure 3.4).

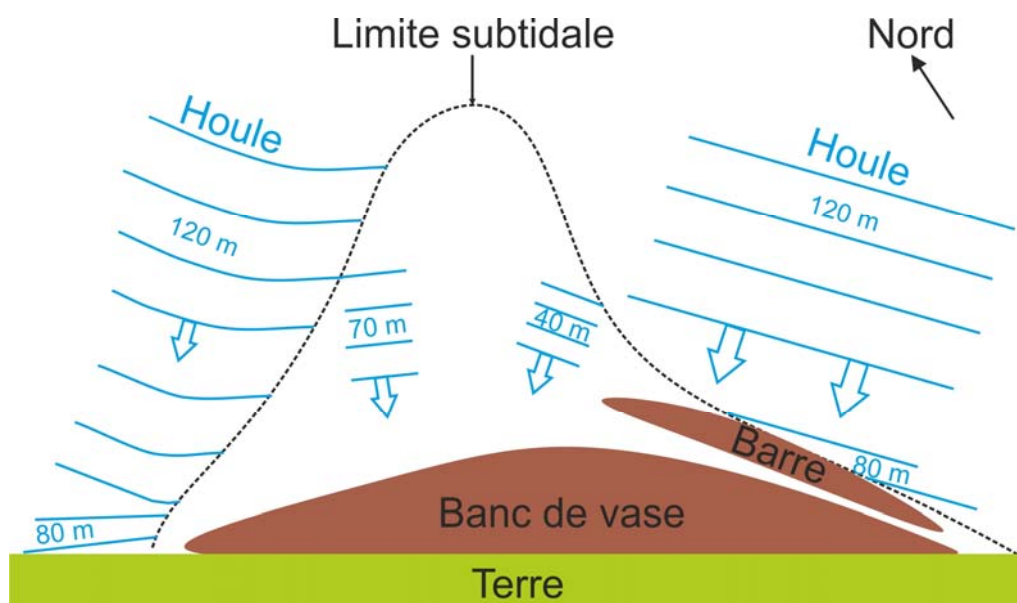


Figure 3.4 : Schéma synthétique des variations des longueurs d'ondes des houles et de leurs réorientations, lors de leurs interactions avec la partie subtidale d'un banc de vase. L'amortissement des houles varie en fonction de leur position par rapport au banc mais ne change pas lors de leur propagation vers la côte. Le transport sédimentaire qui suit l'orientation des houles est concentré vers le centre du banc.

1.2. Transport sédimentaire parallèle à la côte

Contrairement au transport transversal, celui longitudinal (parallèle à la côte) est sous la dominance des courants. Le courant des Guyanes longe le littoral à environ 1 m.s^{-1} (Geyer et Kineke, 1995 ; Geyer et *al.*, 1996), faisant migrer une grande partie des sédiments amazoniens en suspension jusqu'à l'Orénoque, en quelques mois (Eisma et *al.*, 1991). Cependant, ce n'est pas le seul courant qui peut influencer les mouvements sédimentaires le long de la côte et notamment ceux liés à la migration des bancs de vase. Deux ADCP ont été placés du 16/10/2010 au 19/10/2010 à 5 m et 8 m de profondeur, au niveau de la partie subtidale du banc de vase de Kourou et un peu à l'Ouest des Iles du Salut (figure 3.5), afin de caractériser les courants de marée.

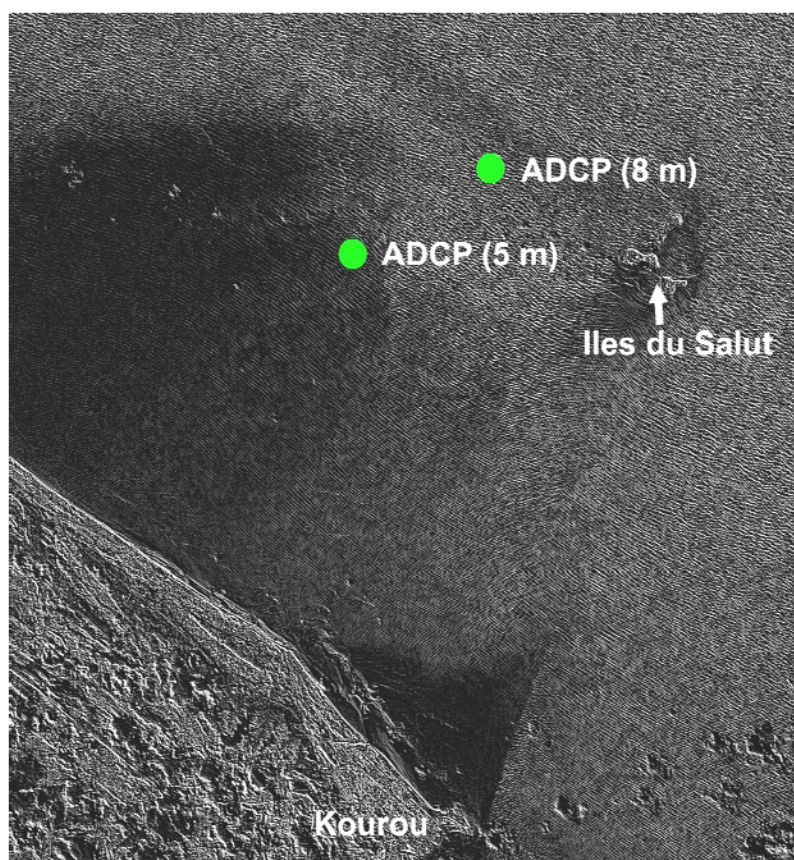


Figure 3.5: Position des ADCP par rapport à la zone d'amortissement des houles le 16/10/2010. La valeur en mètre correspond à la profondeur bathymétrique des ADCP. Image SPOT 5.

Les courants dans toute la colonne d'eau sont plus forts au jusant, passant pour ceux de surface de $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ à environ $0,9 \text{ m.s}^{-1}$. Au fond, ils sont de l'ordre de $0,2$ à $0,4 \text{ m.s}^{-1}$ (figure 3.6, 1b et 1b'). Les variations de la vitesse des courants pour l'ADCP déployé à 5 m de bathymétrie sont à l'inverse de celles mesurées un peu plus au large (figure 3.6, 2b). Le flot est plus puissant que le jusant, passant de $0,3$ à $0,6 \text{ m.s}^{-1}$ pour les courants de surface. Au fond, les courants oscillent entre $0,1$ et $0,4 \text{ m.s}^{-1}$. Ces différences peuvent s'expliquer par la puissance du courant des Guyanes (1 m.s^{-1}) (Rockwell Geyer et *al.*, 1996 ; Rockwell Geyer et Kineke, 1995). L'ADCP le plus au large (8 m de

bathymétrie en zone de banc) correspondent à celles mesurées par Pujos et Froidefond (1995). Il se situe hors de la zone d'action des houles. La remise en suspension est moindre et le déplacement des masses d'eau est dominé par le courant des Guyanes. Le jusant est ainsi plus fort que le flot puisse qu'il est dans la même direction que le courant des Guyanes. L'ADCP situé à 5 m de bathymétrie est situé dans la zone d'amortissement des houles. La remise en suspension est maximale. Cette forte turbidité et la présence de vase fluide sur le fond ralentissent par friction le courant des Guyanes. Le signal de marée devient dominant et le flot devient plus puissant que le jusant.

Au large (bathymétrie de 8 m), le flot est dirigé vers l'Ouest-Nord-Ouest et le jusant vers le Nord-Nord-Ouest (Figure 3.6, 1a). Cependant, les variations des directions entre le flot et le jusant sont minimales, l'orientation générale est dans le sens du courant des Guyanes. La distinction entre le flot et le jusant est moins évidente pour l'ADCP à 5 m de bathymétrie mais la direction générale est la même, c'est-à-dire dans le sens du courant des Guyanes (figure 3.6, 2a). Cet ADCP est situé en zone d'amortissement des houles qui est normalement dominée par un transport dirigé vers la cote et non parallèle à celle-ci. Cette orientation du courant s'explique en considérant la position précise de l'ADCP par rapport à la zone d'amortissement (figure 3.5).

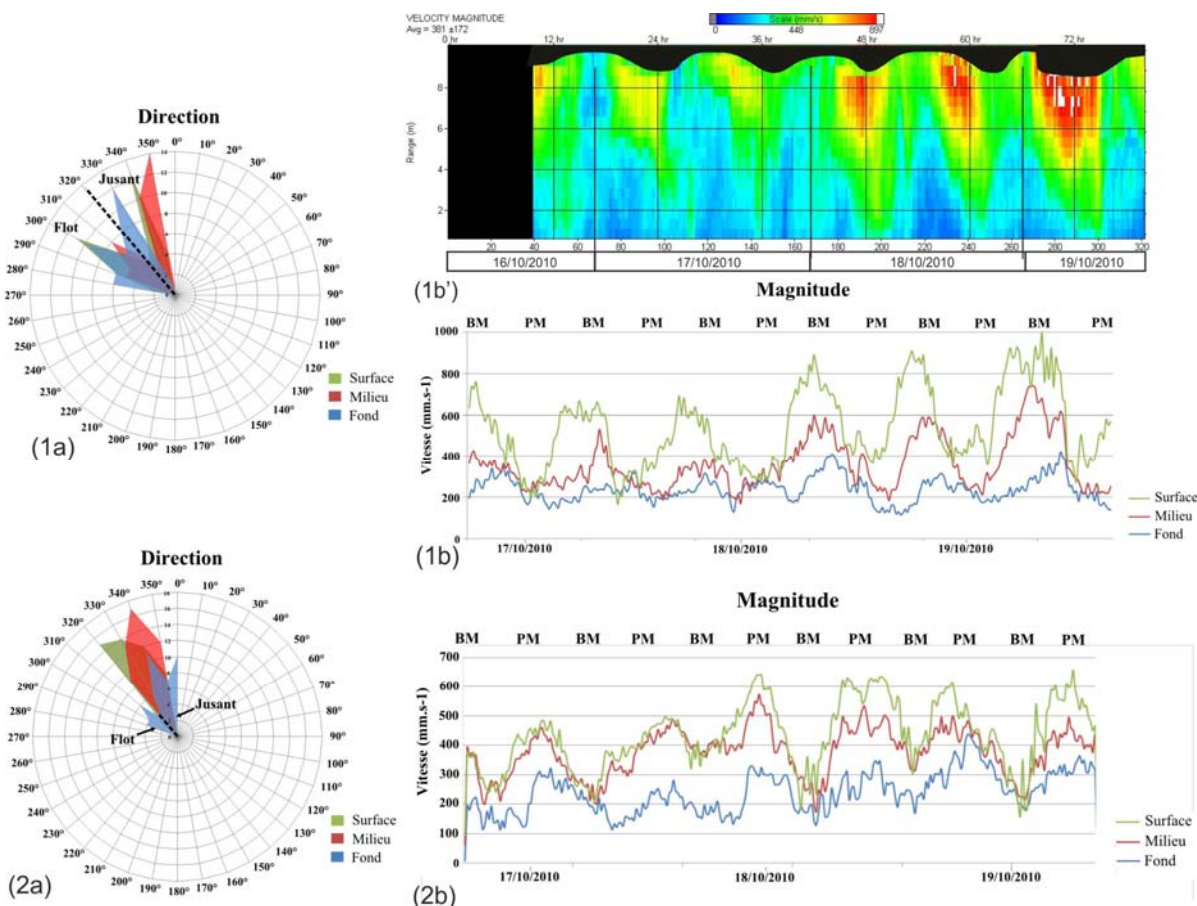


Figure 3.6: Direction (a) et vitesse (b) des courants entre le 16/10/2010 et le 19/10/2010 en zone de banc à l'Ouest des Iles du Salut pour l'ADCP à 8 m (1) et 5 m (2) de bathymétrie. Le 1b' correspond aux variations de vitesse du courant dans toute la colonne d'eau pour l'ADCP à 8 m de bathymétrie.

L'ADCP (5m) est situé juste à la limite de l'amortissement des houles ce qui pourrait expliquer que le transport ne soit pas dirigé vers la côte. Pour des études futures il serait intéressant de déployer des ADCP à différents emplacement au sein de la zone d'atténuation des houles afin de vérifier les directions du transport sédimentaire.

Le transport sédimentaire, pour les profondeurs supérieures à 5 m, est donc lié au courant des Guyanes couplé à ceux des marées. Il a principalement lieu pendant le jusant lorsque les deux courants sont dans la même direction. Il n'est pas possible, pour l'instant, de quantifier précisément ce transport par les courants car beaucoup de paramètres (mesures des courants selon différentes saisons (saison sèche, humide), connaissances de propriétés rhéologiques, détermination des processus sur une interface molle ou fluide) restent inconnues pour les zones subtidales. Des mesures plus longues (cycle complet, vives-eaux/mortes-eaux) permettraient aussi de vérifier la courantologie.

Partie 2. Répercussions morphologiques sur le littoral

Suite aux multiples interactions avec les houles, 15 à 20 % de la vase apportés par l'Amazone, dans son estuaire non confiné, migrent, sous forme de bancs de vase et de MES, le long de la côte de la Guyane française (Augustinus, 1978; Wells et Coleman, 1978; Eisma et al., 1991; Allison et al., 2000; Warne et al., 2002). Cette alimentation sédimentaire constante change profondément la morphologie du littoral des Guyanes.

Dans cette partie, nous aborderons les répercussions de cette migration en divisant la côte de la Guyane française en trois grands secteurs (figure 3.7) : (A) Les Caps ; (B) de Kaw à Iracoubo ; (C) d'Iracoubo à la frontière du Surinam. L'évolution morphologique des bancs de vase entre chaque grand secteur est différente. Ce travail a été effectué uniquement par traitement d'images satellites SPOT 5 et Landsat 5.

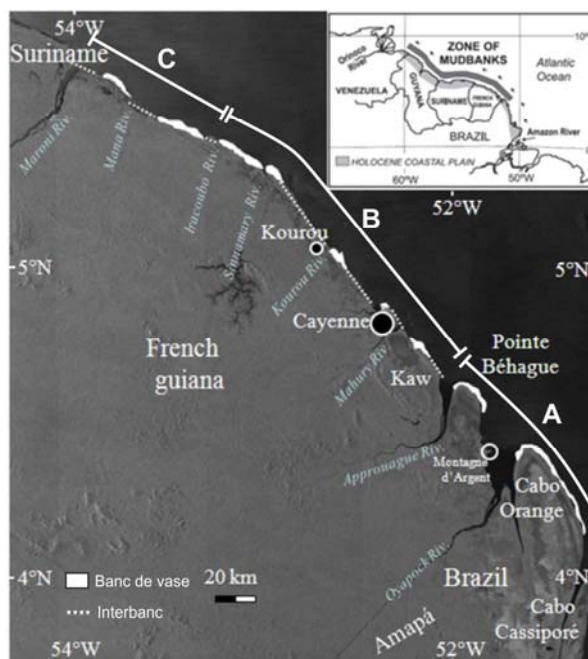


Figure 3.7 : Cartes des grands secteurs littoraux guyanais et répartition des bancs de vase. A : Les Caps ; B : De Kaw à Iracoubo ; C : D'Iracoubo au Surinam. Encadré : Représentation schématisée de la côte des Guyanes (Allison et al., 2004). Modifié de Gardel (2011).

2.1. Les grands secteurs littoraux

2.1.1. *Les Caps*

La région des Caps (figure 3.7, A) s'étend de part et d'autre de la frontière franco-brésilienne. Elle est formée de trois caps et commence par le Cap Cassipore au Brésil où naissent les bancs de vase. Le cap Orange marque un changement d'orientation de la côte. La migration des sédiments amazoniens, le long de la côte de l'Amapa entre le cap Cassiporé et le cap Orange, se fait vers le Nord puis s'oriente vers le Nord-Ouest au niveau de ce dernier, en direction de la Pointe Béhague. Ces trois caps sont constamment envasés et leur colonisation est lente mais constante ; 1,2 km de mangroves ont ainsi été gagnés vers le large, entre 1986 et 2011, pour la pointe Béhague et le cap Orange. Les apports continus de vase permettent de maintenir une accrétion constante de sédiments vaseux, ce qui permet la progradation des caps vers le large. A partir de Kaw, les bancs forment des entités sédimentaires bien distinctes. Les processus qui individualisent les bancs ne sont pas encore connus mais les fleuves Oyapock et Approuague semblent avoir un rôle prépondérant. Il est probable qu'une certaine masse de vase soit nécessaire aux bancs pour qu'ils puissent garder leur cohésion lors de la traversée des fleuves. En effet, si la masse critique n'était pas atteinte, les sédiments seraient alors expulsés et dispersés au large par la puissance des débits fluviaux.

2.1.2. *De Kaw à Iracoubo*

Quatre bancs de vase sont répartis dans cette région depuis plus d'une dizaine d'années (figure 3.7, B). Ils migrent sous l'influence des houles et des courants le long de trois linéaires côtiers de 30 à 50 km. La longueur de ces linéaires côtiers et leur orientation par rapport aux houles incidentes (15° d'après Gardel et Gratiot, 2005), permettent aux vasières d'avoir une forme « ramassée » avec une extension intertidale, vers le large, de plusieurs kilomètres. L'emprise des bancs à la côte oscille entre 30 et 50 km. La migration des bancs, du fait de leur grande extension vers le large, engendre des fluctuations du trait de côte de grandes envergures : la colonisation massive des zones intertidales peut provoquer une progression du trait de côte, allant jusqu'à 800 m par an. A l'inverse, l'érosion de la mangrove engendre des reculs atteignant parfois 200 à 300 m par an (Gardel et Gratiot, 2006). Entre 1986 et 1998, 3 km de mangrove ont ainsi été érodés devant la ville de Kourou. Dans les années 90, le banc de vase est arrivé au niveau de l'embouchure du Sinnamary, dont l'érosion avait commencé dès 1950 pour se poursuivre jusqu'en 1976 (figure 3.8). Depuis l'arrivée de ce banc la zone entre Sinnamary et Iracoubo est en accrétion.

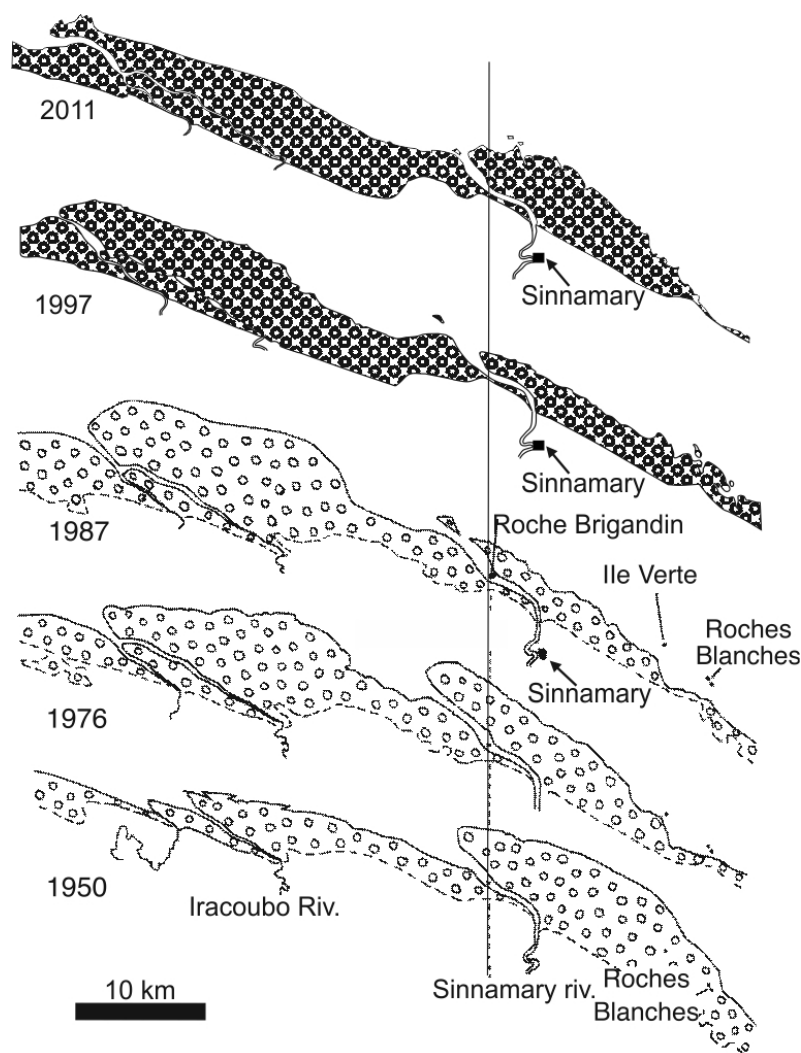


Figure 3.8 : Evolution du littoral et des surfaces de mangrove de la région Sinnamary-Iracoubo, entre 1950 et 2011. Entre 1950 et 1987 la région d'Iracoubo est en accrétion puis entre en érosion au début des années 1990. L'inverse se produit pour la région de Sinnamary. Ce phénomène est provoqué par la migration d'un banc de vase se situant à Sinnamary dans les années 1950 puis vers Iracoubo dans les années 1980. Figure modifiée et actualisée de (Plaziat et Augustinus, 2004).

2.1.3. D'Iracoubo au Surinam

Le secteur à proximité de l'embouchure du Sinnamary constitue lui aussi un changement d'orientation de la côte (figure 3.7, C), ce qui conduit à une augmentation de l'angle d'attaque des houles (35° d'après Gardel et Gratiot, 2005) et à une élongation des bancs de vase (Augustinus, 2004). Cependant, depuis 1982, les bancs de vase ont pourtant une emprise relativement réduite (20-25 km, dans Froidefond et *al.*, 1988) à la côte. Ce secteur est en érosion depuis les années 50 (figure 3.9) malgré le passage de petits bancs de vase, leurs élongations ne permettant pas une protection efficace contre l'érosion. Ce caractère érosif est problématique pour les populations locales et plus particulièrement pour ceux vivant de la culture des rizières, créées dans les années 80, qui perdent chaque année des surfaces cultivables. L'érosion est directement liée à la situation d'accrétion dans la région de Sinnamary : la vase semble rester « bloquée » dans la région entre Sinnamary et Iracoubo ce qui entraîne un déficit dans le secteur plus à l'Ouest.

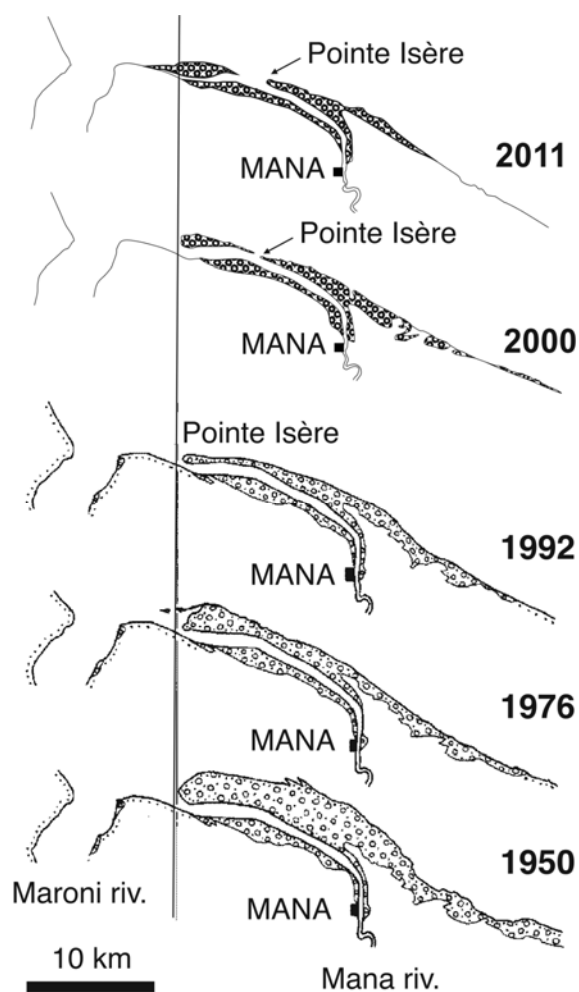


Figure 3.9 : Evolution du littoral et des surfaces de mangrove de la région de Mana, entre 1950 et 2011. La tendance générale est à l'érosion. Il est à noter l'ouverture de la nouvelle embouchure du fleuve et le rattachement à la côte de l'îlot de mangrove formé, au cours des années 2000. Figure modifiée et actualisée de Plaziat et Augustinus, (2004).

Le passage des bancs de vase peut fragiliser les cheniers puisque la direction du transport sédimentaire, à l'avant banc, est modifiée. Les bancs de vase de petite taille n'engendrent pas un espace intertidale large qui permet de protéger les cheniers jusqu'à l'arrivée d'un prochain banc de vase. Ainsi, au lieu d'entraîner une progradation du trait de côte, le passage de petits bancs de vase pourrait favoriser la tendance érosive dans ce secteur.

2.2. Influence de la position des bancs de vase sur l'évolution moyenne du trait de côte

Les travaux de Gratiot et *al.*, (2008) mettent en évidence un lien entre les variations moyennes du trait de côte en Guyane française et le cycle des marées de 18,6 ans (nommé Saros), pour la période 1988-2006 (figure 3.10). Ces variations communes sont expliquées par un lien entre l'implantation des palétuviers et le niveau marin : la mangrove côtière ne pousse que sur de la vase consolidée et l'état de consolidation du sédiment dépend de son temps d'émergence. Les surfaces de vase consolidées oscillent donc avec le niveau marin. Entre 1998 et 2000 le trait de côte moyen est en recul tandis qu'entre 2000 et 2006, la tendance est à la progradation. En comparant la figure

(fluctuations 3.10), représentant les tendances d'évolution du trait de côte entre 1988 et 2006, sur la côte de la Guyane française, avec l'évolution morphologique des bancs pendant cette même période, il est possible d'émettre une autre hypothèse. En effet, la morphologie des bancs (modifiée par les linéaires côtiers et les fleuves), tout comme leur position par rapport aux surfaces de mangroves induit des tendances locales de recul ou de progradation du trait de côte. L'évolution globale du trait de côte en Guyane française pour la période 1988-2006 soulignée par Gratiot et *al.*, (2008), peut être expliquée localement au cas par cas. Pour illustrer ces propos, nous allons établir un bilan relatif de l'évolution de la morphologie des bancs mais aussi des surfaces de mangroves côtières entre 1988 et 2006.

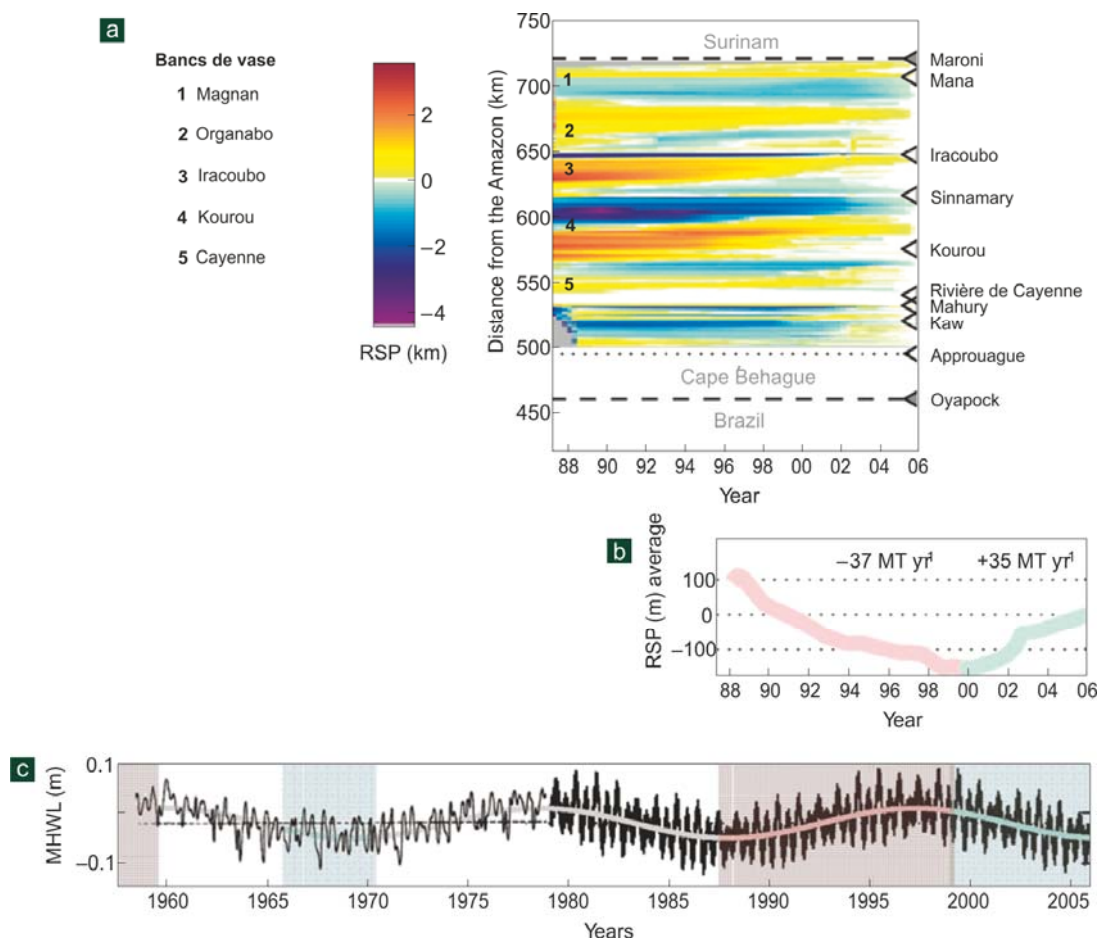


Figure 3.10 : fluctuations spatio-temporelles du trait de côte et du niveau moyen des marées en Guyane française. a : Position relative du trait de côte (RSP) selon des profils perpendiculaires à la côte et par rapport à l'année 2006. Les triangles indiquent l'embouchure des principaux estuaires. Les zones bleues et rouges sont respectivement associées aux zones en progradations et en érosions. b : RSP moyenné sur les 220 km de côte. L'épaisseur correspond à la marge d'erreur de +/- 20 m. c : Cycle nodal du MHWL (Mean High Water Level) au Surinam et Guyane française. Il a été calculé à partir de données d'un marégraphe au Surinam entre 1958 et 1978 puis à partir d'un modèle du SHOM calibré sur des mesures aux Iles du Salut. Modifiée de Gratiot et *al.*, 2008.

En 1988, cinq bancs migrent entre le Maroni et Cayenne (Froidefond, 1988). Ceux de Magnan (1) et Organabo (2) (figure 3.10) sont dans le secteur d'étirements des bancs, provoqués par un changement d'orientation du trait de côte (Augustinus, 2004 ; Gardel et Gratiot, 2005), à proximité de Sinnamary. Leur migration entre 1988 et 2006 n'engendre pas de larges vasières littorales, ce qui

a pour conséquences une colonisation très faible, voire nulle. Le trait de côte est d'ailleurs en recul, notamment au niveau de Mana (figure 3.9).

Le banc d'Iracoubo (3) est relativement petit (18,5 km de zones intertidales). Il se situe au début de la zone d'étiement (figure 3.11).

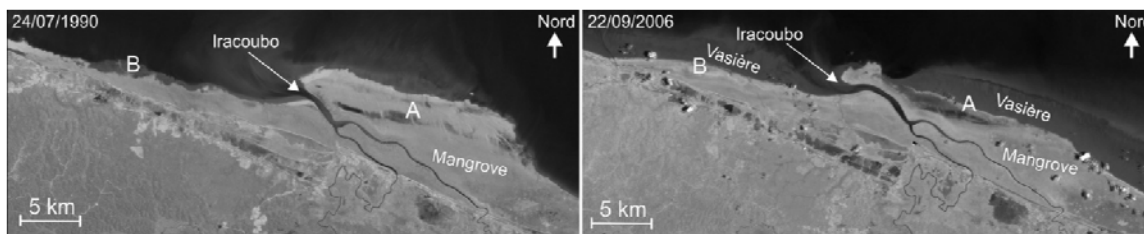


Figure 3.11 : Evolution du littoral dans la région d'Iracoubo entre 1990 et 2006. La zone A, composée de mangrove, subit une érosion faisant reculer le trait de côte sur ce secteur d'environ 2 km. La zone B est un secteur est en accrétion mais l'avancée du trait de côte vers la mer est faible. Images Landsat 5.

En 1990, le banc franchit l'Iracoubo ce qui laissera une vaste superficie de mangrove sans protection face à l'érosion (A). Sa reconstitution de l'autre côté du fleuve se fait sous une morphologie étirée, qui ne peut pas engendrer un espace intertidal suffisant pour avoir une progradation importante du trait de côte (figure 3.11, B). Au début des années 2000, le recul du trait de côte dans la zone (A) est stabilisé par l'arrivée du banc de Sinnamary (4). Le bilan se traduit par un recul important du trait de côte entre 1990 et 2000 en raison d'une forte érosion de mangrove (A) et d'une faible colonisation (B). Après les années 2000, le trait de côte se stabilise sur toute la zone.

Le banc (4) qui migre entre Kourou et Sinnamary pendant cette période d'étude est le plus imposant. Il possède une zone intertidale de plusieurs dizaines de kilomètres (40,5 km en 1988 d'après Froidefond et *al.*, 1988). Cette partie du littoral est composée d'un long linéaire côtier (≈ 50 km) ce qui a permis au banc de créer une longue surface intertidale (jusqu'à 30 km de long pour 1 à 3 km de large) au cours de sa migration (figure 3.12).

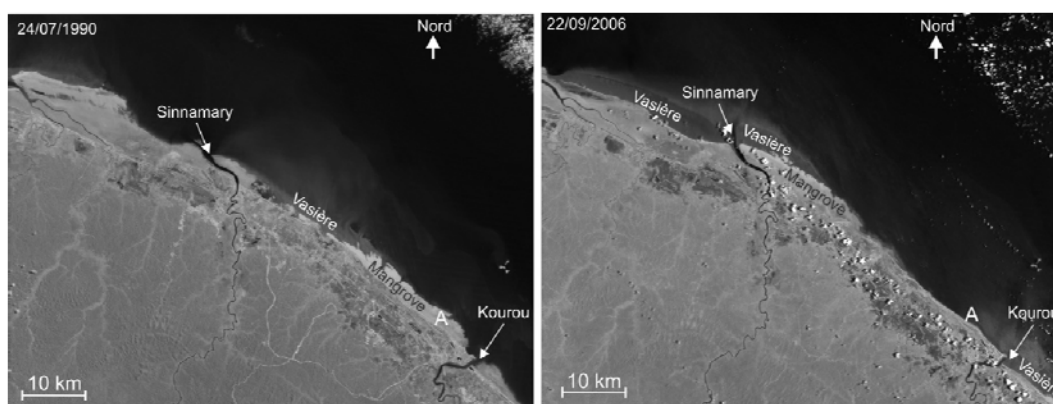


Figure 3.12 : Evolution du littoral dans la région de Sinnamary entre 1990 et 2006. La zone A est composée d'une large mangrove en 1990. En 2006, la mangrove a été érodée, le chenier sableux est réactivé. Le secteur au Sud-Est de l'embouchure de Sinnamary est en colonisation. Images Landsat 5.

Entre 1988 et 2006, les fluctuations du trait de côte ont été très intenses à cause de la forte colonisation mais aussi de l'érosion significative. Vers le début des années 2000 le trait de côte s'est stabilisé au Nord-Ouest de Kourou (A) car l'érosion a atteint un chenier. Depuis 2004, cette zone est en plus sous la protection de la partie subtidale du banc arrivant sur Kourou.

Au final, entre le début et la fin des années 90, les fluctuations du trait de côte ont été importantes mais moyennées ; il se pourrait que le recul du trait de côte à l'arrière du banc ait compensé sa progradation à l'avant du banc. Au début des années 2000 le trait de côte se stabilise sur une vingtaine de kilomètres au Nord-Ouest de Kourou grâce à la présence d'un chenier et l'arrivée d'un banc de vase. Pendant la même période, l'avant du banc de Sinnamary subit une forte colonisation, notamment entre 2000 et 2004, permise par la présence de larges vasières depuis la fin de années 90.

Le banc 5 est au niveau de Cayenne en 1988, il sera à proximité de Kourou en 2006 (figure 3.13). Sa migration ne donne pas lieu à une augmentation des surfaces de mangroves jusqu'en 2000, ce qui est probablement un des effets de la Rivière de Cayenne qui repousse et fluidifie le banc lors de sa traversée. Pendant cette période, le trait de côte est stable, sauf pour le secteur (A) en léger recul, et le secteur (B) en fort recul (3 km). Vers le début des années 2000, le banc reprend une forme « ramassée » permettant de créer de nouvelles surfaces de vasière qui ont été colonisées dès 2002-2003. En 2006, Cayenne est de nouveau envasé par l'arrivée d'un banc de vase. Sa migration vers Kourou entre 2006 et 2011, semble avoir les même conséquences sur le trait de côte que la migration du banc 5.

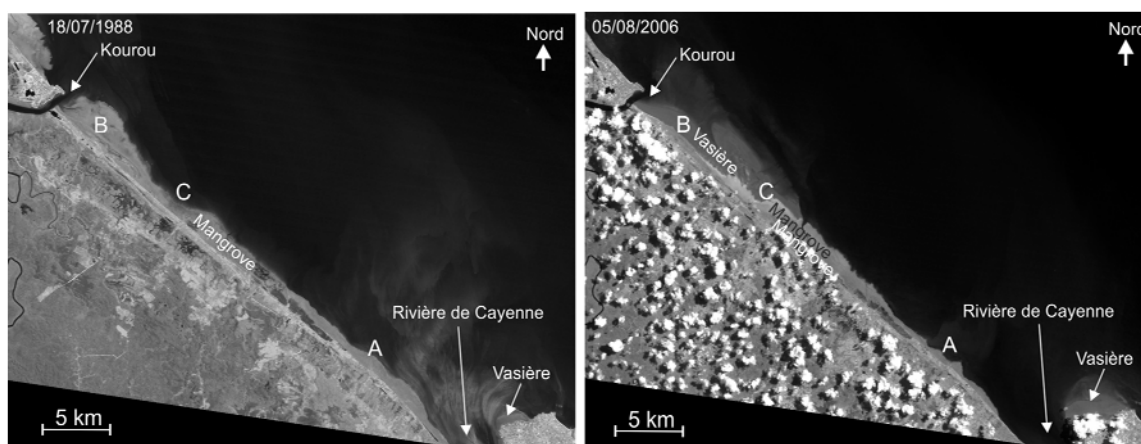


Figure 3.13 : Evolution du littoral dans la région de Sinnamary entre 1990 et 2006. La migration du banc situé à Cayenne en 1990, n'a pas provoqué d'avancée du trait de côte importante (érosion dans les secteurs A et B). Le secteur C est en colonisation depuis 2003. Images Landsat 5.

Entre 1988 et la fin des années 90, de nombreux secteurs de mangroves sont soumis à l'érosion car ils ne sont plus protégés par les bancs de vase qui amortissent les houles à la côte. Cette

tendance érosive n'est pas compensée par la colonisation, du fait de la faible présence de larges vasières consolidées, notamment sur le secteur Cayenne-Iracoubo. A partir du début des années 2000, les zones de colonisation recommencent à être importantes. De nombreux secteurs en érosion se sont stabilisés grâce à la présence de cheniers, ou de l'arrivée de la partie subtidale d'un banc de vase. Cette tendance de recul du trait de côte pour la période 1990-2000 et sa progradation entre 2000 et 2006 ont déjà été décrites par Gratiot et *al.*, (2008) mais elles ont été reliées aux fluctuations du niveau marin engendrées par le cycle du Saros (figure 3.10). Nous avons proposé dans cette section une nouvelle approche, reposant sur la combinaison de variations locales. La taille des surfaces de mangroves soumises à l'érosion, la morphologie des vasières et leur variation notamment en fonction de la longueur des linéaires côtiers mais aussi de la présence des fleuves, ont une influence primordiale. Il n'est cependant pas aisé de choisir l'une ou l'autre des hypothèses car les variations moyennes du trait de côte pourraient être aussi une conséquence de l'effet combiné des deux.

2.3. Evolutions morphologiques des estuaires

Les estuaires et les bancs de vases interagissent de manière réciproque sur leur morphologie. Les fleuves jouent le rôle d'épis hydrauliques (Todd, 1968 ; Komar, 1973 ; Giosan et *al.*, 2005), ce qui tend à retenir la vase sur la rive droite et à la repousser, vers le large et l'Ouest, sur la rive gauche (par rapport au sens de l'écoulement). Selon la morphologie des embouchures et le débit des fleuves, les estuaires subissent des changements morphologiques lors du passage des bancs de vase. Le long de la côte des Guyanes, les estuaires peuvent être classés en trois catégories par rapport à leur comportement, vis-à-vis des bancs de vase : les estuaires des fleuves à débit importants, les estuaires à pointe rocheuses et enfin les estuaires libres (Anthony et *al.*, 2012).

Les embouchures des fleuves majeurs, dont le débit moyen annuel est supérieur à $1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$, comme l'Oyapock, l'Approuague, le Maroni, le Corantijn et l'Essequibo, ne sont pas modifiés par le passage d'un banc de vase. Leur débit est tel, que la vase est poussée plus au large pour être reprise par le courant et les houles, afin d'être de nouveau amassée à la côte sur l'autre rive. Ces fleuves majeurs forment un barrage hydraulique d'une telle importance qu'ils pourraient ralentir, de manière significative, la migration des bancs sur leur rive droite et l'accélérer sur leur rive gauche (par rapport au sens de l'écoulement) suite à la fluidification de la vase. En traversant ces fleuves, les bancs de vase sont coupés en deux parties situées respectivement sur chacune des rives. Pour les fleuves de débits plus faibles mais avec un lit fixé par des pointes rocheuses, la morphologie de leur embouchure est la même. L'influence du fleuve Kourou bordé par des pointes rocheuses, sur la morphodynamique d'un banc de vase, est analysée dans cette étude (Chapitre 4, partie 1).

Les fleuves ayant un débit annuel moyen plus faible ($1500 \text{ m}^3 \cdot \text{s}^{-1}$) sans pointes rocheuses sont, quant à eux, déviés dans la direction de la dérive littorale (Nord-Ouest), par le passage des bancs de vase. Le débit du fleuve n'étant pas assez puissant pour repousser les apports vaseux, la vasière continue son extension dans le sens de la dérive en déviant son lit petit à petit. Les fleuves Sinnamary et Kaw, qui sont des estuaires libres (Anthony et *al.*, 2012), ont été choisis comme exemple pour illustrer ce propos (figure 3.14). La migration des estuaires du Kaw et du Sinnamary entre 1950 et 2011 (figure 3.14) est visualisée en suivant l'évolution du trait de côte. Celui-ci correspond à de la mangrove dense donc l'évolution des vasières n'est visible qu'avec un décalage temporel, marquant le temps de colonisation par la mangrove. Les plus forts reculs peuvent aller jusqu'à 800 m par an. Ces valeurs extrêmes sont en fait dues au recul de la mangrove, ajoutés à celle de la largeur du fleuve lorsque l'érosion atteint le lit de celui-ci.

La région de Kaw a subi une érosion à partir de 1982 jusqu'en 1995 mais avec une stabilisation du trait de côte, dans sa partie Sud-Est, engendrée par l'arrivée d'un banc de vase. Il a été la cause de la progradation du trait de côte entre 1995 et 2004, pour la partie la plus au Nord-Ouest (figure 3.14 (a)). Un nouveau banc de vase a migré sur ce secteur à partir de l'année 2005, mais sans réelle avancée du trait de côte. Il est à noter que la partie Sud-est de cette région est stable, voire en accrétion depuis 1995, ce qui indique un envasement constant du littoral. Au niveau de Sinnamary, la côte est en recul depuis le début des années 1980 et ce phénomène se poursuit jusqu'au milieu des années 90 (figure 3.14 (b)). Elle se stabilise en 1995 pour la partie Sud-Est et en 2000 pour celle Nord-Ouest. Cette stabilisation est provoquée par l'arrivée d'un banc de vase qui a été fortement colonisé par la mangrove jusqu'en 2011, notamment au Sud-Est.

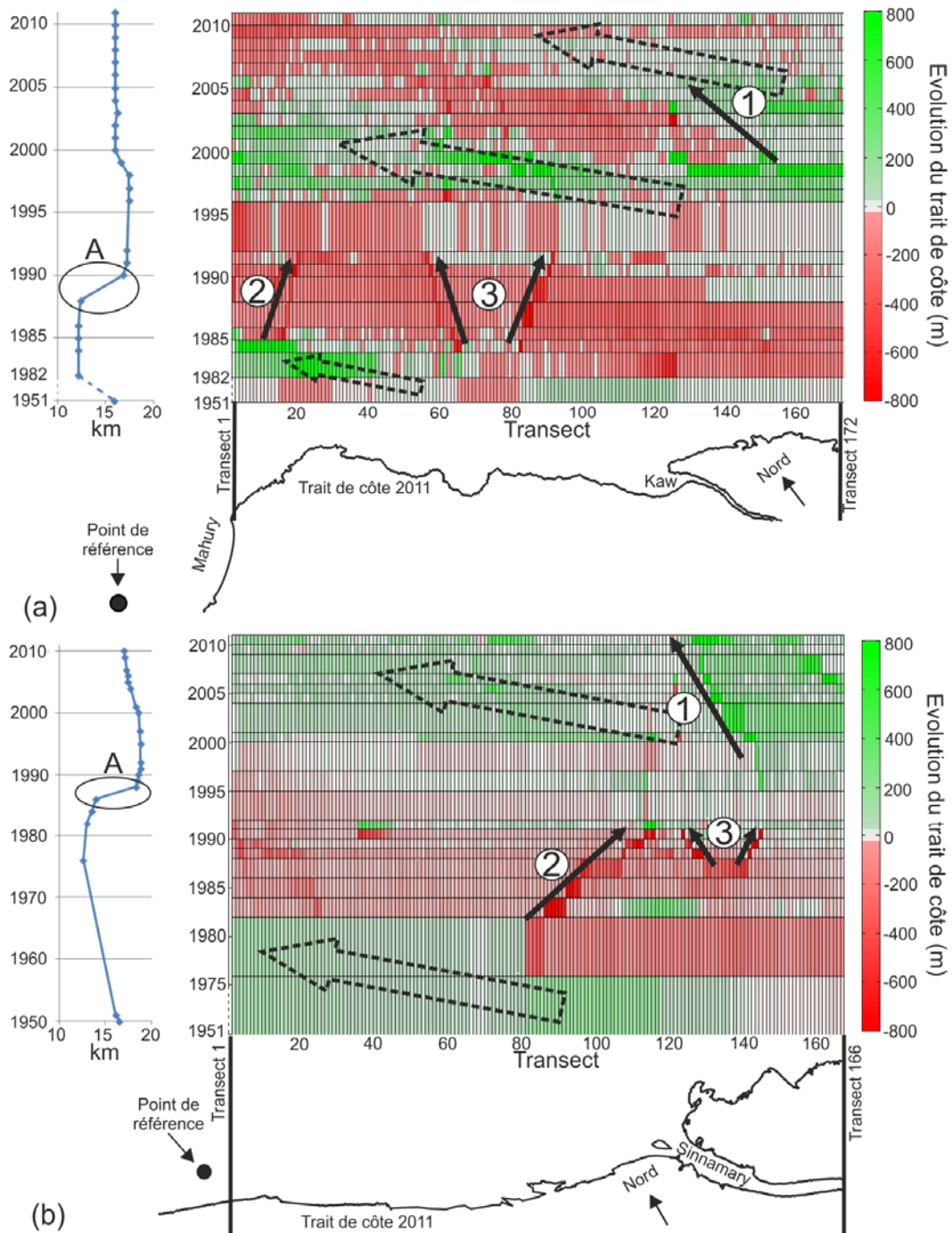


Figure 3.14 : Evolution du trait de côte le long d'environ 170 transects, espacés de 100 m, au niveau des fleuves Kaw (a) et Sinnamary (b) pour la période 1950-2011. Les flèches en pointillés représentent la direction de déplacement des bancs, visible par une progradation du trait de côte. Les chiffres marquent (1) la progradation, (2) le recul et (3) l'ouverture de l'embouchure des fleuves. Les courbes sur la gauche représentent l'évolution de la distance entre l'embouchure des fleuves et un point de référence pris arbitrairement (A : ouverture d'une brèche). Coordonnées des points de référence pour la position des estuaires en UTM N22 : Kaw : X : 358807, Y : 536610 ; Sinnamary : X : 262568, Y : 611357.

La modification de l'orientation de l'embouchure des fleuves provoque la création d'une pointe vaseuse qui est colonisée par la mangrove. Elle progresse parallèlement à la côte de quelques centaines de mètres par an. L'embouchure du Sinnamary a ainsi progressé vers le Nord-Ouest de 3,9 km entre 1950 et 1976 et de 1,7 km entre 2000 et 2010 (figure 3.14, (1)). A Kaw, l'embouchure du fleuve a migré de 3,7 km pour la période comprise entre 1951 et 1982 et de 1,4 km pour la période

entre 1995 et 2000. Lorsque la vase subtidale a traversé le lit du fleuve, les pointes vaseuses se retrouvent sans protection contre les houles. L'érosion grignote rapidement ces avancées faisant reculer l'embouchure des fleuves de quelques centaines de mètres par an (figure 3.14 (2)). L'érosion creuse sur toute la longueur de la pointe et en quelques années une brèche se forme, déplaçant brutalement la position de l'embouchure des fleuves vers le Sud-Est (4,4 km en 1988 pour les fleuves Kaw et Sinnamary) (figure 3.14, (3)). L'ouverture des brèches conduit à la création d'un îlot de mangrove (figure 3.15). Il se peut que l'ancienne embouchure se ferme suite à la formation de flèches sableuses (figure 3.15) et/ou par l'établissement d'une vasière, comme pour la Mana en 2011, grâce à l'arrivée d'un nouveau banc de vase.

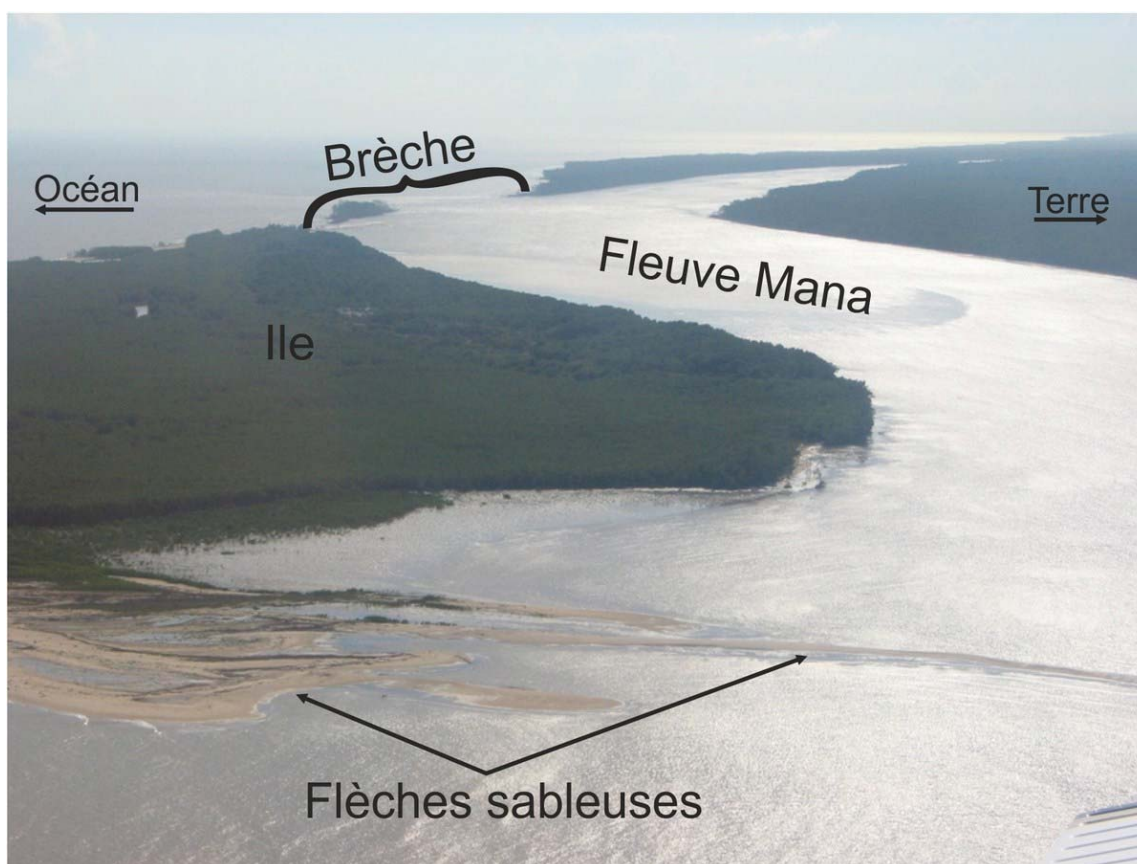


Figure 3.15 : Photo aérienne de l'embouchure du fleuve Mana en 2003, prise par C.Proisy.

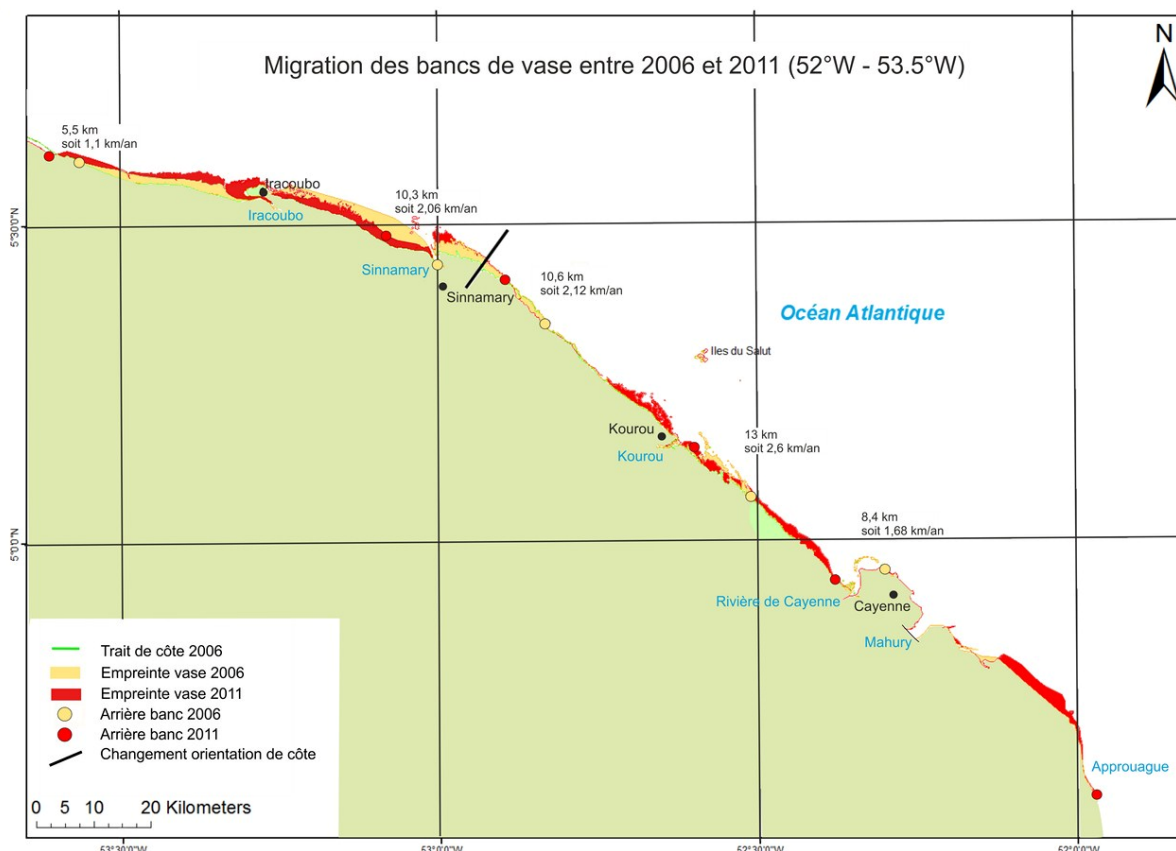
Partie 3. La vitesse de migration des bancs de vase

La vitesse de migration des bancs de vase, le long de la côte des Guyanes, est un paramètre ayant fait l'objet de nombreuses études (Froidefond et *al.*, 1988 ; Eisma et *al.*, 1991 ; Augustinus 2004 ; Gardel et Gratiot, 2005 ; Vantrepotte et *al.*, 2012). Il est primordial pour la compréhension et la prédiction des variations morphologiques de la zone littorale. Dans cette partie, nous présenterons les vitesses de migration des bancs à partir de différentes techniques de calcul, toutes basées sur des images satellites dédiées ici, à l'analyse terrestres (SPOT 5, Landsat 7) ou à l'océan (MODIS Aqua).

3.1. Suivi de la migration de la zone intertidale

L'analyse de mosaïques d'images satellites Landsat 7 couvrant la côte entre l'Approuague (Sud-Est de la Guyane française) et le Nord-Ouest du Guyana, a permis de calculer les vitesses de migration des vasières entre 2006 et 2011. Ces vitesses ont été calculées à partir de la position, la plus à l'Est, de la zone de vase intertidale des bancs, en 2006 et en 2011. Ce point à l'arrière des bancs a été choisi car cette partie de la vasière est en érosion, ce qui implique une pente plus importante. Les variations de hauteur d'eau entre chaque image satellite qui constituent une source d'erreur importante (se référer au chapitre 2, partie 2), sont ainsi minimisées. Toutefois, ces résultats sont à prendre avec précaution car les hauteurs d'eau peuvent être très différentes entre chaque image, surtout au Surinam et au Guyana, où il y a peu de données marégraphiques disponibles.

Entre 2006 et 2011, cinq bancs de vase migrèrent le long du littoral entre l'Approuague et le Maroni (figure 3.16). Pendant ce laps de temps, chacun des bancs a, en moyenne, parcouru une distance de 9,6 km soit $1,9 \text{ km.an}^{-1}$. Le banc le plus rapide ($2,12 \text{ km.an}^{-1}$, en moyenne) était situé à Cayenne en 2006 et devant Macouria en 2011. Le plus lent se situait légèrement après Iracoubo. Il a parcouru $1,1 \text{ km.an}^{-1}$.



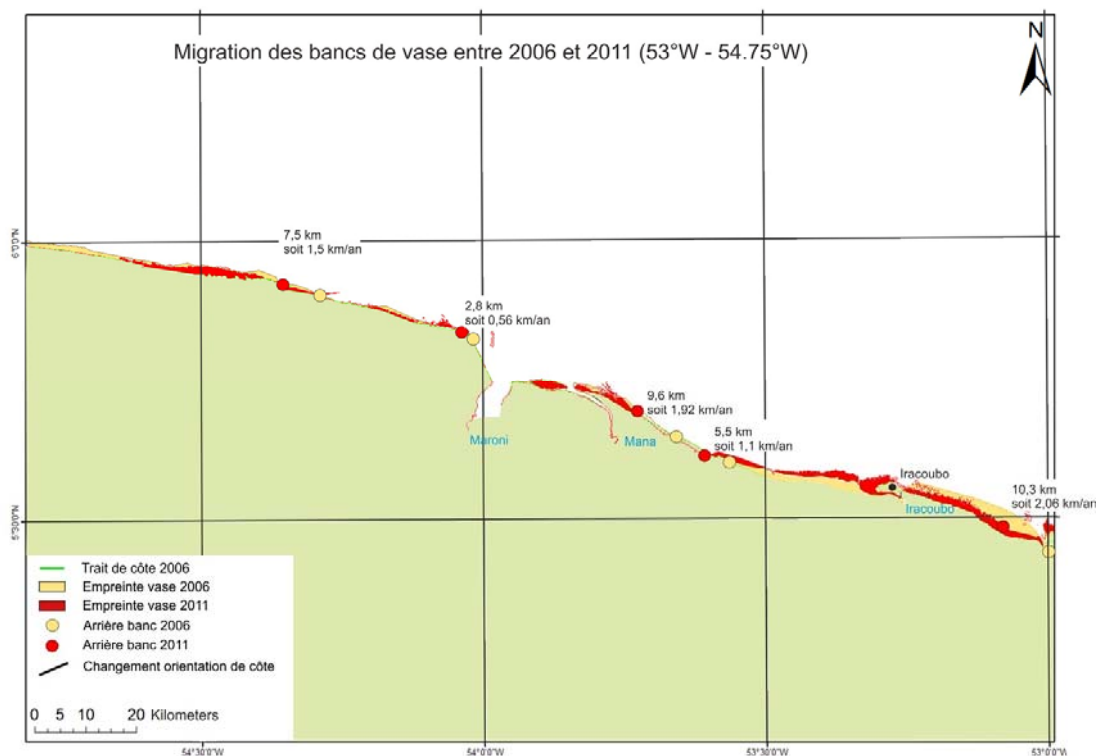


Figure 3.16 : Vitesse de migration des bancs de vase en Guyane française et sur la partie Est du Surinam. Les vitesses de migration ont été calculées à partir de l'écart entre les positions de l'arrière banc en 2006 (rond beige) et en 2011 (rond rouge).

Les cinq bancs au Surinam, mis à part deux cas particuliers, avaient une vitesse de migration similaire à ceux de la Guyane française, de l'ordre de $1,9 \text{ km}\cdot\text{an}^{-1}$, ce qui est légèrement supérieur aux $1,5 \text{ km}\cdot\text{an}^{-1}$ calculés par Augustinus (2004) dans les années 1980-1990.

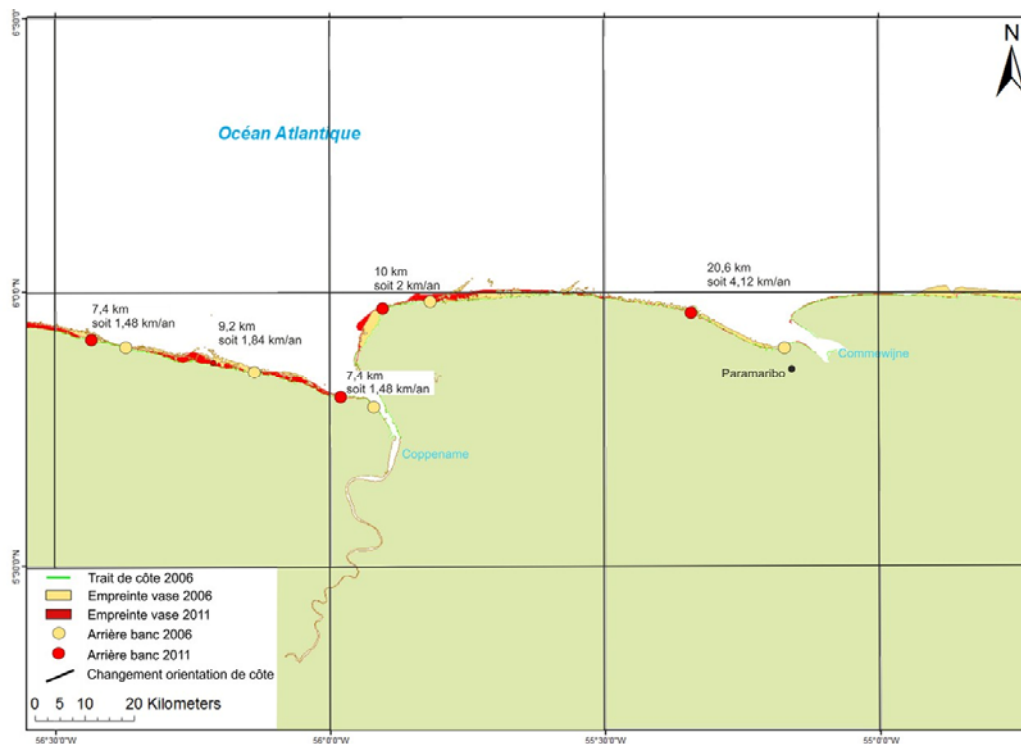


Figure 3.17 : Vitesse de migration des bancs de vase au Surinam. Les vitesses de migration ont été calculées à partir de l'écart entre les positions de l'arrière banc en 2006 (rond beige) et en 2011 (rond rouge).

Sur cette zone du Surinam, le banc le plus rapide se déplace d'environ $4,12 \text{ km.an}^{-1}$ alors que le plus lent, uniquement de $0,56 \text{ km.an}^{-1}$ (figure 3.16 et 3.17). Augustinus (1986, 2004) a calculé les mêmes valeurs extrêmes au cours de sa période d'étude mais la position des bancs, ayant ces vitesses, n'a pas pu être comparée à celle obtenue ici. Néanmoins, il pourrait s'agir de zones possédant une morphologie particulière entraînant, une accélération ou un ralentissement des bancs de vase. Entre 2006 et 2011, la zone de fort ralentissement est située à la frontière du Surinam et de la Guyane française au niveau du Maroni, le fleuve le plus puissant de ce département. Ce fleuve, avec son embouchure perpendiculaire à la côte et son très fort débit ($1700 \text{ m}^3.\text{s}^{-1}$ en moyenne), empêche ainsi la reformation du banc sur sa rive gauche (par rapport au sens de l'écoulement).

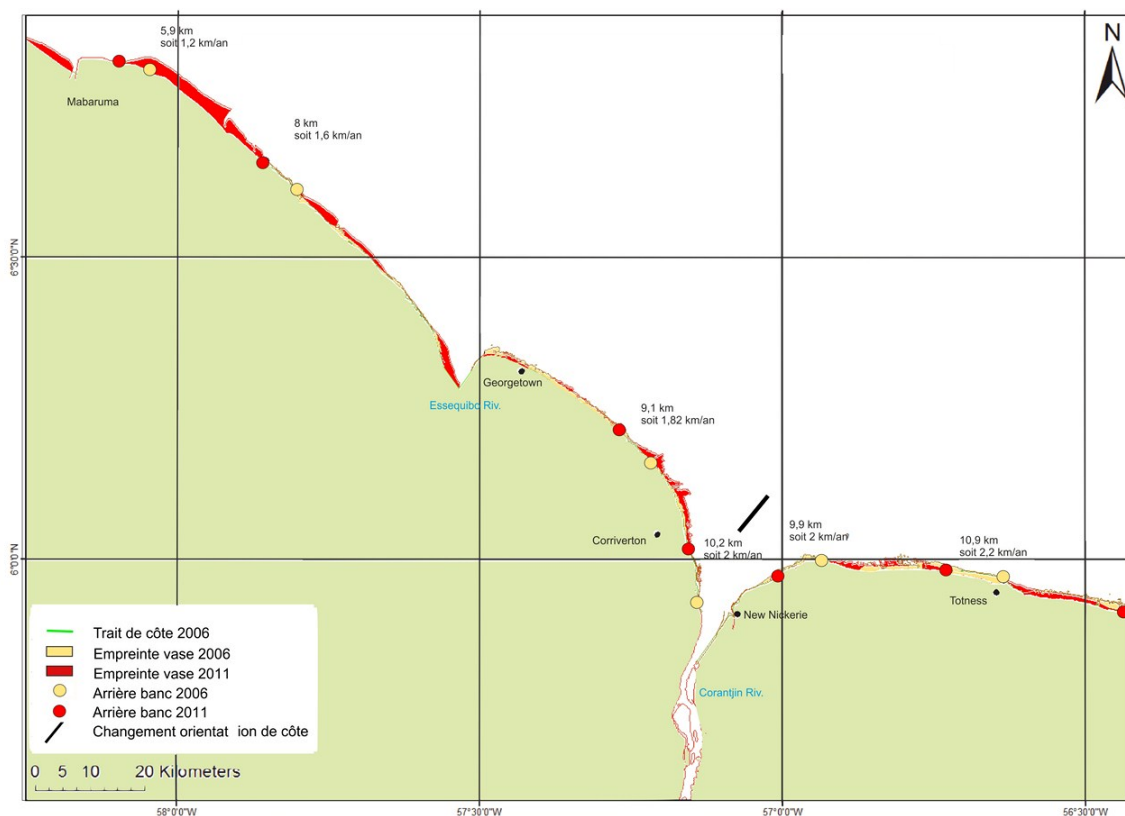


Figure 3.18 : Vitesse de migration des bancs de vase au Guyana et dans la partie Ouest du Surinam. Les vitesses de migration ont été calculées à partir de l'écart entre les positions de l'arrière banc en 2006 (rond beige) et en 2011 (rond rouge).

Au Guyana six bancs de vase sont présents. Ils ont une vitesse de migration légèrement plus faible avec une moyenne de $2,1 \text{ km.an}^{-1}$. L'angle entre les houles incidentes et la côte est beaucoup plus grand, ce qui pourrait les ralentir légèrement. Les bancs ralentissent au fur et à mesure de leur migration vers le Venezuela, la fin du système des bancs de vase.

La côte des Guyanes présente deux changements majeurs d'orientation de côtes, l'un au niveau de Sinnamary en Guyane française et l'autre à la frontière entre le Guyana et le Surinam (figure 3.16 et 3.18). Ces changements modifient l'angle d'incidence des houles, ce qui provoque à un étirement

des bancs lorsque l'angle augmente. La dérive littorale devrait ainsi être accrue mais cette tendance à l'augmentation de la vitesse des bancs sur ce secteur est peu visible (figure 3.19).

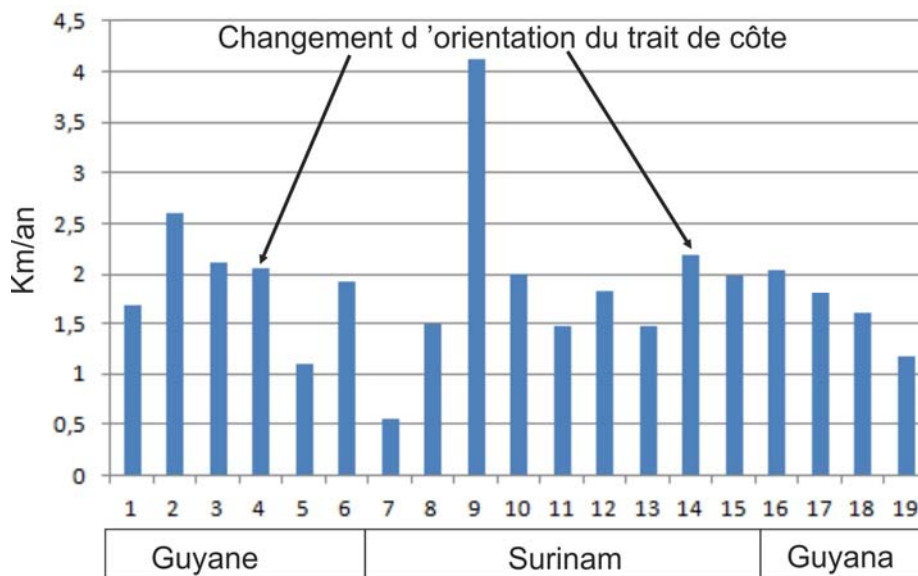


Figure 3.19 : Evolution de la vitesse de migration des bancs (2006-2011) le long de la côte des Guyanes.

En moyenne, la vitesse de migrations des bancs le long de la côte des Guyanes est relativement similaire, mis à part quelques exceptions qui pourraient provenir d'une influence fluviatile. Beaucoup de facteurs sont à prendre en compte dans les variations de vitesse de migration des bancs de vase, comme la présence de hauts-fonds rocheux, de fleuves, d'une morphologie côtière concave ou convexe ou encore de forçages hydro-climatiques (Eisma et *al.*, 1991 ; Lakhan et Pepper, 1997 ; Gardel et Gratiot, 2005 ; Nikiema et *al.*, 2007 ; Bourret et *al.*, 2008 ; Gardel et *al.*, 2011).

Même si elles sont variables spatialement, ces vitesses de migration semblent néanmoins plus rapides que celles calculées par Froidefond et *al.* (1988) en Guyane française ($0,9 \text{ km.an}^{-1}$) et celles par Augustinus (1986, 2004) pour le Surinam ($1,53 \text{ km.an}^{-1}$) et le Guyana ($1,1 \text{ km.an}^{-1}$). L'accélération de la migration des bancs de vase est du même ordre que celle calculée par Gardel et Gratiot (2005). Elle a été mise en relation avec l'intensification des houles (Gratiot et *al.*, 2007)

3.2. Détection et suivi de la migration de la zone subtidale

La détection de MES constitue un nouvel outil pour le calcul des vitesses de migration des bancs de vase. Les MES, présentes dans les eaux côtières, sont principalement dues aux migrations par flux advectifs de matériel particulaire en provenance des eaux amazoniennes via le NBC, mais aussi à la présence des bancs de vases migrant le long de la côte. Ces fortes turbidités sont provoquées par la constante remise en suspension des vases fluides subtidales par la houle (Foda et Tzang, 1994 ; Lindenberg et *al.*, 1989 ; De Wit, 1995 ; De Wit et Kranenburg, 1997). Cette remise en suspension massive de particules rattachées à la zone subtidale des bancs est visible à partir d'image MODIS

Aqua. La figure (3.20) met en relation les concentrations en MES des eaux, calculées par satellite (chapitre 2, partie 1), avec la position des panaches turbides associés aux bancs de vase, en août 2003 et septembre 2010.

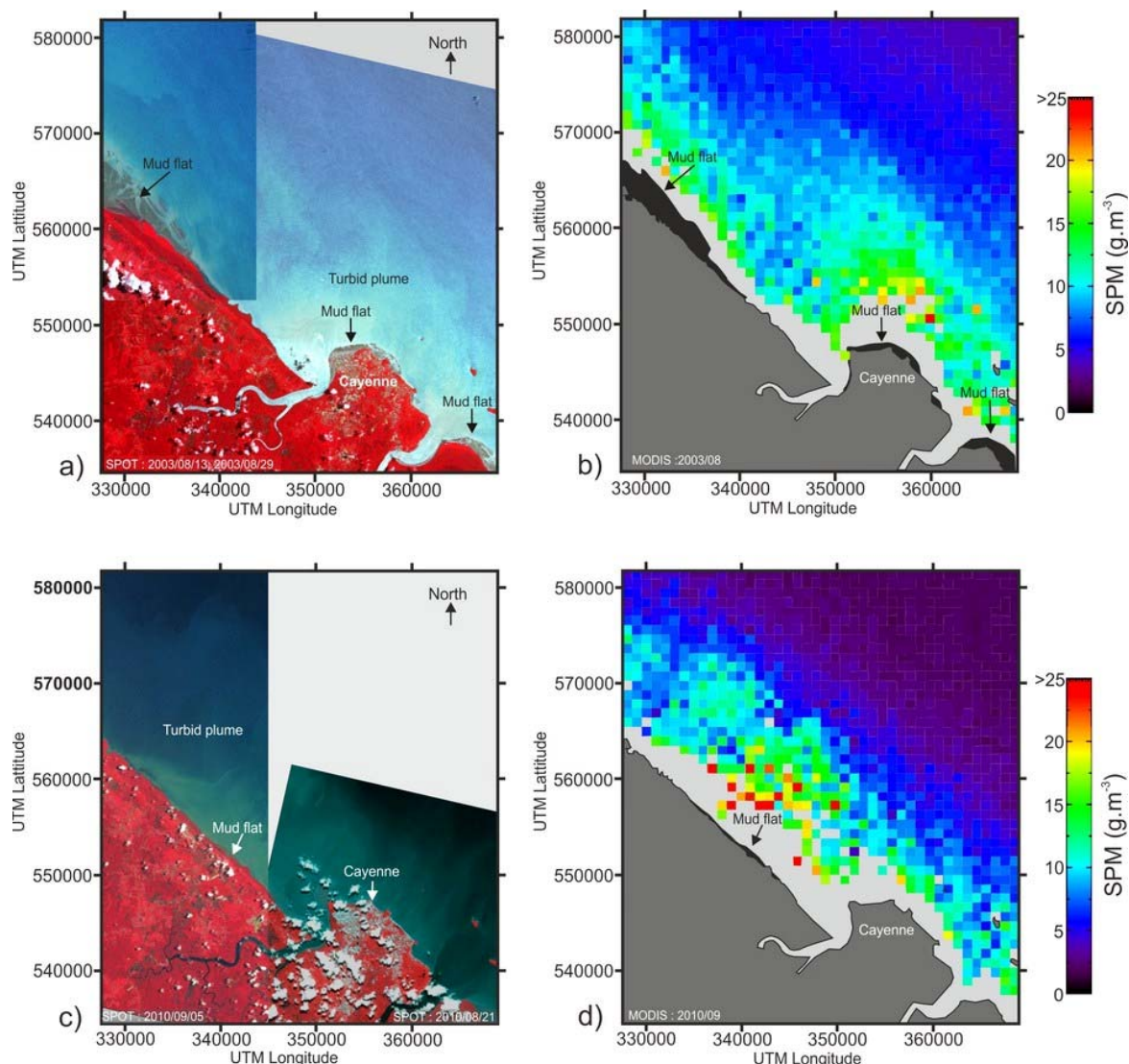


Figure 3.20 : Position des panaches turbides, des bancs de vase (SPOT) et concentration en MES (MODIS Aqua) à proximité de Cayenne en août 2003 a) et b) et en septembre 2010 c) et d).

Les plus fortes concentrations en MES ($> 15 \text{ g.m}^{-3}$, figure 3.20) sont reliées directement à la présence des bancs (Gibbs 1974 ; Pauc, 1975). L'apport sédimentaire des fleuves est généralement considéré comme négligeable (Cailleux, 1959 ; Eisma et Mareil, 1971), leur panache est classiquement moins chargé en MES que les eaux côtières issues de l'Amazonie. En règle générale, la turbidité des eaux suit un gradient décroissant entre l'Amazonie et les Antilles (Pauc, 1975), et entre la côte et l'océan ouvert (Gibbs, 1974).

Dans les eaux côtières turbides, le satellite capte uniquement les MES sur quelques centimètres de profondeur. Il faut donc prendre avec précaution les mesures acquises instantanément car elles

peuvent changer entre le flot, le jusant, en fonction des vents dominants ou en fonction de la puissance des saisons des pluies. Lors de saison des pluies particulièrement fortes, en période El Niña par exemple (Gaucherel et al., 2004), le débit des fleuves en crues peuvent repousser les eaux amazoniennes fortement chargées en MES, légèrement vers le large, hors de la zone de migration des bancs de vase (Castaing et Pujos, 1976 ; Jouanneau et Pujos, 1987, 1988). Le fait de travailler avec des moyennes mensuelles, permet de réduire ces biais mais tend aussi à sous-estimer les valeurs de MES mesurées. Les moyennes, ajoutées à la faible résolution spatiale de MODIS Aqua et à l'absence de valeurs à moins de 3 km des côtes, sous estiment les concentrations en MES, notamment par rapports à celles calculées par Pujos et Froidefond (1995) et Froidefond et al. (2004).

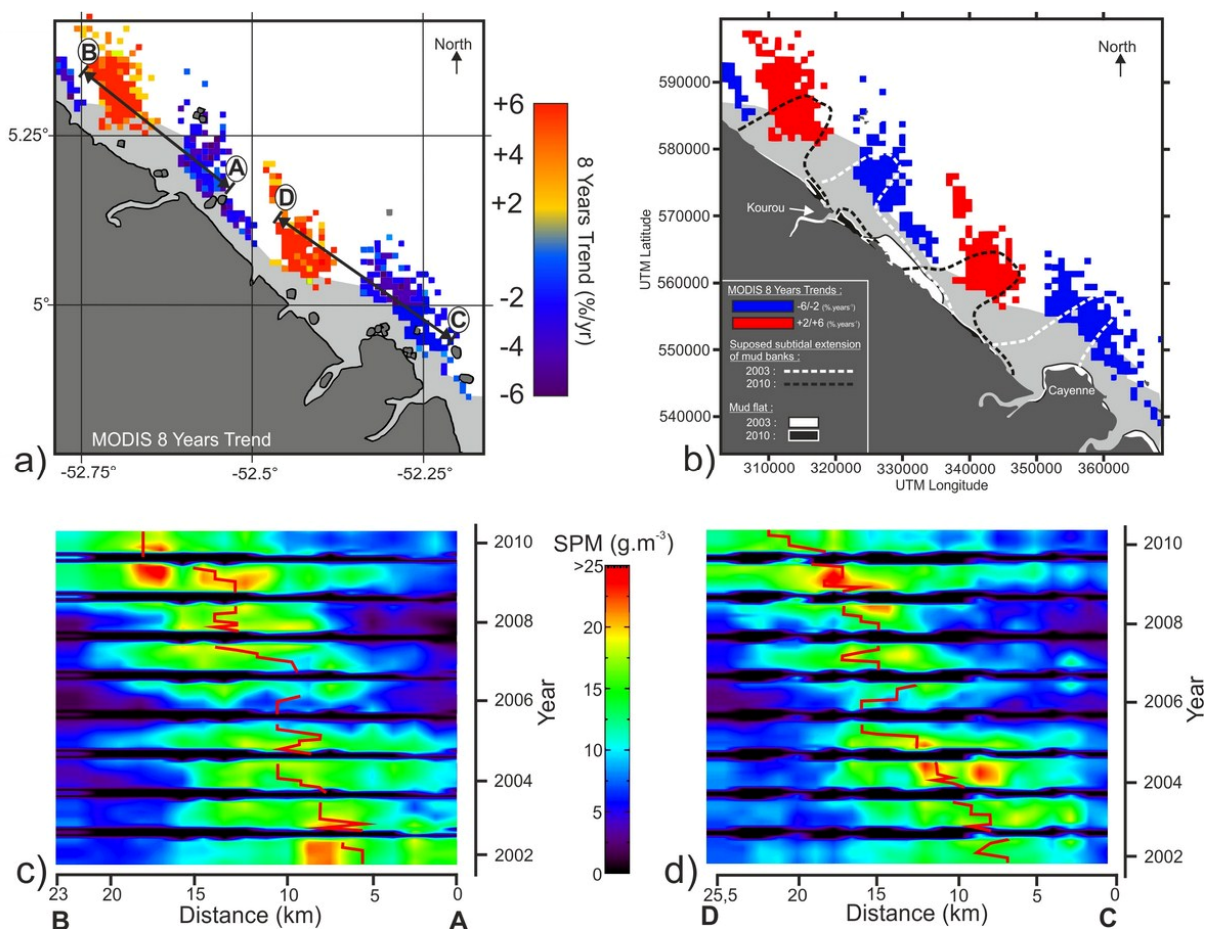


Figure 3.21 : a) Tendence à 8 ans des concentrations en MES, à partir des capteurs MODIS Aqua, comparée avec les positions des bancs de vase en 2003 et 2010 (b) ; Variation des concentrations en MES sur le profil A-B (c) et C-D (d). La ligne rouge représente le barycentre de ces valeurs.

En analysant les concentrations en MES des eaux côtières sur 8 ans, deux tendances inverses ressortent (figure 3.21). Au large de Cayenne et de Kourou, les concentrations en MES tendent à diminuer fortement depuis 2002, alors que quelques kilomètres plus au Nord-Ouest de ces zones, les eaux deviennent de plus en plus turbides (figure 3.21, (a)). Les zones à tendance négative (diminution de la turbidité) correspondent donc aux maxima de turbidité en 2002, soit l'emplacement des zones subtidales des bancs de vase pour cette année. Les tendances positives (augmentation de la

turbidité) indiquent de la même façon l'emplacement des zones subtidales pour l'année 2011 (figure 3.21, (b)). A partir de ces constatations, il devient possible d'estimer des vitesses de migration de la partie subtidale des bancs avec un suivi régulier des MES, dans les eaux côtières. L'évolution du maximum de turbidité, le long de profils parallèles à la côte (figure 3.21, c et d), permet de visualiser le déplacement de cette partie du banc. Le suivi du barycentre des maxima de turbidité, donne une meilleure lisibilité des résultats. Entre 2002 et 2010, pour les bancs de Cayenne et de Kourou, les barycentres sur ces deux profils ont migré d'1,6 à 2 km.an⁻¹ en moyenne (figure 3.21, (c) et (d) et Vantrepotte et *al.*, 2011). Ces vitesses sont dans l'ordre de grandeur de celles calculées par Gardel et Gratiot (2005) ainsi que celles calculées dans cette étude à partir de la migration des zones intertidales vaseuses.

Partie 4. Synthèse

La côte des Guyanes est sous influence hydrométéorologique de l'Atlantique tropical et central. Les vents, tout comme la houle, sont très fortement marqués par la saisonnalité, notamment dans la zone proche de la côte des Guyanes. Cette saisonnalité marque le balancement de la ZCIT et la forte agitation océanique provenant de l'Atlantique central et Nord, entre les mois d'Octobre et de Mars. Le passage de cyclones au large de la côte des Guyanes provoquent de fortes houles, qui peuvent atteindre une hauteur significative de l'ordre de 7 m. Cependant, elles sont rapidement amorties et leur hauteur diminue jusqu'à 1 ou 2 m à la côte, ce qui correspond aux houles côtières saisonnières.

A l'approche des côtes, les houles entrent rapidement en interaction avec les bancs de vase. Elles constituent le moteur de la migration de ces bancs, en transportant les sédiments à la côte lors de leur atténuation sur les fonds vaseux (figure 3.22). En pénétrant au-dessus de la partie subtidale des bancs de vase, elles rentrent en interactions fortes avec cette partie molle du banc et sont amorties brutalement selon une bathymétrie de 3 à 5 m. L'amortissement au sein de la partie subtidale des bancs n'est pas homogène spatialement le long de la côte, ce qui semble indiquer des différences de bathymétrie ou de concentration du sédiment au sein même de cette zone. A l'avant du banc, la houle, en plus d'être atténuée, est diffractée par la vase subtidale. Elle peut même être réorientée, en sens inverse de la dérive littorale classique, lorsqu'elle déferle à la côte à l'avant des bancs (figure 3.22). Le transport vers la côte s'effectue principalement sous l'action des houles, pour une bathymétrie supérieure à 5 m, alors que celui parallèle à la côte est effectué, au jusant, vers le Nord-Nord-Ouest, par des courants de l'ordre de 0,5 m.s⁻¹ (figure 3.22). Le transport transversal, comme longitudinal, est très difficilement quantifiable du fait des nombreuses interactions entre la vase, la houle et les courants.

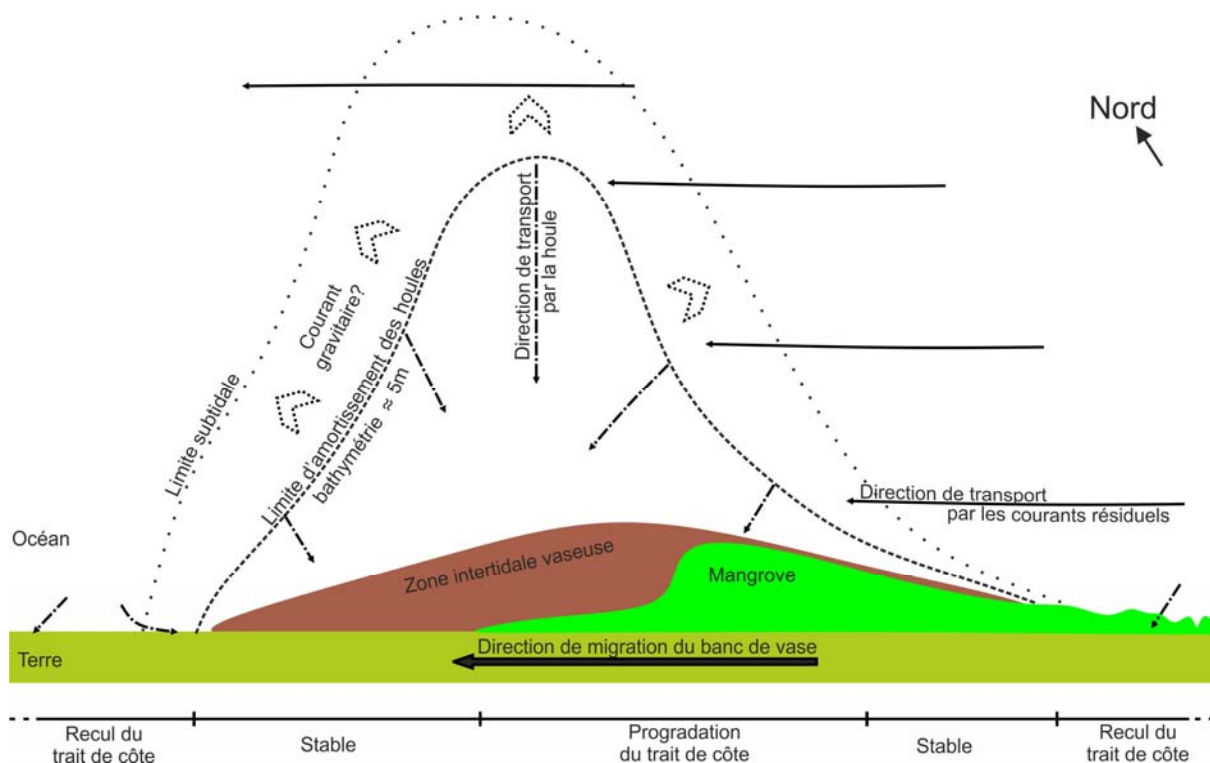


Figure 3.22 : Schéma des directions principales de transport sédimentaire par la houle et la marée, par rapport à la position du banc.

La migration des bancs de vase le long du littoral a d'importantes répercussions morphologiques. La Guyane française peut être divisée en trois grands secteurs. Le premier, forme le début du système des bancs. Il est constitué de caps vaseux en progradation lente mais constante. Même s'il n'y a pas encore eu d'études à leur sujet, les fleuves entre les caps semblent jouer un rôle dans l'individualisation des bancs de vase. Le deuxième débute au niveau de Kaw. Les bancs de vase sont des entités sédimentaires individuelles qui migrent sous forme « ramassée », ce qui permet une large extension de leur vasière et une forte colonisation de celles-ci par la mangrove côtière. Ce secteur est marqué par d'importantes variations du trait de côte provoquées par la migration des bancs. La région de Sinnamary est caractéristique d'un changement d'orientation de côte, elle est de fait en accrétion depuis 1990. La dernière région s'étire entre Iracoubo et le Surinam. Elle est caractérisée par une érosion constante depuis 1950 due, principalement, à l'étranglement des bancs à cause du changement d'angle entre la côte et les houles au niveau de Sinnamary). Les bancs sont aussi relativement petits, ce qui semble être en lien avec l'accrétion constante dans la zone de Sinnamary. Dans chaque secteur, la migration des bancs a aussi des influences à plus petite échelle spatiale. Elle interagit notamment fortement avec les fleuves. En fonction de leur comportement vis-à-vis des bancs de vase, ces derniers peuvent être classés en trois catégories : les majeurs, ceux bordés par des pointes rocheuses et les libres. Les fleuves libres ont un lit mobile, leur débit n'est pas suffisant pour repousser la vase plus au large. Au fur et à mesure de la migration des bancs, leur embouchure est déviée dans la direction de la dérive littorale (Nord-Ouest)

formant une pointe vaseuse qui, par la suite, est colonisée par la mangrove. La position de leur embouchure peut se déplacer de plusieurs kilomètres, principalement lors de phases érosives créant une brèche dans la pointe de mangrove.

La vitesse moyenne de migration des bancs le long de la côte des Guyanes est d'environ 2 km.an^{-1} . Cependant, elle n'est pas constante le long de la côte des Guyanes et oscille entre $0,5$ et 4 km.an^{-1} pour la période 2006-2011. Ces variations sont engendrées par de multiples paramètres comme l'orientation de la côte, la présence de haut-fonds rocheux, la morphologie de la côte et les variations des forçages hydrométéorologiques. Néanmoins, il semble que leur vitesse de migration soit légèrement supérieure par rapport à celle calculée avant les années 90. Les deux méthodes de calcul de vitesse de déplacement des bancs qui ont été employées dans cette étude (position de la vasière intertidale et détection des MES liées à la partie subtidale) confirment cette accélération.

- Chapitre 4 -

Le banc de vase de l'accrétion à l'érosion

Partie 1. La vasière p.72

Partie 2. La mangrove côtière : Exemple de la colonisation des vasières de Macouria et Kourou-SE p.91

Partie 3. Synthèse p.101



Introduction

Les bancs de vase sont des entités sédimentaires qui évoluent morphologiquement au cours de leur migration vers l'Orénoque, ce qui engendre des modifications importantes du trait de côte mais aussi des fonds côtiers. Ils peuvent être décomposés en deux grandes zones : celle intertidale et celle subtidale, chacune ayant une morphologie et une dynamique sédimentaire bien spécifique.

Nous avons étudié précédemment les impacts de cette migration sur le trait de côte et les mangroves côtières. Au cours de ce chapitre, nous analyserons les caractéristiques morphologiques des deux grandes parties des bancs de vase ainsi que leurs évolutions au cours du temps, dans le but d'améliorer la compréhension du processus de migration et des interactions propres aux différentes parties du banc de vase. Les différentes étapes de peuplements des zones intertidales seront aussi étudiées et notamment leur lien avec les courants, avec pour finalité de prévoir l'expansion de la mangrove côtière sur les vasières. L'étude est ici axée sur le banc de vase situé à proximité de Kourou qui est suivi depuis presque 10 ans. Les techniques utilisées à cette fin reposent surtout sur l'imagerie satellitaire (Landsat 5 et 7 ainsi que SPOT 5) couplée à des relevés sismiques.

Partie 1. La vasière

1.1. La zone subtidale

La partie subtidale des bancs de vase est très peu documentée alors qu'elle en constitue indéniablement la plus grande superficie (> 80 %) et semble avoir un rôle primordial dans la mise en place des parties intertidales et l'évolution des processus hydro-sédimentaires du banc. Il y a une réelle attente concernant une meilleure caractérisation de cette partie immergée des bancs de vase en Guyane française. Elle pose de nombreux problèmes au trafic maritime mais ses dimensions, comme les processus morphodynamiques qui s'y opèrent, sont quasi inconnus. Ce manque de connaissance est en partie dû à la difficulté d'étudier cette zone. L'utilisation de l'imagerie satellitaire passive ne s'avère aucune utilité car les eaux qui recouvrent le banc sont très chargées en MES (jusqu'à 450 mg.l⁻¹ d'après Froidefond et *al.*, 2004) rendant impossible l'obtention d'une information bathymétrique. D'autre part, cette forte charge sédimentaire entraîne la saturation de nombreux appareils de mesure (OBS, ALTUS). La vase elle-même, pose aussi un problème puisqu'elle constitue un support instable pour les appareils. L'utilisation de sismique très haute résolution, permet de s'affranchir d'un grand nombre de ces contraintes liées à cette partie des bancs. Deux campagnes en mer ont été effectuées afin de réaliser des relevés bathymétriques et des mesures de teneur en eau du sédiment, le 15/04/2003 (Kourou) et le 26/10/2011 (Mahury-Kaw). Une troisième mission a été

réalisée le 16/10/2010 (Kourou) en couplant la bathymétrie et la teneur en eau avec des relevés sismiques.

Dans un premier temps, nous caractériserons la morphologie de la partie subtidale des bancs en étudiant des profils sismiques et en analysant les variations de teneur en eau des sédiments à sa surface. Ensuite, nous aborderons ses dimensions.

1.1.1. Faciès acoustique type

Le faciès correspondant à un signal acoustique type de la zone subtidale des bancs de vase en Guyane française est composé de deux faciès de dépôts vaseux, délimités par deux réflecteurs majeurs (figure 4.1).

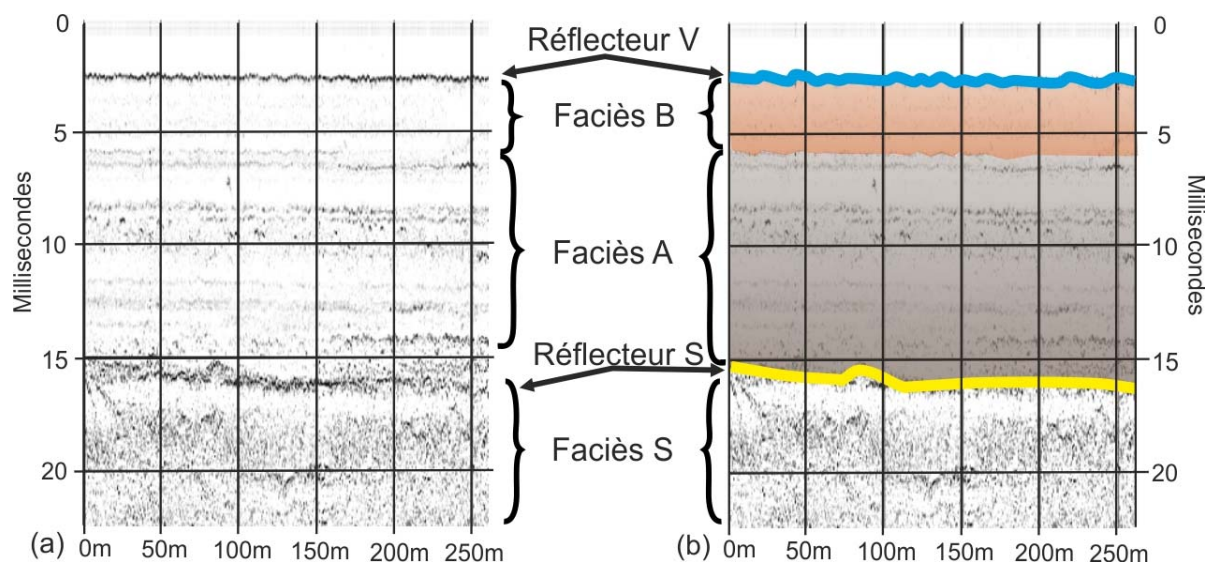


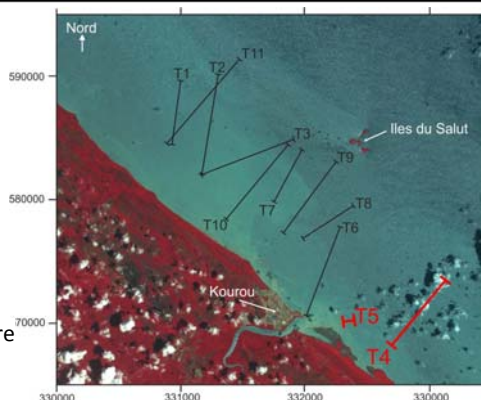
Figure 4.1: Profils sismiques bruts (a) et interprétés (b), illustrant les faciès et les réflecteurs sismiques types présents en zone subtidale le long des côtes Guyanaises.

Dans cette partie des bancs, les réflecteurs sont généralement peu bruités à la côte car les houles sont fortement amorties. Vers le large ou en interbanc, le signal peut être fortement perturbé par une ondulation des réflecteurs qui rend difficile la distinction entre les faciès A et B vers le large. Le premier réflecteur majeur est le fond marin. Il marque la limite eau/vase (figure 4.1, réflecteur V). Le réflecteur V, en zone de banc, marque le début du faciès B et, en interbanc, le faciès A.

Le faciès B correspond à une couche acoustiquement transparente. Il ne comprend pas de réflecteurs intenses dans sa partie interne. Il a été décrit lors de différentes campagnes en mer, entre l'embouchure de l'Amazone et l'Amapa, en 1979 et 1983 par Alexander et *al.*, (1986) mais aussi par Nittrouer et *al.* (1991) et Allison et *al.* (2000). Il correspondrait à une accumulation de sédiments vaseux récents datant de 100 à 200 ans pour Alexander et *al.*, (1986). Dans cette zone d'étude, il pourrait s'agir de la vase subtidale actuelle migrant sous l'effet des forçages océaniques. Ce faciès

transparent, épais d'environ 5 millisecondes (ms) à la côte, soit 4 m, se biseaute progressivement pour passer à moins d'1 ms (< 1 m) vers le large. Il se situe toujours au-dessus du faciès A pour tous les profils sauf T4 et T5 (figure 4.2).

Figure 4.2 : Miniature modifiée de la figure 2.7.



Le faciès A se compose d'une succession de réflecteurs subparallèles bien marqués comme l'ont décrit Alexander et *al.*, (1986) et Allison et *al.* (2000) (figure 4.1). Chaque réflecteur, marqué et continu à l'intérieur de ce faciès, représente des surfaces d'érosion (Alexander et *al.*, 1986). Les couches, comprises entre deux surfaces d'érosion sont acoustiquement transparentes, ce qui rappelle le faciès B. Ces couches correspondent à des reliques d'anciens bancs de vase qui n'ont pas été totalement érodés. En interbanc, ce faciès forme le fond marin et se compose de vase fortement consolidée (concentration > 650 g/l). Ce faciès suit une très faible inclinaison et son épaisseur d'environ 10 ms reste constante pour la zone de relevés sismiques. Néanmoins, ce faciès semble aussi se biseauter plus au large (Alexander et *al.*, 1986 ; Allison et *al.* 2000) sur le faciès S. Le faciès A repose toujours sur le faciès S et constitue le premier faciès rencontré pour les profils T4 et T5 (figure 4.2).

Le sommet du faciès S est marqué par un réflecteur bruité et épais (figure 4.1, réflecteur S). Sa réponse acoustique est complètement bruitée car il est constitué de matériel grossier probablement sableux ou sablo-vaseux (Alexander et *al.*, 1986 ; mesure en estuaire de Seine en avril 2010), tout le signal acoustique est renvoyé. Le FS-SB 4-24 n'envoie pas une pulsation acoustique assez puissante pour pouvoir pénétrer profondément dans les sédiments grossiers faisant du faciès S le dernier observable. Ce faciès correspondrait à des terrains sableux datant du Pléistocène, mis en place pendant la remontée du niveau marin (transgression flandrienne 16000 ans BP) et à la mise en place du système de migration des bancs de vase actuels (Rine et Ginsburg, 1985, Bouysse et *al.*, 1977, Figueiredo et Nittrouer, 1995).

1.1.2. Structures remarquables

1.1.2.1. La vase fluide

Certaines zones sont caractérisées par un doublement du réflecteur V. Cette couche a une épaisseur inférieure à 1 ms et n'est pas continue. Ce faciès est souvent identifié pour des profondeurs supérieures à 6 m. Elle serait associée à une couche de vase fluide (figure 4.3, a). Ces

suspensions denses (100 g.l^{-1}) forment des dépôts mobiles en profondeur et ramenées vers la côte lors d'épisodes de forte agitation océanique (Traykovski et al., 2000).

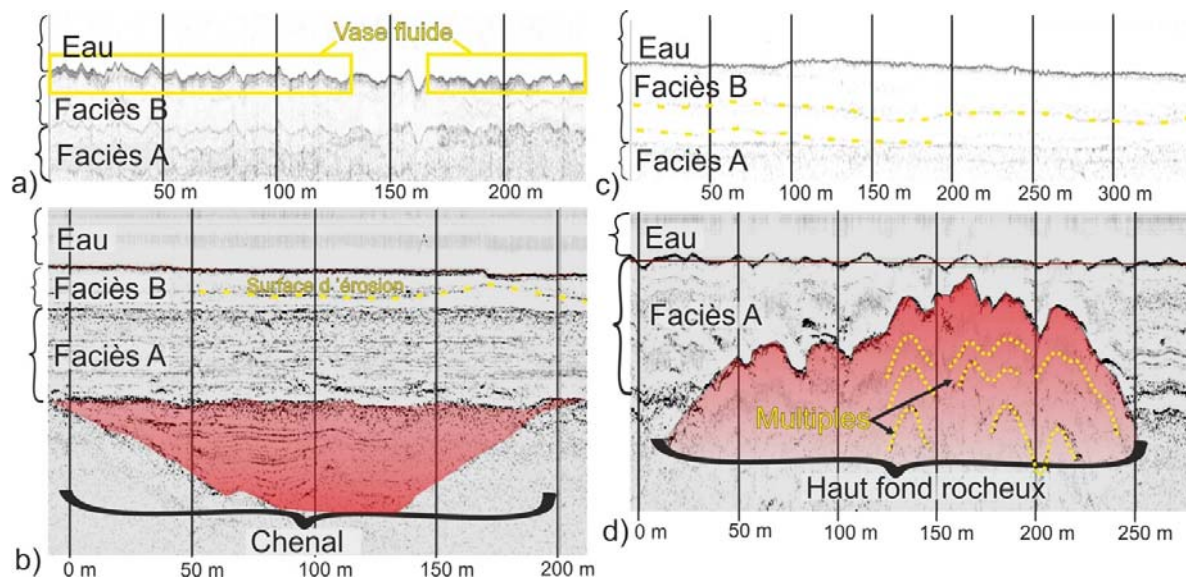


Figure 4.3 : Extrats de profils sismiques représentant les faciès types de la vase fluide (a), d'un chenal (b), de surfaces d'érosion (c) et d'un haut fond rocheux (d).

1.1.2.2. Les chenaux

Ils ont une signature acoustique caractéristique, composée d'un fort réflecteur en forme de « V » (incision du substrat), délimitant un espace avec de nombreux réflecteurs subhorizontaux, correspondant à un remplissage par des sédiments fins. Des chenaux analogues ont été observés et décrits par sismique haute résolution dans le New Jersey par Nordfjord et al., (2005) et sur le bassin sédimentaire de l'Amazone par Milliman et al., (1975), Milliman, (1979), Figueiredo et Nittrouer (1995) ainsi que Nittrouer et al., (1996). Vers Kourou, ils ont été identifiés en dessous de 15 ms. Leur largeur est variable et peut être supérieure à 200 m pour une profondeur maximale de 5 ms. Ils sont remplis par des dépôts sédimentaires ayant la même signature acoustique que le faciès A. Ces chenaux ont donc dû se former avant le système des bancs de vase actuels (avant 18 000 ans BP), en condition de bas niveau marin (figure 4.3, b et Bouysse et al., 1977) puis se combler lors du passage des sédiments vaseux pendant la remise en place de la migration des bancs (Milliman et al., 1975, Milliman, 1979). Il est probable que ces chenaux visibles sur les profils sismiques correspondent à l'ancien lit du fleuve Kourou (figure 4.4).

1.1.2.3. Surfaces d'érosion

Dans le faciès B, des réflecteurs plus ou moins continus sont parfois visibles. Ils délimitent une surface d'érosion ou de consolidation (Alexander et al., 1986) au sein même de la partie subtidale du banc de vase. Cette surface est susceptible d'être recouverte par un dépôt de vase molle. Ils ont la

forme d'une lentille et peuvent faire plusieurs kilomètres de long (figure 4.3, c). Ces surfaces donnent un indice sur la formation et les étapes de la migration de la vase subtidale qui se feraient par amas successifs de dépôts vaseux, pouvant aller jusqu'à 1 m d'épaisseur par endroits. Ces suites de dépôts pourraient correspondre aux périodes de fortes houles entre janvier et avril. Pendant cette période, Allison et Lee (2004) ont ainsi mis en évidence des phases importantes d'érosion à l'arrière du banc et de dépôts de vase fluide à l'avant du banc.

1.1.2.4. Les hauts-fonds rocheux

Ils renvoient tous le signal acoustique et sont identifiables par un seul et unique réflecteur très contrasté. Ils sont de forme très irrégulière et de nombreux multiples sont visibles (figure 4.3, d). Les multiples sont des échos formés par les rebonds effectués par l'onde envoyée entre le fond dur et la surface de l'eau. Ils donnent un signal acoustique de même forme mais avec un temps de réception de plus en plus long et des angles de plus en plus fermés. Les hauts fonds rocheux ont tendance à atténuer (proportionnellement) le signal renvoyé par les réflecteurs présents au-dessus d'eux lors de la visualisation du signal global.

1.1.2.5. Les accidents topographiques

La surface de la partie subtidale du banc de vase est lisse mais des variations topographiques « brutales » sont néanmoins visibles sur les profils T1, T2, T3, T7, T10 et T11 (figure 4.4 et 4.5). Ces accidents topographiques se présentent généralement sous la forme de « marches » de 50 à 80 cm de hauteur sur environ 2 m de longueur mais aussi de « bosses » (profil T2, point H) ou de « cuvette » (profil T2, point F). Le signal acoustique est déformé par la houle légèrement plus aux larges de ces structures qui marquent la limite d'amortissement des houles visible sur l'image satellite SPOT, acquise pendant les relevés sismiques. Tous les profils présentent deux « marches » bien marquées, excepté sur T1 pour lequel il y a un manque dans les données et sur T7 dont la qualité du signal est mauvaise donc peu lisible (figure 4.4). Chacun de ces accidents pourrait correspondre à la zone d'amortissement des houles sur la vase fluide, lors des marées basses pour celui le plus au large et lors des marées hautes pour celui le plus proche de la côte.

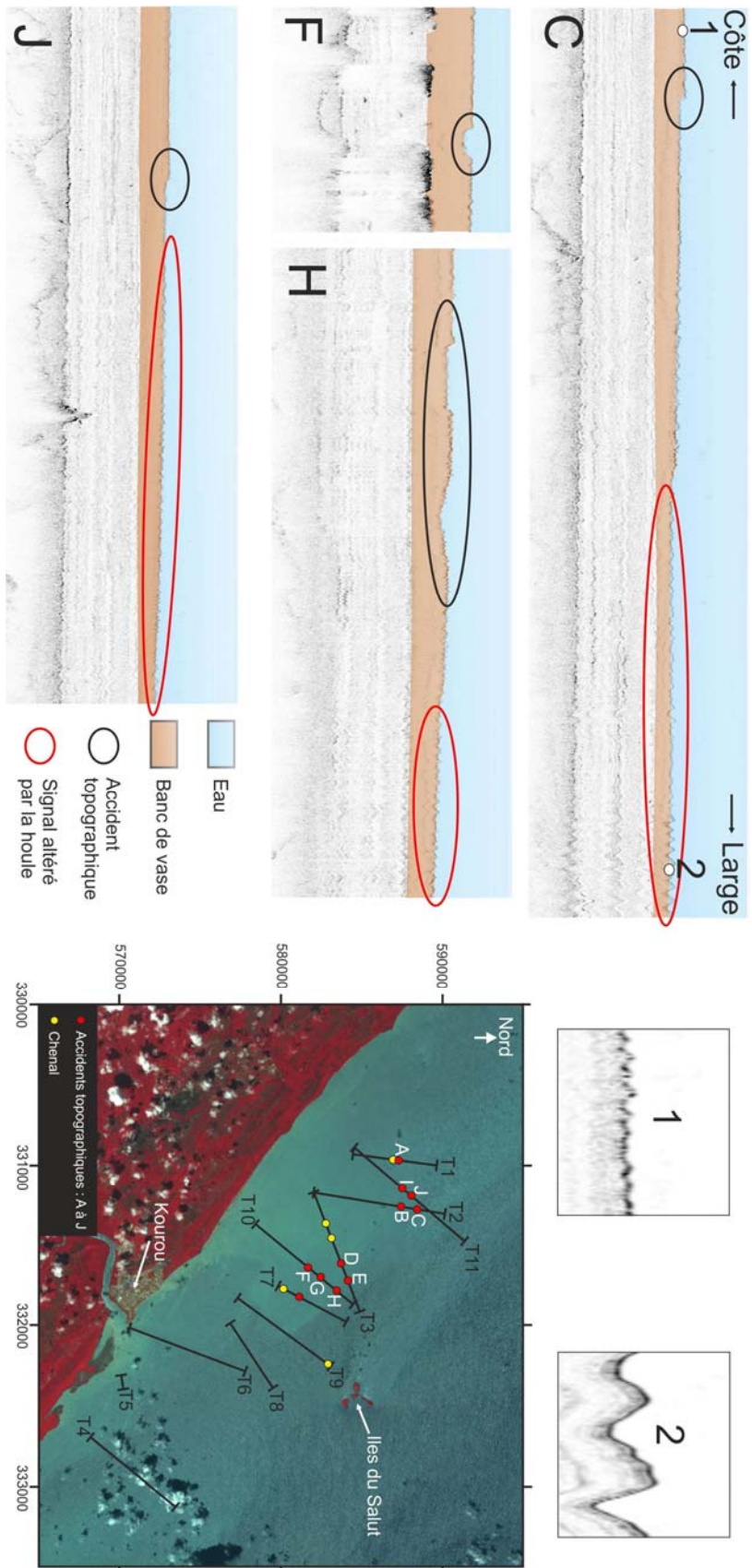
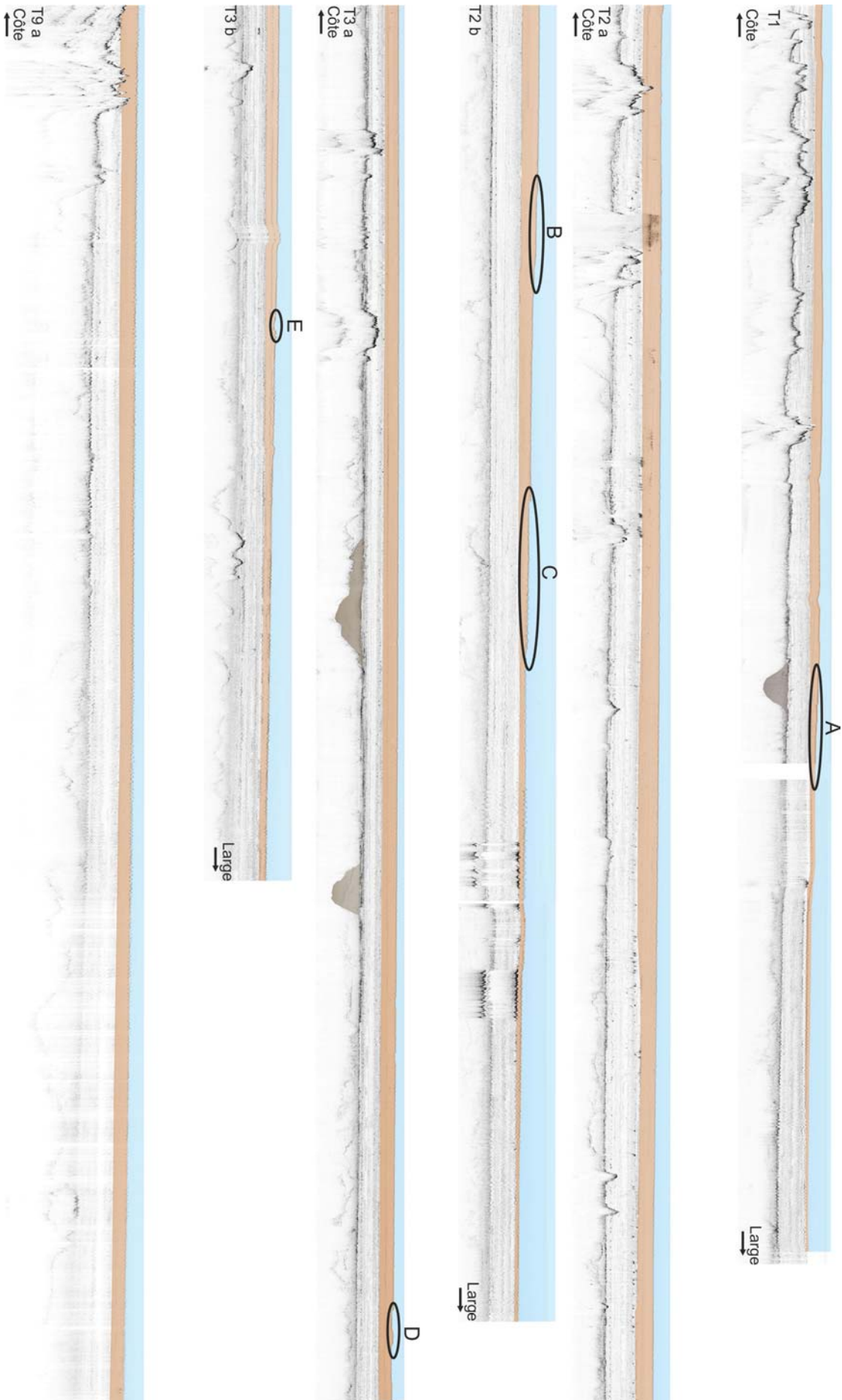


Figure 4.4 : Accidents topographiques de la surface subtidale du banc de vase de Kourou entre le 14/10/2010 et le 18/10/2010. Image satellite SPOTS acquise le 16/10/2010.



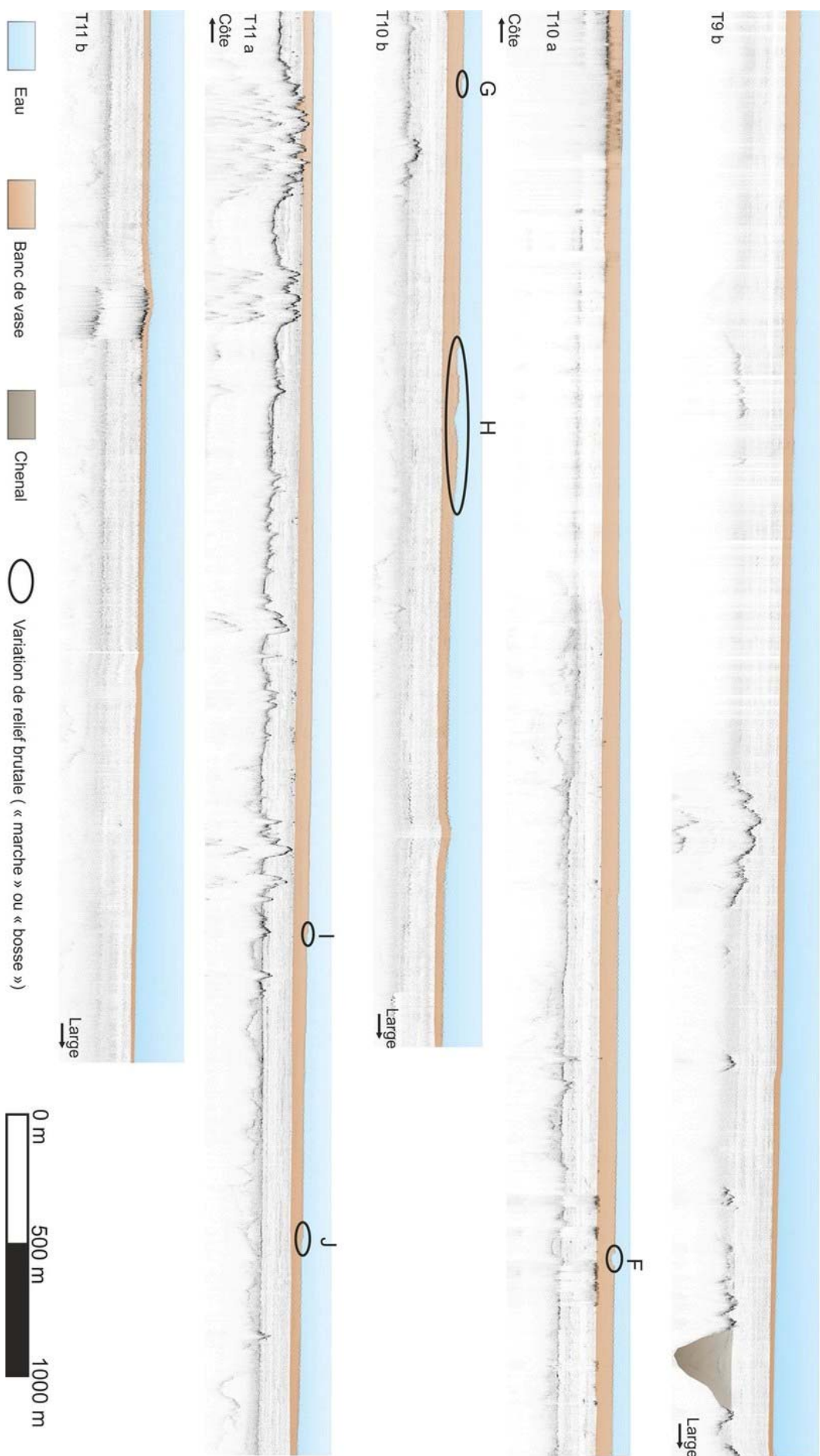


Figure 4.5: Profils sismiques interprétés. Mesure le 16/10/10 au large de Kourou. Certains ont été coupés en deux parties (a et b) pour plus de commodité.

1.1.3. Caractérisation de la concentration des vases subtidales

La surface de la partie subtidale des bancs est constituée de vase molle à fluide. La cartographie des fonds côtiers par l'analyse des teneurs en eau des sédiments est donc un bon indicateur pour quantifier les dimensions et l'évolution temporelle des bancs de vase. Trois campagnes de mesures effectuées entre 2003 et 2011 pour les bancs à proximité de Kourou et Kaw, soulignent d'importantes variations spatiales de concentration des sédiments. La concentration varie entre 334 et 650 g.l^{-1} en zone de banc et entre 650 et 806 g.l^{-1} en interbanc. Des analyses granulométriques ont aussi été réalisées lors des prélèvements en 2010 et 2011. La granulométrie des vases subtidales correspond à celle décrite par Ridé (2007). Elles sont composées d'argiles, au sens granulométrique ($[2 \mu\text{m}]$), de silts fins ($[2-20 \mu\text{m}]$) et de silts grossiers ($[20-50 \mu\text{m}]$). Quelques échantillons contenaient aussi quelques pourcents de sable fins.

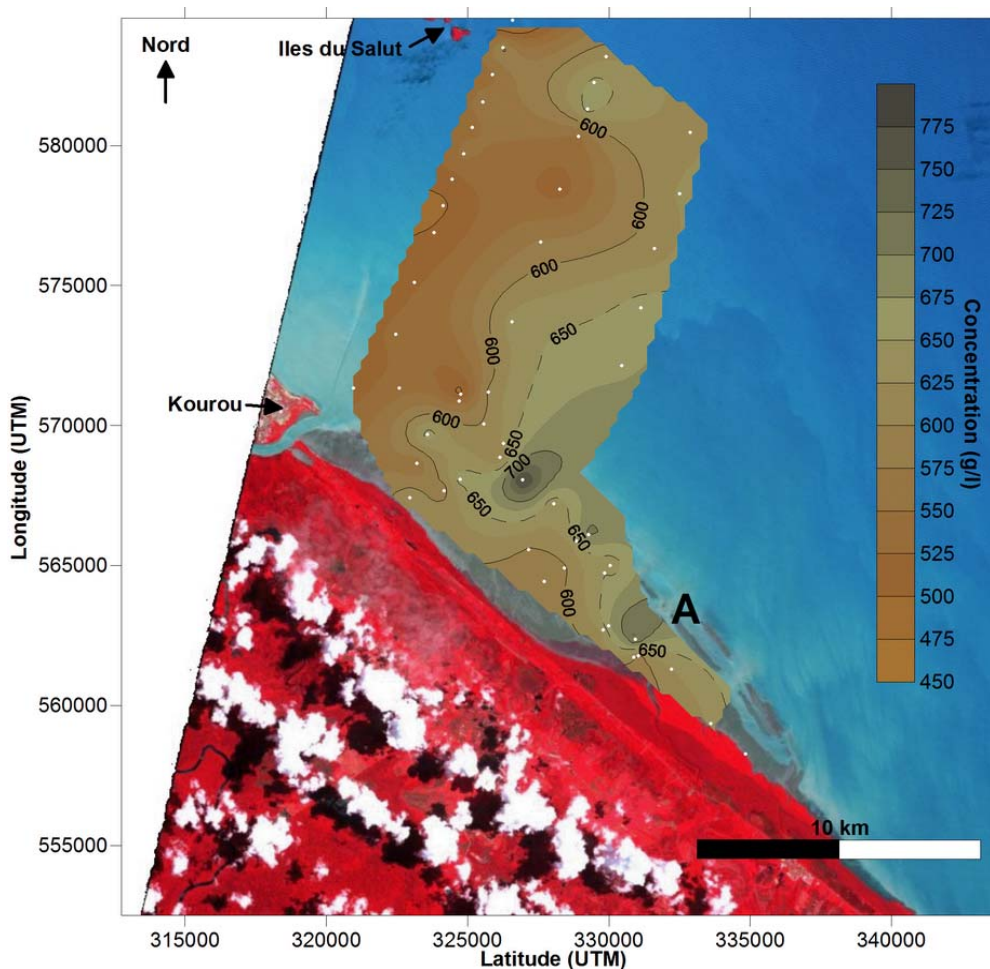


Figure 4.6 : Concentration des sédiments de surface pour le banc de Kourou le 15/04/2003 (Gardel et Gratiot, 2004). Les points blancs correspondent à la position des prélèvements des sédiments de surface. Extrait d'une image satellite SPOT 5.

La vase molle ($< 650 \text{g.l}^{-1}$) formant la partie subtidale du banc de vase de Kourou en 2003 est présente légèrement au Sud-Est de l'embouchure du Kourou. Le cœur de la partie subtidale, constituée de la vase la plus molle, s'étend le long d'un axe perpendiculaire à la côte au niveau de

l'embouchure du fleuve Kourou. Il semble s'étendre jusqu'aux Iles du Salut, à environ 15 km au large. La limite entre l'interbanc ($> 650 \text{ g.l}^{-1}$) et le banc de vase ($< 650 \text{ g.l}^{-1}$), se situe légèrement au Nord-Ouest de la vasière de Macouria (figure 4.6, A). Il faut néanmoins prendre en compte le fait qu'il n'y a pas eu d'échantillonnage au large de cette vasière et que l'interpolation réalisée se base sur des mesures faites en zone intertidale où la vase est émergée régulièrement. Il se peut que des paquets de vase fluide à molle soient présents devant la vasière de Macouria. Le passage du cœur du banc de vase au niveau du Kourou en 2010 est confirmé par Peron *et al.*, (2012).

L'analyse des résultats obtenus en 2010 est à prendre avec précaution car le maillage était très irrégulier (figure 4.7). De plus, le chenal du Kourou est dragué sans répit, remettant ainsi la vase en suspension. Les prélèvements de surface effectués avec une benne de type Van Veen, sont donc à relativiser.

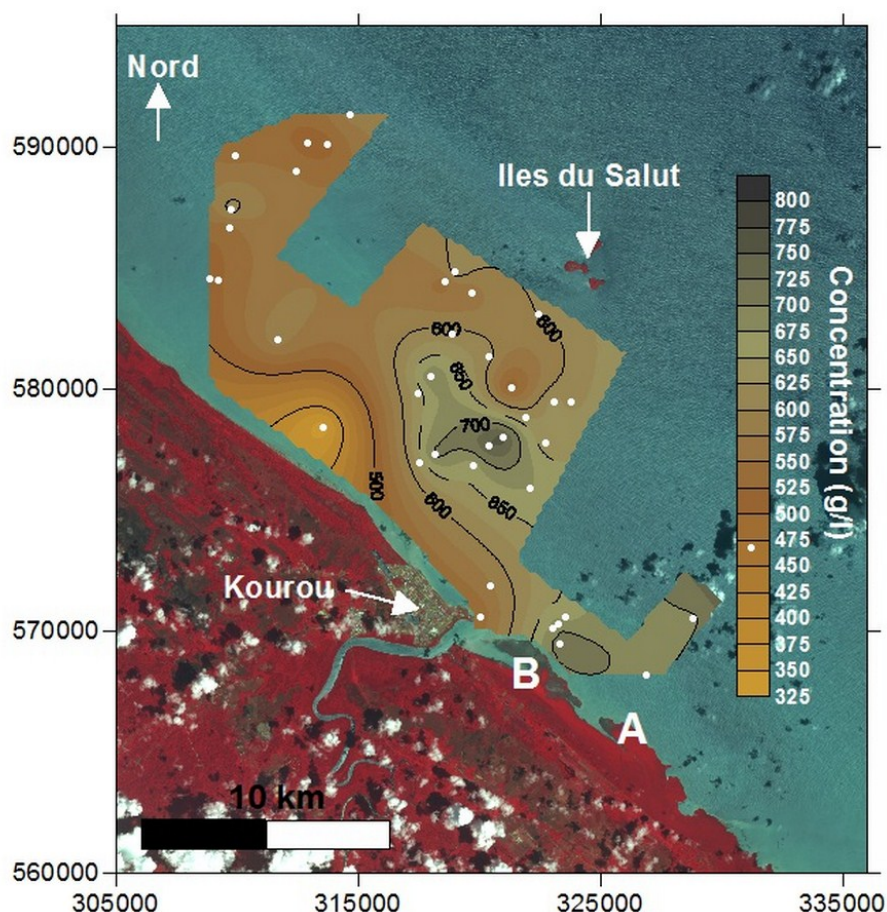


Figure 4.7: Concentration des vases subtidales pour le banc de Kourou le 16/10/2010. Les points blancs correspondent à la position des prélèvements des sédiments de surface. Extrait d'une image satellite SPOT 5.

En 2010, la vase molle présente au niveau du Kourou en 2003 a entièrement migré vers le Nord-Ouest. Le cœur du banc de vase s'étire le long d'un axe d'environ 15 km, toujours perpendiculaire à la côte, mais légèrement à l'Ouest des Iles du Salut. Une partie de cet axe est probablement située dans la zone non interpolée (figure 4.7). Les vases les plus fluides ont été échantillonnées à proximité

de la côte, à une dizaine de kilomètres au Nord-Ouest de l'embouchure du Kourou. La limite subtidale, entre le banc et l'interbanc, suit une diagonale entre l'embouchure du Kourou et les Iles du Salut. Ces îles forment des zones abritées des houles, ce qui pourrait expliquer la présence de vase fluide derrière celles-ci, alors que les vases proches de la côte sont consolidées ($> 650 \text{ g.l}^{-1}$). Les vasières de Kourou-SE et Macouria (figure 4.7, points A et B respectivement) sont en interbanc et soumises à l'érosion. Les profils sismiques T4, T5, T6, T8 et T9 ne présentent pas d'accident topographique à la surface de la partie subtidale du banc de vase (figure 4.4 et 4.5) car la vase est consolidée et donc plus difficilement modelable par la houle.

En 2011, le banc situé au Sud-Est de l'embouchure du fleuve Mahury, s'étend à plus de 15 km au large (figure 4.8), le long d'un axe perpendiculaire à la côte.

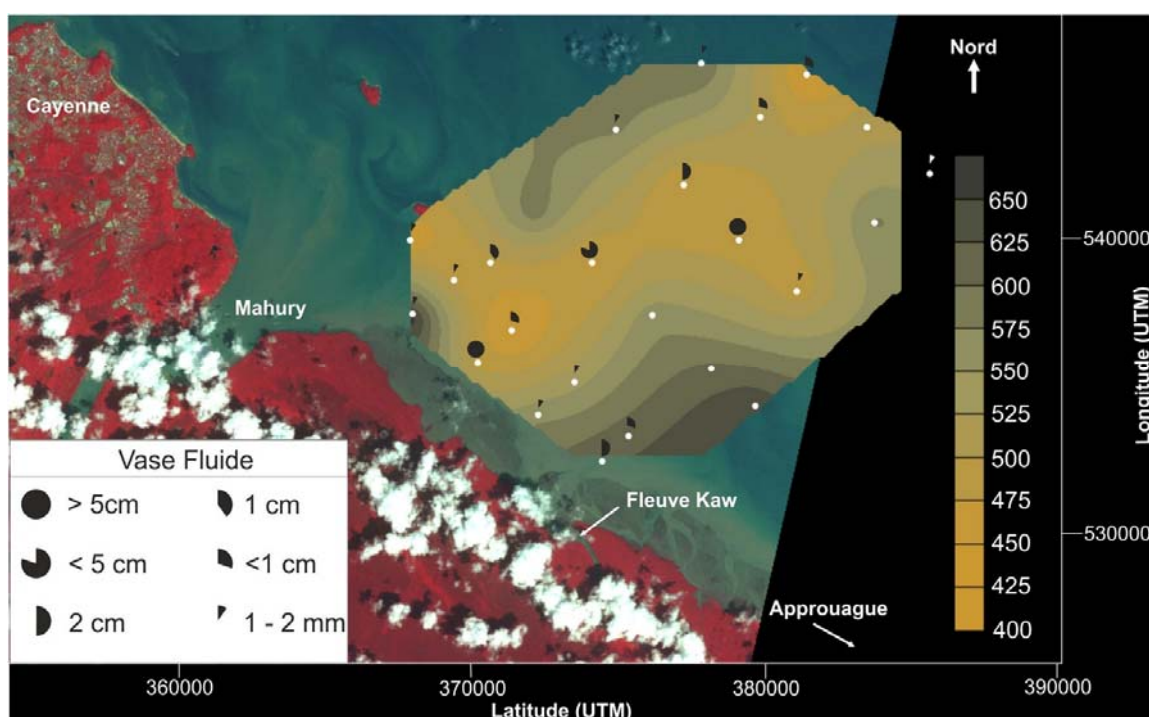


Figure 4.8 : Concentration des vases subtidales pour le banc de Kaw le 26/10/2011. Les points blancs correspondent à la position des prélèvements des sédiments de surface. Les informations sur la vase fluide correspondent à l'épaisseur des dépôts à la surface du sédiment prélevé. Extrait d'une image satellite SPOT 5.

La concentration de surface du banc de vase oscille entre 400 et 550 g.l^{-1} . Jusqu'à 5 cm de vase très fluide ont été échantillonnés à plusieurs endroits, avec quelquefois un faciès grumeleux en surface. L'aspect grumeleux (figure 4.9) s'explique par la déstructuration de la surface du dépôt au passage de la houle ou d'un courant plus fort, qui provoque sa remise en suspension (Migniot, 1977).

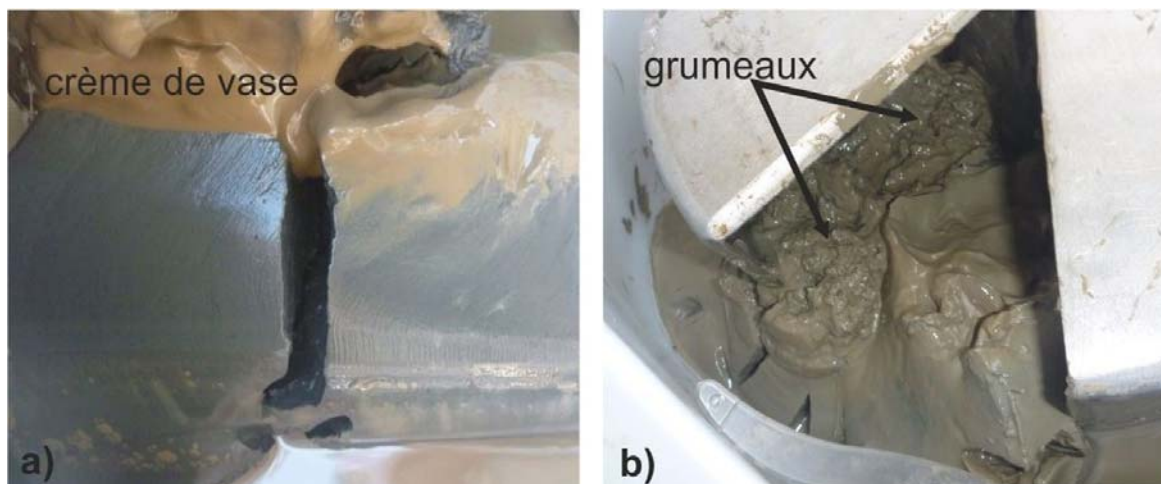


Figure 4.9: Photo de prélèvements effectués avec une benne de type Van Veen le 26/10/2011. a) dépôt de crème de vase sur de la vase plus consolidée ; b) vase molle avec un faciès grumeleux à sa surface.

Ces dépôts de vase fluide (figure 4.9) sont caractéristiques des premiers épisodes de fortes houles qui ont lieu fin septembre début octobre (Gratiot et *al.*, 2007). Le 26/10/2010, le banc de vase n'avait pas encore atteint l'embouchure du Mahury. La limite Sud-Est de ce banc semble se situer au niveau du fleuve Kaw, malgré la présence d'une importante vasière s'étendant jusqu'au fleuve Approuague. Cependant, cette partie du littoral est constamment envasée depuis les années 1990. Ce point est abordé dans le chapitre 3, partie 2 (figure 3.14).

La comparaison des trois cartes de concentration du sédiment de surface de la zone subtidale permet d'affirmer que la vase fluide, formant le cœur de cette partie, suit un axe perpendiculaire à la côte sur 10 à 15 km vers le large. Cet axe n'est pas très visible d'après les résultats de 2010 pour le banc de Kourou car une zone importante n'a pas été couverte. Il correspond à la zone d'amortissement des houles qui brassent et remettent la vase en suspension. Il est à noter que ce cœur de vase fluide se trouve à quelques kilomètres au Nord-Ouest des vasières intertidales en cours de colonisation.

1.1.4. Dimensions subtidales des bancs de vase

Dans la littérature, les bancs de vase s'étendent jusqu'à l'isobathe 20 m avec une épaisseur moyenne de 3 à 4 m (Allison et *al.* 2000). La mission de prospection sismique entre les Iles du Salut et Kourou a, en plus de définir les profils acoustiques types, permis de quantifier un peu mieux les dimensions de cette partie des bancs, en prenant l'exemple du banc situé devant Kourou. Les mesures sismiques ont été réalisées entre 2 m et 9 m de bathymétrie. L'épaisseur du banc augmente progressivement du large vers la côte, passant de moins d'1 m à un peu plus de 5 m (à 5 km de la côte) ; elle semble ensuite se stabiliser et diminuer légèrement vers la côte (figure 4.10). Lorsqu'elle devient inférieure au mètre (situation au large), la détection du banc devient difficile à cause de la

houle qui n'est plus amortie (perte de qualité du signal). Le volume, pour la zone relevée par sismique, est estimé à environ 325.10^6 m^3 (figure 4.10). Le volume estimé à partir du MNT réalisé pour la zone intertidale (référence basse à 0,89 m d'altitude par rapport au zéro hydrographique), est de 15.10^6 m^3 . Pour le banc de Kourou, même si seulement une partie du volume subtidal a été calculé, il est plus de vingt fois supérieurs au volume intertidal.

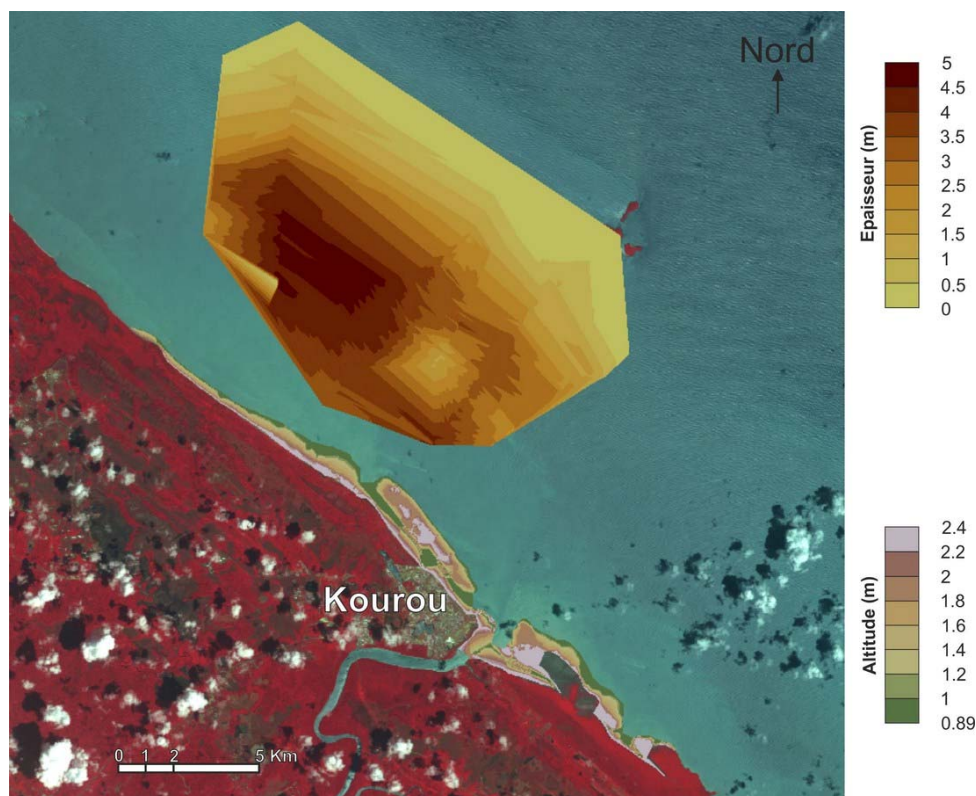


Figure 4.10: Epaisseur de la partie subtidale du banc de vase de Kourou relevée par sismique le 16/10/2010 et MNT de la zone intertidale du banc en 2010. Image SPOT 5 le 16/10/2010.

1.2. La zone intertidale

La zone intertidale des bancs de vase a été étudiée par des approches écologiques (mangroves) ou de dynamique sédimentaire (migration des bancs). Néanmoins, peu de sujets traitent en détail des changements morphologiques et topographiques de cette zone soumise au balancement des marées ainsi qu'à son évolution temporelle.

1.2.1. *Evolution morphologique*

Toutes les vasières du banc de Kourou ont une morphologie semblable. Elles se présentent sous une forme de lobe qui se développe dans le sens de la dérive littorale (Nord-Ouest) et sont drainées par deux gros chenaux de vidange parallèles à la côte. Chaque vasière mesure environ 5 km de long pour 3 à 4 km de large. Le banc précédemment passé devant Kourou dans les années 90 et qui se situait en 2011 à Sinnamary (chapitre 3, partie 2, figure 3.12) présentait la même configuration. La

figure (4.11) illustre les changements morphologiques du banc de vase de Kourou entre 2003 et 2011 grâce à cinq MNT. Seule la vase intertidale, non colonisée par de la mangrove dense, est représentée en dégradé coloré. Les zones supérieures à 2,5 m sont consolidées et elles sont potentiellement colonisables par la mangrove (Fiot et Gratiot, 2006). En dessous de 2,5 m la vase est molle (concentration < 650 g.l⁻¹), ce qui rend ces surfaces relativement peu stables et sujettes à des variations morphologiques de grandes ampleurs.

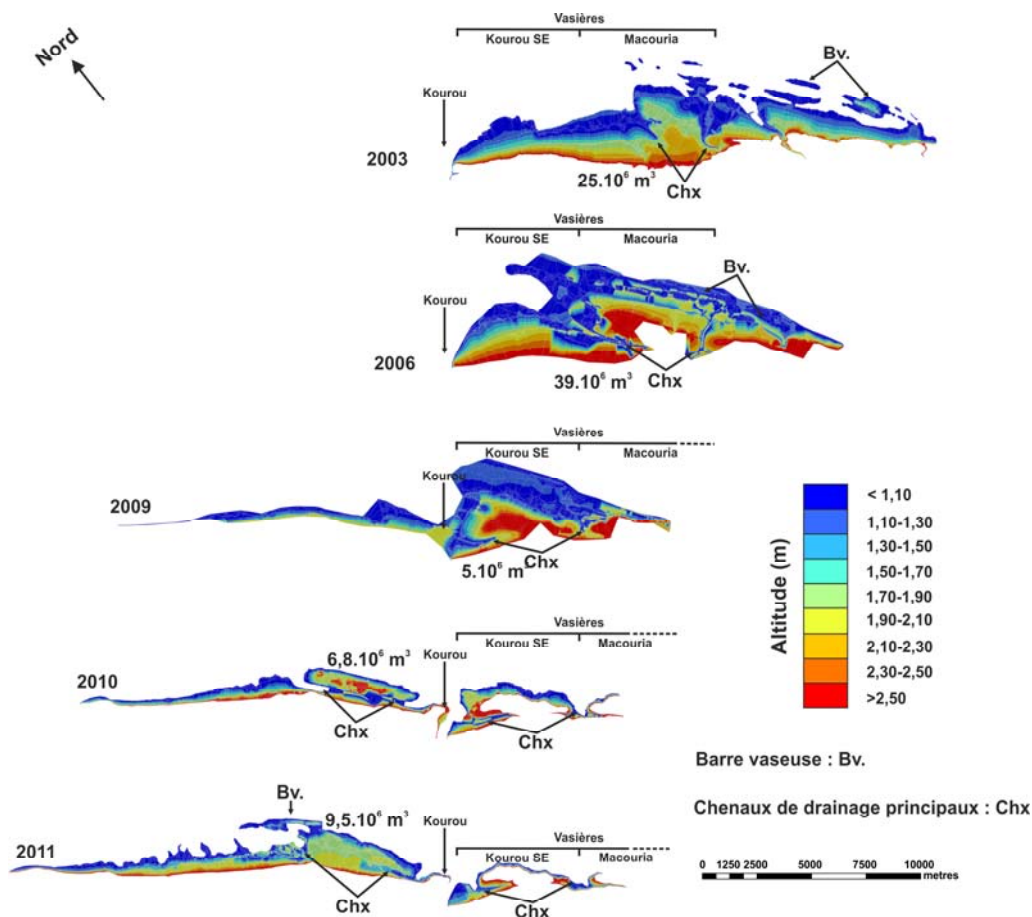


Figure 4.11 : MNT du banc de vase de Kourou entre 2003 et 2011. L'altitude est calculée par rapport au zéro hydrographique. Les nombres correspondent aux volumes (m³) calculés à partir des MNT. En 2009 il correspond uniquement à la vasière de Kourou-SE et en 2010 et 2011, à celle devant Kourou.

La période entre 2003 et 2006 correspond à la formation de la vasière de Macouria. La topographie de cette vasière s'est nettement élevée avec des apports de plus de 2 m pour sa partie la plus proche de Kourou. Son développement s'est effectué vers Kourou dans le sens de la dérive littorale. Le chenal de drainage, à l'avant de la vasière, a été dévié parallèlement à la côte, alors que celui situé à l'arrière de la vasière est resté quasi perpendiculaire. De nombreuses barres vaseuses multiples et fragmentées, orientées Nord-Ouest / Sud-Est, sont présentes en 2003 comme en 2006 (figure 4.11). Par contre, en 2006 elles sont plus proches de la côte et de Kourou et leur topographie est plus élevée (≈ 1,90 m en 2006 contre ≈ 1,30 m en 2003). Entre 2006 et 2009, la morphologie de la vasière de Macouria change relativement peu mais son extension cross-shore diminue. Elle est

presque totalement colonisée par la mangrove. Entre 2009 et 2010, sa morphologie évolue peu. La vasière intertidale sans mangrove devient de plus en plus petite, la colonisation est à son apogée. Cette tendance continue entre 2010 et 2011 pour cette zone.

En 2009, la vasière de Kourou-SE est complètement formée. Il aura aussi fallu trois ans et l'accumulation d'un volume sédimentaire estimé à environ 5.10^6 m^3 pour qu'elle se crée et s'élève à plus de 2,5 m, par rapport au zéro hydrographique. Malheureusement, faute de données de bonne qualité, il n'a pas été possible de réaliser des MNT pour visualiser cette formation. Néanmoins, la diminution de la surface de la vasière de Macouria semble contribuer à sa formation. On retrouve exactement la même morphologie des chenaux de drainage que pour la vasière de Macouria.

En 2009, il y a peu de vase intertidale à l'Ouest de l'estuaire du Kourou mais un an plus tard, une vasière de plus d'1 km de large est présente devant les plages de la ville de Kourou. Elle a la morphologie d'une barre vaseuse de grande envergure et culmine à plus de 2,5 m d'altitude pour un volume de l'ordre de $6,8.10^6 \text{ m}^3$. Un chenal de vidange parallèle à la côte est formé. Entre 2009 et 2010 cette barre s'aplanit mais le volume de la vasière a gagné environ 3.10^6 m^3 . Elle perd 60 cm de hauteur et son altitude moyenne diminue à environ 1,9 m. Le chenal de vidange présent entre la côte et la barre, s'est, quant à lui, comblé de dépôts vaseux d'au moins 80 cm d'épaisseur. Cette vase provient soit d'apports de vase fluide par les houles suite à des épisodes de débordement au-dessus de la barre, soit de l'érosion de la partie sommitale de cette barre.

1.2.2. Les chenaux de drainage

Lors de survols des bancs de vase en Guyane française, Froidefond et *al.*, (1988) ont souligné la présence d'importants réseaux de drainage sur toutes les vasières le long du littoral de la Guyane française et ont associé la présence de chenaux de marée, à des sources dans la mangrove mature (ceci plutôt dans la partie Est des bancs). Sur la vasière de Kourou-SE, deux bassins versants sont distincts : le plus grand de 260 ha et le second de 100 ha (sans compter les chenaux de drainage principaux). Dans chaque bassin versant, il existe plusieurs sous-domaines composés de différents types de chenaux de drainage formés, soit de sillons, soit de chenaux de marée, qui présentent tous sur leur fond, une épaisseur plus ou moins importante de vase fluide ($\approx 200 \text{ g.l}^{-1}$, le 01/03/2010).

Cette vasière comprend deux chenaux de drainage principaux mais, sur le terrain, une multitude de chenaux rapidement remarquables, l'entaillent superficiellement. Une image GOEye¹⁶ acquise le

¹⁶ www.geoeye.com ; résolution spatiale : 1,65 m et 0,5 m en panchromatique.

05/11/2009 permet de visualiser l'ensemble des différents réseaux de drainage répartis sur la vasière de Kourou-SE (figure 4.12).

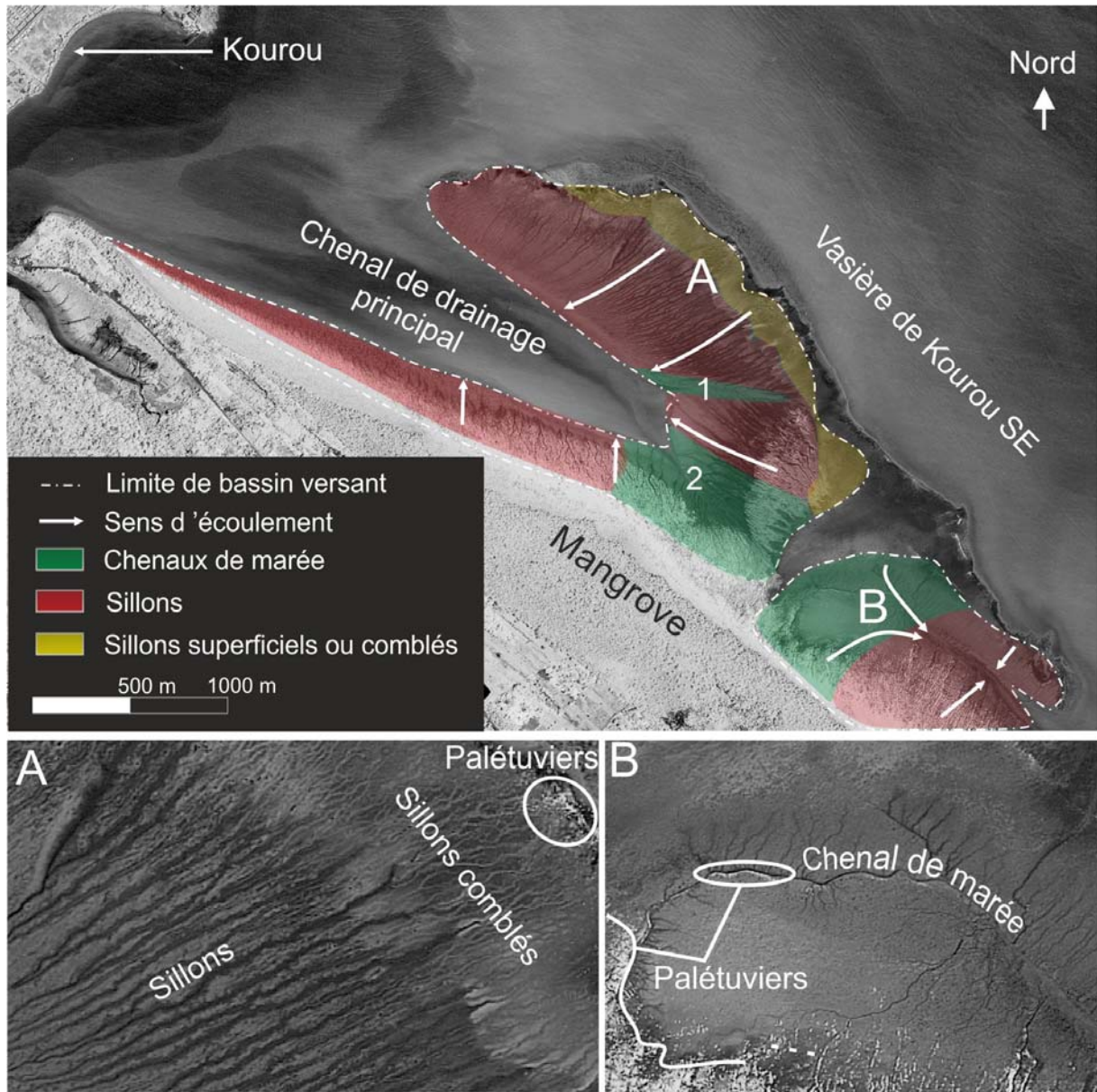


Figure 4.12 : Réseaux des chenaux de drainage de la vasière de Kourou-SE. A : zoom sur des sillons ; B : zoom sur un chenal de marée. Image GOEye prise le 05/11/2009.

Les deux plus grands chenaux de drainage sont subparallèles à la côte. Il est difficile de donner une largeur et une profondeur à ceux-ci, même si le chenal ayant son exutoire dans le Kourou a été péniblement parcouru à pied, à plusieurs reprises. Les deux chenaux de marée (figure 4.12) constituent sa source mais il s'avère qu'ils s'évasent très rapidement. A marée basse, son lit est large de plusieurs dizaines de mètres mais profond seulement que de quelques centimètres (< 15 cm). Son fond est constitué de vase molle (concentration $\approx 530 \text{ g.l}^{-1}$) sur plusieurs dizaines de centimètres.

Quelques chenaux de marée sont présents sur la vasière. Ils peuvent faire plusieurs mètres de large pour une profondeur supérieure à 1,5 m, drainent une vaste surface et sont situés dans la zone

la plus ancienne de la vasière. Ils constituent la source des chenaux de drainages principaux et peuvent être dus à la présence d'un écoulement terrestre (crique) pour ceux qui s'enfoncent dans la mangrove mature.

Les plus vastes surfaces sont incisées par des réseaux de sillons plus ou moins marqués (Cuvilliez, 2008) et parallèles entre eux pour les zones hautes (figure 4.12, A). Ils sont très étroits et peu profonds en haut du bassin versant, puis s'élargissent et s'approfondissent au fur et à mesure, pour finir par quasiment disparaître dans la vase molle au niveau des chenaux principaux. Leur amont, situé proche du front de mer, est souvent comblé par de la vase molle qui provient des apports successifs de vase fluide par débordement lors d'épisodes de forte houle. Ils ont une largeur oscillant entre quelques décimètres et 2 m pour une profondeur allant de quelques centimètres à 1 m. Ces sillons drainent les horizons superficiels de la vasière mais ils ne sont pas assimilables au système de « ridge and runnel » qui sont beaucoup plus superficiels (Dyer, 1986 ; Cuvilliez, 2008). Même à marée basse, l'écoulement est faible mais constant. Cet écoulement constant est à l'origine de leur morphologie creuse dans les pentes et de leur quasi disparition sur des zones plates, au niveau du chenal de drainage principal, où leurs apports sur ces zones, semblent participer au comblement de leur embouchure. La continuité de l'écoulement provient du lent drainage de l'eau dans un sédiment fin mais aussi des réseaux de fentes de dessiccation, de dépressions et de terriers de crabes. Ceux-ci constituent un véritable réseau sous-terrain, retenant l'eau lors du jusant. Les sillons sont situés sur les zones les plus récentes, ou sur les parties les plus étroites de la vasière, ne permettant pas le développement de chenaux de marée. La transformation de ces sillons en chenaux de marée n'est pas garantie car la mangrove stabilise les tracés des sillons.

1.2.3. Les barres vaseuses

La houle, à l'approche d'un banc de vase, s'amortit en fluidisant la vase subtidale et intertidale. Cette vase fluide est ainsi maintenue en suspension puis amassée sur la côte par la houle lors de son amortissement. Ce transport cross-shore peut se faire sous l'aspect de « bourrelets » qui prendront la forme d'une barre (figure 4.13, (a)). Les barres sont constituées de vase fluide et formées en zone intertidale, là où l'atténuation des houles est totale (Gratiot *et al.*, 2007). Elles pourraient marquer la saisonnalité des périodes de houles d'après Anthony *et al.*, (2008). Ce sont des structures très mobiles et souvent éphémères. L'accolement d'une barre à la vasière engendre un chenal de vidange (figure 4.13, (b)) qui peut se remplir grâce aux apports successifs de vase fluide par débordement sous l'action des houles. Ces apports sont protégés d'une éventuelle remobilisation, puisque la barre brise la houle (figure 4.13, (c)). Les sédiments peuvent donc se tasser et se consolider (Migniot 1968 ; Anthony *et al.*, 2008). A terme, le chenal de vidange peut se combler.

Les barres ont aussi une autre fonction mais cette fois reliée à la mangrove côtière. Elles forment des hauteurs de vase consolidée (émersion fréquente) et sont donc potentiellement colonisables par la mangrove. Leur position en front de mer, les rend tout particulièrement sujettes aux apports de propagules dérivantes et les fentes de dessiccation à leur surface, favorisent la colonisation opportuniste (Gardel et *al.*, 2009 ; ce point sera développé dans la partie 2 de ce chapitre).

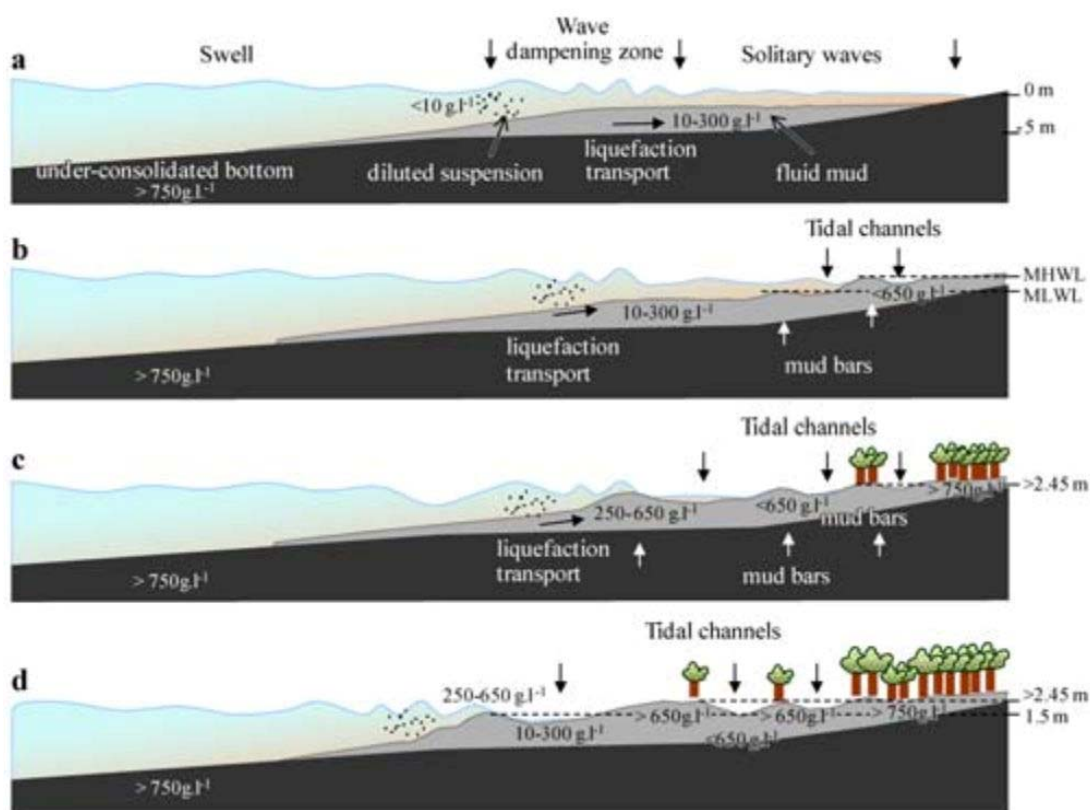


Figure 4.13 : Etapes de formation d'une vasière par accumulation de barres vaseuses, extrait de Gardel et *al.* 2011.

Il existe deux principales orientations de barres. La première est orientée Ouest / Est et se trouve à l'avant des bancs, et la deuxième, pratiquement Nord-Ouest / Sud-Est (direction principale des houles), se situe à l'arrière banc. Les barres orientées Nord-Ouest / Sud-Est sont plus longues et peuvent se prolonger jusqu'au milieu du banc (figure 4.14). Il n'est pas rare d'observer une ou deux barres de ce type en parallèle. Une succession de barres, formant un arc de cercle, a même été créée par la diffraction des houles à Cayenne en 2006 (figure 4.14). Les barres d'avant banc, en plus d'être moins longues, sont aussi moins hautes. Elles se positionnent à la frontière entre le banc de vase et l'interbanc. Leur orientation, couplée à leur position, fait qu'elles sont peu efficaces pour protéger les vasières des fortes houles et leur faible hauteur n'est pas propice à la colonisation (vase non consolidée). Ces barres sont remarquables car leur déplacement ne suit pas le sens des houles, comme pour les barres d'arrière banc qui sont plaquées à la côte. Leur migration s'effectue vers le Nord-Ouest. Ce sens de migration et cette position pourraient expliquer leur faible élévation puisqu'il n'y a pas d'apport constant au fur et à mesure de leur déplacement.

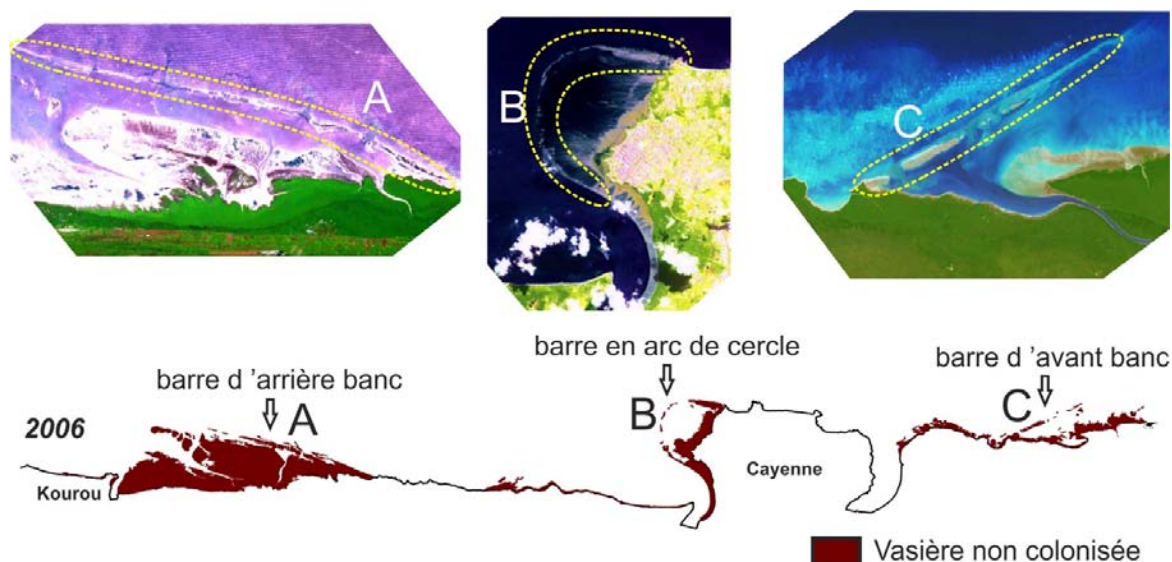


Figure 4.14 : Morphologie des barres vaseuses en 2006 pour les bancs de Kourou (A), Cayenne (B) et Kaw (C). Images satellites SPOT 5 acquises le 23/09/2006 pour Kourou et 25/07/2006 pour Cayenne et Kaw.

La différence d'orientation des barres vaseuses est encore soumise à discussion. A ce jour, deux hypothèses sont émises.

(1) La première consisterait en une diffraction des houles à l'avant des bancs à cause de la vase subtidale (figure 4.15 (a)). Il en résulterait une accumulation de vase fluide vers l'intérieur du banc sous forme de barres. A l'arrière du banc, la vase fluide subtidale étant en petite quantité ou totalement absente, la diffraction des houles n'a pas lieu. L'accumulation sous forme de barres se fait sans modification de l'orientation des houles et vers la côte.

(2) La deuxième hypothèse (figure 4.15 (b)) explique l'orientation des barres d'avant banc comme étant due principalement aux houles de Nord pendant la saison des fortes houles (Octobre à Mars). Ces houles arrivent principalement sur l'avant des bancs étant donnée leur orientation. Lors de leur passage sur l'avant banc, une barre se forme parallèlement à leur direction. Ces houles ne peuvent néanmoins pas atteindre les autres parties du banc, dont l'arrière banc, puisqu'elles doivent traverser toute la partie subtidale du banc, ce qui diminue très fortement leur énergie. Les houles orientées Nord-Est / Sud-Ouest frappent quant à elles directement l'arrière et le milieu du banc, créant une barre parallèle à leur direction. Pour atteindre l'avant banc, elles doivent aussi traverser la zone subtidale, ce qui diminue leur potentiel de remobilisation de la vase à l'avant du banc. Cet amortissement des fortes houles de Nord donnerait plus d'importance aux houles d'orientation NO-SE à l'arrière du banc et à celles de Nord à l'avant du banc.

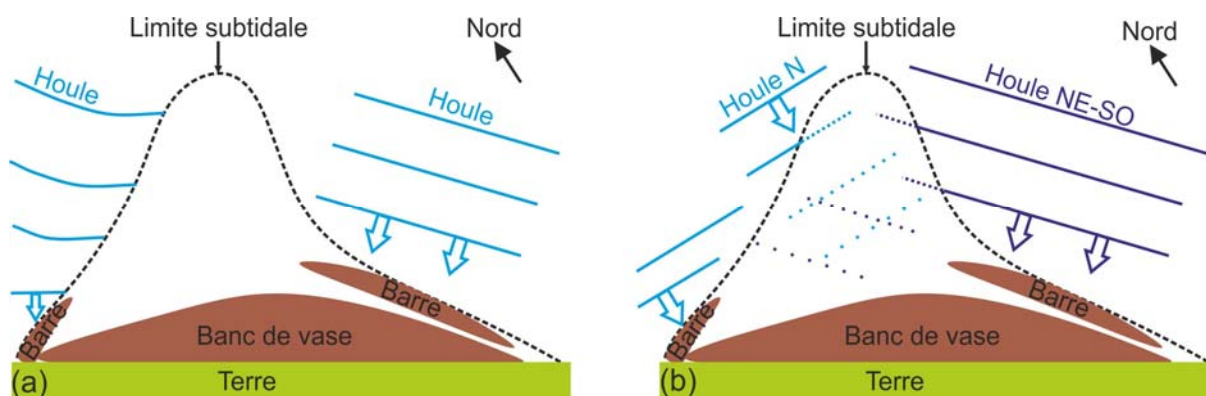


Figure 4.15 : Schémas des différentes hypothèses d'orientation des barres vaseuses par la diffraction (a) ou la filtration (b) des houles.

Ces deux types de barres de vase sont des structures qui ont déjà été observées par Froidefond et *al.* (1988) pour les bancs d'Organabo, de Kourou, de l'Approuague et de la pointe Béhague. Néanmoins, il semblerait que ces barres soient de plus nombreuses et de plus grandes envergures depuis les années 2000 (Gardel et *al.*, 2011).

Partie 2. La mangrove côtière : Exemple de la colonisation des vasières de Macouria et Kourou-SE

La colonisation de la mangrove s'effectue sur les parties intertidales et consolidées des vasières. Ce sont des zones considérées comme stables morphologiquement où la mangrove côtière, dont principalement le palétuvier *A.germinans* (*cf.* p. 16-17), s'étend rapidement. En plus de coloniser à proximité de leur pied par la chute directe des propagules dans la vase, les propagules ont la possibilité de flotter, ce qui leur permet de coloniser de larges superficies Proisy et *al.*, 2009. Ce mode de colonisation est défini dans cette étude comme opportuniste puisque les propagules sont disséminées et s'implantent de façon opportuniste.

Dans cette partie, nous travaillerons surtout à partir de résultats obtenus par d'images satellites et de quelques données de courants, mesurées par ADPC. Dans un premier point, nous aborderons les différentes phases de colonisation des vasières d'un banc puis établirons le lien entre ces phases et les forçages océaniques (marées). Pour finir, nous verrons l'impact, tant morphologique que quantitatif, de l'érosion sur les populations de palétuviers établis sur les bancs.

2.1. Les phases de peuplement des vasières par la mangrove

2.1.1. *Morphologie de l'expansion de la mangrove*

Les colonisations des vasières de Macouria et Kourou-SE présentent des similitudes. Elles se déroulent suivant quatre phases successives (figure 4.16).

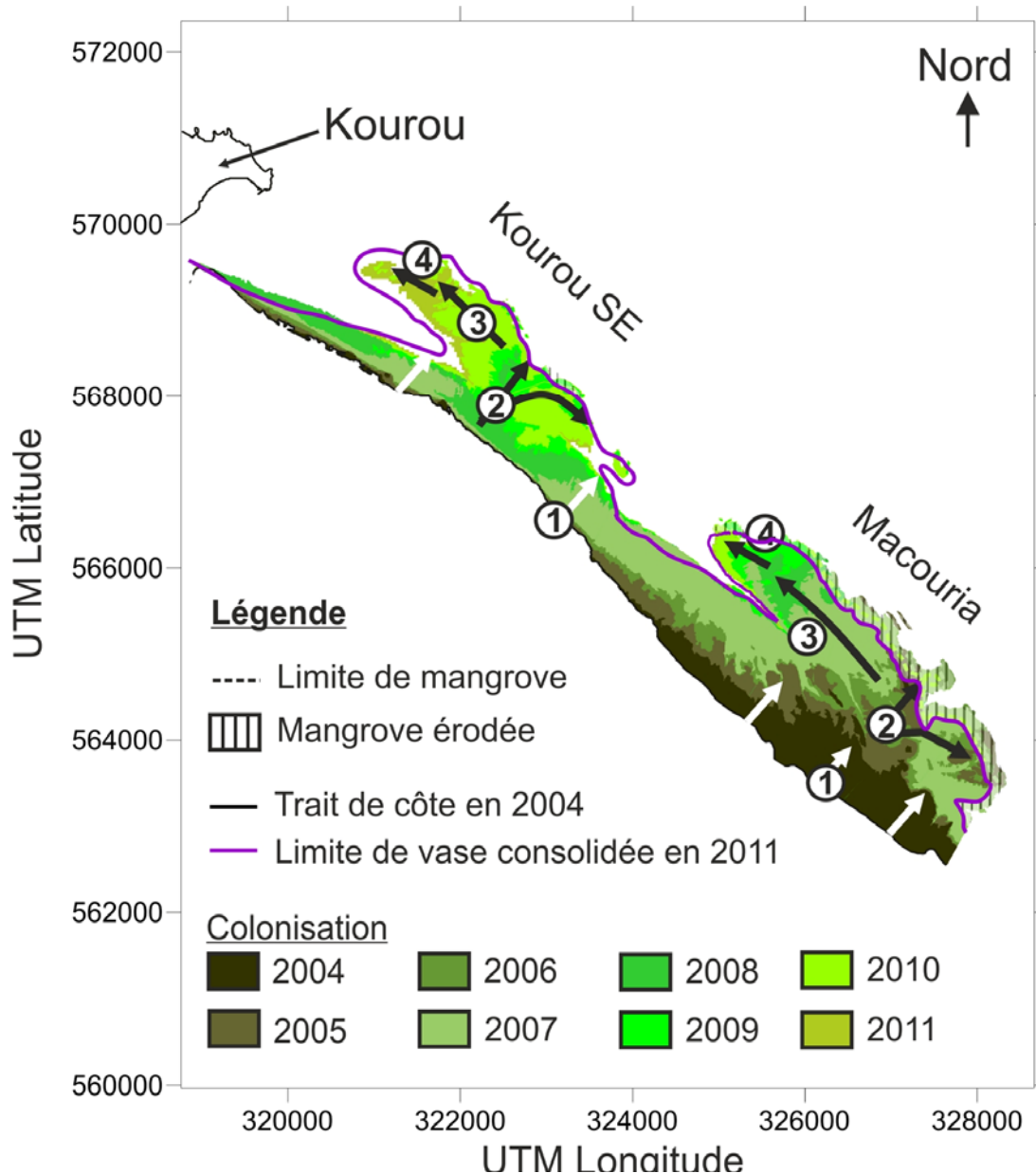


Figure 4.16 : Colonisation par la mangrove des vasières de Macouria et Kourou-SE entre 2005 et 2010. Les numéros correspondent aux quatre phases de colonisation et les flèches à la direction d'expansion de la mangrove.

La première phase consiste en une colonisation vers le large par bandes parallèles à la côte. Ce type de colonisation perdure pendant toutes les autres phases de colonisation. Elle a déjà débuté en 2003 sur la vasière de Macouria. Sur celle de Kourou-SE, elle démarre dès 2004 mais n'est réellement importante qu'à partir de 2007. La deuxième phase constitue le début de l'expansion de la mangrove vers les zones internes de la vasière. Des îlots de mangrove dense s'implantent dans la partie centrale et orientale des vasières. Ils servent de point de départ pour la prochaine phase de

colonisation. La phase 2 commence en 2004 sur Macouria avec des petits îlots (proches de la mangrove rattachée à la côte) et seulement en 2008 pour celle de Kourou-SE. La partie orientale est ensuite presque complètement colonisée en même temps que la mangrove s'étend très largement vers le Nord-Ouest (troisième phase). La dernière phase (quatrième phase) commence en 2008 pour la vasière de Macouria et en 2011 pour celle de Kourou-SE. La colonisation se fait toujours vers le Nord-Ouest mais les surfaces colonisées sont de plus en plus petites.

2.1.2. Variation des surfaces de vase colonisées

Les surfaces de vase colonisées par la mangrove sont très variables d'une année à l'autre. Elles sont en relation directe avec les phases d'expansion de la mangrove (figure 4.17).

Environ 340 ha de mangrove se sont implantés, entre 2005 et 2006, sur la vasière de Macouria qui est au stade 2 de sa colonisation (figure 4.16 et 4.17). En 2006, un léger ralentissement de la colonisation se produit avec environ 70 ha de moins. L'année 2007 correspond à la plus grande extension de la mangrove avec plus de 250 ha de vase colonisée ; elle marque la phase 3. De 2008 à 2010, un net ralentissement dans les superficies colonisées peut être observé avec une chute de 80 % pour l'année 2008 et une diminution progressive pour atteindre une colonisation « nulle » en 2011. L'année 2008 correspond à l'entrée en phase 4 de la colonisation de la vasière de Macouria.

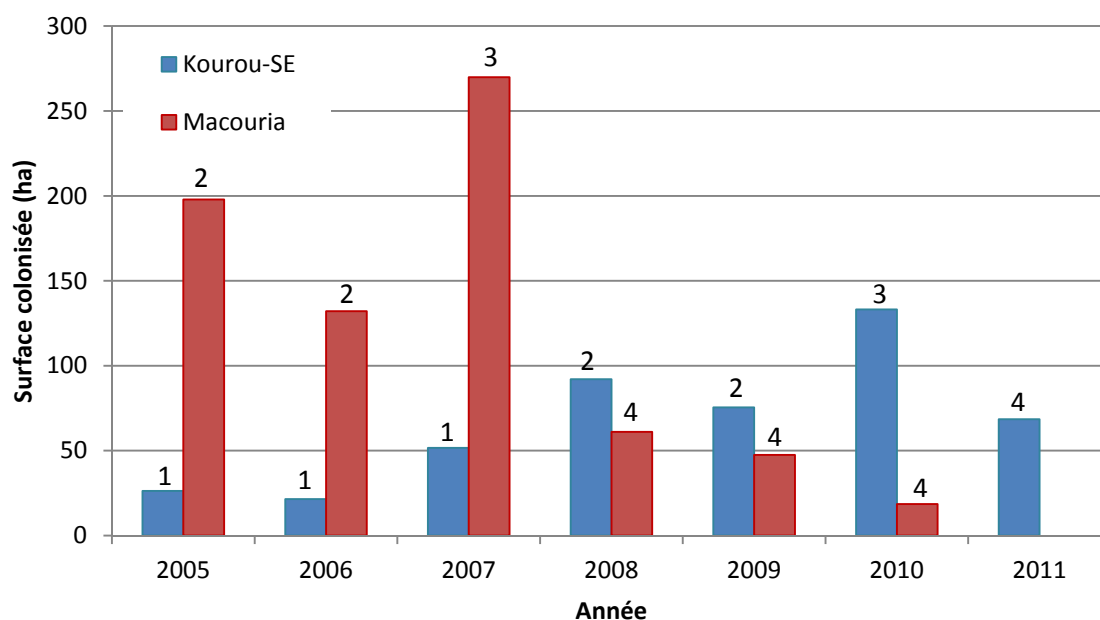


Figure 4.17 : Surfaces colonisées par la mangrove pour les vasières de Macouria et Kourou-SE de 2005 à 2010. Les chiffres au-dessus de chaque colonne indiquent la phase de colonisation.

La vasière de Kourou-SE est en phase 1 de colonisation jusqu'à l'année 2007 avec une colonisation croissante qui passe de 26 à 51 ha (figure 4.16 et 4.17). La phase 2 est marquée par une colonisation légèrement plus importante en 2008 (92 ha) puis une légère diminution en 2009 (75 ha). L'année

2010 correspond à la phase 3 avec la colonisation la plus importante (133 ha). La phase 4 est visible en 2011 (figure 4.17) mais n'est pas aussi marquée que pour la vasière de Macouria, malgré une diminution d'environ 50 % de la colonisation.

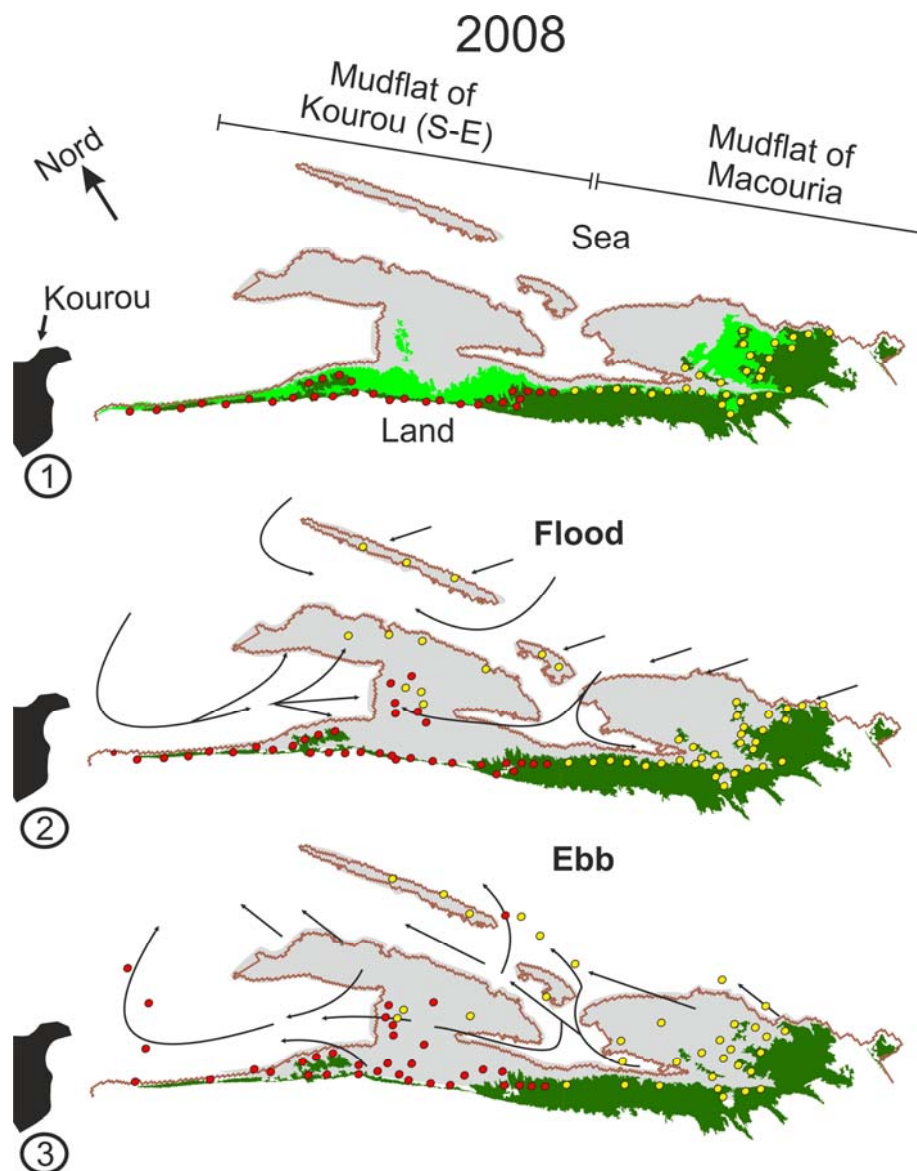
Pour une même phase donnée, la colonisation de la vasière de Macouria est beaucoup plus importante en terme de superficies de mangrove que celle de Kourou-SE. Pour expliquer cette différence, il faut considérer l'étendue des surfaces des vasières colonisables (vase consolidée $> 650 \text{ g.l}^{-1}$). Au maximum 601 Ha de vase étaient colonisables sur la vasière de Macouria contre 425 Ha pour celle de Kourou-SE.

2.2. Rôle des courants de marée dans la dissémination des propagules

La colonisation de la vasière de Kourou-SE commence en 2008 mais seulement sur une petite partie de la vasière potentiellement colonisable ($> 650 \text{ g.l}^{-1}$, 2,45 m), alors que celle-ci fait plusieurs hectares. Cette année-là, le front de colonisation s'étend le long de la côte tout en restant confiné sur une bande inférieure à 750 m. Cependant, un patch dense de mangrove s'est implanté au centre de la vasière sur un point haut. Il se situe presque à la frontière des deux bassins versants, à environ 1,5 km de l'ancienne mangrove. Cette zone est idéale pour la colonisation opportuniste car elle constitue un point de rencontre entre deux courants de marée remontant par les principaux chenaux de drainage. Les propagules sont donc fortement concentrées lors du flot par les courants de marée, aux abords de l'ancienne mangrove et sur cette zone haute, puis sont disséminées à proximité de ces zones d'accumulation lors du jusant.

En 2009, la colonisation reste faible. La mangrove a surtout colonisé autour du premier patch de colonisation, permettant un rattachement à la côte de ce dernier. Deux autres patches se sont formés en front de mer : un large dans la partie Sud-Est de la vasière et un autre plus petit au Nord du patch de l'année précédente. Ces patches sont aussi sur des zones hautes, aux confluent de plusieurs courants de marée. Il est à noter que des observations sur le terrain (début 2010) et une image satellite GOEye (image 05/11/2009) ont permis de mettre en évidence une succession de petits patches de mangrove le long du front de mer. Ils n'ont pas pu être détectés par les satellites SPOT 5 et Landsat5-7 et ne sont donc pas représentés sur la figure 4.18. L'implantation de nombreux palétuviers en front de mer, cette année-là et non en 2008, pourrait s'expliquer par la présence d'une barre vaseuse en 2008 qui aurait « capté » une grande partie des propagules dérivantes, provenant d'autres peuplements de mangrove en amont, comme ceux de Macouria. La barre ayant disparu, les palétuviers y étant implantés ont aussi disparu. En 2010, la colonisation est massive. La partie Sud-Est de la vasière se referme complètement et l'extension de la mangrove dense vers

Kourou est importante. La colonisation est rentrée dans sa phase 2. La dissémination des propagules est large grâce aux nombreux patches de colonisation présents sur le front de mer mais aussi à l'augmentation des sources de production de propagules. De nombreux palétuviers isolés sur la vasière et non détectables par satellite, participent aussi activement à l'augmentation de ce stock et à leur dissémination sur toutes les parties de la vasière (détail dans le chapitre 5, partie 4).



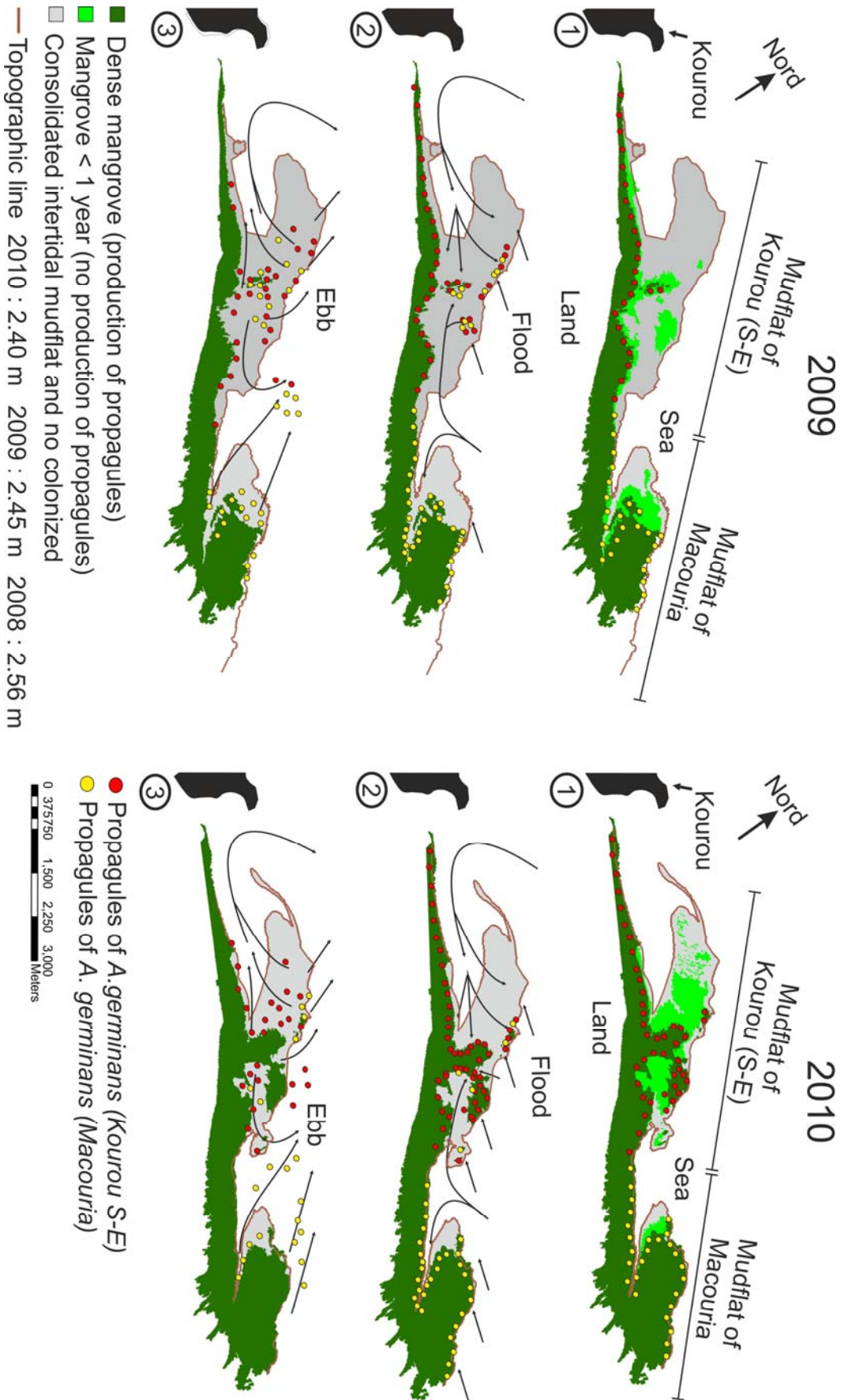


Figure 4.18 : Zone de production des propagules sur les vasières de Macouria et Kourou-SE entre 2008 et 2010 (1) ainsi que leur dispersion en situation de flot (2) et de jusant (3). Les courants ont été établis à partir des résultats d'une étude qui a eu lieu sur la zone de Macouria (zone B) du banc de Kourou en 2006 (Dissaux, 2009), grâce à de nombreuses observations et réflexions sur le terrain et à des mesures ADCP.

Les dépôts de propagules, notamment en front de mer, peuvent se faire sous forme de laisses de mer comprenant des milliers de propagules (figure 4.19), ce qui contribue fortement à établir des populations denses de palétuviers à ces endroits bien particuliers. Ces populations se trouvent de plus en haut des bassins versants. Elles sont donc à la source des nombreux chenaux et sillons qui drainent la vasière, permettant une dissémination encore plus efficace de leurs propagules.

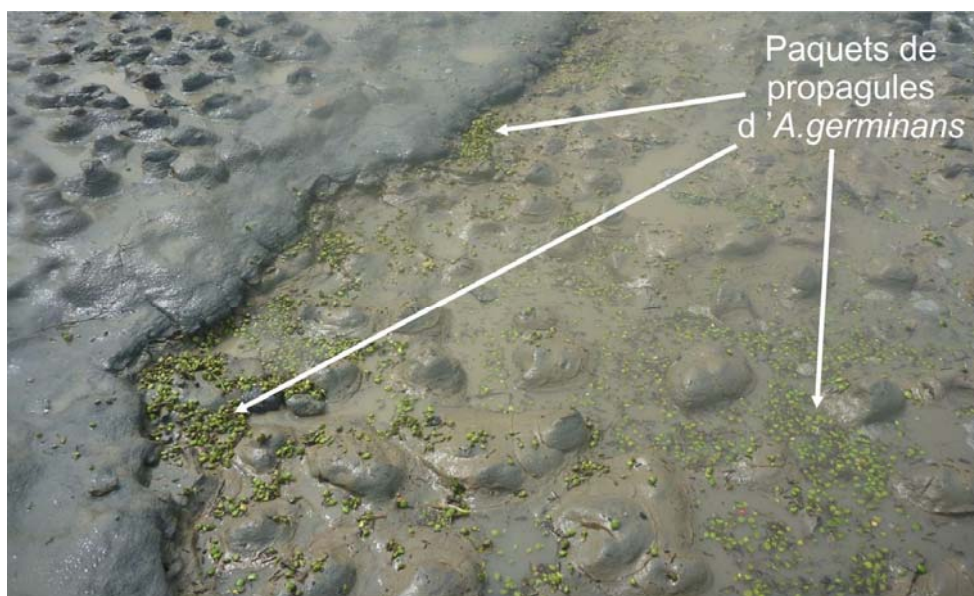


Figure 4.19 : Laisse de mer sur le front de mer de la vasière de Kourou-SE le 13/02/2011.

Même si le transport des propagules est contrôlé par les courants, il faut une durée suffisamment longue, estimée à cinq jours par (Proisy et *al.*, 2009), pour permettre aux racines des propagules de s'ancrer dans la vase et ainsi de ne pas être reprises par la marée suivante. Cette implantation ne peut se faire que lors des jusants de déchet, puisqu'au revif les propagules déposées lors du jusant sont emportées de nouveau avec le flot de la marée suivante. La colonisation de la vasière est ainsi dépendante des cycles de marée. Les marées de vives-eaux d'équinoxe de mars, en pleine saison de fructification des palétuviers, sont donc des moments clés pour la dispersion et l'implantation des jeunes palétuviers.

2.3. Prévision des surfaces d'expansion de la mangrove côtière

Gensac et *al.* (2011) ont mis en évidence une relation temporelle entre les surfaces de vase consolidée et la mangrove. Les surfaces de vase consolidée en 2005, pour les vasières de Macouria et de Sinnamary, ont été colonisées à 90 % (figure 4.20) en trois années.

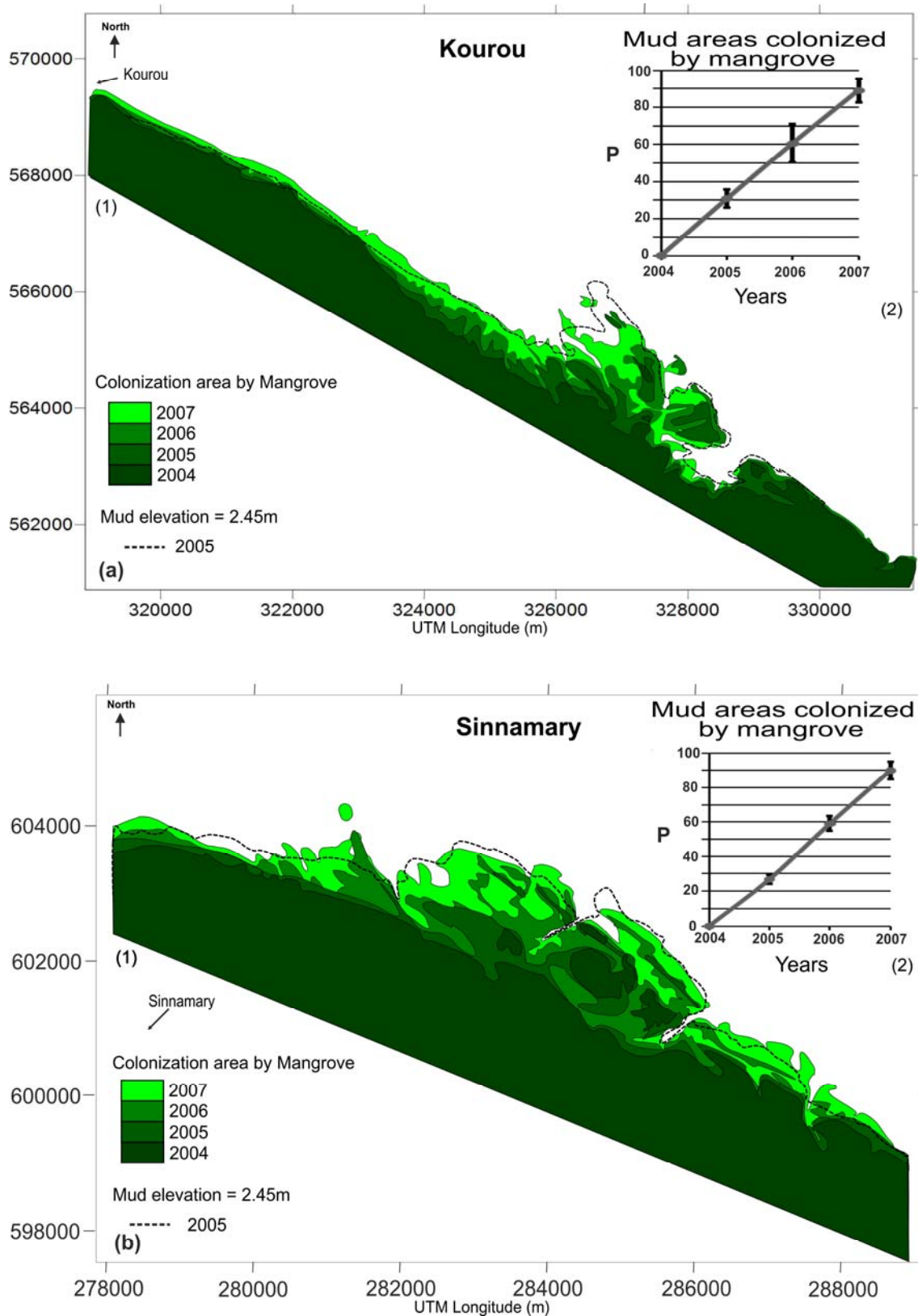


Figure 4.20 : Colonisation entre 2004 et 2007 des surfaces de vase consolidée en 2005, pour les vasières de Macouria (a) et de Sinnamary (b). Le graphique en haut à droite représente l'évolution en pourcentage de la colonisation de la surface de vase consolidée présente en 2005. Cette surface de vase, entre la ligne pointillée et la mangrove en 2005, est colonisée en trois ans pour les deux vasières.

En première approximation, il apparaît que le temps de colonisation (illustré par les graphes de la figure 4.20) sont les mêmes. Cependant, l'analyse des différentes phases d'expansion de la mangrove qui ont été réalisées par la suite, permet d'établir que cette relation n'est pas aussi simple. En effet, la phase 2 de la colonisation (îlot de mangrove) a commencé dès 2003 pour Sinnamary mais en 2004 pour Macouria. Leur colonisation n'a donc pas commencé en 2005. Le temps de colonisation de ces deux vasières n'est ainsi pas le même, il varie probablement en fonction de la surface initiale de la zone interne des vasières. La vasière de Sinnamary qui est la plus vaste, a été colonisée en cinq ans, au lieu de quatre pour celle de Macouria. La vasière de Kourou-SE, qui a une taille semblable à celle de Macouria a, quant à elle, été aussi colonisée en quatre années. Néanmoins, la durée des différentes phases de colonisation n'a pas été la même. La colonisation de la vasière de Macouria s'est finie en 2007 (phase 3, colonisation intense et extension vers le Nord-Ouest) après trois années en phase 2. Celle de Kourou-SE n'a eu que deux années de phase 2 (2008 et 2009). Cependant, cette année de moins en phase 2 a été comblée par une colonisation relativement forte en 2010, malgré que cette année corresponde au début de la phase 4 (forte diminution de la colonisation) (cf. figure 4.17).

Même si le nombre d'années nécessaire à la colonisation d'une vasière consolidée varie, ainsi que la durée de chaque phase, l'ordre et le nombre des phases reste identique. L'expansion de la mangrove sur la vasière de Sinnamary (figure 4.20) s'est aussi effectuée selon quatre phases. La phase 2 a lieu entre 2003 et 2006. En 2007 la phase 3 commence, avec une forte colonisation et une extension marquée vers le Nord-Ouest. La vasière consolidée étant presque entièrement colonisée en 2007, l'année 2008 correspond donc au début de la phase 4.

2.4. Erosion de la mangrove

La colonisation des vasières d'un banc de vase est très rapide ce qui permet aux mangroves de se développer avant le début de l'érosion des surfaces de vase consolidées. Cependant, celle-ci arrive avant la fin de la colonisation totale des vasières. Elle commence véritablement en 2007 sur la vasière de Macouria et en 2009 pour celle de Kourou-SE (figure 4.21).

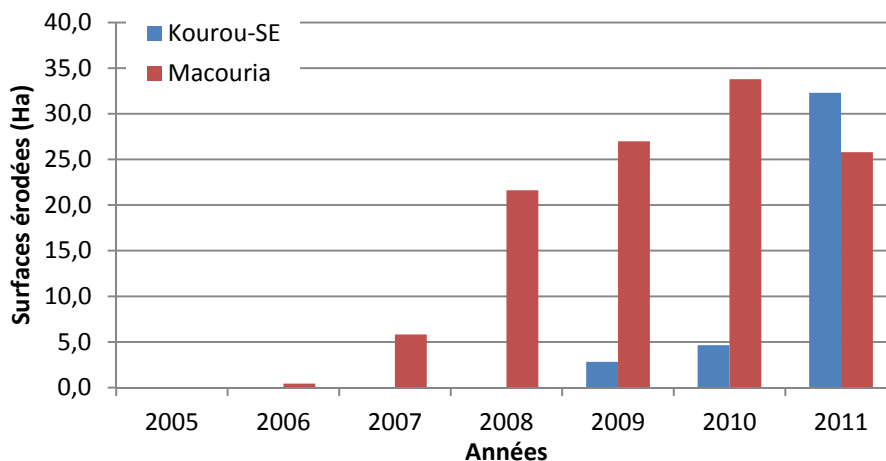


Figure 4.21 : Surfaces de mangrove érodées pour les vasières de Macouria et Kourou-SE de 2005 à 2010.

Elle est en augmentation constante, passant de 6 ha en 2006 à presque 35 ha en 2010 pour la vasière de Macouria. Par contre, la tendance s'inverse en 2011, probablement à cause de l'arrivée de la partie subtidale du banc arrivant de Cayenne. L'érosion est relativement faible (figure 4.21) pour celle de Kourou-SE jusqu'en 2010 puis augmente très fortement pour l'année 2011. Elle devrait continuer à augmenter dans les années à venir jusqu'à l'arrivée de la partie subtidale du banc en provenant de Cayenne. Pour les deux vasières, l'érosion se mettra en place lors de la deuxième année de phase 2 de colonisation.

L'érosion façonne la mangrove mais aussi la vase en imprimant un motif caractéristique en dents de scie (alternance de caps et de baies) sur le littoral (Augustinus, 1978 ; Froidefond et al., 1988, Lakhan et Pepper, 1997 ; Anthony et al., 2010, 2011) qui se répète à plusieurs échelles spatiales (figure 4.22). Les causes de ces formes ne sont pas encore clairement identifiées (Anthony et al., 2011).

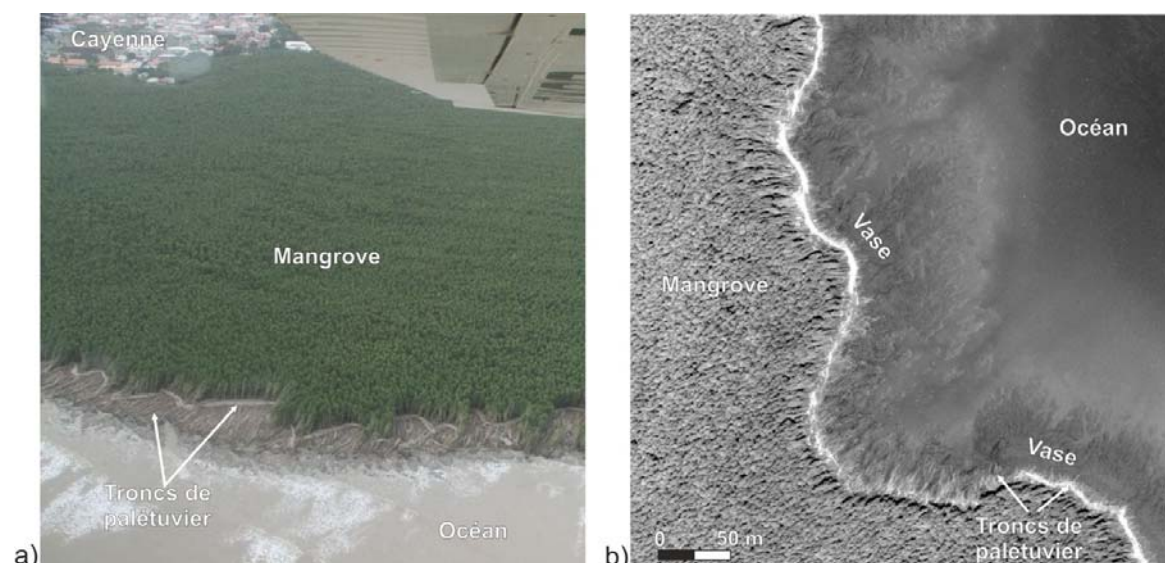


Figure 4.22 : Motifs en dents de scies. a) photo aérienne prise le 08/04/2011 (programme CARET 2; Rachel Berzins) ; b) Image GOEye à l'arrière du banc de Sinnamary prise le 10/12/2009.

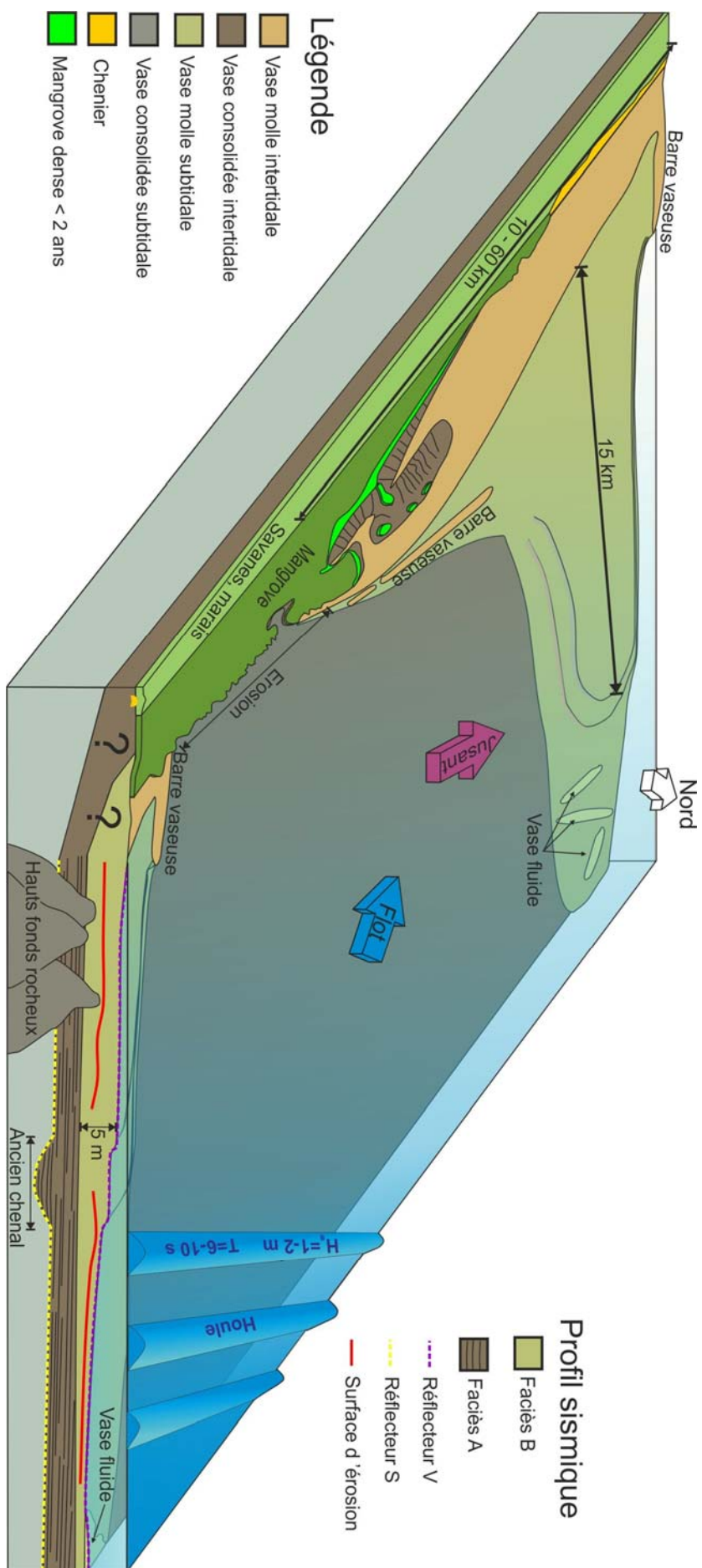
Ces motifs pourraient venir d'une différence de densité de la vase érodée, avec une vase plus consolidée au niveau des caps. Cependant, lors d'observations sur le front de mer du site atelier, aucun signe d'une différence de densité quelconque (chenaux de drainage, dépressions) n'a pu être relevé malgré la présence de ce motif en dents de scie. La présence et l'action des troncs déracinés ne sont pas responsables de ces formes géométriques car le front de mer du site atelier présente ce motif sans avoir une colonisation très dense ni de vieux palétuviers. Il est quand même probable que les troncs, pour les mangroves adultes érodées, doivent soit jouer un rôle amplificateur en servant de bélier, soit protecteur en brisant la houle. Des interactions entre les houles et le fond vaseux pourraient aussi être à l'origine de cet enchaînement de caps et de baies. Des formes relativement similaires formées par ces interactions et appelées « beaches cusps¹⁷ », sont observables sur des plages sableuses (Ciriano et *al.*, 2005 ; Thornton et *al.*, 2007 ; Aagaard et Greenwood, 2008). La dernière hypothèse reposerait sur l'auto-organisation du littoral (Baas, 2002 ; Coco et *al.*, 2003) en réponse aux forçages hydrologiques.

La présence de battures (hauts fonds rocheux émergés à basse mer) contribue aussi à influencer la morphologie d'érosion. Elles servent de bouclier à la mangrove en brisant les houles et participent ainsi à la formation de longs caps.

Partie 3. Synthèse

Les bancs de vase qui migrent le long de la côte des Guyanes peuvent être scindés en deux grandes parties : la vasière intertidale et la vasière subtidale. La partie immergée est la plus grande et la plus volumineuse. Le volume de la partie intertidale représente environ 5 % de celui de la partie subtidale mesurée. Sa partie la plus importante en terme d'épaisseur (supérieure à 1 m) s'étend jusqu'à une profondeur d'environ 9 m. Elle s'étend le long d'un axe perpendiculaire à la côte à trois ou quatre kilomètres au Nord-Ouest de la vasière intertidale en colonisation. A la surface, elle est composée de vase fluide à molle (de 350 à 650 g.l⁻¹), avec une fluidité maximum près de la côte. En profondeur, elle est formée de vases homogènes (faciès acoustique transparent), pouvant aller jusqu'à 5 m d'épaisseur (figure 4.23) à 5 km de la côte. Des surfaces d'érosion sont visibles au sein de cette formation qui semblerait indiquer qu'elle migre vers le Nord-Ouest par à-coups (succession de dépôts pouvant aller jusqu'à 1 m d'épaisseur par endroits) et non de façon continue. Ces phases de dépôts/érosion pourraient être dues aux périodes de forte agitation marine entre janvier et avril.

¹⁷ Entraînement de sable lors des courants de retour formés par les houles.



Les vasières intertidales sont plus petites. On peut en dénombrer plusieurs pour un banc de vase (ex : Macouria et Kourou-SE). Elles font environ 3 à 4 km de large pour 4 km de long. Leur morphologie varie énormément pendant les trois premières années de leur formation. Elles s'accroissent d'abord vers le large puis progressent parallèlement à la côte dans le sens de la dérive littorale. Leur formation est aidée par l'accumulation sur la côte de barres vaseuses de plusieurs kilomètres de long et de direction Sud-Est / Nord-Ouest, sous l'effet des houles à l'arrière du banc (figure 4.23). Il existe d'autres barres plus petites à l'avant du banc de direction Est-Ouest dont la formation et le déplacement restent encore soumis à discussion.

La mangrove se développe sur ces vasières mais uniquement sur des surfaces de vase consolidées. Leur expansion se fait en quatre phases : d'abord parallèlement à la côte (1) puis au centre de la vasière vers le large et par patchs sur le front de mer et dans la partie Sud-Est (2). Ensuite la colonisation s'étend très rapidement dans le sens de la dérive littorale et la partie Sud-Est de la vasière devient pratiquement entièrement colonisée (3). Enfin la colonisation se poursuit plus lentement, toujours dans le sens de la dérive littorale, sur les espaces de vase consolidée encore disponibles (4). Il est à noter que pendant cette dernière phase, la surface de vase consolidée devient un paramètre limitant pour la colonisation de la mangrove. Ces phases de colonisation sont le résultat d'une dispersion des propagules d'*A.germinans* par les courants de marée. Ceux-ci concentrent aux flots les propagules dérivantes sur des zones hautes à la rencontre de deux courants. Ces secteurs correspondent aux centres des vasières de Kourou-SE et Macouria, marquant le partage de deux bassins versants, ainsi que leur front de mer. Le dépôt des propagules s'effectue aux alentours de ces points au jusant, et notamment lors du déchet. Ces régimes de courants sont une conséquence directe de la morphologie des vasières donc à partir de l'analyse topographique d'une vasière, il est ainsi possible de prévoir les zones favorables à l'expansion de la mangrove côtière. Il est important de ne pas sous-estimer l'impact des réseaux de drainage très denses sur la consolidation de la vasière et la dispersion des propagules, même si aucune étude quantitative n'a été faite à ce sujet pour le moment.

L'érosion de la vasière et des mangroves se fait sous la forme d'un motif en dents de scie (figure 4.23) dont la cause n'est pas encore bien expliquée. Différentes hypothèses ont été émises à ce sujet. Cette érosion arrive rapidement sur les vasières et touche des populations de palétuviers denses, implantées une à trois années avant pour la vasière de Macouria et seulement un an avant pour celle de Kourou-SE.

- Chapitre 5 -

Dynamique morpho-sédimentaire d'une vasière sous influence amazonienne : Exemple de la Guyane française

Partie 1. Éléments modelant les surfaces intertidales de la zone intertidale p.104

Partie 2. Evolution topographique de la zone intertidale p.114

Partie 3. Reconstitution de l'historique de sédimentation : les cycles de marée p.124

Partie 4. Relation entre la microtopographie et l'espèce pionnière *Avicennia germinans* p.128

Partie 5. Synthèse p.134



Introduction

Les parties intertidales des vasières, le long de la côte des Guyanes, ont souvent été étudiées dans le but de quantifier leur migration, mais seulement à une grande échelle spatiale. En revanche peu d'études font état des processus sédimentaires qui les régissent. Ces vasières se trouvent en milieu ouvert et sont donc fortement sujettes aux forçages océaniques. Nous analyserons dans ce chapitre, à partir d'études faciologiques des dépôts, comment ces forçages structurent la formation et l'érosion de la zone intertidale des bancs. A cette fin, nous prendrons l'exemple de la partie intertidale de la vasière de Kourou-SE qui a été instrumentée et suivie pendant 2 ans entre 2009 et 2011. Certaines mesures utilisées également dans cette étude ont été effectuées lors de suivis sur la partie intertidale de la vasière de Macouria en 2008, quelques kilomètres plus à l'Est. Au début de cette étude, il a été constaté que les surfaces de vase au niveau de Kourou-SE étaient encore vierges de toute colonisation ce qui rendait ce site propice pour étudier les processus sédimentaires mais aussi la colonisation d'une vasière.

Dans une première partie, nous présenterons la morphologie des surfaces de cette vasière et notamment, comment celles-ci se modifient suite aux émergences répétées et à l'érosion. Dans un deuxième temps, nous étudierons l'évolution topographique de la zone intertidale à différentes échelles temporelles (de l'année à la marée) ainsi que les mécanismes associés grâce à plusieurs MNT réalisés entre 2009 et 2011. Par la suite, nous analyserons les dépôts vaseux dans la perspective de reconstituer l'historique de sédimentation de la vasière à partir de l'analyse de carottes. Les différents faciès de colonisation, observables sur le terrain, dus à la colonisation opportuniste d'*A.germinans*, seront aussi abordés dans un dernier temps. Ces dernières observations se réfèrent à des photos prises par la station autonome installée sur le site atelier et à de nombreuses observations et relevés de terrain.

Partie 1. Eléments modelant les surfaces intertidales de la zone intertidale

Dans cette partie, nous étudierons trois des éléments majeurs (1 biologique et 2 physiques) qui impriment la surface de la vasière intertidale ainsi que leur comportement vis-à-vis des dépôts sédimentaires. L'influence de la marée sur les zones intertidales est traitée plus particulièrement dans la partie suivante. Les développements qui seront présentés dans cette partie, sont fondés sur des carottages, des photos prises par la station autonome, des mesures de concentration du sédiment de surface, des mesures granulométriques et des observations sur le terrain.

1.1. Le biofilm

La surface de la vasière du site atelier est quasi-entièrement recouverte par un épais biofilm de couleur verte plus ou moins sombre (figure 5.1, (a)). Sa teinte et son épaisseur évoluent en fonction de l'ensoleillement et du temps d'émersion. Ils peuvent être relativement épais (< 1 mm) et se constituer d'une succession de films alguaux et de particules vaseuses (figure 5.1, (b)).

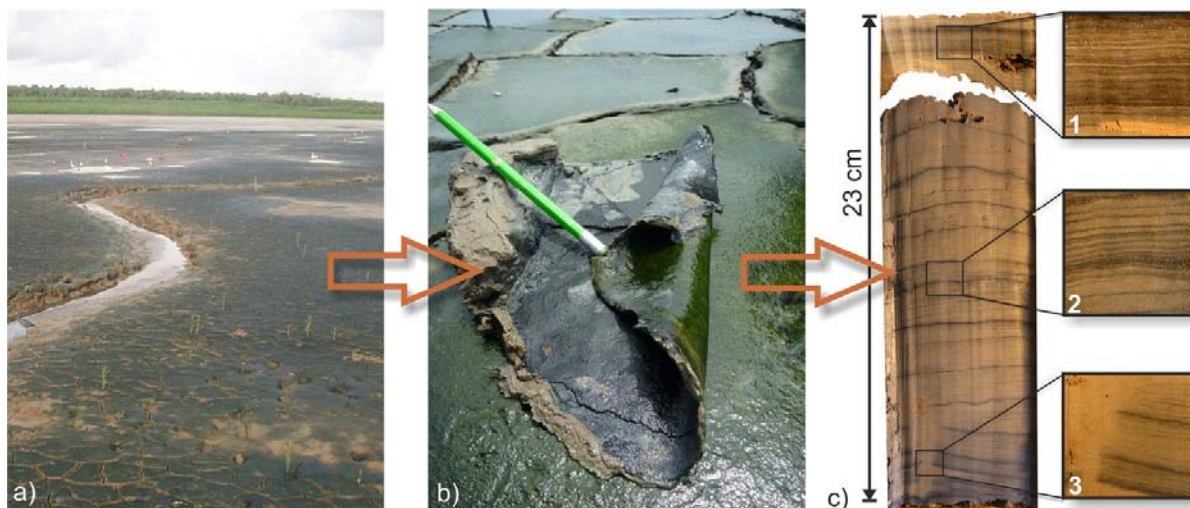


Figure 5.1 : (a) Recouvrement de la vasière du site atelier par un biofilm le 07/05/2010 ; (b) Zoom sur le biofilm de surface (b) ; (c) Conservation du biofilm dans le sédiment (laminés sombres) visible après l'ouverture d'une carotte. 1, 2 et 3 : zoom sur des zones de la carotte illustrant la variabilité de la structure interne.

Seules quelques petites zones, comme le bord interne des chenaux, la vase molle dans les dépressions, ou les zones plus basses composées également de vase molle, ne sont pas recouvertes par un épais tapis algal malgré la présence de micros algues benthiques, se manifestant par quelques taches jaunâtres à verdâtres. Un carottage dans de la vase molle, sur le bord du chenal principal de drainage, n'a révélé aucune structure interne particulière. La vase est homogène en profondeur et aucune lamine de matière organique n'est visible.

Les carottages effectués dans les trente premiers centimètres sur la vasière consolidée, montrent une alternance en profondeur de dépôts vaseux et de fines lamines noires de matière organique. Ces dernières sont constituées de particules argileuses enrobées dans de la matière organique (figure 5.1 (c)) (Jouanneau et *al.* 2003). Elles sont identifiables uniquement sur les parties consolidées de la vasière (> 650 g.l⁻¹, Fiot et Gratiot, 2006).

Lors du retrait de la mer, la vasière se couvre soit, d'une fine pellicule de vase issue des apports de la marée soit, de plusieurs centimètres de vase fluide issus des apports par la houle. Dans les deux cas, ces apports sédimentaires sont rapidement recouverts par le biofilm qui se reforme au-dessus des dépôts. Une partie du biofilm migre à travers ces derniers, laissant un lit de matière organique à l'emplacement de l'ancienne surface émergée (Pinckney et *al.*, 1991 ; Guarini et *al.*, 1997) (figure

5.2). La présence de matière organique dans le sédiment et de biofilm à la surface du sédiment favorise l'augmentation de sa cohésion et limite ainsi son érosion (Sornin, 1981 ; Chassefière et Monaco, 1987 ; Neumeier et *al.* en 2006 ; Lundkvist et *al.* en 2007). En traversant le dépôt vaseux grâce aux EPS (substances extracellulaires polymériques) secrétées et en se reconstituant à la surface pendant la marée basse, le biofilm augmente la cohésion de la vase fraîchement déposée et diminue ainsi le risque de remise en suspension des particules lors du flot suivant.

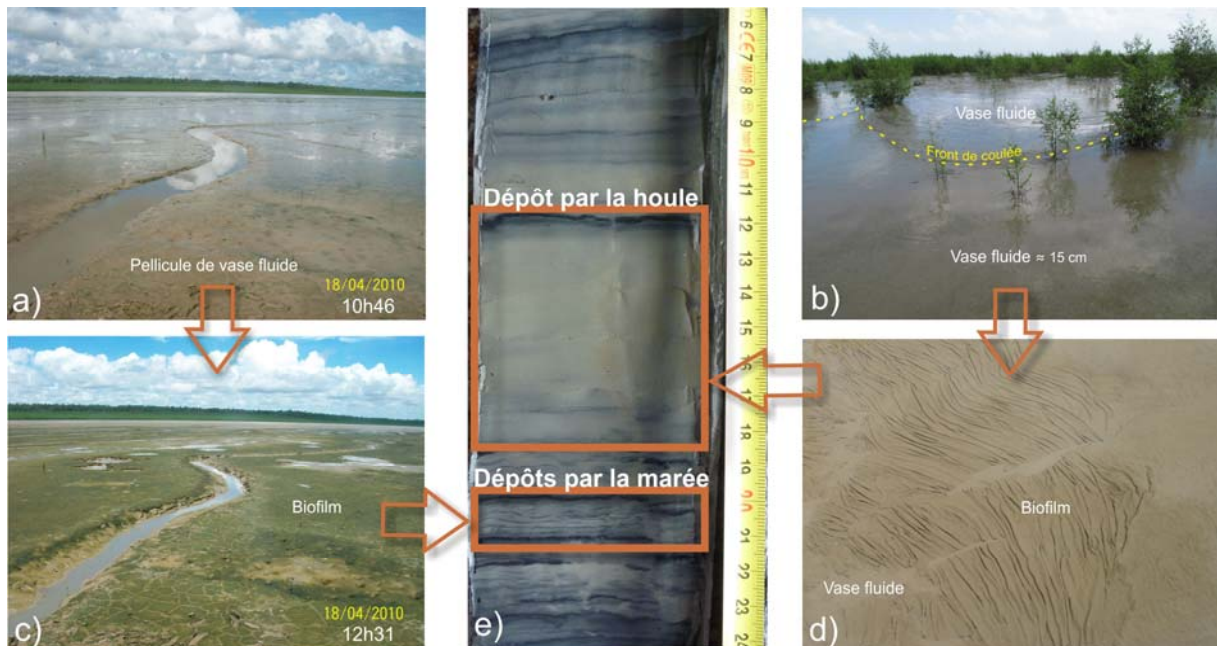


Figure 5.2 : Dépôts sédimentaires par la marée (a) et la houle (nappe de débordement) (b) et leur colonisation par le biofilm (c et d). e) Faciès des dépôts dans une carotte.

Le faciès de dépôt induit par la marée présente une alternance de lamines de matière organique avec des couches de vase très peu épaisses (quelques millimètres) (figure 5.2 (c) et 5.2 dépôt (e)). Théoriquement, chaque mince dépôt de vase limité par deux lamines de matière organique (lamine noire) dans une carotte correspond au dépôt dû à la sédimentation à l'étale de pleine mer. Mais certains événements ayant une influence sur la photosynthèse, tels que la diminution de la luminosité (nuit) et l'apport d'eau douce (crue ou forte pluie), peuvent diminuer la sécrétion d'EPS (constituant majoritaire des lamines sombres). L'influence des cycles jours/nuits et des crues du Kourou n'a pas été observée à partir des carottes.

Les apports de vase fluide, amenés par la houle (nappe de débordement), sont aussi recouverts en quelques heures d'un mince biofilm protecteur qui flotte à sa surface (figure 5.2 (c) et (d)). Il est cependant difficile d'estimer si un dépôt entre deux lamines sombres correspond à un seul apport ou à plusieurs successifs (figure 5.2, (e)). En effet, plusieurs jours sont nécessaires pour que la vase sèche et se tasse.

1.2. La dessiccation

La dessiccation est un des processus qui correspond à la perte de l'eau du sédiment et qui augmente sa concentration. Dans les premiers instants après émergence, la dessiccation est le principal facteur jouant sur l'évolution de la concentration des sédiments de surface (climat équatorial, température supérieure à 30°C). Le tassement comme la consolidation modifie les dépôts sédimentaires mais à plus long terme. Lorsqu'une vase est fortement asséchée, elle se fend ce qui crée des réseaux de fentes de dessiccation. En Guyane française, ses fentes sont très importantes pour le drainage de la vasière mais aussi pour la colonisation en piégeant les propagules d'*Avicennia germinans* dérivantes (Gardel et al., 2009, Proisy et al., 2009).

1.2.1. Temps d'émergence

Fiot et Gratiot (2006) ont mis en évidence un lien reliant l'altitude de la vase par rapport au zéro hydrographique et son état de consolidation pour différentes vasières le long du littoral en Guyane française. Au-delà de 2,4 m d'altitude, la vase est consolidée (concentration > 650 g.l⁻¹). La dessiccation des apports vaseux se passe à l'air libre et la différence d'altitude entre les différents secteurs des vasières jouent sur leur temps d'émergence et donc sur la concentration des sédiments à leur surface. L'analyse des hauteurs de marée selon le modèle du SHOM, réglé à partir de données in-situ aux Iles du Salut, a permis de confirmer le seuil altitudinal autour de 2,4 m par rapport au zéro hydrographique pour la vasière du site atelier (figure 5.3, Gensac, 2009).

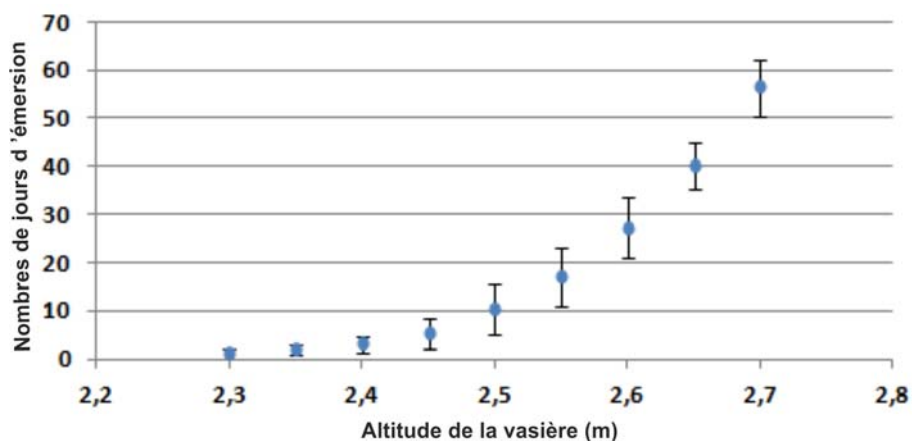


Figure 5.3 : Moyenne du nombre de jours d'émergence de la vase à Kourou, en fonction de l'altitude par rapport au zéro hydrographique, pour la période 1950-2008. Le nombre de jours d'émergence par an augmente rapidement pour les altitudes supérieures à 2,4 m.

En comparant des mesures de concentration du sédiment superficiel (< 1 cm) avec un profil topographique réalisé à la même période (figure 5.4), il apparaît nettement une relation entre ces deux éléments. Les prélèvements échantillonnés en dessous de 2,4 m d'altitude sont composés de vase molle en consolidation (< 650 g.l⁻¹). La concentration de la vasière au-dessus de cette altitude

seuil oscille quant à elle entre 750 et 800 g.l⁻¹. Le point le plus haut est une exception avec une concentration d'environ 250 g.l⁻¹ qui correspond à une valeur de vase fluide. Ce point est le plus proche du front de mer et des apports de vase fluide par débordement ont eu lieu quelques jours avant la prise d'échantillons. Un apport de vase fluide plus ancien est aussi identifiable par trois échantillons présentant des concentrations relativement faible (≈ 690 g.l⁻¹) par rapport à leur altitude ($\approx 2,8$ m).

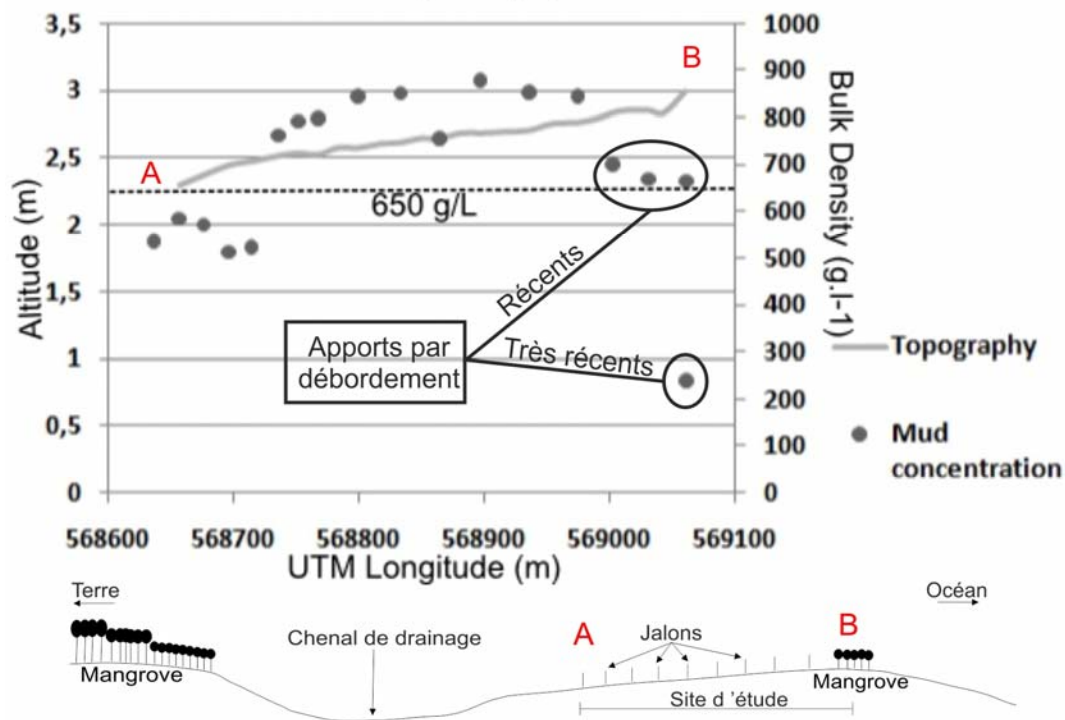


Figure 5.4 : Evolution de la concentration des sédiments de surface le long d'un profil topographique réalisé sur le site d'étude (vasière de Kourou-SE). Prélèvements effectués au pied des jalons le 01/03/2010.

Les valeurs de concentration de surface sont néanmoins à prendre avec précaution car elles peuvent varier fortement à cause d'apports de vase fluide, de l'épaisseur du biofilm ou de forte pluviosité. Ainsi, les échantillons prélevés le 29/10/2011 sur le site atelier, recouvert par de la mangrove jeune, ont tous présenté une concentration aux alentours de 460 g.l⁻¹. Cette faible concentration s'explique par les présences de fortes pluies durant cette période et d'un biofilm gras. Les plus fortes concentrations des sédiments de surface ont été obtenues le 15/01/2011, elles fluctuaient entre 900 et 1163 g.l⁻¹.

La vasière au-dessus de 2,40 m d'altitude, par rapport au zéro hydrographique, présente des fentes de dessiccation alors qu'elle n'émerge qu'une dizaine de jours entiers par an (figure 5.3). Les processus d'assèchement de la vase ne nécessitent pas de longues journées d'émersion. Elles se réalisent par à-coups, en quelques heures, même si la marée revient deux fois par jour. La dessiccation est favorisée par une abondante présence d'argiles dont notamment des smectites

(argiles gonflantes) difficiles à réhydrater. Le nombre d'heure par jour, et non le nombre de jours consécutifs d'émergence, est à considérer pour étudier l'évolution de l'état de dessiccation de la vase contrairement à ce qui a été considéré dans les études ultérieures (Fiot et Gratiot, 2006 ; Proisy et al., 2009)

1.2.2. Etapes de la dessiccation

La persistance d'une dessiccation provoque la contraction de la vase qui donne naissance à des craquelures. Elles sont d'autant plus importantes que la vase est composée d'environ 26 % de smectites (Pujos et al., 1996), ce qui autorise de grandes variations de volume compte tenu de leur forte capacité à absorber l'eau et à se rétracter. Ces craquelures s'initient soit, à cause d'un stress hydrique lors du dessèchement soit, à partir de défauts comme des empreintes d'oiseaux, des pistes de vers, des gastéropodes, des terriers, des grains plus grossiers ou même des bulles d'air emprisonnées. Les fentes de dessiccation peuvent ressurgir 1,5 jours après leur fermeture réalisée par un colmatage (apports de vase fluide) ou lors d'une immersion (décantation des MES) (Gardel et al., 2009). Les fentes n'apparaissent pas toutes simultanément, mais en plusieurs générations : une nouvelle génération apparaît à partir d'une ancienne en se propageant d'abord perpendiculairement puis vers la direction normale à la direction de la plus forte tension (Weinberger, 1999). Les fines fissures s'élargissent et s'allongent jusqu'à ce qu'elles recoupent en angle droit une autre fente, créant des polygones aux formes remarquables. Contrairement à ce que l'on pourrait penser, les fentes de dessiccation ne se forment pas uniquement à partir de la surface du sédiment mais peuvent aussi se façonner légèrement en profondeur (Weinberger, 1999, 2001) (figure 5.5).

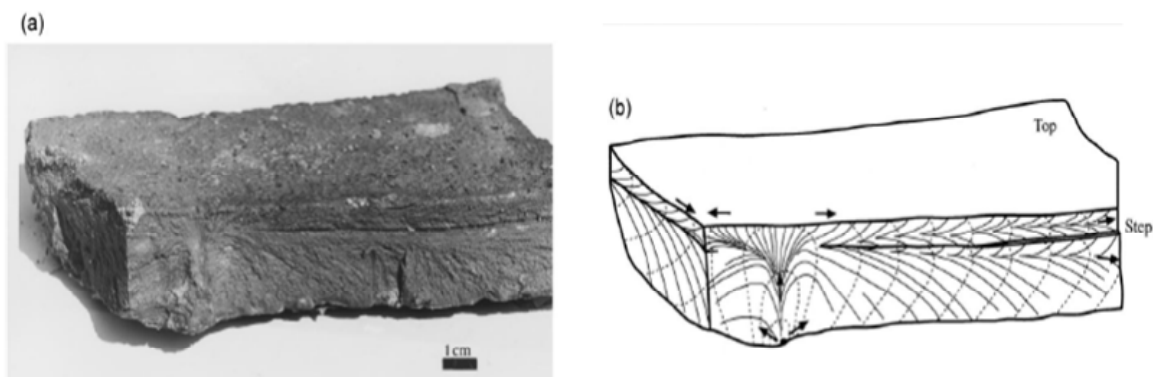


Figure 5.5 : (a) Vue oblique d'un polygone créé par des fentes de dessiccation ; (b) schéma interprétatif de la morphologie de surface associée à la propagation d'une fente. La fente se forme en profondeur puis se développe vers le haut jusqu'à la surface et ensuite latéralement. Weinberger, 1999

Le réseau peut s'étendre sur de vastes surfaces facilitant ainsi les échanges entre la vase, l'air et l'eau. D'après des observations sur le terrain lors de la marée montante, l'eau de mer s'infiltré et progresse dans le réseau de fentes avant de déborder pour se répandre à la surface de la vase. A marée descendante, le processus s'inverse. Ce phénomène permet de maintenir une humidité plus

constante légèrement en profondeur et favorise aussi le drainage de l'eau dans les sédiments de surface, augmentant, par là-même, sa concentration. La figure (5.6) illustre l'évolution morphologique d'un réseau de fentes de dessiccation sur une parcelle de la vasière de Kourou SE.

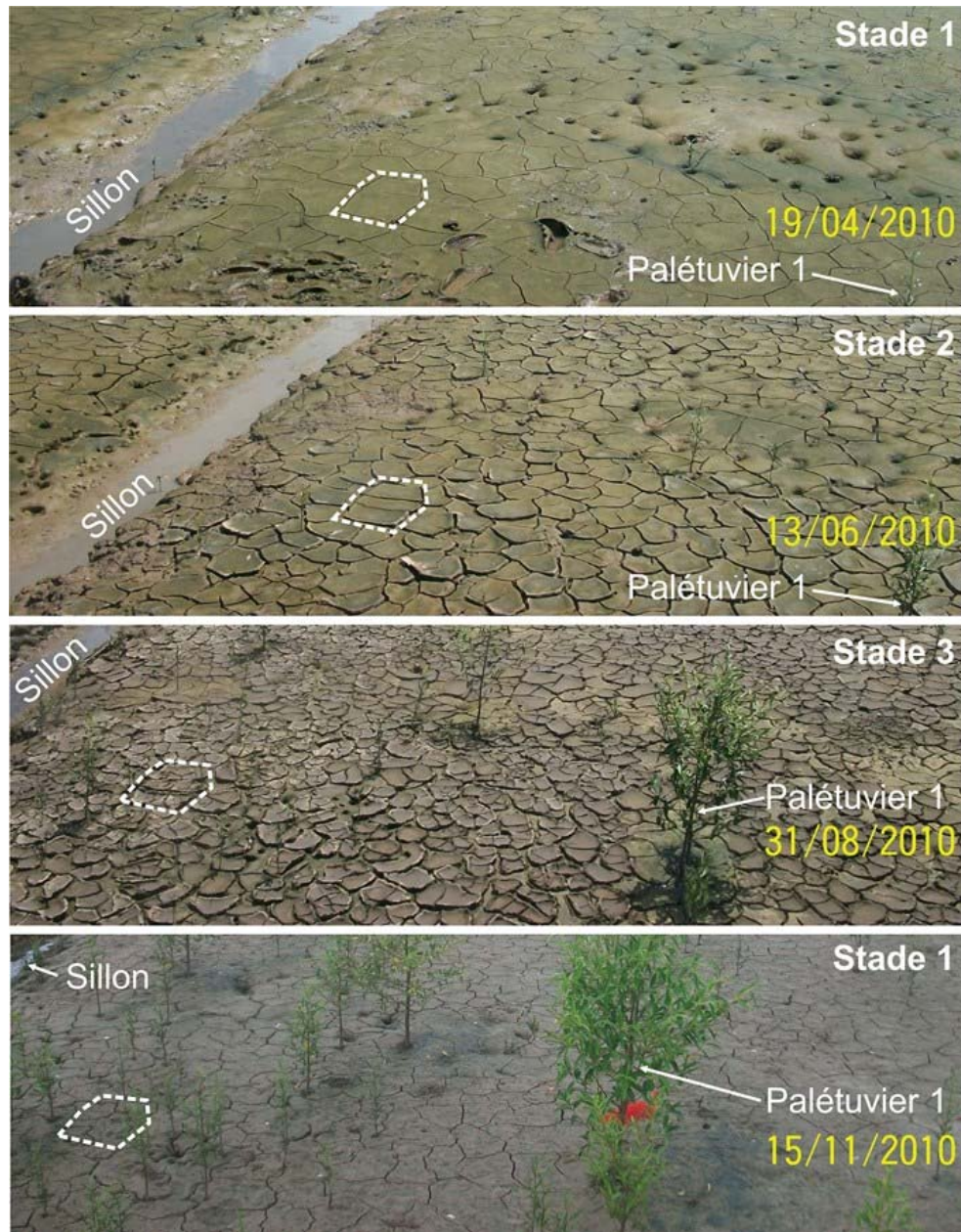


Figure 5.6 : Evolution morphologique d'un réseau de fentes de dessiccation. Le polygone en pointillé délimite un polygone de dessiccation (référentiel : 19/04/2010). Extraits de photos prises par la station d'observation sur la vasière de Kourou SE.

Le 19/04/2010, la vase était consolidée puisque le 01/03/2010 elle avait déjà une concentration déjà supérieure à 650 g.l^{-1} . Elle est peu colonisée, seules deux ou trois petites pousses d'*A. germinans* sont visibles. A part une légère dépression dans la partie supérieure droite de la photo, la surface est recouverte de fentes de dessiccation qui forment des polygones de grandes tailles (stade 1 : estimation de l'ordre de 30 à 40 cm de large pour les plus grands). Le 13/06/2010, la vase dans la dépression est elle aussi mosaïquée par de larges polygones, suivant le même faciès que celle du

19/04/2010. Cependant, le nombre de fentes sur le reste de la zone a augmenté. Les polygones formés en avril se sont fendus en de plus petites parties. Les bords de ces polygones ont tendance à se relever ce qui leur donne une forme de cupule (stade 2). Deux mois et demi plus tard, le processus s'est poursuivi. Les polygones sont de plus en plus petits et leurs bords d'avantage relevés. Ils sont presque complètement détachés de la couche inférieure qui est maintenant visible dans les fentes (stade 3). Entre début septembre et mi-novembre, les apports de vase se sont accentués recouvrant le réseau de fentes de dessiccation. Un nouveau réseau est en formation mais les fentes ne sont pas aux mêmes emplacements que lors du stade 1 précédent.

Gardel et *al.*, 2009 ont mis en évidence la réouverture des réseaux de fentes de dessiccation en un jour et demi après un recouvrement par un apport important de vase. Cette réouverture du réseau de fentes a aussi été observée à partir des photos (figure 5.6, stade 1 et 2). A un certain stade de dessiccation, lorsque les polygones sont trop petits, l'hydratation de la vase n'est plus suffisante pour refermer les fentes par gonflement des minéraux argileux, notamment les smectites (stade 3). Les nouveaux apports vaseux comblent les espaces entre eux puis les submergent. Un nouveau réseau se met ensuite en place (stade 1 le 15/11/2010). Cette superposition de réseaux de fentes de dessiccation a été observée dans une carotte sédimentaire prélevée le 29/10/2009 sur une partie ancienne de la vasière de Macouria (site EQUINOX). Elle fragilise ainsi la vasière face à l'érosion (sujet abordé dans le point 3 de cette partie). En stade 2 et 3, les polygones sont de tailles différentes, leur forme est recourbée, ce qui crée de nombreux obstacles et irrégularités. Les dépôts de vase ne sont donc pas homogènes sur toute la vasière. Pour chaque polygone, il n'y aura pas forcément ni le même nombre de lamines ni la même épaisseur de vase entre elles, comme le prouvent deux carottes espacées seulement de quelques mètres. Ces variations latérales de faciès compliquent fortement l'interprétation et la reconstitution des événements sédimentaires sur la vasière.

De nombreux terriers de crabes perforent la surface de la vasière. Ils sont généralement visibles dans les dépressions (figure 5.6) et sur les levées des sillons. Ils constituent un véritable réseau souterrain et semblent augmenter le gradient de concentration de la vase en profondeur en : (1) favorisant la dessiccation en surface, par accélération du drainage (Gardel et *al.*, 2009) et (2) en maintenant une humidité importante en profondeur, en améliorant la circulation de l'eau vers les zones internes de la vasière lors du flot.

1.3. La houle

L'érosion des zones intertidales des bancs se fait principalement via la houle. En déferlant, elle arrache des blocs de vase qui sont ensuite roulés et prennent la forme de galets pour être

progressivement fluidisés. Ces blocs de vase sont en fait d'anciens polygones prédécoupés par les réseaux de fentes de dessiccation. Le décollement de ces polygones se produit au niveau de couches moins consolidées, situées en profondeur qui correspondraient à d'anciens réseaux de dessiccation (ancien stade 3 recouvert). La houle réalise un véritable décapage de la vasière, couche par couche, ce qui engendre une ou plusieurs microfalaises sur le front d'érosion de la vasière (figure 5.7). Deux microfalaises successives, d'environ 15 à 20 cm chacune, ont ainsi été observées sur la vasière de Kourou-SE le 08/03/2011. Les galets mous formés sont de tailles très diverses, allant de quelques centimètres à des blocs de plus de 40 cm de côté (figure 5.7, A et B). Une fois les galets mous arrachés, il apparaît une surface plus ou moins lisse avec des petites protubérances (figure 5.7, 2). Celles-ci correspondent aux centres des polygones de vase qui se sont décollés pour former les galets. Cette surface se ravine pour aboutir à des zones complètement déstructurées (figure 5.7) permettant l'arrachage de nouveaux blocs de vase par la houle. Le 03/03/2010, une accumulation de galets mous, sous forme de barres a été constatée (figure 5.7, A et 5.8, B) ; elle est probablement due à une période de forte agitation marine observée quelques jours auparavant. Ils ont été accumulés et ramenés vers la côte par la houle. Ni l'extension ni l'épaisseur de ces objets n'ont pu être mesurées car il fut impossible de progresser dans ces accumulations de galets vaseux. La barre observée de plus près, devait s'étendre sur plus de 100m de long, 15 m de large et 1 m d'épaisseur (figure 5.7). Grâce à la houle, les barres ont continué leur progression pour se répandre sur le haut de la vasière en direction du littoral. L'érosion, via ces apports de galets mous ou de vase fluide (lac de crème de vase), est une source d'apports sédimentaires pour les parties les plus internes des vasières s'ils ne sont pas arrêtés par la mangrove (la mangrove n'était pas assez abondante sur le front d'érosion du site atelier).

La puissance des houles ne contribue pas seulement à l'érosion de la vasière; elle engendre aussi des dépôts importants de vase très fluide par nappe de débordement (figure 5.2 c et d). Ces dépôts pourraient provenir d'une accumulation de vase très fluide, remise et maintenue en suspension par l'agitation des houles dans la partie subtidale (Traykovski et *al.*, 2000) à l'arrière des bancs. Suite à un ou plusieurs épisodes de fortes houles, ces apports seraient amassés en zone intertidale par débordement, sous forme de vastes lacs de crème de vase (concentration < 300 g.l⁻¹). Ces lacs sont des objets sédimentaires remarquables par leur mobilité. Trois lacs de crème de vase ont ainsi été observés le 10/10/2010 sur le front de mer au niveau du site atelier. Le lendemain, le chenal du Kourou était fortement envasé par cette arrivée massive de vase fluide ainsi qu'une grande partie proche du front de mer de la vasière de Kourou-SE.

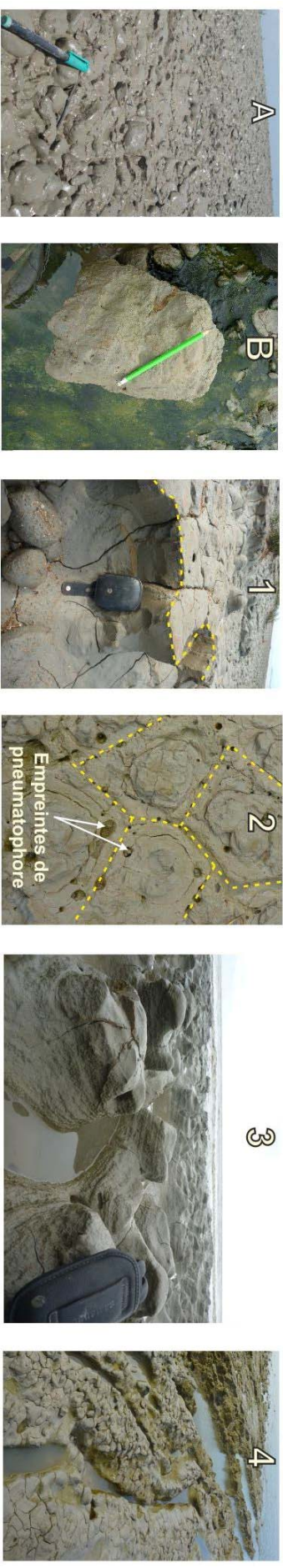
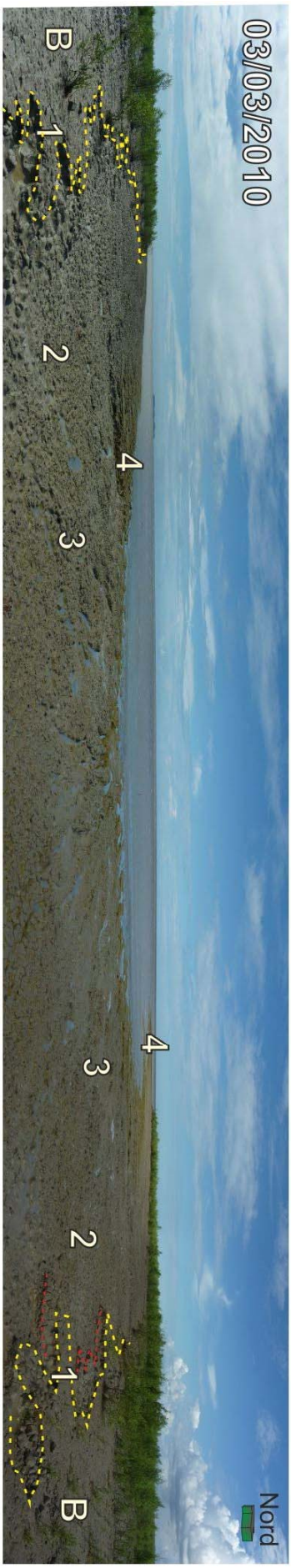


Figure 5.7 : Vue du front de mer de la vasière de Kourou-SE. Les deux panoramas ont été réalisés au même endroit à six mois d'intervalle. La marée était basse le 29/09/2010 et montante le 03/03/2010. (A) accumulation de petits galets mous sous forme de barre (zone en rouge); (B) galet mou formé récemment; (1) microfalaise; (2) surface après formation de galets mous. Les traces de l'ancien réseau de fentes de dessiccation mais aussi des anciens pneumatophores sont identifiables; (3) début de ravinement de la vasière; (4) Le ravinement plus poussé entraîne une destruction de la vasière

Partie 2. Evolution topographique de la zone intertidale

Nous aborderons dans cette partie l'évolution topographique de la zone intertidale à différentes échelles temporelles, allant de modifications semi-journalières (marée) à celles annuelles. Ces évolutions ont été quantifiées à partir de mesures réalisées par deux ALTUS et par des relevés topographiques (MNT) ainsi que des observations sur le terrain.

2.1. Processus sédimentaires à l'échelle semi-journalière

2.1.1. En front de mer

Outre les formes de dépôts par la marée, deux formes de dépôts provoqués par un épisode de forte houle ont été observées sur le site atelier. La première se présente sous forme de vase fluide (figure 5.8 (A)) et la seconde sous forme d'accumulation d'une multitude de galets mous (figure 5.8 (B))

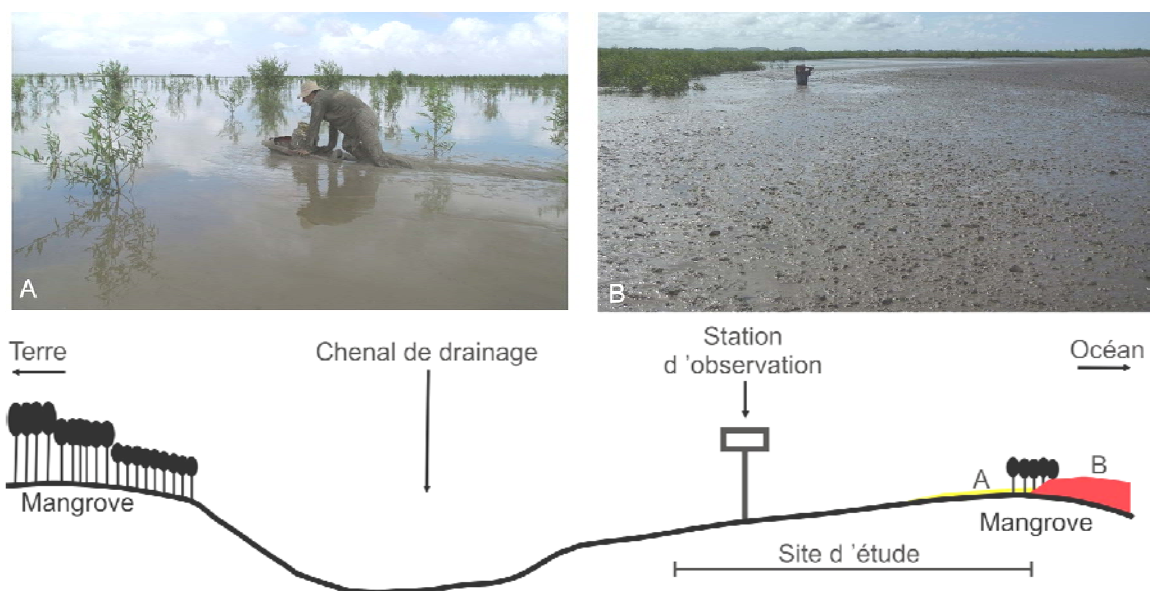


Figure 5.8 : Photos des faciès des apports sédimentaires par la houle sous forme d'accumulation de vase fluide (A) et galets mous (B) le 18/02/2010.

Le 18/02/2010, le front de mer de la vasière de Kourou-SE était recouvert par d'importantes accumulations de galets mous, de quelques centimètres de long pour les plus gros, enrobés dans une matrice de vase molle. Elles avaient une forme de barre et une épaisseur d'au moins 1 m (taille de la personne sur la photo (B) de la figure 5.8, B : 1,7 m). Cet épais dépôt s'étendait jusqu'aux premiers palétuviers, les recouvrant pour la plupart. Derrière la ligne de palétuviers présente sur le front de mer, un dépôt de vase fluide s'étendait par débordement à travers les palétuviers (figure 5.8, (A)). Ce dépôt fluide formait une couche allant jusqu'à 15 cm d'épaisseur et qui s'amincissait vers la côte. Les

dépôts par débordements, observés lors des campagnes de mesures, n'ont jamais atteint la partie interne de la vasière. Ils sont restés proches du front de mer.

2.1.2. En zone interne

Dans la partie interne du banc de vase la sédimentation est donc principalement due aux apports par la marée. Des photos prises par la station d'observation ont permis d'observer ce phénomène de dépôt semi-journalier.



Figure 5.9 : Matière en suspension au flot et au jusant. Photos prises par la station d'observation sur la vasière de Kourou SE au flot (a) et au jusant (b).

Sur la figure (5.9, (a)), l'eau du flot provenant du sillon est très fortement chargée en sédiments en comparaison de celle s'écoulant lors du jusant qui est, quant à elle, presque translucide (figure 5.9, (b)). Cette différence de couleur de l'eau, due aux MES transportées, a été observée à de multiples reprises dans la base de données des photos prises par la station d'observation pendant un an et demi. Une concentration de $2,4 \text{ g.l}^{-1}$ en MES a été mesurée dans les eaux remontant les sillons lors du flot le 01/03/2010, avec des eaux un peu moins chargées dans le chenal principal ($1,6 \text{ g.l}^{-1}$). Il est toutefois probable qu'elles sont à relativiser puisqu'elles sont le fait d'un échantillonnage ponctuel et non d'un suivi régulier au cours d'une marée. Lors de la marée haute du 01/03/2010, la vasière était recouverte par 1,2 m d'eau turbide. Celle-ci aurait engendré un dépôt de 0,9 mm si toutes les particules présentes dans la colonne d'eau, sédimentaient.

Même si l'eau est relativement transparente lors des jusants, il est fort probable que moins de 100 % des particules en suspension ne décantent. La vitesse de chute des particules est un sujet complexe d'autant plus lorsqu'il s'agit de particules fines, soumises à des phénomènes de floculation et pouvant former des agrégats, dont les vitesses de chutes sont très supérieures à celles des particules élémentaires (Migniot 1977 ; Droppo, 2001). Migniot (1977) prend l'exemple d'une particule fine d' $1 \mu\text{m}$ (taille granulométrique des argiles), ayant une vitesse de chute de $0,001 \text{ mm.s}^{-1}$ en eau calme, pour illustrer ce propos. Cette particule élémentaire met environ 120 jours pour

parcourir 10 m alors qu'en floculant sa vitesse de chute varie entre 0,1 et 0,8 mm.s⁻¹ et le floc ne met plus que 5 heures pour parcourir la même distance. Ce processus de floculation peut expliquer la diminution importante de la turbidité de l'eau à l'étape de pleine mer sur la vasière de Kourou-SE. Pour rappel, la vase littorale le long de la côte des Guyanes, est composée de 10 à 15 % d'argiles (taille granulométrique < 4 µm) d'après Ridé (2007). La figure (5.10) présente la granulométrie des sédiments de surface sur la vasière. Les échantillons ont été prélevés à proximité des jalons sur le site atelier.

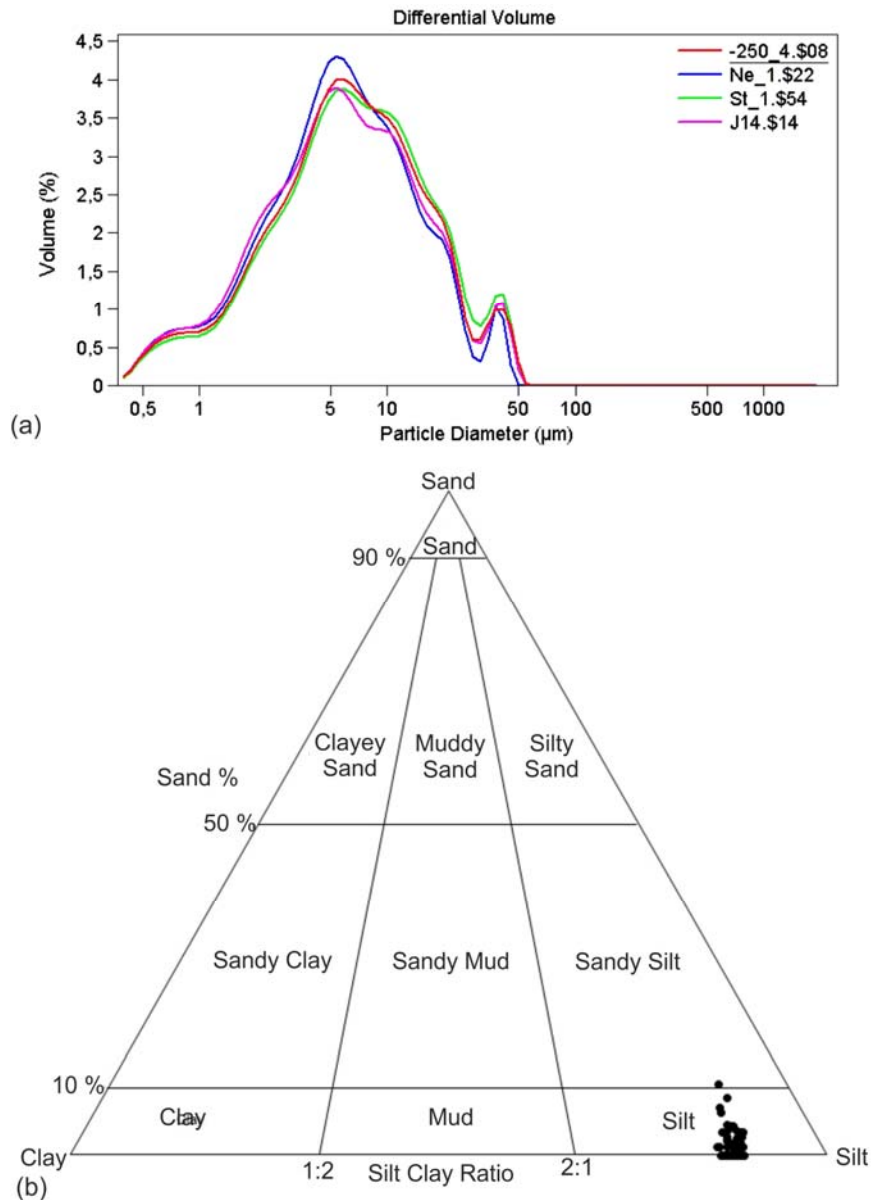


Figure 5.10 : Granulométrie laser des sédiments de surface sur la zone atelier le 01/03/2010. (a) Volume différentiel ; (b) Diagramme « sand-silt-clay ».

La granulométrie est homogène sur la zone étudiée et coïncide avec les résultats obtenus par Ridé (2007). La vase est constituée d'un assemblage plurimodal d'argile, au sens granulométrique (14 µm), de silts très fins (mode à 6 µm) et de silts grossiers (mode a 45 µm) (figure 5.10, (a), d'après la

classification de Wentworth, (1922). Le sédiment est composé granulométriquement d'environ 10 % d'argile, de 90 % de silt ainsi que de quelques pourcents de sable. La floculation est un processus dans lequel beaucoup de facteurs entrent en jeu comme la taille et la concentration des particules, la salinité ainsi que l'agitation de l'eau. Des particules fines, une concentration inférieure à 15 g.l^{-1} (chute non entravée), une salinité supérieure à 5 ‰ et une faible agitation, sont des conditions optimales pour la floculation et la vitesse de chute des particules (Migniot, 1968, 1977). Toutes ces conditions sont respectées sur la partie intertidale et consolidée des vasières, sauf en cas de forts vents qui auraient pour conséquence d'augmenter l'agitation. Les dépôts de crème de vase à chaque marée se déshydratent pendant la marée basse. Cette diminution d'épaisseur est difficilement quantifiable car les dépôts sont très minces ($< 1 \text{ mm}$) et composés d'argiles dont des smectites (Ridé, 2007) qui retiennent très efficacement l'eau dans leur espace interfoliaire.

Les concentrations en MES, échantillonnées lors du flot, sont largement supérieures à celles mesurées en mer en zone subtidale que ce soit lors de prélèvements ($< 0,7 \text{ g.l}^{-1}$ le 14/10/2010) ou par satellite ($< 0,5 \text{ g.l}^{-1}$ Froidefond *et al.*, 2004). L'apport des fleuves est aussi relativement faible avec une moyenne de $0,1 \text{ g.l}^{-1}$, mesures prises en juin 2012 sur l'Oyapock, un des plus gros fleuves guyanais. La principale source en MES est donc interne au banc.

2.2. Processus sédimentaires à l'échelle des cycles vives-eaux / mortes-eaux

Deux ALTUS ont été implantés au bord du chenal de drainage principal dans la vase molle et sur la vasière consolidée entre le 23/02/2010 et le 03/03/2010 afin de caractériser la dynamique sédimentaire de la partie interne de la vasière de Kourou SE (figure 5.11). Les données enregistrées avant le 28 février ne seront pas considérées car les hauteurs d'eau étaient trop faibles pour obtenir assez de mesures avec l'échosondeur au cours d'une marée haute.

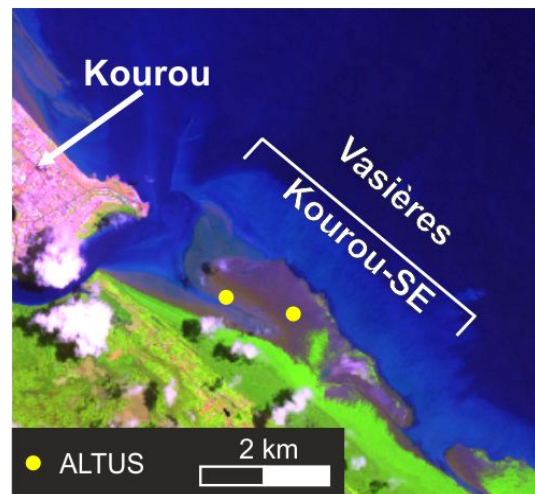


Figure 5.11 : Extrait de la figure position ALTUS et ADCP du chapitre 2.

La marée du 2 mars illustre les processus sédimentaires pour la zone en bord du chenal de drainage principal, celles du 28 février servent de référence pour la vasière consolidée (figure 5.12).

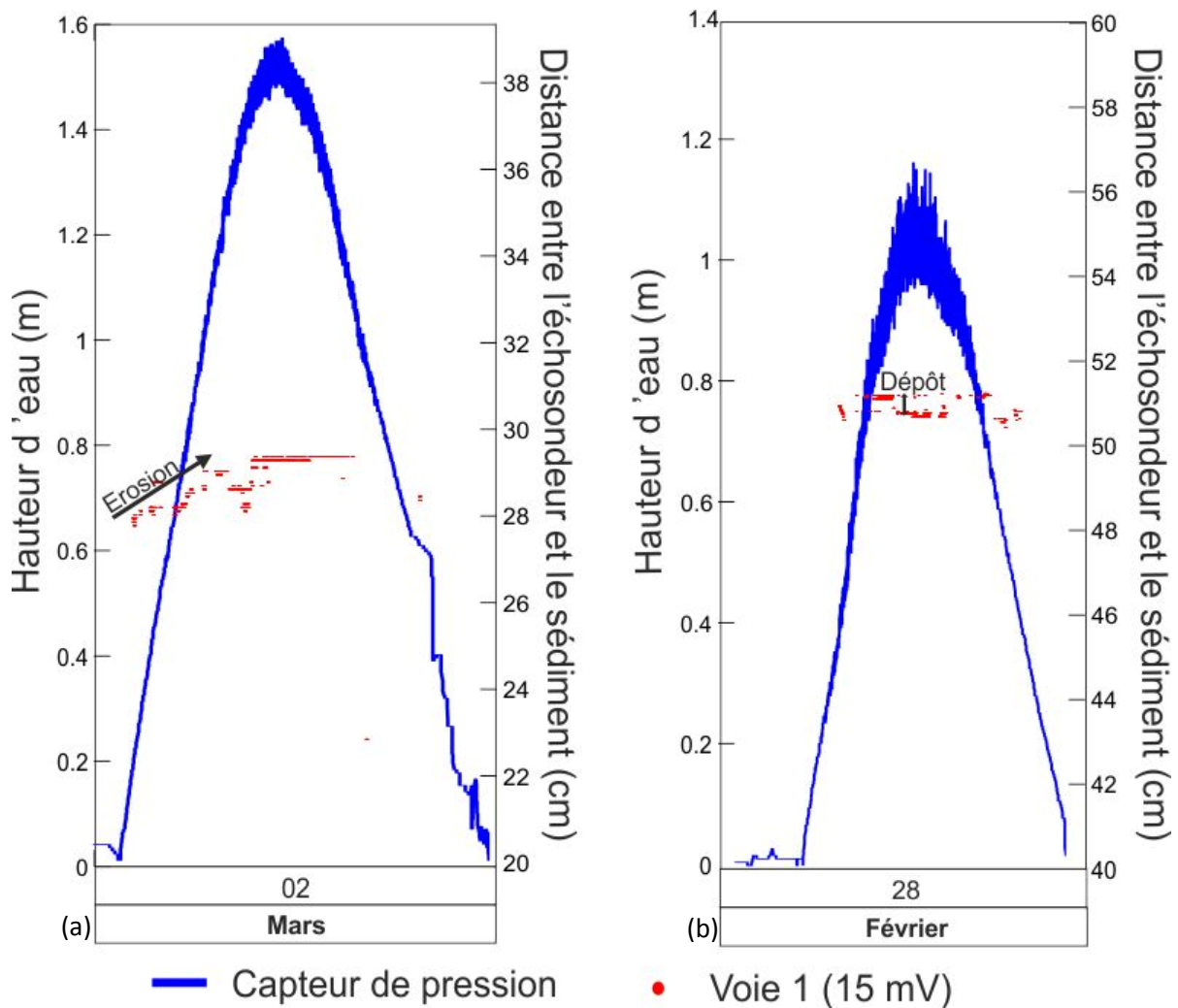


Figure 5.12 : Hauteurs d'eau (capteur de pression) et distance entre l'échosondeur et la surface du sédiment (Voie 1) sur la vasière de Kourou SE. ALTUS implantés au bord du chenal de drainage principal (a) : à 1 km au NO de la station et sur de la vase consolidée (b) à 100 m de la station d'observation.

Au niveau du chenal de drainage la distance entre l'échosondeur et la surface du sédiment s'accroît d'environ 1,5 cm lors du flot (figure 5.12, (a)). A l'étape de pleine mer l'érosion s'arrête et aucun dépôt de vase fluide n'est visible au jusant. A l'inverse, la distance entre la surface de la vasière consolidée et l'échosondeur est en augmentation indiquant un dépôt (figure 5.12, (b)). Une couche de vase fluide (doublement du signal) de quelques millimètres (< 5 mm) d'épaisseur est déposée lors du flot. La topographie reste stable pendant l'étape de pleine mer et le jusant. Le chenal de drainage est donc en érosion lors du flot alors que la vasière consolidée est en accrétion par sédimentation de dépôts de vase fluide.

Durant la période de mesure (23/02/2010 et le 03/03/2010), la tendance est à une diminution relative de la topographie au niveau de l'ALTUS implanté en bordure de chenal, avec une perte

d'environ 3 cm de vase. Une légère accélération de cette diminution le 2 mars pendant le flot au matin est à noter. Au cours des six marées consécutives, la remise en suspension des sédiments s'est donc principalement faite au cours des périodes de flots, avec une stabilisation lors de l'étales et du jusant. De faibles dépôts de vase, lors des jusants du 28/02 soir et du 02/03 au matin, ont quand même été mesurés (figure (5.13, (a))).

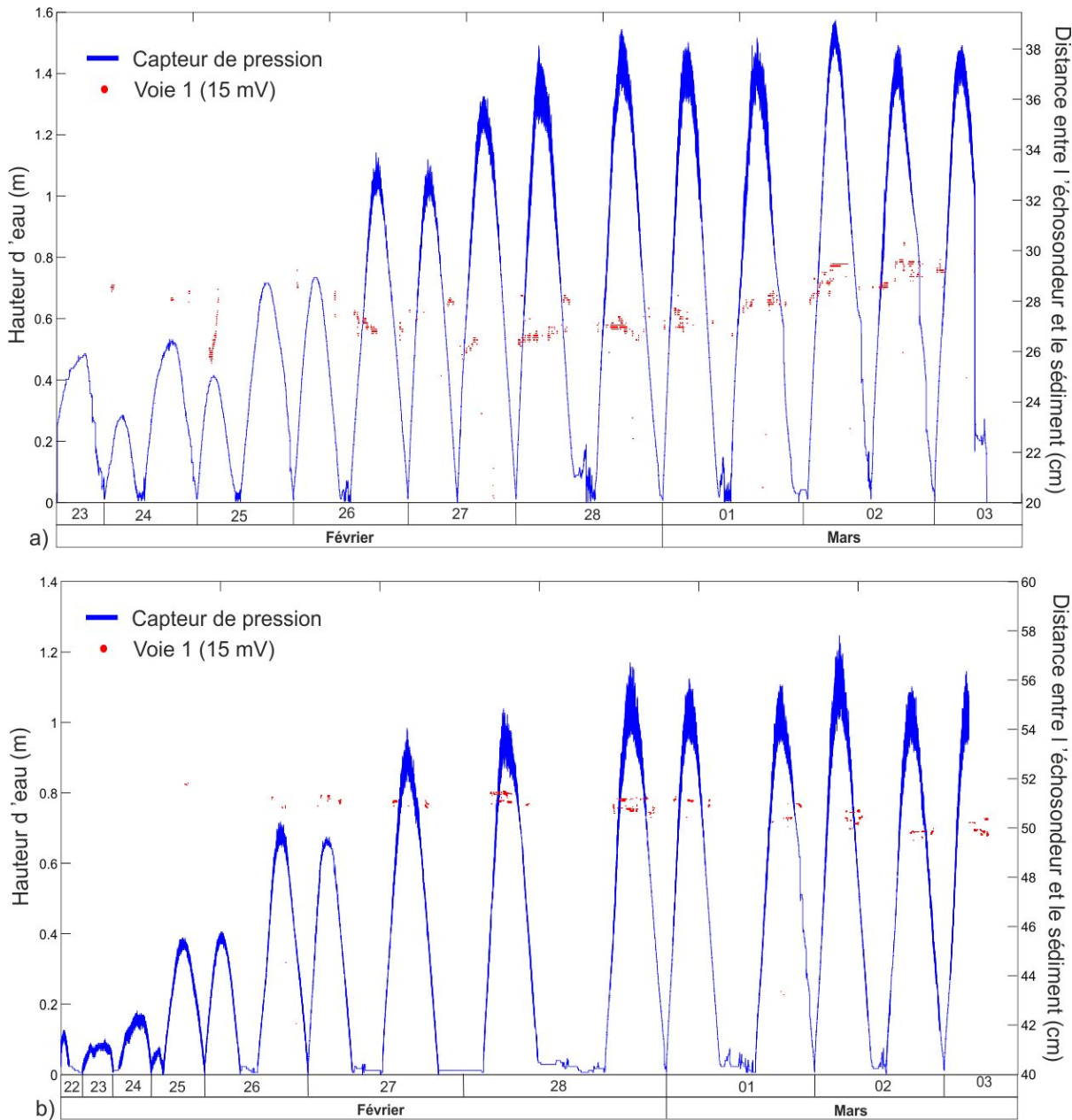


Figure 5.13: Hauteurs d'eau (capteur de pression) et distance entre l'échosondeur et la surface du sédiment (Voie 1) sur la vasière de Kourou SE. ALTUS implantés au bord du chenal de drainage principal (a) : à 1 km au NO de la station et sur de la vase consolidée (b) à 100 m de la station d'observation. Les différences d'écarts entre les marées sont provoquées par la présence, ou non, d'une pellicule d'eau sur le capteur de pression de l'ALTUS. Tant qu'elle est présente, l'appareil continu de mesurer. Mesures effectuées du 22/02/2011 au 03/03/2011.

La vasière au niveau de l'ALTUS proche de la station d'observation est consolidée. Sa topographie relative a subi une augmentation lente mais constante durant la période de mesures, entraînant une élévation finale d'1 cm avec une légère accélération du dépôt le 02/03 (figure 5.13, (b)).

L'augmentation, assez rapide de la topographie relative ce jour-là, est à mettre en correspondance avec l'augmentation de l'érosion, pour cette même marée, au niveau du chenal de drainage principal. L'apport sédimentaire se fait sous forme de dépôts de vase fluide ($2,4 \text{ N.m}^{-2}$, Ridé, 2007) identifiables par un doublement du signal reçu par l'échosondeur.

Les caractéristiques de la vase des sites d'implantation des ALTUS, pendant les vives-eaux des 22/02/2010 au 03/03/2010, ont été prises en compte afin d'expliquer les différences en terme de processus sédimentaires, entre ces deux sites.

- En bordure du chenal principal de drainage : hauteur d'eau maximale moyenne pendant les marées hautes (z) = 1,4 m ; rigidité initiale de la vase (τ_y) = $8,7 \text{ N.m}^{-2}$ (vase molle, Ridé, 2007).

- Sur la vasière consolidée : hauteur d'eau maximale moyenne pendant les marées hautes (z) = 1 m ; rigidité initiale de la vase (τ_y) $\approx 80 \text{ kN.m}^{-2}$ et $2,4 \text{ N.m}^{-2}$ (respectivement, vase consolidée et crème de vase juste déposée, Ridé, 2007).

La remise en suspension des sédiments fins et cohésifs par un courant est intimement liée à l'évolution de leur cohésion (Migniot, 1977 ; McCave, 1984). Il faut que la contrainte de frottement (τ_f) soit supérieure à la contrainte critique de cisaillement (τ_{oc}) pour permettre l'érosion des particules vaseuses.

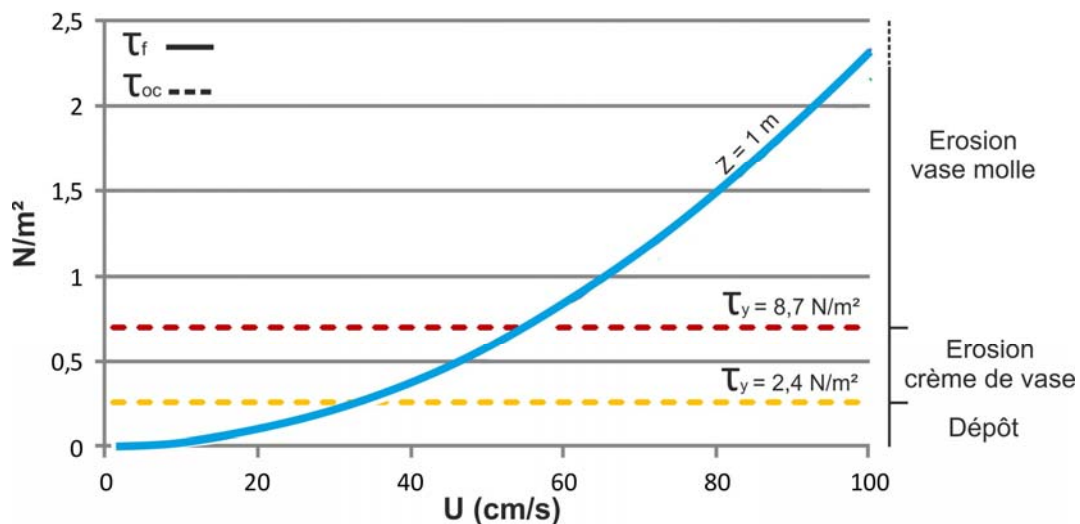


Figure 5.14 : Courbes d'évolution de τ_f en fonction de la vitesse du courant (U). τ_y représente la rigidité initiale de la crème de vase et de la vase molle des vases en Guyane française.

La vase molle avec une rigidité initiale supérieure à $8,7 \text{ N.m}^{-2}$ commence à être remise en suspension pour des courants supérieurs à $0,55 \text{ m.s}^{-1}$, alors que les dépôts frais de vase fluide ne nécessitent qu'un courant de l'ordre de $0,3 \text{ m.s}^{-1}$ (figure 5.14). Lorsque le courant est inférieur à cette valeur, il y a dépôt. Des vitesses de l'ordre de 1 m.s^{-1} ont été mesurées mais légèrement au large et au-dessus de la partie subtidale du banc. Les vitesses maximales enregistrées sur une vasière sont de

0,65 m.s⁻¹ (Dissaux, 2009) ce qui permet d'éroder la vase molle mais pas celle consolidée qui possède une tension critique de 6480 N.m⁻². Il faut la force fournie par le déferlement de la houle pour éroder la vase consolidée au niveau des surfaces de fragilité (surfaces de discontinuité telles les fentes de dessiccation), ce qui explique que la zone principale d'érosion de la vasière se situe en front de mer.

Les courants les plus puissants sur la vasière sont atteints lors des flots de vives-eaux et coïncident parfaitement avec l'érosion de la vase molle, lors de ces flots entre le 27/02/2010 et le 03/03/2010, au niveau du chenal de drainage principal (figure 5.13, (a)). La marée remet en suspension la vase molle contenue dans le chenal de drainage principal, remonte via les courants de marée qui s'engouffrent dans les réseaux de drainage secondaires, se chargeant de plus en plus en matière en suspension pour ensuite déborder sur les parties consolidées de la vasière. Lors de l'étalement, la vitesse du courant diminue et passe sous 0,3 m.s⁻¹ (Dissaux, 2009) permettant la sédimentation de ses eaux très turbides. Au jusant, il est possible d'avoir des courants qui remettent en suspension les dépôts nouvellement formés (crème de vase) lors de forts épisodes venteux (Dissaux, 2009) mais ce cas de figure semble plutôt rare. Pendant le jusant et l'étalement de basse mer, la vase fluide contenue dans les sillons ou les chenaux de marée, est transportée et accumulée vers le chenal de drainage principal par l'écoulement continu engendré par le lent drainage en profondeur de la vasière. Ces apports sont ensuite repris au flot suivant. La crème de vase, déposée sur la vasière consolidée, peut facilement être remise en suspension lors de la marée suivante (érosion à partir d'une vitesse de courant supérieure à 0,3 m.s⁻¹), néanmoins, son accretion est constante pendant la durée de l'étude. La reconstitution du biofilm par-dessus les apports de vase fraîche permet d'augmenter la résistance au cisaillement de ces dépôts les empêchant d'être remobilisés lors du flot suivant (Neumeier et al., 2006, Lundkvist et al., 2007).

Pendant les mortes-eaux, la couche d'eau présente sur la vasière consolidée est faible et la vitesse des courants est aussi fortement diminuée (maximum < 0,35 m.s⁻¹, Dissaux, 2009). Cette vitesse maximale est juste assez élevée pour arriver à remettre en suspension la vase molle contenue dans le réseau de drainage mais la hauteur d'eau, présente sur la vasière consolidée, ainsi que son temps de résidence lors de l'étalement de pleine mer, sont trop faibles pour avoir un dépôt de vase quantifiable. Le transport de matière, dans la partie interne de la vasière, se fait donc lors des vives-eaux. Pendant les mortes-eaux, ce transport vers la vasière consolidée est fortement diminué voire stoppé et l'accumulation de vase fluide s'effectue dans le réseau de drainage.

Les mesures des hauteurs d'eau ont aussi permis de visualiser une dissymétrie des marées. Elle peut être une conséquence des variations de la puissance des vents ou des débits fluviaux (Dissaux, 2009). Les hauteurs d'eau sur la vasière sont faibles (< 2 m), ce qui rend les processus de

sédimentation/érosion sensibles à la moindre variation liée aux surcotes ou au débit du Kourou. Cette dissymétrie des marées, ainsi que la forte sensibilité à des événements extrêmes et ponctuels, sont à prendre en compte lors des reconstitutions de l'historique des épaisseurs de dépôts.

2.3. Evolution topographique d'une vasière à l'échelle annuelle

L'évolution topographique de la vasière a été suivie entre novembre 2009 et mars 2011 grâce à trois MNT. La figure (5.15) met en évidence un profil représentatif de la zone couverte par les relevés topographiques de novembre 2009, mars 2010 et mars 2011. Entre novembre 2009 et mars 2010 l'accrétion a été plus importante vers le front de mer que vers l'intérieur de la vasière (station autonome) avec des dépôts pouvant aller jusqu'à 13 cm d'épaisseur. Ces apports plus forts vers le front de mer correspondent à des nappes de débordement engendrées par les houles puissantes, caractéristiques de cette période (saison de forte agitation océanique). Vers l'intérieur de la vasière, les dépôts liés à la marée n'ont pas dépassé quelques centimètres. Entre mars 2010 et mars 2011, le front de mer s'est érodé (diminution de la topographie de 8 cm) par remise en suspension et démantèlement (galets mous) sous l'action des houles. Sur le reste de la vasière, les apports peuvent atteindre 26 cm sur la partie la plus basse grâce aux apports réguliers de la marée. Pendant cette année, les apports par débordement ont pu progresser de plus en plus vers l'intérieur de la vasière érodée mais les apports par les marées, surtout dans la partie la plus basse, ne sont pas négligeables. En effet, des prélèvements de carottes pendant cette période à proximité de la station d'observation, confirment l'absence de dépôts par nappe de débordement dans la partie la plus interne de la vasière là où les dépôts ont été les plus conséquents.

La quantification de l'érosion de la vasière intertidale est généralement effectuée par satellite lorsque la vase est déjà colonisée par de la mangrove dense, âgée de plusieurs années. Cependant, sur la vasière de Kourou-SE, des populations de palétuviers ayant moins d'un an ou même des zones de vase nue, ont été érodées pendant la durée de cette étude. Il a été très difficile de quantifier cette érosion étant donné que les populations de palétuviers (marqueurs classiques pour suivre l'érosion) étaient trop jeunes et éparses pour être visibles et suivies par satellite. De même, l'implantation de piquets dans la vase, dont la position a été relevée au tachéomètre, a été un échec. La plupart des piquets ont été arrachés ou perdus dans la végétation entre les campagnes de mesures. Il a néanmoins été possible de se faire une idée du travail de l'érosion grâce à la digitalisation de la limite eau/vase à des hauteurs d'eau relativement semblables. Entre 2010 et 2011, la vasière consolidée a ainsi subi un recul de l'ordre de 200 m sur le front de mer du site atelier.

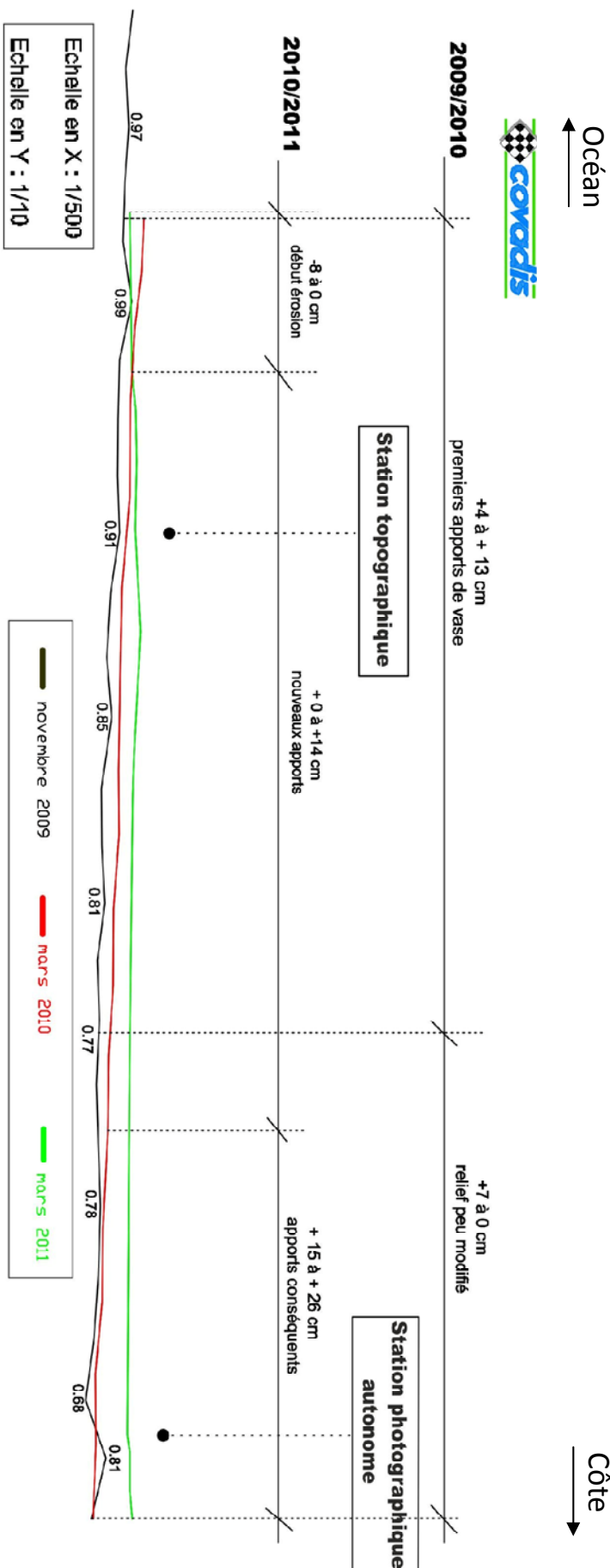


Figure 5.15: Evolution d'un profil topographique sur la zone atelier entre novembre 2009 et mars 2011. La station topographique se situe près du front de mer alors que la station d'observation est dans la zone interne, soumise uniquement à la marée. Les profils ont été réalisés par des relevés au tachéomètre (station topographique) sur le site atelier. Modifiée de Chatelet, 2011.

Partie 3. Reconstitution de l'historique de sédimentation : les cycles de marée

Dans cette partie l'étude de l'historique de sédimentation a été réalisée à partir de l'analyse de carotte prélevées uniquement en zone interne. La forte hétérogénéité des faciès sédimentaires et de la teneur en eau des sédiments en front de mer rend difficile le prélèvement des carottes et leur analyse.

La reconstitution de l'historique des dépôts à partir de carottes, pour les vasières de Guyane française, se fonde sur les lamines de matière organique, c'est-à-dire sur les biofilms. Les zones internes sont uniquement structurés par les biofilms et les dépôts vaseux amenés par la marée sous forme de dépôts de type « planar bedding », ce qui simplifie relativement la reconstitution des périodes de sédimentation. Non seulement le biofilm permet de situer les anciennes surfaces de dépôts, mais il donne également une indication relative sur le temps d'émersion. Plus la lamine de matière organique est épaisse, plus le biofilm est resté longtemps émergé ce qui indique aussi une absence de dépôt sédimentaire conséquent. En partant de ces constatations, il est possible de reconstituer, plus ou moins précisément, les grandes étapes de sédimentation. Certains dépôts peuvent être difficiles à identifier du fait de leur finesse (mortes-eaux) ou de celle du biofilm (lamine) (vives-eaux avec une forte sédimentation).

3.1. Les dépôts sédimentaires à l'échelle du cycle vives-eaux / mortes-eaux

Une carotte a été prélevée le 25/02/2011 à proximité de l'emplacement de l'ALTUS, proche de la station d'observation à une altitude de 2,7 m (par rapport au zéro hydrographique) avec un niveau marqueur mis en place le 15/01/2011 (figure 5.16 (a) et (b)). En 41 jours, soit 82 marées et deux cycles vives-eaux/mortes-eaux, 2,6 cm de vase se sont déposés en ne tenant pas compte du tassement. Il est très difficile d'estimer l'épaisseur initiale des dépôts étant donné que les essais de tassement sont adaptés au milieu subtidal (c'est-à-dire sans période d'émersion) et qu'il faut ajouter au tassement une notion de consolidation puisque des apports vaseux viennent ajouter une contrainte verticale à chaque marée. Dans ce milieu, les notions de tassement et de consolidation sont difficilement discernables. Il est également nécessaire de prendre en compte l'importance et la puissance de la dessiccation sur des dépôts vaseux très minces.

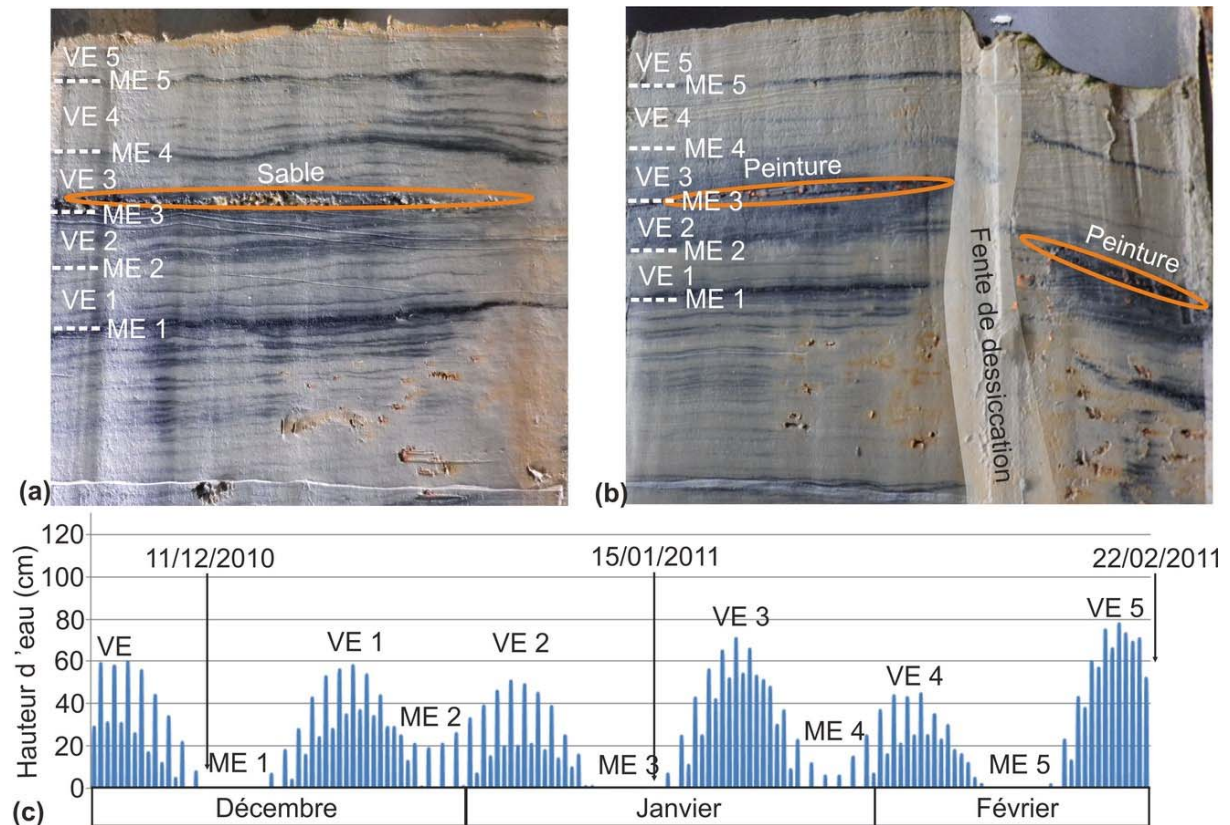


Figure 5.16 : Carottes prélevée à proximité de la station d'observation le 20/02/2011. Un niveau repère fait de sable (a) et de peinture (b) a été appliqué à leur surface le 15/01/2011. (c) Cycle des marées du 04/12/2010 au 22/02/2011 pour une hauteur de 2,7 m par rapport au zéro hydrographique (mesures ALTUS). VE= Vive-eau ; ME=Morte-eau.

Lors des mortes-eaux, le biofilm peut s'épaissir et laisser un lit épais de matière organique dans la vase. Lors des vives-eaux les apports en vases étant plus conséquents, il migre rapidement sans avoir véritablement le temps de s'épaissir. La lamine sombre laissée dans la vase n'est ainsi pas toujours bien visible. En mettant en relation les cycles de marée avec les carottes, le lien entre l'épaisseur de biofilm (lamine), l'épaisseur des apports et les cycles vives-eaux / mortes-eaux, apparaît nettement. La carotte contenant un niveau marqueur composé de sable (figure 5.16, (a)), présente bien deux lamines marquées au-dessus du niveau repère correspondant aux mortes-eaux du 25 au 31 janvier et du 8 au 15 février. Pour la carotte ayant de la peinture comme niveau marqueur (figure 5.16, (b)), une seule lamine est nettement visible. Elle correspond à la vive-eau du 8 au 15 février. Celle du 25 au 31 janvier est identifiable bien que moins nette. D'après ces extraits de carottes présentés dans la figure (5.16, (a) et (b)), il est ainsi possible de remonter jusqu'à la morte-eau du 11/12/2010. Lorsque les marées de mortes-eaux sont importantes, elles sont plus difficilement identifiables à cause des apports vaseux réguliers (figure reconstitution, morte-eau du 11/12/2010). L'analyse des alternances entre vives-eaux et mortes-eaux est à prendre avec précaution. Même, s'il n'a pas été possible de relever leurs impacts, des évènements extrêmes comme les surcotes ou les variations des débits fluviaux sont amenés à modifier les processus de sédimentation sur la vasière.

Les dépôts de vives-eaux sont composés de lamines plus fines et en nombre variable. Théoriquement, chaque lamine devrait correspondre à une marée basse puisque l'épaisseur de vase entre deux lamines de biofilm ne dépasse pas 1 mm, ce qui est cohérent au taux de sédimentation calculé à partir de la concentration en MES avec 100 % de sédimentation des MES (0,9 mm). Cependant, il est possible que toutes les lamines de biofilm ne se forment ou ne se conservent pas bien. En dessous de la vive-eau la plus ancienne (avant le 04/12/2010, figure 5.16), elles sont doubles avec une alternance de dépôts très fins (inférieur à 0,5 mm) et d'autres plus importants (légèrement inférieur à 1 mm). Cette alternance pourrait correspondre à un effet de la dissymétrie entre les deux marées hautes de chaque jour (figure 5.16, (c)). Toutefois, ce doublement n'est pas toujours présent. Des fortes pluies pourraient aussi induire une différence d'épaisseur de dépôt car elles peuvent provoquer un ruissellement à la surface de la vasière, entraînant les dépôts récents dans le réseau de drainage.

Pour calculer des vitesses de dépôt, il faut donc considérer des périodes plus longues que la journée pour éviter les biais liés à la disparité des biofilms. Chaque dépôt, pendant les périodes de vives-eaux, a une épaisseur de 0,8 à 1 cm pour une période de 8 à 9 jours, ce qui induit une sédimentation d'environ 0,5 à 0,6 mm par marée. Ce taux de sédimentation est possible avec une concentration en MES de $2,4 \text{ g.l}^{-1}$, 80 % des particules se déposant avec 80 cm de hauteur d'eau si la vitesse de chute des particules est suffisante. Ce pourcentage de sédimentation est envisageable étant donné qu'il y a environ 15 % de particules très fines ($< 4 \mu\text{m}$) qui décanent très difficilement. Cependant, les analyses granulométriques ont été effectuées sur les sédiments à la surface de la vasière et non dans la colonne d'eau (MES).

3.2. Les dépôts sédimentaires à l'échelle annuelle

La partie interne du banc est soumise uniquement aux apports sédimentaires amenés par la marée. La figure (5.17) présente les variations d'épaisseur des dépôts de vase à proximité de la station d'observation entre octobre 2009, avril 2010, août 2010 et février 2011. L'épaisseur déposée pendant les vives-eaux est relativement bien corrélée aux fluctuations des marnages. Les vives-eaux favorisent l'accumulation de sédiments sur la vasière consolidée par l'augmentation des courants de flots, du temps de résidence et de l'épaisseur de la couche d'eau. Les dépôts, entre octobre 2009 et janvier 2010 sont plus ou moins constants et mesurent de 1 à 2 cm avec une augmentation entre décembre et février. Cette période correspond à la plus forte activité des houles en Guyane (Gratiot et *al.*, 2007). Entre août 2010 et février 2011, l'alternance d'épaisseur due aux variations des marnages de vives-eaux est beaucoup moins visible. Les dépôts importants d'octobre et novembre 2010 pourraient être dus à une forte agitation (données candhis, thèse C.Peron, 2010-2013)

provoquant ainsi des apports conséquents de vase fluide, déposés pendant la saison sèche. Au pic de l'activité des houles, aux alentours de janvier, les dépôts sont très faibles comparés à ceux mesurés dans la carotte du 15/04/2010. Deux hypothèses peuvent expliquer ce phénomène : (1) La forte agitation, en octobre/novembre 2010, aurait remis une importante partie du stock de vase molle / fluide en suspension, ce qui entraînerait un déficit d'apports par la suite. (2) Fin 2010-début 2011, il ne resterait presque plus de vase molle / fluide subtidale pouvant être remobilisée et transportée par le flot vers l'intérieur du banc.

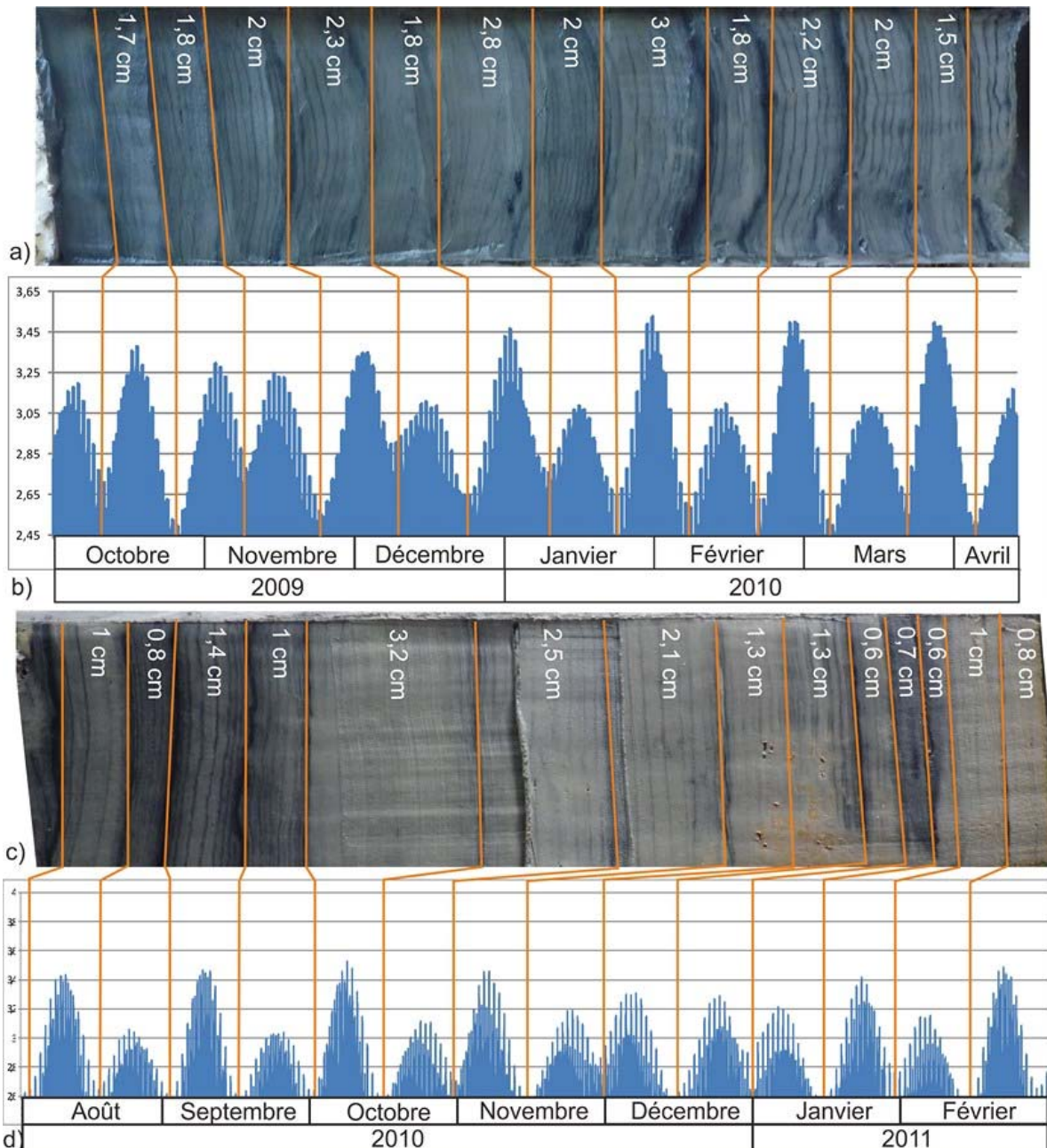


Figure 5.17 : Epaisseurs des dépôts de vase mesurées dans des carottes prélevées à proximité de la station d'observation le 15/04/2010 (a) et le 20/02/2011 (c), reliées aux cycles des marées (b) et (d). Les traits orange correspondent aux lamines noires (biofilm) de mortes-eaux.

Partie 4. Relation entre la microtopographie et l'espèce pionnière *Avicennia germinans*

La colonisation des vasières est très rapide grâce à la capacité du palétuvier *Avicennia germinans* de fructifier seulement quelques mois après s'être implanté (précocité sexuelle). Elle s'effectue suivant deux modes. Le premier mode de colonisation d'*A. germinans* se fait par diffusion à partir des pieds « mères ». Les propagules tombent et poussent directement au pied de l'arbre. Quelques dizaines de jeunes pousses de palétuviers peuvent ainsi grandir autour d'un pied mère. La concurrence, lors de leur croissance, sera d'autant plus féroce qu'ils pousseront à proximité d'un palétuvier déjà bien développé. Ce mode de propagation ne permet pas une colonisation vaste et rapide de la vasière car les propagules restent à proximité immédiate du pied « mère », en revanche, ils densifient la population déjà existante et referment le milieu. Le deuxième mode de colonisation se réalise par hydrochorie. Les propagules peuvent survivre jusqu'à 100 jours dans l'eau (Sousa et al., 2007, Delgado et al., 2001) mais leur croissance sera perturbée plus ou moins fortement en fonction du temps de résidence dans l'eau (Barreau, 2011). Pour rappel, dans cette étude ce mode de colonisation est appelé colonisation opportuniste car les propagules sont disséminées sur toute la vasière et colonisent la surface de vase consolidée où elles sont déposées par les courants de marée ou les réseaux de drainage.

4.1. La microtopographie et l'implantation des propagules

La colonisation de la vasière par la mangrove, particulièrement par *A. germinans*, est très rapide (figure 5.18) mais l'implantation n'est pas homogène. Le 17/04/2010, seuls quelques petits palétuviers étaient implantés au niveau de la zone d'observation. Six mois plus tard (figure 5.18, (b)), la zone se densifie et les palétuviers les plus anciens atteignent environ 1 m de hauteur. Le 24/02/2011, les palétuviers ont continué leur croissance (environ 2 m de hauteur). L'hétérogénéité de la colonisation est nettement visible (figure 5.18, (c)). Le 29/10/2011 lors du démontage de la station d'observation, les palétuviers forment un peuplement dense avec des individus de plus de 3 m de haut (figure 5.18, (d)). Cette densification du milieu est principalement engendrée grâce au phénomène de précocité sexuelle des palétuviers (fructification six mois après leur implantation).



Figure 5.18: Photos prises par la station autonome le 17/04/2010 (a), le 02/10/2010 (b) et le 24/02/2011 (c). Photo de la station autonome le 29/10/2011 (d).

La microtopographie d'une partie du site atelier à proximité de la station autonome d'observation a été réalisée à partir de photos prises entre juillet et septembre 2010. L'implantation des palétuviers a aussi été suivie et reportée sur le MNT (figure 5.19). Au début de cette étude, aucun palétuvier en âge de produire des propagules n'est visible ni sur la zone ni dans un rayon de plusieurs centaines de mètres. Les propagules qui se sont implantées, ont donc été amenées par hydrochorie, soit par les sillons, soit par la marée. Il s'agit ici d'une colonisation totalement opportuniste de la vasière.

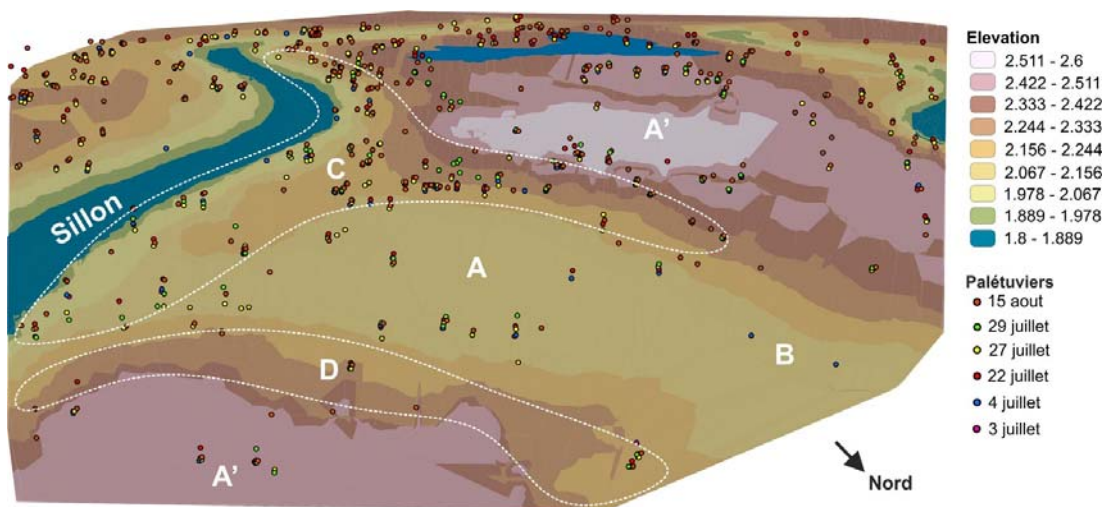


Figure 5.19 : Implantation des palétuviers en fonction de la microtopographie. MNT réalisé à partir des photos de la station d'observation sur le site atelier (vue oblique). A' : points haut ; A : Dépression topographique ; B : pousses d'*A. germinans* mortes précocement ; C : Pente fortement colonisée ; D : Pente faiblement colonisée. Modifiée de Chatelet, 2011.

Au bout d'un mois et demi, les zones les plus basses (A), tout comme les plus hautes (A'), sont peu colonisées. Les zones basses constituent des dépressions où la vase n'est pas toujours très consolidée, ce qui pourrait expliquer la mortalité de certains petits palétuviers comme ceux qui sont morts entre le 4 et le 22 juillet (B). Les palétuviers colonisent préférentiellement les endroits comportant les plus fortes pentes (C) : comme les levées du sillon. Les propagules semblent aussi s'accumuler plus fortement sur les pentes orientées vers Est (C) que sur celles vers Ouest (D). Cette différence serait provoquée par les alizés qui soufflent constamment vers l'Est et qui maintiendraient plaquées les propagules dérivantes sur ces pentes.

4.2. Les faciès de colonisation

La colonisation de la vasière par les propagules est régie par de nombreuses interactions, que ce soit avec les courants ou bien avec la microtopographie, créant ainsi de multiples faciès de colonisation bien distincts sur la vasière.

La figure (5.20) montre une colonisation très éparse. Ce type d'implantation est très fréquent et n'est pas visible avec des images satellites (de résolution pluri-métrique tel SPOT 5, Landsat 5-7) car la densité des palétuviers n'est pas assez forte. L'utilisation de satellite très haute résolution spatiale (GOEye, PLEIADES¹⁸) permettrait d'obtenir des informations concernant cette densité de peuplement. Cette colonisation est due à la dispersion des propagules par les courants de jusant. A chaque déchet, pendant la période de fructification des palétuviers, de nouvelles propagules sont ainsi dispersées sur la vasière toute entière, augmentant rapidement la densité des peuplements. Il faut néanmoins quelques années pour observer ce phénomène par satellite. C'est grâce à ce type de colonisation que de vastes surfaces peuvent être colonisées rapidement lors de la phase 2 de la colonisation (cf chapitre 4, partie 2).

¹⁸ <http://smc.cnes.fr/PLEIADES/Fr/index.htm>



Figure 5.20: Colonisation opportuniste dispersée de la vasière (a). Jeune pousse d'*A. germinans* sur de la vase consolidée (b) et dans une fente de dessiccation (c).

Les propagules de palétuviers poussent là où elles ont été déposées par les courants (figure 5.20, (b)) mais elles peuvent aussi venir se coincer dans les fentes de dessiccation (figure 5.20, (c)). Ces fentes, lorsqu'elles sont suffisamment grandes, peuvent ainsi piéger un grand nombre de propagules et augmenter, de manière significative, la colonisation de certaines parties de la vasière comme les barres vaseuses (Gardel et *al.*, 2009)

Parfois les courants accumulent les propagules par centaines ou voire par milliers. Ces amas peuvent migrer en gardant leur cohésion et se déposer contre un obstacle ou une pente. Le vent, notamment les alizées, ont probablement un impact sur la dérive des propagules au sein d'un banc mais aucune étude n'a été réalisée sur ce sujet à ce jour. Ce faciès de colonisation est rapidement identifiable sur la vasière car il est constitué par une très forte densité de palétuviers de même hauteur (figure 5.21). Il est généralement visible principalement sur les bords des chenaux (figure 5.21, a et b), sur les points hauts (îlots de colonisation), en front de mer (figure 5.21, c et d) et même il est parfois possible d'observer de fortes accumulations de palétuviers sur des zones sans relief. Les

levées de chenaux constituent des obstacles pour les propagules dérivantes et sont aussi des zones ayant un drainage efficace avec des fentes de dessiccation très marquées, ainsi qu'une bioturbation forte pour les chenaux de marées.

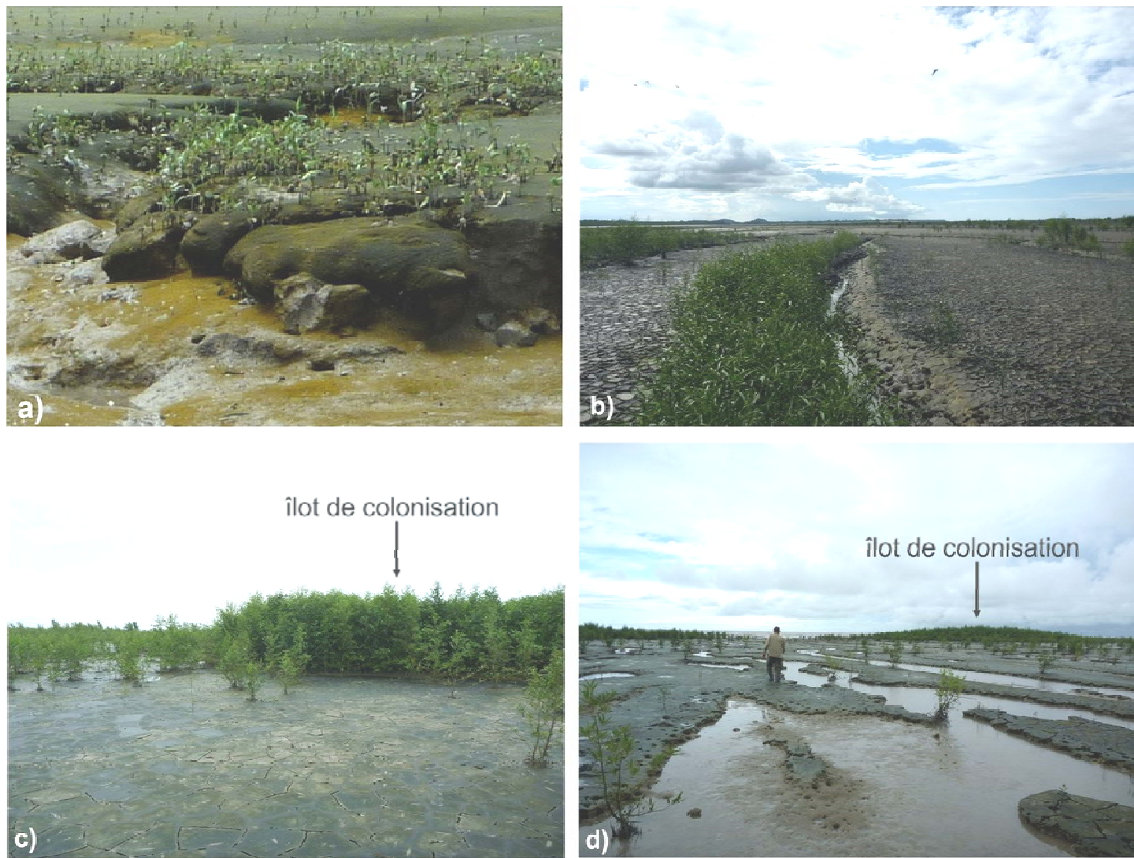


Figure 5.21: Colonisation opportuniste de la vasière par amas de propagules sur les levées des chenaux et des sillons ((a) et (b)) et sur des points hauts ((c) et (d)).

Aux alentours de ces obstacles la colonisation est relativement faible, que ce soit pour les îlots de colonisation ou entre les chenaux de marée. L'hypothèse la plus vraisemblable est que les fortes densités de palétuviers fassent barrière à toute nouvelle arrivée de propagules. Ces zones seront colonisées, mais à postériori. De même, certains chenaux de marée et sillons n'ont au début de leur colonisation qu'une seule de leurs levées colonisée, ce qui pourrait être un effet du vent plaquant ainsi les propagules (figure 5.21, b).

A proximité des mangroves les plus anciennes, la colonisation se fait suivant un faciès qui rappelle des « marches d'escalier » (figure 5.22). Chaque « marche » correspond à une saison de fructification. Ces peuplements sont très denses et probablement dus à l'abondante productivité de la vieille mangrove.



Figure 5.22: Structure de peuplement en "marche d'escalier" aux abords de Kourou le 28/02/2010. Photo : C.Proisy.

4.3. L'érosion

Les populations de mangrove, tout comme la vase, sont soumises à un cycle. Dès qu'une vasière est formée et consolidée, la mangrove colonise cet espace disponible. Elle s'y établit et s'y développe jusqu'à son arrachage par la houle. De la même manière que la colonisation, la destruction des mangroves en front de mer se produit très rapidement. Cette destruction peut être due à deux causes : (1) asphyxie des palétuviers à cause d'un apport massif de vase fluide ou molle (barre de galet mou), recouvrant les pneumatophores ou encore (2) par déracinement. Cette dernière cause est la plus commune. La houle favorise la remise en suspension de la vase qui sert de support au palétuvier, le déracinant petit à petit. Les fronts de mer constitués de mangrove en érosion sont couverts de troncs de palétuviers. Le rôle de ces troncs, dans l'accélération ou la diminution de l'érosion, n'est pas encore établi. Lorsque la houle frappe des jeunes palétuviers, ils se couchent et pivotent sur eux-mêmes, augmentant par là-même l'érosion de la vase par creusement avec ses branches (figure 5.23).

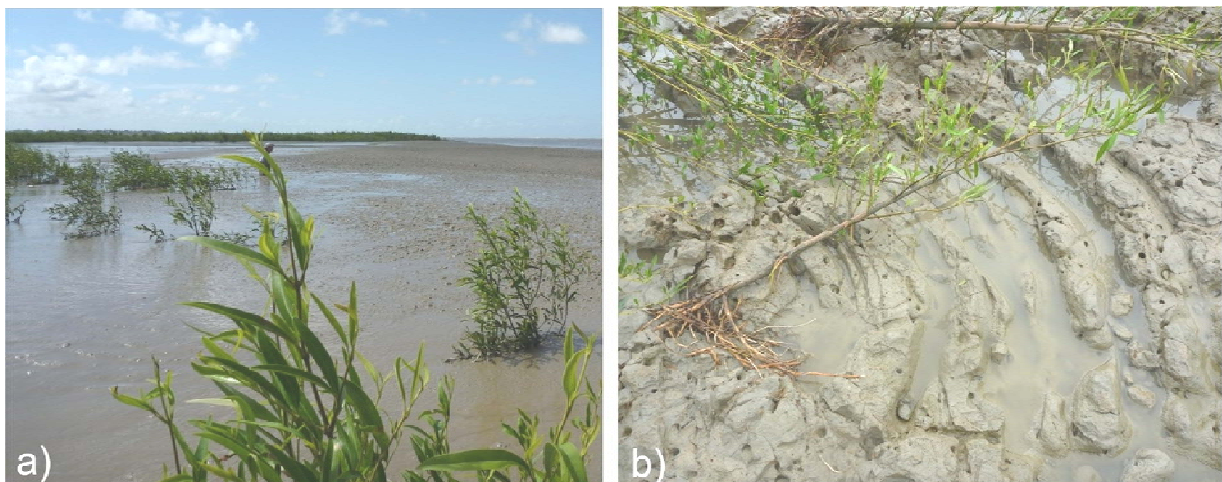


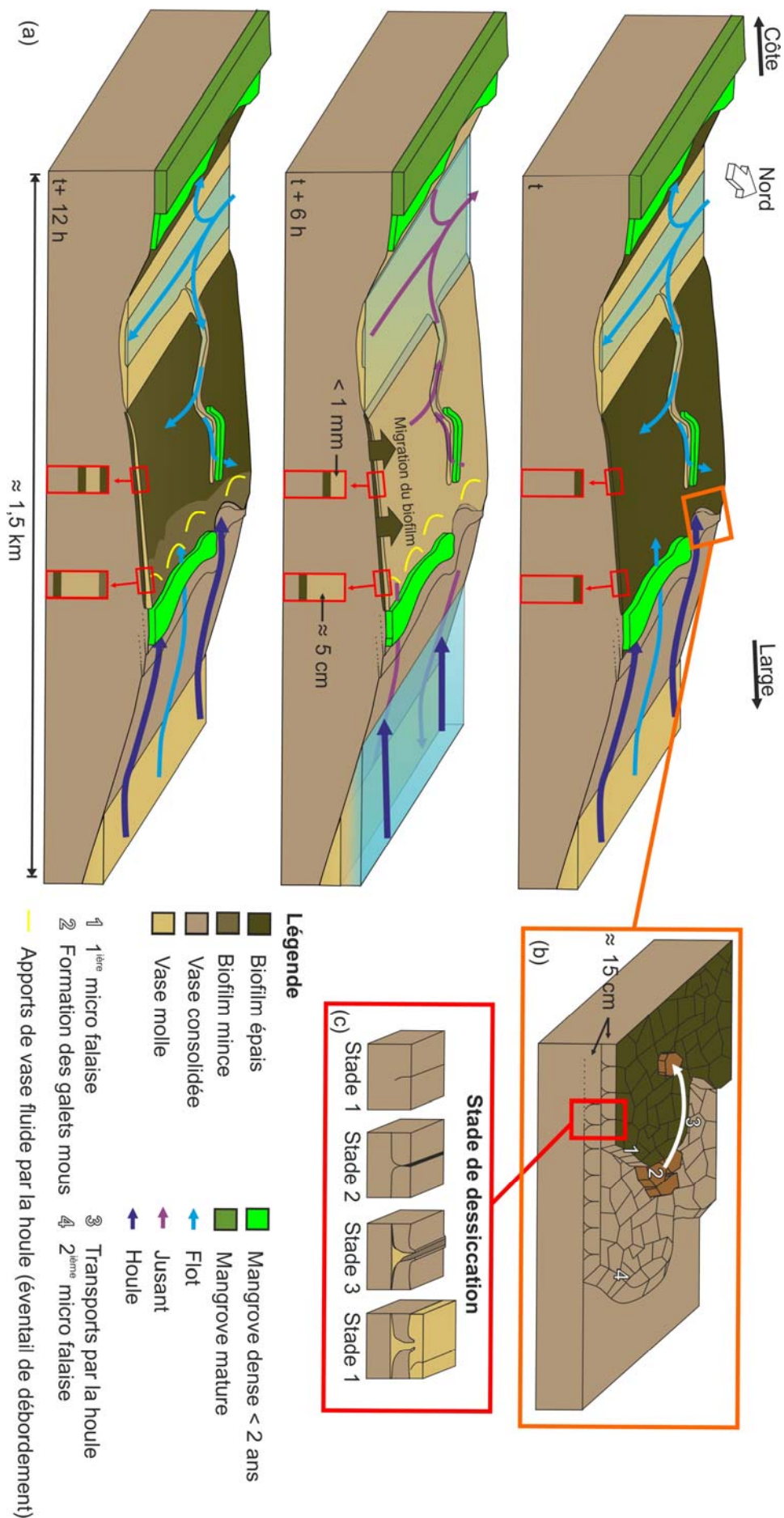
Figure 5.23: *A.germinans* recouvert sous un apport massif de vase molle (a) et en cours d'arrachement par la houle (b).

L'étouffement des palétuviers par un amas de vase est beaucoup plus limité dans le temps. Il se produit pendant les périodes de fortes agitations océaniques d'octobre à mars (figure 5.23).

Partie 5. Synthèse

Les zones intertidales des vasières en Guyanes française sont des milieux en évolution morphologique constante et rapide. Elles sont principalement structurées par quatre éléments : les biofilms, la dessiccation, la houle et la marée.

Les biofilms recouvrent entièrement toutes les zones de vase consolidée ($> 650 \text{ g.l}^{-1}$, Fiot et Gratiot, 2006). Ils sont constitués principalement d'EPS (substances extracellulaires polymériques) sécrétés par le microphytobenthos qui englobe des particules argileuses. Une partie des biofilms migre à travers les dépôts vaseux à chaque marée basse, qu'il s'agisse de dépôts millimétriques ou centimétriques, alors que la partie restante délimite l'ancienne surface de la vasière. Lorsque la vasière est émergée à marée basse, elle est soumise à une dessiccation très efficace par beau temps sous ces latitudes. Au-dessus de 2,4 m par rapport au zéro hydrographique, la vase peut être très fortement asséchée (concentration $> 1000 \text{ g.l}^{-1}$) et souvent entaillée par de vastes réseaux de dessiccation. Ces réseaux comprennent trois stades d'évolution, allant de fentes peu larges se refermant à chaque marée haute, à des cupules vaseuses totalement consolidées (figure 5.24, (c)). Ces surfaces complètement desséchées laissent apparaître une différence importante de concentration des sédiments en profondeur qui se résume par une succession de couches denses (surfaces de dessiccation) et de couches molles (dépôts vaseux entre deux surfaces de dessiccation). Enfin, la houle est le dernier élément qui modèle les surfaces des vasières intertidales. Elle favorise l'érosion de celles-ci, en fabriquant des galets mous (figure 5.24 (b)) mais aussi en apportant de grandes quantités de vase fluide par débordement (figure 5.24, (a)). L'érosion des vasières se fait donc par décapage des couches superficielles qui correspondent aux différentes phases de dessiccation (figure 5.24 (b)).



L'évolution topographique de ces surfaces est soumise aux cycles des marées mais aussi aux houles, selon leur position par rapport au front de mer. La partie interne des vasières n'est soumise uniquement qu'à l'influence des marées. Le flot pénètre par le réseau de drainage dans la partie interne de la vasière et remet en suspension la vase molle et fluide qui sédimente sur le front (ou le fond) de ce réseau. Lors de l'étale de pleine mer, la sédimentation est efficace grâce à la floculation des particules fines et à la faible agitation puisque la houle est brisée sur le front de mer. A l'étale de basse mer, les apports sédimentaires sont rapidement recouverts par les biofilms, les protégeant d'une remise en suspension lors du flot suivant (figure 5.24, (a)). Les apports sont millimétriques mais l'accrétion est constante, ce qui engendre une élévation de la topographie d'environ une dizaine de centimètres en une année (exemple de mars 2010 à mars 2011). Les zones proches du front mer ont une dynamique sédimentaire plus complexe car la marée n'est plus le seul forçage à prendre en compte. La houle peut apporter en une marée plus d'une dizaine de centimètres de vase très fluide sur le haut de la vasière proche du front de mer (figure 5.24, (a)). Après dessiccation, tassement et consolidation, il en résulte des dépôts pluri-centimétriques (figure 5.24, (a)). L'accrétion de ces zones se fait par à-coups lors des périodes de forte agitation marine. Ces dépôts sont enregistrés dans le sédiment grâce à la migration des biofilms, ce qui permet de reconstituer, plus ou moins précisément, l'historique sédimentaire des différentes zones de la vasière. L'historique des zones sous influence de la houle est difficile à reconstituer du fait des apports massifs de vase fluide. Par contre, il est possible de reconstituer les cycles journaliers comme ceux de vives-eaux/mortes-eaux pour les zones internes étant donné qu'elles ne sont influencées que par la marée. Les mortes-eaux sont caractérisées par une succession d'épaisse lamines noires (biofilm) délimitant des dépôts vaseux peu importants (< 0,5 mm) alors que ceux de vives-eaux présentent des lamines noires plus minces délimitant des dépôts vaseux plus importants (> 0,5 mm). Ces dépôts sont souvent très variables car ils sont soumis à de nombreux facteurs qui influent sur leurs épaisseurs (agitation de la colonne d'eau, concentration en MES, lessivage par la pluie). Il est à noter que les dépôts sont plus importants lors des vives-eaux correspondant au début de la période d'agitation océanique en Guyane française (octobre).

La colonisation de la vasière par la mangrove est étroitement liée à la morphologie, comme à la topographie, des surfaces intertidales. La colonisation se fait, soit lorsque la propagule tombe et se fixe à proximité du pied du palétuvier mère, soit dans un endroit où elle a été déposée par les courants. Les propagules s'implantent principalement sur les zones de pentes, comme les levées de sillons, de chenaux ou encore les bords des points hauts et des dépressions. Les dépôts de propagules peuvent être influencés par le vent qui modifie leur dérive et les amasse sur certains

secteurs préférentiels. Cette disparité de la dispersion des propagules, sous l'action des courants et du vent, établit différents faciès de colonisation identifiables sur le terrain. Les plus grandes surfaces de la vasière sont néanmoins colonisées sans amas conséquent de propagules, produisant une colonisation éparse mais de large envergure.



- Chapitre 6 -

Discussion générale

Partie 1. Le banc de vase amazonien p.138

Partie 2. Evolution morphologique du littoral en réaction aux forçages hydrométéorologiques p.146

Partie 3. Vers la modélisation p.152



Introduction

Les bancs de vase amazoniens restent des objets sédimentaires relativement peu connus. Cette étude a permis d'améliorer les connaissances des processus sédimentaires associés à la migration des bancs de vase et leurs répercussions sur la morphodynamique du littoral. A la lumière de ce travail, la variabilité des processus sédimentaires entre les différentes parties du banc seront discutés dans ce chapitre et nous proposerons une nouvelle définition des bancs de vase amazoniens. Nous nous attacherons aussi à positionner ce travail sur cette dynamique littorale, dans le contexte actuel d'intensification des forçages hydrométéorologiques. Enfin, nous discuterons de l'état des connaissances actuelles et des perspectives de recherches à approfondir, dans le but de fournir un outil (modèle) prédictif des phénomènes d'envasement, d'érosion et d'expansion de la mangrove côtière.

Partie 1. Le banc de vase amazonien

1.1. Variabilités des processus sédimentaires au sein du banc

Les bancs de vase sont définis comme des objets sédimentaires de grandes envergures qui migrent, le long de la côte des Guyanes, sous l'effet des houles et des courants. Ils ont, à la fois, une emprise intertidale (20 %) et subtidale (80 %) (pour l'exemple du banc de vase de Kourou). Tout d'abord, nous analyserons chaque zone, subtidale et intertidale mais de manière séparée, puisqu'elles sont régies par des processus sédimentaires différents. Enfin, nous aborderons les interactions entre ces parties du banc.

1.1.1. *La zone subtidale*

En Guyane française, cette partie des bancs de vase était méconnue. Ce travail a permis d'appréhender ses caractéristiques morphologiques (extension, volume), physiques (teneur en eau, granulométrie) et sa structure interne. Elle est considérée comme s'étendant jusqu'à une bathymétrie de 20 m, ce qui n'a pas pu être vérifié dans cette étude, étant donnée la difficulté de la discerner lorsque son épaisseur passe en dessous de l'échelle métrique. Néanmoins, sa partie la plus volumineuse ne s'étend qu'entre la côte et 9 m de bathymétrie. La partie subtidale des bancs peut se diviser en deux régions : (1) la première se situe en dessous de la limite d'action des houles (5 m), elle est régie par les courants et suit une direction de migration parallèle à la côte (Nord-Ouest) ; (2) la deuxième se situe à une bathymétrie supérieure à 5 m. Elle est essentiellement sous l'influence principale des houles et suit une direction de migration vers la côte (Sud-Ouest).

Les houles affectent la vase molle subtidale lorsque la bathymétrie est supérieure à 5 m. Cette zone d'interaction, qui s'étend jusqu'à 15 km au large, est la plus active au niveau des processus

sédimentaires (cf Chapitre 3, Partie 1). La majorité du transport vers la côte se réalise dans cette zone et s'effectue principalement par les houles (figure 6.1). Une fois à la côte, la vase est piégée en zone intertidale, elle est soumise à d'autres processus sédimentaires et sort du système de migration, jusqu'à sa remise en suspension lors de son érosion qui peut arriver quelques années à plusieurs dizaines d'années plus tard.

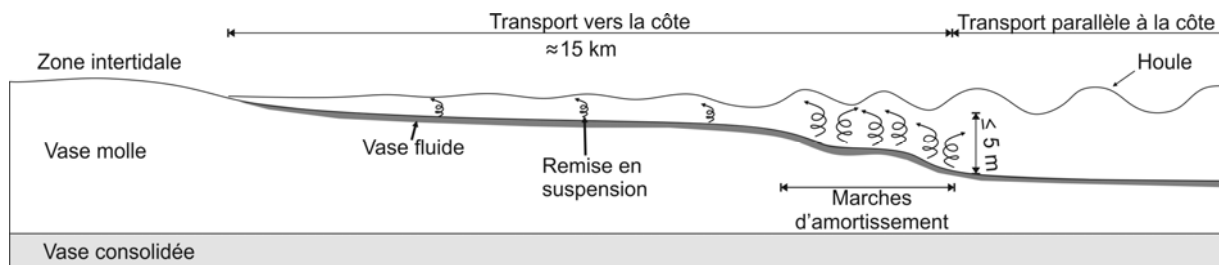


Figure 6.1 : Schéma de l'amortissement des houles sur la zone subtidale d'un banc par la remise en suspension de la vase et son transport vers la côte. La zone d'amortissement maximale est marquée par deux « marches ». En dessous de 5 m de bathymétrie, la houle n'a plus d'effet, le transport sédimentaire s'effectue par les courants, parallèlement à la côte.

Les houles s'amortissent brutalement et non de manière continue, ce qui provoque la formation de deux accidents topographiques majeurs à la surface de la partie subtidale du banc (cf. chapitre 4, figure 4.4 et 4.5). Chaque accident correspond à la limite d'amortissement, soit lors des marées basses, soit lors des marées hautes. Ils correspondent aux lieux principaux de fluidification et de transfert d'énergie entre les houles, et la vase molle (figure 6.1) qui est remise en suspension puis transportée et amassée vers le littoral. Une fois les houles déformées au passage de cette limite, l'amortissement de l'énergie résiduelle des houles semble relativement faible lors de leur propagation ultérieure vers la côte (cf. chapitre 3, partie 2). Ce phénomène est peut-être à lier avec l'homogénéité des concentrations du sédiment de surface et de la très faible pente, entre la côte et la limite d'amortissement. La déformation des houles diffère cependant selon les secteurs du banc de vase (cf chapitre 3, figure 3.3). La partie Est est souvent marquée par un amortissement plus faible. La zone subtidale du banc devant Kourou, en octobre 2010, est ainsi caractérisée par une zone de vase plus consolidée ($> 650 \text{ g.l}^{-1}$) dans ce secteur Est du banc. Ces concentrations sont habituellement attribuées à l'interbanc (cf. chapitre 4, figure 4.6, 4.7 et 4.8) ; or, les relevés sismiques révèlent une épaisseur de vase entre 1 et 3 m (profils T7, T8 et T9). Une question se pose inévitablement, devons-nous considérer cette zone comme partie intégrante du banc ou comme le début de l'interbanc malgré la forte épaisseur de vase et la présence d'une vasière intertidale en formation ?

A l'avant du banc, l'amortissement de la houle se réalise en même temps que sa réorientation (interaction avec la partie subtidale du banc) en suivant une direction Nord-Est / Sud-Ouest, soit perpendiculairement à la direction classique des houles arrivant sur la côte des Guyanes (chapitre 3, figure 3.3). Cette déviation modifie la dynamique sédimentaire à la côte en changeant le sens de la

dérive littorale qui est classiquement orientée vers le Nord-Ouest. Ce phénomène est notamment à l'origine du balancement des plages de sables de Cayenne comprises entre deux avancées rocheuses. Ailleurs sur la côte, cette modification de la direction de la dérive sédimentaire est plus difficilement identifiable sauf, peut-être, à travers la formation de barres vaseuses d'avant-banc. Ces barres sont orientées parallèlement à la direction des houles réorientées (Nord-Est / Sud-Ouest) et composées vraisemblablement de vase molle. Leur formation reste pour le moment ouverte à la discussion car elles n'ont jamais été sujettes à une étude. Leur migration dans le sens de la dérive et non vers la côte, reste aussi sans réponse précise.

La quantification du déplacement des bancs, suite au transport sédimentaire par l'action des houles et des courants, est un paramètre important ayant donné lieu à de multiples travaux (Augustinus 1986, 2004 ; Froidefond et *al.*, 1988 ; Gardel et Gratiot, 2005). Dans cette étude, la vitesse de migration des bancs a été calculée selon deux méthodes qui donnent des résultats similaires : (1) le déplacement de la limite d'érosion en zone intertidale et (2) la détection des maximums de turbidité liés à la remise en suspension des vases subtidales. La méthode d'analyse plus complexe, basée sur un calcul matriciel et utilisée par Gardel et Gratiot (2005) a été remplacée grâce à l'utilisation des archives d'images satellites (plus d'images ayant des hauteurs de marées identiques). Cependant, il n'est pas possible, à ce jour, de quantifier et de prévoir les volumes déplacés dans la partie subtidale. L'imagerie satellite ne permet que de percevoir ce qui se passe au niveau des eaux de surfaces littoral. De même, l'imagerie sismique réflexion ne donne qu'une vision structurelle du banc et à un instant précis. Une question demeure en suspens quant à la migration des parties profondes des bancs, qui sont sous la limite de d'action des houles. A ces profondeurs des paquets de vase fluide, sous forme de lentilles de vase, ont été détectées au moyen de la sismique par un doublement du réflecteur V. Il est probable que ces lentilles soient le fait de migration de paquets de vase fluide se déplaçant en déconnection avec le système de bancs. Ces paquets pourraient être formés dès le début du système des bancs de vase, dans la région des caps, ou bien lors de la traversée des fleuves qui auraient repoussés au large une partie de la vase des bancs, sous forme fluide. Ces paquets de vase très fluides migreraient, sous la limite d'action des houles, par l'action du courant résiduel induit par les marées et le Courant des Guyanes. Pour ces profondeurs (8 m), les courants n'ont pas excédé $0,4 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ lors des vives-eaux d'octobre 2010. Pujos et Froidefond (1995) ont quant à eux mesuré des vitesses de courant de fond encore plus faible, de l'ordre de $0,1$ à $0,2 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$. Mis à part les paquets de vase fluide, le fond est composé de vase molle, sa remise en suspension par les courants seuls n'est donc pas évidente.

Ce sujet complexe nécessiterait plusieurs missions d'instrumentation le long de profils perpendiculaires à la côte afin de suivre les modifications en temps réel, des paramètres de houles

(longueur d'onde, hauteur significative, tension de cisaillement) mais aussi ceux du fond vaseux (rhéologie, concentration en MES, épaisseur de la couche de vase fluide...). Il se pose alors le problème de l'instrumentation qui est difficile à déployer en toute sûreté en Guyane française (surveillance continue nécessaire) et surtout, qui pose le problème de l'adéquation avec les conditions naturelles (risque important de saturation des OBS à cause de la forte turbidité des eaux, doutes sur la qualité des mesures suite à cette forte turbidité).

1.1.2. La zone intertidale

La zone intertidale des bancs de vase amazoniens est composée de larges vasières éphémères. Elles ont un cycle de vie (formation, consolidation, érosion) dirigé en alternance par 2 forçages, la marée et la houle. Ce travail a permis de distinguer deux zones sur l'espace intertidal vaseux ayant des dynamiques sédimentaires différentes : le front de mer, dominé par la houle et la zone interne, dominée par les cycles de marée (figure 6.2).

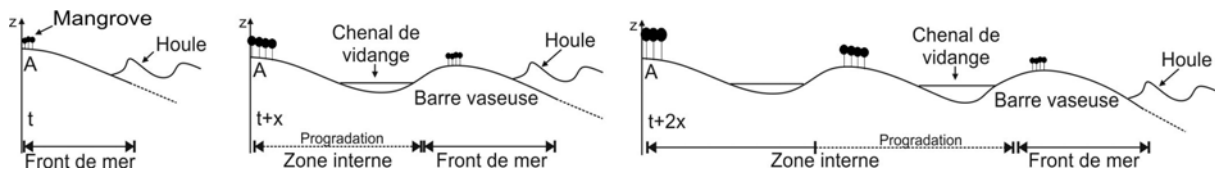


Figure 6.2 : Représentation schématique de la zonation de la partie intertidale des bancs de vase. La partie interne des bancs est en progradation constante grâce aux apports successifs sédimentaires sous forme de barre. Le front de mer garde quant à lui la même superficie.

La zone interne a une dynamique sédimentaire plus simple à définir que le front de mer. Lors du flot, la vase fluide reposant dans le réseau de drainage, est remise en suspension puis transportée, sur les zones plus consolidées. Il en résulte une sédimentation constante des zones internes. A chaque marée, les dépôts n'excèdent jamais l'échelle millimétrique mais les apports réguliers provoquent une élévation pouvant atteindre 15 cm par an. Les cycles de marée influent aussi sur l'état de consolidation de la couche superficielle de la vasière à travers les processus de dessiccation et leur influence sur le cycle de vie des biofilms, agents cohésifs des apports sédimentaires frais. La dessiccation est un phénomène clef sur les vasières guyanaises. Il participe à la fois à augmenter la cohésion des sédiments, à améliorer les processus de colonisation en piégeant des propagules de palétuviers, et à faciliter l'érosion des vasières consolidées par formation des galets mous.

La houle est le principal moteur de l'accrétion des vasières en zone intertidale lors de leur création mais possède une influence spatiale qui se limite au front de mer. Elle transporte massivement les sédiments, principalement sous forme de barres vaseuses (Gardel et *al.*, 2011). Les barres, formées par la houle, protègent les parties internes des vasières, ce qui provoque la division de la partie intertidale en deux zones. Elle continue son action d'accumulation tant qu'elle entre en interaction avec un fond vaseux mou (partie subtidale du banc) qu'elle peut remettre en suspension

facilement. Tant qu'il y a une présence de vase molle dans la partie subtidale, la vasière prograde vers le large et la zone interne, protégée des houles, s'élargit (figure 6.2). Plus la zone subtidale du banc s'amincit perpendiculairement à la côte, moins l'énergie des houles est atténuée lorsqu'elles arrivent sur la zone intertidale et plus l'érosion est importante, ce qui tend cette fois à une diminution de la zone interne. Durant la phase de transition, correspondant à la diminution de la zone subtidale, la houle devient de plus en plus synonyme d'érosion. La fluidification de la vase subtidale ou intertidale lors de l'amortissement des houles, vers la côte, peut néanmoins engendrer des dépôts de vase fluide, par nappe de débordement (15 à 20 cm). Les processus de fluidification en œuvre dans cette zone constituée de vase consolidée ($> 650 \text{ g.l}^{-1}$) sont différents de ceux ayant lieu au niveau de la partie subtidale du banc qui est composée de vase molle. En zone intertidale sur le front de mer proche de la mangrove, la fluidification se fait d'abord par un décapage des couches superficielles de la vasière (création de galets mous) qui ensuite sont roulés.

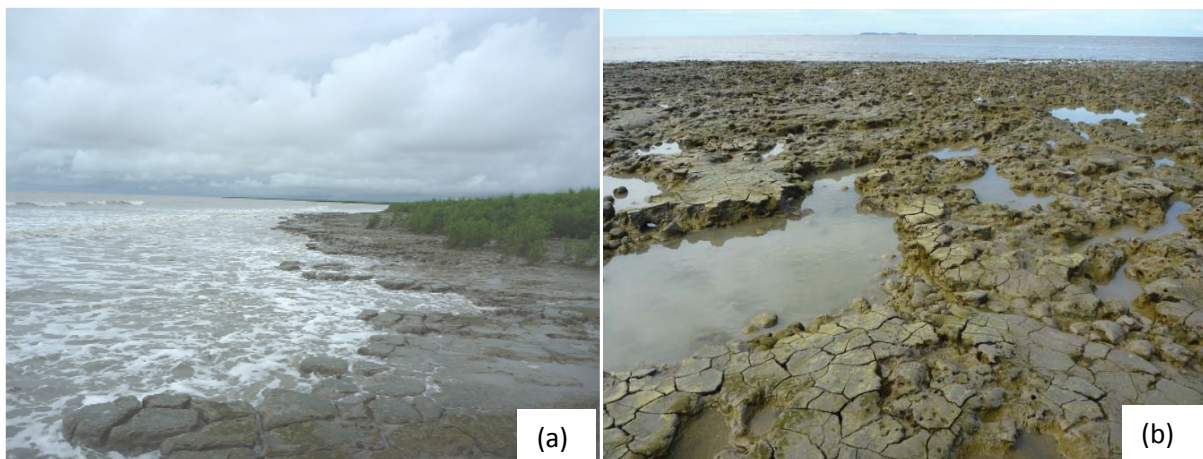


Figure 6.3 : (a) Décapage de la zone intertidale haute et (b) déstructuration de la zone basse du front de mer. Photos prises sur la vasière de Kourou-SE le 29/09/2010.

Par contre, les processus de fluidification de la vase en zone intertidale basse et subtidale sont inconnus de par leur difficulté d'accès. L'arrachage des blocs de vase pour la zone haute du front de mer se fait via la formation de microfalaise (figure 6.3, (a)), alors qu'il se réalise probablement, sur la zone intertidale basse, grâce à la déstructuration de la surface de la vasière (figure 6.3, (b)), qui semble être provoquée par une hétérogénéité de la consolidation du sédiment. L'origine des apports massifs de galets mous à la côte dans ces zones en érosion, n'est pas encore bien définie. Ils pourraient être engendrés par une période, brève, de forte agitation marine qui provoquerait un arrachage massif de la zone intertidale, en front de mer. Les galets seraient ensuite accumulés, par la houle, lors de leur transport vers les zones plus hautes. Ce processus expliquerait l'hétérogénéité de taille des galets mous (de quelques centimètres et plus de 40 cm), observée lors des campagnes de mesures sur la vasière de Kourou-SE, les plus petits pouvant provenir des zones les plus lointaines.

La houle, tout comme la marée, participe fortement au cycle de "vie" des vasières intertidales guyanaises. Son rôle est cependant plus ambigu. Elle participe à la fois, à la création des espaces intertidaux et à leur progradation vers la large, mais aussi à leur destruction par fluidification de la vase consolidée (figure 6.4) au niveau du front de mer.

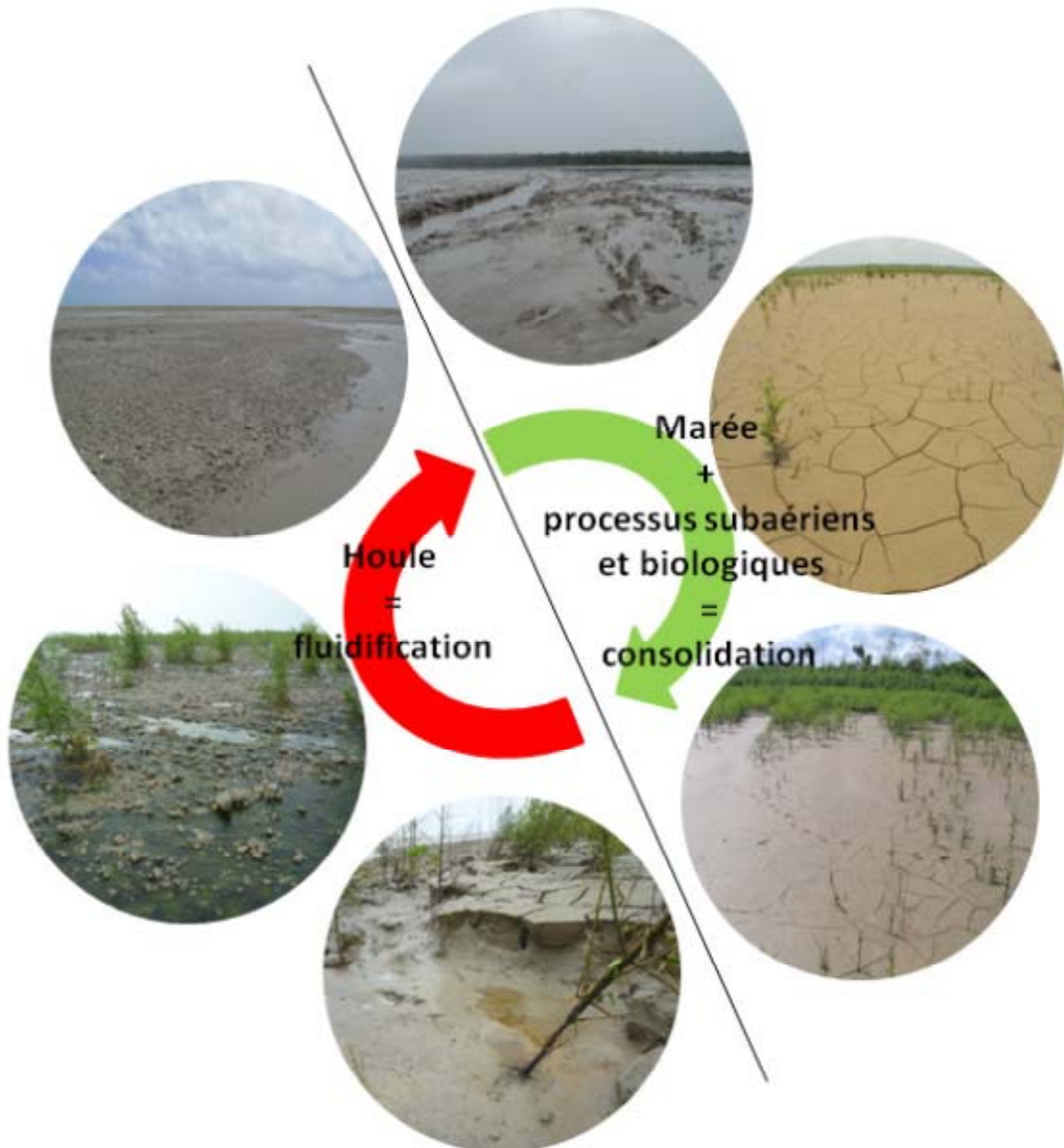


Figure 6.4 : Boucle de rétro-action de formation et destruction de la vase sous l'effet des deux principaux forçages que sont la marée et la houle. Ces étapes sont marquées par des changements de concentration de la vase, de l'état fluide (compris entre 10 et 300 g.l^{-1}) à consolider ($>700\text{g.l}^{-1}$) en passant par des états intermédiaires. Gardel, 2011.

1.2. Interaction entre les parties subtidales et intertidales

Les parties subtidales et intertidales ont des dynamiques sédimentaires différentes mais elles sont néanmoins interdépendantes. La formation de la zone intertidale est engendrée par le piégeage à la côte, sous l'action des houles, de sédiments en provenance de la partie subtidale. Ce lien entre

les deux parties est extrêmement fort dans les premières années de formation des vasières intertidales mais s'atténue au fur et à mesure de la migration de la vase molle subtidale. Lorsque la partie subtidale du banc n'est plus présente devant les zones intertidales, il y a une déconnection entre les deux parties du banc. Ce phénomène est arrivé pour le banc de Kourou entre 2006 et 2011. En 2010, le cœur de la partie subtidale du banc est positionné 10 km à l'Ouest de la vasière de Kourou-SE qui est en pleine phase de colonisation par la mangrove côtière. L'érosion a ainsi lieu en même temps que la colonisation puisqu'il n'y a plus suffisamment de vase molle subtidale pour amortir efficacement la puissance des houles. L'érosion des parties subtidales et intertidales en front de mer permet toutefois de maintenir une sédimentation constante dans les parties internes de la vasière. Ce processus procure une continuité des processus de sédimentation des vasières intertidales et de l'expansion de la mangrove côtière, en total autonomie vis-à-vis de la zone subtidale du banc.

Les vasières intertidales, qui sont et seront colonisées par la mangrove, sont définies comme faisant partie à part entière du banc de vase. Pourtant, quelques années après leur formation, lorsqu'elles seront en partie en érosion, ces mêmes surfaces intertidales ne seront plus considérées comme telles mais comme partie intégrante de l'interbanc. Où définir exactement le banc de l'interbanc ? Au final, le banc ne serait-il pas uniquement une masse de vase subtidale, fluide (à molle), migrant le long du littoral et laissant dans son sillage des vasières intertidales rattachées à la côte ? Ces dernières constituent des zones de piégeage sédimentaire (figure 6.5), en constante accrétion et servent, par la suite, de surface d'expansion aux forêts d'*A.germinans*. Elles constituent un réservoir de vase qui peut être remis en suspension et réintégrée dans la dérive sédimentaire (figure 6.5) sous l'action mécanique et répétitive des houles lorsque celles-ci ne sont plus amorties. Le temps de résidence des sédiments en zone intertidale est très variable. Il peut aller de quelques années à une durée supérieure au millénaire (formation de sols Augustinus et Slager, 1970) pour la région des Caps. La vase fluidisée migre, soit sous forme turbide, soit sous forme de paquets de vase fluide au fond. Ils pourront, par la suite, être réintégrés dans le banc de vase lorsqu'ils seront de nouveau incorporés dans la partie subtidale (figure 6.5). Ils peuvent toutefois être de nouveau piégés en zone intertidale par les houles (apports de vase fluide par débordement) (figure 6.5).

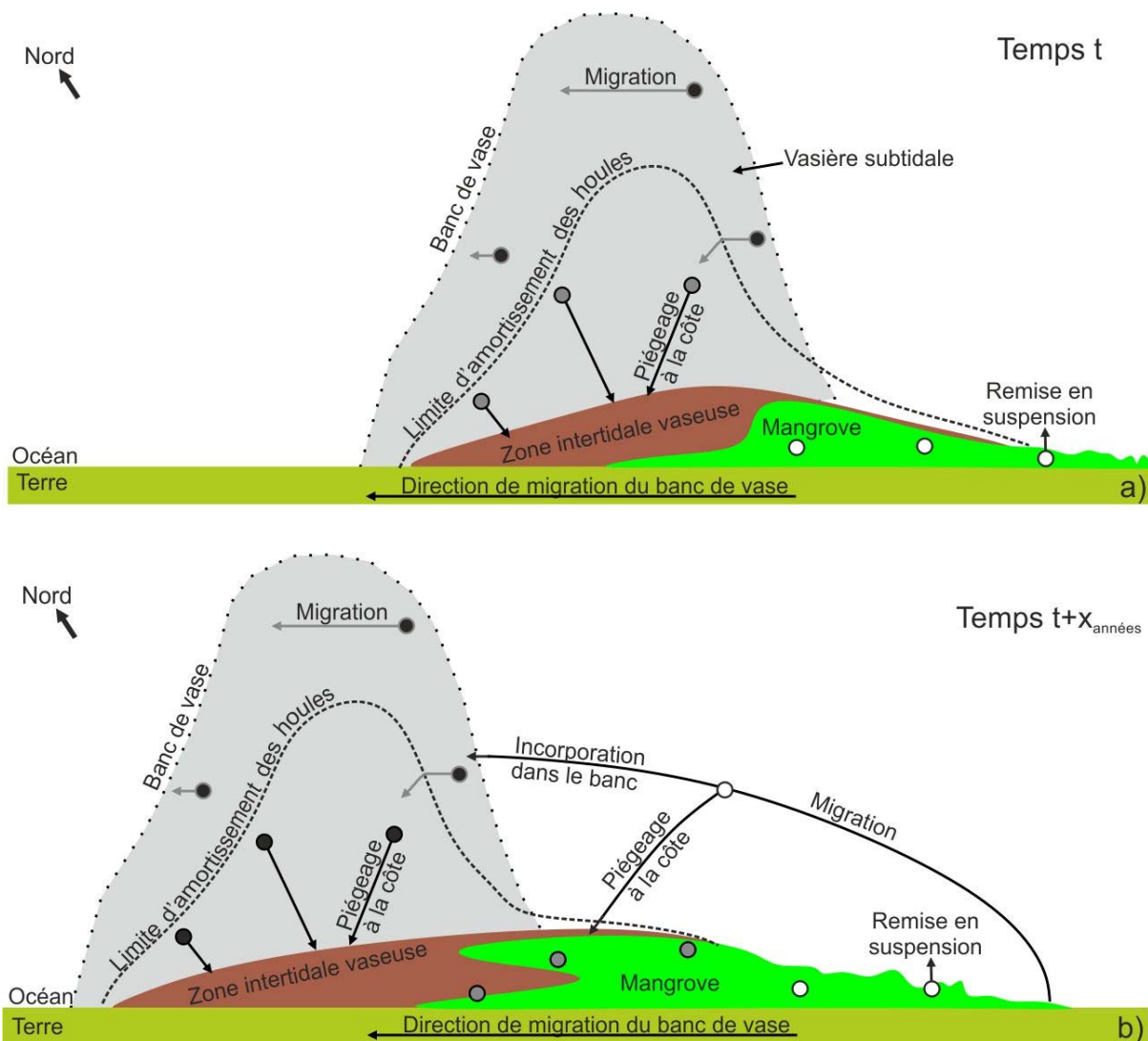


Figure 6.5 : Schéma des interactions et de la migration des sédiments au sein du système des bancs et des vasières intertidales. Le piégeage des sédiments à la côte se réalise sur toute la zone subtidale qui est sous influence des houles. Les sédiments sont concentrés vers le centre du banc par les houles ce qui crée une vasière intertidale. Lorsque l'accumulation de sédiments est suffisante, elle est colonisée par la mangrove. Les sédiments sortent du système des bancs. Ils sont réincorporés uniquement lorsqu'ils seront à nouveau remis en suspension par l'érosion à moins qu'ils ne soient de nouveau piégés.

Ce modèle de migration des bancs reposant sur un principe de recyclage de la vase et de leur migration en « déconnection » de la zone littorale, a été mis en évidence par Allison et Lee (2004) grâce à des analyses de traceurs radiochimiques. Ce modèle a pu être confirmé lors de cette étude grâce au couplage de mesures sismiques et de teneur en eau des sédiments avec l'analyse de la déformation des houles. La compréhension des processus physiques (remise en suspension, transport) et les relations entre la zone subtidale et intertidale (sédimentation et évolution morphologiques des vasières intertidales) à la base de ce modèle ont aussi pu être améliorées.

Partie 2. Evolution morphologique du littoral en réaction aux forçages hydrométéorologiques

Les littoraux sont des milieux conditionnés par un équilibre complexe entre les multiples interactions de l'océan et des terres émergées. Cet équilibre, qui règle la morphodynamique sédimentaire, est remis en question par les variations climatiques que ce soit, par des évènements extrêmes ponctuels ou par des tendances à beaucoup plus long terme. En connaissant de manière approfondie les différents processus et interactions qui régissent la dynamique morpho-sédimentaire et en les suivant dans le temps, il serait possible de quantifier et de prévoir l'influence des changements climatiques sur ces milieux. L'impact d'évènements extrêmes sur les littoraux a souvent été abordé mais l'influence de cycles climatiques plus longs est difficilement quantifiable du fait de leurs échelles d'influence temporelle. De par ses réactions rapides et de grandes envergures (ex : migrations de bancs, évolution des surfaces de mangroves), vis-à-vis des forçages hydrométéorologiques, l'évolution morphologique de la côte des Guyanes pourrait être un proxy des conséquences des oscillations climatiques en faisant ressortir des variations, même minimes. Un des autres avantages de cette côte, surtout au niveau de la Guyane française, est sa faible anthropisation qui rend les modifications dues aux changements climatiques peu bruitées par tous aménagements humains éventuels.

Les vents via la houle, la pluviosité via les fleuves ainsi que le niveau marin, sont les forçages principaux de la dynamique morpho-sédimentaire des littoraux sous influence amazonienne. Chacun de ces paramètres modifie l'équilibre morpho-sédimentaire à différentes échelles spatiales et temporelles, impliquant de nombreuses répercussions sur l'écosystème côtier.

2.1. Evolution morphologique du littoral en fonction de la variabilité des houles

La puissance des houles arrivant sur la côte des Guyanes est reliée à celle des vents sur leur zone de fetch située au large de l'Afrique de l'Ouest mais aussi aux passages des cyclones au niveau de l'Atlantique central. Nous discuterons, ici, des conséquences possibles de la variabilité de la puissance des houles sur la morphodynamique des bancs de vase et sur l'évolution des surfaces de mangrove.

2.1.1. Réactions morphologiques du littoral

2.1.1.1. Augmentation du nombre d'épisodes de fortes houles

L'Atlantique central est soumis à des périodes de variations cycloniques de 20 à 30 ans (Goldenberg et al., 2001). Depuis la fin des années 90, la puissance des cyclones est en augmentation (figure 6.6) ce qui génère des épisodes de fortes houles de plus en plus fréquemment.

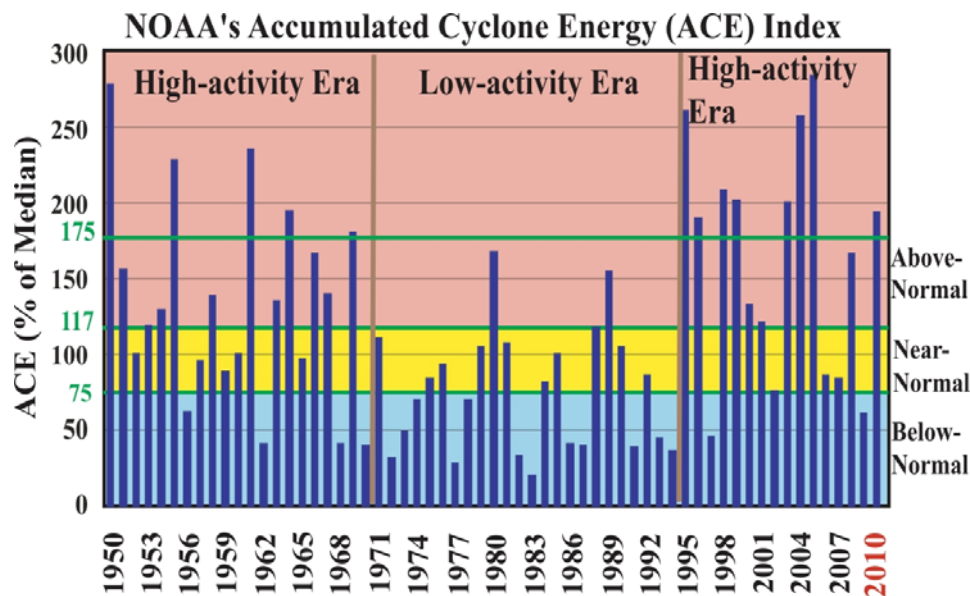


Figure 6.6 : L'index d'Énergie Cyclonique Accumulée (ACE) est exprimé en pourcent de la valeur médiane pour la période (1950-2000). Cet index d'énergie mesure la force des vents combinée à la durée des tempêtes ayant un nom. La classification de couleur (rose, jaune et bleu) correspond à la classification de la NOAA. Extrait de Bell et al., 2010.

Goldenberg et al., (2001) ont montré que la période entre 1995 et 2000 est celle qui présente la plus forte activité cyclonique enregistrée. Ce n'est pas tant la fréquence des cyclones, sur l'Atlantique central, mais plutôt leur puissance qui augmente. L'impact des années à forte activité cyclonique, n'a pas encore été identifié sur les côtes guyanaises, du fait de l'atténuation forte des houles dans l'océan puis à la côte par la vase molle subtidale. Toutefois, l'intensification du nombre de cyclones dans l'Atlantique Central pourrait coïncider avec l'augmentation de la fréquence d'apparition des barres vaseuses observées depuis la fin des années 90 (Gardel et al., 2011). Leur impact sur les zones en érosion devrait être plus marqué. L'amortissement des houles y est beaucoup plus faible puisque la zone subtidale est composée de vase plus consolidée ($> 650 \text{ g.l}^{-1}$), ce qui permet aux houles d'arriver à la côte sans être fortement atténuées. Cependant, sur les sites étudiés (Sinnamary et Kaw) aucun lien direct ne ressort entre les taux d'érosion des mangroves et les années à forte ACE. Soit les fortes activités cycloniques ne sont pas reliées à l'érosion des mangroves malgré la génération de fortes houles, soit un ou plusieurs paramètres viennent brouiller l'effet des houles. Suite à un épisode de fortes houles, qui aurait déraciné de nombreux palétuviers, il est ainsi possible que les troncs d'arbres forment une barrière, qui casserait les houles, et diminuerait ainsi l'érosion lors des prochaines périodes de fortes houles.

Ledden et *al.*, (2009) ont montré que les houles, à la base des dégâts causés lors d'un épisode de forte agitation marine au Guyana en 2005, avaient une hauteur significative de seulement quelques décimètres en plus que les houles saisonnières. Par contre, elles présentaient des périodes largement supérieures (entre 10 et 20 s). Malgré les nombreuses informations fournies par l'analyse des données d'altimétrie satellitaire, la période des houles n'est pas disponible. Pour les futures études, notamment pour relier les houles de longues périodes à l'apparition de barres vaseuses et à l'érosion de la mangrove, il serait intéressant de prendre en compte ce paramètre pour les houles arrivant à la côte. Pour le moment les satellites ne le permettent pas, les bouées Noaa sont trop au large et leur bases de données ne sont pas suffisantes pour pouvoir faire des analyses à long terme. La pose de houlographes ou simplement de capteurs de pression le long de la côte (hors de la zone d'extension des bancs) semble essentielle.

2.1.1.2. Augmentation de l'intensification des houles à long terme

La tendance actuelle depuis les années 90 est une augmentation de la vitesse des vents sur l'Atlantique Central engendrant par conséquent une intensification des houles. Cette tendance positive d'intensification des houles peut augmenter les disparités entre les zones protégées de l'action des houles (banc) et les interbancs. La puissance des houles augmentant, l'accumulation de la vase sous forme de barre sera plus fréquente et plus rapide à long terme ce qui aura tendance à modeler, sous forme de bosse, la topographie des bancs. Ce phénomène pourrait faciliter l'expansion de la mangrove puisque les barres sont des points idéaux pour la colonisation opportuniste (Proisy et *al.*, 2008 ; Gardel et *al.*, 2011). En effet les barres vaseuses forment des points hauts ce qui est synonyme de vase consolidée donc potentiellement colonisable. De plus, leur position en front de mer leur permet de capter nombre de propagules dérivantes qui formeront, par la suite, de nombreux îlots de palétuviers permettant de disséminer rapidement et efficacement leurs propagules vers l'intérieur des bancs. A l'inverse, les zones sans vase fluide subtidale permettant une atténuation efficace des houles subiraient une érosion plus intense. Le trait de côte présenterait donc un faciès plus dentelé dû à l'alternance banc / interbanc.

2.1.2. Conséquence de l'intensification des houles : accélération de la migration des bancs de vase

La houle est aussi le moteur de la migration des bancs le long de la côte des Guyanes. Le croisement de deux méthodes de calcul, semble indiquer une légère augmentation de la vitesse de migration, en comparaison de celles calculées par Augustinus (1986) et Froidefond et *al.*, (1988). L'intensité des vents joue sur la vitesse de migration des bancs (Eisma et *al.*, 1991 ; Gardel et Gratiot, 2005) mais elle n'est pas le seul paramètre. La présence de haut fonds rocheux, un littoral concave et

un angle faible entre la côte et les houles incidentes sont des conditions parfaites pour un ralentissement de la vitesse des bancs. Un littoral convexe et un angle fort entre les houles incidentes et le trait de côte produisent l'effet inverse. L'influence des fleuves reste encore soumise à discussion. Il semblerait qu'ils forment un épi hydraulique ralentissant la migration de la vase sur sa rive droite et l'accélération sur la rive gauche (par rapport au sens de l'écoulement) (Anthony *et al.*, 2012). Tous ces paramètres s'additionnent ou s'opposent lors de la migration des bancs vers l'Orénoque ce qui rend difficile l'interprétation des variations des vitesses de migration. Un suivi régulier sur tout le littoral permettrait de meilleures interprétations. Le couplage des techniques permet de confirmer les variations des vitesses de migration mais, pour le moment, le peu de données marégraphiques rend difficile le calcul des vitesses sur tout le littoral. La détection des matières en suspension de surface par satellite est un nouvel outil qui peut être une alternative efficace. Néanmoins, cette méthode nécessiterait d'être optimisée afin de pouvoir obtenir des mesures dans le très proche côtier (< 3 km).

L'augmentation de la vitesse de migration des bancs de vase sur la côte des Guyanes pourrait avoir des conséquences notables sur la mangrove côtière. Si la partie subtidale des bancs migre plus rapidement, les vasières intertidales seront moins longtemps protégées de l'effet érosif des houles. Les peuplements de mangrove seront érodés plus rapidement, avant même que la colonisation du banc soit complète. Ce phénomène a été observé dans cette étude au niveau du banc à proximité de Kourou. Nous ne disposons pas d'assez de recul pour savoir si ce phénomène est engendré par la tendance d'accélération générale des bancs, ou uniquement par une accélération locale de la partie subtidale du banc, qui peut être un résultat de l'effort de dragage incessant du chenal d'accès au port de Kourou.

2.2. Les précipitations

La pluviosité sur la côte des Guyanes est directement associée au balancement de la ZCIT qui crée deux saisons principales (sècheresse : mi-juillet et mi-novembre ; pluie : mi-novembre à mi-juillet) et une moins marquée (petit été de mars). Cependant des événements climatiques planétaires comme ENSO ou la NOA modifient les régimes de précipitations sur la côte des Guyanes et sur le bassin amazonien.

2.2.1. *Augmentation du régime de pluie*

Un lien entre l'augmentation des débits des fleuves de Guyanes provoquée par de forts épisodes pluvieux et un événement de la phase négative d'ENSO (la Nina) a été mis en évidence par Gaucherel (2004). L'augmentation des débits engendrée par l'accroissement des pluies peut avoir des

répercussions importantes sur la morphodynamique et les processus de migration des bancs de vase. Des débits plus puissants pourraient tendre à une dispersion plus au large, de la vase subtidale des bancs lorsqu'elle « traverse » un fleuve. Ces rejets pourraient s'effectuer sous forme de paquets de vase fluide dérivants, en déconnection temporaire avec les bancs de vase, comme ceux observés en octobre 2010 à l'aide de la sismique au niveau du banc de Kourou et pour des bathymétries de l'ordre de 8 m. De plus, l'apport de sédiments par les fleuves, le long de la côte des Guyanes, pourraient aussi augmenter en cas de fortes pluviosités. Il pourrait alors, ne plus être négligeable dans la morphodynamique des bancs de vase le long de ce littoral.

L'augmentation de la pluviosité n'a pas qu'une influence sur la migration des bancs de vase mais aussi sur leur formation. Depuis 1995, une augmentation de 20 % des apports en suspension de l'Amazone a été mesurée par Martinez et *al.*, (2009). Les causes de cette augmentation sont sujettes à discussion mais pourrait être, soient reliées à l'augmentation du régime de pluie sur les Andes, soient à la déforestation grandissante du bassin amazonien, ou bien soient à une combinaison des deux. Aucune étude n'a été réalisée sur l'influence possible de l'accroissement des apports en suspension à la mer par l'Amazone. Gratiot et *al.* (2008) ont estimé des volumes potentiels en lien avec l'augmentation de la charge de l'Amazone de l'ordre de 10 à $15 \cdot 10^6$ t.an⁻¹. Pour le moment nous n'avons aucune idée sur les échelles de temps nécessaires entre l'arrivée de sédiments dans le delta de l'Amazone et la formation des bancs de vase proche du Cap Cassipore. Il est donc impossible de se prononcer quant à l'impact d'une telle augmentation, sur la morphologie des bancs ou sur leur fréquence de création. Plusieurs cas sont envisageables comme l'augmentation de leur taille et de leur fréquence.

2.2.2. Sécheresse

Aucune étude n'a été réalisée sur les effets d'une sécheresse à court, ou long terme, sur la dynamique morfo-sédimentaire des bancs de vase ainsi que sur le développement des mangroves associées. Une sécheresse pourrait augmenter les processus de dessiccation ce qui favoriserait la consolidation de la vasière. Les surfaces de vase colonisables seraient donc augmentées ce qui permettrait une colonisation plus importante si la phase de colonisation est propice et surtout si la production de propagules n'est pas menacée par la sécheresse. L'épisode El Nino de 1997-1998 a engendré une des plus sévères sécheresses de ce siècle en Guyane française avec des conséquences notables sur les vieilles mangroves (feux de forêt, sursalure ; se référer à Hammond et Ter Steege (1998), Mol et *al.* (2000), Anthony et *al.* (2002) et Gaucherel (2004)).

2.3. Influence du niveau marin

Les forêts de mangrove, de par leur position d'interface entre la terre et l'océan, sont d'excellents indicateurs des changements côtiers et du niveau marin, à court et long terme (Snedaker, 1993 ; Blasco et *al.*, 1996). Elles ont d'ailleurs servi de base pour des études le long des côtes du Pacifique Ouest (Pernetta, 1993) et au Sud de l'embouchure de l'Amazone (Sousa Filho et *al.*, 2006). Cependant, la dynamique de population des palétuviers, de par leur lien intime avec la morphologie des bancs de vase, diffère par de nombreux points à celles précédemment citées. Le développement des surfaces de mangroves le long de la côte des Guyanes est associé aux vasières intertidales éphémères, créées par la migration des bancs de vase.

Deux hypothèses sont émises concernant les fluctuations moyennes du trait de côte. (1) La première relie les surfaces de mangrove au niveau marin moyen. Une diminution du niveau marin moyen engendre une augmentation de la colonisation et donc une progradation du trait de côte (Gratiot et *al.*, 2008). (2) La deuxième, développée dans cette étude, lie les surfaces de mangrove à la taille des vasières intertidales protégées (zone interne). Comme nous avons pu l'observer (chapitre 4, partie 2), les surfaces de vase consolidées ne limitent pas les phases de colonisation de la vasière, seule la taille des vasières intertidales importe. L'évolution globale du trait de côte dépend donc de l'évolution de la morphologie des bancs de vase au cours de leur migration qui est dépendante de multiples facteurs (houle, taille des bancs, linéaires côtiers, morphologie du trait de côte, fleuves) mais aussi de leur position (fleuve, linéaire côtier).

En revanche, il semble plus évident d'avoir un lien direct entre les surfaces de mangrove en érosion et le niveau marin. L'augmentation du niveau marin de quelques centimètres peut enlever plusieurs dizaines d'hectares de mangrove, étant donné la topographie extrêmement plane du littoral (pente entre 1 : 1000 et 3 : 1000). L'action des houles est ainsi facilitée pour éroder la mangrove. Une montée du niveau marin pourrait ainsi induire une augmentation de l'érosion et donc un recul moyen du trait de côte. L'inverse se produirait pour un niveau marin plus bas. Le cycle de marée de Saros semble avoir une part dans les fluctuations du trait de côte (Gratiot et *al.*, 2008), en augmentant, ou non, l'impact des houles sur les zones sensibles à l'érosion. Cependant, la taille et la position des zones intertidales vaseuses, en relation avec les processus de migration, pourraient participer activement aux variations, à long terme, de la position du trait de côte moyen en Guyane française. Il serait intéressant, dans le cadre d'une future étude, de comparer la taille des zones de mangrove côtière en érosion avec les fluctuations du niveau marin et des houles.

Partie 3. Vers la modélisation

La modélisation est un des aboutissements futurs de l'étude de la morphodynamique du littoral en Guyane dans le but de fournir un outil de prévision et d'aménagement, de cet espace à forts enjeux sociaux-économiques. Les questions que nous posons ici sont : " Est-ce que la modélisation du fonctionnement de la morphodynamiques des bancs de vase et des écosystèmes côtiers en relation, est nécessaire ? " et " Avons-nous à ce jour, les connaissances nécessaires à la réalisation de ce modèle dans un avenir proche ? ".

3.1. Une côte à forts enjeux socio-économiques

La côte des Guyanes regroupe la majorité de la population de la Guyane française, du Surinam et du Guyana, soit entre 1 et 1,5 millions de personnes, mais aussi les principaux pôles économiques et industriels de ces pays.

D'un point de vue purement morpho-sédimentaire, de nombreux problèmes d'envasement et d'érosion côtière sont soulevés régulièrement. L'envasement des fleuves et des chenaux d'accès aux zones portuaires sont des questions primordiales auxquels les institutions portuaires et maritimes sont confrontées quotidiennement sans avoir réellement de réponses adaptées. Pour le moment, les moyens énormes mis en œuvre consistent en un dragage continu en aveugle, sans avoir de vision sur les volumes à venir. L'envasement du littoral a aussi une conséquence sur le tourisme lorsque des plages de sables fins se retrouvent recouvertes en l'espace de quelques années, par plusieurs mètres de vase puis par une mangrove dense large de plusieurs kilomètres (photo 6.7). Cette arrivée de mangrove est toujours suivie par une recrudescence de nuisibles comme les moustiques et les papillons cendres, pour ne citer qu'eux.



Figure 6.7 : Photo du front de mer à Cayenne le 04/10/2012.

A l'inverse, la disparition des mangroves côtières est synonyme d'érosion et donc de menace pour les constructions littorales et les zones agricoles proches de la côte (figure 6.8).



Figure 6.8 : Photos d'envasement d'un hôtel sur la plage de Rémire (Cayenne le 20/02/2010) (a) et de la submersion des rizières de Mana suite à l'érosion d'un chenier (R. Berzins survol programme CARET 2 le 08/04/2011).

Certes, les forêts de mangroves sont des espaces de biodiversité relativement faible, en comparaison des forêts primaires que constitue la forêt amazonienne qui s'étend sur une grande partie de ces territoires. Cependant, les mangroves forment des zones où la vie abonde, qu'elle soit animale ou végétale. Tout un écosystème complexe et ingénieux évolue en fonction des cycles de marée et du déplacement des bancs de vase, lui permettant de s'adapter rapidement aux variations de l'environnement et lui fournissant une possibilité de résilience. Sa base semble reposer sur la très forte biomasse du microphytobenthos formant les biofilms à la surface des vasières. Il servirait de ressources principales à de multiples espèces brouteuses. De nombreuses questions se posent sur le fonctionnement de cet écosystème et sont de plus en plus d'actualité, étant donné le contexte d'explosion démographique en Guyane française. Les mangroves constituent des zones de nurricerie pour les oiseaux migrateurs et locaux (observation du Groupe d'Etude et de Protection des Oiseaux de Guyane et de l'Office National de la Chasse et de la Faune Sauvage) mais aussi pour de nombreuses espèces de poissons (Guéguen 2000). Ces travaux tendent à définir les vasières et les mangroves côtières comme des nurriceries à un grand nombre d'espèces de poissons et de crustacés. La pêche, un des plus gros pôles d'activités et de commerce en Guyanes est en crise depuis le début des années 2000. De nombreuses interrogations se posent notamment sur l'effondrement des stocks de crevettes malgré la diminution constante des flottilles de crevettiers. Les cycles de vie des crevettes en Guyane française est en cours d'étude mais il est probable que l'évolution des surfaces de mangroves et des vasières y soit liée. Il est à noter que les surfaces de mangroves sont en diminution sévère depuis le début des années 90 (recul moyen du trait de côte) mais semble se reconstituer doucement depuis le début des années 2000.

La modélisation des processus sédimentaires, liés aux déplacements des bancs de vase, répondrait à un besoin grandissant d'une meilleure gestion de l'espace côtier. Elle permettrait

d'appréhender l'évolution des espaces littoraux, que ce soit par rapport à l'envasement ou à l'érosion de zones sensibles. De même, cette modélisation pourrait être mise en relation avec des phénomènes biologiques comme les variations des surfaces de mangroves et les différents réseaux trophiques associés.

3.2. Etat des connaissances et futurs axes de recherche

3.2.1. *Migration des bancs de vase et évolution des surfaces de mangroves associées*

La migration des bancs de vase le long de la côte de la Guyane est une problématique qui commence à être de plus en plus étudiée et connue. Les méthodes de suivis par satellite sont multiples (zone intertidale, MES de surface, amortissement des houles) et donnent des résultats cohérents entre elles. Néanmoins, les connaissances sur plusieurs paramètres ne sont pas encore assez approfondies pour permettre une modélisation réaliste. Le principal biais pour une future modélisation sera provoqué par les connaissances insuffisantes sur les interactions entre les houles et les vases subtidales qu'elles soient molles (banc) ou consolidées (interbanc). La liquéfaction des vases consolidées ne se réalise pas directement mais par la formation de galets mous. Ce processus est encore loin d'être maîtrisé et quantifié (mécanisme, volume, vitesse de fluidification). Les transferts d'énergie et la liquéfaction des houles sur un fond vaseux sont des sujets de plus en plus étudiés et modélisés de par le monde (Dalrymple et Liu, 1978 ; Hall et Oveisy, 2007 ; Oveisy et al., 2008 ; Rogers et Holland, 2009 ; Dalrymple et al., 2010 ; Xie et al., 2010). Le modèle SWAN (Simulating WAVes Nearshore), est un des plus utilisé pour modéliser les interactions houles/vase en proche côtier (Booij et al., 1999 ; Sheremet et Stone, 2003 ; Hall et Oveisy, 2007 ; Rogers et Holland, 2009). Même si les modèles d'atténuation de l'énergie des houles sur un fond vaseux sont de plus en plus performants, ils restent cependant peu précis et nécessitent des mesures in-situ pour les valider. Rodriguez et Mehta (1998) ont proposé un modèle analytique de déplacement de vase fluide sous contrainte de houles sans déferlement :

$$C_{\text{bank}} = \frac{1}{3} \sin \alpha \left(\frac{\rho_w H_0^3}{\mu_m T_2} \right) \left\{ \frac{h_m^* \rho_m^* (2 - \rho_m^*)}{h_w^* (\rho_m^* - 1)} \overline{\eta_m^* \frac{\partial \eta_w^*}{\partial s^*}} - \frac{h_m^* \rho_m^* (2 - \rho_m^*) + h_w^* (\rho_m^* - 1) + \rho_m^* h_w^* h_m^*}{h_w^* (\rho_m^* - 1)} \times \overline{\eta_m^* \frac{\partial \eta_w^*}{\partial s^*}} - [(h_m^* + h_w^*) \rho_m^* - h_w^*] \overline{\eta_m^* \frac{\partial \eta_w^*}{\partial s^*}} \right\}$$

Avec: C_{bank} : vitesse de migration du banc

α : angle entre les houles incidents et le trait de côte

ρ_w : densité de l'eau de mer

η_m : viscosité moyenne

H_0 : hauteur significative des houles au large ayant une période T.

Les paramètres avec un astérisque sont sans dimension. H^* , ρ^* , η^* se réfèrent respectivement à l'épaisseur, la densité et au paramètre d'interface de la couche. Les paramètres suivis d'un « m » correspondent à la vase et ceux suivis d'un « w » à l'eau. s correspond à la distance dans la direction de propagation des houles.

En postulant que les houles sont le forçage majeur du déplacement des bancs de vase, Gratiot et *al.*, (2007) ont pu simplifier ce modèle en ne prenant en considération que l'angle d'incidence des houles α et le ratio $\frac{H^3}{T^2}$ et l'appliquer au littoral guyanais. Même si cette approximation donne des résultats intéressants en Guyane française, il semble important dans de futures études de mieux définir et de quantifier les processus sédimentaires intrinsèques à la vase molle subtidale des bancs. Des mesures in-situ concernant la rhéologie de ces vases mais aussi des modélisations expérimentales, concernant les processus de sédimentation, de tassement/consolidation et de remise en suspension des vases subtidales semblent aussi, indispensables. Des modèles et des lois existent déjà sur ces paramètres pour les sédiments cohésifs (Kynch 1952 ; Migniot, 1968, 1977 ; Migniot et Bouloc, 1981 ; Dyer, 1989 ; Winterwerp et Kesteren, 2004) mais ils ne sont pas forcément adaptés au milieu ouvert que représente le littoral guyanais. En effet, les processus sédimentaires liés aux vases ne se réalisent pas dans un milieu calme mais sous l'effet combiné des houles et des courants. Il est aussi probable que les houles ne soient pas le seul moteur de la migration des bancs. Les glissements gravitaires mais aussi les courants, semblent avoir un rôle important. La question du comportement des bancs de vases lors de leur « traversée » des fleuves, en fonction du type d'estuaire, aura toute son importance lors de la modélisation des processus sédimentaires qui engendrent la migration des vases subtidales.

La modélisation de la morphodynamique des littoraux en est encore à ses balbutiements. Les modèles simplifient les paramètres sédimentologiques ou portent généralement sur des littoraux à homogénéité sédimentaire. Cependant, d'après les travaux de Holland et Elmore (2008), les côtes basses à hétérogénéité sédimentaire sont les plus courantes (60 à 80 %). La côte des Guyanes en est un exemple de par la migration des sédiments fins (vases) le long d'une côte à cheniers sableux. La modélisation se complexifie encore le long du littoral guyanais, puisqu'au phénomène d'hétérogénéité sédimentaire, s'ajoute une hétérogénéité morphologique des vases, de par leur différence de teneur en eau.

Les surfaces de mangroves sont liées à la migration des bancs mais surtout à la variation morphologique de leurs vasières intertidales. Les processus d'expansion de la mangrove côtière sont encore soumis à discussion mais il est possible d'estimer des surfaces de mangroves en connaissant la topographie des bancs, notamment les surfaces de vase consolidée (Gensac et *al.*, 2011). Les processus d'expansion des palétuviers et leur dynamique de population (précocité sexuelle) restent des points à éclaircir pour pouvoir appliquer, ou non, les résultats obtenus sur la vasière du site atelier, à d'autres bancs de vase. En effet, il est important de prendre en considération que chaque banc est un objet sédimentaire unique, même si les processus sédimentaires restent les mêmes. La

différence de volume pourrait bien avoir une influence sur la morphodynamique des bancs lors de leur migration jusqu'à l'Orénoque. Par exemple, un banc de vase très volumineux ne devrait pas réagir de la même manière, qu'un banc peu volumineux, lors du passage d'un fleuve. De même l'évolution morphologique de la côte à son passage devrait différer, notamment par la taille des surfaces de mangrove nouvellement formées ou protégées de l'érosion.

3.2.2. Notions d'échelles d'analyses des processus côtiers

La prévision de l'impact des forçages (houles, marée, débit fluvial, courants) sur la morphodynamique sédimentaire et sur les surfaces de mangroves constitue l'aboutissement du modèle. Une des difficultés est d'identifier sur quel(s) processus tel ou tel forçage joue, et à quelle(s) échelle(s) spatio-temporelle(s). Le fait d'avoir en Guyane française des grands secteurs avec des comportements, vis-à-vis de la migration des bancs très différents, complique énormément la tâche. Prenons l'exemple des fluctuations moyennes du trait de côte en Guyane française entre 1988 et 2006. Nous avons deux hypothèses qui peuvent expliquer ces variations mais à des échelles spatiales d'études différentes comme celle du littoral et des grands secteurs (Caps, Kaw-Iracoubo, Iracoubo-Surinam, chapitre 3, partie 2). Sont-elles dues uniquement aux fluctuations du niveau marin du cycle de Saros, aux variations des tailles des zones d'érosion et des vasières colonisables, ou bien des deux ? Le niveau marin est un forçage de grande ampleur spatiale qui a un impact identique sur toute la côte de la Guyane française. Il devrait donc être possible de retrouver les mêmes variations du trait de côte pour des échelles spatiales plus petites. Cependant, une interrogation se pose inévitablement, est-ce que les forçages ont réellement des répercussions sur le trait de côte identiques entre les grands secteurs (ex : entre le Maroni et Sinnamary et celui des Caps) ? Y-a-t-il les mêmes répercussions selon la morphologie des bancs : s'ils passent un fleuve ou s'ils sont sur un long linéaire côtier ? Si tel est le cas, alors seulement, il est possible de travailler sur des données moyennées à l'échelle de la Guyane française. Dans les futures études il est ainsi important de commencer à étudier distinctement la morphodynamique du littoral pour chaque grand secteur avant de pouvoir extrapoler à l'échelle de la Guyane française.

3.3. Représentativité du littoral Guyanais à l'échelle mondiale

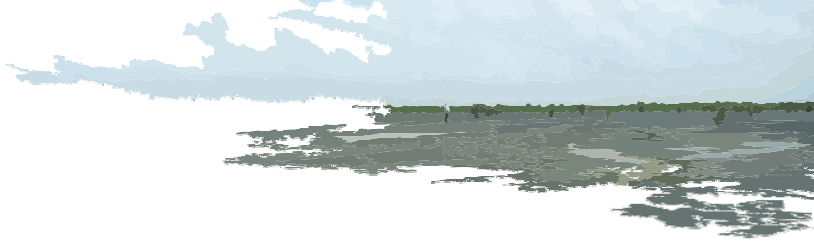
Cette étude est axée sur le littoral vaseux à mangrove de la Guyane française. Il est important de se poser la question de la représentativité à une échelle mondiale des résultats et des conclusions développés dans ce travail.

L'évolution des littoraux à mangrove, est un sujet sensible dans le monde (Murdiyarsa et Boone Kauffman, 2011). Les mangroves constituent une nourricerie pour de nombreuses espèces animales

(Heald, 1971 ; Pool et *al.*, 1975 ; Lugo et Snedaker, 1975 ; Hutchings et Saenger, 1987), un puits de carbone (Page et Banks, 2007 ; Donato et *al.*, 2011) et une protection contre l'érosion littorale (Anthony et Gratiot, 2012) ou contre des événements extrêmes (tsunamis : Dahdouh-Guebas et *al.*, 2005 ; Yanagisawa et *al.*, 2009 ; Cyclone : Vogt et *al.*, 2012). De par l'exploitation des mangroves comme bois de chauffe ou comme surface d'implantation pour l'agriculture et l'aquaculture (Saenger et Bellan, 1995), les superficies de mangroves dans le monde ont diminué de plus d'un tiers en une cinquantaine d'année (Alongi, 2002). Cette diminution a été particulièrement ressentie ($\approx 50\%$ des surfaces de mangrove) en Indonésie ces trente dernières années (Giri et *al.*, 2010). En Guyane française la mangrove côtière qui est composée presque uniquement par le palétuvier *A.germinans*, se développe dans un milieu ouvert et non formé de lagunes ou d'estuaires, lieux privilégiés habituellement par les mangroves (Saenger et Bellan, 1995). Ce peuplement mono-spécifique et le développement des mangroves sur une côte soumise aux houles est très spécifique de la côte des Guyanes, d'autant plus que l'évolution des surfaces de mangrove est intimement liée à la migration des bancs de vase. Il semble donc difficile d'extrapoler les résultats obtenus sur la dynamique des populations de palétuviers en Guyane française à celles réparties de par le monde (Everglades, Indonésie, Afrique de l'Ouest). Cependant, les résultats obtenus au cours de cette étude, comme les relations entre la topographie et la dissémination des propagules par les courants, peuvent être applicables le long de la côte des Guyanes. Notamment, ils pourraient peut-être améliorer le choix des sites de replantation de palétuviers et particulièrement au Guyana qui souffre de la déforestation de son littoral (Anthony et Gratiot, 2012).

A l'inverse des surfaces de mangrove, l'apport de sédiments vaseux par les fleuves est de plus en plus importants (Syvitski et Kettner, 2011) ce qui tend à une augmentation des littoraux vaseux dans le monde et donc des problématiques liées à l'envasement des côtes et des fleuves (Wolanski et Spagnol, 2000). La composition des apports vaseux par les fleuves ainsi que leurs interactions avec les forçages hydrologiques (marée, houles, débits fluviaux) sont très variables selon les continents (Wolanski et Gibbs, 1995 ; Wolanski et *al.*, 1998 ; Lesourd et *al.*, 2003).

La large emprise spatiale des bancs de vase amazoniens pourraient permettre une visualisation à grande échelle des interactions entre la houle et les fonds cohésifs (atténuation, remise en suspension) et donc améliorer leur compréhension. La dynamique morphosédimentaire ainsi que les propriétés intrinsèques des sédiments cohésifs (granulométrie, minéralogie) sont relativement homogènes le long de la côte de Guyanes. Il semble donc tout à fait possible d'appliquer les résultats et les méthodes de travail concernant le transport sédimentaire et la sédimentation des zones intertidales, à l'ensemble de cette côte.



Conclusion Générale



Conclusion Générale

La présence et l'abondance de sédiments fins sur le littoral des Guyanes, alors qu'ils sont plus généralement associés à des espaces abrités, provoque une évolution morphologique constante et rapide de l'espace côtier. La bordure littorale est modelée par la migration vers le Nord-Ouest, d'environ 2 km.an^{-1} , des dix-neuf bancs de vase répartis sur la côte des Guyanes en 2012. Elle est à l'origine de la création de vastes espaces intertidaux vaseux et éphémères, qui sont colonisés par des forêts de mangrove en l'espace de quelques années. La migration des bancs de vase est quant à elle sous l'influence directe des forçages hydrométéorologiques, dont principalement les courants et les houles.

Le long de la côte des Guyanes, les houles sont majoritairement saisonnières (80 % de la variation du signal des houles) engendrées par le balancement de la ZCIT qui modifie la direction principale des vents. Le passage de cyclones sur l'Atlantique central et tropical provoque de fortes houles (jusqu'à 7 m de hauteur significative) mais elles s'amortissent rapidement au large. Leur hauteur significative devient semblable aux houles classiques (H_s : 1 à 2 m) à environ 500 km de distance du cyclone. Leurs impacts sur le transport sédimentaire à la côte n'est pas encore clairement établi mais elles semblent favoriser la formation des barres vaseuses.

Deux courants influencent la zone côtière : le courant des Guyanes et ceux de marée. Le flot et le jusant en Guyane française sont orientés tous les deux vers le Nord-Nord-Ouest, dans le sens du courant des Guyanes. Néanmoins, la courantologie est différente au sein de la partie subtidale des bancs. Pour une bathymétrie supérieure à 5 m, le flot est plus puissant que le jusant alors que l'inverse se produit pour les secteurs ayant une bathymétrie inférieure. Cette différence est provoquée par la diminution de l'influence du courant des Guyanes pour les petits fonds.

Ce travail a mis en évidence l'importance de la zone subtidale par rapport à la zone intertidale des bancs, en terme de superficie et en terme de dynamique sédimentaire (notamment par l'effet de la déformation de la houle : amortissement, réorientation). Son secteur le plus volumineux se situe selon une bathymétrie inférieure à 9 m. Le transport sédimentaire vers la côte de la zone subtidale se situant à une bathymétrie supérieure à 5 m est dominé par la houle. Cette limite bathymétrique correspond à la limite d'action des houles sur la vase molle. Les houles rentrent ainsi en interaction avec la partie subtidale des bancs jusqu'à 15 km au large des côtes. Lors de leur interaction avec la vase molle, qu'elles fluidifient massivement la vase molle, elles déforment la partie subtidale des bancs. Deux accidents topographiques sont ainsi formés, correspondant respectivement au niveau des basses mers et des hautes mers. Le transport sédimentaire engendré par l'action des houles, provoque un piégeage des sédiments transportés en zone intertidale. Il n'a pas été possible, avec les

données disponibles, de le quantifier. Cependant, l'analyse d'images satellites, couplée à de l'imagerie sismique, a permis d'en donner quelques caractéristiques comme l'hétérogénéité spatiale du transport vers la côte (direction, efficacité). La vase présente à des profondeurs inférieures à la limite d'action des houles (5 m) semblent uniquement migrer parallèlement à la côte sous l'action des courants et notamment lors des jusants.

Cette étude a permis de séparer les zones intertidales vaseuses, le long des côtes guyanaises, en deux secteurs géographiques avec des dynamiques sédimentaires bien distinctes. Le front de mer est régi principalement par la houle alors que dans les zones internes, la dynamique de la marée est plus significative. Les zones internes sont caractérisées par une sédimentation constante (pas de période d'érosion) permettant une augmentation rapide de la topographie des zones intertidales (15 cm de sédimentation pour l'année 2011). Ce type de sédimentation est possible grâce aux barres vaseuses qui, une fois formées par les houles, créent des zones abritées. Les biofilms ont aussi une importance primordiale en augmentant la tension critique de cisaillement des dépôts à chaque marée, empêchant ainsi la remise en suspension lors du flot suivant. Une fois l'altitude de ces vasières suffisamment hautes, la vase est colonisée par les étonnants processus d'expansion du palétuvier *A.germinans*. Les zones internes des vasières sont en progradation constante vers le large tant qu'il y a du matériel remobilisable (vase molle et vase fluide) dans la zone subtidale, matériel susceptible d'être fluidifiée et amassée vers les zones intertidales par les houles.

La zone subtidale sert de réservoir à la formation de la zone intertidale via les houles. Ce lien est très fort dans les premières années de formation de la zone intertidale mais celui-ci s'amenuise au fur et à mesure de la migration de la partie subtidale des bancs. Lorsque les deux ne sont plus reliées physiquement, l'érosion du front de mer permet de continuer la sédimentation des zones internes, qui sont les zones d'expansion les plus significatives de la mangrove côtière. Le suivi des surfaces colonisées, par satellite et par l'implantation d'une station autonome d'observation sur une vasière, ont permis d'établir un lien entre, l'implantation des palétuviers, les régimes de courant et la microtopographie de la vasière. Les propagules qui ne s'implantent pas directement sous le palétuvier « mère » sont transportées par les courants de marée vers les zones topographiques hautes et de préférence à la confluence entre deux courants de flot. Leur dissémination sur la vasière s'effectue lors des jusants de mortes-eaux. La présence de micro-variations topographiques à la surface des vasières (levées de chenaux, dépressions, fentes de dessiccation) concentrent les propagules dérivantes, densifiant ainsi la colonisation. La colonisation de la vasière suit quatre phases d'expansion successives : (1) colonisation vers le front de mer par bandes parallèles au rivage ; (2) implantation d'îlots de colonisation à la confluence entre deux courants de marée (centre des vasières et points hauts sur le front de mer) ; (3) densification rapide de la majorité de la vasière

à partir des ilots de colonisation : (4) ralentissement de la colonisation par manque de surface de vase consolidée. Il est à noter que les surfaces de vase consolidée ($> 650 \text{ g.l}^{-1}$, altitude $> 2,4 \text{ m}$ par rapport au zéro hydrographique) qui servent de surfaces d'implantation aux palétuviers ne limitent pas la colonisation sauf lors de la phase 4. Cependant, cette limitation est provoquée par l'absence de vase molle en domaine subtidal qui ne permet plus d'agrandir les surfaces des vasières intertidales en colonisation.

Les littoraux à mangroves sont des environnements très réactifs aux pressions climatiques mais qui voient leurs surfaces diminuer de par le monde, à cause des pressions anthropiques. De ce fait, ils sont le cadre de nombreux projets scientifiques mais aussi de missions de sauvegarde. Cette thèse se place dans une période de pression anthropique grandissante due à la forte croissance démographique des zones littorales en Guyane française. Ce département français a ainsi un besoin urgent de comprendre son littoral, dans le but d'une gestion répondant aux aspirations économiques mais aussi écologiques de nos sociétés. Par son approche multi-échelle, cette thèse répond à de nombreuses interrogations sur les processus morpho-sédimentaire des vasières (intertidales et subtidales) en milieu océanique non abrité et améliore aussi la compréhension des liens intimes entre cette dynamique sédimentaire si particulière et les forêts de mangroves le long de la côte des Guyanes.

Perspectives

De nombreuses questions ont aussi été soulevées au cours de cette étude et nécessiteront des réponses, dans l'optique, par exemple, d'une modélisation de la morphodynamique du littoral guyanais.

Les interactions entre la houle et la vase, qu'elles soient en milieu subtidal ou intertidal, est un des sujets d'étude qui est nécessaire d'approfondir. En effet, les processus de fluidification de la vase molle subtidale et l'érosion de la vase consolidée par la formation de galets mous sous l'action des houles, sont à la base des principaux modes d'apports sédimentaires le long de cette côte vaseuse. Il est ainsi important d'arriver à quantifier précisément ces phénomènes. Le déploiement d'instruments de mesures (ADCP, OBS, ADV) est indispensable. Il est cependant important d'adapter le matériel aux conditions de terrain (forte turbidité, substrat peu stable) et de le positionner avec précision au sein de la partie subtidale des bancs. Une instrumentation déployée soit, en triangle (un site hors de la zone d'amortissement (bathymétrie $< 5 \text{ m}$), deux sites en zone d'amortissement (bathymétrie $> 5 \text{ m}$) placés le long d'un profil parallèle à la côte) soit, le long d'un profil perpendiculaire à la côte (un site hors de la zone d'amortissement, un au niveau de la limite

d'amortissement (bathymétrie ≈ 5 m) et le dernier au sein de la zone d'amortissement), permettrait de confirmer les directions du transport sédimentaire et d'améliorer la compréhension des interactions entre la houle, la vase molle et la vase fluide. Le déploiement en triangle permettrait de se concentrer sur les variations du transport sédimentaire au sein de la zone d'amortissement. Celui le long d'un profil perpendiculaire à la côte permettrait, quant à lui, de suivre l'évolution de l'amortissement des houles dans sa globalité. Un couplage avec des études sur la rhéologie (sédimentation, tassement, consolidation) des vases subtidales semble nécessaire.

Les études réalisées au cours de deux thèses devraient pouvoir répondre aux nombreuses interrogations sur le comportement des bancs de vase lors de leur « traversée » d'un fleuve (S.Orseau (2012-2015)) et sur l'influence morpho-sédimentaire d'un banc de vase sur un chenier sableux (C.Peron (2010-2013)).

Le suivi de la migration des bancs de vase et de l'évolution des surfaces de mangroves associées est primordial pour la gestion avisée de la zone littorale guyanaise. L'imagerie satellite (capteur imageur) facilite la surveillance régulière et notamment pour les secteurs difficiles d'accès. L'utilisation de satellite comme MODIS aqua permet aussi d'avoir un suivi des zones côtières grâce à l'analyse des concentrations de surface en matières en suspension. Enfin le suivi de la migration de la partie subtidale des bancs et des volumes sédimentaires associés, pourrait être réalisé grâce à des campagnes de prospection de sismique réflexion. Tous ces travaux de recherches seront facilités par la mise en place et l'accès de plus en plus facile de banques de données d'archives.

Bibliographie

A

- Aalto, R., Maurice-Bourgoin, L., Dunne, T., Montgomery, D.R., Nittrouer, C., Guyot, J.L., 2003. Episodic sediment accumulation on Amazonian floodplains influenced by El Niño/Southern Oscillation. *Nature*, 425: 493-497.
- Aagaard, T., Greenwood, B., 2008. Infragravity wave contribution to surf sediment transport. The role of advection. *Marine Geology* 251, pp. 1-14.
- Alexander Jr., C. R., Nittrouer, C.A., DeMaster, D.J., 1986. High-resolution seismic stratigraphy and its sedimentological interpretation on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research*, Vol. 6, No. ½; pp. 337-357.
- Allison, M.A., Lee, M.T., 2004. Sediment exchange between Amazon mudbanks and fringing mangroves in French Guiana. *Marine Geology*. 208, 169-190.
- Allison, M.A., Lee, M.T., Ogston, A.S., Aller, R.C., 2000. Origin of Amazon mudbanks along the northeastern coast of South America. *Marine Geology* 163, 241-256.
- Allison, M.A., Nittrouer, C.A., Faria, L.E.C., 1995a. Rates and mechanisms of shoreface progradation and retreat downdrift of the Amazon river mouth. *Marine Geology* 125, 373-392.
- Allison M.A., Nittrouer, C.A., Kineke, G.C., 1995b. Seasonal sediment storage on mudflats adjacent to the Amazon River. *Marine Geology*. 125,303-328.
- Alongi, D.M., 2002. Present state and future of the world's mangrove forests. *Environmental Conservation*, 29, 331-349.
- Anthony, E.J., Gratiot, N., 2012. Coastal engineering and large-scale mangrove destruction in Guyana, South America : Averting an environmental catastrophe in the making. *Ecological Engineering*, 47 268-273.
- Anthony, E.J., Gardel, A., Proisy, C., Fromard, F., Gensac, E., Peron, C., Walcker, R., Lesourd, S., 2012. The role of fluvial sediment supply and river-mouth hydrology in the dynamics of the muddy, Amazon-dominated Amapá-Guianas coast, South America: a 3-point research agenda. *Journal of South America Earth Sciences*.
- Anthony, E.J., Gardel, A, Dolique, F., 2011. The Amazon-influenced mud-bank coast of South America: short- to long-term morphodynamics of 'inter-bank' areas and chenier development. *Journal of Coastal Research*, SI 64, 25-29.

- Anthony, E.J., Gardel, A., Gratiot, N., Proisy, C., Allison, M.A., Dolique, F., Fromard, F., 2010. The Amazon-influenced muddy coast of South America: A review of mud-bank– shoreline interactions. *Earth-Science Reviews*, 103, 99-121.
- Anthony, E.J., Dolique F., Gardel A., Gratiot N., Proisy C., Polidori L., 2008. Nearshore intertidal topography and topographic-forcing mechanisms of an Amazon-derived mud bank in French Guiana- *Continental Shelf Research*, 28, pp. 813–822.
- Anthony, E.J., Dolique, F., 2006. Intertidal subsidence and collapse features on wave-exposed, drift-aligned sandy beaches subject to Amazon mud: Cayenne, French Guiana. *Earth Surface Processes and Landforms*. 31, 1051-1057.
- Anthony, E.J., 2004. Sediment dynamics and morphological stability of estuarine mangrove swamps in Sherbro Bay, West Africa. *Marine Geology* 208, 207-224.
- Anthony, E.J., Dolique, F., 2004. Morphological response of embayed sandy beaches to Amazon-derived mud banks, Cayenne, French Guiana: a short- to long-term perspective. *Marine Geology*. 208, 249-264.
- Anthony, E.J., Gardel, A., Dolique, F., Guiral, D., 2002. Short-term changes in the plan shape of a sandy beach in response to sheltering by a nearshore mud bank, Cayenne, French Guiana. *Earth Surface Processes and Landforms*, vol. 27, Issue 8, 857-866.
- Anthony, E.J., 1990. Environnement, géomorphologie et dynamique sédimentaire des côtes alluviales de la Sierra Leone, Afrique de l’Ouest. *Revue d’Analyse Spatiale Quantitative et Appliquée*, N°27 & 28, Nice, 189 pp.
- Augustinus, P.G.E.F., 2004. The influence of the trade winds on the coastal development of the Guianas at various scale levels: a synthesis. *Marine Geology*. 208, 141-151.
- Augustinus, P.G.E.F., 1986. The geomorphic development of the coast of Guyana between the Corentyne River and the Essequibo River. In: Gardiner, V. (Ed.), *International Geomorphology 1986, Proceedings of the First International Conference on Geomorphology*, Manchester, UK, pp. 1281– 1292. Part 1.
- Augustinus, P.G.E.F., 1978. The changing shoreline of Surinam (South America). Ph.D. Thesis, Univ. Utrecht. 232 pp.
- Augustinus, P.G.E.F., Slager, S., 1971. Soil formation in swamp soils of the coastal fringe of Surinam. *Geoderma*, 6 203-211.

B

- Baas, A. C. W, 2002. Chaos, fractals and self-organization in coastal geomorphology: simulating dune landscapes in vegetated environments. *Geomorphology* 48, pp. 309-328.

- Balachandran, K.K., 2004. Does subterranean flow initiate mud banks off the southwest coast of India? *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 59, 589-598.
- Barnier, B., Reynaud, T., Beckmann, A., Böning, C., Molines, J.M., Barnard, S., Jia, Y., 2001. On the seasonal variability and eddies in the North Brazil Current: Insights from model intercomparison experiments. *Progress in Oceanography* 48, 195-230.
- Barreau, E., 2011. Processus d'établissement de la mangrove de Guyane française: suivi de populations d'*Avicennia germinans* in et ex situ et analyses des relations de forçages environnementaux vs spécificités adaptatives des palétuviers. Mémoire de Master 2, Univ. Toulouse III, 36 pp.
- Bell, G., Blake, E., Kimberlain, T., Landsea, C., Schemm, J., Pasch, R., Goldenberg, S., 2010. The 2010 North Atlantic Hurricane Season : A Climate Perspective. 9 pp.
- Betoulle, J.L, 1998. Caractérisation des chutes de litière et des apports aux sols en nutriments dans une mangrove de Guyane française. Thèse. Université Paul Sabatier-Toulouse 3.
- Blasco, F., 1991. Les mangroves. *La Recherche*, 22(231) :445-453. *Catena* 27, 167-178.
- Blasco, F., Saenger, P., Janodet, E., 1996. Mangroves as indicators of coastal change. *Catena* 27, pp 167-178.
- Blasco, F. 1982. Ecosystemes mangrove : fonctionnement, utilité, évolution. *Oceanologica acta* n°spécial : 225-231.
- Booij, N., Ris, R.C., Holthuijsen, L.H., 1999. A third generation wave model for coastal regions: I. Model description and validation, *J. Geophys. Res.*, 104, 7649–7666.
- Bordas, M.P., Lanna, A.E., Semmelmann, F.R., 1988. Evaluation des risques d'érosion et de sédimentation au Brésil à partir de bilans sédimentologiques rudimentaires. In: Bordas, M.P., Walling, D.E. (Eds.), *Sediment Budgets*. IAHS, Porto Alegre, pp. 359–368.
- Boucart, J., Francis-Bœuf, C., 1942. *La vase*. Paris. Hermann. 67 pp.
- Bourret, A., Devenon, J.L., Chevalier, C., 2008. Tidal influence on the hydrodynamics of the French Guiana Continental Shelf Research. 28, 951-961.
- Bouysse, P., Kudrass, H.R., Le Lann, F., 1977. Reconnaissance sédimentologique du plateau continental de la Guyane française (mission Guyamer 1975). *Bulletin B.R.G.M – Section IV*, n° 2, pp. 141-179.
- Boyé, M., 1962. Les palétuviers du littoral de la Guyane française. Ressources et problèmes d'exploitation. *Les Cahiers d'Outre-Mer*, tome XV, 271-290.
- Brouwer J.F.C. de, Stal L.J (2002). Daily fluctuations of exopolymers in cultures of the benthic diatoms *Cylindrotheca closterium* and *Nitzschia* sp. (Bacillariophyceae). *Journal of Phycology*, 38: 464-472.

C

- Cacchione, D.A, Drake, D.E., Kayen, R.W., Stenberg, R.W., Kineke, G.C., Tate, G.B., 1995. Measurements in the bottom boundary layer on the Amazon subaqueous delta. In: C.A. Nittrouer and S.A. Kuehl (Editors), *Geological Significance of Sediment Transport and Accumulation on the Amazon Continental Shelf*. Mar. Geol., 125: 235-257.
- Cailleux A., 1959. Etude sur l'érosion et la sédimentation en Guyane Communication présentée à la IVème Conférence géologique des Guyanes, Cayenne, 1957, p. 49-73. Mémoires pour Servir à l'Explication de la Carte Géologique Détaillée de la France - Département de la Guyane française, Imprimerie Nationale, Paris (France).
- Caires, S., Sterl, A., 2005. A new nonparametric method to correct model data: application to significant wave height from the ERA- 40 re-analysis. *J. Atmos. Ocean. Technol.* 22, 443–459.
- Campos, C.N., Góes, M., Taschetto, A.S., Wainer, I., 2001. A shift in Atlantic Ocean warm events: A preliminary study. *Subtle Signals*, 1(1).
- Capo, S., 2006. Hydrodynamique et dynamique sédimentaire en milieu tropical de mangrove, observations et modélisation de l'estuaire du Konkouré, République de Guinée. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux 1, 260 pp.
- Castaing, P., Pujos, M. (1976) Interprétation de mesures hydrologiques effectuées sur le plateau continental de la Guyane Française. *Bulletin Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 20, 99-106.
- Chang, P., Ji, L., Li, H., 1997. A decadal climate variation in the tropical Atlantic Ocean from thermodynamic air-sea interactions, *Nature*, 385, 516-518.
- Chamley, H., 1989. *Clay sedimentology*. Berlin. Springer-verlag, 623 pp.
- Chapman, V.J. 1974. *Salt Marshes and Salt Deserts of the World* (2nd edition). Cramer, Lehre, 392 p.
- Chassefière, B., Monaco, A., 1987. Role of organic matter and particule fabric in mass-physical and geotechnical properties : implications for undrained slumping in Aegean sea and Ionana Sea modern sediment. *Marine Geology*, 87:165-182.
- Chatelet, A., 2011. Mesure de la deformation du sol et de la croissance de la mangrove sur le littoral amazonien. Rapport, Ecole Supérieure des Géomètres et Topographes, Le Mans, 64 pp.
- Ciriano, Y., Coco, G., Bryan, K.R., Elgar, S., 2005. Field observations of swash zone infragravity motions and beach cusp evolution. *Journal of Geophysical Research*, 110(C02018).
- Coco, G., Burnet, T.K., Werner, B.T., Elgar, S., 2003. Test of self-organization in beach cusp formation. *Journal of Geophysical Research*, 108 (C3), 46.41-46.11
- Condie, S.A., 1991. Separation and recirculation of the North Brazil Current. *Journal of Marine Research* 49 (1), 1–19.

- Curtin, T.B., 1986a. Physical observations in the plume region of the Amazon River during peak discharge-II. Water masses. *Cont. Shelf Res.*, 6: 53-71.
- Curtin, T.B., 1986b. Physical observations in the plume region of the Amazon River during peak discharge-III. Currents. *Cont. Shelf Res.*, 6: 73-86.
- Cuvilliez, A., 2008. Dynamiques morphologique et sédimentaire d'une slikke et d'un schorre dans un estuaire macrotidal anthropise (Seine-France). Mémoire de Thèse de doctorat, 266 pp.

D

- Dagg, M., Benner, R., Lohrenz, S., Lawrence, D., 2004. Transformation of dissolved and particulate materials on continental shelves influenced by large rivers: plume processes. *Continental Shelf Research* 24, 833–858.
- Dahdouh-Guebas, F., Jayatissa, L., Di Nitto, D., Bosire, J., Lo Seen, D., Koedam, N., 2005. How effective were mangrove as a defence against the recent tsunami? *Current Biology*, 12, 443-447.
- Dalrymple, R.A., Trowbridge, J.H., Yue, D.K.P, Bentley, S.J., Kineke, G.C., Liu, Y., Mei, C.C., Shen, L., Traykovski, P.A., 2010. Mechanisms of fluid-Mud Interactions Under Waves. Rapport, 19 pp.
- Dalrymple, R.A., Liu, P.L.-F. 1978. Water waves over soft muds: a two-layer fluid model. *J. Phys. Ocean.*, Vol. 8, pp. 1121-1131.
- David, M.F., Glickson, D.A., 2001. North Brazil current ring generation and evolution observed with SeaWiFS. *Journal of Physical Oceanography* 32, 1058–1074.
- Davis Jr., R.A., Hayes, M.O., 1984. What is a wave dominated coast? *Marine Geology*, 60, 313-329.
- Davies, J.L., 1980. *Geographical Variation in Coastal Development*. Longman, London, 204 pp.
- Davies, J.L., 1964. A morphogenetic approach to world shorelines. *Zeitschrift für Geomorphologie* 8: 127-142.
- Day, J.W., Conner, W.H., Ley_Lou, F., Day, R.H., Navarro, A.M., 1987. The productivity and composition of mangrove forest, Laguna de Terminos, Mexico. *Aquatic Botany*, 27: 267-284.
- Debenay, J.P., Jouanneau, J.M., Sylvestre, F., Weber, O., Guiral, D., 2007. Biological Origin of Rhythmites in Muddy Sediments of French Guiana. *Journal of Coastal Research* Vol 23, (6), 1431-1442.
- Decho, W., 2000. Microbial biofilms in intertidal systems: an overview. *Continental Shelf Research* 20, 1257-1273.
- Delgado, P., Hensel, P. F., Jiménez, J. A., Day, J. W., 2001 The importance of propagule establishment and physical factors in mangrove distributional patterns in a Costa Rican estuary. *Aquatic Botany* 71(3): 157-178.

- De Wit, P.J., 1995. Liquefaction of cohesive sediment by waves. PhD dissertation. Delft University of Technology, The Netherlands.
- De Wit, P.J., Kranenburg, C., 1997. On the liquefaction and erosion of mud due to waves and current. In: Burt, N., Parker, R., Watts, J. (Eds.), *Cohesive Sediments*. John Wiley & Sons, pp. 331–340.
- Dissaux, P., 2009. Etude des forçages hydrodynamiques sur une vasière intertidale en Guyane française. Rapport de Master, Université du Littoral Côte d'Opale, 30 pp. Non soutenu.
- Dodd, R.S., Rafii, Z.A., Fromard, F., Blasco, F., 1988. Evolutionary diversity among Atlantic coast mangroves. *Acta Oecologica* 19(3), 323-330.
- Dodd, R., Rafii, Z., Fromard, F., Blasco, F., 1996. Ecological functioning, and evolutionary diversity among Atlantic coast mangroves. *Acta Oecologia*, special issue on Function and Biodiversity, Paris.
- Dolique, F., Anthony, E.J., 2005. Short-term profile changes of sandy pocket beaches affected by Amazon-derived mud, Cayenne, French Guiana. *Journal of Coastal Research*. 21, 1195-1202.
- Donato, D.C., Kauffman, J.B., Murdiyarsa, D., Kurnianto, S., Stidham, M., Kunninen, M., 2011. Mangroves among the most carbon-rich forests in the tropics. *Nat. Geosci.* 4, 293–297.
- Droppo, I.G., 2001. Rethinking what constitutes suspended sediment. *Hydrological Processes* 15, 1551-1564.
- Dyer, K.R., 1989. Sediment processes in estuaries: Future research requirements. *Journal of geophysical research*, 94(C10), 14,327-339.
- Dyer, K.R., 1986. Coastal and estuarine sediment dynamics. J.Wiley & Sons publication, 342 pp.

E

- Einstein, H.A., 1942. Formulas for the transportation of the bed-loads. *Transaction of the ASCE*, Vol; 107, 561-577.
- Eisma, D., van der Marel, H.W., 1971. Marine muds along the Guiana coast and their origin from the Amazon Basin. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 31, 321– 334.
- Eisma, D., Augustinus, P.G.E.F., Alexander, C., 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Netherlands Journal of Sea Research* 28(3): 181-192.

F

- Ffield, A., 2007. Amazon and Orinoco River plumes and NBC Rings: bystanders or participants in hurricane events? *Journal of Climate* 20 (2), 316–333.

- Figueiredo A.G., Nittrouer, C.A., 1995. New insights to high-resolution stratigraphy on the Amazon continental shelf. *Marine Geology*, 125. 393-399.
- Filizola, N., 1999. O fluxo de sedimentos em suspensão nos rios da Bacia Amazônica brasileira. Agência Nacional de Energia Elétrica, Brasília, 63 p.
- Fiot, J., Gratiot, N., 2006. Structural effects of tidal exposures on mudflats along the French Guiana coast. *Marine Geology*, 228 (1-4): 25-37.
- Flemming, H.C., Wingerder, J., 2010. The biofilm matrix. *Nature Reviews Microbiology*. Vol 8, 623-633.
- Foda, M.A., Tzang, S.-Y., 1994. Resonant waves of silty soil by water waves. *Journal of Geophysical Research* 99 (C10), 20,463–20,475.
- Forchheimer, P., 1914. *Hydraulik*. 1st ed. (2d ed., 1924, and 3d ed., 1930), Teubner, Leipzig-Berlin.
- Frantantoni, D.M., Glickson, D.A., 2002. North Brazil Current Ring Generation and Evolution Observed with SeaWiFS. *Journal of physical oceanography*, 32, 1058-1074.
- Froidefond J.M., Lahet F., Hu C., Doxaran D., Guiral D., Prost M.T., Ternon J.F., 2004. Mudflats and mud suspension observed from satellite data in French Guiana. *Marine Geology*, 208, 153-168.
- Froidefond, J.M., Pujos, M., Andre, X., 1988. Migration of mud banks and changing coastline in French Guiana. *Marine Geology*, 84 : 19-30.
- Fromard, F., Vega, C., Proisy, C., 2004. Half a century of dynamic coastal change affecting mangrove shorelines of French Guiana. A case study based on remote sensing data analyses and field surveys. *Marine Geology*, 208 (2-4): 265-280.

G

- Gaillardet, J., Dupré, B., Allègre, C.J., Négrel, P., 1997. Chemical and physical denudation in the Amazon River Basin. *Chemical Geology* 142, 141-173.
- Gallo, M.N., Vinzón, S.B., 2005. Generation of overtides and compound tides in Amazon estuary. *Ocean Dynamics* 55, 441 – 448.
- Gardel, A., 2011. Géomorphologie et aménagement des littoraux à sédiments hétérogènes. Approche combinant télédétection et mesures in situ. Le cas du littoral de la Guyane française. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, 110 pp.
- Gardel, A., Gensac, E., Anthony, E.J., Lesourd, S., Loisel, H. Marin, D., 2011. Wave-formed mud bars: their morphodynamics and role in opportunistic mangrove colonization. *Journal of Coastal Research*., SI 64, 384-387.

- Gardel, A., Proisy, C., Lesourd, S., Philippe, S., Caillaud, J., Gontharet, S., Anthony, E.J., Brutier, L., 2009. A better understanding of mud cracking processes gained from in situ measurements on an intertidal mud flat in French Guiana. *J. Coast. Res.* SI 56, 424–428.
- Gardel, A., Gratiot, N., 2006. Monitoring of coastal dynamics in French Guiana from 16 years of SPOT satellite images. *Journal of Coastal Research*, SI (39), 1503-1506.
- Gardel, A., Gratiot, N., 2005. A satellite image-based method for estimating rates of mud bank migration, French Guiana, South America. *Journal of Coastal Research*, 21 (4): 720- 728.
- Gardel, A., Gratiot, N., 2004. Dynamique littorale et impacts socio-économiques en Guyane française, approche par télédétection spatiale. Rapport final, Convention CNES/IRD n° 02/CNES/0814/00, Cayenne. 57 p.
- Gaucherel, C., 2004. A study of the possible extended influence of the ENSO phenomenon. *Comptes Rendus Geoscience* 336, 175-185.
- Gensac, E., Lesourd, S., Gardel, A., Anthony, E.J., Proisy, C., Loisel, H., 2011. Short-term prediction of the evolution of mangrove surface areas: The example of the mud banks of Kourou and Sinnamary, French Guiana. *Journal of Coastal Research*, SI 64, 388-392.
- Gensac, E., 2009. Evolution morpho-sédimentaire d'un banc de vase sous influence amazonienne. Application à la dynamique de l'écosystème de mangrove en Guyane française. Mémoire de Master, 51 pp.
- George, S.E., Saunders, N.A., 2001. North Atlantic Oscillation impact on tropical north Atlantic winter atmospheric variability. *Geophysical Research Letters* 28, 1015-1018.
- Gibbs R.J., 1974. The suspended material of the Amazon shelf and tropical Atlantic ocean. In: *Suspended solids in water*. Marine Science series 4, Plenum press, New York, pp. 203-210.
- Gibbs, R.J., 1970. Circulation in the Amazon River estuary and adjacent Atlantic Ocean. *J. Mar. Res.*, 28: 113-123.
- Gibbs, R.J., 1967. Amazon rivers: environmental factors that control its dissolved and suspended load. *Science* 156, 1734–1737.
- Giosan, L., Donnelly, J.P., Vespremeanu, E., Bhattacharya, J.P., Olariu, C., Buonaiuto, F.S., 423 2005. River delta morphodynamics: Examples from the Danube delta. In: *River Deltas – 424 Concepts, Models and Examples*. SEPM Special Publication 83, 393-411.
- Giri, C., Ochieng, E., Tieszen, L.L., Zhu, Z., Singh, A., Loveland, T., Masek, J., Duke, N., 2010 Status and distribution of mangrove forests of the world using Earth observation satellite data. *Global Ecology and Biogeography* 20(1): 154–159.
- Goldenberg, S.B., Landsea, C.W., Mestas-Nunez, A.M., Gray, W.M., 2001. The Recent Increase in Atlantic Hurricane Activity: Causes and Implications. *Science*, Vol. 293. no. 5529, 474-479.

- Goni, G.J., Johns, W.E., 2001. A census of North Brazil current rings observed from TOPEX/POSEIDON Altimetry: 1992–1998. *Geophysical Research Letters* 28 (1), 1–4.
- Goulding, M., Barthem, R., Ferreira, E., 2003. *The Smithsonian Atlas of the Amazon*. Smithsonian Institution press, Washington.
- Gratiot, N., Anthony, E. J., Gardel, A., Gaucherel, C., Proisy, C. & Wells, J.T., 2008. Significant contribution of the 18.6 year tidal cycle to regional coastal changes. *Nature Geoscience*, 1, 169 – 172.
- Gratiot, N., Gardel, A., Anthony, E. J., 2007. Trade-wind waves and mud dynamics on the French Guiana coast, South America: Input from ERA-40 wave data and field investigations. *Marine Geology*, 236 (1-2): 15-26.
- Gratiot, N., Gardel, A., Polidori, L., 2005. Remote sensing based bathymetry on the highly dynamic Amazonian coast. 9th International Coastal Symposium, Hofn, Iceland, 5-8 June 2005.
- Guarini, J.M., Blanchard, G.F., Gros, Ph., Harrison, S.J., 1997. Modelling the mud surface temperature on intertidal flats to investigate the spatio-temporal dynamics of the benthic microalgal photosynthetic capacity. *Marine Ecology Progress Series*, Vol. 153:25-36.
- GuéGuen, F. 2000. Distribution and abundance of demersal fishes and of some other marine benthic organisms on the continental shelf (0-60 m) of French Guiana. *Comptes Rendus De L'Académie Des Sciences Serie III-Sciences De La Vie-Life Sciences* 323, (9): 775-91. In French.
- Guyot, J.L., Filizola, N., Quintanilla, J., Cortez, J., 1996. Dissolved solids and suspended sediment yields in the Rio Madera basin, from the Bolivian Andes to the Amazon. *Erosion and Sediment yield : Global and Regional Perspectives*, IAHS Publ. 236, 55-63.

H

- Hall, K., Oveysy, A., 2007. Wave evolution on fluid mud bottom. *American Society of Civil Engineers, Coastal Sediment 07*, 9 pp.
- Hallermeier, R.J., 1981. A profile zonation for seasonal sand beaches from wave climate, *Coastal Engineering* 4, 253-277 pp.
- Hammond, D. S. & Ter Steege, H. Propensity for fire in Guianan rainforests. *Conservation Biol.* 12, 944–947 (1998).
- Heald, E.S., 1971. The production of Organic Detritus in a South Florida Estuary. *University of Miami, Sea Grant Technical Bulletin*, 6:110 p.
- Healy, T., Wang, Y. & Healy, J.-A. (eds.) 2002. *Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits And Functions*. *Proceedings in Marine Science* nr. 4. xiv + 542 pp. Elsevier Science BV, Amsterdam. ISBN 0-444-51019-2.

- Hjulström, F., 1935. The morphological activity of the rivers as illustrated by rivers Fyris. Bull. Geol. Inst. Uppsala, vol.25, Chapter III.
- Holland, K.T., Elmore, P.A., 2008. A review of heterogeneous sediments in coastal environments. Earth Science Review. 89, 116-134.
- Huete, A.R., 1988. A Soil - Adjusted Vegetation Index (SAVI). Remote Sensing of Environment, n°25, 295-309.
- Hutchings, P., Saenger, P., 1987. Ecology of mangroves. University of Queensland Press : St Lucia, 388 p.

I

- Ibanez, F., Conversi, A. 2002. Prediction of missing values and detection of 'exceptional events' in a chronological planktonic series: a single algorithm, Ecological Modelling., 154, 9-23.

J

- Jaramillo, S., Sheremet, A., Allison, M.A., Holland, K.T., Reed, A.H., 2009. Wave–mud interactions over the muddy Atchafalaya subaqueous cliniform, Louisiana, United States: wave-supported sediment transport. Journal of Geophysical Research. Oceans 114, C04002 doi: 10.1029/2008JC004821.
- Jestin, H., Bassoulet, P., Lahir, P., L'Yavanc, J., Degres, Y., 1998. Development of ALTUS, a high frequency acoustic submersible recording altimeter to accurately monitor bed elevation and quantify deposition and erosion of sediments. Oceans'98, Conference Proceedings, 1/3, p. 189-194.
- Jiang, F., Mehta, A.J., 1996. Mud banks of the southwest coast of India. V: Wave attenuation. Journal of Coastal Research. 12, 890-897.
- Jouanneau, J.M., Debenay, J.P., Sylvestre, F., Weber, O., Guiral, D., 2003 ; Présence de tidalites dans les dépôts homogènes de l'estuaire de Kaw (Guyane française) ? 9^{ième} Congrès Français de Sédimentologie, Paris, n°38, 541p.
- Jouanneau J. M., M. Pujos (1987) Suspended matter and bottom deposits in the Mahury estuarine system (French Guiana): environmental consequences. Netherlands Journal of Sea Research, 21(3), 191-202.
- Jouanneau J. M., M. Pujos (1988) Suspended matter and bottom deposits in the Maroni estuarine system (French Guiana). Netherlands Journal of Sea Research, 22(2), 99-108.

K

- Kineke, G.C., Sternberg, R.W., 1995. Distribution of fluid mud on the Amazon continental shelf. *Marine Geology* 125 (3/4), 193–233.
- Kinsman, B., 1965. *Wind Waves* (1ère edn). Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N. J. Republished by Dover Publications, New York, 1984. 672 pp.
- Komar, P.D., 1973, Computer models of delta growth due to sediment input from rivers and 440 longshore transport. *Geological Society of America, Bulletin*, 84, 2217–2226.
- Kuehl, S.A, Demaster, D.J., Nitrouer, C.A., 1986. Nature of sediment accumulation on the Amazon continental shelf. *Continental Shelf Research* 6: 209-225.
- Kynch, G. J., 1952. A theory of sedimentation. *Transactions of the Faraday Society*, 48, 166-176
DOI: 10.1039/TF9524800166

L

- Lakhan, V.C., Pepper D.A., 1997. Relationship between concavity and convexity of a coast and erosion and accretion patterns. *Journal of Coastal Research*. 13, 226-232.
- Lambs, L., Muller, E., Fromard, F., 2007. The Guianese paradox: How can the freshwater outflow from the Amazon increase the salinity of the Guianan shore? *Journal of Hydrology* 342, 88-96.
- Lane, A., Knight, P.J., Player, R.J., 1999. Current measurement technology for near-shore waters. *Coastal Engineering* 37, 343-368.
- Lass, H.U., Mohrholz, V., 2008. On the interaction between the subtropical gyre and the Subtropical Cell on the shelf of the SE Atlantic. *Journal of Marine Systems* 74, 1-43.
- Le Bars, Y., Lyard, F., Jeandel, C., Dardengo, L., 2009. The AMANDES tidal model for the Amazon estuary and shelf. *Ocean Modelling*, 31, 132-149.
- Ledden, M., Geoffrey, V., Lansen, J., Wiersma, F., Amsterdam, M., 2009. Extreme wave event along the Guyana coastline in October 2005. *Continental Shelf Research* 29, 352-361.
- Lentz, S.J., 1995. The Amazon River plume during AmasSeds: subtidal current variability and the importance of wind forcing. *Journal of Geophysical Research* 100 (C2), 2377–2390.
- Lentz, S.J., Limeburner, R., 1995. The Amazon River plume during AMASSEDS: spatial characteristics and salinity variability. *Journal of Geophysical Research* 100 (C2), 2355–2375.
- Le Roux, J., 2008. *Atlas historique de le Guyane du XVIe au XIXe siècle*. Valhermeil. 126 p.
- Lescure, J.P., 1977. La Mangrove Guyanaise : architecture des jeunes stades et vie avienne. *Cah. ORSTOM, Lér. Biol.*, 12(4) : 361-376.

- Lesourd, S., Brun-Cottan, J.C., Lesueur, P., Deloffre, J., Lafite, R., Caillaud, J., Philippe, S., 2006. Etude expérimentale du tassement des vases de l'estuaire de la Seine. Rapport Seine Aval 3, 48p.
- Lindenberg, J., Van Rijn, L.C., Winterwerp, J.C., 1989. Some experiments on wave-induced liquefaction of soft cohesive soils. *Journal of Coastal Research* 5, 127–138.
- Lugo, A.E., Snedaker, S.C., 1975. Properties of mangrove forest in Southern Florida. In Walsh, G., Snedaker, S.C., Teas, H. (Eds.). *Proceedings of the International Symposium on Biology and Management of Mangroves. Vol I*, pp.170-212. Inst. Food and Agricultural Science, University of Florida, Gainesville, Florida.
- Lugo, A.E., Snedaker, S.C., 1974. The ecology of mangroves. *Annual Review of the Ecological System* 5: 39-64.
- Lundkvist, M., Grue, M., Friend, P.L., Flindt, M.R., 2007. The relative contributions of physical and microbiological factors to cohesive sediment stability. *Continental Shelf Research*, SI(27), 1143-1152.

M

- McCave, I.N., 1984. Erosion, transport and deposition of fine-grained marine sediments. In *Fine-grained sediments : Deep-Water Process and facies*. Stow D.A.V. & Piper D.J.W. eds. Blackwell Scientific publications, 35-69.
- MacGill, J.T., 1959. Coastal classification Maps. In : Russel R.J.(ed.) *Second Coastal Geography Conference*. Coastal studies Institute, Louisiana State University, Baton Rouge: 1-22.
- McPhaden, M., 1999. Genesis and Evolution of the 1997-98 El Nino. *Science*. February 12, 1999 ; 283 (5404):950.
- Marengo, J.A., Nobre, C.A., Sampaio, G., 1998. On the associations between hydrometeorological conditions in Amazonia and the extremes of the southern oscillation. *Bulletin de l'Institut français d'études Andins*, 27 (3) : 789-802.
- Marius, C., 1984. Mangroves du Sénégal et de la Gambie. *Ecologie-Pédologie-Géochimie*. Mise en valeur et aménagement. Coll. Travaux et documents n°193. ORSTOM (ed.) 272 pp.
- Martinez, J.M.; Guyot, J.L.; Filizola, N., Sondag, F., 2009. Increase in sediment discharge of the Amazon River assessed by monitoring network and satellite data. *Catena*, 79, 257- 264.
- Mason, D.C., Davenport, I.J., Robinson, G.J., 1995. Construction of an inter-tidal digital elevation model by the "water-line" method. *Geoph. Res. Letters.*, vol 22, n°23, pp 3187 – 3190.
- Mason, D.C., Davenport, I.J., Flather, R.A., 1997. Interpolation of an intertidal digital elevation model from heighted shorelines: a case study in the western wash. *Estuarine and Coastal Shelf Science*. Vol, 45. pp 599-612.

- Masselink, G., Hughes, M.G., Knight, J., 2011. Introduction to coastal processes & geomorphology (2nd edn). Hodder Education, London, 416 pp.
- Maurice-Bourgoin, L., Ronchall, J., Vauchel, P., Aalto, R., Guyot, J.L., 2003. Climate controls (ENSO) on the flooding of the Beni River, a large Andean tributary of the Amazon. EGS-ACU-EGU Joint Assembly, A-09895.
- Meade, R.H., Dunne, T., Richey, J.E., Santos, U.M., Salati, E., 1985. Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science* 228, 488–490.
- Meade, R.H., et al., 1979. Sediment loads in the Amazon River. *Nature* 278, 161–163.
- Memery, L., Arhan, M., Alvarez-Salgado, X.A., Messias, M.J., Mercier, H., Castro, C.G., Rios, A.F., 2000. The water masses along the western boundary of the south and equatorial Atlantic. *Progress in Oceanography* 47, 69–98.
- Mehta, A. J., 2002. Mudshore dynamics and controls. In: Healy, T., Wang, Y., Healy, J.A. (eds.), *Muddy Coasts of the World: Processes, Deposits and Function*. *Proceedings in Marine Science* 4, Elsevier, 19-60.
- Metha, V.M., Delwoth, T.L., 1998. Simulated interannual to decadal variability in the tropical and sub-tropical North Atlantic. *Geophysical Research Letters*, Vol. 25, N° 15, pp 2825-2828.
- Metha, V. M., Delworth, T.L, 1995. Decadal variability of the tropical Atlantic Ocean surface temperature in shipboard measurements and in a global ocean-atmosphere model. *Journal of Climate*, 8(2), 172-190.
- Migniot, C., 1968. Etudes des propriétés physiques de différents sédiments très fins et de leur comportement sous des actions dynamiques. *La Houille Blanche*, 7 : 591-620.
- Migniot C., 1977. Action des courants, de la houle et du vent sur les sédiments. *La Houille Blanche*, 1 : 9-47.
- Migniot, C., Bouloc, J., 1981. Erosion et sédimentation en mer et en rivière. In "La Pratique des Sols et Fondations" de G. Filliat. Ed. Du Moniteur, Paris.
- Migniot, C., 1989. Tassement et rhéologie des vases. *La Houille Blanche*, 1 : 11-29 ; 2 :95-111.
- Milliman, J.D., 1990. Les matières solides dans les mers littorales : flux et devenir. *Nature & Ressources*, Vol. 26, n°4, 12-22.
- Milliman, J.D., Meade, R.H., 1983. World-wide delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology*, 91, 1-21.
- Milliman J.D. (1979) Morphology and structure of the Amazon continental margin. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 63, 934-950.
- Milliman J.D., Summerhayes, C.P., Barretto, H.T., 1975. Quaternary sedimentation on the Amazon continental margin: a model. *Geological Society of America Bulletin*, 86, 610-614.

- Mol, J. H., Resida, D., Ramlal, J. S. & Becker, C. R. Effects of El Nino-related drought on freshwater and brackish-water fishes in Suriname, South America. *Environ. Biol. Fish.* 59, 429–440 (2000).
- Molinier, M., Guyot, J.L., Oliveira, E., Guimaraes, V., 1996. Les régimes hydrologiques de l'Amazone et de ses affluents. In: Chevallier, P., Pouyau, B. (Eds.), *L'hydrologie tropicale: géoscience et outil pour le développement*. AIHS, Paris, pp. 209–222.
- Moller, G.S.F., Novo, E.M.L de M., Kampel, M., 2010. Space-time variability of the Amazon River plume based on satellite ocean color. *Continental Shelf Research* 30, 342-352.
- Moore D.W., Hisard P. , McCreary J., Merle J., O'Brien J., Picaut J., Verstraete J.-M. et Wunsch C. 1978. Equatorial adjustment in the eastern Atlantic, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 637-640.
- Murdiyarso, D., Boone Kauffman, J., 2011. Addressing climate change adaptation and mitigation in tropical wetland ecosystems of Indonesia. Infobrief N° 41, www.ciforg.org.

N

- Narayana, A.C, Jago, C.F, Manojkumar, P., Tatavarti, R., 2008. Nearshore sediment characteristics and formation of mudbanks along the Kerala coast, southwest India. *Estuarine, Coastal and Shelf Science* 78, 341-352.
- Neumeier, U., Cathy, H., Collins, L., Collins, M., 2006. Erodibility and erosion patterns of mudflat sediments investigated using an annular flume. *Aquatic Ecology*, 40 : 543-554.
- Nikiema, O., Devenon, J.L., Baklouti, M., 2007. Numerical modeling of the Amazon River plume. *Continental Shelf Research* 27, 873-899.
- Nittrouer, C.A., DeMaster, D.J., 1996. The Amazon shelf setting: tropical, energetic, and influenced by a large river. *Continental Shelf Research* 16 (5–6), 553–573.
- Nittrouer C.A., Kuehl, S.A., Rine, J.M., Figueiredo, A.G., Faria, L.E.C., Dias, G.T.M., Silva, M.A.M, Allison, M.A., Pacioni, T.D., Segall, M.P., Underkoffler, E.C., Borges, H.V., Silveira, O.F., 1991. Sedimentology and stratigraphy of the Amazon continental shelf. *Oceanography*, 4, 33-38.
- Nobre, P., Shukla, J., 1996. Variations of Sea Surface Temperature, Wind Stress, and Rainfall over the Tropical Atlantic and South America.
- Nordfjord, S., Goff, J.A., Austin Jr., J.A., Sommerfield, C.K., 2005. Seismic geomorphology of buried channel systems on the New Jersey outer shelf: assessing past environmental conditions. *Marine Geology* 214, 339-364.
- Nordkvist, K., Loisel, H., Duforêt Gaurier, L., 2009. Cloud masking of SeaWiFS images over coastal waters using spectral variability. Vol. 17, No. 15 / *OPTICS EXPRESS* 12246.
- Nota, D.J.G., 1958. Sediments of the Western Guiana shelf. PhD Thesis. Utrecht University, The Netherlands, 98 pp.

O

Orvain F., Galois R., Barnard C., Sylvestre A., Blanchard G., Sauriau P.-G. (2003). Carbohydrate production in relation to microphytobenthic biofilm development: an integrated approach in a tidal mesocosm. *Microbial Ecology*, 45: 231-257.

Ouedraogo, B., 2010. Caractérisation topographique d'un banc de vase sur le littoral de la Guyane française. Rapport, Ecole Supérieure des Géomètres et Topographes, Le Mans, 67 pp.

Oveisy, A., Hall, K., Soltanpour, M., Shibayama, T., 2009. A two-dimensional horizontal wave propagation and mud mass transport model. *Continental Shelf Research* 29, 652-665.

P

Page, S.E., Banks, C. 2007. Tropical peatlands: distribution, extent and carbon storage—uncertainties and knowledge gaps. *Peatlands International* 2: 26–27.

Parra, M., Pujos, M., 1998. Origin of late Holocene fine-grained sediments on the French Guiana shelf. *Continental Shelf Research* 18, 1613-1629.

Partheniades, E., 1962. Erosion and deposition of cohesive soils. *Journal of the Hydraulics Division, ASCE*, 19, n°HY1, 105-139.

Pauc H. (1975) Etude du matériel en suspension dans les eaux de fond. *Orgon II, Atlantique Nord-Est et Brésil*, éditions du CNRS, pp. 19-24.

Pernetta, J.C., 1993. Mangrove forests, climate change and sea-level rise: hydrological influences on community structure and survival, with examples from the Indo-West Pacific. *A Marine Conservation and Development Report*. IUCN, Gland (Switzerland), 46 pp.

Peron, C., Gardel, A., Chatelet, A., Gensac, E., 2012. Tracking mud-bank migration from remote sensing and in-situ data : The example of the Kourou River Estuary, French Guiana, South America. *Journal of Coastal Research*, submitted.

Pezzulli, S., D.B. Stephenson, D.B., Hannachi, A., 2005. The variability of seasonality, *Journal of Climate*, 18, 71-88.

Philander S.G.H. 1986. Unusual conditions in the tropical Atlantic Ocean in 1984, *Nature*, 322, 236-238.

Picaut 1. 1983. Propagation of the seasonal upwelling in the eastern equatorial Atlantic, *Journal of Physical. Oceanography*, 13, 18-37.

Pinckney. J., Zingmark, R.G., 1991. Effects of tidal stage and sun angles on intertidal benthic microalgal productivity. *Marine Ecology Progress Series*, 76: 81-89.

- Plaziat, J.-C., Augustinus, P.G.E.F., 2004. Evolution of progradation/erosion along the French Guiana mangrove coast: a comparison of mapped shorelines since the 18th century with Holocene data. *Marine Geology*, 208 (2004), 127–143
- Polo, I., Lazar, A., Rodriguez-Fonseca, B., Arnault, S., 2008. Oceanic Kelvin waves and tropical Atlantic intraseasonal variability : 1. Kelvin wave characterization. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 113, CO7009.
- Pool, D.J., Lugo, A.E., Snedaker, S.C., 1975. Litter production in mangrove forest of Southern Floride and Puerto-Rico. In Walsh, G., Snedaker, S.C, Teas, H. (Eds.). *Proceedings of the International Symposium on Biology and Management of Mangroves*. Vol I, pp.213-237. Inst. Food and Agricultural Science, University of Florida, Gainesville, Florida.
- Poveda, G., Waylen, P.R., Pulwarty, R.S., 2006. Annual and inter-annual variability of the present climate in northern South America and Southern Mesoamerica. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 234, 3-27.
- Proisy, C., Gratiot, N., Anthony, E. J., Gardel, A., Fromard, F., Heuret, P. 2009. Mud bank colonization by opportunistic mangroves: a case study from French Guiana using lidar data. *Continental Shelf Research*, 29(3): 632-641.
- Pujos, M., Latouche, C., Maillet, N., 1996. Late quaternary paleoceanography of the French Guiana shelf : clay-mineral evidence. *Oceanologica Acta* 19 (5), 477-487.
- Pujos, M., Froidefond, J.M., 1995. Water masses and suspended matter circulation on the French Guiana continental shelf. *Cont. Shelf Res.* 15, 1157–1171.
- Pujos, M., Bouysse, P., Pons, J.C., 1990. Sources and distribution of heavy minerals in late Quaternary sediments of the French Guiana continental shelf. *Continental Shelf Research* 10, 59– 79.

R

- RD Instruments, 1989. *Acoustic Doppler current profilers. Principles of operation: a practical primer.* 39 pp.
- Richardson, P., Hufford, G., Limeburner, R., Brown, W., 1994. North Brazil Current retroflection eddies, *J. Geophys. Res.*, 99(C3), 5081–5094.
- Ridé, A., 2007. *Caractéristiques sédimentologiques et minéralogiques des sédiments fins du littoral amazonien : Exemple de la Guyane Française.* Master «Géoscience de l'environnement, Géosystèmes actuels et quaternaires», 136p.
- Rine, J.M., Ginsburg, R.N., 1985. Depositional facies of a mud shoreface in Suriname, South America—a mud analogue to sandy shallow-marine deposits. *Journal of Sedimentary Petrology* 55, 633– 652.

- Rine, J.M., 1980. Depositional environments and Holocene reconstruction of an argillaceous mud belt-Surinam, South America. PhD Thesis. University of Miami, Florida, 222 pp.
- Rockwell Geyer, W.R., Hill, P.S., Kineke, G.C., 2004. The transport, transformation and dispersal of sediment by buoyant coastal flows. *Continental Shelf Research*. 24, 927-949.
- Rockwell Geyer, W.R., Kineke, G.C., 1995. Observations of currents and water properties in the Amazon frontal zone. *Journal of Geophysical Research* 100 (C2), 2321–2329.
- Rockwell Geyer, W., Beardsley, R.C, Lentz, S.J., Candela, J., Limeburner, R., Johns, W.E., Castro, B.M., Dias Soares, I., 1995. Physical oceanography of the Amazon shelf. *Continental Shelf Research*, Vol. 16, n 5/6, pp 575-616.
- Rodriguez, H.N., Mehta, A.J., 1998. Considerations on wave-induced fluid mud streaming at open coasts. In: Black, K.S., Paterson, D.M., Cramp, A., (eds.), *Sedimentary Processes in the Intertidal Zone*. Geological Society, London, Special Publications, 139, 177-186.
- Rogers, W.E., Holland, K.T., 2009. A study of dissipation of wind-waves by mud at Cassino Beach, Brazil: Prediction and inversion. *Continental Shelf Research*. 29, 676-690.
- Ryu, J.H., Won, J.S., Min, K.D., 2002. Waterline extraction from Landsat TM data in a tidal flat: a case study in Gomso Bay, Korea. *Remote Sensing of Environment* 83, 442-456.

S

- Saenger P., Bellan M.F., 1995. The mangrove vegetation of the Atlantic Coast of Africa: a review. Southern Cross University ePublications@SCU.
- Schott, F.A., Juergen, F., Lothar, S., 1998. Transports and pathways of the upper-layer circulation in the western tropical Atlantic. *Journal of Physical Oceanography* 28 (10), 1904–1928.
- Schields, A., 1936. Anwendung der Ähnlichkeitsmechanik und der Turbulenzforschung auf die Geschiebebewegung. *Mitteilungen der Preussische Versuchsanstalt für Wasserbau und Schiffbau*, Berlin, n°26.
- Servain, J., Wianer, I., Dessier, A., 1998. Evidence of a relationship between the two main types of interannual climatic variability over the tropical Atlantic. *External Geophysics, Climate and Environnement*, 327, 1-8.
- Servain, J. 1991. Simple climatic indices for the tropical Atlantic Ocean and some applications. *Geophysical Research*, 96,15.137-15.146.
- Sheremet, A., Stone, G.W., 2003. Observations of nearshore wave dissipation over muddy sea beds. *Journal of Geophysical Research*. 108, C11, 21-1/21-11.
- Simon, B., 2007. *La Marée Océanique Côtière*. Institut océanographique éditeur, 433 pp.

- Snedaker, S.C., 1993. Impact on mangroves. In: G.A. Maul (Editor), Climatic change in the Intra-Americas Sea. Edward Arnold, London, pp. 282-305.
- Sommerfield, C. K., Nittrouer, C.A., Figueiredo, A.G., 1995. Stratigraphic evidence of changes in Amazon shelf sedimentation during the late Holocene. *Marine Geology*, 125, 351-371.
- Sornin, J.M., 1981. Processus sédimentaires et biodéposition liés à différents modes de conchyliculture. Thèse 3ème cycle, U.E.R. Sciences de la nature, Nantes, 188pp.
- Soulsby, R., 1983. The bottom boundary layer of shelf seas. In John, B. (Ed.), *Physical Oceanography of Coastal and Shelf Seas*. Elsevier Science Publishers, Amsterdam.
- Sousa W.P., Kennedy P.G., Mitchell B.J., Ordonez B.M., 2007. Supply-side ecology in mangroves: do propagule dispersal and seedling establishment explain forest structure. *Ecological Monographs*, 77, 53-76.
- Sousa Filho, P.W.L, Socorro Farias Martins, E., Costa, F.R., 2006. Using mangroves as geological indicator of coastal changes in the Brangaça macrotidal flat, Brazilian Amazon: A remote sensing data approach. *Ocean & Coastal Management*, 49, 462-475.
- Staats, N., Stal, L.J., Mur, L.R., 1999. Exopolysaccharide production by the epipelagic diatom *Cylindrotheca closterium*: effects of nutrient conditions. *Journal of Experimental Marine Biology and Ecology*, 249: 13-27.
- Sterl, A., Caires, S., 2005. Climatology, variability and extrema of ocean waves- the web-based KNMI/ERA-40 Wave Atlas. *Int. J. Climatol.* 25, 963–977.
- Strasser, M.A., Vinzon, S.B., Kosuth, P., 2002. Bottom structures geometry of the Amazon River. *International Conference on Fluvial Hydraulics*, Louvain-la-Neuve, pp.1185–1193.
- Syvitski, J.P.M, Kettner, A., 2011. Sediment flux and the Anthropocene. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, 369, 957-975.

T

- Terzaghi, K., 1943. *Theoretical Soil Mechanics*. Wiley, New York.
- Thieler E.R., Ergul A., Martin D., Thompson, M. (2004) Tutorial for the Digital shoreline analysis system (DSAS) version 2.2.1. Extension for ArcView. USGS / PEROTSYSTEMS, 30 p.
- Thornton, E.B., MacMahan, J., Sallenger Jr., A.H., 2007. Rip currents, mega-cusps, and eroding dunes. *Marine Geology* 240, pp 151-167.
- Todd, T.W., 1968, Dynamic diversion: influence of longshore current–tidal flow interaction 467 on chenier and barrier island plains. *Journal of Sedimentary Petrology* 38, 734–746.
- Tolman, H. L., 1992: Effects of numerics on the physics in a third-generation wind-wave model. *J. Phys. Oceanogr.*, 22, 1095-1111.

Traykovski, P., Geyer, W.R., Irish, J.D., Lynch, J.F., 2000. The role of wave-induced density-driven fluid mud flows for cross-shelf transport on the Eel River continental shelf. *Continental Shelf Research* 20, 2113–2140.

Twenhofel, W. H., 1937. Report of the Committee on Sedimentation. National Research Council, 193 pp.

V

Vantrepotte, V., Gensac, E., Loisel, H., Gardel, A., Dessailly, D., Mériaux, X., 2012. Satellite assessment of coupling between in water suspended particulate matter and mud banks dynamics over the French Guiana coastal domain. *Sous presse*

Vantrepotte, V., Mélin, F., 2011. Inter-annual variations in the SeaWiFS global chlorophyll a concentration (1997-2007), *Deep Sea Research I*, 10.1016/j.dsr.2011.02.003.

Vantrepotte V., Loisel H., Mélin, F., Desailly, D., Duforêt-Gaurier, L., 2011b. Global particulate matter pool temporal variability over the SeaWiFS period (1997-2007). *Geophysical Research Letters*, doi:10.1029/2010GL046167

Vantrepotte, V., Melin. F., 2009. Temporal variability of 10-year global SeaWiFS time-series of phytoplankton chlorophyll a concentration. *Journal of Marine Science Advance*.

Vogt, J., Skora, A., Feller, I.C., Piou, C., Coldren, G., Berger, U., 2012. Investigating the role of impoundment and forest structure on the resistance and resilience of mangrove forests to hurricanes. *Aquatic Botany* 97, 24-29.

W

WAMDIG, 1988. The WAM model - A third generation ocean wave prediction model. *Journal of Physical Oceanography*, 18, 1775-1810.

Warne, A.G., Meade, R.H., White, W.A., Guevara, E.H., Gigeaut, J., Smyth, R.C., Aslan, A., Tremblay, T., 2002. Regional controls on geomorphology, hydrology and ecosystem integrity in the Orinoco Delta, Venezuela. *Geomorphology* 44, 273–307.

Weinberger, R., 1999. Initiation and growth of cracks during desiccation of stratified muddy sediments. *Journal of Structural Geology*, SI(21), 379-386.

Weinberger, R., 2001. Evolution of polygonal patterns in stratified mud during desiccation: The role of flaw distribution and layer boundaries. *GSA Bulletin*; v.113; no. 1; p. 20-31.

Wentworth, C.K., 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments: *Journal of Geology*, v. 30, p. 377-392.

- Wells, J.T., Kemp, G.P., 1986. Interaction of surface waves and cohesive sediments: field observations and geologic significance. In: Mehta, A.J., (ed.), *Lecture Notes on Coastal and Estuarine Studies, Estuarine Cohesive Sediment Dynamics*, 14, 43-65.
- Wells, J.T., Coleman, J.M., Wiseman, Wm.J., 1979. Suspension and transportation of fluid mud by solitary-like waves. *Proceedings of the International Conference on Coastal Engineering*, N°16, Chap 117, 1932-1952.
- Wells, J.T., Coleman, J.M., 1978. Longshore transport of mud by waves: northeastern coast of South America. *Geol. Mijnbouw* 57, 353–359.
- Winterwerp, J.C., De Graaff, R.F., Groeneweg, J., Luijendijk, A.P., 2007. Modelling of wave damping at Guyana mud coast. *Coastal engineering*, 54, 249-261.
- Winterwerp, J., Van Kesteren, W., 2004. Introduction to the physics of cohesive sediment in the marine environment. *Elsevier Developments in Sedimentology* 56.
- Wolanski, E., Spagnol, S., 2000. Environmental degradation by mud in tropical estuaries. *Regional Environmental Change*, 1 (3-4), 152-162.
- Wong, Y.-S., Tam, N.F.Y., 1995. *Mangrove Ecosystems. Proceedings of the Asia-Pacific Symposium on Mangrove Ecosystems, Hong Kong (1-3 September, 1993)*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 368 p.
- Wright, L.D., Nittrouer, C.A., 1995. Dispersal of river sediment in coastal seas — 6 contrasting cases. *Estuaries* 18, 494–508.

X

- Xie, M., Zhang, W., Guo, W., 2010. A validation concept for cohesive sediment transport model and application on Lianyungang Harbor, China. *Coastal Engineering* 57, 585-596.

Y

- Yanagisawa, H., Koshimura, S., Goto, K., Miyagi, T., Imamura, A., Ruangrassamee, A., Tanavud, C., 2009. The reduction effects of mangrove forest on a tsunami based on field surveys at Pakarang Cape, Thailand and numerical analysis. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 81, 27-37.

Listes des figures et des tableaux

Figure 1.1: Image satellite du Nord de l'Amérique du Sud. La côte des Guyanes s'étend du Nord de l'embouchure de l'Amazone jusqu'à celle de l'Orénoque au Venezuela. Elle s'étend sur trois pays et un département français : Le Nord du Brésil, la Guyane (Guyane française), le Surinam (Guyane Hollandaise) et le Guyana (Guyane Anglaise).	1
Figure 1.2: Schéma représentant les différentes phases de sédimentation du littoral amazonien. Stade A : Transgression marine ; Stade B : Régression marine ; Stade C: Actuel. Modifié de Bouysse et <i>al.</i> 1977.....	3
Figure 1.3: Schéma représentant l'évolution morphologique des dépôts sédimentaires sur le plateau Surinamais Rine et Ginsburg, 1985.	4
Figure 1.4: Position schématique du panache amazonien selon différentes conditions de vents. Les courants de surface et le stress engendré par le vent (wind stress) sont indiqués respectivement par les flèches fines et épaisses, Rockwell Geyer et <i>al.</i> , 1995.	6
Figure 1.5 : Indice de chlorophylle obtenue à partir de capteurs SeaWiFS (Sea-viewing Wide Field-of-view Sensor) montrant la rétroflexion du NBC et la formation d'un tourbillon (Fratantoni et Glickson, 2002). ...	7
Figure 1.6: Schémas descriptifs des processus et des stratifications le long de la côte de l'Amapá. L'érosion caractérise le littoral jusqu'au Cap Cassiporé avec quelques zones en accrétion associées à de petits fleuves. Entre le Cap Cassiporé et le Cap Orange, se trouve une côte vaseuse en accrétion, Nittrouer et <i>al.</i> , 1991.....	8
Figure 1.7: Carte de l'estuaire de Kourou réalisée en 1762, tiré de Le Roux (2008). L'embouchure du fleuve Kourou est envasée avec seulement 3 brasses de profondeur (environ 5,5 m), soit moins que le lit de la rivière un peu plus en amont.	11
Figure 1.8: Image satellite Landsat 5 de la région de Kourou. Les numéros correspondent aux différentes parties des bancs de vase : 1 Zone en accrétion ; 2 Zone en colonisation ; 3 Zone en érosion ; 4 Zone subtidale..	13
Figure 1.9: Photo d' <i>Avicennia germinans</i> sur une vasière à proximité de Kourou (site atelier), le 20/02/2011. .	17
Figure 1.10: Schéma des différents axes d'études représentés en fonction de leur échelle d'emprise temporelle et spatiale.	19
Figure 2.1: Zone d'étude sur l'Atlantique centrale. Les lignes rouges correspondent aux Pass du satellite Jason1. Source : Aviso, projection sous Google Earth ©.	22
Figure 2.2: Détection des houles à la côte avec un filtre directionnel appliqué sur la bande rouge du capteur de SPOT 5.	24
Figure 2.3 : Calcul de l'évolution du trait de côte le long de transect sous DSAS, à partir des variations de la distance du trait de côte par rapport à une ligne de base.	27
Figure 2.4 : Principe de la sismique réflexion.....	30
Figure 2.5 : Appareil émetteur (1); câble (2); Ordinateur de contrôle FS-SB System et amplificateur (3); Ordinateur d'acquisition (4)	31
Figure 2.6 : Extrait d'un profil sismique 2D effectué au large de Kourou le 14/10/2010	31
Figure 2.7 : Position des 11 profils sismiques réalisés au large de Kourou entre le 14/10/2010 et le 19/10/2010. Image SPOT acquise le 16/10/2010.....	32
Figure 2.8 : a) ADCP fixé à une structure pour immersion; b) Principe de fonctionnement.....	33
Figure 2.9 : Positionnement des ADCP le 14/10/2010 et des ALTUS le 23/02/2010. Image SPOT 5 acquise le 05/09/2010.	34
Figure 2.10 : a) ALTUS; b) Principe de fonctionnement.	35
Figure 2.11 : Capteur de pression et de température (SP2T).	35
Figure 2.12 : Site d'étude sur la vasière intertidale du banc de vase de Kourou. a) Image SPOT du 21/02/2009, b) photo sur le site atelier le 05/11/2009.	36
Figure 2.13 : a) Tachéomètre mis en station sur le banc de vase de Kourou; b) Principe de fonctionnement. ...	37

Figure 2.14 : Station autonome implantée sur la vasière de Kourou. 1) Panneau solaire; 2) Appareils photos numériques; 3) Distance-mètre; 4) Caisse contenant les interfaces de contrôle et de téléchargement des différents instruments; 5) Station météo.....	38
Figure 2.15 : Position des jalons sur le site atelier.	39
Figure 2.16 : Couche marqueur avec du sable (gauche) et de la peinture (droite).	39
Figure 2.17 : Détails des échantillonnages et des mesures effectuées (a). Schéma récapitulatifs des différentes méthodes employées dans cette étude (b).....	42
Figure 3.1 : Analyse saisonnière de la force des vents (a) et de la hauteur significative des houles (b), à proximité de la côte des Guyanes, par la méthode Census X11 (expliquée dans le chapitre 2, partie 1). ..	44
Figure 3.2 : Hauteur significative des houles le long des Pass de JASON 1, pendant le passage du Cyclone Frances sur l'Atlantique Central. Fond de plan ESRI®. Les nombres représentent les numéros des Pass du satellite Jason 1.	45
Figure 3.3 : Amortissement des houles le long de la côte de la Guyane française entre Iracoubo et Kaw en 2006. A : Zoom sur la région de Kourou. La variation spatiale de l'amortissement des houles est visible dans l'encadré 1 : (a) houle non amortie, (b) fortement amortie, (c) peu amortie. Les zones encadrées 2 et 3 sont des zoom montrant la différence d'orientation des houles entre l'avant et l'arrière banc ; B : Modification de l'orientation des houles par la partie subtidale du banc de Sinnamary-Iracoubo. Les traits bleus soulignent des crêtes de houles et les flèches correspondent à leur direction de propagation vers la côte. La zone encadrée est un zoom illustrant la diffraction des houles au contact de la vase subtidale. Mosaique d'images satellites SPOT 5.	47
Figure 3.4 : Schéma synthétique des variations des longueurs d'ondes des houles et de leurs réorientations, lors de leurs interactions avec la partie subtidale d'un banc de vase. L'amortissement des houles varie en fonction de leur position par rapport au banc mais ne change pas lors de leur propagation vers la côte. Le transport sédimentaire qui suit l'orientation des houles est concentré vers le centre du banc.	49
Figure 3.5: Position des ADCP par rapport à la zone d'amortissement des houles le 16/10/2010. La valeur en mètre correspond à la profondeur bathymétrique des ADCP. Image SPOT 5.	50
Figure 3.6: Direction (a) et vitesse (b) des courants entre le 16/10/2010 et le 19/10/2010 en zone de banc à l'Ouest des Iles du Salut pour l'ADCP à 8 m (1) et 5 m (2) de bathymétrie. Le 1b' correspond aux variations de vitesse du courant dans toute la colonne d'eau pour l'ADCP à 8 m de bathymétrie.....	51
Figure 3.7 : Cartes des grands secteurs littoraux guyanais et répartition des bancs de vase. A : Les Caps ; B : De Kaw a Iracoubo ; C : D'Iracoubo au Surinam. Encadré : Représentation schématique de la côte des Guyanes (Allison et <i>al.</i> , 2004). Modifié de Gardel (2011).	52
Figure 3.8 : Evolution du littoral et des surfaces de mangrove de la région Sinnamary-Iracoubo, entre 1950 et 2011. Entre 1950 et 1987 la région d'Iracoubo est en accretion puis rentre en érosion au début des années 1990. L'inverse se produit pour la région de Sinnamary. Ce phénomène est provoqué par la migration d'un banc de vase se situant à Sinnamary dans les années 1950 puis vers Iracoubo dans les années 1980. Figure modifiée et actualisée de (Plaziat et Augustinus, 2004).	54
Figure 3.9 : Evolution du littoral et des surfaces de mangrove de la région de Mana, entre 1950 et 2011. La tendance générale est à l'érosion. Il est à noter l'ouverture de la nouvelle embouchure du fleuve et le rattachement à la côte de l'îlot de mangrove formé, au cours des années 2000. Figure modifiée et actualisée de Plaziat et Augustinus, (2004).....	55
Figure 3.10 : fluctuations spatio-temporelles du trait de côte et du niveau moyen des marées en Guyane française. a : Position relative du trait de côte (RSP) selon des profils perpendiculaires à la côte et par rapport à l'année 2006. Les triangles indiquent l'embouchure des principaux estuaires. Les zones bleues et rouges sont respectivement associées aux zones en progradations et en érosions. b : RSP moyenné sur les 220 km de côte. L'épaisseur correspond à la marge d'erreur de +/- 20 m. c : Cycle nodal du MHWL (Mean High Water Level) au Surinam et Guyane française. Il a été calculé à partir de données d'un marégraphe au Surinam entre 1958 et 1978 puis à partir d'un modèle du SHOM calibré sur des mesures aux Iles du Salut. Modifiée de Gratiot et <i>al.</i> , 2008.	56

- Figure 3.11 : Evolution du littoral dans la région d'Iracoubo entre 1990 et 2006. La zone A, composée de mangrove, subie une érosion faisant reculer le trait de côte sur ce secteur d'environ 2 km. La zone B est un secteur est en accrétion mais l'avancée du trait de côte vers la mer est faible. Images Landsat 5..... 57
- Figure 3.12 : Evolution du littoral dans la région de Sinnamary entre 1990 et 2006. La zone A est composée d'une large mangrove en 1990. En 2006, la mangrove a été érodée, le chenier sableux est réactivé. Le secteur au Sud-Est de l'embouchure de Sinnamary est en colonisation. Images Landsat 5..... 57
- Figure 3.13 : Evolution du littoral dans la région de Sinnamary entre 1990 et 2006. La migration du banc situé à Cayenne en 1990, n'a pas provoqué d'avancée du trait de côte importante (érosion dans les secteurs A et B). Le secteur C est en colonisation depuis 2003. Images Landsat 5. 58
- Figure 3.14 : Evolution du trait de côte le long d'environ 170 transects, espacés de 100 m, au niveau des fleuves Kaw (a) et Sinnamary (b) pour la période 1950-2011. Les flèches en pointillés représentent la direction de déplacement des bancs, visible par une progradation du trait de côte. Les chiffres marquent (1) la progradation, (2) le recul et (3) l'ouverture de l'embouchure des fleuves. Les courbes sur la gauche représentent l'évolution de la distance entre l'embouchure des fleuves et un point de référence pris arbitrairement (A : ouverture d'une brèche). Coordonnées des points de référence pour la position des estuaires en UTM N22 : Kaw : X : 358807, Y : 536610 ; Sinnamary : X : 262568, Y : 611357. 61
- Figure 3.15 : Photo aérienne de l'embouchure du fleuve Mana en 2003, prise par C.Proisy..... 62
- Figure 3.16 : Vitesse de migration des bancs de vase en Guyane française et sur la partie Est du Surinam. Les vitesses de migration ont été calculées à partir de l'écart entre les positions de l'arrière banc en 2006 (rond beige) et en 2011 (rond rouge)..... 64
- Figure 3.17 : Vitesse de migration des bancs de vase au Surinam. Les vitesses de migration ont été calculées à partir de l'écart entre les positions de l'arrière banc en 2006 (rond beige) et en 2011 (rond rouge). 64
- Figure 3.18 : Vitesse de migration des bancs de vase au Guyana et dans la partie Ouest du Surinam. Les vitesses de migration ont été calculées à partir de l'écart entre les positions de l'arrière banc en 2006 (rond beige) et en 2011 (rond rouge). 65
- Figure 3.19 : Evolution de la vitesse de migration des bancs (2006-2011) le long de la côte de Guyanes..... 66
- Figure 3.20 : Position des panaches turbides, des bancs de vase (SPOT) et concentration en MES (MODIS Aqua) à proximité de Cayenne en août 2003 a) et b) et en septembre 2010 c) et d). 67
- Figure 3.21 : a) Tendances à 8 ans des concentrations en MES, à partir des capteurs MODIS Aqua, comparées avec les positions des bancs de vase en 2003 et 2010 (b) ; Variation des concentrations en MES sur le profil A-B (c) et C-D (d). La ligne rouge représente le barycentre de ces valeurs. 68
- Figure 3.22 : Schéma des directions principales de transport sédimentaire par la houle et la marée, par rapport à la position du banc. 70
- Figure 4.1: Profils sismiques brutes (a) et interprétés (b), illustrant les faciès et les réflecteurs sismiques types présents en zone subtidale le long des côtes Guyanaises..... 73
- Figure 4.2 : Miniature modifiée de la figure 2.7. 74
- Figure 4.3 : Extraits de profils sismiques représentant les faciès types de la vase fluide (a), d'un chenal (b), de surfaces d'érosion (c) et d'un haut fond rocheux (d). 75
- Figure 4.4 : Accidents topographiques de la surface subtidale du banc de vase de Kourou entre le 14/10/2010 et le 18/10/2010. Image satellite SPOT5 acquise le 16/10/2010..... 77
- Figure 4.5: Profils sismiques interprétés. Mesure le 16/10/10 au large de Kourou. Certains ont été coupés en deux parties (a et b) pour plus de commodité. 79
- Figure 4.6 : Concentration des sédiments de surface pour le banc de Kourou le 15/04/2003 (Gardel et Gratiot, 2004). Les points blancs correspondent à la position des prélèvements des sédiments de surface. Extrait d'une image satellite SPOT 5..... 80
- Figure 4.7: Concentration des vases subtidales pour le banc de Kourou le 16/10/2010. Les points blancs correspondent à la position des prélèvements des sédiments de surface. Extrait d'une image satellite SPOT 5. 81
- Figure 4.8 : Concentration des vases subtidales pour le banc de Kaw le 26/10/2011. Les points blancs correspondent à la position des prélèvements des sédiments de surface. Les informations sur la vase

fluide correspondent à l'épaisseur des dépôts à la surface du sédiment prélevé. Extrait d'une image satellite SPOT 5.....	82
Figure 4.9: Photo de prélèvements effectués avec une benne de type Van Veen le 26/10/2011. a) dépôt de crème de vase sur de la vase plus consolidée ; b) vase molle avec un faciès grumeleux à sa surface.	83
Figure 4.10: Epaisseur de la partie subtidale du banc de vase de Kourou relevée par sismique le 16/10/2010 et MNT de la zone intertidale du banc en 2010. Image SPOT 5 le 16/10/2010.	84
Figure 4.11 : MNT du banc de vase de Kourou entre 2003 et 2011. L'altitude est calculée par rapport au zéro hydrographique. Les nombres correspondent aux volumes (m ³) calculés à partir des MNT. En 2009 il correspond uniquement à la vasière de Kourou-SE et en 2010 et 2011, à celle devant Kourou.....	85
Figure 4.12 : Réseaux des chenaux de drainage de la vasière de Kourou-SE. A : zoom sur des sillons ; B : zoom sur un chenal de marée. Image GOEye prise le 05/11/2009.....	87
Figure 4.13 : Etapes de formation d'une vasière par accumulation de barres vaseuses, extrait de Gardel et al. 2011.....	89
Figure 4.14 : Morphologie des barres vaseuses en 2006 pour les bancs de Kourou (A), Cayenne (B) et Kaw (C). Images satellites SPOT 5 acquises le 23/09/2006 pour Kourou et 25/07/2006 pour Cayenne et Kaw.	90
Figure 4.15 : Schémas des différentes hypothèses d'orientation des barres vaseuses par la diffraction (a) ou la filtration (b) des houles.	91
Figure 4.16 : Colonisation par la mangrove des vasières de Macouria et Kourou-SE entre 2005 et 2010. Les numéros correspondent aux quatre phases de colonisation et les flèches à la direction d'expansion de la mangrove.	92
Figure 4.17 : Surfaces colonisées par la mangrove pour les vasières de Macouria et Kourou-SE de 2005 à 2010. Les chiffres au-dessus de chaque colonne indiquent la phase de colonisation.	93
Figure 4.18 : Zone de production des propagules sur les vasières de Macouria et Kourou-SE entre 2008 et 2010 (1) ainsi que leur dispersion en situation de flot (2) et de jusant (3). Les courants ont été établis à partir des résultats d'une étude qui a eu lieu sur la zone de Macouria (zone B) du banc de Kourou en 2006 (Dissaux, 2009), grâce à de nombreuses observations et réflexions sur le terrain et à des mesures ADCP.	96
Figure 4.19 : Laisse de mer sur le front de mer de la vasière de Kourou-SE le 13/02/2011.	97
Figure 4.20 : Colonisation entre 2004 et 2007 des surfaces de vase consolidée en 2005, pour les vasières de Macouria (a) et de Sinnamary (b). Le graphique en haut à droite représente l'évolution en pourcentage de la colonisation de la surface de vase consolidée présente en 2005. Cette surface de vase, entre la ligne pointillée et la mangrove en 2005, est colonisée en trois ans pour les deux vasières.	98
Figure 4.21 : Surfaces de mangrove érodées pour les vasières de Macouria et Kourou-SE de 2005 à 2010.	100
Figure 4.22 : Motifs en dents de scies. a) photo aérienne prise le 08/04/2011 (programme CARET 2; Rachel Berzins) ; b) Image GOEye à l'arrière du banc de Sinnamary prise le 10/12/2009.	100
Figure 4.23 : Schéma d'un banc de vase dans son ensemble et vue en coupe. Les points d'interrogations marquent l'absence de données concernant la structure en profondeur de la zone intertidale et de la plaine côtière.....	102
Figure 5.1 : (a) Recouvrement de la vasière du site atelier par un biofilm le 07/05/2010 ; (b) Zoom sur le biofilm de surface (b) ; (c) Conservation du biofilm dans le sédiment (lamine sombres) visible après l'ouverture d'une carotte. 1, 2 et 3 : zoom sur des zones de la carotte illustrant la variabilité de la structure interne.	105
Figure 5.2 : Dépôts sédimentaires par la marée (a) et la houle (nappe de débordement) (b) et leur colonisation par le biofilm (c et d). e) Faciès des dépôts dans une carotte.....	106
Figure 5.3 : Moyenne du nombre de jours d'émersion de la vase, en fonction de l'altitude par rapport au zéro hydrographique, pour la période 1950-2008. Le nombre de jours d'émersion par an augmente rapidement pour les altitudes supérieures à 2,4 m.	107
Figure 5.4 : Evolution de la concentration des sédiments de surface le long d'un profil topographique réalisé sur le site d'étude (vasière de Kourou-SE). Prélèvements effectués au pied des jalons le 01/03/2010.....	108

- Figure 5.5 : (a) Vue oblique d'un polygone créé par des fentes de dessiccation ; (b) schéma interprétatif de la morphologie de surface associé à la propagation d'une fente. La fente se forme en profondeur puis se développe vers le haut jusqu'à la surface et ensuite latéralement. Weinberger, 1999 109
- Figure 5.6 : Evolution morphologique d'un réseau de fentes de dessiccation. Le polygone en pointillé délimite un polygone de dessiccation (référentiel : 19/04/2010). Extraits de photos prises par la station d'observation sur la vasière de Kourou SE. 110
- Figure 5.7 : Vue du front de mer de la vasière de Kourou-SE. Les deux panoramas ont été réalisés au même endroit à six mois d'intervalles. La marée était basse le 29/09/2010 et montante le 03/03/2010. (A) accumulation de petits galets mous sous forme de barre; (B) galet mou formé récemment; (1) microfalaise; (2) surface après formation de galets mous. Les traces de l'ancien réseau de fentes de dessiccation mais aussi des anciens pneumatophores sont identifiables; (3) début de ravinement de la vasière; (4) Le ravinement plus poussé entraîne une déstructuration de la vasière 113
- Figure 5.8 : Photos des faciès des apports sédimentaires par la houle sous forme d'accumulation de vase fluide (A) et galets mous (B) le 18/02/2010. 114
- Figure 5.9 : Matière en suspension au flot et au jusant. Photos prises par la station d'observation sur la vasière de Kourou SE au flot (a) et au jusant (b). 115
- Figure 5.10 : Granulométrie des sédiments de surface sur la zone atelier le 01/03/2010. (a) Volume différentiel ; (b) Diagramme « sand-silt-clay »..... 116
- Figure 5.11 : Extrait de la figure position ALTUS et ADCP du chapitre 2..... 117
- Figure 5.12 : Hauteurs d'eau (capteur de pression) et distance entre l'échosondeur et la surface du sédiment (Voie 1) sur la vasière de Kourou SE. ALTUS implantés au bord du chenal de drainage principal (a) : à 1 km au NO de la station et sur de la vase consolidée (b) à 100 m de la station d'observation..... 118
- Figure 5.13: Hauteurs d'eau (capteur de pression) et variations topographiques relatives (Voie 1) sur la vasière de Kourou SE. ALTUS implantés au bord du chenal de drainage principal (a) : à 1 km au NO de la station et sur de la vase consolidée (b) à 100 m de la station d'observation. Les différences d'écarts entre les marées sont provoquées par la présence, ou non, d'une pellicule d'eau sur le capteur de pression de l'ALTUS. Tant qu'elle est présente, l'appareil continu de mesurer. Mesures effectuées du 22/02/2011 au 03/03/2011. 119
- Figure 5.14 : Courbes d'évolution de τ_f en fonction de la vitesse du courant (U). τ_f représente la rigidité initiale de la crème de vase et de la vase molle des vases en Guyane française. 120
- Figure 5.15: Evolution d'un profil topographique sur la zone atelier entre novembre 2009 et mars 2011. La station topographique se situe près du front de mer alors que la station d'observation est dans la zone interne, soumise uniquement à la marée. Les profils ont été réalisés par des relevés au tachéomètre (station topographique) sur le site atelier. Modifiée de Chatelet, 2011..... 123
- Figure 5.16 : Carottes prélevées à proximité de la station d'observation le 20/02/2011. Un niveau repère fait de sable (a) et de peinture (b) a été appliquée à leur surface le 15/01/2011. (c) Cycle des marées du 04/12/2010 au 22/02/2011 pour une hauteur de 2,7 m par rapport au zéro hydrographique (mesures ALTUS). VE= Vive-eau ; ME=Morte-eau..... 125
- Figure 5.17 : Epaisseurs des dépôts de vase mesurées dans des carottes prélevées à proximité de la station d'observation le 15/04/2010 (a) et le 20/02/2011 (c), reliées aux cycles des marées (b) et (d). Les traits orange correspondent aux lamines noires (biofilm) de mortes-eaux. 127
- Figure 5.18: Photos prises par la station autonome le 17/04/2010 (a), le 02/10/2010 (b) et le 24/02/2011 (c). Photo de la station autonome le 29/10/2011 (d). 129
- Figure 5.19 : Implantation des palétuviers en fonction de la microtopographie. MNT réalisé à partir des photos de la station d'observation sur le site atelier. A' : points haut ; A : Dépression topographique ; B : pousses d'*A. germinans* mortes précocément ; C : Pente fortement colonisée ; D : Pente faiblement colonisée. Modifiée de Chatelet, 2011..... 129
- Figure 5.20: Colonisation opportuniste dispersée de la vasière (a). Jeune pousse d'*A. germinans* sur de la vase consolidée (b) et dans une fente de dessiccation (c). 131

Figure 5.21: Colonisation opportuniste de la vasière par amas de propagules sur les levées des chenaux et des sillons ((a) et (b)) et sur des points hauts ((c) et (d)).	132
Figure 5.22: Structure de peuplement en "marche d'escalier" aux abords de Kourou le 28/02/2010. Photo : C.Proisy.	133
Figure 5.23: <i>A.germinans</i> recouvert sous un apport massif de vase molle (a) et en cours d'arrachement par la houle (b).	133
Figure 5.24: Evolution morphologique de la partie intertidale d'une vasière. (a) Sédimentation sur la vasière engendrée par la marée et la houle, au cours d'un cycle de marée ; (b) Faciès d'érosion et création des galets mous par la houle en front de mer; (c) Stades de dessiccation de la surface de la vasière.	135
Figure 6.1 : Schéma de l'amortissement des houles sur la zone subtidale d'un banc par la remise en suspension de la vase et son transport vers la côte. La zone d'amortissement maximale et marquées par deux « marches ». En dessous de 5 m de bathymétrie, la houle n'a plus d'effet, le transport sédimentaire s'effectue par les courants, parallèlement à la côte.	139
Figure 6.2 : Représentation schématique de la zonation de la partie intertidale des bancs de vase. La partie interne des bancs est en progradation constante grâce aux apports successifs sédimentaire sous forme de barre. Le front de mer garde quant à lui la même superficie.	141
Figure 6.3 : (a) Décapage de la zone intertidale haute et (b) déstructuration de la zone basse du front de mer. Photos prises sur la vasière de Kourou-SE le 29/09/2010.	142
Figure 6.4 : Boucle de rétro-action de formation et destruction de la vasière sous l'effet des deux principaux forçages que sont la marée et la houle. Ces étapes sont marquées par des changements de concentration de la vase, de l'état fluide (compris entre 10 et 300 g.l ⁻¹) à consolidé (>700g.l ⁻¹) en passant par des états intermédiaires. Gardel,2011.	143
Figure 6.5 : Schéma des interactions et de la migration des sédiments au sein du système des bancs et des vasières intertidales. Le piégeage des sédiments à la côte se réalise sur toute la zone subtidale qui est sous influence des houles. Les sédiments sont concentrées vers le centre du banc par les houles ce qui créer une vasière intertidale. Lorsque l'accumulation de sédiments est suffisante, elle est colonisée par la mangrove. Les sédiments sortent du système des bancs. Ils sont réincorporés uniquement lorsqu'ils seront à nouveau remis en suspension par l'érosion à moins qu'ils ne soient de nouveau piégés.	145
Figure 6.6 : L'index d'Energie Cyclonique Accumulée (ACE) est exprimé en pourcent de la valeur médiane pour la période (1950-2000). Cet index d'énergie mesure la force des vents combinée à la durée des tempêtes ayant un nom. La classification de couleur (rose, jaune et bleu) correspond à la classification de la NOAA. Extrait de Bell et <i>al.</i> , 2010.	147
Figure 6.7 : Photo du front de mer à Cayenne le 04/10/2012.	152
Figure 6.8 : Photos d'enrochement d'un hôtel sur la plage de Rémire (Cayenne le 20/02/2010) (a) et de la submersion des rizières de Mana suite à l'érosion d'un chenier (R. Berzins survol programme CARET 2 le 08/04/2011).	153

Tableau 2.1: Caractéristiques des bandes spectrales des capteurs satellites Landsat 5 et 7 et SPOT 5 ainsi que leur résolution spatiale respective.	25
---	----

Dynamique morpho-sédimentaire d'un littoral sous influence amazonienne. Impact des forçages hydrosédimentaires sur la migration des bancs de vase et la mangrove côtière : Le cas de la Guyane Française.

Résumé

Cette thèse a pour but d'améliorer la compréhension des interconnexions entre les processus hydro-sédimentaires et l'évolution morphologique du littoral guyanais, formés à partir des énormes apports sédimentaires amazoniens. Elle s'appuie sur trois échelles spatiales : la côte des Guyanes, le banc de vase et la vasière.

L'amortissement des houles à la côte ainsi que les processus de migration des bancs ont été étudiés à l'échelle de la côte des Guyanes. Ce travail apporte une vision structurale des zones subtidales des bancs et met aussi en évidence les différents processus et forçages (houle, courant) responsables du transport sédimentaire, en fonction de la bathymétrie (> 5 m et < 5 m).

L'évolution morphologique du banc de Kourou et des surfaces de mangrove côtières associées, ont aussi été étudiées. Un lien a ainsi été exposé entre, l'implantation des palétuviers, les régimes de courant et la topographie de la vasière. Cette relation a permis d'aborder l'aspect prédictif de l'expansion des surfaces de mangrove côtière.

A l'échelle de la vasière, les zones intertidales sont divisibles en deux secteurs géographiques avec des dynamiques sédimentaires bien distinctes : le front de mer et les zones internes. La morphologie des vasières est abordée, tout comme les processus sédimentaires ayant lieu au niveau de la zone interne. Une méthode de reconstitution des apports sédimentaires de la zone interne est aussi proposée.

Cette étude souligne l'importance des interactions entre les sédiments cohésifs et la houle, qui modèlent la morphologie du littoral. Les influences des forçages hydrométéorologiques sur la morphodynamique des bancs de vase et l'évolution du trait de côte sont soumises à discussion.

Mots clés : Sédiments cohésifs, Côte des Guyanes, Mangrove, Banc de vase, Hydrodynamique, Morphodynamique

Morpho-sedimentary dynamic of a coast under Amazonian's influence. Impact of hydro-sedimentary forcing on mud banks migration and coastal mangrove : The case study of French Guyana

Abstract

The aim of this work is to improve the knowledge of the interconnections between hydro-sedimentary processes and Guianese's coastal morphology evolution, formed by the sedimentary Amazon discharge. This subject follows three spatial scales : The Guianese's Coast, the mud bank and the mudflat.

Coastal waves damping by mud and migration process have been studied at the Guianese's Coastal scale. This study also gives a structural vision of subtidal part of banks and highlights the various processes and hydrodynamic conditions needed for sedimentary transport, for two bathymetric areas (> 5 m and < 5 m depth).

The morphological evolution of Kourou's mud bank and the associated surfaces of coastal mangroves are also analysed. A link between mangrove colonisation, currents and the mudflat topography is highlighted. This relation allows a discussion about predictive aspect of the mud banks colonisation by mangrove.

At the mudflat scale, intertidal part is divided in two areas with different sedimentary dynamic processes : sea front and internals zones. The morphological structure and the sedimentary processes of internals zones are analysed. An historical reconstitution method of sedimentary supplies is also proposed.

This study underlines morphological coastal changes sensitivity to hydro meteorological forcing and interactions between cohesive sediment and swells which seems to lead the morphological coastal evolution.

Key words : Cohesive sediment, Guianese's Coast, Mangrove, Mud bank, Hydrodynamic, Morphodynamic