Anais do VII Congresso Latino-Americano de Geologia, Belém, Pará, 1988, V.1

EVOLUTION CÔTIERE EN GUYANE FRANÇAISE: LA ZONE DE SINNAMARY

Prost, M. T.
Lointier M.
Barthes B.

Centre ORSTOM, Cayenne, Guyane

Résumé

La zone de Sinnamary, comprise dans la scène **SPOT** du 26 Octobre 1986, est un bon exemple de l'évolution côtière récente en Guyane française.

Sur une coupe Sud-Nord, à partir des formations du socle précambrien, apparaissent:

- **La plaine côtière pléistocène**, constituée par des sédiments marins de la formation COSWINE. La morphologie est caracterisée par la présence d'anciennes barres préllittorales qui ont évolué par pédogénèse.
- **La plaine côtière holocène**, formée par les sédiments marins et fluvio-marins de la série DEMERARA. Dans sa partie sub-côtière, la plaine est le domaine des grands espaces paraliques. Ces marais sont sillonés par des cheniers qui séparent les différentes phases fines de la sédimentation DEMERARA.
- **La ligne du rivage** est actuellement le siège de modifications morphologiques spéctaculaires, qui donnent origine à des phénomènes d'envasement et de désenvasement des côtes guyanaises, eux-même liés à l'immense apport de rejets fins amazoniens.

Le traitement d'images SPOT, réalisé dans le Centre-ORSTOM de Cayenne, met en relief les différentes unités morphologiques et donne une très bonne résolution pour la cartographie des plans d'eau libre et des zones hydromorphes.

Evoluçao costeira na Guiana francêsa: a zona de Sinnamary

Resumo

A zona de Sinnamary, que aparece na imagem **SPOT** de 26 de Outubro de 1986, é um bom exemplo da evoluçao costeira recente na Guiana francêsa.

Em um corte Sul/Norte, entre as formaçoes do escudo précambriano e o Atlântico, aparecem sucessivamente:

-**A planicie costeira pleistocênica**, constituida pelos sedimentos marinhos da formaçao COSWINE. Antigas barras pré-litorâneas, que evoluiram por pedogénese, caracterizam sua morfologia.

-**A planicie costeira holocênica**, formada pelos sedimentos marinhos e fluvio-marinhos da formaçao DEMERARA. Em sua parte costeira, a planicie é o dominio de grandes espaços palustres. Estes espaços sao atravessados por cheniers que separam as diferentes fases finas da sedimentaçao DEMERARA.

- **A linha da costa** é atualmente o palco de modificaçoes morfologicas espetaculares, que originam fenômenos de acumulaçao e progradaçao lamosa e tambem de recuo erosivo nas areas situadas entre os bancos de lama; estes bancos, qui migram lentamente em direçao Oeste/Noroeste, resultam do impacto da imensa carga sedimentar amazônica na costa das Guianas.

1 9 FEV. 1996
ORSTOM Fonds Documentaire
N° : 43631 ex 1
Cote : B

ORSTOM Documentation
010001049

O tratamento das imagens SPOT, realizado no Centro ORSTOM de Caiena, faz aparecer claramente as diferentes unidades morfologicas e fornece uma excelente resoluçao para a cartografia dos espaços palustres costeiros.

Coastal evolution in French Guiana: key-area Sinnamary

Abstract

The key-area Sinnamary , appearing in the SPOT's view from the 26th October 1986, is a very good exemple for the recent coastal evolution in French Guiana.

A South/North cross-section between the shield and the ocean shows:

- **The old coastal plain (Pleistocene)**, formed by the marine sediments of the COSWINE formation. The morphology is characterized by an offshore bars landscape, that has evoluted by *pedogenesis*.

-**The young coastal plain (Holocene)**, formed by the marine and fluvio-marine sediments of the DEMERARA formation. Wide paralic spaces appeared in the inner parts of this coastal plain . These swamps are criss-crossed with cheniers which separate the fine-grained phases of DEMERARA.

-**Along the shoreline**, short-term morphological's variations are very dynamic. Huge mudbanks, separated by inter-bank zones, migrate slowly and continuously towards W/NW. Progradation of the shoreline occurs within the bank zone, whereas erosion took place within the inter-bank zones.

SPOT image's processing, done in the ORSTOM-Center of Caiena, stresses the morphological units and gives an excellent resolution for the cartography of the paralic's environment

Mots-clés: *Côte de la Guyane Française*. Processus côtiers. Morphologie côtière. Sédimentologie. Changements de la ligne du rivage. Mangrove. Marais. Cheniers. Barres prélittorales. Holocène. Pléistocène. Systèmes de transformation en pédologie. Télédétection. Traitement d'images satellitaires.

Evolution côtière en Guyane Française: la zone de Sinnamary

Introduction

L'étude de l'environnement côtier de la Guyane, faite entre 1982 et 1988 à Cayenne (*au Centre-ORSTOM et à la Direction Départamentale de l'Equipement,)* (AUDIGE,1986, BARTHES B.,1988, BOULET R. et al,1982; FRITSCH J.M.,1984; LOINTIER M.,1986;LOINTIER M. & PROST M.T.,1986,1988; PROST M.T.,1986;1987; 1988; PROST M.T. & PROST M.T. & LOINTIER M.,1987) et à l'*IGBA/Univ. de Bordeaux* (FROIDEFOND J.M. et al.,1985; FROIDEFOND J.M. & PUJOS M.,1988; JEANTET D.,1982;JOUANNEAU J.M. & PUJOS M. 1987,1988; PUJOS M. & ODIN G.S.,1986; PUJOS M. et al., 1984,1985) a été appuyée, en plus des travaux de terrain, sur la photointerprétation de clichés IGN et REGNAM et sur un seul cliché LANDSAT (du 30 Octobre 1976). Actuellement l'ATOG (Atelier de Télédétection ORSTOM/GUYANE. Cayenne), opérationnel depuis janvier 1988, introduit une nouvelle dimension dans cette l'étude.

Le système de Télédétection par le satellite SPOT est très performant, car il permet d'obtenir des observations dans trois bandes du spectre visible et du proche infrarouge et surtout avec une résolution au sol de 20 mètres. Les applications sont la cartographie de la côte guyanaise au 1/30.000 et au 1/ 50.000 ainsi que les problèmes spécifiques de l'environnement côtier. En ce qui concerne les données images, elles sont découpées en *"scènes"* de 60 km de longueur. Les supports de sortie sont des bandes magnétiques compatibles ordinateur ou des tirages papier couleur.

Dans le cas de la Guyane (figure 1), *deux scènes* couvrent le littoral entre Cayenne et Iracoubo. Notre travail concerne la zone de Sinnamary qui fait partie de la scène Kourou-Iracoubo (figure 2). La zone de Sinnamary est un exemple d'une séquence morphosédimentaire d'une plaine d'accumulation côtière équatoriale dont l'évolution s'inscrit dans celle du cadre régional des Guyanes. On distingue, entre l'océan et le socle précambrien (TURENNE, J.F., 1978) (figure 3):

-**La plaine côtière holocène** (*young coastal plain*), située entre 0 et 5 m, formée par les sédiments marins et fluvio-marins de la série DEMERARA, comprenant trois phases sédimentaires fines (MARA, MOLESON et COMOWINE) séparées les unes des autres par des cordons sableux (cheniers). La sédimentation fine DEMERARA se traduit, dans le paysage, par des marais d'eaux saumâtre et douce, tant à l'est qu'à l'ouest de Sinnamary.

-**La plaine côtière pléistocène** (*old coastal plain*), située grosso modo entre 5 et 15/20 m, formée par les sédiments marins et fluvio-marins de la série COSWINE. On distingue deux faciès: un substratum d'argiles marines dessalées (COSWINE argileux) et des cordons sableux (barres prélittorales, COSWINE sableux) . L'exemple caractéristique est la savane des Pères (secteur de Corossony, à l'ouest de Sinnamary).

Ces unités réprésentent une séquence tant dans l'espace que dans le temps. Elles sont forcément complexes: à l'intérieur de chaque unité ou sub-unité on observe des variations morpho-sédimentaires, hydrologiques et pédologiques significatives, qui répresentent les interrelations entre les différents milieux.

La séquence morphosédimentaire côtière

I - LA LIGNE DU RIVAGE

La plaine côtière de la Guyane, qui s'étend sur 320 km entre l'Oyapock (à l'est) et le Maroni, (à l'ouest) est basse et marécageuse, bordée par la mangrove de front de mer et traversée par des larges estuaires. De largeur variable (entre 50 et 5 km) elle se situe entre les formations du socle précambrien et l'océan. La côte est caractérisée par des transformations morphologiques à très court terme (à l'exemple de celle de Sinnamary) liées essentiellement à l'immense apport sédimentaire fin provenant de l'Amazone.

D. EISMA (1988) considère que l'Amazone apporte à la mer entre 11 et 13×10^6 tonnes par an de sédiments en suspension et environ 1×10^6 tonnes de charge de fond: 10 à 20% de l'apport en suspension (argiles et limons, avec un peu de sable fin) est transporté par les courants au long des côtes des Guyanes (1600 km) , jusqu'à l'Orénoque. Une partie circule en suspension au large, et l'autre partie transite au long de la côte sous la forme de vastes bancs de boue d'environ 30 à 40 km de longueur. Quand un banc est devant un secteur donné de la côte, il y a progradation du rivage; entre deux bancs, par contre, il y a recul. Accumulation et érosion sont alternatifs et simultanés au long des côtes. Quant à la part des fleuves guyanais à la sédimentation, elle est très faible, d'environ 1% (LOINTIER M. & PROST M.T.,1988); l'eau "café au lait" des embouchures est liée à la vase remise en suspension par l'action des courants de marée

Sur la scène SPOT (Sinnamary, 26 Octobre 1986) le dépointage du radiomètre (entre plus et moins 26° par rapport à la verticale) permet une vision toute particulière de l'état de surface de la mer (WADSWORTH A.& PETIT M.,1987). Les deux scènes acquises sous un angle de 23° montrent, sans aucun traitement préalable , un réseau d'ondes de houle, dont la limite est parallèle au rivage et s'étendant sur une distance de 25 km vers le large. Après un traitement numérique (LOINTIER M.,) de type "*rehaussement de dynamique*", on distingue trois zones (figure 4), à savoir:

(1) une zone face aux marais de la route de l'Anse, caracterisée par des longueurs d'onde de l'ordre du km.

(2) plus en l'ouest, en face de la zone en érosion du Sinnamary, un réseau d'onde de longueur d'oscillations nettement inférieurs à la précédente.

(3) de nouveau, une zone semblable à la première, en face du banc d'Iracoubo.

Grâce à ce procédé, on arrive à définir un élément de plus dans l'action des paramètres océanographiques modifiant la ligne du rivage (zones 1 et 3 correspondant à la localisation des bancs de vase et zone 2 étant celle de l'érosion du trait de côte). A l'intérieur de la zone (3) on observe une légère inflexion des ces ondes qui reproduisent grosso modo l'orientation du trait de côte.

La configuration de l'ensemble des trois zones coincide avec le prisme vaseux côtier reconnu jusqu'à l'isobathe 20/25 m (BOUYSSE & al.,1977;JEANTET D. 1982; PUJOS M. & ODIN G.S.,1986).

II - LES MARAIS COTIERS

Une des caractéristiques majeure de la plaine holocène de Sinnamary est la présence de vastes zones paraliques qui s'étendent tant à l'est qu' à l'ouest du fleuve et en arrière de la mangrove. Ils font partie des "zones humides de Sinnamary et Iracoubo" (DUJARDIN J.J.,1986), comprenant, en 1966, 31000 ha de marais et 27000 ha de mangroves. Il s'agit de marais herbacés alternant avec des savanes et de galeries forestières.

Après transformation géométrique des données SPOT à l'échelle du 1/50.000, un *transect radiométrique* perpendiculaire à la côte permet de repérer les principales unités morphologiques et écologiques (figure 5). Le calcul de type *"index de végétation"* rehausse la dynamique de l'image qui contient ainsi les principales structures observées: les mangroves de front de mer et d'estuaire ont des basses valeurs radiométriques, au contraire des savanes (Brigandin et Corossony) aux hautes valeurs radiométriques. Les forêts présentent les plus basses valeurs radiométriques, notamment la forêt ombrophile sur socle. A l'intérieur des unités, des sub-unités se détachent: par exemple les cheniers situés à environ 3 km du rivage, contrastant nettement de la mangrove voisine .

Ce transect permet une confrontation précise avec les vérités-terrain à la même échelle et prépare le traitement sur l'image complète.

1. Les marais de l'est

Ils s'étendent sur des dizaines de km à l'est du fleuve. On distingue:

-En premier lieu, des marais intérieurs, situés au nord de la route n° 1 et en arrière de la mangrove ou des cordons littoraux sableux (Dégonde, Renner, Balata, Vogel, Carouabo)(V. figure 3). Ces marais à végétation herbacée, situés à environ 2 m d'altitude, sont dominés de 1 à 4 m par des îlets allongés ou digités (Ilets Nango, Pointe Coton, Coquelet, Maripa, Igname, etc) couverts par une végétation plus dense (forêt avec palmiers): il s'agit, pour la plupart, des *îlets de dissection*, façonnés par l'érosion dans les sédiments pléistocènes et qui témoignent du recul de l'ancien rivage. Dans les marais situés au sud de la route de l'Anse, dominent les sols peu évolués d'apport, hétérogènes . Le matériau parental est constitué par les argiles DEMERARA (phase MARA; GUILLOBEZ S., 1979) elles-mêmes "reposant sur un fond de sables et d'argile compacte COSWINE". (SOURDAT M.,1963-1965)

Quelques cours d'eau, en provenance du socle, traversent les marais. Les basses vallées ont été comblées par les dépôts transgressifs COSWINE et DEMERARA ; sur le Sinnamary, par exemple, l'accumulation holocène est à l'origine de zones marécageuses entre le bourg et le canal Philippon, les terrasses pléistocènes apparaissant vers l'amont. Sur le rivage, les cours d'eau subissent l'impact de l'hydrodynamique côtière: par exemple, l'embouchure de la crique Malmanoury a reculé d'environ 100 m entre 1950 et 1951 (BARRUOL,J.;1959). Quant à l'estuaire du Sinnamary, il est devié vers le NW (LOINTIER M.,1986) et subit actuellement une forte érosion.

- En deuxième lieu, des marais largement ouverts vers la mer, à cause du recul du rivage (V. figure 2).

L'exemple le plus frappant observé sur la scène SPOT est situé entre la route de l'Anse (au sud), la plage Dégonde (à l'est) et la limite actuelle de la mangrove (à l'ouest) . Les marais sont en contact direct avec les eaux marines par la disparition

presque complète de la mangrove sur le front de mer. On passe ainsi des espaces de vase nue, parsemés ici et là par les troncs morts et/ou par de bosquets résiduels d'Avicennia aux étendues d'eau libre. La mangrove ne se maintient qu'au-delà, en direction de l'embouchure du Sinnamary, où elle subit d'ailleurs un net recul.

Les marais sont sillonés par les chenaux de marée qui pénètrent très peu à l'intérieur des terres. Le milieu est maritime et salé (les eaux à l'embouchure des criques sont marines, avec une salinité de 28°/oo). Les dépôts sont récents et actuels (phases MOLESON et COMOWINE; In, GUILLOBEZ S. 1979). Une datation 14C, réalisée sur la vase-bleue du substratum de la plage Degonde (faite à la demande de l'IGBA), a révelée un âge de **3.500 BP**, ce qui prouve l'érosion significative subie par ce secteur du rivage

2. Les marais de l'ouest

Un seul grand marais est représenté à l'ouest du Sinnamary: le grand marais de Yiyi (V. figure 3), développé entièrement dans les argiles marines DEMERARA (carte géologique KOUROU, 1959) de la phase MOLESON (GUILLOBEZ S.,1979). Nombreux plans d'eau libre, partiellement couverts par les espèces végétales flottantes, apparaissent à l'est et au sud du marais. Sur les rives s'élèvent des populations denses de moucou-moucou (Montrichardia arborescens) caractéristiques des milieux d'eau douce ou très faiblement salée (moins de 1°/oo).

La digue Yiyi s'appuie sur un chenier pour traverser le marais Au nord de la digue, le marais devient plus vaste et se prolonge vers l'ouest, terminant en biseau peu avant Trou Caiman (vallée de la Counamama). Simultanément, le tracé de la crique Yiyi s'infléchit vers l'ouest, parallèlement à la ligne du rivage, disposition semblable à celle des estuaires du Sinnamary, de la Counamama et de l'Iracoubo (déviation des embouchures par le transit côtier).

Une forêt de palétuviers sépare le marais de la mer La mangrove, assez large il y a 25 ans (MAZEAS, 1961) a progresse vers le large mais des signes d'érosion s'observent à présent sur le rivage. Le contact entre la mangrove et le marais est progressif. la densité de palétuviers diminue et laisse la place aux formations herbacées

En conclusion, on observe, dans le secteur de Sinnamary, que:

- les espaces palustres côtiers, tant à l'est qu'à l'ouest du fleuve,correspondent à la sédimentation DEMERARA.
- les termes plus anciens de cette sédimentation apparaissent seulement dans les marais de l'est (phase MARA, correspondant au maximum de la transgression holocène) alors que ceux de l'ouest sont plus récents (phases MOLESON).
- au milieu des marécages MARA, les îlets de dissection témoignent du recul du rivage pléistocène. Quant au grand marais de Yiyi, il s'est developpe sur des sediments MOLESON et est sillonné au sud par un chenier.
- l'évolution des espaces paraliques est intimement liée à celle du rivage A l'est, la partie maritime des marais est à present sous l'emprise d'une importante érosion qui coincide avec la zone interbanc de l'estuaire de la Sinnamary. A l'ouest, le marais de Yiyi, est séparé de la mer par la mangrove adulte, elle même actuellement en recul.

III- LES CORDONS LITTORAUX

Des cordons sableux sillonnent les espaces paraliques sub-côtiers et la haute plaine littorale.

1. Les cheniers

Au point de vue génétique, la plaine côtière des Guyanes est une plaine d'accumulation de type *"open ocean chenier plain"*

Les cheniers sont des corps sableux linéaires et isolés, situés au-dessus de la ligne des plus hautes-mers, reposant sur un substratum d'argiles marines et qui se forment sur des côtes d'énergie modérée à moyenne, recevant un apport abondant de sédiments fins (PRICE, 1955; OTVOS et PRICE,1979; AUGUSTINUS P.,1978; REINECK et SINGH,1986, T. ELLIOT, In: READING,1986, etc). Ces corps sableux témoignent d'anciennes lignes du rivage.

En Guyane française les cheniers sont généralement disposés parallèlement au rivage actuel et séparent les différentes phases fines de la sédimentation DEMERARA (TURENNE J.F.,1978).

Deux générations de cheniers ont été préliminairement identifiées en Guyane (PROST M.T.,1985) grâce à leur *situation géomorphologique et leur degré de pédogénèse*, à savoir:

- d'une part, les cheniers "anciens", situés à l'intérieur des terres (souvent au contact des formations pléistocènes) et formés par des sables jaunâtres à profil podzolique.
- d'autre part, les cheniers "récents", situés plus près du rivage et ayant un profil peu différencié; avec une mince litière en surface; ils sont formés par des sables grossiers à moyens, blanchâtres, montrant en profondeur des tâches ocre-rouille

Cette classification est toutefois insuffisante. D'une part, des dispositions assez complexes apparaissent dans la côte orientale de la Guyane (PROST M.T.,1986) et contrastent très nettement avec l'orientation actuelle du trait de côte; d'autre part, certains cheniers peuvent présenter des variations pédologiques latérales significatives (FAVROT J.C. et al.,1987). Dans l'attente de nouveaux résultats, nous n'introduirons pas dans cette étude de différenciations génétiques entre cheniers, tout en insistant sur le fait qu'ils continuent à se former actuellement sur le rivage dans les secteurs en désenvasement (PROST M.T., à paraître).

1.1 - Secteur de la route de l'Anse et de la plage Dégonde.

La recherche s'appuie sur une étude sédimentologique (projet CORDET-IGBA) concernant : un *cordon sableux* sur la rive droite du Sinnamary, au km 3 de la route de l'Anse (lat. 05°23'49" et long. 52°57'10"); *un sondage* (MARIUS C.,1986); la **caractérisation de *sables et de vases de la plage Dégonde*, située à 15 km de** Sinnamary, à l'aboutissement actuel de la route de l'Anse.

Le cordon sableux (3,50 m d'épaisseur) a une stratification parallèle à sub-parallèle typique. Le sable, à 1,5 m de profondeur, est quartzeux (99,75% de sables et 0,25% d'argiles),grossier (Md: 0,390 mm et mode 0,315 mm), avec un triage amélioré (So=1,31 et Qdphi=0,450), riche en staurotide, avec de la tourmaline, du grenat, un peu d'amphibole et zircon (déterminations IGBA). *Le sondage*, fait dans un marais voisin, a révelé à 9 m de profondeur des sables blancs et graviers émoussés (ancienne plage?) surmontés par des argiles. Quant aux *échantillons sableux de la plage Dégonde*, ils ont

été prélevés sur l'estran de la basse plage et sur un ancien cordon de la haute plage; deux autres prélèvement concernent *la vase*.

L' échantillon prélevé sur l'estran mouillé est composé par 100% de sable fin (Md=0.168 et mode=0.100), hétérométrique, avec un triage médiocre (So=1,58 et Qdphi= 0,650) avec biotite et un peu plus de 10% d'épidote. Le cordon de la haute plage (93,3% de sables et 6,70% d'argiles) est entaillé par la haute-mer. Il porte une forêt claire et sépare la plage d'une savane marécageuse intérieure. Les sables sont ocre foncé, fins (Md= 0,145 mm et mode =0,125 mm),bien triés (So=1,2 et Qdphi = 0,250) riches en staurotide, avec 20% de tourmaline et un peu d'amphibole. Les profils des plages étant très mobiles, des changements temporaires peuvent se produire; c'est ainsi que nous avons observé, en avril 1988, au même emplacement, des laisses des sables grossiers très riches en grenat et vraisemblablement en staurotide (analyses en cours). En tout état de cause, il semble que la plage Dégonde a été nourrie, au moins en partie, par l'ancien cordon. Cette hypothèse fait ressortir le rôle "nourricier" d'anciens cordons dans l'évolution actuelle des plages et des cheniers du rivage.

Le substratum est formé par de la vase gris-bleu (82,41% d'argile et 17,59% de sables; vase datée de 3.500 BP au 14C), à laquelle s'ajoutent les sables vaseux de la slikke (76,04% de sables, 23,96% d'argiles).

Accumulation de vases et de sables, sédimentation et érosion, progradation et recul du rivage, actions marines et continentales, sont l'expression d'une évolution côtière dynamique mise en relief par l'étude sédimentologique.

1.2 - L'estuaire du Sinnamary

L'image SPOT (26 Octobre 1986) fait ressortir des modifications morphologiques dans le secteur de l'estuaire du Sinnamary.

Par exemple, sur la rive gauche de l'estuaire (V. figure 2), un *cordon sableux* apparait très nettement au contact de la savane Brigandin et de la mangrove ripicole actuelle.Son tracé est celui d'une plage assez ouverte, dont la direction coincide avec celle du chenier qui supporte la route de l'Anse. L'existence d'une plage sableuse sur la rive gauche du fleuve Sinnamary il y a environ 50/60 ans (plage Brigandin) est soutenue par le témoignage de plusieurs habitants du bourg.

Grâce à la télédétection on observe à cet endroit une disposition en "point de rébroussement" qui se reproduit exactement à Grosse Roche, sur la rive gauche de l'Iracoubo. Par ailleurs, certaines embouchures sont caractérisées actuellement par une accumulation sableuse sur leur rive gauche en désenvasement, alors que la rive droite reste le domaine des bancs de vase à mangrove (cas des fleuves Mahury, Kourou, Iracoubo, et de quelques criques). Le traitement numérique d'image met en relief 4 classes de mangrove qui épousent la structure citée précédemment et qui pourrait traduire les phases de colonisation du banc de vase pendant les 50 dernières années.

Ce type de démarche peut apporter des éléments sur la dynamique historique de la côte pour laquelle on ne possède que des témoignages oraux et fragmentaires. (figure 6, zone A).

1.3- Secteur de la route n° 1, en face de la piste de Saint Elie

Le contact entre les formations *holocènes et pléistocènes* est très bien exprimé dans ce secteur (V. figure 3).

Les premières ont subi une pédogénèse et présentent un *profil podzolique* (par exemple, coupe située en face de la piste de Saint Elie, à 5°23'04" Lat. N et

52°50'223 Long.W.). L'horizon A (0,20 m) est gris très foncé à noir, humifère, à nombreuses racines fines. Entre 0,20 et 0,60 m, apparaît un horizon de transition, formé par des sables grossiers gris brun à gris très foncé. Entre 0,60 et 1,20 m les sables sont de blancs à gris, boulants, avec traînées humiques et stratification pelliculaire. La base de la coupe (à partir de 1,20 m) est formée par un horizon d'accumulation de matière organique et de fer, de consolidation moyenne (alios, BHFe).

Deux échantillons ont été prélevés dans les sables blancs à gris dans la partie médiane de la coupe. *Le premier*, supérieur, est formé par des sables presque purs (98,84% de sables et 1,16% d'argiles), grossiers (Md=0,390 mm et mode=0,315 mm) avec triage amélioré (So= 1,430 mm et Qdphi = 0,5),riches en staurotide et avec un peu de tourmaline. *Le second*, prélevé vers 1,10 m, est constitué par le même type de sable (Md=0,370 mm, SO= 1,42 et Qdphi=0,50). 71,7% des grains sont émoussés, notamment sub-anguleux(28%) et à coins-arrondis(40,8%). Les grains sont généralement ternes, dépolis (25%) ou translucides.

Afin de pouvoir comparer et distinguer les formations sableuses, un *troisième* échantillon a été prélevé dans une *barre prélittorale* située au début de la piste de Saint Elie (V. figure 3), dans la savane des Pères (analyse IGBA). La formation est sablo-argileuse (86,85% de sables et 13,15% d'argiles). Les sables sont très fins (Md= 0,094 mm et mode=0,063 mm), riches en staurotide et avec 18% de muscovite, et très bien triés (SO=1,28 et Qdphi=0,350).

Quelques conclusions se dégagent de cette brève analyse:

- L'évolution de la plaine côtière holocène est, dans le secteur, sous l'interférence d'actions marines et fluvio-marines.
- L'apport sédimentaire amazonien est dominant, tant au niveau de l'évolution du rivage que de la plaine.
- Bien qu' indéniable, la part des fleuves guyanais dans la sédimentation côtière globale reste très faible.
- Les sables holocènes resultent en grande partie d'un l'apport local, comme le montrent les cortèges de minéraux lourds et l'accumulation actuelle sur quelques embouchures.
- Il y a remaniement des formations sableuses, la plage Dégonde étant nourrie, au moins en partie, par les sables d'un ancien chenier.
- Les anciens tracés du rivage, nettement exprimés sur la scène SPOT et confirmés par les enquêtes et le travail de terrain, s'expriment par les cheniers qui séparent différentes phases fines de la sédimentation DEMERARA.
- Les cheniers situés au voisinage des barres prélittorales, dans le périmètre de la savane des Pères, ont évolué par pédogenèse et ont un profil podzolique bien développé, avec un alios en profondeur.
- Les sables des cheniers se distinguent, par leur granulométrie, de ceux des barres prélittorales.

2. Les barres prélittorales

Les couvertures pédologiques guyanaises peuvent présenter des variations latérales rapides et importantes au point d'intervenir directement dans l'évolution du modelé. C'est le cas des barres prélittorales de la plaine côtière ancienne, étudiées par SOURDAT et DELAUNE (1970) TURENNE J.F. (1975,1978), et par BOULET R. et al. (1982).

Les sables fins marins (formation COSWINE sableuse) ont été accumulés sous la forme de barres allongées, disposées parallèlement au rivage, puis exondées. Ces

barres, qui s'étalent sur toute la plaine dans la zone de Corossony (V. figure 3), reposent soit sur des argiles marines (formation COSWINE argileuse) soit plus rarement sur les altérites du socle. Elles sont à l'origine d'un modelé ondulé de la plaine, discernable sur l'image SPOT.

TURENNE J.F. (1978) décrit les barres comme ayant généralement de 400 à 600 m de largeur, constituées par des sables argileux ocre fins et très fins, très bien triés (Md=90 microns, SOURDAT et DELAUNE, 1970). FAVROT J.C. et al. (1987) distinguent les barres hautes (7-15 m) sur sable fin, bien drainées, avec sommets ou bordures convexes et à pente forte, des barres basses (4-7 m) sur sable fin et argile en profondeur, mal drainées, avec des sols souvent dégradés, tronqués et à tendance planosolique. Entre les barres apparaissent des étendues planes (3-4 m) sur argile peu profonde (avec sols argileux ou sablo-argileux) et des gouttières et dépressions planes, avec sols hydromorphes sur un substratum argileux situé à environ 0,80 m de profondeur.

Une étude morphopédologique a été faite dans le secteur de la savane des Pères (B. BARTHES, 1988, crique Toussaint). L'auteur distingue, au point de vue *géologique*, les formations suivantes:

-les sables argileux fins, marins, (fin de la transgression COSWINE) . Ils constituent les *barres prélittorales sensu stricto* (hautes et basses), "résultant des processus de sédimentation, selon une direction SE/NW dominante". Les sédiments sont bien triés, accumulés en eau profonde au-delà du rivage (SOURDAT & DELAUNE, 1970).

-les argiles marines (début de la transgression COSWINE), situées sous les sables fins et sub-affleurant aux côtes faibles lorsque le niveau sableux s'amincit. Les argiles sont dessalées, gris clair à tâches rouges auréolées d'ocre, consolidées, peu perméables, de composition homogène (60% d'argile kaolinitique et 40% de limons).

- une arène granitique (dite S.D.B. = Série Détritique de Base), à sables de grossiers à fins, mal triés, issus de l'altération du socle et "vraisemblablement remaniés par transport fluvial et ensablement littoral." Les sols sont filtrants et appauvris. Près du rivage fossile cette arène est à l'origine des *"pseudo-barres"*, encore mal connues , dont la granulométrie et la hauteur diffèrent de celles des barres sensu stricto.

Les formations issues du socle et celles de la plaine, apparemment bien différenciées, s'interpénètrent intimement: des pointements avancés du socle émergent parfois insensiblement de la plaine, alors que des sédiments sableux fins (qui ennoyent parfois les bas-fonds entre les collines) constituent des avancées des matériaux de la plaine ancienne au sein du domaine du socle Cette situation, à notre avis, est liée à la pénétration de la transgression COSWINE dans les vallées

Quant au *modelé*, la forme initiale des barres a orienté, d'une manière générale, la disposition des axes secondaires du drainage et s'est à peu près maintenue (ondulations à sommet aplati ou arrondi, plus au moins anastomosées, séparées par des axes de drainage colmatés et marécageux) **Mais la primauté de l'évolution revient à la pédogénèse**: en effet, les barres présentent des variations pédologiques latérales importantes et rapides dont les termes extrêmes sont les sols ferrallitiques et les podzols de nappe (figure 7); le passage des premiers aux seconds s'accompagne d'un appauvrissement presque total en argile et fer, ce qui correspond à un *processus d'érosion géochimique* bien connu maintenant en Guyane. En particulier, les sommets podzolisés de certaines barres aplaties montrent des affleurements de nappe qui déterminent l'apparition de nouveaux axes de drainage.Ainsi, l'évolution des systèmes pédo-hydrodynamiques provoque un morcellement des barres qui, conjugué à l'exportation de matière qu'impliquent les

transformations successives de la couverture initiale, concourt à l'aplanissement voir à la disparition des barres.

En conclusion, l'étude du secteur de Corossony met en évidence:

- le rôle joué par la transgression COSWINE dans l'évolution de la plaine côtière ancienne.
- l'importance de l'étude morpho-pédologique : c'est l'évolution pédologique des barres prélittorales qui commande celle du modelé.

CONCLUSION GENERALE

La séquence morphosédimentaire côtière de Sinnamary est caracterisee, d'une part, par une ligne de rivage qui subit des modifications morphologiques frappantes à très court terme - et dont l'évolution est directement liée à l'apport fin amazonien - d'autre part; par des formes et de formations littorales qui témoignent d'anciens rivages(de l'Holocène et du Pléistocène Supérieur Terminal).

En ce qui concerne le *rivage actuel*, progradation et recul sont alternatifs et simultanés et apparaissent nettement sur la scène SPOT: l'accumulation se traduit à l'est par le banc de Kourou , et à l'ouest par celui d'Organabo séparés par l'espace interbanc de l'estuaire du Sinnamary où le rivage est en recul. L'érosion actuelle est très forte à l'embouchure du fleuve où les changements côtiers sont spéctaculaires.

Quant aux vestiges *d'anciens rivages* ils se traduisent par les formes et les dépôts COSWINE (Pléistocène) et DEMERARA (Holocène). Il s'agit de *deux épisodes transgressifs (eustatiques)*.

L'âge de la *transgression COSWINE* (= Upper Coropina Formation au Surinam:In: KROOK L.,1979) reste incertain (BRINKMAN R. et PONS L.J. 1986), bien que divers auteurs la placent vers 120.000 BP (BOYE M.,1963; VEEN A.W.L.,1970, etc). Il faut signaler que BOUYSSE et al. (1977), JEANTET D. (1982), et PUJOS M. & ODIN G.S.(1986) situent à 30.000 BP un haut niveau marin glacio-eustatique pré-DEMERARA grâce à l'étude des vases consolidées rencontrées en Guyane sous la vasière actuelle. Ce niveau marin n'aurait pas dépassé le zéro actuel. En ce qui concerne la *transgression DEMERARA* , son maximum est daté de 6000 BP (phase MARA).

Les transgressions de 120000 et de 6000 BP sont reconnues par la grande majorité des quaternaristes sud-américains; elles sont l'expression des composants glacio-eustatiques en Amérique du Sud Atlantique (SCHNACK E.;1987) et se traduisent par une distribution continue de rivages élevés en Argentine, au Brésil, et en Guyane. D'autres facteurs (tectoniques, isostatiques, geoidal), s'ajoutent aux niveaux régional et local.

Après leur formation, à la fin de la transgression COSWINE, les barres prélittorales ont subi une *transformation pédologique* . C'est celle-ci qui commande l'évolution d'une grande partie du modelé de la haute plaine.

Les vestiges de rivages holocènes post-MARA sont marqués par les cheniers dont l'évolution est sous l'emprise des phases de progradation par les vases (bancs de boue) et de recul par l'action des vagues (cheniers).

Le traitement d'images satellitaires apporte une dimension analytique et dynamique à la recherche. Les images couvrent des surfaces importantes en permettant une vision d'ensemble à partir d'un document homogène enrichi par les possibilités de répétitivité . La comparaison des images successives est une source inestimable l'information , notamment en ce qui concerne le suivi de l'évolution morpho-sédimentaire à court terme des côtes de Guyane.

Bibliographie

Audige, A., 1980. *Estuaire du Mahury.* In: Le littoral guyanais (fragilité de l'environnement). Nature guyanaise. Sepanrit. Sepanguy. 25:30

Augustinus, P.G.E.F., 1978. *The changing shoreline of Surinam (South America).* Thesis. Uitgaven "Natuurwetenschappelijke Studiekring voor Suriname en de Nederlandse Antillen". Utrecht, 95, 232 pp.

Barruol, J. (1959). *Carte géologique de la Guyane Française au 1/100.000. Kourou.* Ministère de l'Industrie. Imprimerie Nationale. Paris.

Barthes, B., 1988. *Cartographie de sols et problèmes d'aménagement au perimètre Crique Toussaint (Sinnamary).* Centre ORSTOM. Cayenne. 29 pp

Brinkman R. & Pons L.J. (1964). *A pedo-geomorphological classification and map of the Holocene sediments in the coastal plain of the three Guianas.* Soil Survey Institut. Wageningen. 25 p. 2 cartes h.t.

Boulet, R., Chauvel,A., Humbel, F.X., & Lucas , Y. 1982. *Analyse structurale et cartographie en pédologie. I- Prise en compte de l'organisation bidimensionnelle de la couverture pédologique. II- Une méthode d'analyse prenant en compte l'organisation tridimensionnelle des couvertures pédologiques. III- Passage de la phase analytique à une cartographie générale synthétique.* (3 articles). Cahiers ORSTOM, série Pédologie, vol XIX, 4, 309-339.

Bouysse, Ph., Kudrass,H.R. & Le Lann,F.,1977. *Reconnaissance sedimentaire du plateau continental de la Guyane française (mission Guyamer, 1976).* Bull BRGM, IV, 2.

Boye, M. 1963. *La géologie des plaines basses entre Organabo et le Maroni (Guyane Française)* Thèse 3ème cycle. Géologie. Paris. Sorbonne.

Dujardin J.J. (1986). *Protection des zones humides néotropicales.* In, Le littoral Guyanais, fragilité de l'environnement. Nature Guyanaise. SEPANGUY. SEPANRIT. Cayenne. 149-154.

Eisma D.,1988. *Dispersal of Amazon Supplied particulate matter.* In: Abstracts of the Chapman Conference on Amazon Dispersal System. AGU. Charleston. Wild Dunes.

Favrot J.C., Andrieux P., Barthes B., Bouzigues R., Lagacherie Ph., Vincent B. (1987). *Carte des sols du secteur de référence de la savane guyanaise - plaine côtière ancienne.* 1/50.000. I.N.R.A. CEMAGREF. SES n° 581. (3 tomes). Montpellier.France.

Froidefond, J.M., Prost, M.T. & 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 pp.

Froidefond, J.M. & Pujos, M. 1988. *Analysis of the displacement of intertidal mudflats in French Guiana between 1979 and 1984 - a record of coastal sediment transport.* In: Abstracts of the Chapman Conference on Amazon Dispersal System. AGU. Charleston. Wild Dunes.

Froidefond, J.M. & Pujos, R. 1988. *Recognition of net deposition and erosion along the French Guiana coast based on comparison of historical maps.* In: Abstracts of the Chapman Conference on Amazon Dispersal System. AGU. Charleston. Wild Dunes

Fritsch, J.M. 1984. *Les transports solides. Etude d'impact de l'aménagement du barrage de Petit Saut.* Rapport. Centre ORSTOM. Cayenne.

Guillobez, S. 1979. *Esquisse physiographique de la région côtiere de la Guyane au 1/500.000.* Pédologie. IRAT. Cayenne.

Joantet, D. 1982. *Processus sédimentaires et evolution du plateau guyanais au cours du Quaternaire Terminal.* Thèse 3ème cycle. Département de Geologie et Océanographie. IGBA. Université de Bordeaux-I. Talence.

Jouanneau, J.M. & Pujos, M. 1987. *Suspended matter and bottom deposits in the Mahury estuarine system (French Guiana): environmental consequences.* Netherlands Journal of Sea Research 21(3): 191-202.

Jouanneau, J.M. & Pujos, M. 1988. *Similarities and differences in the nature and composition of estuarine sediments of French Guiana: the impact of the Amazon.* In: Abstracts of the Chapman Conference on Amazon Dispersal System. AGU. Charleston. Wild Dunes.

Krook L., 1979. *Sediment petrographical studies in northern Suriname.* Academisch proefschrift. 145 p. Vrije Universiteit te Amsterdam. The Netherlands.

Lointier, M.,1986. *Hydrodynamique et morphologie de l'estuaire du fleuve Sinnamary (Guyane Française).* In: Le littoral guyanais:(fragilité de l'environment). Nature Guyanaise. Sepanrit. Sepanguy. 37-44.

Lointier, M. & Prost, M.T.,1986. *Morphology and hydrology of an equatorial coastal swamp: example of the Sarcelle Swamp in French Guiana.* In: Quaternary of South America and Antartic Peninsula, vol.4. 59-77 J. Rabassa Ed. A.A. Balkema Publ. Rotterdam.

Lointier, M. & Prost, M.T.,1988. *Coastal sedimentation and local rivers supply in French Guiana: comparisons with the Amazon.* Abstracts of the Chapman Conference on the Amazon Dispersal System. Charleston. Wild Dunes.

Marius, C.,1986. *Rapport de mission.* Projet CORDET. Centre ORSTOM Cayenne.

Mazeas, J.P. 1961. *Carte géologique Iracoubo, au 1/100.000.* Service de la carte géologique de France. Imprimerie Nationale. Paris

Otvos E.G. & Price W.A., 1979. *Problems of chenier genesis and terminology - an overview.* Mar. Geol., 31, 349-353. 11.4.2.

Price W.A.,1955. *Environment and formation of the chenier plain.* Quaternaria 2, 75-86

Prost, M.T. 1985. *Quelques problèmes relatifs à l'évolution côtière en Guyane. In: Etude de l'évolution morpho-sedimentaire des littoraux argileux sous climat équatorial: l'exemple du littoral guyanais.* Rapport Cordet. 1-62. Décembre 1985. Ministère de la Recherche et de la Technologie. Paris. Université de Bordeaux-I: IGBA. 189 pp.

Prost, M.T., 1986. *Morphologie et dynamique côtières dans la région de Mana.* In: Le littoral guyanais (fragilité de l'environnement). Nature Guyanaise. Sepanrit. Sepanguy. 31-36.

Prost, M.T., 1986. *Aspects of the morpho-sedimentary evolution of French Guiana's coastline.* In: Quaternary of South America and Antartic Peninsula, vol. 4. 191-218. J. Rabassa Ed. A.A. Balkema Publ. Rotterdam.

Prost, M.T.,1988. *Shoreline changes in French Guiana.* In: Quaternary of South America and Antartic Peninsula, vol 5. J.Rabassa Ed. A.A.Balkema Publ. Rotterdam.

Prost, M.T., à paraître. *Beaches and cheniers in French Guiana* (accepted by A.A. Balkema Ed. In: Quaternary of South America and Antartic Peninsula, vol. 6)

Prost , M.T. & Lointier, M. 1987. *Sedimentology and stratigraphy of the Holocene formations of the French Guiana's coastal plain.* In: ABEQUA. Publ. avulsa 2. 55-83. Sao Paulo. Brasil.

Pujos,M. Odin, G.S., Renie, O. & Bouysse, Ph. 1984. *Paléogéographie du Quaternaire Terminal de la Guyane Française d'après les sédiments continentaux.* In: 10e Réunion Annuelle des Sciences de la Terre. Bordeaux. Soc. Géol. France, Ed., 465.

Pujos, M., Odin, G.S.,& Pons, J.C. 1985. *Processus sédimentaires et évolution du plateau continental de la Guyane Française au cours du Quaternaire Récent.* CR. de fin d'étude. Action Cordet. Dep. de Geol. et Océanogr. IGBA. Université de Bordeaux-I. Talence.

Pujos, M. & Odin, G.S.,1986. *La sédimentation au Quaternaire Terminal sur la plateforme continentale de la Guyane Française.* In: Oceanologica Acta, vol. 9, 4, 363-382.

Schnack E. ,1987. *The emerged Quaternary shorelines in Argentina. Eustatic signature and correlations: Atlantic South America.* In, Volumen de resumenes y guia de excursiones. Projet PIGC 201. CADIC - CONICET. Ushuaia. Argentine.

Sourdat M., 1963-1965. *Notice de la carte provisoire au 1/50.000 des sols du littoral guyanais entre Kourou et Sinnamary. Guyane française.* Rapport. 83 p. Centre ORSTOM. Cayenne. Guyane.

Sourdat M. & Delaune M.,1970. *Contribution à l'étude des sédiments meubles grossiers du littoral guyanais.* Cah. ORSTOM, série Pédologie, vol. VIII, 1, 81-97.

Reineck H. E. & Singh I.B., 1986. *Depositional sedimentary environments.* Springer Verlag. New York.551 p.

Turenne J.F. ,1975. *Modes d'humidification et de différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises.* Thèse Sciences. Nancy. France

Turenne, J.F.,1978. *Sédimentologie des plaines côtières (Guyane Française).* In: Atlas de la Guyane, CNRS. ORSTOM. Pl. 6.

Veen A.W.L. (1970). *On geohgenesis and pedogenesis in the old coastal plain of Surinam.* Akademish Proefschrift. 176 p. Fysisch Geogrph. en Bodemkundig Laboratorium. Univ. of Amsterdam. The Netherlands

Wadsworth A. & Petit M., 1987. *Spot, un satellite pour l'océanographie?* In,SPOT 1, utilisation des images, bilan, resultats.1087-1094. Centre National d'Etudes Spatiales (CNES).1551 p. Paris.

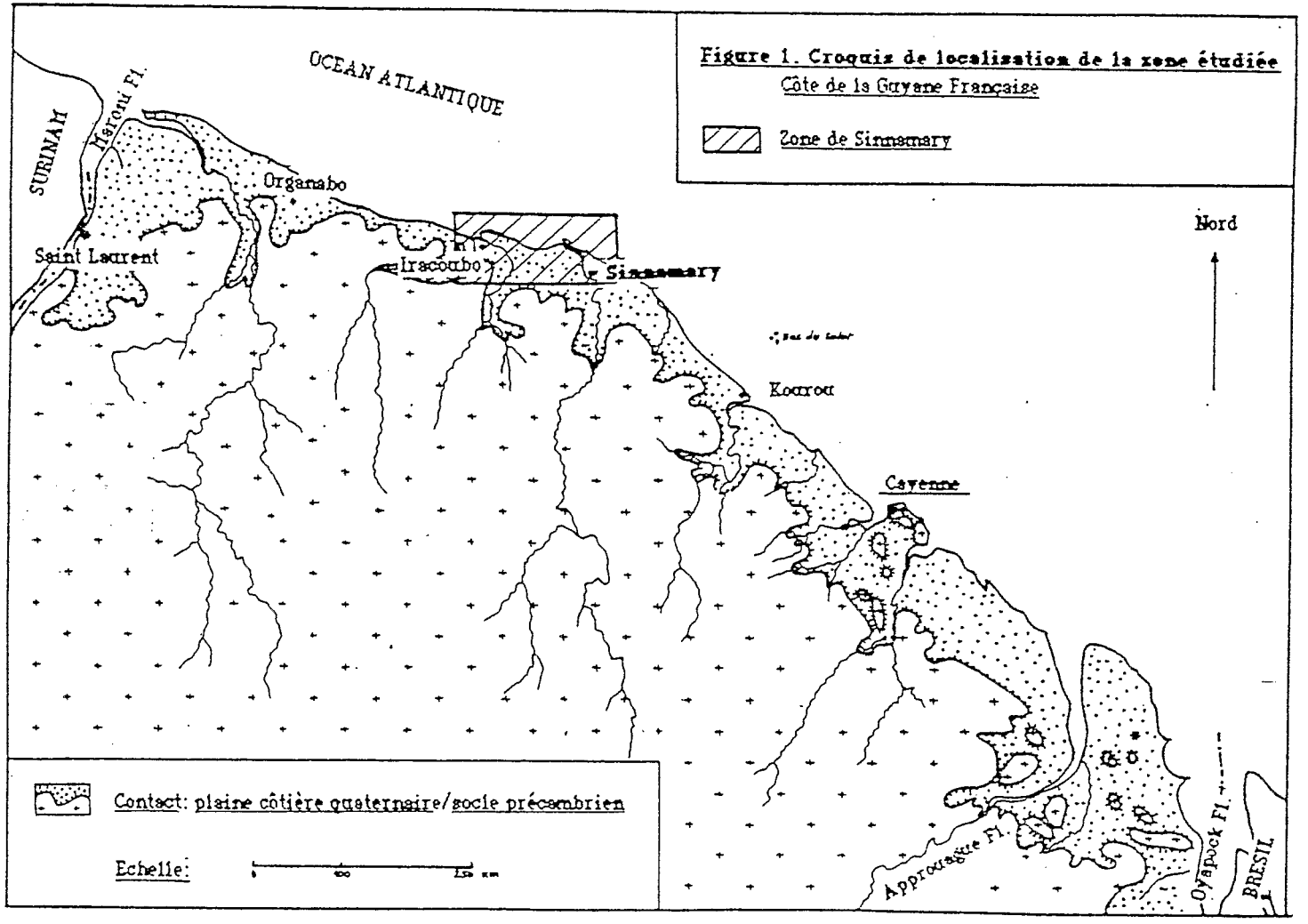


Figure 1. Croquis de localisation de la zone étudiée

Côte de la Guyane Française

Zone de Sinnamary

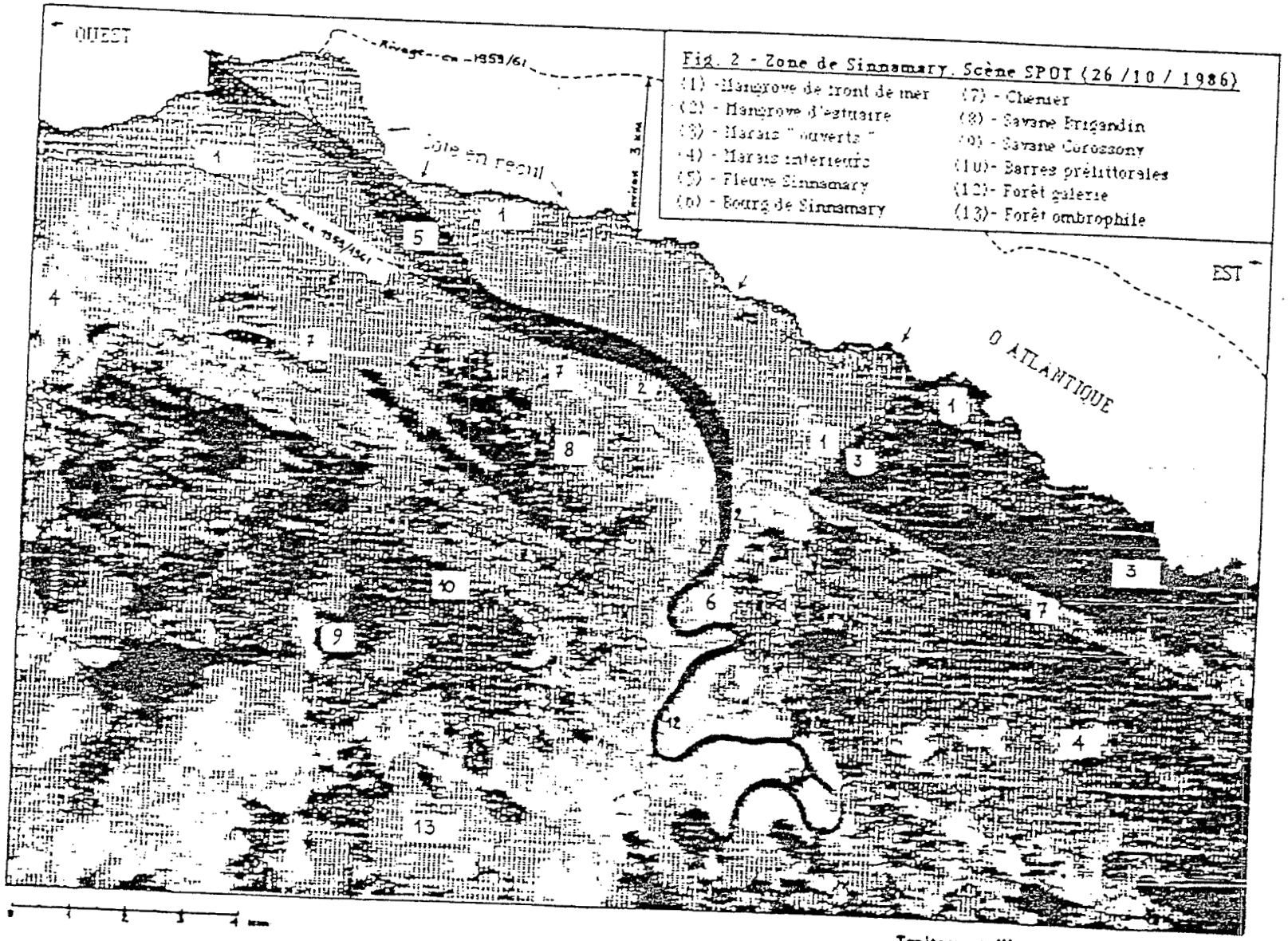
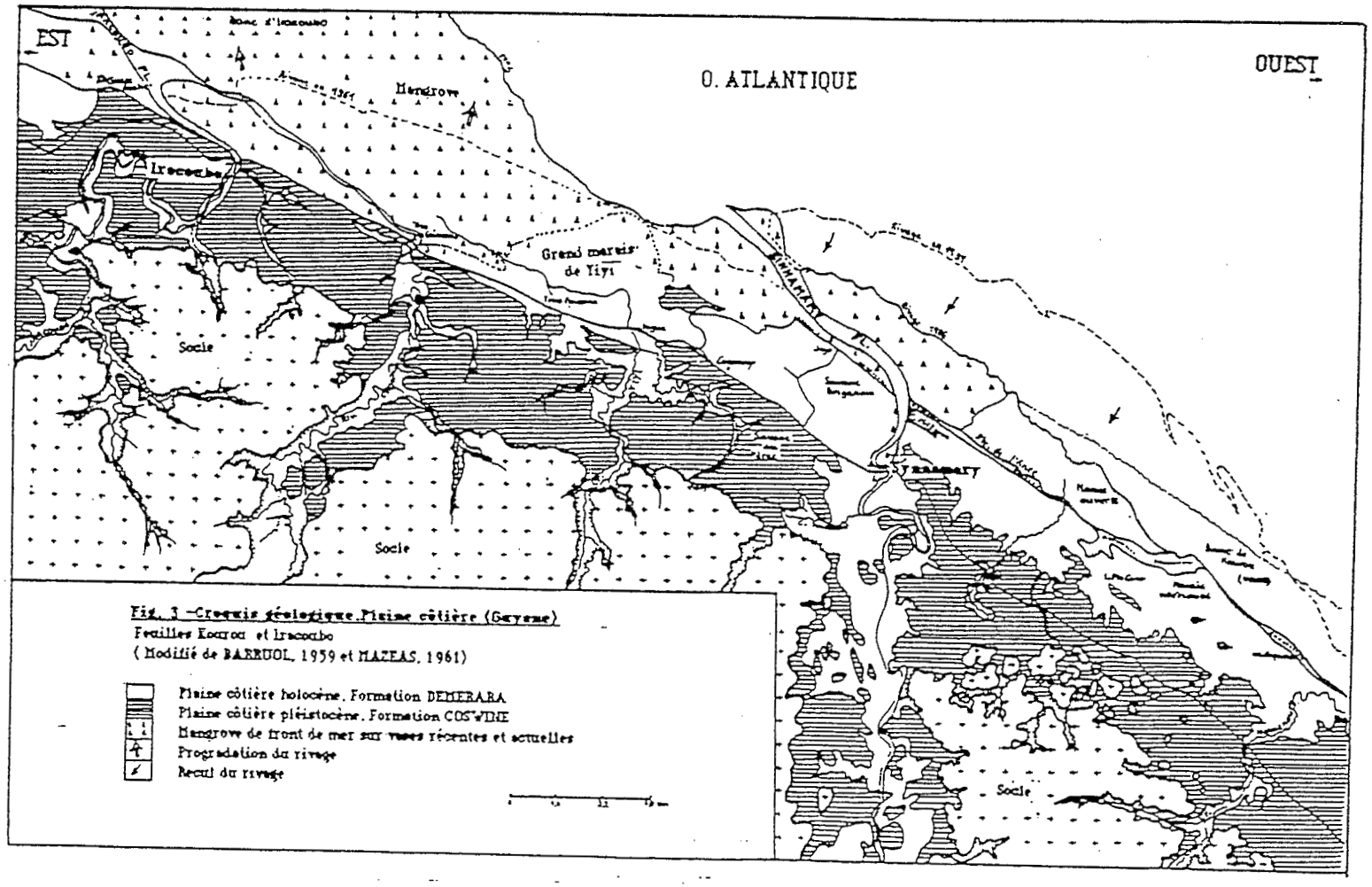
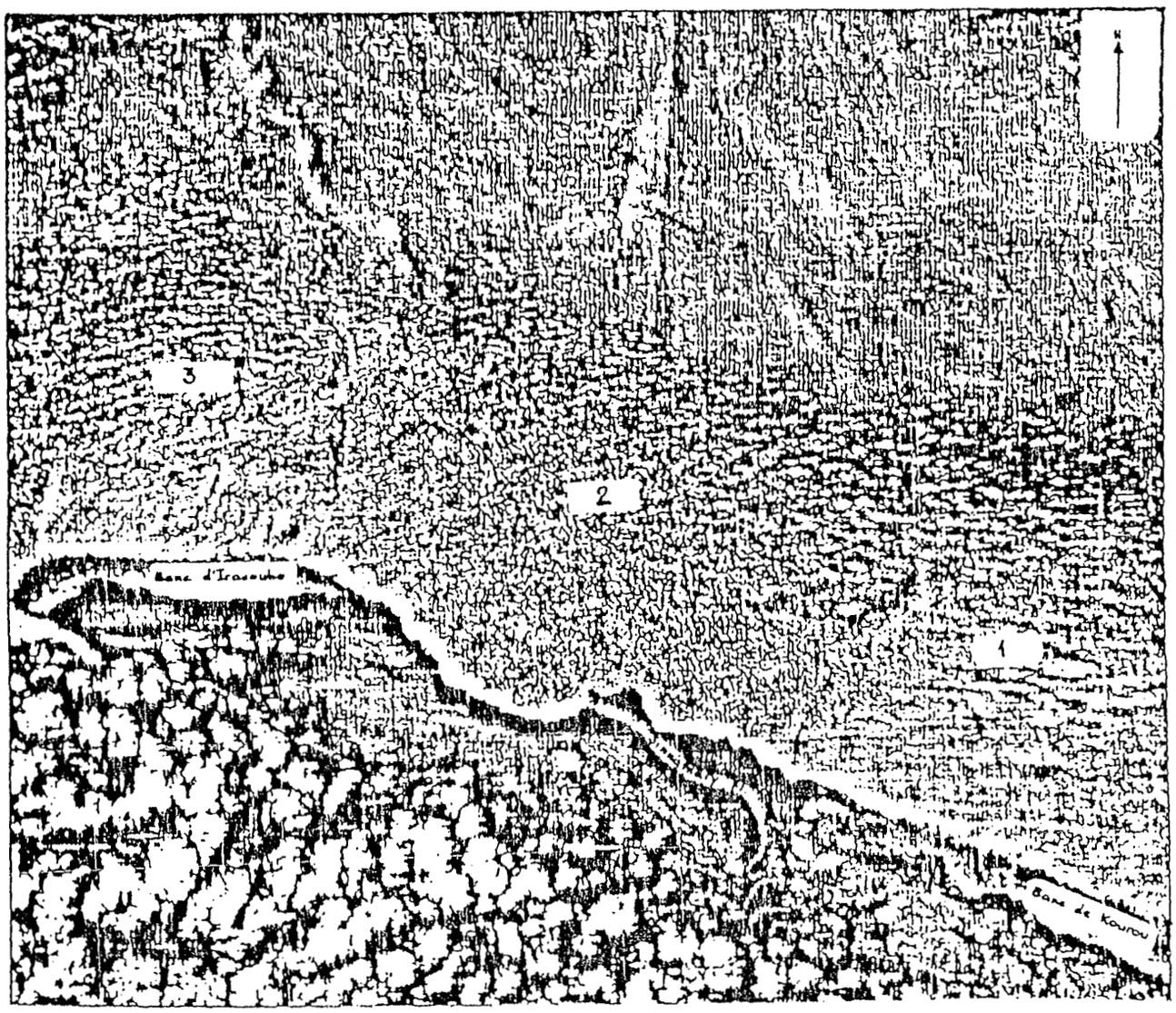


Fig. 2 - Zone de Sinnamary. Scène SPOT (26 /10 / 1986)

(1) - Mangrove de front de mer
(2) - Mangrove d'estuaire
(3) - Marais " ouverts "
(4) - Marais interieurs
(5) - Fleuve Sinnamary
(6) - Bourg de Sinnamary
(7) - Chenier
(8) - Savane Brigandin
(9) - Savane Corossony
(10) - Barres prélittorales
(12) - Forêt galerie
(13) - Forêt ombrophile

Traitement d'image SPOT: M. LOINTIER
ATOG (Atelier de Télédétection ORSTOM GUYANE). COPYRIGHT CNES 1986


EST
OUEST
O. ATLANTIQUE
Mangrove
Iracoubo
Grand marais de Yiyi
Socle
Socle
Socle
Fig. 3 -Croquis géologique. Plaine côtière (Guyane)
Feuilles Kourou et Iracoubo
(Modifié de BARRUOL, 1959 et MAZEAS, 1961)
Plaine côtière holocène. Formation DEMERARA
Plaine côtière pléistocène. Formation COSWINE
Mangrove de front de mer sur vases récentes et actuelles
Progradation du rivage
Recul du rivage



0 1 6 km

Figure 4- Etat de surface de la mer

(scène SPOT, Octobre 1986)

Après un traitement numérique de type *"rehaussement de dynamique"* on distingue:

(1) une zone en face aux marais de la route de l'Anse, caractérisée par des longueurs d'onde de l'ordre du km.

(2) plus à l'ouest, en face de la zone en érosion du Sinnamary, un réseau d'onde de longueur d'oscillations nettement inférieurs à la précédente

(3) de nouveau, une zone semblable à la première, en face du banc d'Iracoubo.

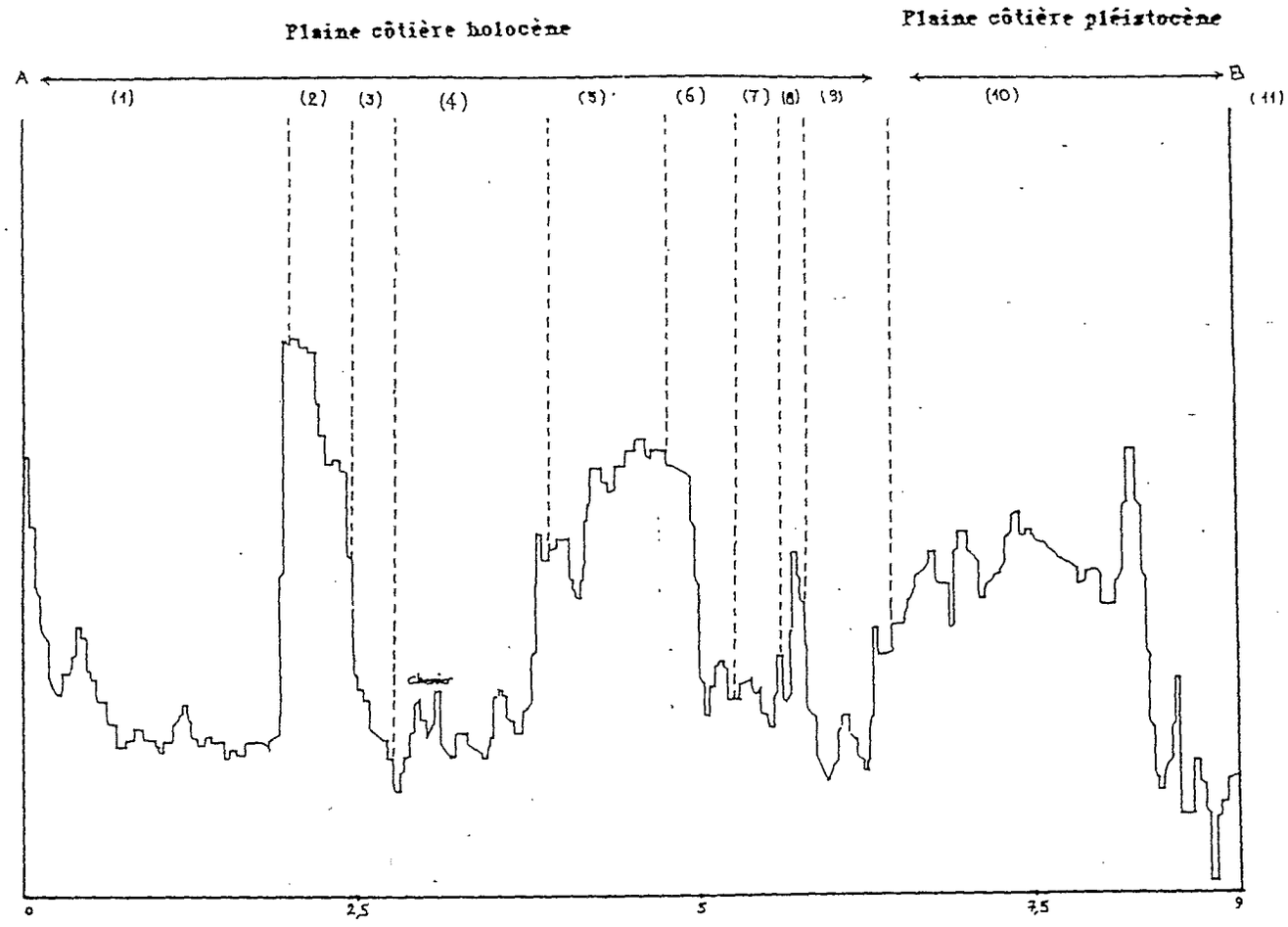


Fig. 5 - Coupe radiométrique. INDEX DE VEGETATION (C1+C3). Zone de Sinnamary. Guyane.

(1) - Mangrove de front de mer
(2) - Fleuve Sinnamary
(3) - Mangrove d'estuaire
(4) - Forêt basse et broussailles
(5) - Savane Brigandin
(6) - Cheniers et sillons
(7) - Forêt basse
(8) - Marécage herbacé
(9) - Forêt basse
(10) - Savane Corossony
(11) - Forêt ombrophile

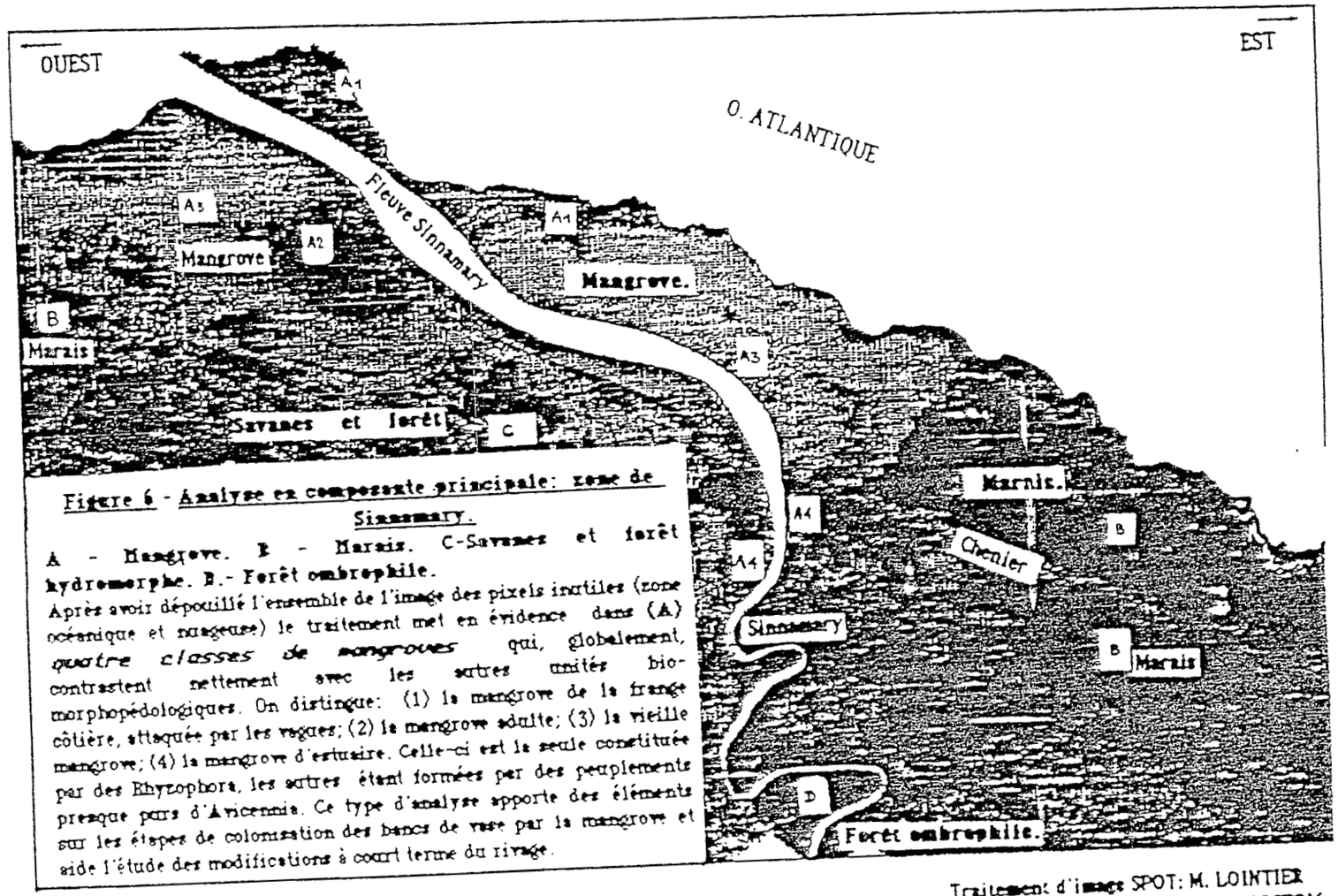


Figure 6 - Analyse en composante principale: zone de Sinnamary.

A - Mangrove. B - Marais. C-Savanes et forêt hydromorphe. D.- Forêt ombrophile.

Après avoir dépouillé l'ensemble de l'image des pixels inutiles (zone océanique et nuageuse) le traitement met en évidence dans (A) *quatre classes de mangroves* qui, globalement, contrastent nettement avec les autres unités bio-morphopédologiques. On distingue: (1) la mangrove de la frange côtière, attaquée par les vagues; (2) la mangrove adulte; (3) la vieille mangrove; (4) la mangrove d'estuaire. Celle-ci est la seule constituée par des Rhizophora, les autres étant formées par des peuplements presque purs d'Avicennia. Ce type d'analyse apporte des éléments sur les étapes de colonisation des bancs de vase par la mangrove et aide l'étude des modifications à court terme du rivage.

Echelle: 0 1 2 3 km

Traitement d'image SPOT: M. LOINTIER
ATOG (Atelier de Télédétection ORSTOM GUYANE). COPYRIGHT CNES 1986

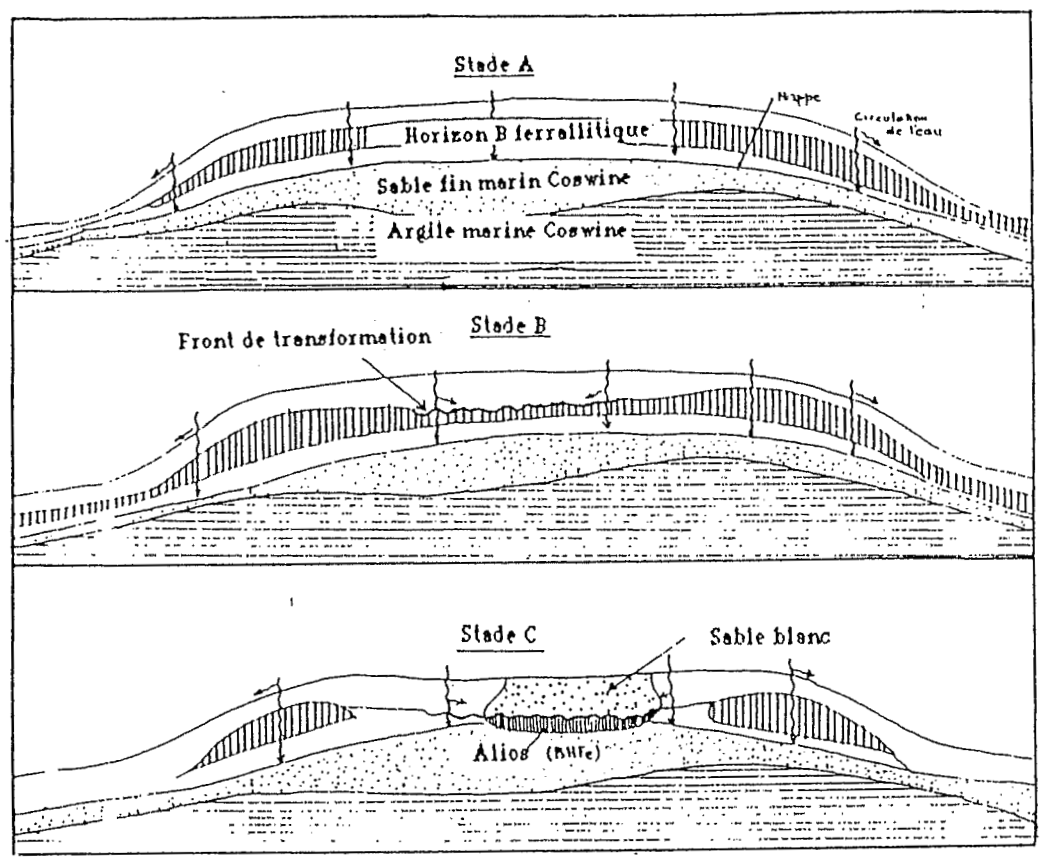


Fig. 7 - Evolution pédologique et morphologique d'une barre prélittorale

Stade A: On distingue deux dépôts marins: des argiles, à la base, surmontées par des sables fins argileux. À la partie supérieure de la barre se différencie un horizon B, argileux, de sol ferrallitique.
Stade B: Le lessivage d'argile, qui a lieu au coeur de la barre, est à l'origine d'un amincissement de l'horizon B ferrallitique qui correspond à l'enfoncement d'un "front de transformation" au-dessus duquel bat une nappe perchée temporaire.
Stade C: Le lessivage s'accentue. Au centre de la barre se forme un horizon de sable pur, blanc, au-dessus du front de transformation. A la base des sables apparaît un horizon durci, brun-foncé (alios, BHFe). L'horizon B argileux ferrallitique ne subsiste que sur les bordures de la barre.
A un stade plus avancé, le sol ferrallitique disparaîtra et le profil sera alors celui d'un podzol. Cela s'accompagne d'un affaissement des barres par redistribution interne de matière. Ainsi, la pédogenèse devient un agent morphogénique direct.

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA

ANAIS DO VII CONGRESSO LATINO-AMERICANO DE GEOLOGIA

ENTIDADES PROMOTORAS

SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA – SBG

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL – DNPM

BELÉM-PARÁ-BRASIL

6 A 13 DE NOVEMBRO DE 1988

B 43631 ex1