

Dynamique littorale et impacts socio-économiques en Guyane française

Approche par télédétection spatiale

RAPPORT FINAL

JUIN 2004

ANTOINE GARDEL¹ ET NICOLAS GRATIOT²



Contrat de Consultance Institutionnelle IRD-CNES N° 02/CNES/0814/00



¹ Unité ESPACE S140-IRD Guyane

² Unité ELISA R053 -IRD Guyane

SOMMAIRE

1 – INTRODUCTION	4
A - CONTEXTE – PROBLEMATIQUE	5
B - CADRE DE L'ETUDE	7
C - SYNOPSIS BIBLIOGRAPHIQUE	8
1) Les côtes des Guyanes – Aspects de morphodynamique sédimentaire	8
2) Les origines de la dynamique et les répercussions géomorphologiques	8
3) Caractéristiques morphodynamiques des bancs de vase	10
4) Etudes par télédétection spatiale	11
2- MATERIELS ET METHODES	13
A - LES SITES D'ETUDE	13
1) Le littoral de Kourou	13
2) Le littoral de Mana	14
3) Le littoral de Sinnamary	15
4) Le littoral de Kaw	15
B - DE LA DONNEE BRUTE A L'INFORMATION THEMATIQUE	16
1) Données utilisées	16
2) Caractéristiques des données	17
3) Pré-traitements sur les données	17
C - EXTRACTION DES THEMES D'ETUDE	22
1) Définition des thèmes d'étude	22
2) Extraction des thèmes sur les images. Système d'Information Géographique	22
D - METHODE POUR SUIVRE LA CINETIQUE DES BANCS DE VASE	23
1) Changement de repère	23
2) Correction des effets de marée	23
3) Représentation matricielle	25
3 - CINETIQUE DU LITTORAL	27
A - DYNAMIQUE DU LITTORAL DE KOUROU	27
1) Cinétique du banc	27
2) Evolution des surfaces de mangrove	30
3) Interactions vase-végétation	31
B - RESULTATS SUR LES AUTRES BANCS	33
1) Commentaires généraux	33
2) Le rôle de l'orientation de la côte	34
3) Le rôle des estuaires	34
4) Des vitesses de déplacement homogènes	35
C - ROLE DES FORÇAGES EXTERNES	35
1) Génération des houles par le vent, généralités	35
2) Caractéristiques des vents locaux et globaux	36
3) Forçages et migration des bancs	37
4) Perspectives de recherche sur l'action des houles dans la structuration côtière	38

4 – CARACTERISATION DU BANC ET EVOLUTION DE L’EFFORT DE DRAGAGE	39
A – CARACTERISATION DE LA ZONE INTER-TIDALE DU BANC PAR TELEDETECTION	39
1) Données utilisées	39
2) Méthode d’extraction	40
3) Réalisation d’un MNT	41
B – CARACTERISATION DE LA PARTIE SUB-TIDALE DU BANC	43
1) Matériels et méthodes	43
2) Traitements réalisés	44
3) Résultats	46
C – HYPOTHESES DE FONCTIONNEMENT	48
5 – CONCLUSION	49
 BIBLIOGRAPHIE	 51
 LISTE DES FIGURES	 54
 LISTE DES TABLES	 56
 ANNEXE I	 57
 ANNEXE II	 70
 ANNEXE III	 76

1 – INTRODUCTION

Ce rapport présente les résultats de l'étude "Dynamique littorale et impacts socio-économiques en Guyane française. Approche par télédétection spatiale" faisant l'objet d'un contrat de consultance entre le CNES et l'IRD (N°02/CNES/0814/00).

L'objet de cette consultance est de fournir au CNES, gestionnaire de l'accès au Port de Pariacabo à Kourou, les outils nécessaires pour une meilleure gestion des actions de dragage qu'il a en charge.

Le travail réalisé comporte deux volets :

1 : un volet scientifique visant à améliorer la compréhension des processus de dynamique côtière à la lumière des observations faites par satellite, en partenariat avec les équipes de recherche engagées sur le sujet à l'IRD et d'autres organismes nationaux et internationaux dans le cadre de programmes de recherches.

2 : un volet opérationnel visant :

- à aider à une meilleure gestion du dragage par le suivi des mouvements d'envasement-désenvasement et de leurs effets sur l'estuaire.

Dans ce rapport, après avoir présenté le contexte et les enjeux induits, le cadre dans lequel l'étude est réalisée est dressé.

Un synopsis bibliographique permet d'évaluer l'importance de la dynamique littorale sur les côtes des Guyanes. Ce travail bibliographique souligne la grande variabilité de la dynamique de ces littoraux. Quelques travaux utilisant des données spatiales d'observation de la Terre pour suivre les modifications morphologiques de la côte ont montré la pertinence de ces techniques pour étudier un tel milieu.

Nous disposons aujourd'hui avec la filière SPOT, complétée de quelques données LANDSAT, de suffisamment de recul (depuis 1986) pour étudier précisément les modifications morphologiques survenues sur le littoral guyanais et plus particulièrement sur celui situé entre Cayenne et Kourou (60 km). L'exploitation de 59 images (acquises entre 1986 et 2003) et l'utilisation d'un système d'information géographique, permettent de quantifier ces modifications.

Une méthode est développée pour suivre et quantifier l'évolution spatio-temporelle de l'installation puis de la migration du banc de vase qui se rapproche de Kourou. Les littoraux de Mana, Sinnamary et Kaw sont aussi étudiés sur la même période. Les trois-quarts du littoral guyanais de l'estuaire du fleuve Approuague à la frontière avec le Surinam sont ainsi suivis depuis presque 20 ans.

Les résultats obtenus permettent d'enregistrer de grandes variations spatio-temporelles de la morphologie du littoral.

Les interactions entre la dynamique spatio-temporelle des bancs de vase et celle de la mangrove sont discutées. Elles mettent en évidence le rôle primordial des forçages externes et notamment de la houle comme principal agent de la dynamique côtière. Les forçages par la houle sont étudiés en analysant des données de vent locaux et de vents synoptiques. Les résultats montrent le rôle principal des houles océaniques mais soulignent aussi les limites liées aux données utilisées. L'utilisation de données issues de modèles de houle permettrait d'envisager des prévisions d'envasement ou d'érosion.

Enfin, un dernier volet de ce travail a pour objectif de caractériser dans ses parties inter-tidale et sub-tidale le banc de Kourou et de proposer un scénario de fonctionnement prenant en compte l'évolution de l'effort de dragage dans le chenal d'accès au port de Pariacabo.

A CONTEXTE ET PROBLEMATIQUE

Les côtes de Guyane sont soumises à l'alternance de phases d'envasement et d'érosion. Les sédiments, provenant de l'embouchure de l'Amazonie se déplacent sous la forme de bancs de vase, en fonction de la saison et des conditions environnementales, le long des côtes de l'Amapá et des Guyanes, jusqu'à l'Orénoque. De profondes modifications morphologiques se font ressentir sur les côtes de la Guyane française et représentent de réelles contraintes aux activités humaines.

En Guyane, 90 % de la population est localisée sur le littoral. La pression démographique est grande (+ 37% entre 1990 et 1999 selon l'INSEE) et les enjeux de développement passent par de nombreux aménagements et par la construction d'infrastructures de communication.

Face à la forte dynamique côtière les enjeux sont de taille et concernent toutes les activités socio-économiques. La région de Mana où l'érosion menace le littoral du village d'Awala mais aussi plus à l'est les aménagements rizicoles préoccupe aujourd'hui les décideurs. Les plages de l'île de Cayenne et de Kourou, qui subissent périodiquement de fortes érosions (destructions d'habitations, d'infrastructures), suivies quelques années plus tard par un envasement ont aussi pu faire l'objet d'inquiétudes. Les accès aux ports de Cayenne et de Kourou doivent être périodiquement, voire constamment, dragués (pour le chenal du Mahury). Ces actions de dragage sont primordiales pour permettre aux navires (même de faible tirant d'eau) de débarquer. D'autres enjeux sont liés indirectement à la dynamique côtière. Ils sont d'ordre économique (la pêche notamment), d'ordre sanitaire (assainissement, épidémies de papillomite), d'ordre foncier et d'ordre touristique.

La Division des Infrastructures du Centre National d'Etudes Spatiales de Kourou par le biais du Bureau de Gestion Portuaire, a en charge l'entretien du chenal d'accès au Port de Pariacabo. Un marché est passé avec la société de dragage "Atlantique Dragage", d'un montant semestriel de 1,08 million d'euros (premier semestre 2003), pour assurer la navigabilité dans le chenal et permettre aux navires d'accéder aux infrastructures portuaires de Kourou. Les navires *Colibri* et *Toucan* y débarquent en effet les éléments des fusées Ariane 5 provenant d'Europe. C'est en 1994 que la mise au gabarit du chenal est réalisée. Entre 1994 et 2000, seuls des dragages ponctuels (3 à 4 par an) sont effectués. Depuis 2000, le chenal est dragué en continu avec aujourd'hui un pompage effectif de 200 heures par mois. L'effort de dragage a évolué depuis 2000. Les premières actions de dragage se concentraient au niveau du pk 8, c'est à dire au niveau de la sortie du fleuve Kourou en mer. En 2001, ils se concentraient autour du pk 10 et en 2002 au pk 12. Aujourd'hui ils sont réalisés au delà du pk 13. Ces localisations sont présentées sur la figure 1.

On a aujourd'hui une bonne connaissance des causes géophysiques de l'instabilité du littoral. Les travaux menés depuis plusieurs décennies sur la morphodynamique du littoral guyanais ont permis de suivre l'évolution des bancs (partie émergée) et de mesurer leur vitesse de déplacement par des approches théoriques et expérimentales. Toutefois, certains processus dynamiques restent encore mal connus concernant les facteurs de déplacement et de consolidation des vases. La principale raison de cette lacune provient de la complexité du milieu.

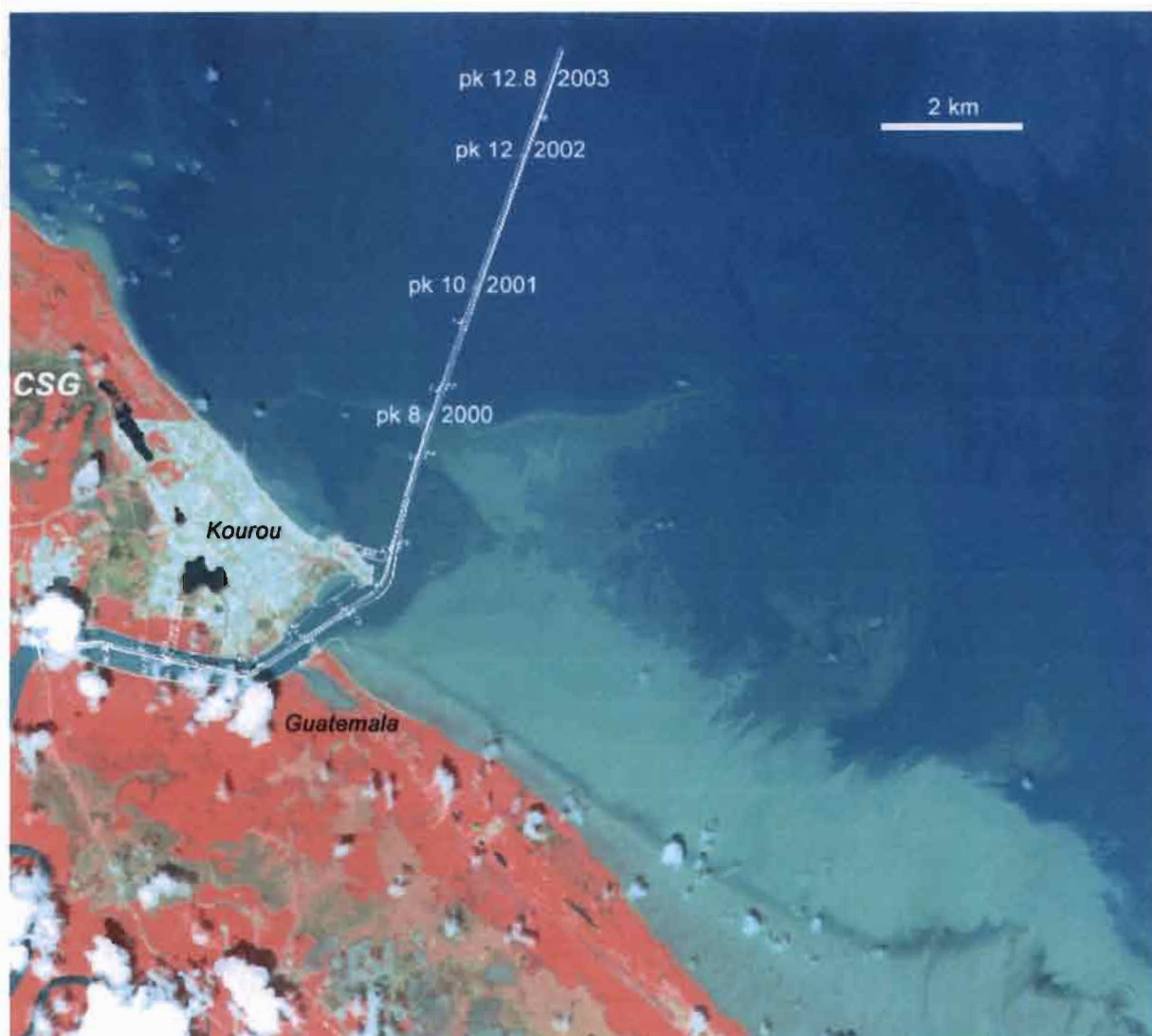


Figure 1 : le banc de vase se rapproche de Kourou. L'évolution de l'effort de dragage est représentée par la localisation des pk et des années correspondantes. En fond, image SPOT (2001)

L'extension des zones concernées, les difficultés d'accès, la complexité des paysages et des mécanismes en jeux, font de l'observation de la Terre par satellite un outil incontournable en appui aux études physiques de terrain pour étudier les mécanismes de la dynamique côtière (déplacement des bancs, consolidation, colonisation par la mangrove) et les répercussions sur les activités socio-économiques. Avec 16 ans d'observations, la filière SPOT permet d'expertiser les phénomènes d'érosion et de sédimentation, et les performances inédites d'ENVISAT et de SPOT-5, récemment lancés, offrent de nouvelles perspectives dans l'observation de la dynamique du littoral guyanais.

C'est dans un tel contexte que le CNES a contracté l'IRD pour réaliser l'étude : "Dynamique littorale et impacts socio-économiques en Guyane française. Approche par télédétection spatiale".

Les objectifs principaux de ce travail sont de développer des outils utilisant la télédétection spatiale pour étudier la dynamique du littoral de la région de Kourou. Les résultats de cette étude permettront de mieux comprendre les mécanismes de la dynamique côtière et ainsi d'aider à une meilleure gestion des actions de dragage.

B CADRE DE L'ETUDE

Ce travail a été mené par l'Unité ESPACE S140 (Expertise et SPAtialisation des Connaissances en Environnement) de l'Institut de Recherche pour le Développement en Guyane en étroite collaboration avec l'Unité de Recherche ELISA (Ecosystèmes littoraux sous influence amazonienne).

La spécialisation de l'IRD dans l'environnement tropical, et la diversité de ses travaux de recherche pour le développement lui confèrent un positionnement original au sein du dispositif de recherche national et international. Dans le cadre de programmes pluridisciplinaires, des équipes de l'IRD et des organismes du Sud, exploitent depuis longtemps des données spatialisées et mettent en œuvre des approches multi-échelles permettant de mieux comprendre les phénomènes environnementaux et sociaux qui se dérobent aux analyses conventionnelles. Elles ont notamment acquis un savoir-faire reconnu dans le domaine de l'observation de la Terre, des systèmes d'information environnementaux en milieux tropicaux et dans la mise en œuvre d'approches intégrées des milieux et des sociétés.

L'unité ESPACE, mobilise une cinquantaine de scientifiques et techniciens de l'IRD et d'autres organismes pour s'impliquer particulièrement dans deux champs d'activités complémentaires :

- les activités de recherche organisées autour de deux axes (observation de la Terre et approches intégrées des milieux et des sociétés) pour approfondir et développer des méthodes d'analyse spatiale dans un souci d'opérationnalité ;
- les activités de service pour répondre aux questions de développement en milieu tropical notamment au travers d'appui aux équipes internes IRD, de formation, d'expertise et de valorisation.

Le Laboratoire Régional de Télédétection (LRT), créé en 1994 en Guyane dans le cadre du XI^{ème} Contrat de Plan Etat Région pour mettre en place un pôle de compétence en télédétection, a été intégré en 2002 à l'unité ESPACE de l'IRD. Le LRT a développé au travers du programme de recherche XI^{ème} CPER-FEDER des partenariats étroits avec des équipes de recherches travaillant sur la dynamique des côtes influencées par l'Amazonie. Ces équipes nationales (autres Unités de l'IRD, autres Instituts de recherche où Universités) et internationales (essentiellement au Nord du Brésil : Macapa, Belém, São Luis) sont fédérées dans le cadre du réseau de recherche ECOLAB qui a pour objectif l'étude des littoraux sous influence de l'Amazonie.

L'Unité ESPACE coordonne le projet AGIL (Aide à la Gestion Intégrée des Littoraux) qui regroupe le CIRAD, IFREMER, BRGM, CNES, SCOT et BRLi pour structurer au plan national et dans le cadre du Réseau Technologique Terre et Espace (Ministère de la Recherche) une offre de service pour la gestion intégrée des littoraux. Les projets pilotes impliquant les gestionnaires et utilisateurs concernent les zones côtières du Languedoc Roussillon, de la Réunion. Des chantiers de mise au point méthodologique ont été mis en place en Guyane et en Nouvelle-Calédonie.

L'Unité est aussi impliquée dans le projet d'installation d'une station de réception SPOTIMAGE en bande X à Cayenne. Celle-ci, permettra d'acquérir à en Guyane les images des différents satellites SPOT ainsi que les images ENVISAT. Ces données seront tout à fait

appropriées au suivi des littoraux de la région, ce que nous allons démontrer dans de ce présent rapport.

C SYNOPSIS BIBLIOGRAPHIQUE

1) Les côtes des Guyanes – Aspects de morphodynamique sédimentaire

Les côtes des Guyanes (Augustinus, 1990; Prost, 1990) comme celles de la Floride de l'ouest (Price, 1955), du nord-est australien (Davies, 1980) et de certaines parties d'Afrique de l'ouest (Anthony, 1990) font partie des rares vraies côtes à cheniers au monde. Ces dernières sont des côtes vaseuses, progradantes, généralement de basse énergie qui peuvent connaître des épisodes de processus hydrodynamiques de forte énergie contrôlés par la houle (Anthony, 1990). Des cordons sableux appelés cheniers sont alors construits à partir de matériel grossier (sables, coquillages). Lorsque le régime hydrodynamique redevient normal, ils sont isolés par un nouveau processus de progradation vaseuse (voir figure 2)

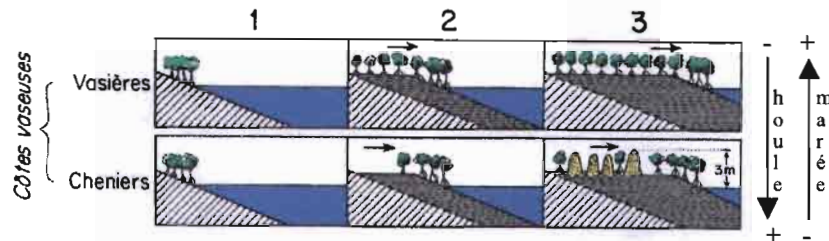


Figure 2 : Passage des vasières aux cheniers marqué par une dominance croissante des processus dus aux vagues (d'après Anthony, 1990).

L'origine des sables qui composent les cheniers est locale (Pujos *et al*, 1990 et 2001). Cependant l'apport actuel des fleuves guyanais en sable ne semble pas suffisant (Fritsch, 1984, Lointier et Prost, 1988a) pour maintenir les accumulations sableuses à la côte et former de nouveaux cheniers de grande ampleur. Aujourd'hui, le développement de cheniers sur le littoral de la Guyane est quasiment nul. Les côtes sableuses visibles actuellement sont pour la plupart d'anciens cordons (Holocène) en érosion sous l'action de la houle. Toutefois, dans certains cas, des cheniers sont en place (exemple de la Pointe Macouria, à l'estuaire du fleuve Sinnamary, dans l'ouest guyanais). De taille réduite (cordons minces), ils se forment à partir du remaniement de petites quantités de sables enfermées dans les bancs ou apportées directement aujourd'hui par les cours d'eau. Seules les sables anciens répartis sur le plateau continental sont fossilisés (Pujos *et al*, 1985) - d'où l'absence d'une progradation sableuse à grande échelle.

Sans apport de sable massif, la dynamique sédimentaire du littoral de la Guyane est essentiellement vaseuse.

2) Les origines de la dynamique et les répercussions geomorphologiques

Les côtes des Guyanes, de l'état d'Amapá au nord du Brésil jusqu'au delta de l'Orénoque au Venezuela sont les côtes vaseuses les plus étendues au monde (Allison *et al*, 2000). Elles sont considérées par certains auteurs comme étant un delta atténué de l'Amazone (Rine et Ginsburg, 1985).

La dynamique côtière de cette région située au nord-est de l'Amérique du sud est largement dominée par les interactions entre les houles, les courants côtiers et les sédiments provenant de l'embouchure de l'Amazone (Figure 2). La fréquence et l'intensité des apports

sédimentaires sont variables, fortes en saison des pluies (janvier-juin) avec un maximum en avril-mai et plus faible en saison sèche (juillet-décembre) avec un minimum en août-septembre (NEDECO, 1968; Allersma, 1971; Rine et Ginsburg, 1985).

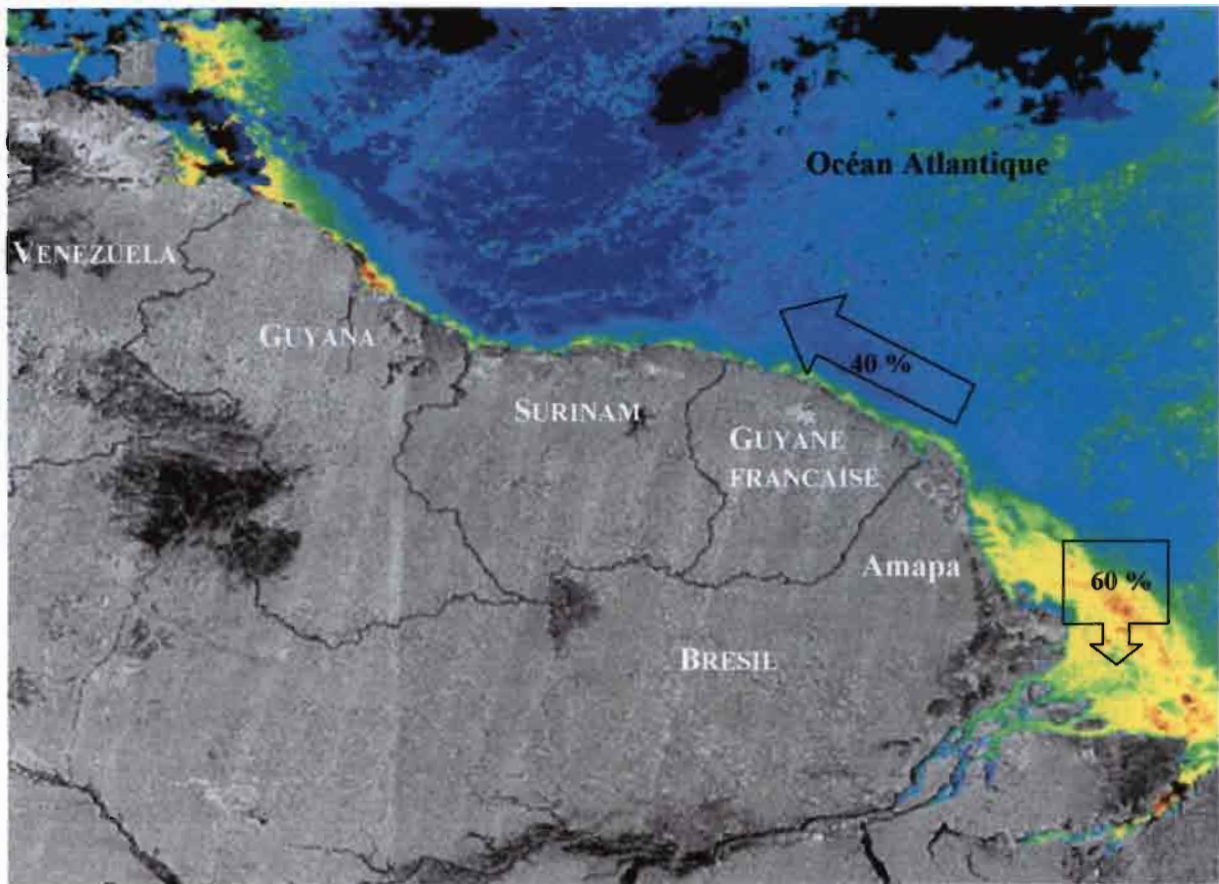


Figure 3 : La dynamique sédimentaire de l'Amazonie à l'Orénoque. Image multi-capteurs : sur l'océan synthèse multi-dates d'indice de turbidité sur 3 images NOAA (acquises au LRT), octobre 1999. Sur le continent la mosaïque d'images radar J-ERS acquises en 1995 permet d'obtenir des informations sur les formations constituant le plateau des Guyanes.

La décharge sédimentaire de l'Amazonie a été estimée à 1,2 milliard de tonnes/an (Meade *et al.*, 1985). Quarante pour cent de ces sédiments (soit 480 millions de tonnes) migrent vers le nord ouest, le long des côtes des Guyanes dont la moitié en suspension dans les eaux côtières, et l'autre moitié sous la forme de vastes bancs de vase accolés à la côte (Wells et Coleman, 1981). Ces bancs de vase se forment le long de la côte nord ouest de l'Etat d'Amapá au Brésil (Allison *et al.*, 2000). Ils migrent ensuite le long des côtes de la Guyane française, du Surinam, du Guyana jusqu'au delta de l'Orénoque au Venezuela (Warne *et al.*, 2002). Depuis l'Holocène, ce système de dispersion des vases de l'Amazonie influe sur la morphologie des côtes de la Guyane française : l'envasement du littoral et la prépondérance des apports d'origine amazonienne correspondent en effet à la remontée flandrienne de l'Holocène inférieur (Prost, 1986). L'environnement côtier de la Guyane a fait l'objet de nombreux travaux. Prost (1990) a caractérisé les paysages côtiers anciens en distinguant deux grandes unités : une jeune plaine côtière datant de l'Holocène, qui se situe juste derrière la côte vaseuse contemporaine, et, plus en retrait, une plaine côtière ancienne d'origine Pléistocène. La première est caractérisée par la présence de marais herbacés et de forêts marécageuses. La seconde se compose de savanes plus ou moins humides et s'étend sur 10 à 20 km dans les terres jusqu'aux contreforts du Bouclier Guyanais. La plaine côtière humide est découpée par

d'anciennes lignes de rivages sableuses Holocènes (anciens cheniers). Le littoral évolue rapidement. Il peut être vaseux ou sableux en fonction de la présence d'un banc de vase et d'une érosion intense qui attaque d'anciennes lignes de rivage. Les phases d'envasement sont caractérisées par l'installation de vastes bancs de vase qui une fois stabilisés sont colonisés par une mangrove pionnière. La phase d'inter-bancs se caractérise quant à elle par une érosion intense qui a pour effet de re-mobiliser les sables Holocènes et de former des littoraux sableux (cheniers ou cordon sableux), comme décrit auparavant.

3) Caractéristiques morphodynamiques des bancs de vase

Les caractéristiques morphologiques des bancs de vase ne sont pas bien connues. Leur morphologie apparaît comme étant très variable. Les dimensions des bancs varient : de 10 à 60 km de longueur, de 20 à 30 km de largeur et d'environ 5 mètres d'épaisseur, les espaces inter-banc sont espacés de 15 à 25 km (Froidefond et al., 1988; Allison et al., 2000). En l'état actuel des connaissances, ils peuvent être schématisés comme présenté dans la figure 4.

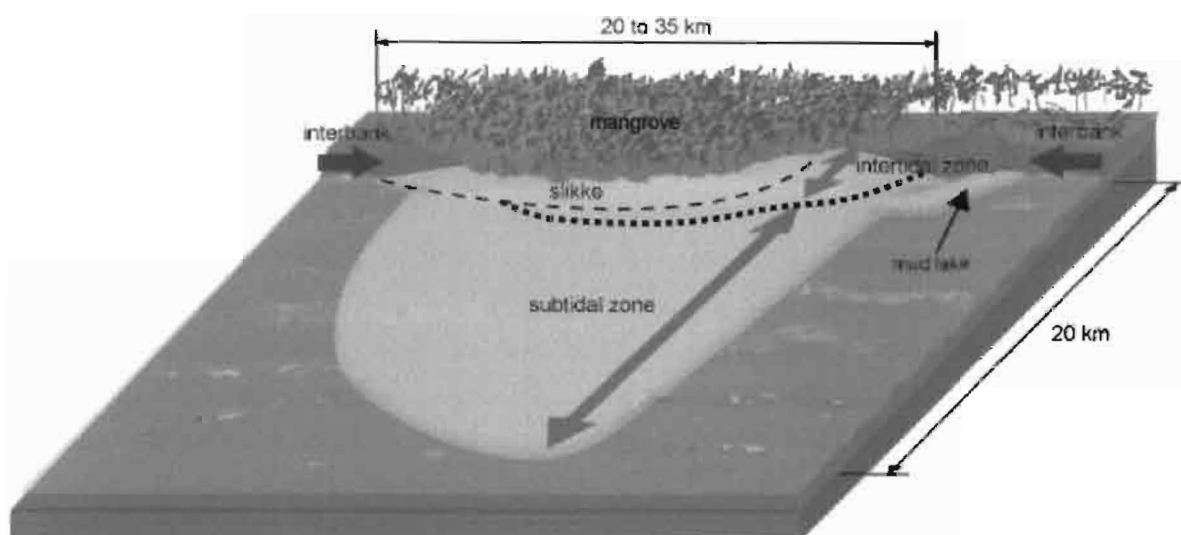


Figure 4 : Schématisation d'un banc (d'après Baghdadi et al. 2004). La partie immergée en permanence (zone sub-tidale) n'est pas précisément délimitée. L'avant du banc est constitué de vases fluides (qui constituent des lacs de vase). La zone inter-tidale, zone de balancement des marées est colonisée dans sa partie arrière par de la mangrove. De part et d'autre du banc les espaces inter-bancs sont en érosion.

Les taux de migration des bancs de vase sont aussi très variables, de moins de 0,5 km par an à plus de 5 km par an (Augustinus, 1987; Eisma et al., 1991; Froidefond et al., 1985 et 1988). Cette migration a pour principal moteur la houle générée par les vents dominants qui atteignent un maximum d'intensité entre décembre et mars (Wells et Coleman, 1981). Des récents travaux menés par Rodriguez et Mehta (1998) ont montré que le courant des Guyanes, considéré jusqu'alors comme un des principaux agents de la migration des bancs, était bien trop au large pour avoir un réel effet sur le transport des vases côtières. Augustinus (1987) a aussi montré l'importance de l'orientation de la côte par rapport à l'angle d'incidence des houles dans les variations des taux de migration. Le tableau 1 présente les caractéristiques des bancs sur les côtes des trois Guyanes.

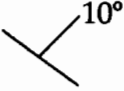
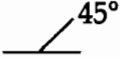
	Dates des photos	Vitesse Km/an	Angle incidence de la houle (NE)
Guyana	1942 1950 1962/1964 1972/1975 1979/1980 1984	0.5 -2.5	 10°
Surinam	1947/1948 1957 1966 1970 1981	0.5 - 5.5	 45°
Guyane française	1955 1979 1982 1984	0.3-1.4	 35° 15°
Paramètres morphologiques des bancs de vase (partie inter-tidale)		10-60 km de long 3-5 km de large 5 m épaisseur interbanc 8-26 km de long pentes : entre 1: 3000 et 1: 500 (du banc)	
Paramètres physiques communs		Marée (m): 0.6 -3.6 Houle : E NE hauteur (m) 0.5-1.5 période (s) 6-12	

Tableau 1 : Caractéristiques des bancs observées sur photographies aériennes et particularités environnementales communes aux trois pays.

Les taux de migration présentés auparavant sont le résultat de travaux utilisant des photographies aériennes. Compte tenu des contraintes d'acquisition et de traitement des photographies aériennes (contraintes climatiques, coûts élevés), l'utilisation de ces données est rendue difficile pour un suivi régulier.

A notre connaissance, depuis le travail de NEDECO (1968) aucun suivi de la migration des bancs à l'échelle régionale, c'est à dire de leur formation au Brésil jusqu'à leur disparition au Venezuela n'a été entrepris. Un tel travail permettrait de comparer simultanément, en utilisant des méthodes identiques, les taux de migration des bancs pour aider à la compréhension des variations.

4) Etudes par télédétection spatiale

Les études sur la dynamique côtière de cette région utilisant la télédétection spatiale sont réalisées essentiellement en Guyane française. Elles ont fait l'objet, soit d'études de projets pilotes de l'ESA, soit de rapports issus de contrats de consultance, soit de travaux de recherche réalisés dans le cadre de programmes nationaux (Programme National d'Environnement Côtier)

a) Etudes Projets-pilotes

Des études prospectives utilisant des données radar, dans le cadre de projets pilotes de l'ESA sont menées dans les années 1990 (Rudant *et al.* 1993, 1995). Elles montrent l'intérêt de telles images dans le contexte amazonien. Toutefois elles n'ont été que peu utilisées depuis.

b) Rapports (conventions et stages d'étudiants)

La plupart des travaux réalisés ont fait l'objet de convention entre l'ORSTOM et le Conseil Régional de la Guyane (Lointier et Prost, 1988b) et entre l'ORSTOM et EDF (LRT, 1997). Ces travaux ont montré les potentialités des images de télédétection spatiale pour suivre les évolutions morphologiques du littoral. De la même façon des rapports de stage dont celui de Lebourgeois (2002) ont étudié ponctuellement l'évolution d'une partie du littoral.

c) Travaux issus de programmes de recherche

Dans le cadre du Programme National d'Environnement Côtier des travaux utilisant la télédétection spatiale se sont intéressés à la turbidité des eaux côtières (Froidefond *et al.* 2000 et 2001). Des travaux utilisant des images radars pour étudier la dynamique des bancs de vase sont en cours de réalisation dans le PNEC par les équipes du BRGM d'Orléans (Baghdadi *et al.*, 2004).

Toutefois la dynamique des bancs de vase à proprement parlé n'a été que peu étudiée par télédétection spatiale et surtout n'a jamais été étudié avec plus de 15 années de recul.

Les travaux les plus significatifs qui ont quantifié cette dynamique sont ceux cités auparavant utilisant des photographies aériennes.

2 - MATERIELS ET METHODES POUR SUIVRE L'EVOLUTION DU LITTORAL

Dans le rapport intermédiaire, nous présentions la méthode développée et utilisée pour quantifier la dynamique côtière sur le littoral de Kourou (Gardel et Gratiot, 2003). Cette méthode est rappelée dans le présent rapport. Plusieurs sites en plus de Kourou sont étudiés dans l'objectif de comprendre le rôle des particularités géomorphologiques locales dans la dynamique littorale. La méthode est appliquée à trois autres sites du littoral guyanais : le littoral de Mana, celui de Sinnamary et celui de Kaw. Les caractéristiques physiques des sites seront présentées dans ce chapitre.

Au total, 59 images couvrant une grande partie du littoral guyanais sont utilisées dans cette étude. Un tel nombre donne un aperçu des possibilités que la station de réception d'images SPOT qui devrait être installée en Guyane offrira en terme de surveillance du domaine côtier.

A – LES SITES D'ETUDE

Les principales caractéristiques géographiques de chacun des sites sont présentées brièvement ici.

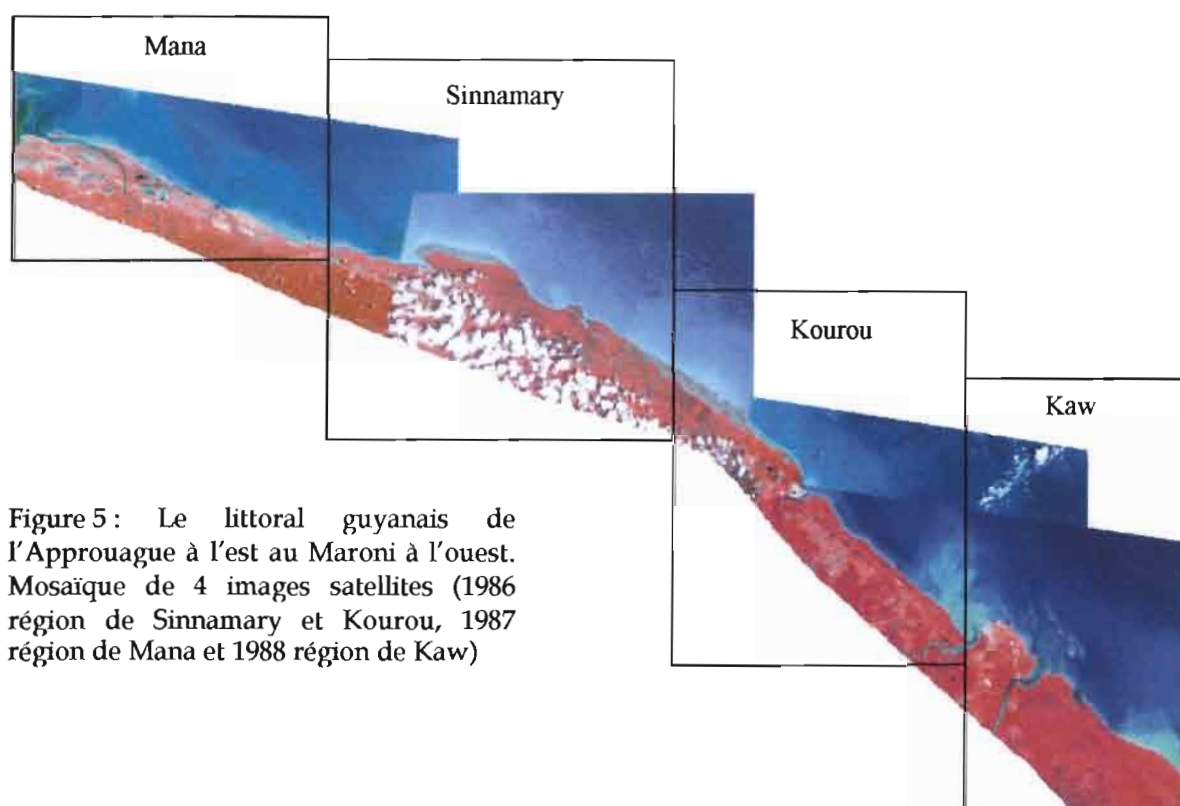


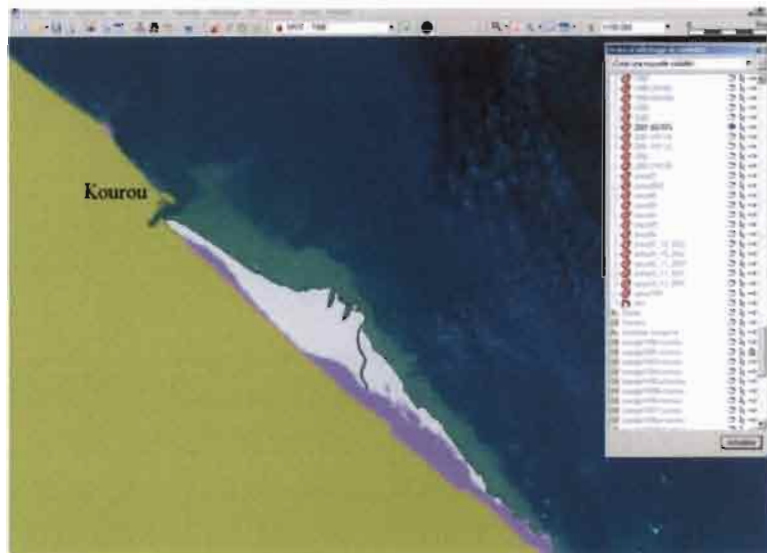
Figure 5 : Le littoral guyanais de l'Approuague à l'est au Maroni à l'ouest. Mosaïque de 4 images satellites (1986 région de Sinnamary et Kourou, 1987 région de Mana et 1988 région de Kaw)

1) Le littoral de Kourou

Depuis la rivière de Cayenne, délimitant l'Île de Cayenne dans sa partie occidentale jusqu'au littoral du CSG, la côte est quasiment linéaire, avec une orientation relativement homogène, de l'ordre de 15° (voir Figure 6). Les deux principaux cours d'eau (le fleuve Kourou et la rivière de Cayenne) ont une sortie directe en mer (c'est à dire que ces estuaires ne présentent pas de déviation vers le nord-ouest comme l'ont la plupart des estuaires guyanais). Ceci est dû aux affleurements du socle de la pointe des Roches et de l'Île de Cayenne, qui stabilisent ces deux embouchures. Par ailleurs, de nombreux hauts fonds rocheux sont présents de part

et d'autre de l'estuaire du fleuve Kourou. Ces affleurements ne sont pour la plupart pas répertoriés sur les cartes marines ; certains d'entre eux ont pu être localisés à partir des images satellites ; ils sont reportés sur la Figure 28.

Figure 6 : Le littoral dans la région de Kourou. Les trois thèmes extraits des images sont représentés (gris : vase, mauve : mangrove, moutarde : trait de côte).

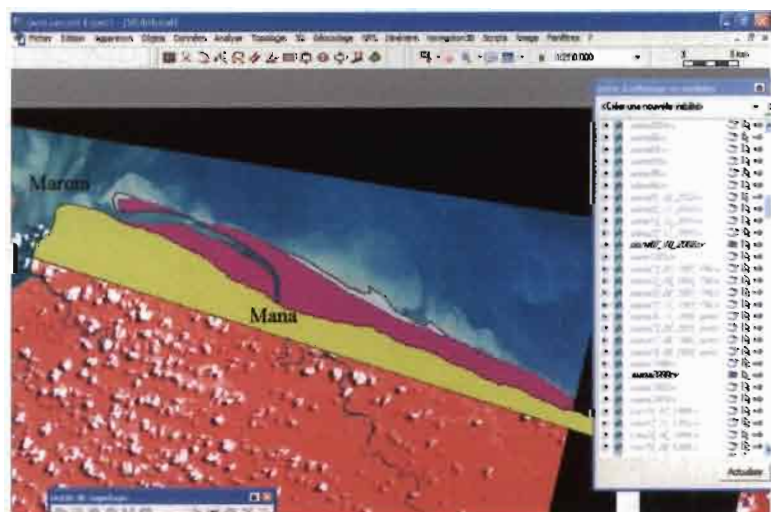


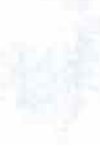
2) Le littoral de Mana

Le site de Mana dans l'ouest subit une érosion intense depuis plusieurs décennies. L'orientation de la côte dans cette région diffère du reste de la Guyane (35° contre 15° ailleurs) et annonce l'orientation est-ouest de la côte surinamaïse. L'analyse des images satellites ne révèle pas la présence de hauts fonds rocheux dans la région. Il est à noter que l'estuaire de la Mana, d'orientation sud-est nord-ouest, est en profonde modification depuis une dizaine d'années (érosion de la Pointe Isère et ouverture d'une brèche). Aujourd'hui, les rizières sont menacées (déjà 500 hectares sont abandonnés à la mer) ainsi que le village de Awala-Yalimapo (école emportée, cimetière et stade de football menacés).

Nous disposons sur ce site de 10 images satellites (3 landsat TM et 7 SPOT dont 3 achetées grâce à un bon ISIS).

Figure 7 : Le littoral dans la région de Mana. Les trois thèmes extraits des images sont représentés (gris : vase, mauve : mangrove, moutarde : trait de côte). A noter que les rizières et marais sub-côtiers sont intégrés dans le thème mangrove.

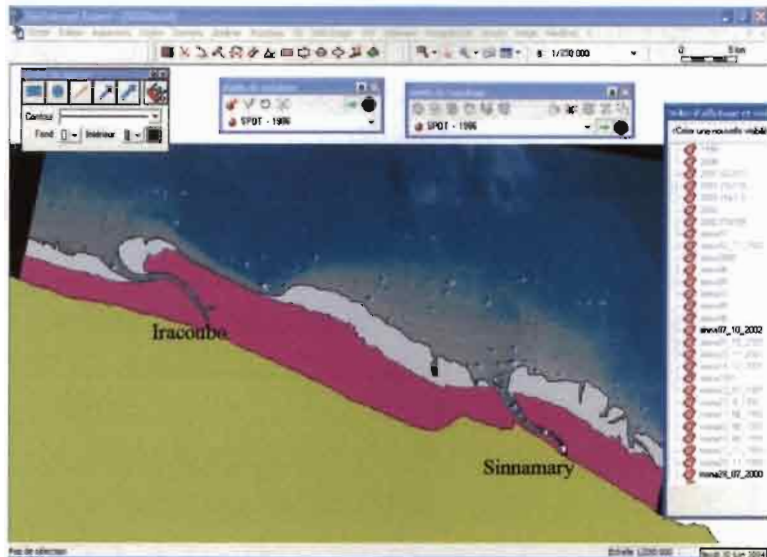




3) Le littoral de Sinnamary

En termes de dynamique sédimentaire et de dynamique de la mangrove, le site de Sinnamary est, tout à fait original. Effectivement, c'est au niveau de l'estuaire du fleuve Iracoubo que l'orientation de la côte guyanaise change. On trouve dans la région les bancs de vases les plus étendus mais aussi les forêts de mangrove les plus importantes (estuaire commun de la Counamama et de l'Iracoubo) de Guyane. Les estuaires ont une orientation sud-est nord-ouest. Tout comme celui de Mana, l'estuaire du fleuve Sinnamary a connu l'ouverture d'une brèche. Actuellement la mangrove d'Iracoubo subit une érosion importante. Le littoral au sud-est de Sinnamary est jonché de hauts fonds rocheux dont les « battures de la Malmanoury ».

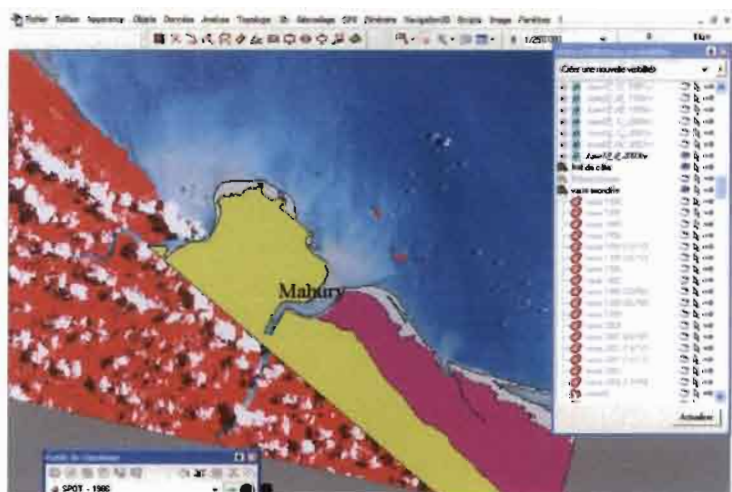
Figure 8 : Le littoral dans la région de Sinnamary. Deux importants estuaires sont présents dans cette région : Iracoubo-Counamama et Sinnamary.



4) Le littoral de Kaw

Le littoral de la région de Kaw, au sud-est de l'Île de Cayenne, se situe entre deux estuaires majeurs, à savoir l'Approuague et le Mahury. Tout deux présentent une sortie directe orientée « sud-nord ». Situé à mi-distance du littoral, l'estuaire de la rivière de Kaw est de moindre importance avec des débits de quelques dizaines de m³/s. Il présente une orientation sud-est nord-ouest, comme la plupart des embouchures guyanaises (Mana, Sinnamary, Iracoubo). Sur ce site aussi, une brèche a été ouverte il y a une dizaine d'années par l'érosion. Les mangroves de Kaw sont elles aussi étendues et anciennes (en arrière mangrove).

Figure 9 : Le littoral dans la région de Kaw.



B - DE LA DONNEE BRUTE A L'INFORMATION THEMATIQUE**1) Données utilisées**

Sur la période 1986 à 2003, nous avons pu disposer de 17 images SPOT et d'une image LANDSAT pour couvrir (voir Tableau 2 et Figure 5) le site de Kourou. Au total, 18 images dont quatre LANDSAT ont été utilisées pour le site de Sinnamary, 10 images dont quatre LANDSAT pour le site de Mana et 8 images dont 1 LANDSAT pour le site de Kaw.

Cinq images acquises sur le site de Kourou à un mois d'intervalle et à des hauteurs de marée différentes ne sont pas utilisées dans ce volet et seront présentées dans le dernier chapitre.

n° image	Région	images	date	heure	niv. Marée***
1	Kourou	SPOT	20-oct-86	11h16	1,28
2	Kourou	SPOT	17-nov-91	11h13	2,4
3	Kourou	SPOT	02-oct-93	10h56	1,14
4	Kourou	SPOT	30-août-94	11h12	2,28
5	Kourou	SPOT	16-oct-95	10h49	2,35
6	Kourou	SPOT	26-oct-95	10h57	1,14
7	Kourou	SPOT	28-sept-96	10h55	0,86
8	Kourou	SPOT	02-sept-97	11h20	0,97
9	Kourou	SPOT	20-juin-98	10h57	2,11
10	Kourou	SPOT	06-sept-98	10h57	0,74
11	Kourou	SPOT	09-mai-99	10h45	2,65
12	Kourou	SPOT	07-févr-00	11h16	1,2
13	Kourou	SPOT	02-juil-01	10h49	1,58
14	Kourou	SPOT	14-oct-01	10h49	1,4
15	Kourou	SPOT	14-déc-01	11h16	1,28
16	Kourou	SPOT	05-aout-02	11h15	1,78
17	Kourou	Landsat	19-sept-02	10h00	1,05
18*	Kourou	SPOT	13-août-03	11h18	0,87
19	Sinnamary	SPOT	20-oct-86	11h17	1,28
20	Sinnamary	Landsat	23-juil-87	10h00	1,61
21	Sinnamary	SPOT	27-oct-89	11h05	1,53
22	Sinnamary	SPOT	06-sept-91	10h58	1,23
23	Sinnamary	SPOT	17-juin-92	11h17	1,67
24	Sinnamary	Landsat	22-sept-92	10h00	2,23
25	Sinnamary	SPOT	28-oct-93	10h56	1,51
26	Sinnamary	SPOT	03-août-95	11h12	2,35
27	Sinnamary	SPOT	28-sept-96	10h55	0,86
28	Sinnamary	Landsat	03-août-97	10h00	1,67
29	Sinnamary	SPOT	02-sept-97	11h20	0,97
30	Sinnamary	Landsat	21-nov-99	10h00	1,44
31	Sinnamary	SPOT	08-févr-00	10h57	1,45
32	Sinnamary	SPOT	23-nov-01	11h19	2,47
33	Sinnamary	SPOT	14-déc-01	11h16	1,28
34*	Sinnamary	SPOT	26-juil-02	11h07	1,73
35	Sinnamary	SPOT	01-oct-02	11h19	2,29
36	Sinnamary	SPOT	07-oct-02	11h04	0,75
37	Mana	Landsat	23-juil-87	10h00	1,61
38	Mana	SPOT	17-juin-92	11h17	1,67
39	Mana	Landsat	22-sept-92	10h00	2,23
40	Mana	Landsat	03-août-97	10h00	1,67
41*	Mana	SPOT	10-août-98	11h17	1,52

42	Mana	Landsat	21-nov-99	10h00	1,44
43	Mana	SPOT	28-juil-00	11h09	2,04
44	Mana	SPOT	23-sept-01	10h53	3,06
45*	Mana	SPOT	26-juil-02	11h07	1,73
46*	Mana	SPOT	26-août-03	10h53	1,38
47	Kaw	Landsat	18-juil-88	10h00	2,48
48**	Kaw	SPOT	17-nov-91	11h13	2,48
49**	Kaw	SPOT	20-juin-98	10h57	2,02
50**	Kaw	SPOT	15-août-99	11h00	2,05
51**	Kaw	SPOT	05-dec_00	11h00	2,64
52	Kaw	SPOT	14-déc-01	11h16	1,16
53**	Kaw	SPOT	05-aout-02	11h15	1,76
54**	Kaw	SPOT	13/08/2003	11h18	1,19

Tableau 2 : liste des images utilisées dans l'étude sur la cinétique côtière. * images acquises grâce à un bon ISIS, ** images acquises dans le cadre du chantier PNEC-Guyane grâce à des bons ISIS. *** prévision du SHOM.

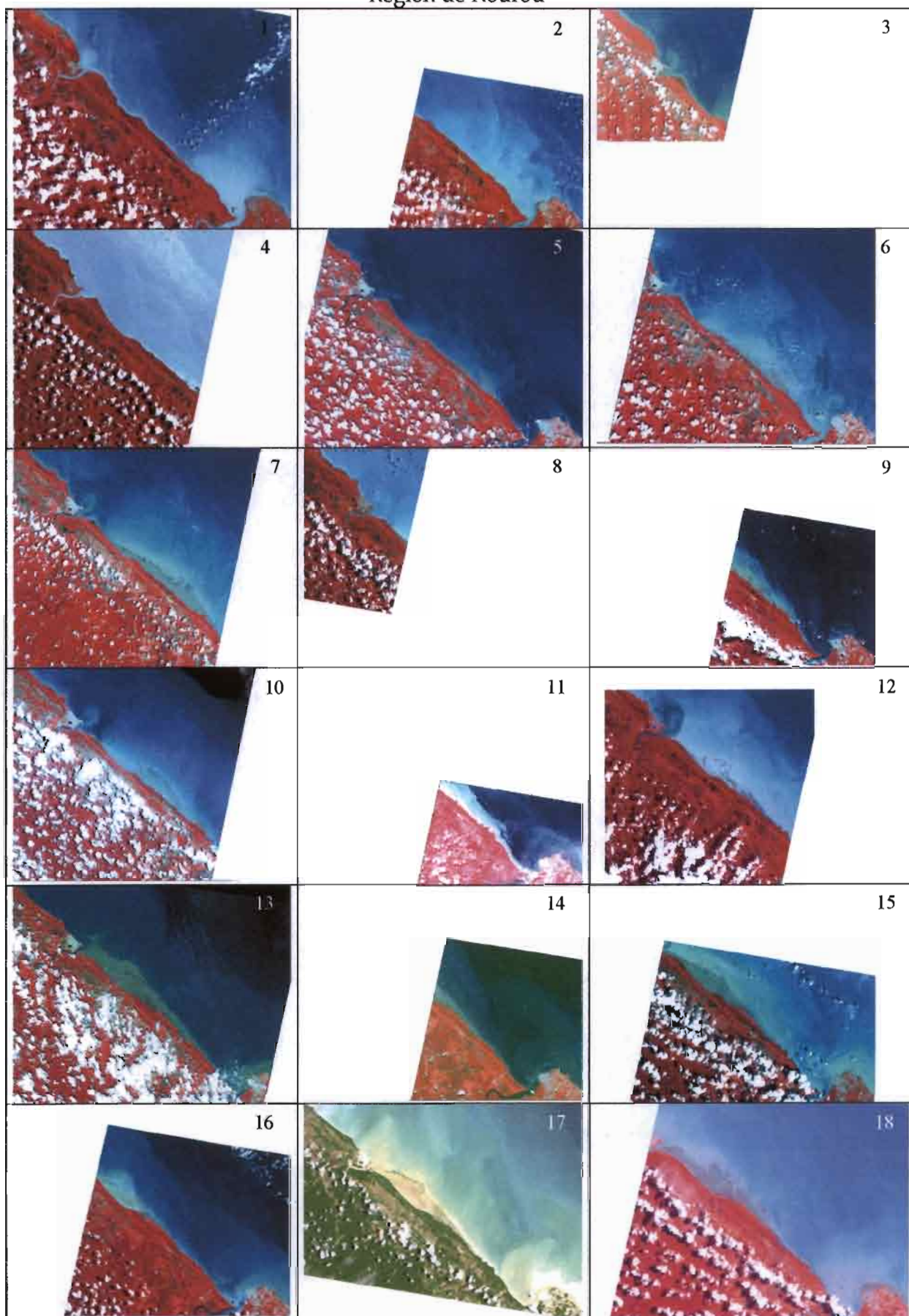
2) Caractéristiques des données

Les capteurs optiques à haute résolution tel que SPOT et LANDSAT acquièrent des images dans les longueurs d'ondes du visible et de l'infra-rouge (bande xs1: 500-590 nm; bande xs2: 610-680 nm; bande xs3: 780-890nm; bande xs4: 1580-1750nm pour SPOT en mode multi-spectral). Les résolutions spatiales des données utilisées (de 2.5 à 20 mètres pour SPOT et 30 mètres pour LANDSAT) sont suffisantes pour étudier le littoral. Les contraintes climatiques en Guyane peuvent limiter l'utilisation des images optiques. Toutefois, à l'heure de passage de SPOT (14h00 TU) et de LANDSAT (13h00 TU), le fringe côtière est souvent dégagée de nuages du fait des alizés.

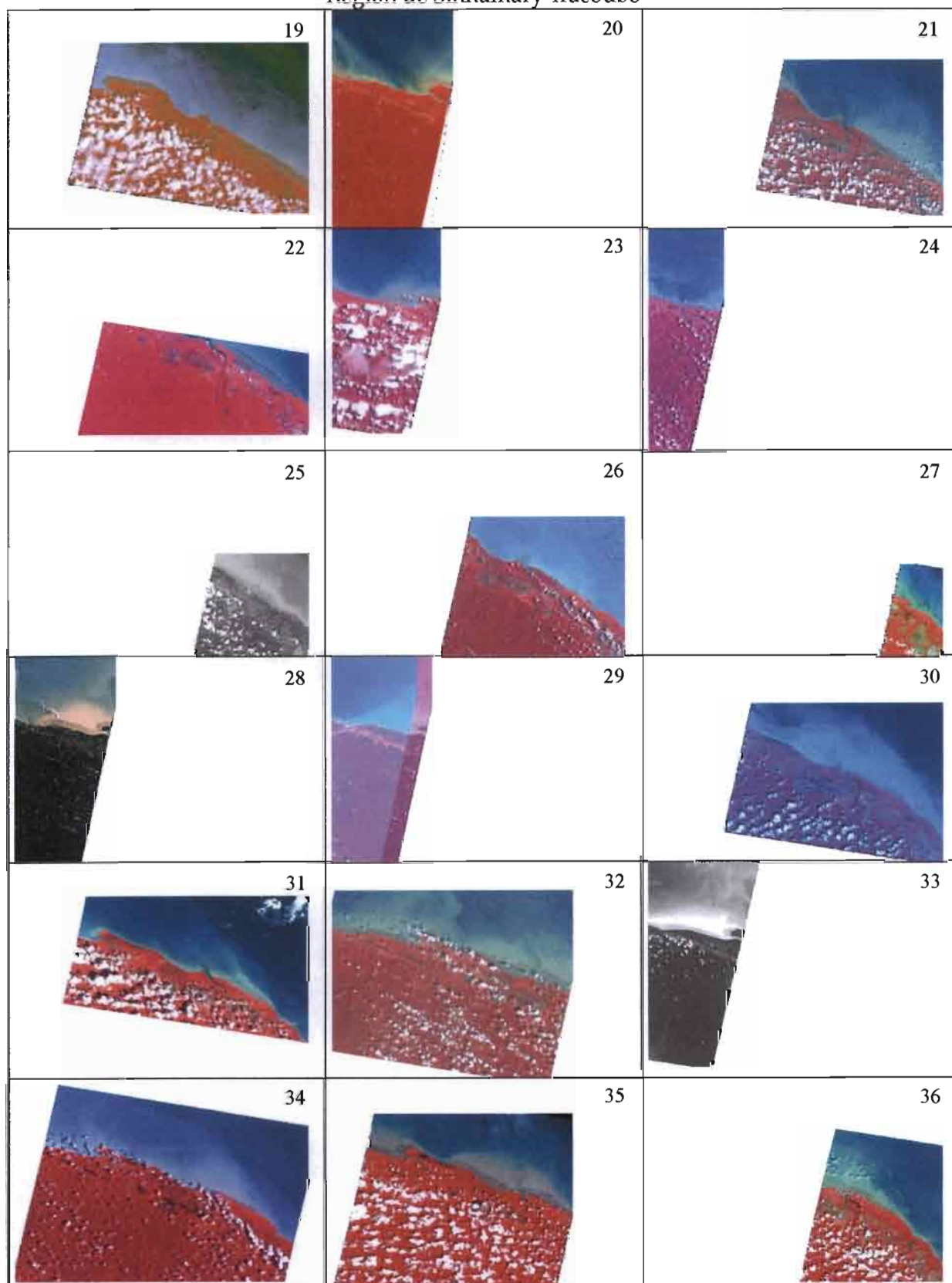
3) Pré-traitements sur les données

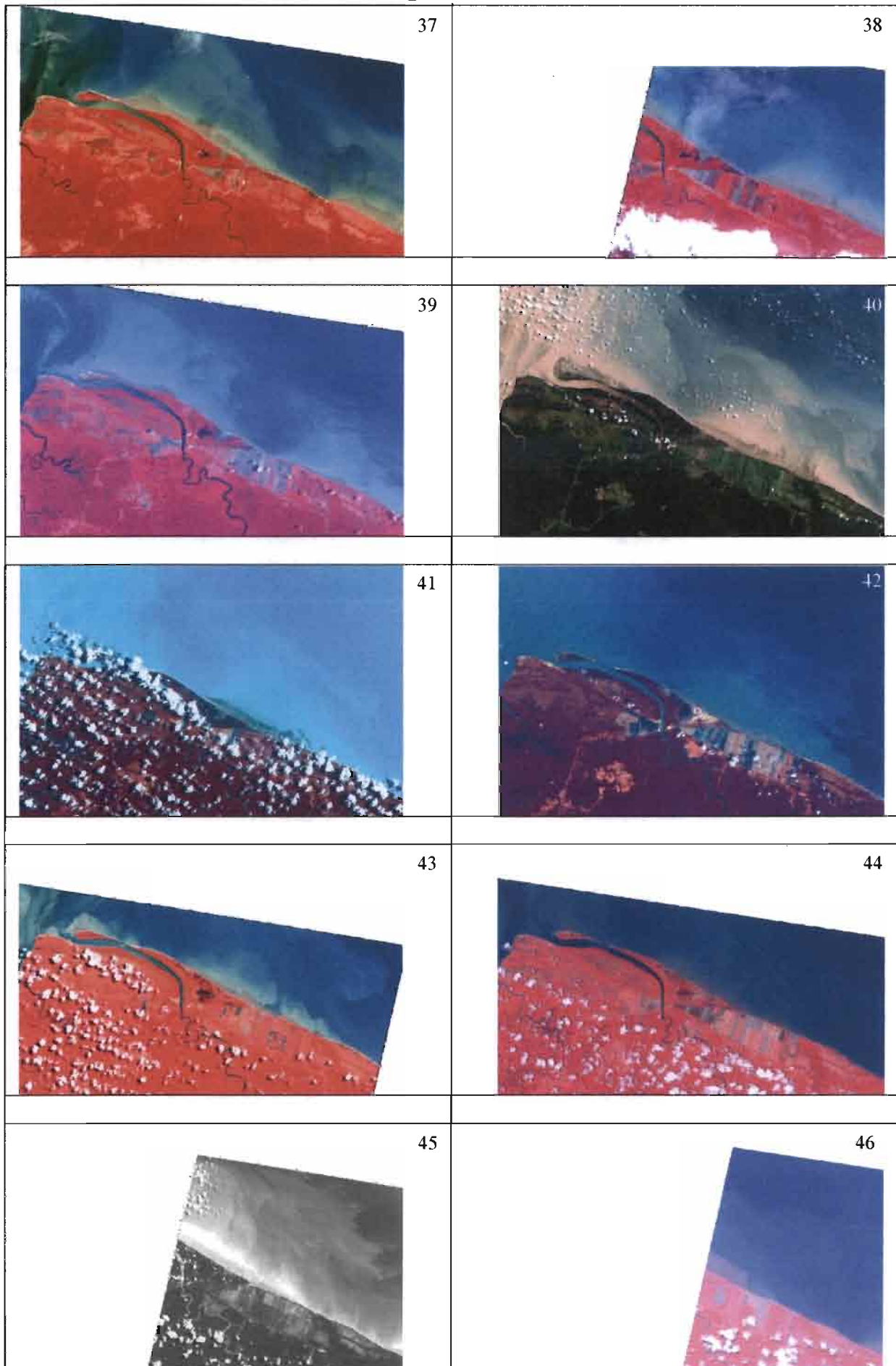
Toutes les images sont corrigées géométriquement, informées dans un même référentiel cartographique (WGS84) et sont projetées en UTM Nord Zone 22. Ces pré-traitements sont réalisés sous le logiciel de traitement d'images ER Mapper (©) software version 6.21. Les images géoréférencées sont ensuite intégrées dans un système d'information géographique (GeoConcept ©).

Région de Kourou



Région de Sinnamary-Iracoubo





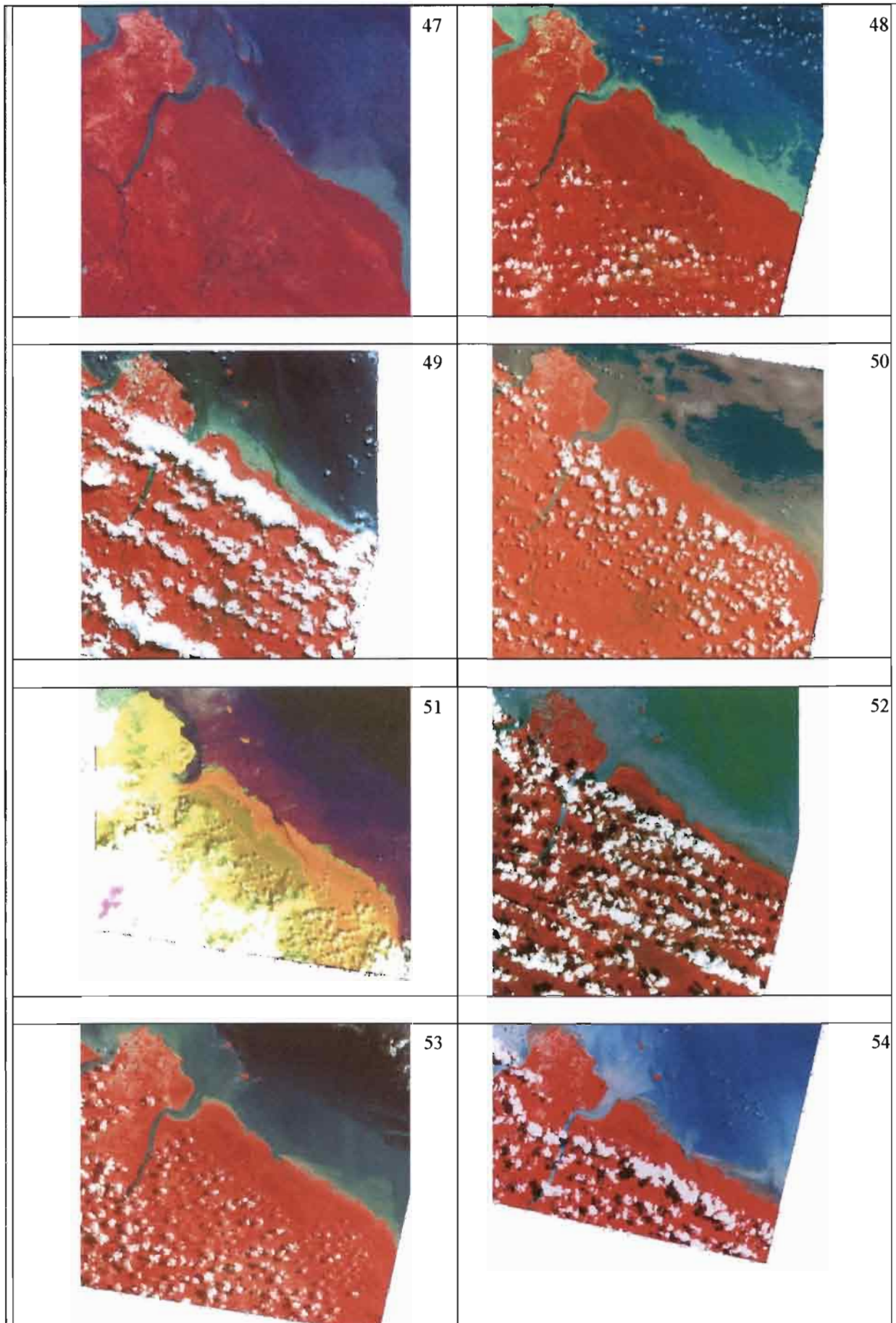


Figure 10 : images SPOT et Landsat utilisées dans l'étude. Les numéros renvoient au tableau 2

C - EXTRACTION DES THEMES D'ETUDE

1) Définition des thèmes d'étude.

Deux thèmes ont été identifiés pour suivre la cinétique du littoral à différentes dates : la mangrove et la vase inter-tidale. L'objet "trait de côte stable" est aussi considéré pour l'étude. Ils sont représentés dans la figure suivante

- La définition d'un "**trait de côte stable**", qui servira de référence pour suivre l'évolution littorale, n'est pas évidente en Guyane compte tenu des profondes modifications morphologiques du littoral. Nous avons choisi de prendre le premier cordon holocène se trouvant en arrière de la mangrove. Nous verrons par la suite que ce trait de côte subit depuis peu une érosion importante dans la région nord ouest du site de Kourou.
- Le thème "**mangrove**" correspond à la végétation se trouvant entre le cordon et l'océan. Cette végétation se développe dans la zone inter-tidale du banc de vase. Les peuplements forestiers qui constituent la mangrove sont souvent homogènes et sont donc facilement identifiables puisqu'elles présentent des signatures de réflectance marquées.
- Le thème "**vase**" correspond à la partie inter-tidale du banc étant exondée lors de la prise d'image. Sur les images de télédétection il n'est pas possible de délimiter les bancs de vase dans leur partie sub-tidale. Seules des campagnes de bathymétrie couplées à des traits de bennes (pour déterminer la concentration de la vase) permettent de délimiter le banc au large (Gratiot *et al.* 2003). La partie inter-tidale, c'est à dire émergée à marée basse, est donc la seule partie du banc qui peut être suivie sur les données de télédétection (images et photos).

2) Extraction des thèmes sur les images. Système d'Information Géographique

Les thèmes d'étude sont extraits selon une méthode manuelle qui consiste à interpréter les images et à numériser les limites des objets. Ce travail est réalisé à chaque date. Ainsi dans le SIG nous disposons pour chaque image d'une couche (polygone) représentant le thème mangrove et d'une couche représentant le thème vase inter-tidale (voir Figure 11). Chacune des couches contient les informations sur sa surface, sa position, sa longueur.

Figure 11 : Les couches d'information dans le SIG sur le littoral de Kourou (en gris la vase inter-tidale en 1998 et transparence en 2002, en mauve la mangrove en 1998)



Cette méthode est choisie pour sa simplicité et sa bonne reproductibilité (utile pour actualiser dans l'avenir le SIG avec de nouvelles données). Cette méthode est aussi retenue puisque les réponses spectrales des vases inter-tidales peuvent dans certains cas (période de forte activité hydrodynamique) être confondues avec des eaux très fortement chargées en sédiments et ne peuvent donc pas être extraites automatiquement (par classification). Seules les méthodes de photo-interprétations permettent alors d'extraire de façon objective les limites de la vase émergée.

Les deux thèmes (mangrove et vase inter-tidale) ne peuvent pas être étudiés selon une seule et même méthode.

Pour le thème mangrove, l'analyse spatiale est réalisée directement à l'aide du SIG. Le littoral d'étude est découpé en 10 secteurs de taille identique. Les surfaces de mangrove (contenues dans les attributs des couches) sont alors suivies dans chaque secteur et à chaque date. Des requêtes topologiques permettent d'extraire par intersection de polygones, les surfaces par secteurs. Cette analyse par SIG n'est pas possible avec les surfaces de vase inter-tidale brutes extraites sur les images, compte tenu des hauteurs de marées différentes aux dates et heures d'acquisition des images. Afin de contourner le problème une méthode dite matricielle a été développée. Elle repose sur la standardisation des données par traitement mathématique. Cette méthode sera décrite après avoir présenté les sites d'étude.

D - METHODE POUR SUIVRE LA CINETIQUE DES BANCS DE VASE

Ce travail a fait l'objet de l'article, "A satellite imagery-based method for monitoring mud bank migration rates, French Guiana, South America" *Journal of Coastal Research* vol. 20, n°3 à paraître, qui est présenté en annexe I.

Les étapes de la méthode sont présentées exclusivement sur le site de Kourou. L'analyse utilise les polygones des thèmes extraits dans l'analyse par SIG. La méthode fournit non seulement un outil de visualisation en trois dimensions de l'évolution spatio-temporelle de ces thèmes mais également un outil de quantification des taux de migration des bancs et d'avancée (ou recul) végétal.

La méthode développée se décompose en trois étapes.

1) Changement de repère

La première étape consiste à projeter les données dans un nouveau référentiel x, O, z qui a son origine à l'extrême nord-ouest de la région d'étude (Figure 12a, 'x') et qui a son axe des abscisses orienté le long de la côte. Un algorithme mathématique est alors appliqué afin de calculer les distances entre le trait de côte stable et les limites de la mangrove et de la vase intertidale. Ces distances sont projetées le long de l'axe des ordonnées dans le nouveau référentiel (Figure 12b).

2) Correction des effets de marée

La seconde étape consiste à corriger l'effet de marée. Pour une comparaison date à date il est nécessaire d'appliquer une correction au thème « vase inter-tidale ». Cette correction prend en compte la hauteur de marée à laquelle l'image a été acquise et la pente moyenne de la vase inter-tidale. La hauteur de marée h_{tide} est estimée par le modèle numérique de propagation de la marée du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (<http://www.shom.fr>). Les hauteurs calculées pour chaque images sont reportées dans le tableau 2, présenté précédemment. La pente moyenne de la vase inter-tidale est déduite en comparant les limites inter-tidales entre les deux images de 1995 (acquises à 10 jours d'intervalles et à des hauteurs de marée différentes). L'extension moyenne au large entre ces

deux dates est d'environ 850 m pour une variation de la marée de 1,21 m. Cette pente estimée à $\alpha \approx 1.4 \cdot 10^{-3}$, est considérée comme étant représentative de la pente moyenne à chaque date (les limites de cette estimation sont présentées ci-après). Pour une date (t) donnée, l'extension inter-tidale, IE (x,t), qui correspond à une hauteur de marée de 1 m, est calculée à partir de la relation:

$$IE(x,t) = \text{Intertidal}(x,t) + (h_{\text{tide}}(t)-1)/\alpha \quad (1)$$

A titre exemple, l'application de l'équation (1) à l'image du 07/02/01 est présentée dans la Figure 12c ('- -'). IE(x,t) correspond à une extension au large de 414 m par rapport à la limite de la vase inter tidale mesurée sur l'image SPOT.

L'application de cette correction de marée à toutes les images permet une comparaison qualitative des données. Effectivement, le manque de mesures bathymétriques permettant de lever la topographie du banc constitue une limitation importante à la méthode. La pente n'est certainement pas régulière au sein d'un même banc ni conservée dans le temps. Il est donc presque impossible de proposer une correction qui prenne en compte l'extension du banc le long de la côte sans avoir recours à des campagnes régulières de bathymétrie. Cet élément est le principal facteur limitant dans l'estimation du taux de déplacement des bancs à partir de méthodes classiques se basant sur le suivi date à date de l'avancée de l'avant banc et de l'arrière banc (Froidefond et al. 1988).

Pour contourner cette limitation, la position médiane de la partie inter-tidale du banc a été calculée avec la formule :

$$\int_0^{G(t)} IE(x,t)dx = \int_{G(t)}^{\infty} IE(x,t)dx \quad (2)$$

G correspond donc à la position sur l'axe des abscisses de la ligne "cross-shore" (extension vers le large) qui partage la partie inter-tidale du banc en deux parties d'égale surface (Figure 12c, 'o'). G est un paramètre pertinent pour suivre la migration des bancs : d'une part, il ne dépend pas de la correction de marée, d'autre part, il n'est que très peu affecté par les variations non prévisibles de l'extension "long-shore" du banc.

La méthode de correction de marée devrait être améliorée dans un avenir proche à partir du modèle numérique de terrain (MNT) réalisé dans le cadre de la convention et présenté dans la section 4 A 4.

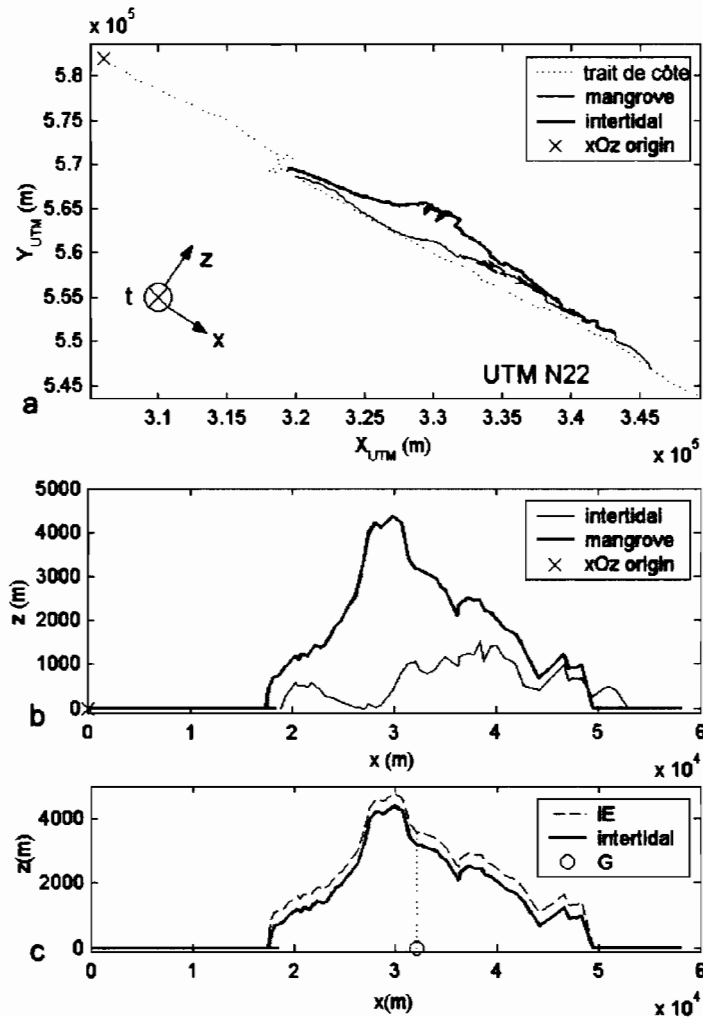


Figure 12 : Etapes de la standardisation des limites des thèmes mangrove et vase inter-tidale appliqués à l'image du 02/07/01. Les objets d'étude initialement dans une projection UTM (a) sont ensuite ramenés dans un nouveau repère (b) qui a pour origine le point (x) situé au nord-ouest de la carte (a) pour axe des abscisses les distances le long de la côte et en ordonnée la distance à la côte de la vase intertidale. (c) présente la limite corrigée de l'effet de marée IE ainsi que G, position centrale de la vase intertidale.

3) Représentation matricielle

La troisième étape consiste à projeter les données dans le système x, O, t . Toutes les dates corrigées des effets de marée sont reportées dans la Figure 8a. La matrice $IE(x, t)$ offre une vision synoptique de la migration du banc vers le nord ouest de 1991 à 2002. A ce stade, l'analyse reste limitée puisque la matrice $IE(x, t)$ n'est pas uniformément informée. Le taux de non couverture qui représente environ 23 % de la matrice $IE(x, t)$ est toutefois suffisamment bien réparti (voir figure 13 a) pour permettre une interpolation numérique de la matrice. Le résultat de l'interpolation (qui utilise triangulation cubique de Delaunay) sur les données dans une grille uniformément espacée constitue la dernière étape de la méthode matricielle. Son application est présentée dans la Figure 13 b.

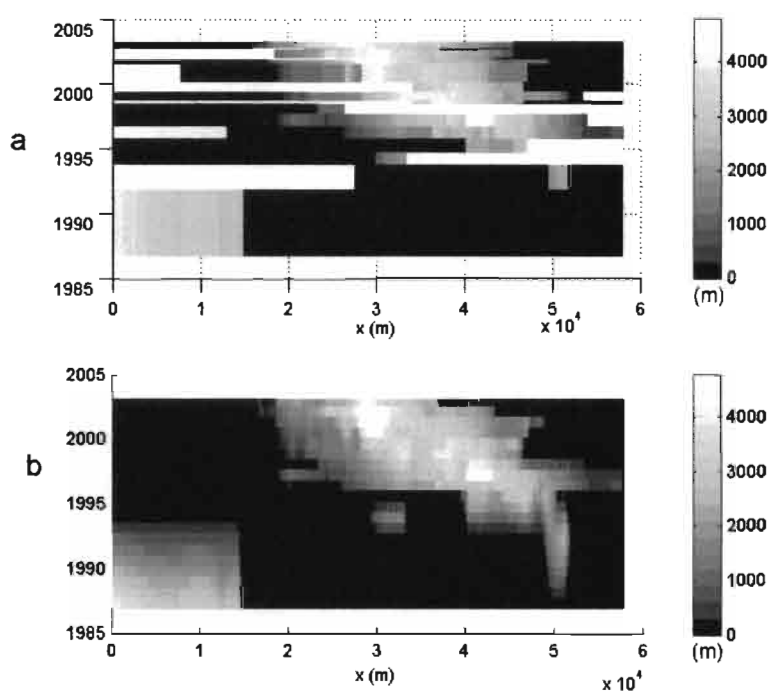


Figure 13 : Représentation matricielle des résultats standardisés (a) et interpolés (b). Le dégradé de couleurs représente la distance à la côte de la vase inter-tidale.

3 – CINÉTIQUE DU LITTORAL

Les résultats quantifient l'évolution spatio-temporelle des thèmes mangrove (depuis 1986) et vase intertidale (depuis 1991, date à laquelle apparaît le nouveau banc sur le littoral entre Cayenne et Kourou)

A DYNAMIQUE COTIERE DE KOUROU

1) Cinétique du banc de vase

La méthode matricielle peut être utilisée pour étudier les modifications de la mangrove et de la vase inter-tidale et plus généralement toutes les combinaisons mathématiques de ces deux objets d'étude. Parmi les combinaisons possibles qui peuvent être dérivées de la méthode, la surface absolue de la vase émergée, estimée en soustrayant de la zone inter-tidale la superficie couverte de mangrove tel que :

$$IE^* = IE - \text{mangrove} \quad (3),$$

se révèle être le paramètre le plus pertinent pour le suivi de la migration des bancs. L'évolution spatio-temporelle de IE^* est présentée dans la Figure 13 a. La maille de la matrice interpolée est de 200 m en abscisse et de 300 jours en ordonnée. Parmi le jeu de données disponibles 9 dates conviennent pour une estimation directe de la localisation moyenne de G (rappeler (17/11/91, 16/10/95, 26/10/95, 28/09/96, 06/09/98, 07/02/00, 02/07/01, 14/12/01, et 19/09/02)). La migration de G, visible dans la Figure 13 a ('o'), est presque continue dans le temps à l'exception de la valeur au 16/10/95 qui est localisée dans la partie droite de la matrice. Cette localisation est surprenante en comparaison à celle du 26/10/95 (10 jours plus tard) qui est dans la tendance continue de l'ensemble des dates. Cette discontinuité révèle les limites de la méthode d'estimation de la position du banc pour des images acquises à des hauteurs de marée élevées (2.35m pour l'image du 16/10/95). Dans un tel cas, la surface inter-tidale extraite des images est trop faible pour être représentative et l'estimation de G est imprécise. Cette observation nous a conduit à éliminer cette date pour l'interpolation. A l'exception de l'image du 17/11/91, les autres dates sont acquises à des hauteurs de marée suffisamment basses pour l'estimation de G (voir Tableau 2). L'image du 17/11/91 est toutefois conservée puisqu'elle contient des informations cruciales relatives à l'arrivée du banc de vase sur le site d'étude.

L'équation (2) est appliquée à la matrice interpolée $IE^*(x,t)$ afin de quantifier la position moyenne du banc pour une observation à une échelle de temps annuelle (Figure 14 a, '•'). Les taux de migration du banc, calculés à partir des mesures directes et interpolées de G ('o' et '•', respectivement) sont représentés sur la Figure 14 b. La barre d'erreur associée à la vitesse interpolée correspond à la moyenne de l'écart type qui est dérivée des méthodes d'interpolation de la matrice, linéaire, cubique et V4 (Matlab 6.0.0.88 version ©).

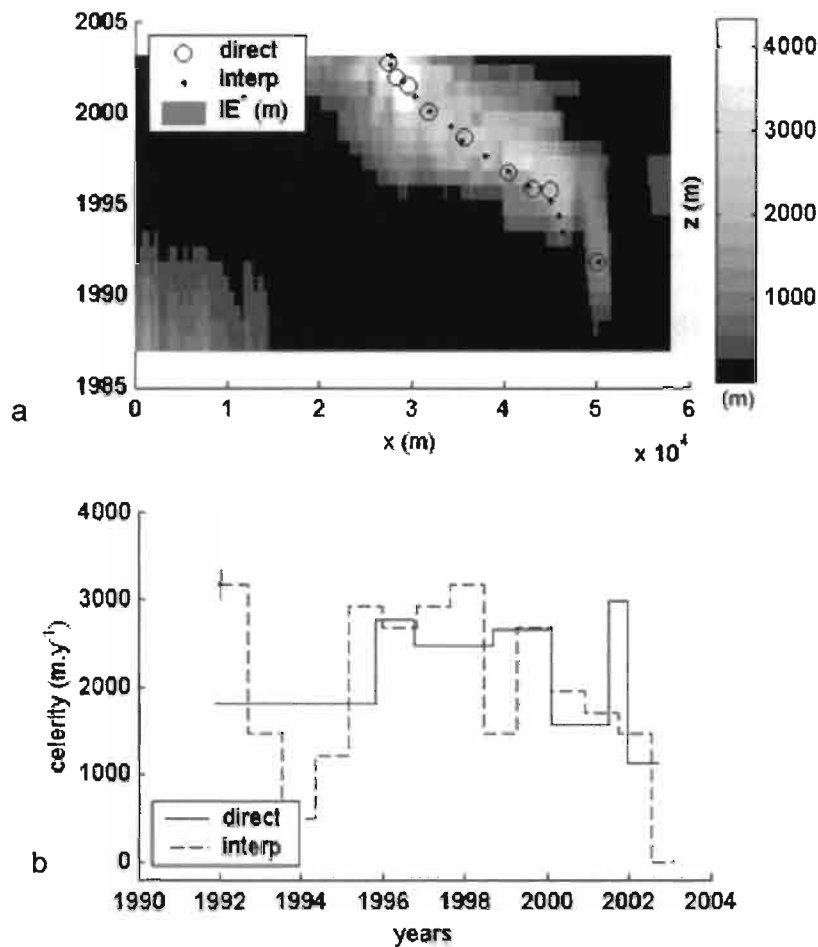


Figure 14 : a) Evolution spatio-temporelle de la zone inter-tidale du banc de Kourou (L'embouchure du fleuve se situe autour de l'abscisse $x=12km$).

b) Taux de migration estimés par mesures directes et indirectes.

Les taux de migration du banc de vase calculés à partir des mesures directes (voir Figure 14 b) mettent en évidence trois tendances importantes :

- de 1991 à 1996 le taux moyen est inférieur à 2 km/an
- entre 1996 et 2000, le taux moyen est significativement supérieur puisqu'il atteint 2,5 km/an ;
- puis, entre 2000 et 2002, le taux diminue pour être presque stoppé.

Dans le détail, et grâce à la haute résolution temporelle de la série d'image, des évènements saisonniers peuvent également être observés. Ainsi, un pic de vitesse est enregistré à plus de 3 km/an entre octobre et décembre 2001. Contrairement au problème de correction de marée rencontré lors du traitement des images d'octobre 1995 (présenté juste au dessus), ce pic ne peut être lié aux limites de correction puisqu'il est déduit à partir d'images acquises à des hauteurs très similaires (1,44 m. en octobre 2001 et 1,28 m en décembre 2001).

Cette accélération abrupte coïncide avec une arrivée précoce de la saison des plus forts vents qui s'étend généralement entre décembre et mars. L'image du 14/12/01 montre une houle importante déferlant sur une grande distance qui caractérise bien les conditions exceptionnelles de forçage rencontrées cette année là.

Ainsi, des événements très dynamiques peuvent se produire à l'échelle hebdomadaire ou saisonnière ; il conviendra de mieux les comprendre, du fait de leur impact fort sur les activités de dragage.

Les taux de migration du banc de vase, calculés à partir des mesures interpolées, apportent des informations complémentaires. Compte tenu de la résolution de 300 jours utilisée pour l'interpolation, les événements saisonniers ne peuvent pas être observés. Par contre, l'interpolation permet de reconstituer des tendances qui échappent autrement aux mesures. C'est notamment le cas du ralentissement de 1994.

Une importante extension "cross-shore" de la vase inter-tidale est visible sur les dernières années. La limite externe par rapport au trait de côte stable qui était à 2 km en 1995 est en 2002 à 4 km. Cela se traduit par des teintes claires sur la matrice présentée sur la figure 14 a. Cette extension est corrélée au ralentissement enregistré entre 2000 et 2002.

Ce ralentissement du banc, reporté dans la figure 1 4b, a probablement deux explications. La première correspond au passage du banc dans une large baie formée dans la mangrove (Figure 15, "----"). En comblant cette baie, le banc a probablement ralenti sa migration. Une seconde explication implique la présence de nombreux hauts fonds rocheux à l'approche de Kourou (Figure 15, '*'). Formant de véritables épis naturels, ces hauts fonds rocheux semblent avoir favorisé une extension vers le large du banc ralentissant sa progression le long de la côte. La partie sub-tidale du banc a pu continuer sa progression vers le nord-ouest en dépit de la présence des épis. C'est ce que semble indiquer l'analyse de l'image du 5 août 2002 (image 16 du Tableau 2). Sur cette image, les conditions d'acquisition révèlent une très forte corrélation entre la position des enrochements et un niveau de réflectance qui, selon les travaux de Gratiot *et al.* (2003) correspond aux zones proches sub-tidales, sous une profondeur d'environ 1 mètre lors de l'acquisition.

Cette hypothèse de basculement de la zone sub-tidale du banc sera discutée dans la dernière partie du rapport à la lumière des résultats obtenus dans le volet « opérationnel »

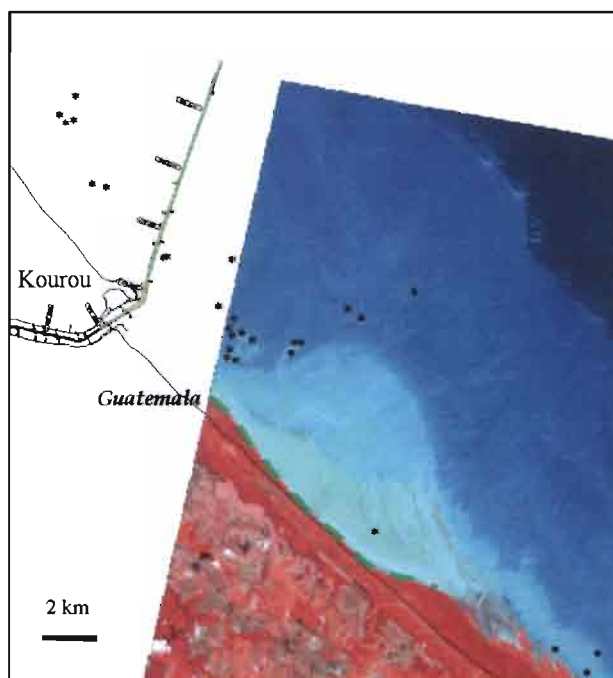


Figure 15 : Caractéristiques morphologiques locales et chenal d'accès au port de Pariacabo (en fond image SPOT du 05/08/2002). Les hauts fonds rocheux sont représentés par des étoiles noires. L'anse est visible au niveau de la route de Guatemala

2) Evolution des surfaces de mangrove

Les résultats font ressortir quatre tendances différentes qui sont représentées par les secteurs de synthèse S1, S2, S3 et S4 de la figure suivante (Figure 16).

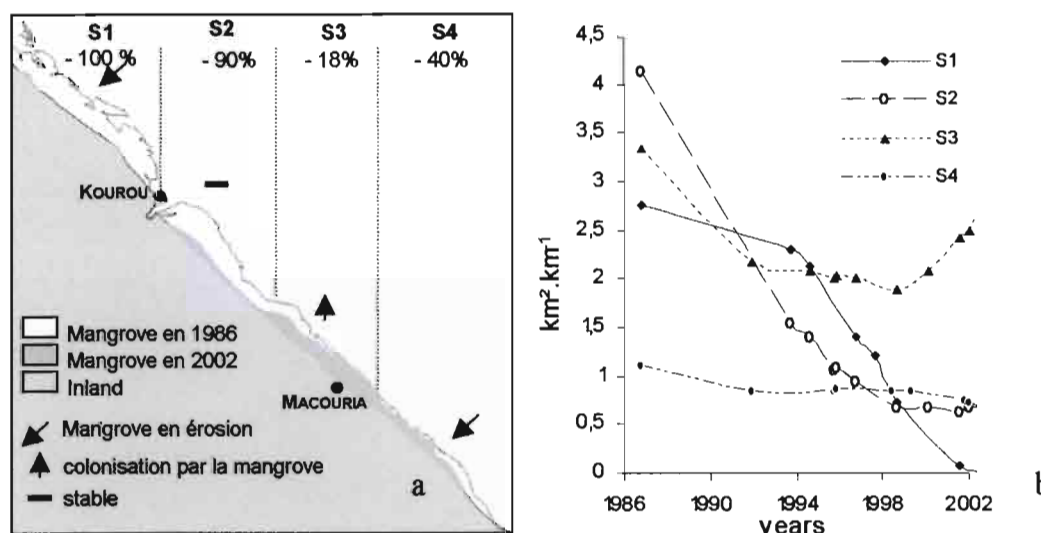


Figure 16 : (a) Dynamique de la mangrove par secteur. (b) Evolution des surfaces de mangrove sur les 4 secteurs composant le littoral d'étude.

Globalement entre 1986 et 2002, la mangrove a perdu 60 km² sous l'action de l'érosion due à la houle. Initialement, la mangrove occupait la presque totalité du littoral, en 2002 sa répartition est plus diffuse.

- Dans le secteur 1, (S1), la mangrove qui s'étendait sur 3 km au large en 1986 a totalement disparu durant la période (soit 30 km²). Aujourd'hui (2004), l'érosion continue sur cette zone et attaque le cordon holocène qui servait de référence stable.
- Au sud est de l'embouchure du fleuve Kourou (S2) l'érosion a été tout aussi intense puisque 90 % de la surface initiale de mangrove a disparu (soit 19 km²). Une frange étroite de mangrove (moins de 100 m d'épaisseur) a résisté en avant du cordon holocène. Une vaste baie s'est formée dans la mangrove dans ce secteur. Contrairement au secteur précédent, l'érosion est interrompue depuis 1998 avec l'arrivée du nouveau banc.
- Le secteur 3 (S3) a subi l'érosion jusqu'en 1991 (10 km²). Ensuite, et durant une dizaine d'années, la côte est restée relativement stable. Une re-colonisation du nouveau banc par la mangrove a débuté en 2000 et celle-ci s'est étendue de 7 km² jusqu'en 2002. Globalement cette partie du littoral a perdu 20 % de sa surface initiale.
- S4 a connu l'arrivée du nouveau banc dès 1991. Trois ans plus tard, une nouvelle mangrove s'est développée de façon limitée. Depuis, ce secteur est devenu un espace "inter-banc" en érosion, comme le S1 et les surfaces de nouvelles mangroves ont diminuées sensiblement (voir Figure 16 b). Le cordon holocène est ici aussi en érosion.

La mangrove de front de mer en Guyane (composée presque exclusivement d'*Avicennia germinans*) n'est donc pas une limite à l'érosion. N'importe quel peuplement jeune (quelques années) ou adulte (avec des arbres quelquefois supérieurs à 25 mètres) peut subir une érosion importante qui entraîne même parfois la disparition complète de vastes formations.

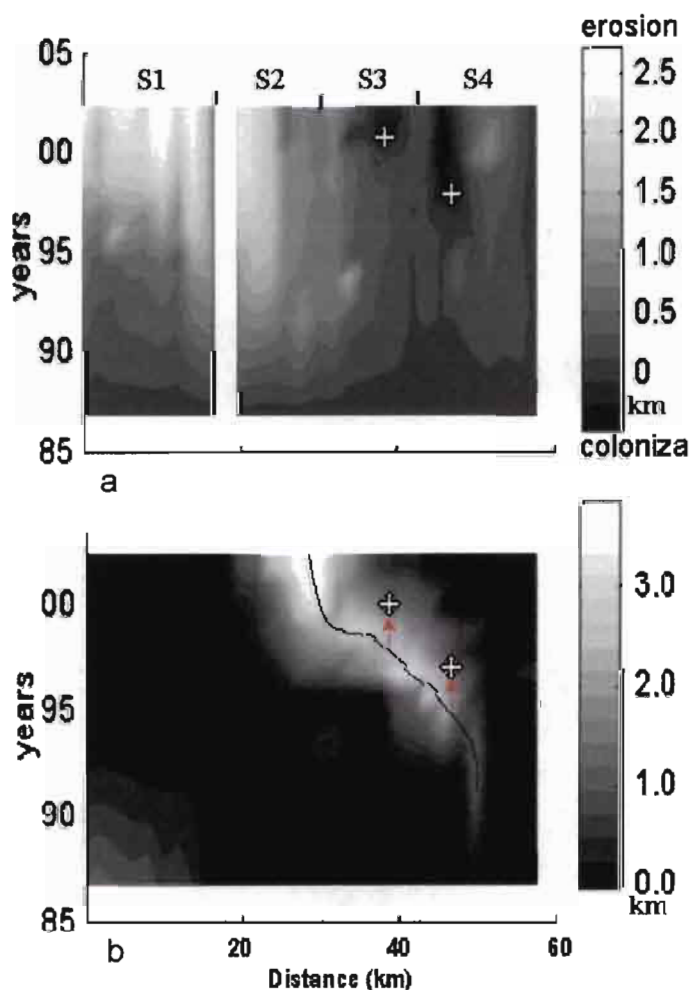
3) Interaction vase / végétation

Ce travail a fait l'objet de l'article « Monitoring of coastal dynamics in French Guiana from 16 years of SPOT images », sous presse dans le *Journal of Coastal Research* qui est présenté en annexe II.

La méthode matricielle est appliquée au thème mangrove. L'évolution relative de la mangrove depuis 1986 est présentée dans la figure 17 a. Les secteurs (S1 à S4) y sont reportés. Globalement, comme nous l'avons démontré avec l'analyse par méthode de SIG, la mangrove a subi une érosion intense (tons gris à blancs dans la matrice). Cependant deux pics de colonisation sont enregistrés durant la période. Le premier s'est produit dès 1997 dans le secteur S4 et le second dès 2000 dans le secteur S3 (croix blanche). L'analyse conjointe des matrices vase inter-tidale et mangrove montre que la colonisation est étroitement liée à la migration du banc de vase. Effectivement, les pics de colonisation végétale se sont produits tout les deux dans la partie arrière du banc 2,5 ans après le passage de la plus grande extension de vase inter-tidale (Figure 17 a et b).

Figure 17 : Comparaison des matrices mangrove a) et vase b).

La matrice mangrove a) représente l'évolution relative de la mangrove depuis 1986. Par exemple en S1 la mangrove a reculé par endroit de presque 3 km.



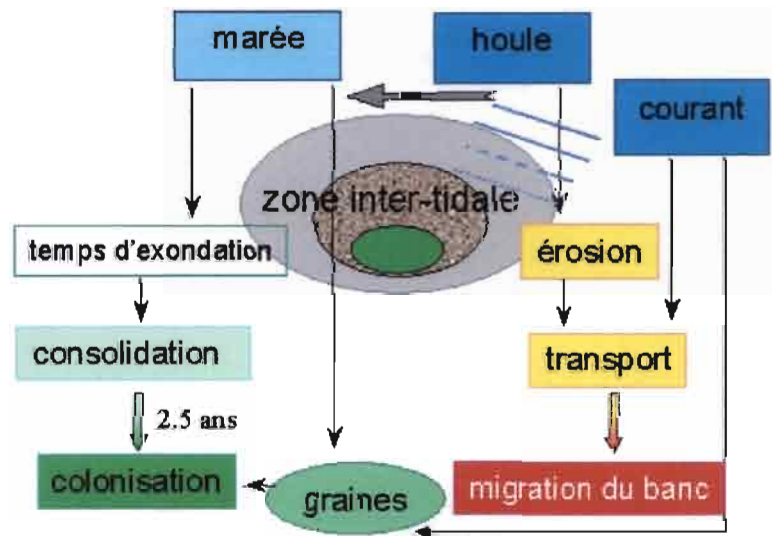
L'analyse par SIG, couplée à celle par méthode matricielle, offre une représentation pertinente de la dynamique de la mangrove le long du littoral de Kourou depuis 1986.

Les phénomènes d'érosion de la mangrove, ou au contraire d'essor par colonisation de la vasière, sont étroitement liés à la position et à la dynamique du banc de vase. Par exemple le secteur S1 a connu la plus longue période en zone inter-banc depuis le début des années 1990 et a subi simultanément un recul total des surfaces de mangrove (100%). Cependant, bien que des corrélations entre la dynamique des bancs de vase et l'évolution de la mangrove

puissent être établies, l'influence de la première sur la seconde n'apparaît pas toujours clairement. La mangrove et la vase inter-tidale sont régies par des processus physiques et biologiques à différentes échelles spatiales et temporelles.

La dynamique spatiale de la mangrove (colonisation ou érosion) s'opère perpendiculairement à la côte alors que celle de la vase inter-tidale est soumise à une migration le long du littoral. Tout cela sous l'influence des forçages par la houle, la marée et les courants côtiers. La période de 2,5 ans séparant le passage de l'extension maximale de la vase-intertidale du début de colonisation met en évidence les longues et complexes interactions entre le banc de vase et la mangrove. L'extension cross-shore de la vase inter-tidale protège dans un premier temps la côte des actions de la houle, permettant l'initialisation des processus de consolidation de la vase. Ensuite, les graines d'*Avicennia germinans* et de *Laguncularia racemosa*, transportées par les courants de marée et par les criques, peuvent être déposées lors des grandes marées sur les zones de vase consolidée et ainsi entamer les processus de colonisation de la vasière. La figure 18 ci-après schématise ces interactions.

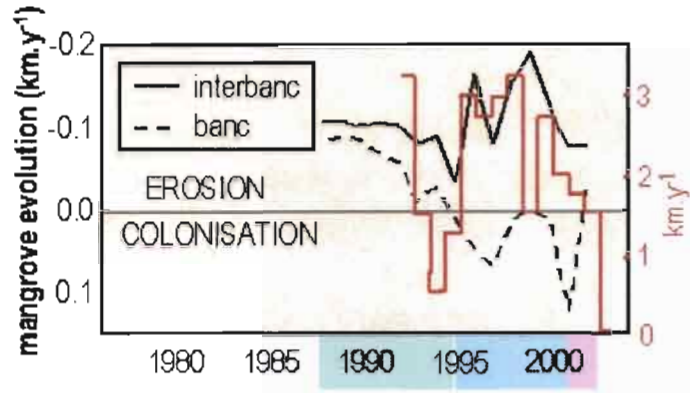
Figure 18 : Schéma conceptuel des processus en jeux dans la colonisation des vasières par la mangrove. Les forçages océaniques (marée, houle et courant) sont à l'origine des processus dynamiques mais aussi de stabilisation (colonisation végétale) du banc.



Les interactions entre le banc de vase et la dynamique de la mangrove apparaissent plus clairement en considérant indépendamment les espaces de bancs des espaces inter-bancs. Pour ce faire, nous avons distingué les zones (spatio-temporelle) envasées et non envasées à partir de la matrice « vase » (Figure 17b) puis nous avons examiné les processus d'érosion ou de colonisation végétale sur ces deux zones. Cette analyse est donc réalisée en combinant les informations des matrices vase et végétation.

Les résultats sont présentés dans la figure 19. Ils mettent en évidence l'existence de trois périodes distinctes.

Figure 19 : Erosion et colonisation sur les zones de banc et d'inter banc. Les résultats sont corrélés aux vitesses de migration du banc



- De 1986 à 1995 la mangrove a subi une intense érosion aussi bien en zone de banc qu'en zone d'inter-banc.
- La période 1995 à 2001 a été très active aussi bien pour l'érosion dans les espaces inter-banc que pour la colonisation sur le banc.
- Enfin la colonisation du banc s'est interrompue en 2001 alors que l'érosion de la mangrove s'est stabilisée à un taux moyen de 100 mètres par an en zone inter-banc (littoral du CSG essentiellement).

Ces trois phases sont relativement bien corrélées avec les taux de migration du banc de Kourou (trait de couleur bordeaux dans la figure 19) enregistrés préalablement. Cette corrélation reflète bien l'interaction décrite schématiquement sur la figure 17 sans pour autant l'expliquer. En fait, il est nécessaire de considérer ces dynamiques simultanément au contexte du forçage océanique. Cette approche est abordée dans la section 3 C, après avoir présenté la cinétique des autres bancs.

B –RESULTATS SUR LES AUTRES BANCS

L'étude de la cinétique côtière de la zone de Kourou a du être complétée par celle d'autres bancs de Guyane ; ceci afin d'estimer le rôle des paramètres locaux tels que les baies, l'orientation de la côte ou les enrochements. La base de donnée réalisée pour l'étude couvre la quasi totalité du littoral guyanais avec des images depuis 1986.

1) Commentaires généraux

La méthode matricielle a été appliquée à l'ensemble des images disponibles. Elle fournit quatre matrices régionales.

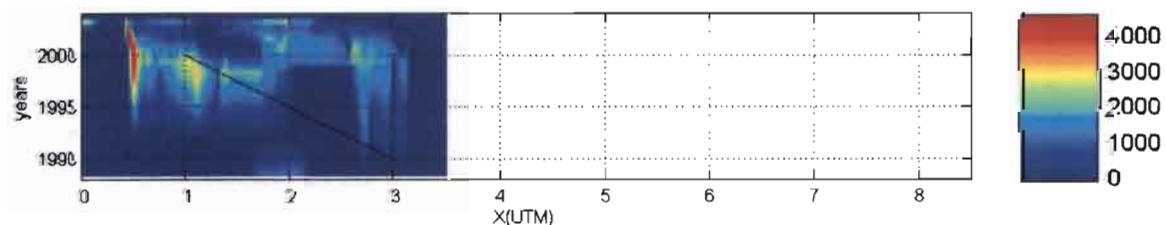


Figure 20 : Evolution spatio-temporelle de la vase inter-tidale dans la région de Kaw

Les résultats sur le site de Kaw, présentés sur la Figure 20, sont difficilement exploitables. L'absence de données entre 1991 et 1998 limite les possibilités d'interpolation de la matrice. Par ailleurs, cinq des huit images satellites sont acquises à des hauteurs de marée supérieures

à deux mètres ; les corrections de marée apportées dans la méthode sont probablement insuffisantes.

Dans la figure 21, les trois autres matrices régionales sont assemblées les unes aux autres. Comme les sites sont contigus, elles couvrent sans discontinuité environ 180 kilomètres de littoral. Cette figure fournit donc une vision complète de la dynamique du littoral à partir de laquelle différents résultats peuvent être déduits.

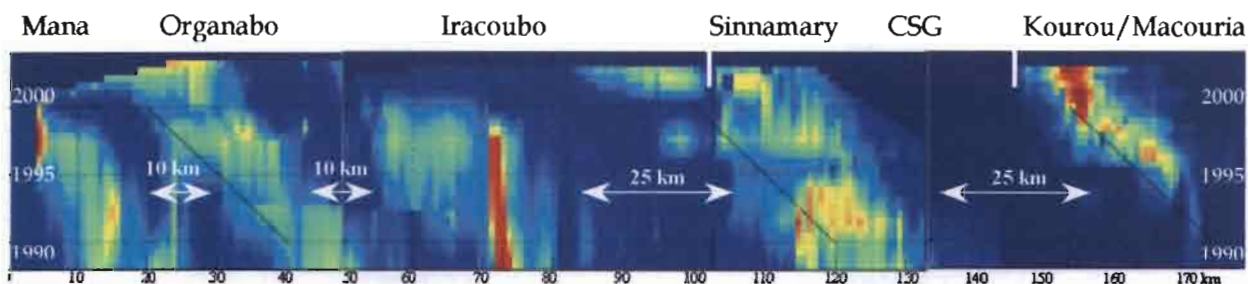


Figure 21 : Assemblage des matrices de vase inter-tidale de l'ouest de Cayenne jusqu'à Mana.

2) Le rôle de l'orientation de la côte

Jusqu'à Iracoubo, les bancs de Kourou et de Sinnamary sont séparés par des espaces inter-bancs s'étendant sur 25 à 30 km. Les zones inter-tidales sont particulièrement développées avec des extensions au large atteignant fréquemment plus de 3km, jusqu'à 4 km notamment sur le banc de Kourou à partir de 1997. La grande barre rouge sur l'estuaire de l'Iracoubo, tout comme celle qui se devine au niveau de Mana, ne doit pas être prise en considération. Il s'agit d'artefacts liés à la migration des bancs au droit des estuaires majeurs.

Au delà d'Iracoubo, les bancs se resserrent, les distances inter-bancs atteignant en moyenne 10 km. Dans cette partie, les bancs sont beaucoup moins étendus au large, 2.0 à 2.5 km au maximum.

Le changement d'orientation de la côte, qui se produit entre les embouchures des fleuves Sinnamary et Iracoubo, est certainement à l'origine de la modification de cette dynamique du littoral. D'une part, il s'agit certainement du seul facteur évoluant si distinctement et restant constant à l'échelle de plusieurs dizaines de kilomètres ; d'autre part, cette observation est en cohérence avec les résultats d'études menées au Surinam (Augustinus, 1987). La modification d'angle de la côte est sans nul doute un facteur d'accélération du transport longshore, sous l'action des houles. Effectivement, un angle d'attaque des côtes par la houle plus ouvert favorisera un étirement des bancs le long de la côte.

3) Le rôle des estuaires

Les estuaires de Kourou et de Sinnamary présentent deux cas de figures intéressants. Ils sont représentés tout les deux par des petites barres verticale blanches dans la figure 21.

Pour le site de Kourou, la partie inter-tidale du banc ne s'est pas encore fixée de l'autre côté de l'estuaire ; des passages de vase peuvent donc avoir lieu et ponctuellement envaser les zones de plages de Kourou, mais jusqu'à présent il n'y a pas eu d'arrivage massif qui aurait pu se fixer. Le débit du fleuve reste pour l'heure suffisant pour entraver la formation de zone de slikke à l'ouest. Notons que les actions de dragages contribuent également à cet entravement par la liquéfaction et la remobilisation quotidienne des vases en transit dans le chenal.

Sur le site de Sinnamary, deux étapes de franchissement de l'estuaire se sont produites. Autour de 1997-1998, un premier arrivage massif de vase est venu s'accoler sur la rive gauche de l'embouchure. Il correspond probablement au passage d'un lac de vase tel que

schématisé dans la figure 4. Constitué de vase faiblement consolidée, cette accumulation a ensuite été re-mobilisée et dissipée dans le transit littoral sous l'action du forçage océanique. Ceci explique sa disparition brutale avant 2000. A partir de 2001, la vase franchit en force l'estuaire. Compte tenu de la quantité de vase, le fleuve n'est plus compétent pour assurer son rôle de chasse.

4) Des vitesses de déplacement homogènes

Afin d'estimer des vitesses globales de déplacement des bancs sur tout ce littoral, des traits noirs sont tracés en diagonal sur les matrices de la figure 21. Ces repères représentent une distance de 20 kilomètres sur une durée de 10 ans. Une analyse visuelle de la figure semble confirmer que les vitesses moyennes des bancs sur ces 17 années sont de l'ordre de 2 kilomètres par an. Le banc de Kourou reste celui qui a connu les vitesses de déplacement les plus importantes.

A ce stade de l'analyse, le rôle des hauts fonds et battures ne peut pas encore être clairement défini.

C – ROLE DES FORÇAGES EXTERNES

Ce travail a fait l'objet de l'article « Atlantic trade-wind waves and mud bank dynamics on the French Guiana coast, South America », soumis à la revue *Marine Geology* et qui est présenté en annexe III.

Nous avons indiqué auparavant la nécessité de considérer les forçages externes pour comprendre les dynamiques en interaction des bancs de vase et de la mangrove. Les principaux forçages océaniques sont ceux générés par les courants de marée, les courants côtiers et la houle. En Guyane, le manque de moyens instrumentaux et de données limitent considérablement les possibilités d'étude du rôle des forçages océaniques. Ainsi, nous ne disposons ni de courantomètre ni de houlographe dans la zone côtière proche. L'étude présentée ci dessous repose sur l'acquisition de données de vents locaux et de vents globaux, à l'échelle d'environ 1000km au droit de la Guyane, dans l'océan Atlantique tropical. Ces données ont été traitées afin d'estimer les caractéristiques des houles qui atteignent la zone littoral.

La méthode de traitement des données de vents est rappelée brièvement avant de présenter l'impact indirect du vent, via les houles, sur la migration des bancs.

1) Génération des houles par le vent, généralités

La formation de la houle par le vent est due à des fluctuations de la pression atmosphérique à l'interface entre l'océan et l'air, ainsi qu'à un mécanisme de couplage entre les vagues et le vent : le vent proche de la surface est modifié par la présence des vagues, et cette modification entraîne une amplification des vagues.

En faisant l'hypothèse d'un état de mer totalement développé, en considérant que le vent souffle à une vitesse constante U sur une zone de fetch d'une longueur X durant un certain temps, la période et la hauteur de la houle augmenteront avec U et X selon Hasselmann *et al.* (1973):

$$H_0 = c_1 \sqrt{\frac{X}{g}} U \quad (4.a)$$

$$T_p = c_2 \left(\frac{XU}{g^2} \right)^{1/3} \quad (4.b)$$

où H_0 est la hauteur de la houle (m), T_p le pic de fréquence du spectre de houle JONSWAP (s), X la distance sur laquelle le vent souffle à une vitesse et dans une direction constante (m), g l'accélération gravitationnelle (m.s^{-2}), U la vitesse du vent mesurée à 10 mètres au dessus du niveau de la mer (m.s^{-1}), c_1 et c_2 des constantes dérivées de données de houle collectées lors de la campagne JONSWAP (Hasselmann *et al.*, 1973), respectivement 1.6×10^{-3} et 285.3×10^{-3} .

Les équations 4a et 4b indiquent que l'augmentation de la hauteur de la houle est principalement dépendante de la vitesse du vent alors que la période de la houle est affectée aussi bien par la vitesse du vent que par la longueur de la zone de fetch (région où le vent souffle avec une intensité et une direction constantes).

L'hypothèse d'un état de mer totalement développé est généralement satisfaite pour des houles générées sur une zone de fetch locale, ainsi les équations 1a et 1b sont vérifiées. Pour des zones de fetch plus larges (océaniques), le temps durant lequel souffle le vent peut devenir un facteur limitant et doit être pris en compte. Le vent devra souffler durant une période suffisamment longue pour stresser les houles durant leur propagation sur la zone de fetch.

2) Caractéristiques des vents locaux et globaux

Durant les 30 dernières années, les vents enregistrés aussi bien localement (Météo-France) que régionalement, à l'échelle de l'Atlantique tropical (pseudo-stress de vent de J. Servain : <http://www.coaps.fsu.edu/WOCE/html/atlmonyr.html>) montrent des tendances saisonnières bien marquées.

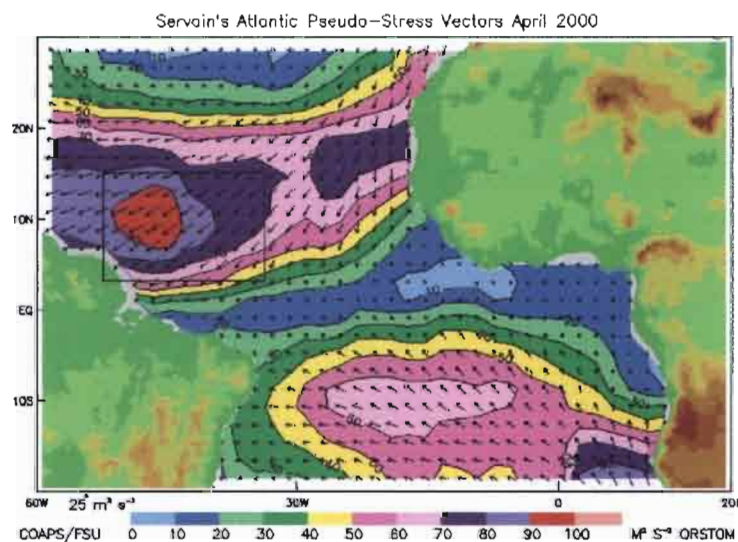


Figure 22 : carte des pseudo stress de vent du mois d'avril 2000 de J. Servain

L'analyse des données de vents régionaux s'est faite, à partir des données de pseudo-stress de vent en déterminant la zone de fetch à considérer pour la génération des houles sur les côtes de Guyane Française. L'aspect technique d'extraction des intensités de vents à partir des matrices mensuelles, tel que celle présentée ci dessus, est détaillée dans l'annexe III.

De janvier à mai, les vents présentent une intensité nettement supérieure à ceux de juillet à octobre, signe d'une fluctuation saisonnière prononcée. Des fluctuations multi-annuelles peuvent aussi être enregistrées en fonction de l'échelle d'observation. Les vents côtiers locaux mesurés à l'Île du Diable depuis 1975 sont en constante perte d'intensité (voir figure) alors que les vents synoptiques, déduits des mesures depuis 1964, augmentent globalement, avec une légère diminution de leur intensité dans les années 1980 (Voir Figure 23).

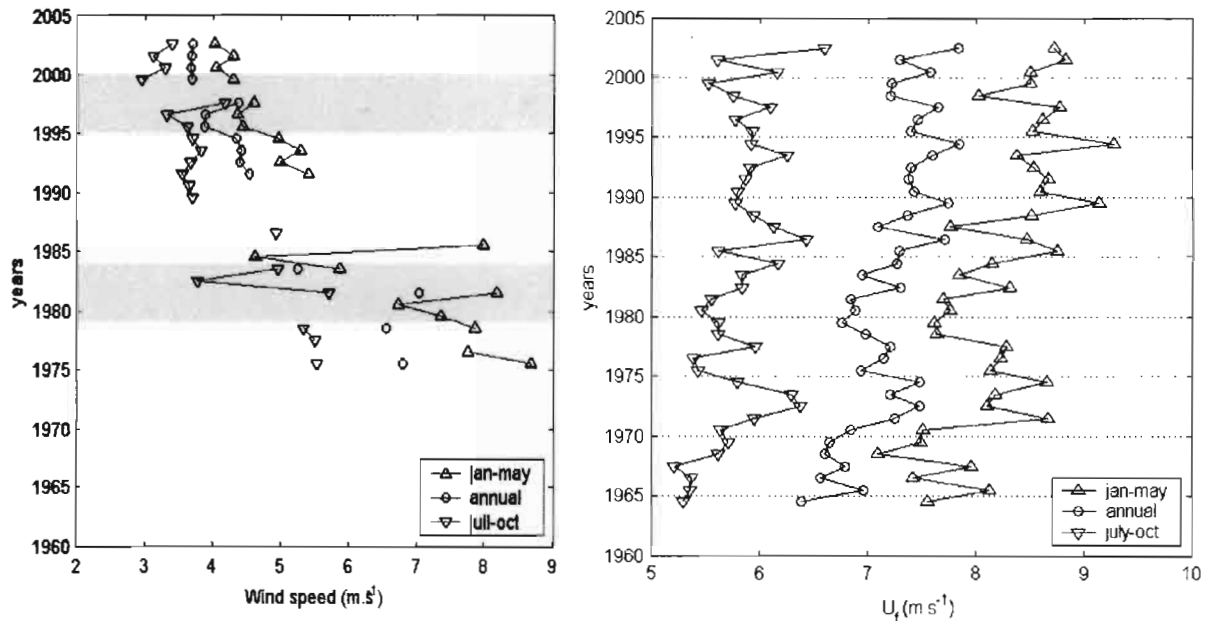


Figure 23 (a) Fluctuations inter-annuelles des vents locaux de puis 1975 aux Îles du Salut (Île du Diable, station Météo France). (b) Fluctuations inter annuelles des vitesses de vent champs large sur la zone de fetch depuis 1964 (données J. Servain)

L'application des équations 4 sur les données de vents locaux et synoptiques a permis de déduire les caractéristiques de houle élémentaires, à savoir la hauteur moyenne et la période principale. Pour des raisons décrites dans l'article présenté en Annexe 3, les informations obtenus ne permettent qu'une analyse qualitative du rôle des houles sur la migration des bancs.

3) Forçages et migration des bancs

Nous adoptons l'hypothèse proposée par Rodriguez et Mehta (1995) selon laquelle l'impact indirect du vent sur la migration des bancs (via les houles générées) résulte du transport des vases fluidifiées par les houles en cours d'amortissement. Selon cette hypothèse, la vitesse de migration des bancs est proportionnelle au paramètre H^3/T_p^2 (ratio entre une hauteur caractéristique de houle océanique H et une période caractéristique de houle T). L'évolution temporelle de ce paramètre est représentée sur la Figure 24 c et est comparée aux principaux paramètres de la dynamique côtière. Les houles générées localement ne semblent pas jouer un rôle significatif dans le déplacement des bancs et le paramètre H^3/T_p^2 déduit des vents locaux est cinq à dix fois plus faible que celui déduit des vents synoptiques. Cependant ces houles générées localement peuvent jouer un rôle dans l'érosion de la mangrove côtière, bien plus important que les vagues océaniques qui sont amorties rapidement en périphérie des bancs.

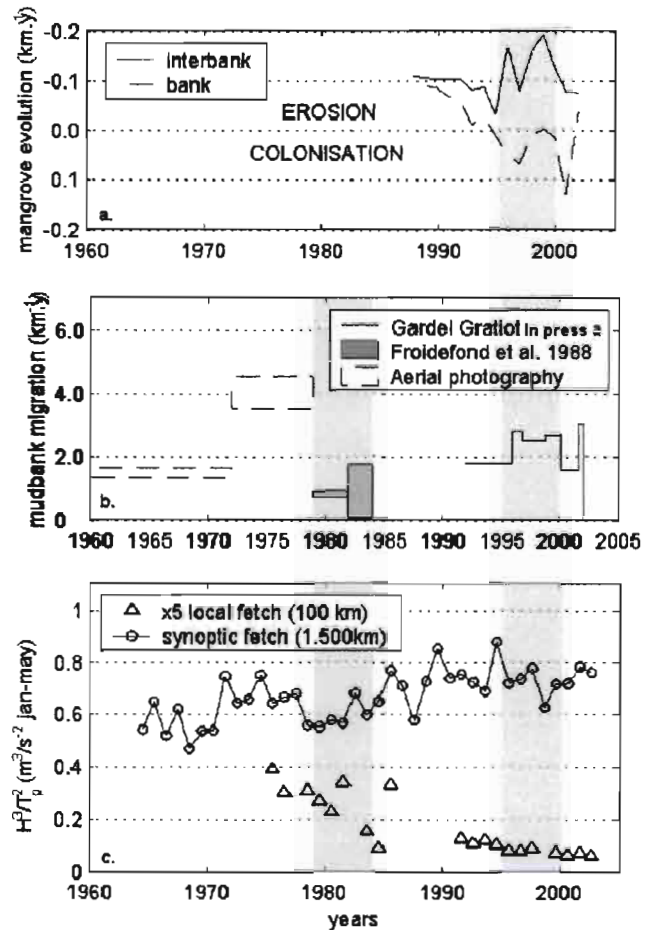
Figure 24 :

Evolution géomorphologique du littoral de Kourou et forçage par la houle

(a) Evolution cross-shore de la mangrove entre 1990 et 2002 (Gardel et Gratiot sous presse b);

(b) Migration des bancs de vase sur le littoral de Kourou entre 1960 et 2002

(c) Evolution des paramètres de forçage par la houle des vents locaux et synoptiques depuis 1964.



Par contre, la Figure 24 montre une certaine corrélation entre la vitesse de migration du banc de Kourou d'une part et le paramètre de forçage par le vent synoptique d'autre part. Ainsi, les deux épisodes de faible vitesse de migration, observés de 1950 à 1970 puis de 1979 à 1984 (Figure 24b) correspondent bien à des épisodes où le paramètre de forçage est moins important.

4) Perspectives de recherche sur l'action des houles dans la structuration côtière

Enfin, pour le moment, il n'est pas envisageable de prédire de façon quantitative la migration des bancs. Effectivement, les vents mensuels utilisés ici ne permettent pas de décrire de façon appropriée les interactions houle/migration des bancs. Des résolutions journalières seraient plus pertinentes pour étudier les effets de seuil du forçage par la houle et les modifications rhéologiques des bancs de vase associées. Dans l'avenir, l'effort devra être mis sur l'intégration de données de vents quotidiennes ou bien directement sur l'utilisation de modèles de houle pour considérer la dynamique côtière à une échelle plus large. Ces actions devraient permettre d'identifier et de comprendre le rôle des variabilités à grande échelle sur la morphologie côtière et le rôle des particularités géomorphologiques locales dans la migration et la dynamique des bancs de vase.

4 – CARACTERISATION DU BANC ET EVOLUTION DE L'EFFORT DE DRAGAGE

L'objectif de ce volet est de comprendre l'évolution de l'envasement du chenal d'accès au port de Pariacabo par rapport à l'évolution spatio-temporelle du banc de vase. L'effort de dragage depuis 2000 n'a cessé de progresser (voir figure 1) vers le large signe d'une progression vers le large de la zone sub-tidale alors que la partie inter-tidale du banc s'est stabilisée à partir de cette date, comme le montre les résultats de la méthode matricielle appliquée au banc de Kourou (Figure 14).

Nous avons vu qu'un banc de vase était constitué de plusieurs éléments plus ou moins dynamique (voir figure 4). La partie inter-tidale du banc que nous avons suivie pour quantifier la cinétique du littoral de Kourou n'a pas le même comportement spatio-temporel que la partie sub-tidale dont nous avons peu de connaissances (partie immergée du banc). Or cette partie sub-tidale du banc de Kourou est celle qui contribue actuellement activement à l'envasement du chenal.

Nous avons donc entrepris de caractériser le banc de Kourou dans ces parties intertidales et sub-tidales afin de comprendre l'évolution de l'effort de dragage du chenal. Pour ce faire, deux actions distinctes utilisant des méthodes complémentaires ont été entreprises.

La première action vise à caractériser la topographie de la zone inter-tidale en utilisant une série d'images SPOT acquises dans un intervalle d'un mois durant la saison sèche 2003 à des hauteurs de marée différentes. Cette action, couplée à des mesures ponctuelles de concentration des sédiments, permet de diagnostiquer la dynamique morpho-sédimentaire actuelle de cet espace.

La seconde action vise à délimiter la zone sub-tidale par des mesures de bathymétrie et de concentration en sédiment du banc. Cette action a fait l'objet d'une campagne en mer le 15 avril 2003 à bord d'une embarcation de la société Atlantique Dragage.

A CARACTERISATION DE LA PARTIE INTER-TIDALE DU BANC

1) Données utilisées

Une série de 5 images SPOT a été acquise dans le cadre de la convention grâce à un bon ISIS. Ces images SPOT 5 et SPOT 4 sont acquises durant la saison sèche 2003 (sur un mois) à différentes hauteurs de marée. Nous faisons l'hypothèse que durant la saison sèche, les forçages hydrodynamiques sont faibles et que l'évolution géomorphologique du banc et en particulier la zone intertidale est relativement stable.

Dans l'hypothèse d'un écoulement quasi hydrostatique, le but est de se servir de la limite eau/vase sur les images comme d'une courbe de niveau correspondant à la hauteur de marée prédite par le SHOM.

Les images utilisées sont :

date	Hm (SHOM)	Sat.	Bandes Spectr	Origine
13 août 2003	0,87	SPOT 5 10m	MIR-PIR-R-V	Bon ISIS
29 août 2003	0,91	SPOT 5 10m	MIR-PIR-R-V	Bon ISIS
30 août 2003	1,12	SPOT 4 20m	MIR-PIR-R-V	PNEC
8 sept 2003	1,3	SPOT 5 10m	MIR-PIR-R-V	Bon ISIS
15 sept 2003	1,68	SPOT 4 20m	MIR-PIR-R-V	Bon ISIS
19 sept 2003	2,21	SPOT 5 10m	MIR-PIR-R-V	Bon ISIS

Table 3 : liste des images acquise en été 2003 et leurs caractéristiques. Les hauteurs de marée correspondantes (en mètres) sont indiquées.

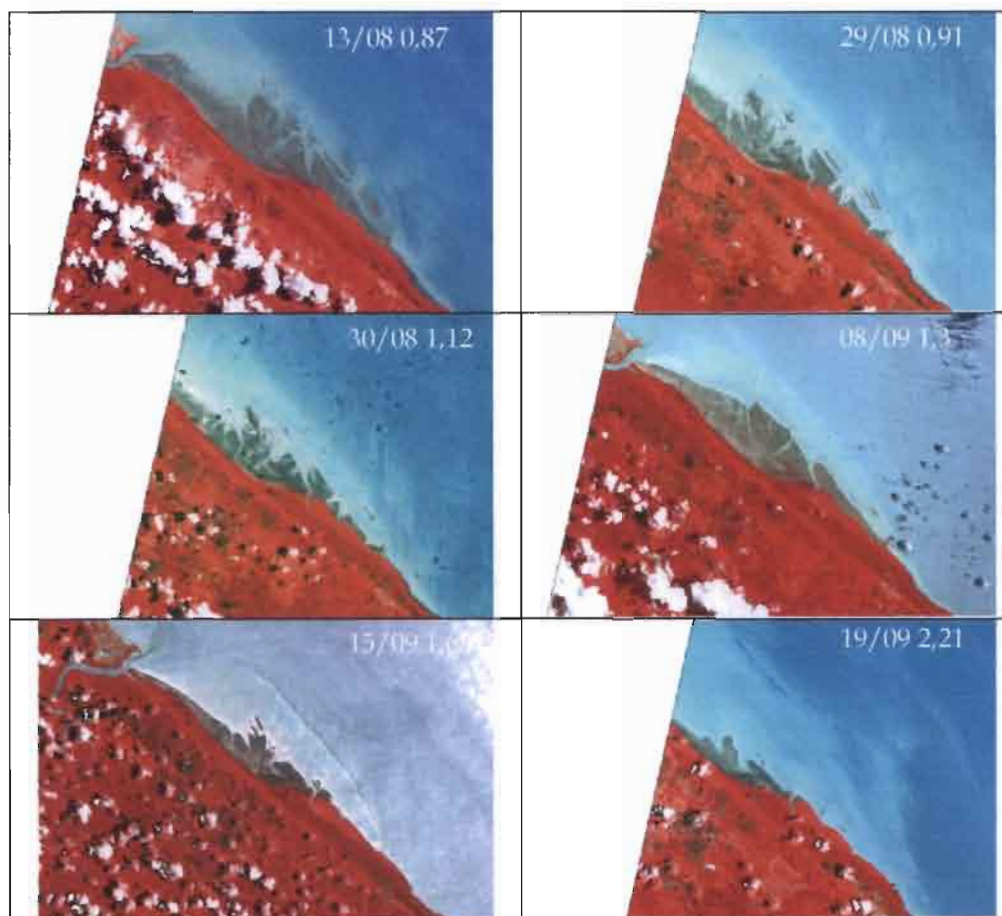


Figure 25 : les 6 images SPOT utilisées pour caractériser la topographie de la zone inter-tidale du banc de Kourou.

2) Méthodes d'extraction

Les images, acquises au format 1B ont été géo-référencées puis informées dans le système WGS84, UTM Nord 22. La zone d'étude est extraite des images. Les nouvelles images couvrent une surface de 30*30 km.

L'objectif principal est d'extraire une image binaire de la vase intertidale. Dans cette perspective, diverses méthodes ont été développées, testées et adaptées jusqu'à l'obtention de résultats satisfaisants. Dans un premier temps, des segmentations sont opérées sur les images afin de leur soustraire l'ensemble des surfaces n'appartenant pas au thème vase intertidale (végétation, eau...). Des masques sont obtenus par l'application d'algorithmes de classification non supervisée. Les classes regroupant le thème vase sont conservées, les autres sont écartées et masquées. Dans les segments sélectionnés le processus est répété de façon itérative et interactive jusqu'à identifier les surfaces de vase intertidale correspondants à des états de surface différents de vase exondées (crème, consolidée, phyto-benthos...).

Des classifications en mode supervisé utilisant des parcelles d'apprentissage sur le terrain ne sont pas envisageable sur des espaces aussi dynamiques que les zone inter-tidales. Effectivement, d'une marée à une autre et en fonction de la durée d'exondation, la même surface de vase pourra avoir des radiométries très différentes.

Pour obtenir les images binaires, les classes sont regroupées dans une unique classe de vase exondée. Les images binaires sont alors vectorisées de manière à obtenir pour chaque date une courbe de niveau correspondant à la hauteur de marée (modèle du SHOM). Ces courbes sont présentées dans la figure ci-après (Figure 26).

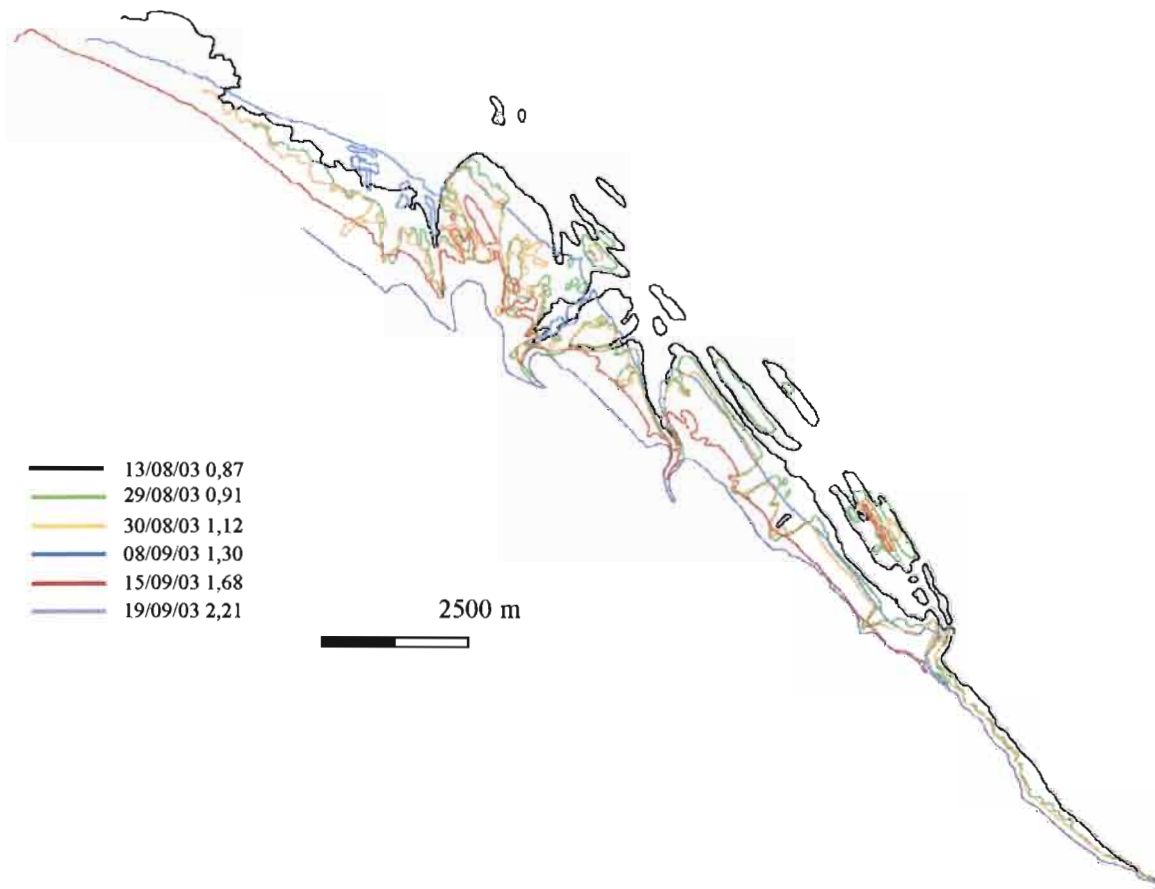


Figure 26 : courbes de niveau issues des images SPOT délimitant l'extension de la partie inter-tidale du banc aux hauteurs de marée correspondantes.

4) Réalisation d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT)

Les fichiers vecteurs sont étiquetés en fonction de la hauteur de marée. Ils représentent dorénavant des courbes de niveaux. Le passage de ces courbes de niveau à un modèle de surface (éventuellement représenté par un maillage régulier) peut se faire en utilisant une grande variété d'interpolateurs. Compte tenu de la grande densité des points sous la forme de courbes de niveau, nous avons utilisé un interpolateur simple, de type linéaire.

Le modèle numérique de terrain obtenu est donc un modèle de surface où tous les points intermédiaires situés entre les courbes de niveaux ont une valeur d'altitude calculée par interpolation.

Pour réaliser ce modèle numérique de terrain, la courbe des 1,30 m (date du 8 septembre) n'a pas été prise en compte. A cette date, la limite eau-vase permet de discriminer l'arrivée récente d'un lac de vase, sur la partie nord-ouest de la zone inter-tidale du banc. En effet, la limite eau-vase (courbe bleue) présentée sur la figure 27 découvre plus que des courbes acquises à des dates antérieures et à des hauteurs de marée plus basse. La limite nord-ouest de la courbe ne présente pas de courbure forte, c'est le signe d'une surface très plane dans laquelle aucun chenaux de drainage ne s'est encore formé.

Le résultat du MNT est présenté sous la forme d'une vue en perspective dans la figure suivante.

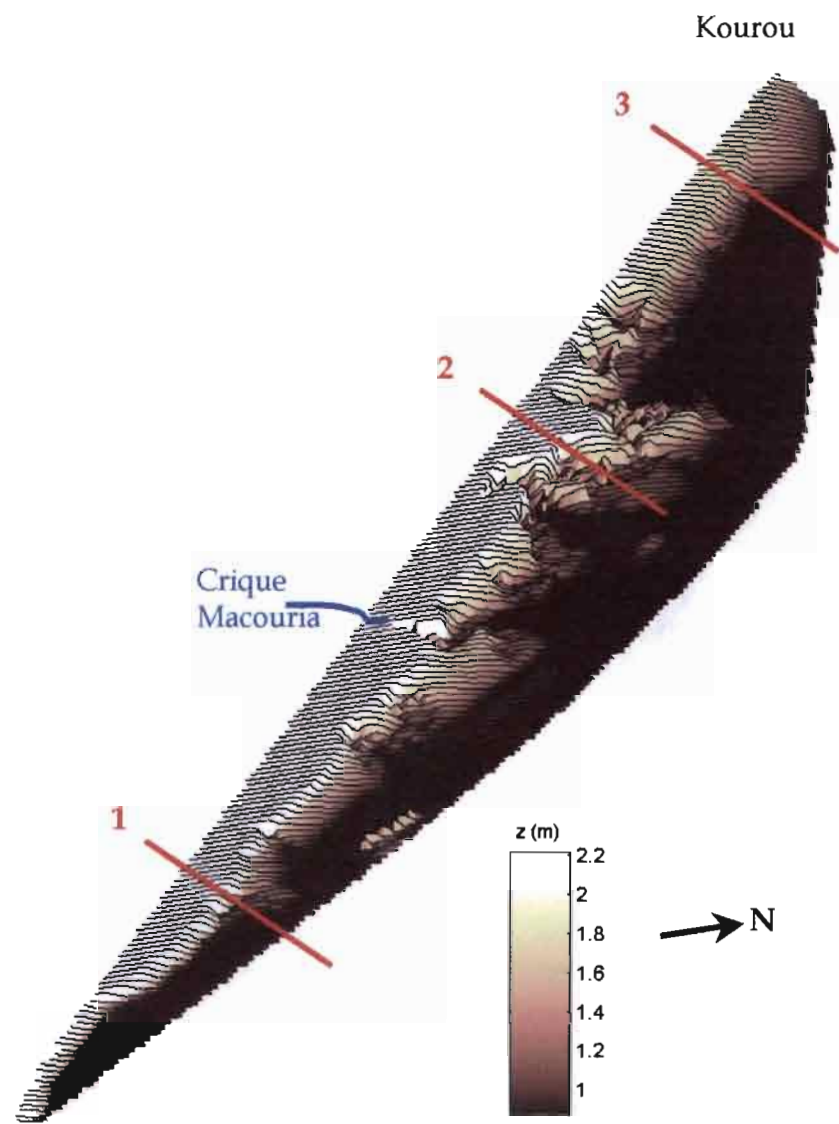
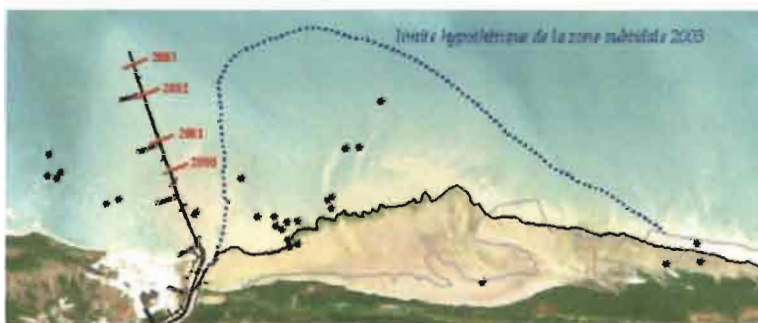


Figure 27 : vue en perspective du MNT de la zone inter-tidale du banc de Macouria. Cette vue permet de mettre en évidence la topographie des différents secteurs de la zone :

- Le secteur (1) correspond à l'arrière du banc. Cet espace subit une érosion intense. Le profil topographique est ainsi relativement abrupte (les courbes de niveau sont rapprochées).
- Le secteur (2) correspond à la zone où la vase inter-tidale s'étend le plus au large. De nombreux chenaux de marée découpent la surface dont la pente est nettement plus douce. C'est ici que se développent des spot de colonisation végétale sur les zones de barres ou le long des chenaux de marée.
- Le secteur (3) situé en avant du banc a quant à lui une surface de pente très douce. C'est un espace d'accrétion vaseuse qui correspond à un lac de vase. Au delà de ce secteur, l'estuaire du fleuve Kourou.

Figure 28 : Limite hypothétique de la zone sub-tidale. Présentée lors de la présentation orale de mi-étape au CSG.



Il est important de rappeler que c'est à cette saison que les transports sédimentaires sont les plus importants. Les résultats obtenus devront être confirmés et réactualisés par une autre campagne réalisée en saison sèche.

Côté IRD, nous disposions d'une benne de prélèvement permettant de récolter les sédiments de surface du lit (cf. photographies Figure 29b).



Figure 29 : photographies du matériel utilisé. a) instruments à bord de la pilotine b) benne manuel utilisée pour les prélèvements de vase.

Un plan de route couvrant la zone proche du chenal a été établi sachant toutefois que les prélèvements pouvaient se continuer plus au large, si la limite vase fluide/vase dure n'était pas trouvée.

Lors de la campagne, nous avons réalisé 25 prélèvements de sédiments (une campagne antérieure, réalisée dans le cadre du Programme National d'Environnement Côtier avait permis de réaliser des prélèvements, 28 au total, plus proches de la côte)

Au regard des premiers prélèvements, nous avons décidé d'étendre les transects au delà des routes programmées initialement afin d'obtenir des vases indurées, significatives d'une zone hors banc. Effectivement la vase molle s'étendait nettement plus loin que ce à quoi nous nous attendions, au delà des Iles du Salut.

2) Traitements réalisés

Bathymétrie

Les données de bathymétrie sont traitées par un logiciel propre à Atlantique Dragage qui est intégré dans le système de navigation. Atlantique Dragage nous a donc fourni un relevé papier des relevés bathymétriques sur les transects programmés.

Concentration

Concernant les prélèvements sédimentaires, il s'agissait d'en extraire des taux de concentration. Les caractérisations des sédiments de surface réalisées lors de la campagne repose sur un protocole utilisé précédemment pour la caractérisation des zones proche sub-tidales de la bande côtière de Kaw (Gratiot et al., 2003).

Les échantillons sont ensuite séchés dans une étuve ventilée à 60°C pendant 72 heures. Le pesage des échantillons avant et après séchage permet d'obtenir la teneur en eau ; la concentration en matière sèche est alors déduite à partir de l'équation :

$$C(g/l) = \frac{M_{sed}}{V_{tot}} \approx \frac{M_{sec}}{\frac{M_w}{\rho_w} + \frac{M_{sed}}{\rho_s}} \quad (5)$$

avec C : la concentration en matière sèche (kg/m^3), M_{sed} : la masse sèche de sédiment (kg), V_{tot} : le volume total de l'échantillon (m^3), M_{sec} : la masse de l'échantillon après séchage (kg), M_w : la masse d'eau (kg), ρ_w et ρ_s : les masses volumique de l'eau et du sédiments, respectivement (kg/m^3).

L'estimation de C à partir de (5) ne considère pas l'influence de la salinité, non mesurée dans le cadre de la campagne de mesure. Toutefois, cette influence reste limitée puisque elle induit une surestimation des mesures de l'ordre de 3%.

	coordonnées UTM		c(g/l)		coordonnées UTM		c(g/l)		coordonnées UTM		c(g/l)
	X	Y			X	Y			X	Y	
1	323804	576886	502,8	20	331123	574207	662,3	38	330938	562359	734,8
2	324130	577859	496,0	21	331616	576320	609,8	39	332209	561300	624,6
3	324448	578794	513,6	22	332498	578283	628,6	40	333612	559359	627,3
4	324853	579699	557,1	23	332874	580474	618,3	41	334837	558271	701,2
6	325160	580658	544,0	24	323121	575117	521,0	42	331030	561784	588,1
7	325540	581558	560,2	25	322447	573264	531,9	43	330874	561730	605,0
8	325873	582543	541,2	26	320961	571334	512,4	44	329990	562836	674,3
9	326247	583508	609,2	27	322571	571331	537,2	45	329799	562699	625,2
10	326590	584472	414,4	28	324747	571124	484,1	46	328418	564911	595,9
11	329906	583174	619,0	29	324706	570868	543,9	47	327713	564424	586,4
12	329470	582256	657,0	30	325571	570050	602,7	48	327156	565577	597,3
13	329242	581308	660,0	31	326268	569355	628,8	49	326149	568858	597,4
14	328914	580337	544,6	32	326948	568062	788,7	50	324736	568078	662,6
15	328257	578443	512,2	33	328043	567209	627,8	51	324171	567678	587,3
16	327588	576547	578,9	34	329270	566099	708,4	52	323574	569673	668,0
17	326564	573714	636,9	35	328848	565865	635,7	53	323209	568651	550,7
18	325728	571190	607,7	36	330049	564992	628,2	54	322955	567429	623,1
19	330454	572146	668,3	37	329848	564729	651,9				

Tableau 4 : points de prélèvement et taux de concentration en sédiments

Cartographies : bathymétrie et concentration en sédiment.

Les données ponctuelles de bathymétrie et de concentration en sédiments sont interpolées obtenir des cartes d'isobathes (Figure 30) et d'iso-concentration en sédiments (Figure 31) présentées ci-après.

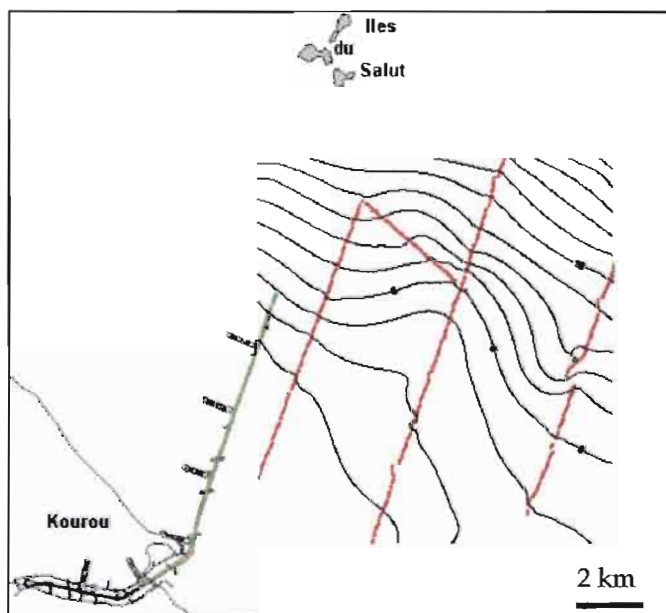


Figure 30 : carte de la bathymétrie « Atlantique Dragage ». En rouge, les transects programmés sur lesquels les points sont enregistrés. Les iso-bathes sont ensuite calculées par interpolation.

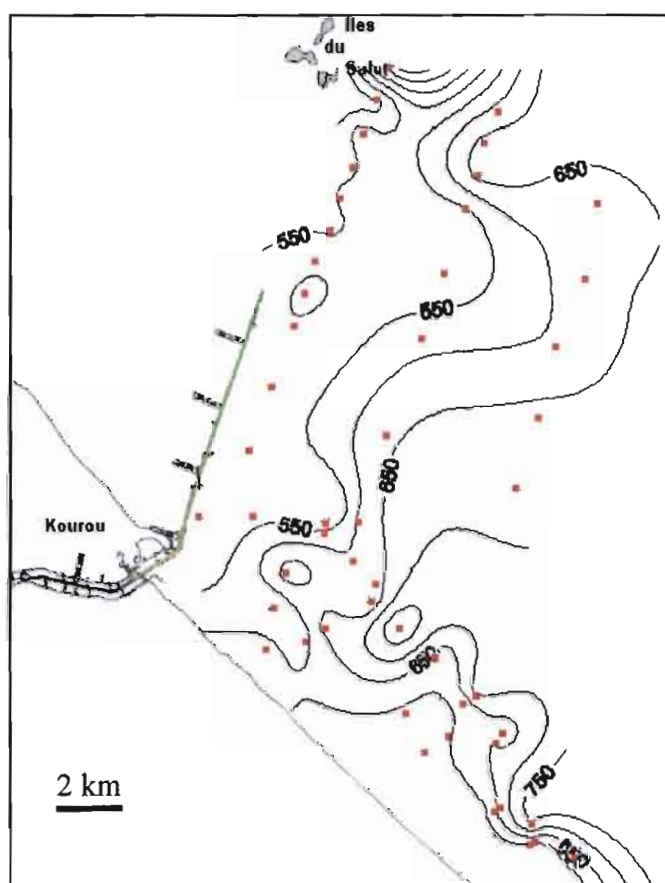


Figure 31 : carte des concentrations en sédiments à la surface de la zone sub-tidale. En rouge, les points de prélèvements. La courbe des 650g/l (en pointillé) est considérée comme la limite du banc.

3) Résultats

En terme de bathymétrie, une zone relativement de très faible pente (0,6 m/km) se développe dans la partie centrale cartographiée. Un changement de pente se produit autour de l'isobathe 5 m et l'extension du banc plus au large s'effectue avec une pente moyenne de 1,5 m/km qui reste relativement faible aussi.

D'un point de vue sédimentaire, l'extension sub-tidale du banc de Kourou (concentration inférieure à 650g/l) est fortement excentrée vers le nord-ouest par rapport à la zone intertidale. Elle présente également une extension au large très importante au delà des Iles du Salut où les derniers relevés ont été effectués. Cette extension est cohérente avec l'avancée permanente de l'effort de dragage vers le large depuis 2000.

La synthèse des résultats est présentée dans la figure ci-après (Figure 32). Notons bien que cette synthèse correspond à l'association de deux séries de mesures non simultanées. D'une part un MNT de la zone intertidale estimé à partir de données satellites acquises en automne 2003 et d'autre part, une campagne de mesure réalisée le 15 avril 2004. Un survol de la zone littorale avait été programmé pour le mois de juin 2004 afin d'actualiser les analyses de fonctionnement de la zone intertidale. Malheureusement, le plan Vigipirate a amené à déprogrammer cette acquisition de nouvelles photographies aériennes.

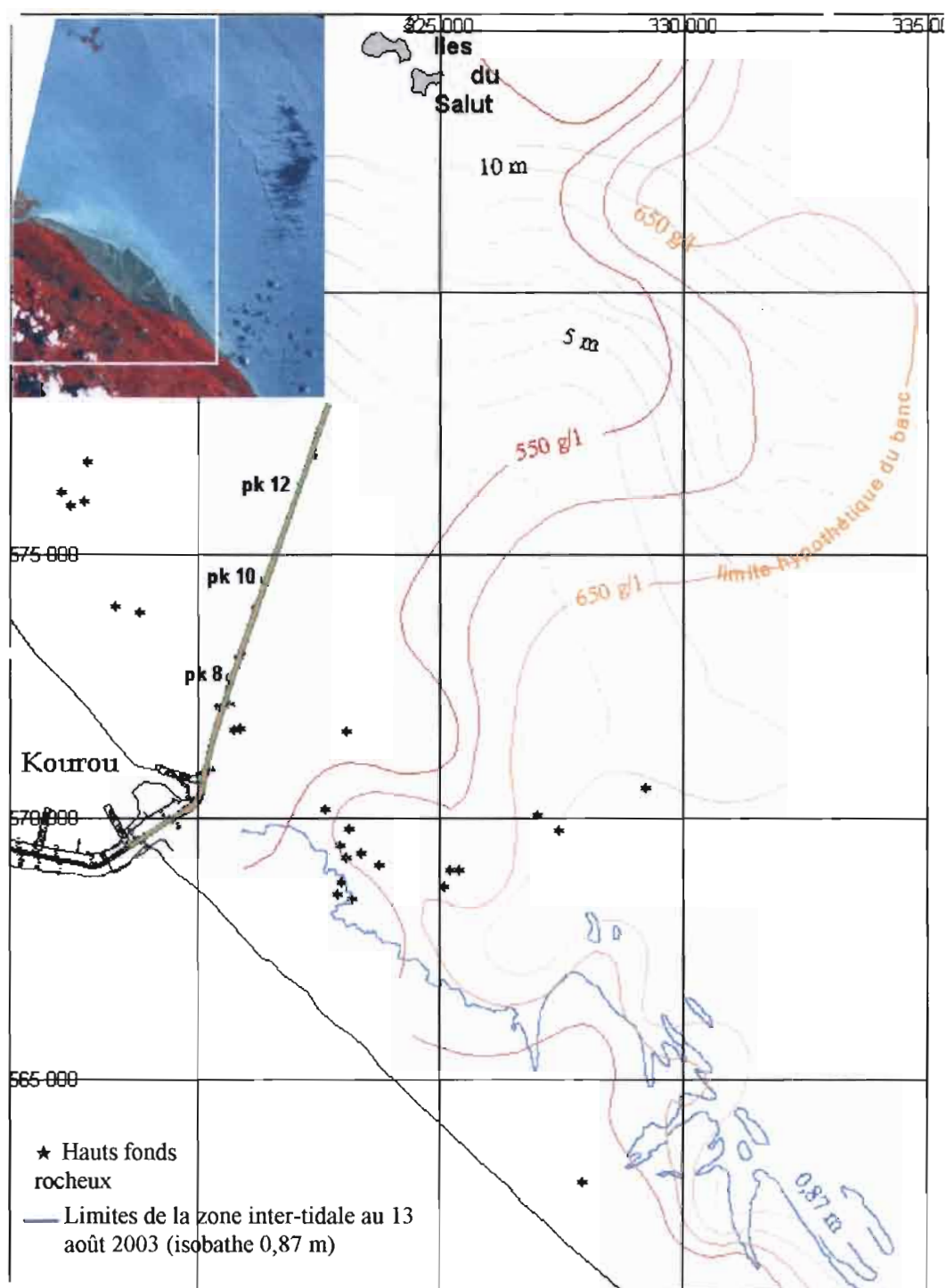


Figure 32 : Le banc de vase de Kourou à l'approche du chenal de navigation. La représentation de la courbe des 0,87 mètres (bleue) issue de l'image SPOT du 13/08/2003 permet de comparer la position des parties inter-tidale et sub-tidale. Les hauts fonds rocheux sont aussi localisés.

C- HYPOTHESES DE FONCTIONNEMENT

Les résultats obtenus confirment les hypothèses que nous formulions lors du compte rendu de mi-étape. Il y a bien eut un ralentissement du banc à la côte (zone inter-tidale) lié à l'effet combiné d'une anse dans la mangrove (au niveau de Guatemala) et de hauts fonds rocheux. Alors que la vitesse de migration de la zone intertidale atteignait 2,7 km/an entre 1995 et 2000 (figure 33, phase 1), un fort ralentissement s'est produit à partir de 2000 (1,5 km/an) jusqu'à une stabilisation de la zone depuis 2002. Arrivant au niveau de cette grande anse, la partie inter-tidale du banc a ralenti en comblant ce décrochement naturel (figure 33, phase 2). Formant de véritables épis naturels, les hauts fonds rocheux ont favorisé une extension vers le large du banc ralentissant sa progression le long de la côte (figure 33, phase 3). Toutefois des passages de vase fluide peuvent exceptionnellement passer ces roches et couler dans le chenal, au niveau des pk 6 à 8. Dans le même temps, la partie sub-tidale du banc a continué sa migration sous l'effet couplé des houles et des courants côtiers (figure 33, phase 4). Cette phase, depuis 2000 correspond donc à un basculement de la partie sub-tidale vers l'avant relatif au ralentissement de la zone intertidale.

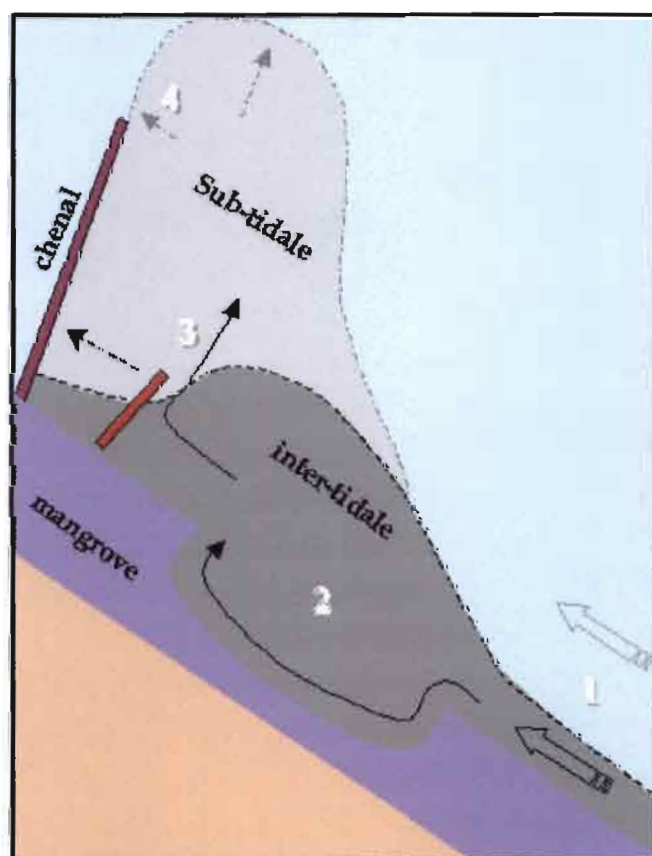


Figure 33 : Hypothèse de scénario de fonctionnement du banc de Kourou depuis la fin des années 90.

5 – CONCLUSION

Cette étude, financée par le Centre National d'Etudes Spatiales (CNES) et réalisée par l'Institut de Recherche pour le développement (IRD), a permis d'obtenir des résultats tout à fait originaux mettant en évidence des aspects de la dynamique côtière encore peu connus sur les côtes des Guyanes. L'approche pluridisciplinaire adoptée, confrontant des expertises physiques, géomorphologiques et de spatialisation est originale et prometteuse.

Pour les besoins de ce travail, une base de donnée, comprenant 59 images satellites acquises depuis 1986 par la filière SPOT et complétées par des images LANDSAT, a été réalisée sous Système d'Information Géographique.. Dans un avenir proche, cette base de donnée devrait être considérablement enrichie du fait de l'installation en Guyane d'une station de réception d'images SPOT.

Un premier volet consistant à améliorer la compréhension des processus de dynamique côtière a été mené. La mise au point d'une méthode de traitement matricielle, pour le suivi des zones intertidales des bancs (section 2D), a permis d'obtenir des résultats originaux (section 3) :

- L'étude démontre la grande variabilité spatio-temporelle de la dynamique côtière, tant pour le déplacement des bancs de vase que l'érosion de la mangrove côtière. Cette dynamique est particulièrement marquée dans la région Cayenne-Kourou où l'on mesure les fluctuations les plus importantes de la vitesse de migration de la zone intertidale (entre 2.5 et 3km/an à partir de 1995, proche de 0km/an de 2001 à 2003). Les taux de recul de la mangrove sont également forts, atteignant 200 mètres par an sur une zone littoral de plusieurs dizaine de kilomètres. Cette érosion reste particulièrement active sur la zone ouest du littoral de Kourou (CSG) qui reste encore hors de l'influence du banc de vase arrivant.
- A l'échelle pluri-annuelle, cette forte dynamique révèle des interactions étroites entre l'évolution spatio-temporelle du banc de vase et celle de la mangrove (section 3A3). La position du banc, du fait de son rôle sur la structuration sédimentaire de la zone intertidale, va déterminer les espaces en érosion ou en colonisation par la mangrove. Ainsi, les deux spots de colonisation végétale observée sur la zone de Kourou-Macouria se sont produit deux ans et demi après le passage de l'extension maximale de la zone intertidale. Le comportement spatio-temporelle tant des bancs de vase que de la mangrove sont également très dépendants des conditions de forçage par la houle et de bonnes corrélations ont été mise en évidence à l'échelle pluriannuelle. Les données de houles n'étant pas disponibles dans la région, nous avons utilisé les données de vents locaux (Météo-France) et de vents synoptiques (modèle de J. Servain) qui génèrent les houles. Les résultats soulignent le rôle primordial des houles océaniques dans le déplacement des bancs de vase mais mettent aussi en évidence les limites des données utilisées. Des données hebdomadaires, voire quotidiennes, de vents synoptiques devront être utilisées pour tenter de prévoir les périodes de forte dynamique de transports sédimentaires. Le scénario idéal restant l'implantation d'un houlographe ou l'utilisation du modèle de houle de Météo-France.
- L'élargissement de l'étude à l'ensemble du littoral Guyanais a été rendu possible par le développement de la méthode matricielle. Ceci a permis d'aborder le rôle des particularités géomorphologiques locales. Les résultats obtenus mettent en évidence des vitesses de déplacement relativement élevées sur l'ensemble des sites. Ils soulignent aussi le rôle de l'orientation de la côte ainsi que celui des estuaires dans les dynamiques

spatio-temporelles des espaces de banc et d'inter-banc (section 3B). Notons toutefois que l'application de la méthode matricielle à la région de Kaw n'a pas donné satisfaction et a permis de préciser les conditions d'application de la méthode. Celles-ci se révèlent optimales pour des acquisitions à des pas de temps resserrés (de l'ordre de l'année) et pour des hauteurs de marée n'excédant pas deux mètres.

Un deuxième volet a visé à mettre en évidence les causes de l'évolution de l'effort de dragage dans le chenal d'accès au Port de Kourou. La caractérisation du banc de vase de Kourou souligne le rôle des particularités géomorphologiques du littoral dans le comportement du banc à son approche de Kourou. Les résultats ont été obtenus sur l'ensemble du banc :

- La zone inter-tidale du banc a été caractérisée à l'aide d'une série de 6 images SPOT acquises sur une période d'un mois en saison sèche 2003. Un modèle numérique de terrain réalisé à partir des limites vase-océan a permis de mettre en évidence les topographies caractéristiques des différentes parties du banc et donc de formuler des hypothèses sur sa dynamique.
- La zone sub-tidale du banc a fait l'objet d'une attention particulière du fait de son rôle majeur dans l'envasement actuel du chenal de navigation. Une campagne en mer en collaboration avec Atlantique Dragage a permis de réaliser une bathymétrie de la zone proche du chenal et de réaliser des prélèvements de sédiments à la surface du lit pour en déduire des taux de concentration et délimiter la zone de banc. Les résultats de cette campagne, réalisée le 15 avril 2004, ont permis de délimiter la zone sub-tidale du banc de Kourou. Celle-ci est avancée par rapport à la partie inter-tidale et très étendue au large. Des hypothèses de fonctionnement sont émises qui mettent au premier plan le rôle des particularités géomorphologiques locales dans l'évolution du banc et donc dans l'évolution de l'effort de dragage, notamment le rôle des baies et des enrochements. D'autres actions de ce type devront être réalisées dans l'avenir de manière à confirmer ces résultats et à suivre l'avancée du banc.

Globalement, les résultats obtenus soulignent la nécessité d'un suivi régulier du littoral qui doit prendre en compte aussi bien les répercussions géomorphologiques de la migration des bancs de vase que les forçages et notamment la houle. Les données de télédétection permettent de suivre les évolutions du trait de côte et de la vase inter-tidale mais doivent impérativement être complétées par des actions de mesures sur le terrain pour suivre l'évolution du banc dans sa partie sub-tidale.

6 – BIBLIOGRAPHIE

- ALLERSMA, E., 1971. Mud on the oceanic shelf of Guiana. Symposium on Investigation and Ressources of the Carribean Sea and Adjacent Regions. UNESCO, Paris, 193-203.
- ALLISON, M.A., LEE, M.T., OGSTON, A.S., et ALLER, R.C., 2000. Origin of Amazon mudbanks along the northeastern coast of South America. *Mar. Geol.*, 163, 241-256.
- ANTHONY, E.J., 1989. Chenier plain development in northern Sierra Leone, West Africa. In : P. G. E. F. Augustinus (Ed.), *Cheniers and chenier plains*. *Mar. Geol.*, 90, 297-309.
- ANTHONY, E.J., GARDEL, A., DOLIQUE, F., et 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*, 27, 857-866.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F., 1978. The changing shoreline of Surinam (South America). Ph.D. Thesis. The Netherlands, Univ. Utrecht. 232 p.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F., 1987. The geomorphologic development of the coast of Guiana between the Corentyne river and the Essequibo river. In : *International Geomorphology. Part. I*, John Wiley and Sons, 1281-1292.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F., HAZELHOFF, L., et KROON, A., 1989. The chenier coast of Suriname: Modern geological development. In : P. G. E. F. Augustinus (Ed.), *Cheniers and chenier plains*. *Mar. Geol.*, 90, 269-281.
- BAGHDADI, N., GRATIOT, N., LEFEBVRE, J.-P., OLIVEROS, C., BOURGUIGNON, A., 2003. "Coastline and mudbank detection and monitoring in French Guiana Contributions of radar and optical satellite imagery". *Canadian Journal of Remote Sensing*, in press.
- DAVIES, J. L., 1980. Geographical variation in coastal development. (2ème Edit.), Longman, London, 212 p.
- EISMA, D., AUGUSTINUS, P.G.E.F., et ALEXANDER, C.R., 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Neth. J. Sea Res.*, 28, 181-192.
- FRITSCH, J. M., 1984. Les transports solides. Etude de l'impact de l'aménagement de Petit-Saut. Doc. ORSTOM. Cayenne.
- FROIDEFOND, J.M., PROST, M.T. et GRIBOULARD, R., 1985. Etude sur l'évolution morpho-sédimentaire des littoraux argileux sous climat équatorial : l'exemple du littoral guyanais. Rapport Cordet-IGBA. Ministère de la Recherche et de la Technologie. Paris. Université de Bordeaux I Talence. 189 p.
- FROIDEFOND, J.M., PUJOS, M., et ANDRE, X., 1988. Migration of mud-banks and changing coastline in French Guiana. *Mar. Geol.*, 84, 19-30.
- FROIDEFOND, J.M., GARDEL, L., GUIRAL, D., PARRA, M., et TERNON, J.F., 2002. Spectral remote sensing reflectances of coastal waters in French Guiana under the Amazon influence. *Remote Sensing of Environment*, 80, 225-232.
- GARDEL, A., GRATIOT, N., 2003. Dynamique littorale et impacts socio-économiques en Guyane française. Approche par télédétection spatiale. Rapport intermédiaire, Convention CNES/IRD, IRD Cayenne, 28 p.
- GARDEL, A., GRATIOT, N., A satellite imagery-based method for monitoring mud bank migration rates, French Guiana, South America. *Journal of Coastal Research* (sous presse).

- GARDEL, A., GRATIOT, N., 2004. Monitoring of coastal dynamics in French Guiana from 16 years of SPOT images. *Journal of Coastal Research* Special Issue 39 (sous presse).
- GRATIOT, N., GARDEL, A. & ANTHONY, E. Atlantic trade-wind waves and mud bank dynamics in French Guyana: a temporal perspective. *Marine Geology* (soumis).
- GRATIOT, N., LEFEBVRE, J.P., BAGHDADI, N. et OLIVEROS, C., 2003. Structuration des bancs de vase : rôle des barres vaseuses et hypothèses de fonctionnement 9^{ème} congrès des sédimentologues français, ASF, Bordeaux, 14-16 octobre 2003.
- HASSELMANN, K., BARNETT, T.P., BOUWS, E., CARLSON, H., CARTWRIGHT, D.E., ENKE, K., EWING, J.A., GIENAPP, H., HASSELMANN, D.E., KRUSEMAN, P., MEERBURG, A., MÜLLER, P., OLBERS, D.J., RICHTER, K., SELL, W., WALDEN, H., 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP), Dtsch. Hydrogr. Z. Suppl., 12, A8, 95 p.
- KIRBY, R., 2000. Practical implications of tidal flat shape. *Cont. Shelf Res.*, 20, 1061-1077.
- MEADE, R.H., DUNNE, T., RICHEY, J.E., SANTOS, U.M., et SALATI, E., 1985. Storage and remobilisation of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, 228, 488-490.
- NEDECO, 1968. Surinam transportation study: report on hydraulic investigation. The Hague, Netherlands, 293 p.
- LEBOURGEOIS, V., 2002. Application en hydrologie spatiale : études des relations hydrologiques entre un écosystème côtier tropical et l'océan. Rapport de stage, Maîtrise Sciences de l'Environnement, Université de Montpellier, 31 p.
- LRT, 1997. Suivi de l'évolution géomorphologique et botanique de l'estuaire du Sinnamary par Télédétection. Convention ORSTOM/EDF. 64 p.
- LOINTIER, M. et PROST, M.T., 1988b. Coastal sedimentation and local rivers supply in French Guiana : comparisons with the Amazon. Chapman Conference on the fate of particulate and dissolved components within the Amazon Dispersal System : River and Ocean. Nittrouer & DeMaster Ed. Charleston. Wild Dunes. USA.
- LOINTIER, M. et PROST, M.T., 1988b. Environnement côtier des Guyanes. Rapport intermédiaire. ORSTOM Cayenne, 46 p.
- PRICE, W. A., 1955. Environment and formation of the chenier plain. *Quaternaria*, 2, 55-86.
- PROST, M. T., 1986. Aspects of the morpho-sedimentary evolution of French Guiana's coastline. Quaternary of South America and Antarctic Peninsula. Rabassa J. (Ed.), A.A. Balkema Publ., Rotterdam, vol. 4, 191-218.
- PROST, M. T., 1989. Coastal dynamics and chenier sands in French Guiana. In : P. G. E. F. Augustinus (Ed.), Cheniers and chenier plains. *Mar. Geol.*, 90, 259-267.
- PROST M.T., 1990. *Les côtes des Guyanes*. Programme Environnement Côtier. Série Géomorphologie - Sédimentologie. ORSTOM Cayenne. Guyane Française. 213 p.
- PUJOS, M., ODIN, G. S. et PONS, J. C, 1985. Processus sédimentaires et évolution du plateau continental de la Guyane française au cours du Quaternaire Récent. Dep. De Géol. Et Océanog. IGBA. Projet CORDET. Univ. Bordeaux. Talence
- PUJOS M., BOUYSSÉ P. et 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.

PUJOS, M. ; PONS, J. C. et PARRA, M., 2001. Les minéraux lourds des sables du littoral de la Guyane française : bilan sur l'origine des dépôts de la plate-forme des Guyanes. *Oceanologica Acta*, 24S : 27-35.

RINE, J. M. et GINSBURG, R. N., 1985. Depositional facies of the mud shoreface in Suriname, South America. A mud analogue to sandy, shallow-marine deposits. *Comparative Sed. Lab. Univ. of Miami. Florida*

RODRIGUEZ, H.N. et MEHTA, A.J., 1998. Considerations on wave-induced fluid mud streaming at open coasts. In Black, K.S., Paterson, D.M. et Cramp, A. (eds) *Sedimentary processes in the intertidal zone*. Geological Society, London, Special Publications, 139, 177-186.

RUDANT, J.P., CAUTRU, J.P. et LOINTIER, M., 1993. First result of ERS-1 SAR analysis. Pilot Project PPF12 : Coastal and fluvial environment in French Guiana. First ERS-1 Symposium "Space at the Service of our Environment. 4-6 novembre 1992, Cannes, France.

RUDANT, J.P., BALTZER, F., LOINTIER, M., MOUGIN, E. et PROST M.T., 1995. Intérêt des images ROS satellitaires ERS-1 et JERS-1 dans le domaine de la dynamique littorale en Guyane et à l'embouchure de l'Amazonie. Workshop ECOLAB 95, MPEG, Belem, Brésil, ESA WPP 76, pp 215-221.

WARNE, A.G., MEADE, R.H., WHITE, W.A., GUEVARA, E.H., GIGEAUT, J., SMYTH, R.C., ASLAN, A., et TREMBLAY, T., 2002. Regional controls on geomorphology, hydrology and ecosystem integrity in the Orinoco Delta, Venezuela. *Geomorphology*, 44, 273-307.

WELLS, J.T. et COLEMAN, J.M., 1981. Physical processes and fine-grained sediment dynamics, coast of Surinam, South America. *J. Sediment. Petrol.* 51, 1053-1068

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : le banc de vase se rapproche de Kourou. L'évolution de l'effort de dragage est représentée par la localisation des pk et des années correspondantes. En fond, image SPOT (2001).

Figure 2 : Passage des vasières aux cheniers marqué par une dominance croissante des processus dus aux vagues (d'après Anthony, 1990).

Figure 3 : La dynamique sédimentaire de l'Amazone à l'Orénoque. Image multi-capteurs : sur l'océan synthèse multi-dates d'indice de turbidité sur 3 images NOAA, octobre 1999. Sur le continent la mosaïque d'images radar J-ERS acquises en 1995 permet d'obtenir des informations sur les formations constituant le plateau des Guyanes.

Figure 4 : Schématisation d'un banc (d'après Baghdadi et al. 2003). La partie immergée en permanence (zone subtidale) n'est pas précisément délimitée. L'avant du banc est constitué de vases fluides « lac de vase » qui sont issues de l'érosion de l'arrière banc puis transportées par les courants vers l'avant. La zone intertidale, zone de balancement des marées est colonisée dans sa partie arrière par de la mangrove. De part et d'autre du banc les espaces inter-bancs sont en érosion.

Figure 5 : Le littoral guyanais de l'Approuague à l'est au Maroni à l'ouest. Mosaïque de 4 images satellite (1986 région de Sinnamary et Kourou, 1987 région de Mana et 1988 région de Kaw)

Figure 6 : Le littoral dans la région de Kourou. Les trois thèmes extrait des images sont représentés (gris : vase, mauve : mangrove, moutarde : trait de côte).

Figure 7 : Le littoral dans la région de Mana. Les trois thèmes extrait des images sont représentés (gris : vase, mauve : mangrove, moutarde : trait de côte). A noter que les rizières et marais sub-côtiers sont intégrés dans le thème mangrove.

Figure 8 : Le littoral dans la région de Sinnamary. Deux importants estuaires sont présents dans cette région : Iracoubo-Counamama et Sinnamary

Figure 9 : Le littoral dans la région de Kaw.

Figure 10 : images SPOT et Landsat utilisées dans l'étude.

Figure 11 : les couches d'information dans le SIG (en gris la vase inter-tidale en 1998 et transparence en 2002, en mauve la mangrove en 1998).

Figure 11 : extrait du SIG sur la région de Kaw. Deux importants estuaires sont présents dans cette région : Iracoubo-Counamama et Sinnamary.

Figure 12 : Etapes de la standardisation des limites des thèmes mangrove et vase inter-tidale appliqués à l'image du 02/07/02.

Figure 13 : Représentation matricielle des résultats standardisés (a) et interpolés (b). Le dégradé de couleurs représente la distance à la côte de la vase inter-tidale.

Figure 14 : a) Evolution spatio-temporelle des zones inter-tidales.

b) Taux de migration estimés par mesures directes et indirectes.

Figure 15 : Caractéristiques morphologiques locales et chenal d'accès au port de Pariacabo (en fond image Landsat ETM du 19/09/2002). Limite de la zone inter-tidale en 2000 (), en 2002 (—), baie dans la mangrove (■■■■) et hauts fonds rocheux (*). Les pk représentent les distances au Port le long du chenal

Figure 16 : (a) Dynamique de la mangrove par secteur. (b) Evolution des surfaces de mangrove sur les 4 secteurs composant le littoral d'étude.

Figure 17 : Comparaison des matrices mangrove (a et vase b).

La matrice mangrove a) représente l'évolution relative de la mangrove depuis 1986. Par exemple en S1 la mangrove a reculé par endroit de presque 3 km.

Figure 18 : Schéma conceptuel des processus en jeux dans la colonisation des vasières par la mangrove. Les forçages océaniques (marée, houle et courant) sont à l'origine des processus dynamiques mais aussi de stabilisation (colonisation végétale) du banc.

Figure 19: Erosion et colonisation sur les zones de banc et d'inter banc. Les résultats sont corrélés aux vitesses de migration du banc.

Figure 20 : Evolution spatio-temporelle de la vase inter-tidale dans la région de Kaw.

Figure 21 : Assemblage des matrices de vase inter-tidale de l'ouest de Cayenne jusqu'à Mana.

Figure 22 : carte des pseudo stress de vent du mois d'avril 2000 de J. Servain

Figure 23 : (a) Fluctuations inter-annuelles des vents locaux de puis 1975 aux Iles du Salut (Ile du Diable, station Météo France)

(b) Fluctuations inter annuelles des vitesses de vent champs large sur la zone de fetch depuis 1964 (données J. Servain)

Figure 24 : Evolution géomorphologique du littoral de Kourou et forçage par la houle

(a) Evolution cross-shore de la mangrove entre 1990 et 2002 (Gardel et Gratiot sous presse b);

(b) Migration des bancs de vase sur le littoral de Kourou entre 1960 et 2002

(c) Evolution des paramètres de forçage par la houle des vents locaux et synoptiques depuis 1964.

Figure 25 : les 6 images SPOT utilisées pour caractériser la topographie de la zone inter-tidale du banc de Kourou.

Figure 26 : courbes de niveau issues des images SPOT délimitant l'extension de la partie inter-tidale du banc aux hauteurs de marée correspondantes.

Figure 27 : vue en perspective du MNT de la zone inter-tidale du banc de Macouria.

Cette vue permet de mettre en évidence la topographie des différents secteurs de la zone.

- Le secteur (1) correspond à l'arrière du banc. Cet espace subit une érosion intense. Le profil topographique est ainsi relativement abrupte (les courbes de niveau sont rapprochées).

- Le secteur (2) correspond à la zone où la vase inter-tidale s'étend le plus au large. De nombreux chenaux de marée découpent la surface dont la pente est nettement plus douce.

C'est ici que se développent des spots de colonisation végétale sur les zones de barres ou le long des chenaux de marée.

- Le secteur (3) situé en avant du banc a quand à lui une surface de pente très douce. C'est un espace d'accrétion vaseuse qui correspond à un lac de vase. Au delà de ce secteur, l'estuaire du fleuve Kourou.

Figure 28 : Limite hypothétique de la zone sub-tidale. Présentée lors de la présentation orale de mi-étape au CSG.

Figure 29 : photographies du matériel utilisé. a) instruments à bord de la pilotine b) benne manuel utilisée pour les prélèvements de vase.

Figure 30 : carte de la bathymétrie « Atlantique Dragage ». En rouge, les transects programmés sur lesquels les points sont enregistrés. Les iso-bathes sont ensuite calculées par interpolation..

Figure 31 : carte des concentrations en sédiments à la surface de la zone sub-tidale. En rouge, les points de prélèvements. La courbe des 650g/l (en pointillé) est considérée comme la limite du banc, au delà

Figure 32 : Le banc de vase de Kourou à l'approche du chenal de navigation. La représentation de la courbe des 0,87 mètres (bleue) issue de l'image SPOT du 13/08/2003 permet de comparer la position des parties inter-tidale et sub-tidale. Les hauts fonds rocheux sont aussi localisés.

Figure 33 : Figure 32 : Hypothèse de scénario de fonctionnement du banc de Kourou depuis la fin des années 90.

LISTE DES TABLES

Tableau 1 : Caractéristiques des bancs observées sur photographies aériennes et particularités environnementales communes aux trois pays

Tableau 2 : listes des images SPOT et LANDSAT

Tableau 3 : images SPOT acquises sur le site durant la saison sèche 2003.

Tableau 4 : points de prélèvement et taux de concentration en sédiments

ANNEXE I

Gardel, A. et Gratiot, N. A satellite imagery-based method for monitoring mud bank migration rates, French Guiana, South America'' *Journal of Coastal Research* vol. 20, n°3, à paraître

Monitoring of mud-bank migration using remote sensing

A SATELLITE IMAGE-BASED METHOD FOR ESTIMATING RATES OF MUD BANK MIGRATION, FRENCH GUIANA, SOUTH AMERICA

A. Gardel and N. Gratiot

Laboratoire Régional de Télédétection, Laboratoire d'Ecologie Littorale
Institut de Recherche pour le Développement (IRD)
BP 165, Route de Montabo, 97323 Cayenne French Guiana
gardel@cayenne.ird.fr, gratiot@cayenne.ird.fr

Abstract

The muddy Guyanas coastline in South America experiences significant short-term change involving alternations of accretion and erosion, as a result of the influence of mud from the Amazon River. In French Guiana, the dynamic changes due to mud banks permanently migrating alongshore have a considerable impact on both coastal ecology and economic activities. As a result, monitoring of these mud banks constitutes an important coastal management issue. In this paper, focus is placed on the development of a method for the monitoring mud bank migration rates since 1986 between the coastal cities of Cayenne and Kourou, spaced 60 km apart, and using for the first time high temporal resolution satellite images rather than aerial photographs. To achieve this, sixteen SPOT images and one LANDSAT image covering the period 1986–2002 were acquired and integrated in a GIS. Because of tidal range variation on this mesotidal coast, mud bank characteristics cannot be objectively quantified using classical methods. Mathematical processing of the satellite imagery data, including correction for tides, was performed in order to obtain a set of coherent data for analysis of parts of the mud bank associated with inter-tidal mudflat development, from which quantification rates of mud bank migration becomes feasible.

Rate of longshore migration of the mud bank recorded up to 2002 are highly variable. The inter-tidal part of the bank has slowed down in the last years, resulting in a cross-shore extension of the bank. This slow-down occurred following a rate of migration much higher than those reported in the literature. Seasonal events are also recorded between 2001 and 2002. The variability in rates of migration deduced from the method reported in this study corroborates a pattern reported from earlier

studies in Guyana, Surinam and French Guiana, based on more traditional methods, notably aerial photographs. This variability is tentatively attributed to changes in wind intensity and to local environmental parameters, such as coastline orientation, and the occurrence river estuary outflow and bedrock headlands.

ADDITIONAL INDEX WORDS: satellite images, mud bank migration, Amazon, French Guiana.

Introduction

The Guyanas coast from Amapa, in Brazil, to the Orinoco River delta in Venezuela (Figure 1) is the longest muddy coast in the world. The dynamics of this northeastern part of the South American coast is largely governed by interaction between waves and the muddy sediment supply of the Amazon River. This muddy discharge has been estimated at 1.2×10^9 tons.y⁻¹ (Meade et al., 1985). Sixty percent of the sediment supply migrates northwestward along the Guyanas coast. Half of this load (1.5×10^8 tons.y⁻¹) migrates in suspension in the coastal waters. The other half migrates in the form of huge mud banks (Wells and Coleman, 1981), whose formation occurs along the northwestern coast of Amapa in Brazil (Allison et al., 2000). The mud banks then migrate along the French Guiana, Surinam and Guyana coasts until the Orinoco delta in Venezuela (Warne et al., 2002). This regional mud supply pattern has governed the coastal morphology of French Guyana since the Holocene. The young coastal plain, of Holocene age, and characterised by grassy marshes and swamp forests, is situated between an older, 10–20 km-wide Pleistocene coastal plain of more or less humid savannahs that abuts the Guyana Shield,

and the highly dynamic modern muddy shoreline. The humid coastal plain is interrupted in places by linear relict Holocene beach ridges (old cheniers). The modern shore evolves permanently. It can be muddy or sandy depending on the presence or absence of a mud bank. Mud bank phases are characterised by large-scale development of mudflats and mangrove tidal flats, while 'inter-bank' phases are dominated by erosion, and, commonly, the occurrence of sandy (chenier or non-chenier) shores, as described from the Surinam coast by Augustinus (1978). *Avicennia germinans* forms exclusive sea-front mangrove stands, although *Laguncularia racemosa* commonly occurs in the first phases of mud bank colonization.

The dramatic short-term changes associated with the coastal dynamic patterns summarised above have a strong impact on the socio-economic activities of French Guiana, a young growing economy. The coastal zone of French Guiana accommodates 90% of this French overseas department's inhabitants and is the focus of the main economic activities (the European satellite launching pad, inshore fishing, maritime transport, tourism...). For instance, access to the main harbours implies costly daily dredging of mud. These changes also affect the ecology of the coastal zone, by altering both mangrove and sandy beach ecosystems. Changes in medium-term (order of several years) beach plan shape and sediment dynamics have also been shown to be governed by patterns and rates of mud bank migration (Anthony et al., 2002). As a result, monitoring of the 6 to 9 mud banks that permanently migrate along French Guiana constitutes an important coastal management issue.

The large-scale characteristics of the mud banks are not very well known. Their morphology appears to be variable. The dimensions reported in the literature suggest lengths ranging from 10 to 60 km, widths ranging from 20 to 30 km, inter-bank spacing of 15 to 25 km, and bank thickness of up to 5 m (Froidefond et al., 1988; Allison et al., 2000). The rates of mud bank migration are also quite variable, from less than 0.5 km.y^{-1} to more than 5 km.y^{-1} (Augustinus, 1987; Eisma et al., 1991; Froidefond et al., 1988). This migration is driven essentially by trade wind-generated waves which attain their peak activity between December and March (Wells et Coleman, 1981). Recent numerical modelling work by Rodriguez and Mehta (1998) has shown that the Guyana Current, considered by earlier workers as a major forcing function in mud bank migration, is too far offshore to be effective in the transport of coastal mud.

The various studies evoked above have essentially determined mud bank migration rates from classical aerial photography, hitherto the only means of medium- to large-scale monitoring of these rather inaccessible muddy coasts.

Determining such migration rates is thus conditioned by the frequency of aerial photograph surveys and by their quality. These surveys are relatively expensive and rather irregular over time. The latest surveys, for instance, only cover the years 1987, 1991 and 2001. Furthermore, the use of aerial photograph requires rigorous and rather tedious image mosaicking before their processing, in order for them to be compatible with a cartographic referential.

In this paper, satellite images are used for the first time to attempt to quantify mud bank migration rates over the 60 km stretch of coastline between the cities of Cayenne and Kourou (Figure 1) over an 18-year period. Sixteen SPOT images and one LANDSAT image covering the period 1986–2002 were acquired, providing a remotely sensed data base whose high temporal resolution, has, to our knowledge, never been achieved before in the monitoring of mud bank migration on the northeastern South American coast. All the images were geo-coded and integrated in a GIS (geographical information system) in order to extract the inter-tidal mudflats associated with mud banks. Mathematical processing, including correction for tidal range and date-to-date interpolation also provided a tool for examination of mud bank behaviour at an inter-annual time scale. The high variability in the rates of migration deduced from this work is discussed in the light of previous studies.

From raw data to thematic information

SPOT satellites, which are launched from Kourou, have acquired images since 1986. These images have a coverage of $60 \times 60 \text{ km}$ and a spatial resolution of 20 m, and are thus well adapted to the monitoring of mud banks. The optical sensors, which provide three or four spectral bands (band xs1: 500–590 nm; band xs2: 610–680 nm; band xs3: 780–890nm; band xs4: 1580–1750nm) in the visible and infrared domains, offer a good tool for the identification of muddy shoreline features. The equatorial climate of French Guiana is characterised by an important cloud cover which often limits the use of optical sensors. Fortunately, wind conditions occurring in the coastal fringe involve frequent cloudless phases (Figure 2). A LANDSAT ETM image acquired in 2002 was used to complete and update the set of SPOT images.

All images were geometrically processed in order to be compatible with a cartographic referential. The datum used is WGS84 and the projection North UTM zone 22. This processing was realised using a digitised topographic base map edited by the Institut Géographique National (IGN n° 4711, 1:25000, 1989). Because of the instability of the coastline, this part of the analysis is rather

difficult and GPS (global positioning system) points are necessary to geo-reference recent images. These initial treatments were realised using ER Mapper (©) software version 6.21. The geo-coded images were then integrated in a Geographic Information System software (GeoConcept ©). The set of images, their date of acquisition, their spatial coverage and the corresponding instantaneous tidal ranges are reported in Table 1. The implications of coverage area and the tidal range calculation method will be discussed in later sections.

As illustrated in Figure 2, three typical coastal features are extracted from the images: the stable shoreline, mangroves, and the inter-tidal mudflat. The stable shoreline constitutes a good reference for examining the evolution of mangroves and inter-tidal mudflats, which are the two major features that condition human activities on the Guyana coasts. The sub-tidal portion of mud banks which corresponds to the underwater extension of the inter-tidal mudflats is also an important feature. It can only be delimited through bathymetric measurements and sediment coring, and, for this reason, the sub-tidal portion is generally not treated in most studies. Identifying the limits between the afore-mentioned three features, notably that of the stable shoreline relative to mangroves and inter-tidal mudflats located seaward, is thus a prerequisite for identifying, practically, mud bank location and monitoring migration.

To extract these limits, a manual method based on image interpretation was resorted to because of its simplicity and its adequate resolution for the aims of this study. The limits are identified with a standard deviation of about one hundred metres. The stable shoreline limit corresponds to the first Holocene chenier. This structural limit is observed to be stable for the duration of the survey covered by the images. The mangrove limit is easily identified on images. This is because mangrove areas always present a high spectral signature in the infrared domain reinforced by a very dense and homogenous mono-specific community (*Avicennia germinans*). Detection of the inter-tidal limit is not as easy and requires experience and frequent ground truth surveys. This limit sometime corresponds to very minor changes in spectral properties between bare mudflats and the surrounding very turbid waters (Froidefond et al., 2002). Automatic image classification methods are therefore not suitable for discriminating the inter-tidal mudflats on mud banks. Actually, some textural elements such as tidal creeks or patches of algal mats are very helpful for the discrimination of emerged and submerged parts of the banks.

Among the mud banks, the latest bank (named here the Cayenne-Kourou bank), which has been migrating since 1991 from the southeast, is now located astride the mouth of the Kourou River, near the city of the same name. To estimate its rates of

migration, the simple method proposed by Froidefond et al. (1988), using aerial photographs, was initially applied to the satellite data. Among the available set of images, seven dates (11/17/91, 10/16/95, 09/28/96, 09/06/98, 02/07/00, 07/02/01 and 09/19/02) turned out to be relevant for the application of this method. Effectively, as seen on Table 1, these dates have a good coverage and almost all of the mudflat area composing the mud banks is detected on the images. The method is based on date-to-date monitoring of the inversion points of the leading and trailing slopes. Froidefond et al. (1988) used aerial photographs acquired almost simultaneously along the French Guiana coast and this thus circumvents the eventual problem of differences in tidal range, an important short-coming with satellite images. The tidal range determines the exposed inter-tidal mudflat area on the images, and this is an important parameter for determining rates of migration relative to the fixed shoreline.

In order to overcome this problem, a matrix method relying on mathematical data processing was resorted to. As indicated previously, the integration of images in a GIS has permitted extraction of three typical coastal features from each image: the stable shoreline limit, the mangrove limit and the inter-tidal mudflat limit. The matrix method provides a 3D visualisation tool for the spatio-temporal analysis of these limits. The method consists in three steps described hereafter.

In the GIS, shoreline, mangrove and inter-tidal limits are projected in the North UTM zone 22 system (Figure 3a). The first step consists in projecting the data in a new x,O,z system which has its origin at the extreme northwestern limits of the field of investigation (Fig. 3a, 'x') and has its x-axis oriented alongshore. In this system, a mathematical algorithm has been applied to the data in order to calculate the cross-shore distances separating the stable shoreline from the mangrove and intertidal limits. These distances are projected along the z-axis as presented in Figure. 3b ('—' and '—').

The second step aims at excluding the tidal effect. For a date-to-date comparisons, it is necessary to apply a correction to the cross-shore inter-tidal limit which incorporates tidal range during image acquisition and the mean inter-tidal bottom slope. Tidal range h_{tide} (i.e. instantaneous altitude of the sea surface above low water datum) is estimated from the numerical model of tidal propagation proposed by the Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (<http://www.shom.fr>). Data calculated for each image are reported in Table 1. The mean inter-tidal bottom slope is deduced from a comparison of the inter-tidal limits of the two images acquired in 1995. The ten days separating these images is sufficiently short to assume that no significant

morphodynamic changes occurred. The mean cross-shore extension of the inter-tidal area between these two images is about 850 m for a water depth variation of 1.21 m. It corresponds to a mean inter-tidal slope $\alpha \approx 1.4 \cdot 10^{-3}$, which was also considered to be representative of the mean slope for every image. For a given date (t), the inter-tidal extension, IE (x,t), corresponding to a 1 m tidal range, is then calculated from the relationship:

$$IE(x,t) = \text{Intertidal}(x,t) + (h_{\text{tide}}(t)-1)/\alpha$$

As an example, the application of equation (1) to the image acquired in 07/02/01 is reported in Figure 3c ('- -'). IE(x,t) corresponds to a cross-shore extension of 414 m relative to the measured inter-tidal limit.

The application of the tidal correction to each image allows for a rough comparison of the inter-tidal extensions for different dates but the lack of inshore bathymetric measurements constitutes a limitation to this method. This limitation led us to consider a linear cross-sectional muddy shore profile, homogeneous alongshore and independent of time. Actually, the estimation of the cross-shore inter-tidal extension presented in equation (1) can be done using other conceptual muddy shore profiles reported in the literature (Kirby, 2000), but in any case, it is almost impossible to propose a correction which takes into account the alongshore mudflat extension. This element is the main limiting factor in estimating the rate of mud bank migration using the classical method proposed by Froidefond et al. (1988). To overcome this limitation, the mean alongshore mudflat location $G(x)$ was estimated from the formula:

$$\int_0^{G(t)} IE(x,t) dx = \int_{G(t)}^{\infty} IE(x,t) dx$$

where G gives the x-axis position of a cross-shore line delimiting the inter-tidal area in two equal parts (Figure 3c, 'o'). G is expected to be a relevant parameter in estimating mud bank migration because it does not depend on the tidal correction applied, and is poorly affected by the unpredicted alongshore extension.

The third step consists in projecting the data in the x,O,t system. The application of the tidal correction has been carried out for every date and is reported in Figure 4a. The IE(x,t) matrix gives a broad picture of the northwestward migration of the mud bank from 1991 to 2002. At this stage, the analysis remains limited because of the non-uniformly-spaced IE(x, t) matrix and the existence of areas where information is lacking. The rate of non-coverage which corresponds to about 23% of the IE(x,t) matrix is sufficiently homogeneously distributed in order to allow for a numerical

interpolation of the matrix. The result of a Delaunay cubic triangulation of the data in a uniformly-spaced grid constitutes the last step of the matrix method analysis. Its application to the corrected inter-tidal extension IE is presented in Figure 4b.

Results

The results using the classical method are presented in Figure 5. Compared to the velocities calculated by Froidefond et al. (1988), those obtained from the satellite images are much higher but also more variable. Froidefond et al. (1988) recorded, for instance, a $0.9 \text{ km} \cdot \text{y}^{-1}$ average velocity between 1979 and 1984 for the Kourou-Cayenne mud bank. The satellite-based calculation showed that between 1991 and 1995, the trailing edge of this bank migrated 0.3 km while the leading edge migrated 5.5 km. An average velocity of $1.4 \text{ m} \cdot \text{y}^{-1}$ was observed between 1991 and 2002 and a maximum of $3.4 \text{ km} \cdot \text{y}^{-1}$ between 1998 and 2000 (representing leading and trailing edge averages respectively of $2.3 \text{ km} \cdot \text{y}^{-1}$ and $4.4 \text{ km} \cdot \text{y}^{-1}$ deduced over 16 months of SPOT images) and a 2001-2002 minimum of $0.5 \text{ km} \cdot \text{y}^{-1}$.

The matrix method can be applied to examine the evolution of mangrove and inter-tidal mudflat limits but also more generally all the mathematical combinations of these two coastal features. Among the potentially interesting feature combinations that can be derived using this method, the absolute emerged mudflat area:

$$IE^* = IE - \text{mangrove}$$

has turned out to be the most relevant parameter for monitoring mud bank migration. The spatio-temporal evolution of IE^* is depicted in Figure 6a. The x-axis mesh size of this interpolated matrix is 200 m and the t-axis mesh size is 300 days. Among the set of available images, nine dates are suitable for the direct estimation of the mean alongshore mudflat location G (11/17/91, 10/16/95, 10/26/95, 09/28/96, 09/06/98, 02/07/00, 07/02/01, 12-14-01, and 09/19/02). The migration of G with time in Figure 6a ('o') is almost continuous with the exception of the 10/16/95 G value which is definitely located in the right part of the matrix. This is a much more surprising result than the one yielded by the following image, ten days later, which presents a G location continuously aligned with the overall G values. This reveals the limitations of this estimation method of mud bank position for images acquired at very high tidal ranges (2.35m for the 10/16/95 image). In such a case, the inter-tidal area extracted from the image is too small to be representative of the mudflat and G cannot be estimated reasonably. From this

observation, a decision was made to eliminate the 10/16/95 image for the interpolation and maintain the 10/26/95 image. With the exception of the 11/17/91 image, the other dates have a sufficiently low tidal range to consider that the estimation of G is significant (see Table 1). The 11/17/91 image is, however, used for the matrix interpolation because it contains crucial information relative to the arrival of the mud bank in our field of investigation.

Equation (2) has been applied to the interpolated $IE^*(x,t)$ matrix in order to quantify the mean mud bank position from an annual time-scale observation (Figure 6a, '•'). The mud bank migration rates calculated from the direct and interpolated G measurements ('o' and '•', respectively) are reported in Figure 6b. The error bar associated with the interpolated celerity corresponds to the mean standard deviation measurement derived from the linear, cubic and V4 methods of matrix interpolation (Matlab 6.0.0.88 version ©).

The mud bank migration rates calculated from direct measurements (see Figure 6b) exhibit three global trends. From 1991 to 1996, the average recorded rate is under 0.2 km.y^{-1} . From 1996 to 2000, the average rate is significantly higher and attains up to 2.5 km.y^{-1} . From 2000 to 2002, the average rate slowed down to 1.5 km.y^{-1} . In more detail and because of the high temporal resolution of the satellite images, seasonal patterns can sometimes be observed. Thus, a very high velocity peak reaching 3 km.y^{-1} is recorded between October and mid-December 2001. This abrupt acceleration coincided with an early start of the high wind season that typically occurs between December and March. This observation is objective because it is recorded from data acquired at nearly identical tidal ranges (1.4 m. in October 2001 and 1.28 m. in December 2001). The mud bank migration rates resulting from interpolated measurements show that global trends are respected, but the results are smoothed due to the 300 days interpolation resolution. Seasonal events cannot be observed using these interpolated results. A huge cross-shore extension of the inter-tidal mudflat can be observed from the last dates. The outer limit relative to the fixed shoreline was 2 km in 1995 but had reached 4 km by 2002. This extension seemed to occur with the slowdown recorded between 2000 and 2002.

Discussion

The satellite data reveal the high variability of rates of mud bank migration along the French Guiana coast over the period 1986-2002. Comparison of the results yielded by the classical and the matrix methods shows that the non-inclusion of the influence of the instantaneous tidal

range in the former results in migration rates that may not be realistic. The very high velocity between 1998 and 2000, for instance (Figure 5) is attributed to the fact that the 1998 image was associated with an above-datum tidal range of 0.74 m that gave a 30 km-long mud bank which only measured 25 km in 2000 for an above-datum tidal range of 1.20 m. Using raw satellite data and simple GIS treatment, it is almost impossible to quantify objectively migration rates because of the effect of tidal variation on the inter-tidally exposed mud bank area. Inter-tidal mud bank surface area is indeed dependent on sea level, and simple satellite imagery analysis is not adequate enough to identify trustworthy migration rates, which require standardised and comparable data. The tidal correction applied to the data yields more realistic values. These are, however, still relatively higher than those calculated by Froidefond et al. (1988) for the years preceding the period covered by satellite imagery.

The variability in migration rates shown by the satellite data may be an inherent feature of mud bank migration revealed by the high temporal resolution of this data source. Such variability is not surprising, however, and merely echoes that reported from studies from the other Guiana coasts (Surinam: NEDECO, 1968; Augustinus, 1978, 1987; Eisma et al., 1991). Some results from these and other works are summarised in Figure 7. The high variability in rates of mud bank migration observed along these coasts is mainly attributed to the angle of wave incidence on the coast. Rates are more important on the Surinam coast because of the steeper angle of wave incidence relative to the shoreline orientation (45°). Thus, mud migration is less rapid in Guyana and French Guiana where incident waves have a less oblique orientation (Rodriguez & Mehta, 1998).

However, if only the angle of wave incidence is considered, mud banks in French Guiana should migrate with higher velocities than those of Guyana. Thus, others parameters have to be considered in order to explain these celerity variations. Large-scale forcing is very likely to have a major influence in migration rate variability but this effect is not yet clearly understood. Variations in large-scale wind orientation and intensity are believed to have a direct impact on mud bank migration rates (Eisma et al. 1991). This is logical, since the waves responsible for mud bank migration are generated by the trade wind field which shows a marked seasonal regime that is also reflected in the wave climate. A preliminary analysis of the synoptic winds on the French Guiana coast recorded by Météo France (in Kourou) reveals an important decrease in wind intensity since 1990 (Figure 8). This trend is not in agreement with the higher recorded velocities from the satellites covering the early 1990s. The local wind field is

only a small part of the picture, however, as wave generation is associated with the regional wind field in the equatorial Atlantic. Answers to the variability of mud bank migration rates may come from efforts aimed at understanding large-scale short-term climatic variability and its influence on the Atlantic wind field.

Some of the variability may, however, be due to changes in mud bank dimensions (width versus length) associated with differences in migration rates between leading and trailing edges. For the afore-mentioned 1998-2002 example, an inversion of leading/trailing edge migration rates is clearly noticeable. Coastal features having sufficiently important spatial dimensions are likely to be the causes of such local variability in mud bank behaviour. The Kourou river outflow, for instance, probably constitutes a jet that impeded migration of the leading edge while the trailing edge continued to migrate under wave influence. In like manner, the slowdown of the Kourou-Cayenne mud bank between 2000 and 2002 reported in Figure 6b probably has two local explanations. The first corresponds to the passage of the mud bank in a large embayment, which probably acts by increasing shoreline concavity and temporary mud accommodation space. Filling of this embayment by the mud bank seems to have slowed down its migration rate (Figure 9, '■■■■'). A second explanation probably resides in the presence of bedrock headlands (‘.’) between Cayenne and Kourou which appear to slow down the mud bank. By forming natural spurs, these bedrock headlands induce cross-shore extension of the mud bank, slowing its rate of progress alongshore. The mud bank depicted in Figure 9 continues to migrate northwestwards despite these bedrock headlands. The dredging of the navigation channel indirectly brings out the sub-tidal extension of the mud bank in front of the Kourou River. In 2000, the main dredging effort was in the vicinity of pk 8 while in 2003, most of the sub-tidal mud bank had spread offshore as far as pk 12 (Figure 9).

In the light of these results and those reported in the literature, the notion of an average migration rate is not significant. The migration of mud banks along the 1500 km coast from Amapa in Brazil to Venezuela depends on many spatial and temporal parameters acting at various scales. In addition to large scale climate observations and the use of data from other satellites, future research should consider the three Guyanas coasts in order to compare simultaneous rates of migration. NEDECO (1968) identified 21 mud banks between Cayenne in French Guiana and the Waini River in Guyana. No similar global survey has ever since been carried out. Today, the technological developments in satellite-based remote sensing offer new survey perspectives. Satellites such as NOAA and SeaWiFS provide higher temporal resolutions than

LANDSAT or SPOT. However their spatial resolution is not sufficient enough to monitor mud bank migration. MeRIS images, acquired by the hyperspectral optical ENVISAT satellite, offer the best perspectives by providing a spatial resolution of 300 m, 15 hyperspectral bands up to near-infrared, a 3-day temporal resolution (thus giving a large choice of images at near-identical tidal ranges) over a large field (600 km). Mud banks can now be surveyed on the entire coast from the Amazon delta to the Orinoco delta several times a year.

Conclusion

This study has used satellite images to provide updated monitoring of mud bank migration rates in French Guiana. The method developed utilises the mean alongshore mudflat location $G(t)$ and this parameter has been shown to be appropriate for monitoring mud bank migration on satellite images which are not acquired at constant sea level, a major constraint in the qualitative estimation of such rates. Results from the study highlight the high variability of mud bank migration rates along the French Guiana coast. In particular, the rates obtained from monitoring of the Cayenne-Kourou mud bank are much higher than those reported in the earlier literature. Climatic (wind) and local coastal morphological parameters appear to be the main factors that induce variability in migration rates. A comparative approach englobing the neighbouring Surinam and Guyana coasts using medium-resolution satellite images, such as MeRIS images, should provide greater insight in the future on this highly dynamic coast, enabling better forecasting in coastal management issues, all of which are dominated by mud bank migration between the Amazon and Orinoco deltas.

Acknowledgments

This work was financially supported by the CNES/IRD contract n°02/CNES/0814/00. PNEC (Programme National d'Environnement Côtier) provided some of the SPOT images. We wish to thank Météo France for the wind data.

Literature Cited

ALLISON, M.A., LEE, M.T., OGSTON, A.S., and ALLER, R.C., 2000. Origin of Amazon mudbanks along the northeastern coast of South America. *Mar. Geol.*, 163, 241-256.

- ANTHONY, E.J., GARDEL, A., DOLIQUE, F., and 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*, 27, 857-866.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F., 1978. The changing shoreline of Surinam (South America). Ph.D. Thesis. The Netherlands, Univ. Utrecht. 232 p.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F., 1987. The geomorphologic development of the coast of Guiana between the Corentyne river and the Essequibo river. In : *International Geomorphology. Part. I*, John Wiley and Sons, 1281-1292.
- EISMA, D., AUGUSTINUS, P.G.E.F., and ALEXANDER, C.R., 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Neth. J. Sea Res.*, 28, 181-192.
- FROIDEFOND, J.M., PUJOS, M., and ANDRE, X., 1988. Migration of mud-banks and changing coastline in French Guiana. *Mar. Geol.*, 84, 19-30.
- FROIDEFOND, J.M., GARDEL, L., GUIRAL, D., PARRA, M., and TERNON, J.F., 2002. Spectral remote sensing reflectances of coastal waters in French Guiana under the Amazon influence. *Remote Sensing of Environment*, 80, 225-232.
- KIRBY, R., 2000. Practical implications of tidal flat shape. *Cont. Shelf Res.*, 20, 1061-1077.
- MEADE, R.H., DUNNE, T., RICHEY, J.E., SANTOS, U.M., and SALATI, E., 1985. Storage and remobilisation of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, 228, 488-490.
- NEDECO, 1968. Surinam transportation study: report on hydraulic investigation. The Hague, Netherlands, 293 p.
- RODRIGUEZ, H.N. and 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.
- WARNE, A.G., MEADE, R.H., WHITE, W.A., GUEVARA, E.H., GIGEAUT, J., SMYTH, R.C., ASLAN, A., and TREMBLAY, T., 2002. Regional controls on geomorphology, hydrology and ecosystem integrity in the Orinoco Delta, Venezuela. *Geomorphology*, 44, 273-307.
- WELLS, J.T. and COLEMAN, J.M., 1981. Physical processes and fine-grained sediment dynamics, coast of Surinam, South America. *J. Sediment. Petrol.* 51, 1053-1068

FIGURE CAPTIONS

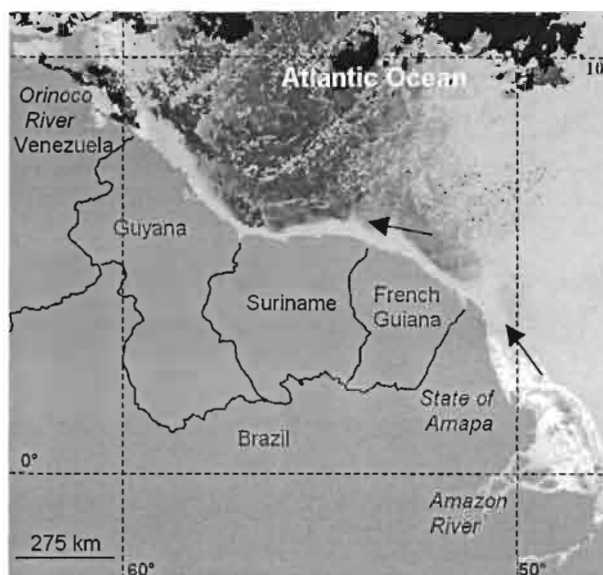


Figure 1: The Guyanas coast under the influence of the Amazon River. High turbidity in the coastal waters due to massive mud supply from the Amazon appears in light colours. Data from a multi-date synthesis (October 1999) of the turbidity index from three images (NOAA-14 acquired and treated by IRD Cayenne).

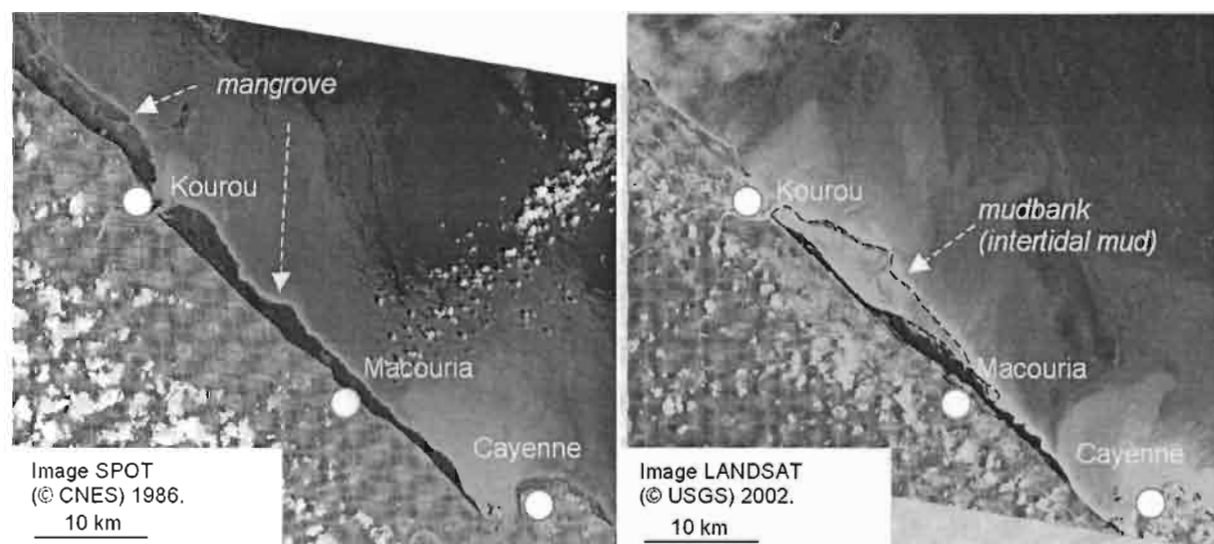


Figure 2. Optical images (SPOT, 1986 and LANDSAT, 2002) of the Cayenne-Kourou coast. The coastal plain is masked (transparent colour) and delimited to the north by the stable shoreline. Mangroves and mud bank are localised and delimited.

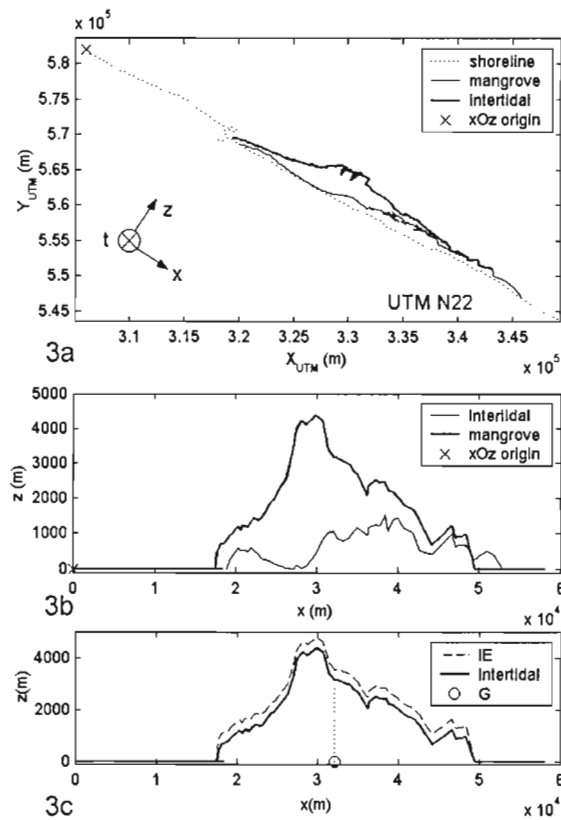


Figure 3. Steps in the standardisation of mangrove and inter-tidal mudflat limits, applied to the image acquired in 07/02/01.

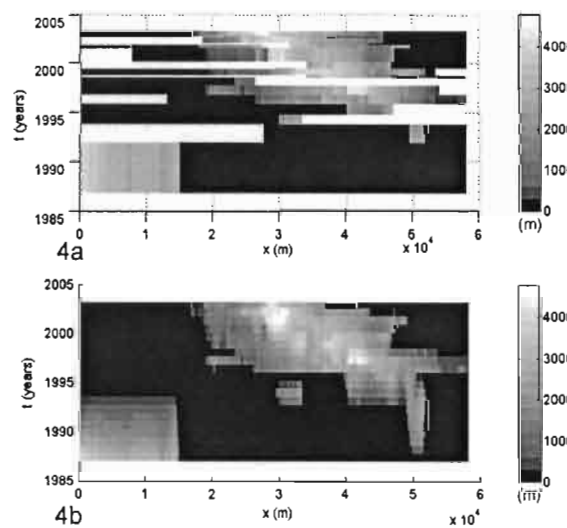


Figure 4. Matrix representation of the standardized results (a), and interpolation by Delaunay cubic triangulation (b). The colour gradient represents the distance of the inter-tidal mud bank limits (in metres) to the fixed shoreline.

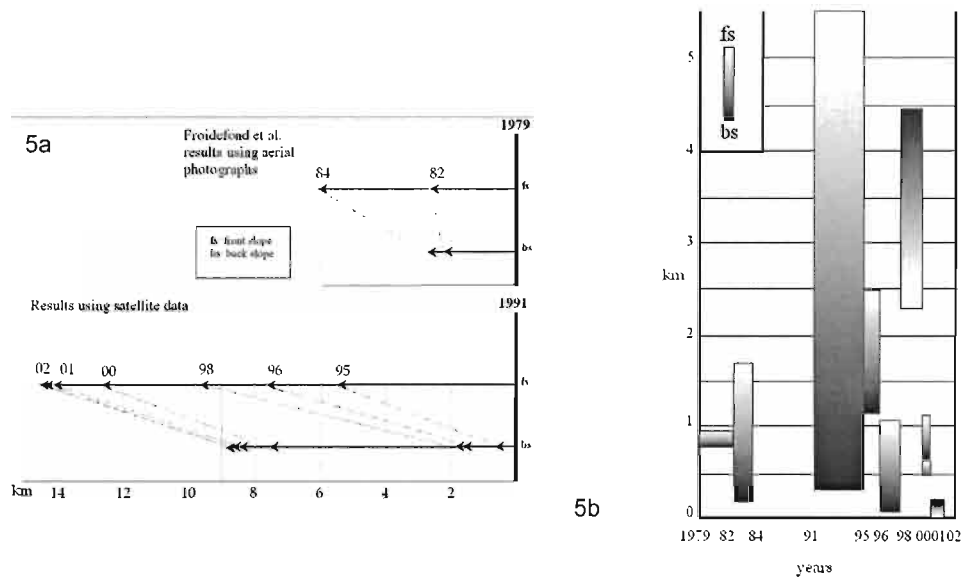


Figure 5. Rates of displacement of the inter-tidal mud bank from Froidefond et al. (1988) and using their method applied to satellite images (a); the very high variability in rates of migration of leading and trailing edges due to different tidal ranges (b).

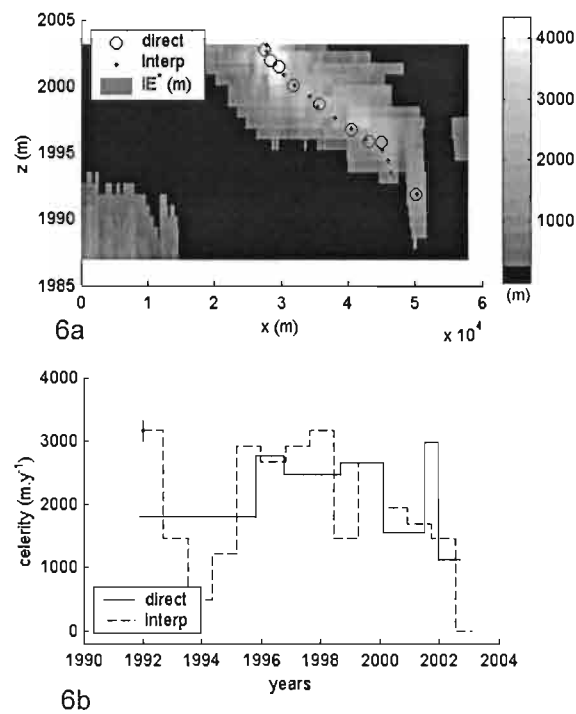


Figure 6. Direct and interpolated rates of migration represented in the IE-mangrove matrix (a), and on a graph (b).

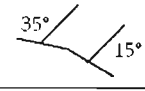
	Photograph dates	Velocity km.y ⁻¹	Angle of wave incidence (NE)
Guyana	1942 1950 1962/1964 1972/1975 1979/1980 1984	0.5 -2.5	10° 
Suriname	1947/1948 1957 1966 1970 1981	0.5 - 5	45° 
French Guiana	1955 1979 1982 1984	0.3-1.4	35°/15° 
Morphological parameters of the intertidal mudflat		10-60 km long 3-5 km wide low level 5 m thick interbank area 8-26 km long slopes : between 1: 3000 to 1: 500 (front part of banks)	
Relevant physical parameters		Tidal range (m): 0.6 -3.6 Wave: east to northeast height (m) 0.5-1.5 period (s) 6-12	

Figure 7. Dynamic and morphological characteristics of mud banks reported in the literature (NEDECO, 1968; Augustinus, 1978, 1987, Froidefond et al, 1988; Eisma et al. 1991; Allison et al., 2000; Anthony et al., 2002).

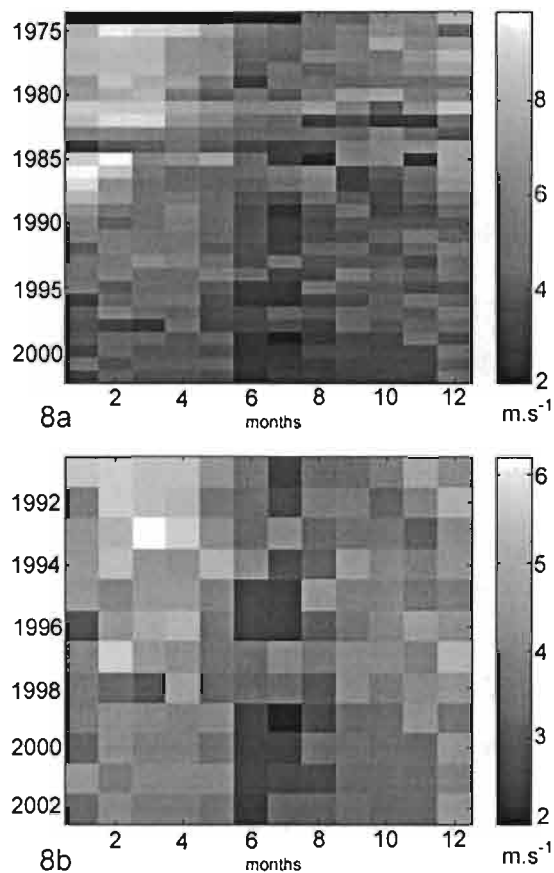


Figure 8. Average monthly wind velocities recorded in Kourou by Météo-France since 1975 (a), and from 1992 to 2002 (b).

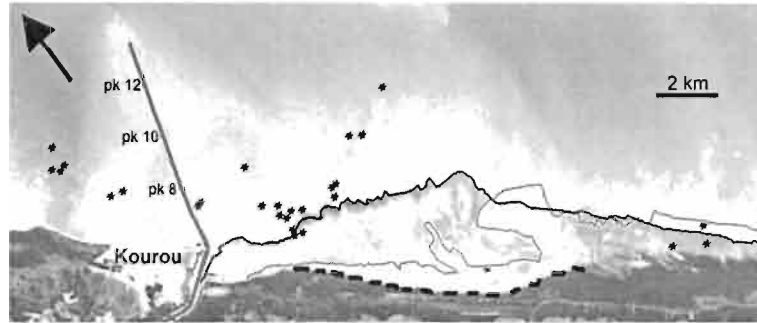


Figure 9. Local morphological characteristics and channel access to the Kourou harbour superimposed on an extract of the Landsat ETM image (09/06/2002). Limit of the mudflat in 2000 (—), in 2002 (---), embayment cut in mangroves (■■■■) and bedrock headland (*). Pk represents distance to the harbour in km along the access channel.

ANNEXE II

Gardel, A., Gratiot, N., 2004. Monitoring of coastal dynamics in French Guiana from 16 years of SPOT images. *Journal of Coastal Research Special Issue 39* (sous presse).

Monitoring of coastal dynamics in French Guiana from 16 years of SPOT satellite images

A. Gardel† and N. Gratiot‡

†Laboratoire Régional de télédétection
Unité ESPACE, IRD Guyane,
BP 165, Rte de Montabo, Cayenne
97323, Guyane Française, France
gardel@cayenne.ird.fr

‡Laboratoire d'écologie littorale,
Unité ELISA, IRD Guyane,
BP 165, Rte de Montabo, Cayenne
97323, Guyane Française, France
gratiot@cayenne.ird.fr



ABSTRACT

GARDEL, A. and GRATIOT, N., 2004. Monitoring of coastal dynamics in French Guiana from 16 SPOT satellite images. *Journal of Coastal Research*, SI 39 (Proceedings of the 8th International Coastal Symposium), Itajai, SC-Brazil, ISSN 0749-0208.

The Guianas coast, northwest of the mouth of the Amazon river, experiences a very strong supply of muddy sediment that entails major coastal modifications at seasonal to annual timescales. Mud supply is predominantly in the form of mud banks migrating alongshore from the Amazon to the Orinoco. In this paper, focus is placed on the geomorphic change that has affected the 60 km stretch of coastline between Cayenne and Kourou (French Guiana) from 1986 to 2002. The remote sensing analysis demonstrates an overall erosion of 60 km² of sea-front mangrove swamps. A new mud bank migrating towards Kourou since 1991 has led to a significant reduction in erosion and has even enabled the commencement of mangrove colonization. A spatio-temporal matrix applied to both the vegetated and inter-tidal parts of the mud bank highlights the interplay between mud bank migration and mangrove colonization.

ADDITIONAL INDEX WORDS: *mud bank, mangrove, cohesive sediment, remote sensing*

INTRODUCTION

The Guianas coast from Amapá, in Brazil, to the Orinoco River delta in Venezuela (Figure 1) is the longest muddy coast in the world. The longshore sediment flux along this northeastern coast of South America is driven by the seasonal supply of mud from the Amazon river. The Amazon discharge has been estimated at 1.2×10^9 tons.y⁻¹ (Meade et al., 1985). Fifteen to twenty percent of the sediment supply migrates northwestward along the Guianas coast, half of this load ($1-1.5 \times 10^8$ tons.y⁻¹) migrating in highly turbid suspensions in the coastal waters, while the other half (1×10^8 tons.y⁻¹) migrates in the form of huge mud banks (Wells et Coleman, 1978) whose formation occurs along the northwestern coast of Amapá State in Brazil (Allison et al., 2000). The mud banks then migrate along the French Guiana, Surinam and Guyana coasts until the Orinoco delta in Venezuela (Warne et al., 2002). The mechanisms of this migration are complex, and are hinged on sediment supply and hydrodynamic forcing. Migration is driven essentially by trade wind-generated waves which attain their peak activity between December and March (Wells et Coleman, 1978). The Guyana Current is deemed to be too far offshore to be effective in the transport of coastal mud (Rodriguez and Mehta, 1998).

The morphology of the mud banks appears to be variable. They range in length from 10 to 60 km, are 20 to 30 km wide, spaced 15 to 25 km apart and are up to 5 m thick (Froidefond et al., 1988; Allison et al., 2000). Their rates of migration are also quite variable, from less than 0.5 km.y⁻¹ to more than 5 km.y⁻¹ (Augustinus, 1987; Eisma et al., 1991; Froidefond et al., 1988). In French Guiana annual rates were estimated (Froidefond et al. 1988) at about 1.0 km.y⁻¹. A recent study by Gardel and Gratiot

(submitted) has recorded rates of migration twice higher (2.2 km.y⁻¹) during a 12-year survey of a mud bank using satellite data. This work also highlighted large variability in rates of migration (from 1 to 3 km.y⁻¹).



Figure 1. The Amazon-influenced South American coast (adapted from Eisma et al., 1991). Dots along the coast represent positions of mud banks monitored between French Guiana and Venezuela by Delft Hydraulics (1962).



Figure 2. photograph of a mature mangrove swamp undergoing erosion (courtesy of M.T. Prost).

This paper focuses specifically on the French Guiana coast. The coastal morphology of French Guiana largely reflects the influence of mud supply from the Amazon river. The coastal plain has a width of 10-30 km, and is backed inland by the Basement Complex formed by the Guyana Shield. From the shoreline to the Guyana Shield, the landscape is composed of a succession of morphological units. The young coastal plain, of Holocene age, is situated between an older, 10-20 km wide Pleistocene coastal plain that abuts the Shield, and the highly dynamic modern muddy shoreline. This humid coastal plain is interrupted in places by linear relict Holocene beach ridges (old cheniers). The modern shore evolves permanently. It can be muddy or sandy depending on the presence or absence of a mud bank. Mud bank phases are characterised by large-scale development of mudflats and mangrove-colonized tidal flats. The colonization of mudflats by mangroves is not systematic. It occurs following mud consolidation driven by prolonged low-tide exposure of mud (Wells and Coleman, 1981) and by massive tidal deposition of seeds. In the wake of such colonization, *Avicennia germinans* forms exclusive sea-front stands, although *Laguncularia racemosa* commonly occurs in the initial phases of colonization. Inter-bank phases are dominated by erosion and commonly by the occurrence of sandy (chenier or non-chenier) shores, as described from the Surinam coast by Augustinus (1979). Erosion can have a considerable impact, commonly engendering major morphological modification of the coast. Large areas of mangroves can totally disappear under wave action as shown in Figure 2.

The aim of this paper is to apply a satellite image-based method, recently developed by Gardel and Gratiot (submitted) to the monitoring of geomorphic change along the 60-km stretch of mangrove-colonized coastline between the cities of Cayenne and Kourou (Figure 1). Sixteen SPOT images and one LANDSAT image covering the period 1986 – 2002 are used to monitor the evolution of this part of the French Guiana coast. All the images were geo-coded and integrated in a GIS (Geographic Information System) in order to extract mangrove limits at every date. This allowed a global analysis of the coastal dynamics and a quantification of mangrove erosion and new colonization. A matrix representation of the relative evolution of mangroves since 1986 highlights the direct interaction between mud bank evolution and mangrove behaviour.

DATA AND METHODS

High resolution satellite images such as SPOT and LANDSAT are well adapted to the monitoring of highly dynamic coastal features such as those of the Guianas coast. Their multi-spectral resolution in the visible and infrared domains offers a good tool for the identification of mangrove forests. At the observation scale provided by these satellite images, mangrove features are homogeneous (due to the monospecific and same-age character of mangrove forests) and can thus be easily discriminated. The set of data contains sixteen SPOT images from 1986 to 2002 and a LANDSAT image acquired in September 2002 that completes and updates the set. All images were geometrically processed and geographically formatted in WGS84 UTM N22 projection. These initial treatments were realized using ER Mapper (©) software version 6.21. The geo-coded images were then integrated in a GIS software (GeoConcept ©). The set of images, their dates of acquisition, their coverage rates and the corresponding tidal levels are reported in Table 1.

A manual method based on interpretation of satellite images has been chosen to extract mangrove limits. The stable shoreline has also been extracted. The stable shoreline limit corresponds to the first Holocene sandy ridge. This structural limit is observed to be stable for the duration of the survey covered by the images. At present, this Holocene sandy ridge is subjected to erosion in the inter-bank areas.

In the GIS, the shoreline has been cut out in ten sectors uniformly-spaced 4 km apart. The evolution of mangroves is measured in each sector and at every date. This step is effected using topological analysis between sectors and mangrove surfaces.

A matrix method was developed for the monitoring of mud bank migration (Gardel and Gratiot, submitted). This method allows for a relevant spatio-temporal monitoring of inter-tidal mud bank limits, but also mangroves, and, more generally, the evolution of all mathematical combinations of coastal features.

Table 1. Some characteristics on the remote sensing images acquisition.

Date	time UT	Tidal height (m)	Coverage rate %
10-20-86	14h16	1,28	100
11-17-91	14h13	2,40	50
10-02-93	13h56	1,14	55
08-30-94	14h12	2,28	85
10-16-95	13h49	2,35	90
10-26-95	13h57	1,14	80
09-28-96	13h55	0,86	90
09-02-97	14h20	0,97	45
06-20-98	13h57	2,11	40
09-06-98	13h57	0,74	90
05-09-99	13h45	2,65	40
02-07-00	14h16	1,20	70
07-02-01	13h49	1,58	100
10-14-01	13h49	1,40	40
12-14-01	14h16	1,28	70
08-05-02	14h15	1,78	60
09-19-02	12h30	1,05	100

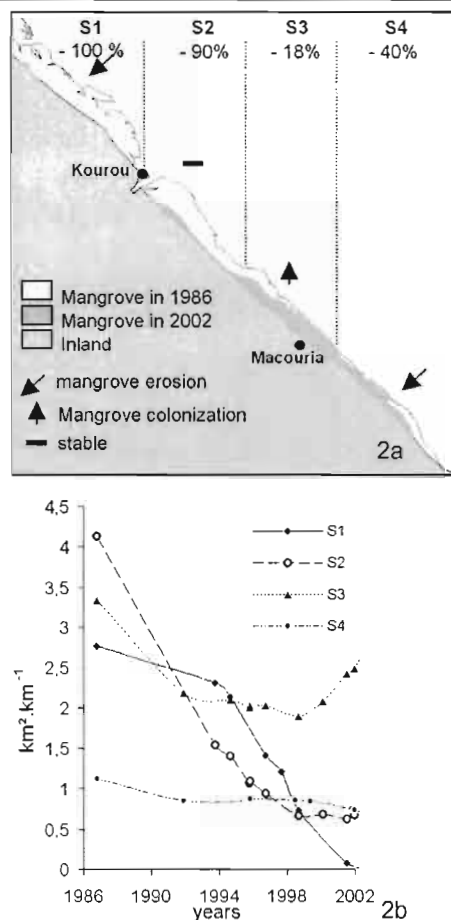


Figure 3.a Evolution between 1986 and 2002 and present trends in mangrove dynamics by sector (S1-S4); 3b. mangrove surface areas per kilometre alongshore per annum.

RESULTS

Mangrove dynamics

The available data set does not cover the entire studied shoreline stretch at each date (see Table 1). For this reason, the sector analysis cannot be strictly applied to cover every date. Over the 16-year study period, the coast underwent marked morphological modifications. Initially, it was covered by a large mangrove forest established on a stabilized mudflat. At present, much of this mangrove forest has been eroded by waves. Globally, between 1986 and 2002, 60 km² of mangrove was eroded. However, the mangrove evolution of the ten uniformly spaced sectors is not similar and four main sectors (S1-S2-S3-S4) can be distinguished (Figure 3a).

In sector S1, the mangrove forest, which had a cross-shore width of 3 km in 1986, had totally disappeared by 2002, entailing a loss of 30 km². Figure 3b highlights the remarkably constant erosion rate of this sector since 1994. Erosion still continues today (2003), affecting the relict chenier behind the eroded muddy deposits.

Southeastward of the Kourou River (S2), erosion has also been intense and 90% (19 km²) of the initial mangrove area has disappeared. A narrow fringe of mangroves less than 100 m wide persists in front of the relict chenier. Mangrove erosion has

resulted in the formation of a large embayment in this sector. In contrast to the previous sector (S1), no erosion has occurred in this sector since 1998.

S3 suffered erosion to the tune of 10 km² until 1991. The coast then remained relatively stable for 10 years. Mangrove re-colonization began in 2000 and had attained 7 km² by the end of 2002. Globally, this part of the coast has undergone a mangrove retreat of about 20%.

S4 also suffered erosion until 1991, followed 3 years later by limited mangrove growth. This sector has been affected since 1998 by a phase of erosion and the mangrove surface area has decreased slightly.

The mangrove retreat along the 60-km stretch of coastline differs significantly from one sector to another, S3 and S4 sectors even showing colonization trends since the end of 1990s. The arrival of a new mud bank in front of S4 in 1991 is believed to be a major event conditioning mangrove behaviour.

Influence of mud banks on mangrove changes

The matrix representation (Figure 4a) provides an original spatio-temporal representation of the inter-tidal kinetiks of mud banks. As highlighted by Gardel and Gratiot (submitted), the migration rate experienced three phases. Up to 1996, the mud bank migrated at a celerity less than 2.0 km.y⁻¹. This mean rate increased to about 2.5 km.y⁻¹ from 1996 to 2000 before slowing down to about 1.5 km.y⁻¹. At the end of 2002, the main part of the intertidal area had reached S2 sector. Over the studied period, the inter-tidal area became larger and more elongated. In the last dates, the inter-tidal cross-shore and longshore extension reached 3.5 km and about 20 km, respectively. This trend is related to the slow-down measured since 2000.

The same matrix representation is applied to the mangroves. Mangrove evolution relative to the coastline in 1986 is presented in Figure 4b. The main sectors (S1-S2-S3-S4) described previously are reported in Figure 4b. The black vertical line between S1 and S2 corresponds to the Kourou river mouth. Globally, and as seen in section IIIa, the mangroves have suffered intensive erosion (grey to white shades in Figure 4b). However, two peaks of colonization are recorded (white crosses on Figure 4b). The first occurred in 1997 in sector S4 and the second occurred in 2000 in sector S3. These two peaks of colonization are closely related to the migration of the mud bank. They both occurred in the back part of the bank, two and a half years after the passage of the maximal inter-tidal extension (—).

DISCUSSION AND CONCLUSION

This analysis using GIS and an image-based matrix method offers a relevant perception of the dynamics of mangroves along the Cayenne-Kourou coastline between 1986 and 2002. Overall, erosion and mangrove growth are closely linked to mud bank location and migration. For instance, sector S1 has experienced the longest inter-bank duration since the early 1990's and has simultaneously suffered the most intensive mangrove retreat (100%). However, although correlations can be established between mud bank dynamics and mangrove evolution, the influence of the former on the latter does not always appear clearly. This is not very surprising because mangroves and inter-tidal mud are governed by physical and biological processes at different space and time scales. Mangrove dynamics exhibit a more or less cross-shore pattern of erosion or colonization while inter-tidal mud is subjected to alongshore migration, mostly under the influence of waves. The two and a half years delay between

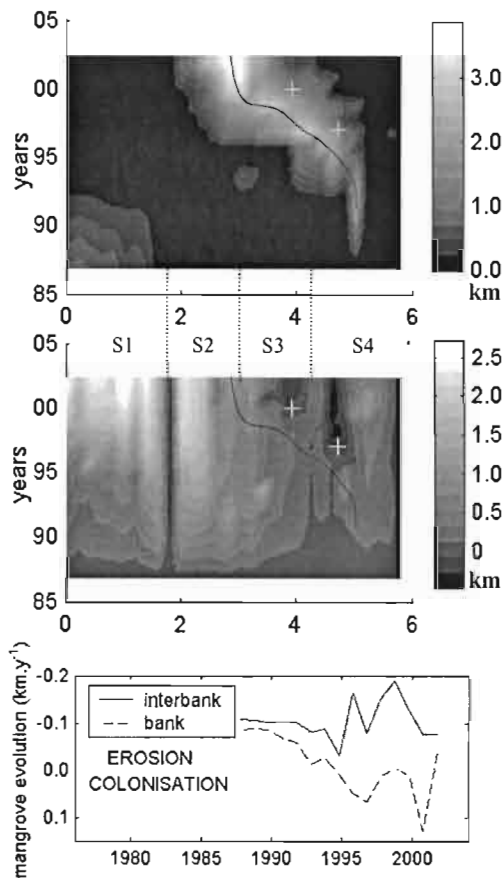


Figure 4a. matrix representation of the inter-tidal mud bank evolution (1986-2002) and evolution of the maximal inter-tidal extension (—). 4b. matrix representation of the relative evolution of mangroves since 1986. White crosses represent colonization spots. 4c. temporal evolution of mangroves, discriminating bank and inter-bank areas on Figure 4a.

the passage of the maximal inter-tidal extension and the beginning of colonization (see Figure 4b) highlights the complex and long-term interplay between mud bank and mangroves. The increase of the cross shore inter-tidal mud extension first protects the coast from waves, allowing for the onset of soil consolidation processes. The transport of seeds by tidal currents or creeks and their arrival at low-tide exposure of the mudflats is then a critical condition for the deposition of seeds and the initiation of colonization.

The relationship between inter-tidal mud bank and mangroves is more evident when inter-bank and bank areas are examined independently. Results presented in Figure 4c demonstrate the existence of three distinct periods. From 1986 to 1995, vegetation suffered erosion in both inter-bank and bank areas; the following 1995-2001 period was very active for both erosion process in inter-bank areas and colonization in bank areas; finally, mangrove colonization ceased in 2001 while erosion rates rose back to a hundred m.y⁻¹ in inter-bank areas. The different phases are well correlated with the variability of mud bank migration rates quantified by Gardel and Gratiot (submitted). This demonstrates a high time dependency of both mud bank and mangrove dynamics

on a more global forcing context and on the duality between the inter-bank areas (black areas in Figure 4a) in erosion (see Figure 4b) and bank areas that are the potential zones of mangrove colonization.

Future research should focus on reasons for the variability of mud bank migration rates and its incidence on mangrove dynamics. Low-frequency tidal constituents are very likely to be a determinant factor in the consolidation process (Wells and Coleman, 1981) while wind stress (intensity and direction) variations at local and synoptic scales may significantly modify wave forcing.

ACKNOWLEDGEMENTS

This work was supported by CNES/IRD contract n°02/CNES/0814/00. PNEC (Programme National d'Environnement Côtier) provided some of the SPOT images. We wish to thank Météo France for the wind data and Edward J. Anthony for the fruitful discussions and his review of the manuscript.

LITERATURE CITED

- ALLISON, M.A.; LEE, M.T.; OGSTON, A.S.; and ALLER, R.C., 2000. Origin of Amazon mudbanks along the northeastern coast of South America. *Marine Geology*, 163, 241-256.
- ANTHONY, E.J.; GARDEL, A.; DOLIQUE, F.; and 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*, 27, 857-866.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F., 1978. The changing shoreline of Surinam (South America). The Netherlands, University of Utrecht, Ph.D. thesis, 232p.
- AUGUSTINUS, P.G.E.F., 1987. The geomorphologic development of the coast of Guiana between the Corentyne river and the Essequibo river. In: John Wiley and Sons (ed.): *International Geomorphology. Part I*, pp.1281-1292.
- BOYE, M., 1962. Les palétuviers du littoral de la Guyane française, ressources et problèmes d'exploitation. *Les Cahiers d'Outre-mer*, 15, 271-290.
- DELFT HYDRAULICS LABORATORY, 1962. Demerara coastal investigation. Report on siltation of Demerara Bar Channel and coastal erosion in British Guiana. Delft, 1-240.
- EISMA, D.; AUGUSTINUS, P.G.E.F., and ALEXANDER, C.R., 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Netherlands Journal of Sea Research*, 28, 181-192.
- FROIDEFOND, J.M.; PUJOS, M.; and ANDRE, X., 1988. Migration of mud-banks and changing coastline in French Guiana. *Marine Geology*, 84, 19-30.
- FROIDEFOND, J.M.; GARDEL, L.; GUIRAL, D.; PARRA, M., and TERNON, J.F., 2002. Spectral remote sensing reflectances of coastal waters in French Guiana under the Amazon influence. *Remote Sensing of Environment*, 80, 225-232.
- GARDEL, A.; and GRATIOT, N. A satellite image-based method for estimating rates of mud banks migration, French guiana, South America. *Journal of Coastal Research*, submitted.
- KIRBY, R., 2000. Practical implications of tidal flat shape. *Continental Shelf Research*, 20, 1061-1077.
- MEADE, R.H.; DUNNE, T.; RICHEY, J.E.; SANTOS, U.M.; and SALATI, E., 1985. Storage and remobilisation of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science*, 228, 488-490.
- NEDECO, 1968. Surinam transportation study: report on hydraulic investigation. The Hague, Netherlands, 293 p.

- RODRIGUEZ, H.N. and MEHTA, A.J., 1998. Considerations on wave-induced fluid mud streaming at open coasts. In BLACK, K.S.; PATERSON, D.M., and CRAMP, A. (eds.) *Sedimentary processes in the intertidal zone*. Geological Society, London, Special Publications, 139, 177-186.
- WARNE, A.G.; MEADE, R.H.; WHITE, W.A.; GUEVARA, E.H.; GIGEAUT, J.; SMYTH, R.C.; ASLAN, A., and TREMBLAY, T., 2002. Regional controls on geomorphology, hydrology and ecosystem integrity in the Orinoco Delta, Venezuela. *Geomorphology*, 44, 273-307.
- WELLS, J.T. and COLEMAN, J.M., 1978. Longshore transport of mud by waves: northeastern coast of South America. *Geologie en Mijnbouw*. 57, 353-359.
- WELLS, J.T. and COLEMAN, J.M., 1981. Periodic mudflat progradation, northeastern coast of South America : a hypothesis. *Journal of Sediment Petrology*. 51, 1069-1075.

ANNEXE III

GRATIOT, N., GARDEL, A. & ANTHONY, E. Atlantic trade-wind waves and mud bank dynamics in French Guyana: a temporal perspective. *Marine Geology* (soumis).

Atlantic trade-wind waves and mud bank dynamics on the French Guiana coast, South America

Nicolas Gratiot^a, Antoine Gardel^b, Edward, J. Anthony^c

^aLaboratoire d'Ecologie Littorale, (UR053 Elisa) IRD, BP 165, Rte de Montabo, 97323 Cayenne, French Guiana

^bLaboratoire Régional de Télédétection (US140 Espace), IRD Guyane, BP 165, Rte de Montabo, 97323 Cayenne, French Guiana

^cCoastal Geomorphology and Shoreline Management Unit (GéoDAL), EA 3599, Université du Littoral Côte d'Opale, MREI 2, 189a Avenue Maurice Schumann, 59140 Dunkerque, France

Abstract

Wind pseudo-stress data from the tropical Atlantic have been used as a surrogate to determine temporal fluctuations in trade-wind generated wave activity affecting the coast of French Guiana. Fluctuations of the wind field at a multi-annual time scale show that such oceanic waves are a major factor in the mobilisation and migration of the Amazon-derived mud banks that periodically affect this coast. The mud banks are composed of under-consolidated ($\approx 1350 \text{ kg.m}^{-3}$) mud subjected to marked rheological changes under wave action. Virtually total attenuation of swell occurs in the peripheral outer zone of the mud banks, thus resulting in zero energy over the large inter-tidal mudflats formed by these banks. Mud bank migration involves mud liquefaction by waves and mass streaming alongshore to the northwest because of the obliquely incidence of incoming waves. This liquefied mud lead to the formation of bar-like features that have been described in the literature. Waves generated locally do not seem to play a significant role in mud bank migration. However, they could be of importance in inshore mangrove erosion processes. Fine quantitative prediction of mud bank migration rates is limited by three factors: (1) the use of the available monthly averaged wind data set whose temporal resolution is not fine enough, and which thus tend to smooth out rates, (2) the potential variability of mud bank rheological properties, which depend not only on the effects of wave forcing, but also on factors such as dewatering and mangrove colonisation, (3) antecedent large-scale variations in coastal morphology and smaller-scale coastal irregularities such as bedrock outcrops, headlands and river mouths, all of which influence mud transport alongshore.

Keywords: Mud banks, mangroves, wind-wave generation, fetch, French Guiana.

1. Introduction

The Guianas coast (Fig. 1), extending over 1600 kilometres between the mouths of the Amazon and the Orinoco rivers, is bounded by the longest stretch of muddy shoreline in the world. This coast comprises mangrove-colonised tidal flats and bare mudflats several hundreds of metres to several kilometres wide. These deposits have been supplied from the muddy sediments supplied by the Amazon and transported northwestwards towards the Orinoco Delta (Augustinus, 1978; Eisma *et al.*, 1991). Fifteen to twenty percent of the Amazon sediment supply ($\approx 1.2 \cdot 10^9 \text{ tonnes.y}^{-1}$) is transported in highly turbid suspensions ($\approx 10^6 \text{ tonnes.y}^{-1}$), but also in distinct mud banks ($\approx 0.0\text{-}1.5 \cdot 10^6 \text{ tonnes.y}^{-1}$) that weld onto the shore in places (Wells and Coleman, 1981; Meade *et al.*, 1985; Eisma *et al.*, 1991; Warne *et*

al., 2000). Individual mud banks are about 10-60 km long, 10-15 km wide and 1-3 m thick (Augustinus, 1978; Wells and Coleman, 1981; Froidefond *et al.*, 1988; Eisma *et al.*, 1991; Rodriguez and Mehta, 1998; Allison *et al.*, 1995, 2000). At any given stretch of shoreline, individual mud banks migrating alongshore are separated by inter-bank phases. This rhythmicity of bank and inter-bank phases has an overwhelming impact on coastal activities and management as it is attended directly and indirectly by strong and rapid shoreline accretion and/or erosion involving frequent and large-scale mangrove colonization and destruction. For instance, the arrival of a mud bank can create an intertidal mudflat of several square kilometres in a few months, followed by very dense mangrove development in a few years. Mud banks migrating alongshore affect recreational activities along the coast, access to estuary mouths and ports, and the ecological dynamics of the coastal zone.

Fig. 1.

In the last three decades, there have been attempts to identify the hydrodynamic forcing governing the formation of mud banks and their migration, and various experimental and field investigations have pointed out the leading role of wind-generated waves in these processes (e.g., Augustinus, 1978; Wells and Coleman, 1978; Eisma *et al.*, 1991; Jiang and Mehta, 1996; Rodriguez and Mehta, 1998). However, there is still a need to clarify and quantify the interplay between the hydrodynamic forcing, mud banks and the coastal morphology. Apart from the lack of appropriate and reliable local data on winds and waves, one major difficulty resides in the heterogeneity of the shape of the coast, which involves various irregularities such as bedrock headlands, river mouths, and offshore bedrock isles, and the rapidity of changes related to bank and inter-bank relationships with the coast (e.g., Anthony *et al.*, 2002). Gardel and Gratiot (in press a) showed that this problem may be partially resolved by using modern remote sensing data. This technique provides information on coastline changes at high temporal and spatial resolutions. It is surprising that it has not been used more widely to study the nearshore sediment dynamics of the Guianas.

The spacing between the banks may reflect seasonal to multi-annual variations in the Amazon mud supply system and temporal variability in migration rates hinged on the intensity of the trade winds (Eisma *et al.*, 1991; Allison *et al.*, 1995, 2000), which determine wave activity off this coast. The waves on the French Guiana coast arrive from an east to northeast direction in response to the prevailing trade winds. They have typical periods of 6 to 12 sec, and offshore heights of up to 1.5 m. The most energetic waves are observed during the rainy season, especially between December and March when the trade winds peak. The tides are semi-diurnal and the tidal range is low-mesotidal with a spring range of 2.9 m and a neap range of 0.8 m in Cayenne.

The lack of long-term records of waves on the French Guiana coast necessitates recourse to proxy data on wave-generating winds. Conceptually, one may consider that the interplay between wind and coastal dynamics is a two-step operation. First, local and synoptic winds stress the ocean surface and generate gravity waves. Then, the waves propagate shoreward and transfer their energy to the coastal area through breaking or dissipative dampening. The physical process through which energy is transferred from wind to waves is satisfactorily described in literature. The basics of this process are briefly introduced in section 3 before focusing on the statistical description of both the local and synoptic wind fields, with particular attention to fluctuations at seasonal and multi-annual timescales. The processes involved in the transfer of energy from waves to the shore are much more complex. However, their overall impact can be schematically depicted as proposed in section 4. Finally, the aforementioned wind forcing and its variations will be discussed with regard to previous results on the dynamics of mud banks and mangroves (Froidefond *et al.*, 1988; Gardel and

Gratiot, in press a, in press b). This comparison brings out interesting information on the nature of the interplay between winds and the coast of French Guiana, and highlights the limitations of attempts at finely predicting mud bank migration rates.

2. Data acquisition

Located between 4 and 6° north latitude, French Guiana experiences a tropical climate, and is directly under the influence of trade winds. Two types of wind data have been used in this study. Local wind data on the coast of Guiana are derived from the weather station of Devil's Islands (5.28°N, 52.58°E) located 20 km off-shore. Météo-France has acquired data on monthly-averaged mean wind intensity and mean wind direction since 1975 and a semi-hourly data set since 1991. The latter data are acquired automatically at an elevation of 10 metres above sea level. The data acquired prior to 1991 are rather scarce and somewhat questionable because they were acquired by successive individual operators. The second type of data is derived from the IRD tropical Atlantic pseudo-stress data base and is used to determine the Atlantic oceanic wind field and its influence on wave activity on the coast of French Guiana. This database is currently available on the URL page www.coaps.fsu.edu/woce/SAC/atlantic. The pseudo-stress maps cover the tropical Atlantic (30°N-30°S, 120°E-70°W) with a 2°×2° spatial resolution at a monthly-averaged temporal resolution since 1961. As reported in the URL page, all data set matrices are derived from individual observations that were screened, binned and subjectively analyzed.

Nearshore profiles of typical inter-bank and mud bank regions were measured by echosounding in November 2002. The profiles are located about twenty kilometres apart. The GPS horizontal positioning accuracy is about ±10 m and the water depth measurement precision is about ±0.5 m. Some bed sediment sampling was realised simultaneously in order to examine the sediment density along the water depth profiles. Their resolution is of about ±5%.

3. Waves generated by local and oceanic wind fields

The generation of waves by wind is initiated by randomly distributed pressure fluctuations at the water-air interface and is followed by non linear wind-wave and wave-wave interactions. These interactions transfer energy from high to low frequencies causing the wave spectrum to change with time as described by Hasselmann *et al.* (1973). For a fully developed sea, *i.e.*, when considering that the wind blows with a constant speed U over a fetch of length X for a sufficient time, the wave period and the wave height will increase with U and X following Hasselmann *et al.* (1973):

$$H_0 = c_1 \sqrt{\frac{X}{g}} U \quad (1.a)$$

$$T_p = c_2 \left(\frac{XU}{g^2} \right)^{1/3} \quad (1.b)$$

where H_0 is the significant wave height (m), T_p the peak frequency of the JONSWAP wave spectrum (s), X the distance over which the wind blows with a constant speed and direction (m), g the gravitational acceleration (m.s^{-2}), U the wind speed measured 10 meters above the sea surface (m.s^{-1}), c_1 and c_2 constants derived from the wave data collected during the JONSWAP campaign (Hasselmann *et al.*, 1973), respectively 1.6×10^{-3} and 285.3×10^{-3} .

Equations 1a and 1b indicate that the increase in wave height is principally governed by wind velocity while the wave period is affected by wind velocity as much as by fetch length. The hypothesis of a fully developed sea state is usually satisfied for waves generated over a local fetch, so that equations 1a and 1b are usually valid. For large oceanic fetches, the time during which the wind blows can become a limiting factor and has to be examined. The wind has to blow for a sufficiently long time to stress the waves during their propagation along the fetch length.

The IRD tropical Atlantic pseudo-stress data used are matrices of 25 lines and 38 rows. 473 monthly-averaged matrices covering the (30°N-30°S, 120°E-70°W) geographic position were used to obtain the mean Eulerian directions and intensities and their corresponding standard deviations. Results of the calculation are reported in Fig. 2. The trade winds affecting the French Guiana coast are characterized by a quasi-constant direction throughout the year. When examining the standard deviation of the monthly-averaged pseudo-stress wind direction from 1964 to 2003 (Fig. 2b), the trade wind regions are clearly delimited. They correspond to the dark areas, associated with a small standard deviation (0-10°). In these areas, winds blow almost permanently in the same direction but also with a rather strong intensity as can be seen in Fig. 2c. Thus, the monthly-averaged pseudo-stress wind values reach maximum intensities of about 60 m².s⁻² in the 10-20°N trade wind region. As illustrated in Fig. 2d, wind velocity fluctuations can be important, especially offshore of French Guiana (indicated by a 'star') where the standard deviation can reach 25 m².s⁻². In fact, it corresponds to monthly fluctuations, so that the standard deviation is considerably reduced when considering inter-annual variability. This point will be evoked later.

Fig. 2.

To determine the influence of the oceanic wind field on wave activity along the coast of French Guiana, it is necessary to determine first the associated fetch area. The establishment of the fetch area cannot be done strictly from the available monthly-averaged wind field data. It is therefore more appropriate to consider a monthly averaged pseudo-fetch area. From the 456 monthly-averaged wind pseudo-stress direction matrices available, it is possible to establish a month-to-month pseudo-fetch area, but for simplicity it has been decided to consider a time-independent area. This latter is represented by small circles in Fig. 1a. This choice of a geographically constant pseudo-fetch area is physically suitable because it fits with the location of the trade wind region so that wind direction can be considered as almost constant. This choice simplifies the month-to-month matrix comparisons because the area considered is constant. The pseudo-fetch area thus determined covers $N=48$ points of each matrix with line and row coordinates regrouped in the 48 elements vectors if and jf .

The mean wind velocity U_f in the pseudo-fetch area is then calculated from the month-to-month pseudo-stress wind velocity matrices using the following equations:

$$U_x([if,jf]) = \frac{\tau_x([if,jf])}{\left(\left(\tau_x([if,jf]) \right)^2 + \left(\tau_y([if,jf]) \right)^2 \right)^{1/4}} \quad (2.a)$$

$$U_y([if,jf]) = \frac{\tau_y([if,jf])}{\left(\left(\tau_x([if,jf]) \right)^2 + \left(\tau_y([if,jf]) \right)^2 \right)^{1/4}} \quad (2.b)$$

$$U_f = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N \sqrt{U_x(if(i),jf(i))^2 + U_y(if(i),jf(i))^2} \quad (2.c)$$

where τ_x and τ_y are the two horizontal components of the pseudo-stress wind field matrices, and U_x and U_y the two horizontal components of the wind field velocity in the pseudo-fetch area.

Equations 2a, 2b and 2c do not provide an accurate estimate of the wind velocity, because the root square of the monthly averaged pseudo-stress data deviates mathematically from the monthly averaged root square pseudo-stress. For this reason, the time evolution of the mean wind velocity U_f in the pseudo-fetch area shown in Fig. 3 is discussed qualitatively and not quantitatively.

There is a significant seasonal variation, and it is much larger than inter-annual fluctuations. The strongest winds occur from January to May with velocities one and half times higher than those measured during the weak wind season from July to October. The seasonality in the pseudo-fetch area is well established as it is observed on a multi-decennial time scale since 1964. It also seems to concern the coastal fringe, as Eisma *et al.* (1991) deduced a strong January-April wind season from measurements recorded at an elevation of 500 m elevation in Kourou (French Guiana) from 1953 to 1986. The decennial trends show a measurable increase of the annually averaged wind speed, from about 6.5-7.0 m.s⁻¹ in the late 1960s to about 7.5 m.s⁻¹ since the early 1990s. The fluctuations are much more pronounced for the strong wind season (January-May) which is characterized by two multi-annual weak periods from 1964 to 1970 and from 1978 to 1983.

Fig. 3.

The wind field patterns observed at the synoptic scale and presented in Fig. 3 are coupled with local wind field observations. Semi-hourly wind measurements since 1994, as well as the weekly averaged wind field, are reported in Fig. 4a. The weekly averaged data (dots) are concentrated within a sharp window centered on the East sector with wind speeds in the range [0-6 m.s⁻¹]. This unidirectional distribution is characteristic of the trade wind influence. The semi-hourly data are much more dispersed and cover every sector. This pattern is due to daily fluctuations caused by the land and sea breezes that regularly affect the coast of French Guiana. However, it may be noted that this data dispersion disappears when semi-hourly wind speeds higher than 6 m.s⁻¹ are considered. As reported in Fig. 4b, significant wind field variations occur at a seasonal timescale. Slight variations of the wind field direction associated with important variations of the wind speed can be noticed. The strong January-May winds blow from the E-SE sectors and the weak July-October winds from the E-NE sectors. The evolution of the wind field at the multi-annual scale is characterized by a decrease of wind velocity from 1974 to 1994 and rather constant values since. The annually averaged wind speed was about 6.5 m.s⁻¹ in the late 1970s and about 3.5 m.s⁻¹ since 2000. However, it may be noted that the automatic station located on the coast in Kourou does not exhibit such a decrease. At this station, data have an almost constant annually-averaged wind speed that decreases slightly from about 3.6 m.s⁻¹ in the late 1970s to about 3.4 m.s⁻¹ in the early 2000s.

Fig. 4.

The synoptic and local winds, presented in Figs 3 and 4, show significantly contrasting trends over the last decades. The oceanic wind field shows a multi-decennial wind intensity increase with strong seasonal and multi-annual fluctuations while the coastal data show a decrease until 1995, followed by stability since. These wind field trends undoubtedly

modified wave activity along the coast of French Guiana with consequences on the coastal dynamics. These consequences cannot be considered globally and it is necessary to identify the coastal dynamics in mud bank and inter-bank areas independently. This, because the interaction of progressive waves with the sea bed is very sensitive to the water depth profile and to the rheological properties of the sediment (e.g., Wells and Coleman, 1981; Mathew *et al.*, 1995; Jiang and Mehta, 1996).

4. Wave propagation over mud bank and inter-bank areas

In shallow-water areas, shoaling tends to increase the height of incoming waves to maintain the flux of energy transported shoreward, while the increasing nearbed horizontal and vertical pressure gradients enhance the transfer and dissipation of energy within the bottom. Wave attenuation also depends on wave frequency so that observations and measurements remain essential for the comprehension of *in situ* wave-seabed interactions.

The nearshore profiles of the typical inter-bank and mud bank areas acquired by echosounding, and the sediment density along the water depth profiles are presented in Fig. 5.

Fig. 5.

The inter-bank profile (Fig. 5a) shows an almost 1/1000 linear slope (or slightly convex shape) from -15 m to 0 m and a pronounced concave profile above. The corresponding bed sediment (Fig. 5c) has a mud density of about 1450 kg.m^{-3} over the whole profile. It is typical of an over-consolidated relict mud relict that was presumably formed during the Holocene. Allison *et al.* (2000) have shown that the mud banks migrate over a relict shelf mud surface in shallow inshore water depths of 5 to 20 m. The French Guiana inner shelf between 0 and -20 m shows thick deposits of mud from the Amazon (Bouysse *et al.*, 1977) that range in age from over 40 ky to present (Cleac'h, 1999). The most superficial deposits have been radiocarbon-dated as Holocene, and progressively accumulated as the Post-Glacial sea level rose (Pujos *et al.*, 1990; Cleac'h, 1999).

The mud bank profile presented in Fig. 5b is rather different. It shows a convex profile and is characterized by a mean bottom layer density of about 1350 kg.m^{-3} . At 6 to 7 km offshore, the mud bank profile presents a bar-like feature that is similar to those reported by Allison *et al.* (1995) and Jiang and Mehta (1996) from field measurement and laboratory experiments. The comparison of the inter-bank and mud bank profiles yields a mud bank thickness of about 1-3 m and a cross-shore extension of about 10-15 km. These characteristics are consistent with those reported in literature (Allison *et al.*, 2000) and it may thus be considered that the inter-bank profile is somehow representative of the relict mud profile under the active mud bank. Details of the bottom sediment density are presented in Fig. 5d. The under-consolidated bottom layer extends 13-15 km offshore. Beyond, the mud density increases to a value of about 1450 kg.m^{-3} , indicative of the relict mud. A high sediment density is also observed on the shore as a result of dewatering and evaporation in the inter-tidal zone during exposure at low tide.

High-resolution SPOT satellite scenes such as the one presented in Fig. 6 are particularly useful in identifying miscellaneous coastal features such as mangrove forests (black), intertidal mud bank areas and propagating and spilling waves. Among the whole set of available images (Gardel and Gratiot, in press b), the scene depicted in Fig. 6 is particularly illustrative of high swell conditions. In 16 m water depth, the estimated wavelength is about 200 m and decreases to 150 m in 6-7 m water depths. From these wave parameters, the application of the Airy relation gives a wave period of about 17 s. This value is much greater

than the 6-12 s wave period usually observed along the Guianas coasts (NEDECO, 1968; Anthony *et al.*, 2002). However, the event captured by this satellite image is not unique and 15 s wave periods were also measured a few months later by a wave recorder deployed on a beach in Cayenne (Fig. 1) during an inter-bank phase (Dolique, pers. com., 2004). Although they are not observed frequently, high swells are undoubtedly responsible for the most significant geomorphic changes and consequently have to be considered with priority when defining water-wave interaction.

Fig. 6.

In situ observations, aerial photographs and satellite images together enable a schematic description of wave attenuation in shallow water depths. This is reported in Fig. 5a and 5b. Over inter-bank areas, the swell propagates without breaking up to 3 m water depth (6-8 km off-shore). For shallowest water condition, waves break by spilling over the gentle 1/1000 slope and are completely dampened near the shore. In mud banks areas, waves do not deviate significantly from the 2nd order Stokes theory up to about 5 m water depth (11-13 km off-shore) and are totally dampened beyond a water depth of 1 m (6-8 km offshore). For the lowest wave conditions, solitary waves are frequently observed shoreward but this is not the case in the image presented in Fig. 6.

Mud bank and inter-bank profiles demonstrate a wave-seabed interaction that agrees with the conceptual muddy shore profiles proposed by Kirby (2000). Inter-bank area are characterized by receding low and concave erosion-dominated profiles of over-consolidated mud while mud banks are characterized by prograding high and convex accretion-dominated profiles of soft mud. Depending on the tidal level and on swell characteristics, it may be concluded that the main zone of interaction between waves and mud bank areas occurs in shallow water depths when kh is lower than 0.3, k being the wavelength and h the water depth. When this condition is met, almost all of the wave energy is transferred to the soft mud bed and the wave energy spectrum is drastically reduced. The interpretation of the propagating waves over the mud bank profile presented in Fig. 4b is in a good agreement with the physically suitable scenario proposed by Jiang and Mehta (1996) for wave-bank interaction. Because of thixotropic conditions, the cyclic pressure gradients at the mud bank surface liquefy the mud which is then transported en masse by wave drift. This process has been observed on beaches in Cayenne subject to liquefaction of intertidal mud during the onset of an inter-bank phase (Anthony and Dolique, accepted). For the shallowest water depth, the entire wave energy is dissipated and the sediment remains in situ. With cessation of wave forcing, a fluid gel-like mud is rebuilt enabling the sediment to accumulate in the form of mud bars.

5. Influence of the trade-wind wave field on coastal geomorphology

The overall effect of wind-generated waves on the coast of French Guiana is based on a remote sensing survey of a 60 km stretch of linear coastline from the Cayenne River to fifteen km eastward of the Kourou River. Gardel and Gratiot (in press a, in press b) and Froidefond *et al.* (1988) have shown that over the last fifty years, this coastline experienced the passage of two major mud banks separated by an active inter-bank period, from the middle 1980s to the early 1990s. As shown in Fig. 7a, the maximum mangrove retreat during the inter-bank period was observed in the late 1980s. Retreat of the mangrove front was as high as 100 m.y^{-1} in inter-bank areas and slightly less in front of mud bank areas. This corresponds to a mangrove loss of about 30 km^2 from 1986 to 1991 along the 60 km shoreline. The mud bank migration

rates are presented in Fig. 7b. The shoreline experienced consecutive phases of low and high migration rates. Mud banks exhibit relatively low multi-annually averaged migration rates (1.5-2.0 km.y⁻¹) in the 1960s, very high rates (3.5-4.5 km.y⁻¹) in the 1970s, very low rates (0.2-1.8 km.y⁻¹) in the early 1980s and high rates (1.8-3.0 km.y⁻¹) over the last fifteen years. Overall, the migration rates are much higher than the usually quoted rates of 0.9-1.2 km.y⁻¹ rates for the coast of French Guiana (Froidefond *et al.*, 1988). Actually, this is not surprising as the short term approach adopted by these workers and based on aerial photograph interpretation, coincided with a period of especially low migration rates.

Fig. 7

To assess the effect of local and synoptic wind fluctuations, and hence wave fluctuations, on mud bank migration rate, the parameterization proposed by Rodriguez and Mehta (1998) was used. Their analytical model characterizes fluid mud streaming under non-breaking wave shear stress and is expressed by:

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

where α is the angle between the direction of wave propagation and the shoreline, ρ_w is sea water density, μ_m a representative mean viscosity, H_0 a characteristic offshore wave height associated with a characteristic period T .

The application of equation (3) implies that fluid mud streaming due to waves is the major agent responsible for mud bank migration. The schematic wave-mud bank interaction proposed in section 3 (Fig. 5b) highlights the likelihood of the validity of this hypothesis. The right hand side of equation (3) comprises two functional parts. The bracket terms denote the external input of energy by wave forcing with regard to the mean rheological state of the mud bank and the embrace terms refer to the normalized interaction of incident waves with the water-fluid mud column. As the purpose of the paper is to examine the overall impact of wind-generated waves on mud bank migration, the ratio H_0^3/T^2 and the angle of wave incidence constitute the most relevant parameters for describing wave forcing. The role of the angle of wave incidence along the coast of the Guiana's shelf has been underlined by several studies (Augustinus, 1987, Eisma et al, 1991 and Lakhan and Pepper, 1997). It is not considered hereafter because the studied coastline is almost linear. H_0^3/T^2 can be estimated using equations 1a and 1b and this yields:

$$\frac{H_0^3}{T^2} = c_3 \left(\frac{X^{5/2} U^7}{g^{1/2}} \right)^{1/3} \\ \text{where } c_3 = 4.0043 \left(1.6 \times 10^{-7} \right)^{3/2} \cdot 3.5^2 = 5.0327 \times 10^{-8} \quad (4)$$

The application of equation (4) to the local and synoptic wind fields is presented in Fig. 6c. The wind speeds U considered when applying equation (4) correspond to the monthly averaged January-May data presented in section 2. For the synoptic wind, the fetch length X

≈ 500 km is chosen as a representative value of the pseudo-fetch distance (see Fig. 2a). For the locally generated wind, the fetch length was arbitrarily fixed at a maximum of $X \approx 100$ km. This distance is five times that between the coast and the wind measurement station at Devil's Islands.

In the light of the results presented in Fig. 7b and 7c, locally generated waves do not seem to be of importance when considering mud bank migration. There is indeed no correlation between the rate of mud bank migration (Fig. 7b) and local wave forcing (Fig. 7c, triangles) over the entire study period. In contrast, oceanic waves generated by synoptic winds appear to be a significant agent in mud bank migration. The wave forcing deduced from the synoptic wind field (Fig. 7c, circles) is strong, with values of about an order of magnitude higher than the ones deduced at the local scale. Furthermore, the variation of the synoptic scale parameter shows a good correlation with changes in the rate of mud bank migration. The low wave forcing phases observed in the late 1960s and in the early 1980s coincide with the lowest mud bank migration rates. There is, however, no good quantitative relationship expressing the strong time-dependence between mud bank migration and oceanic wave forcing. For the well documented 1979-1984 and 1991-2002 periods, there is indeed no linear relationship between the wave forcing parameter and the mud bank migration rate. As an example, the mean alongshore mud bank migration rate is twice higher in the 1995-2000 period than in the 1979-1984 period while the wave forcing parameter is only 4/3 higher. Three factors may explain this poor quantitative relationship. First, local irregularities such as nearshore bedrock outcrops, river channel mouths (Gardel and Gratiot, in press a), and rocky headlands (Anthony and Dolique, in press), whose role has not been considered here, may affect the migration or stabilization of mud banks. Closely related to this is the large-scale plan shape of the coast itself which involves variability, notably in terms of the alternation of mild capes and embayments whose origin is not clear, but which should clearly affect wave drift gradients alongshore, especially during inter-bank phases. Secondly, it is clear that the monthly averaged time step considerably masks the real interaction between waves and mud banks. A reasonable time step in order to attain a good quantitative description of the interplay between the coastal dynamics and the forcing would be of the order of a few days. Finally, the rheological response of mud to wave forcing is not taken into account on the graph in Fig. 6c. Some sampling were subjected to rheological investigations that reveal a strongly non-linear and thixotropic response to the stress (Aubry, 2003). Beyond a threshold forcing, the apparent mud viscosity μ_m should decrease considerably, and this would, in turn, induce an increase in mud bank migration rate. This is due to the increase of the $\rho_w H_0^3 / \mu_m T^2$ parameter in equation (3).

Examination of the interplay between the coastal morphology (Fig. 7a and 7b) and the wind-generated wave forcing (Fig. 7c) during the 1995-2000 period is also of particular interest. From the early 1990s, local wave forcing was moderate while oceanic wave forcing was high and almost constant. From 1995 onwards, the mangrove cover exhibited a rather original behaviour (Fig. 7b). The inter-bank area underwent very active mangrove retreat (150 to 200 m.y^{-1}) while the mud bank area simultaneously experienced mangrove colonization. At first sight, this embodies an apparent contradiction. Because of the intense wave forcing, it seems reasonable to observe strong mangrove retreat in inter-bank areas but the simultaneous observation of pioneer mangroves over the mud bank area is somewhat confusing. A potential explanation comes from the observation of the mud bank migration rate (Fig. 7c). This rate rose up to 3.0 km.y^{-1} in 1995 and remained constant over the following five years. This high migration rate is representative of a strong wave-mud bank interaction that could have dissipated most of the incoming wave energy. As shown from the muddy Kerala coast of India (Mathew *et al.*, 1995), energetic long period oceanic swells can be significantly attenuated over peripheral outer zones of the mud bank while locally generated waves do not

transfer much energy to the muddy bottom. Thus, long-fetch high swells will undoubtedly enhance mud bank migration rate but will not necessarily have any effect on the shore, where mangrove colonisation processes occurs.

6. Conclusion

The following conclusions can be drawn concerning wind-generated waves and their impact on the morphology and dynamics of the coast of French Guiana:

1. Over the last fifty years, wind records exhibit a clear seasonal trend at both the local and synoptic scales. The strong wind season, from January to May, exhibits an intensity nearly 8/5 higher than the low July-October season. Multi-annual and multi-decade fluctuations are also observed but these depend strongly on the spatial scale considered. The coastal wind field measured at Devil Islands shows a constant intensity decrease since 1964 while the synoptic wind field experienced an overall increase with a noticeable multi-annual low intensity period in the early 1980s.
2. Field measurements, associated with satellites image analysis, are important in qualitatively defining wave attenuation over mud bank and inter-bank areas in French Guiana. Mud banks are composed of under-consolidated ($\approx 1350 \text{ kg.m}^{-3}$) mud subjected to strong rheological changes under wave action. Much of the attenuation of swell waves occurs in the peripheral outer zone of the mud bank so that almost no energy reaches the inter-tidal area. Liquefaction of mud and its transport are undoubtedly major factors in mud bank migration and can lead to the formation of bar-like features. These are typical mud bank characteristics that have been reported in the literature and they underline the pertinence of a fluid mud streaming approach to the problem, as ever done in the past (Jiang and Mehta, 1996 ; Rodriguez and Mehta, 1998).
3. The determination of a wave forcing parameter and the observation of its fluctuations at a multi-annual time scale highlights the major role of oceanic swell in the mobilization and migration of mud banks. Waves generated locally do not seem to play a significant role in mud bank migration. However, they could be of importance in inshore mangrove erosion processes, much more than oceanic swells that transport almost no energy to the coast.
4. The study also demonstrates the severe limitations in the quantitative prediction of mud bank migration. Actually, the monthly averaged data set has turned out to be inappropriate for describing satisfactorily wave-mud bank interaction. Threshold wave forcing effects and associated rheological modifications of mud banks imply that the input forcing should be considered at a daily timescale resolution. Further efforts will need to integrate the wind field data at this resolution and consider the coastal dynamics at a larger, regional, scale. These efforts should help in identifying and understanding the role of large-scale variability in coastal shape and of local coastal irregularities in mud bank migration rates and dynamics, thus enabling a finer approach to operational management applications.

Acknowledgements

This research is part of the PNEC (Programme National Environnement Côtier) – French Guiana Experimental Site. Antoine Gardel was funded by a CNES (Centre National d'Etudes Spatiales) grant. We acknowledge METEO department of the Centre Spatial Guyanais, J. Servain and D. Corre (IRD Plouzané) for providing wind data. The authors wish to acknowledge the help of J.P. Lefebvre, J.F. Ternon, J.P. Lamoureux and the cruise of the Direction Départementale de l'Équipement, without whom the ground data collection would have been impossible.

References

- Allison, M.A., Nitttrouer, C.A., Faria, L.E.C., 1995. Rates and mechanisms of shoreface progradation and retreat downdrift of the Amazon river mouth. *Mar. Geol.* 125, 373-392.
- Allison, M.A., Lee, M.T., Ogston, A.S., Aller, R.C., 2000. Origin of Amazon mudbanks along the northeastern coast of South America. *Mar. Geol.* 163, 241-256.
- Anthony, E.J., Dolique, F. The influence of Amazon-derived mud banks on the morphology of headland-bound sandy beach in Cayenne, French Guiana: a short- to long-term perspective. *Mar. Geol.* accepted.
- 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 Surf. Process Landf.*, 27, 857-866.
- Aubry, T., 2003. Caractérisation et détermination du comportement rhéologique de vases du littoral guyanais. Rapport annuel du Chantier PNEC Guyane, 12-15.
- 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., 1987. The geomorphologic development of the coast of Guiana between the Corentyne river and the Essequibo river. In : *International Geomorphology. Part. I*, John Wiley and Sons, 1281-1292.
- Bouysse, P., Kudrass, H.R., Le Lann, F., 1977. Reconnaissance sédimentologique du plateau continental de la Guyane française (mission Guyamer 1975). *Bulletin du Bureau de Recherches Géologiques et Minières* 4, 141-179.
- Cleac'h, F., 1999. Les vasières du Quaternaire terminal sur les plateaux continentaux du Suriname et du Guyana (Amérique du Sud) : modalités de formation et d'alimentation. Mémoire de D.E.A., Université de Bordeaux I.
- Eisma, D., Augustinus, P.G.E.F., Alexander, C.R., 1991. Recent and subrecent changes in the dispersal of Amazon mud. *Neth. J. Sea Res.* 28, 181-192.
- Froidefond, J.M., Pujos, M., Andre, X., 1988. Migration of mud-banks and changing coastline in French Guiana. *Mar. Geol.* 84, 19-30.
- Gardel, A., Gratiot, N., a. A satellite image-based method for estimating rates of mud banks migration, French Guiana, South America. *J. Coast. Res.*, in press.
- Gardel, A., Gratiot, N., b. Monitoring of coastal dynamics in French Guiana from 16 SPOT satellite images. *J. Coast. Res.*, SI 39, in press.
- Hasselmann, K., Barnett, T.P., Bouws, E., Carlson, H., Cartwright, D.E., Enke, K., Ewing, J.A., Gienapp, H., Hasselmann, D.E., Kruseman, P., Meerburg, A., Müller, P., Olbers, D.J., Richter, K., Sell, W., Walden, H., 1973. Measurements of wind-wave growth and swell decay during the Joint North Sea Wave Project (JONSWAP), *Dtsch. Hydrogr. Z. Suppl.*, 12, A8 , 95 p.
- Jiang, F., Mehta, A.J., 1996. Mud banks of the southwest coast of India. V: Wave attenuation. *J. Coast. Res.*, 12, 890-897.
- Kirby, R., 2000. Practical implications of tidal flat shape. *Cont. Shelf Res.*, 20, 1061-1077.
- Lakhan, V.C. and Pepper D.A., 1997. Relationship between concavity and Convexity of a coast and erosion an accretion patterns. *J. Coast. Res.*, 13, 226-232.
- Mathew, J., Baba, M., 1995. Mudbanks of the southwest coast of India II: wave mud interactions. *J. Coast. Res.* 11, 179-187.
- Mathew, J., Baba, M., Kurian, N.P., 1995. Mud banks of the southwest coast of India I: Wave characteristics. *J. Coast. Res.*, 11, 168-178.
- Meade, R.H., Dunne, T., Richey, J.E., Santos, U.M., Salati, E., 1985. Storage and remobilisation of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil. *Science* 228, 488-490.

- NEDECO, 1968. Surinam transportation study: report on hydraulic investigation. The Hague, Netherlands, 293 pp.
- Pujos, M., Pons, J.C., Parra, M., 2000. Les minéraux lourds des sables du littoral de la Guyane française : bilan sur l'origine des dépôts de la plate-forme des Guyanes. *Oceanol. Acta* 24 Supplement, S27-S35.
- 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*. Spec. Publ. Geol. Soc. London, 139, 177-186.
- 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. *Geomorph.*, 44, 273-307.
- Wells, J.T., Coleman, J.M., 1978. Longshore transport of mud by waves: northeastern coast of South America. *Geol. en Mijnb.* 57, 353-359.
- Wells, J.T., Coleman, J.M., 1981. Physical processes and fine-grained sediment dynamics, coast of Surinam, South America. *J. Sediment. Petrol.* 51, 1053-1068.

Figure captions

Fig. 1. Regional setting of the French guiana coast

Fig. 2. (a) Monthly-averaged wind pseudo-stress direction from 1964 to 2002. The dotted area represents the fetch region considered for the generation of waves that concern French Guiana; (b) standard deviation corresponding to temporally averaged data reported in Fig. 2a; (c) Mean annual wind pseudo stress intensity (in $1/10$ of $\text{m}^2.\text{s}^{-2}$) from 1964 to 2002; (d) standard deviation corresponding to temporally averaged data reported in Fig. 2c.

Fig. 3. The large scale inter-annual wind speed fluctuations over the pseudo-fetch area

Fig. 4. (a) Local wind characteristics from 1994 to 2003. (b) Local inter-annual wind speed fluctuations (data acquired in the Devil's Islands by Météo-France).

Fig. 5. (a), (b) inter-bank and mud bank profiles and schematic wave attenuation (grey profile in b corresponds to inter-bank profile shown in a; (c), (d) associated sediment surface concentration profiles. The circle diameter is representative of the vertical error bar.

Fig. 6. Coastal sea conditions observed from the band 2 SPOT satellite images (12/14/01, the tide level is 1.45 m above local low spring water datum). White patches in the lower left corner are clouds. Coastal mangroves show up in black (©CNES, 2002).

Fig. 7. Long-term geomorphic trends of part of the French Guiana shoreline; (a) cross-shore evolution of the mangrove shoreline from 1990 to 2002 (from Gardel and Gratiot in press b);



Fig. 1. Regional setting of the French guiana coast

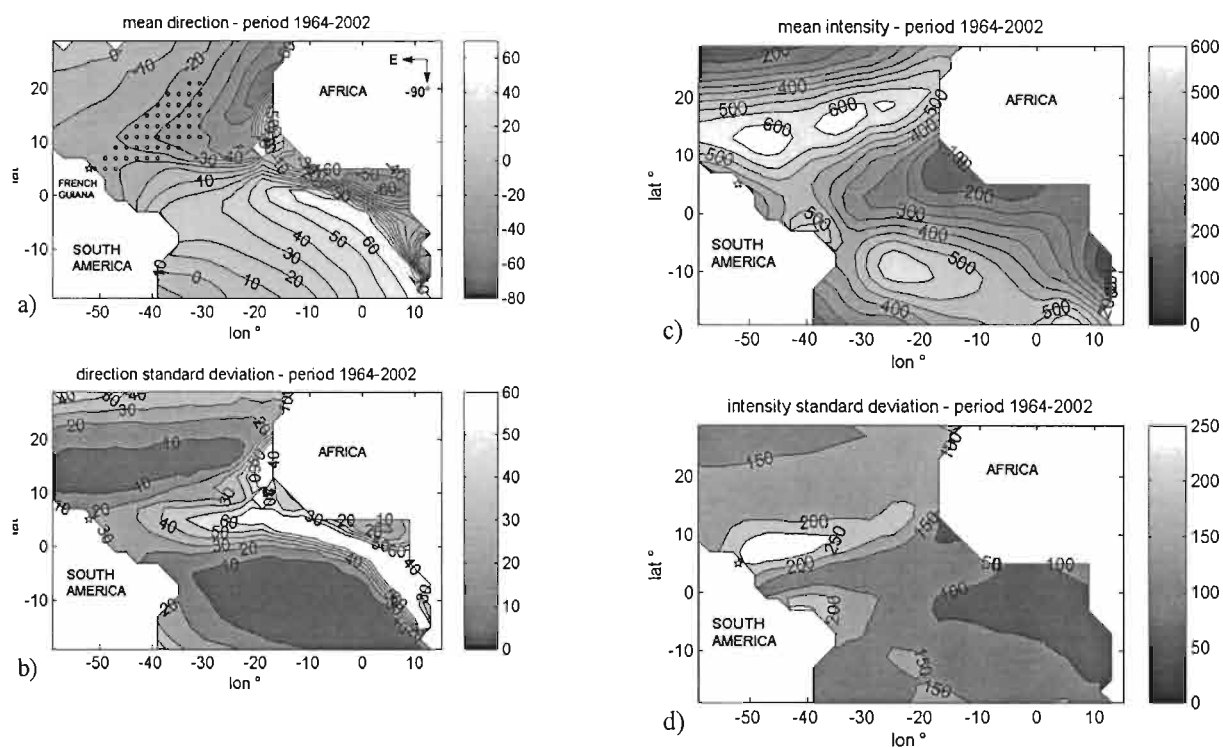


Fig. 2. (a) Monthly-averaged wind pseudo-stress direction from 1964 to 2002. The dotted area represents the fetch region considered for the generation of waves that concern French Guiana; (b) standard deviation corresponding to temporally averaged data reported in Fig. 2a; (c) Mean annual wind pseudo stress intensity (in $1/10$ of $m^2.s^{-2}$) from 1964 to 2002; (d) standard deviation corresponding to temporally averaged data reported in Fig. 2c.

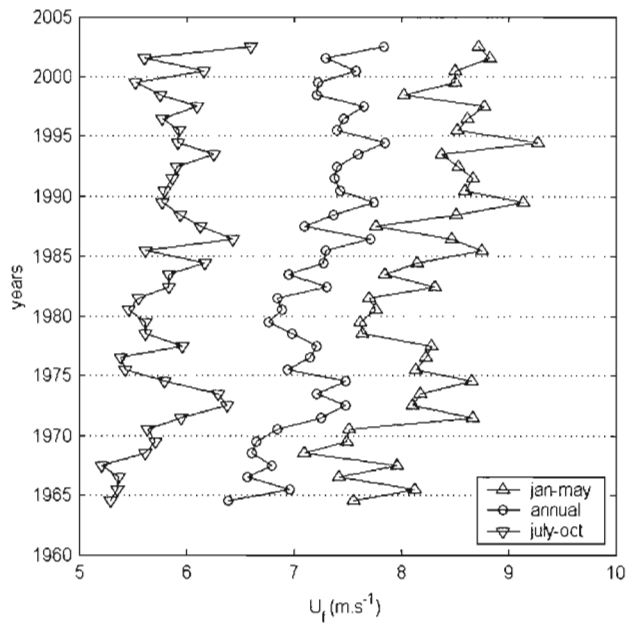


Fig. 3. The large scale inter-annual wind speed fluctuations over the pseudo-fetch area

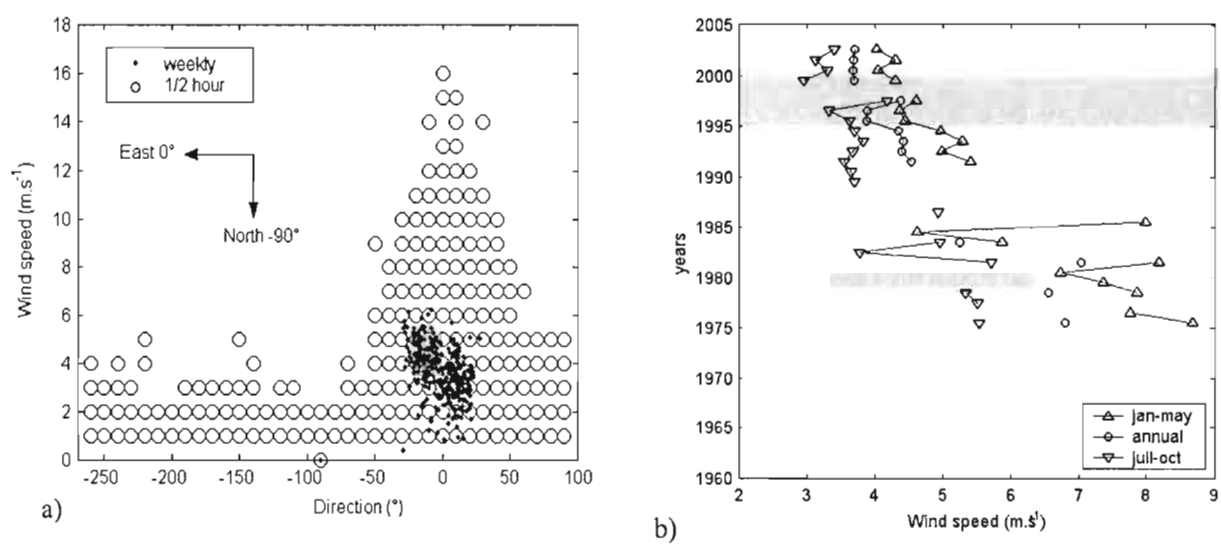


Fig. 4. (a) Local wind characteristics from 1994 to 2003. (b) Local inter-annual wind speed fluctuations (data acquired in the Devil's Islands by Météo-France).

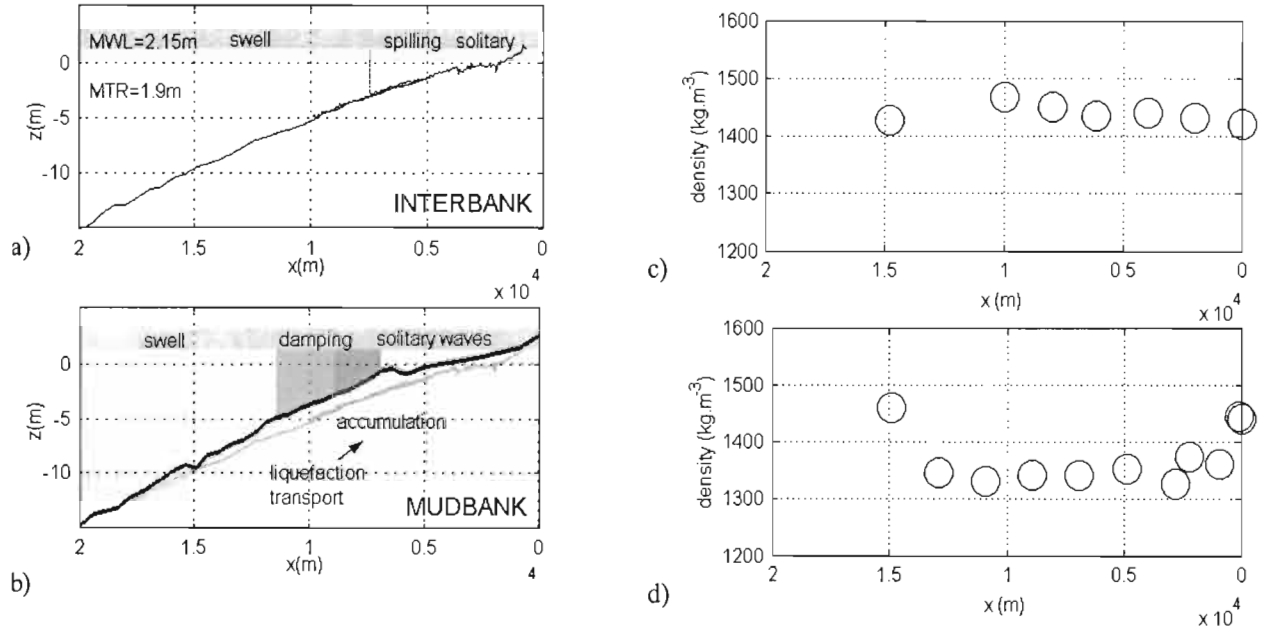


Fig. 5. (a), (b) inter-bank and mud bank profiles and schematic wave attenuation (grey profile in b corresponds to inter-bank profile shown in a; (c), (d) associated sediment surface concentration profiles. The circle diameter is representative of the vertical error bar.

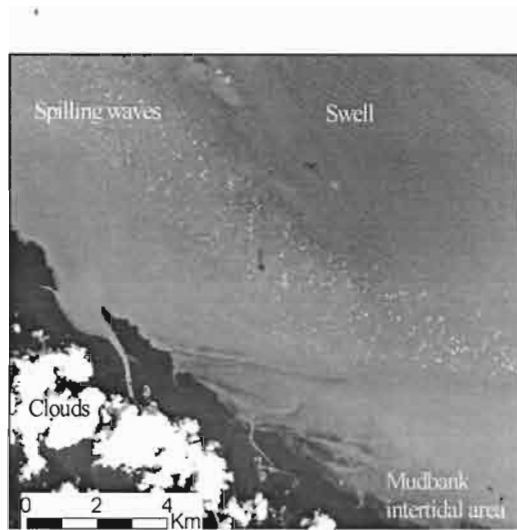


Fig. 6. Coastal sea conditions observed from the band 2 SPOT satellite images (12/14/01, the tide level is 1.45 m above local low spring water datum). White patches in the lower left corner are clouds. Coastal mangroves show up in black (©CNES, 2002).

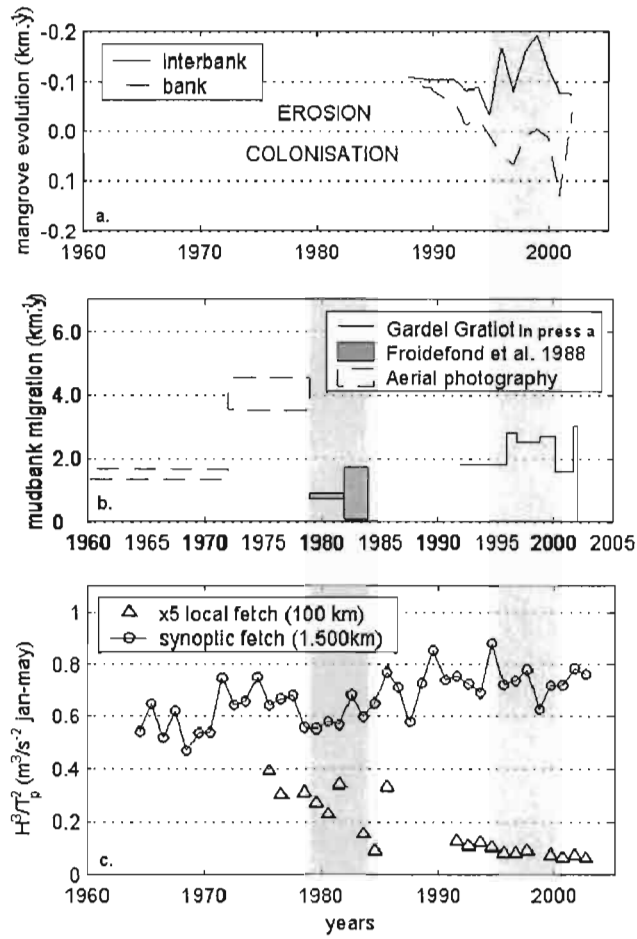


Fig. 7. Long-term geomorphic trends of part of the French Guiana shoreline; (a) cross-shore evolution of the mangrove shoreline from 1990 to 2002 (from Gardel and Gratiot in press b); (b) alongshore mud bank migration from 1960 to 2002 along the Cayenne-Kourou shoreline; (c) Evolution of local and synoptic wave forcing parameters since 1964.