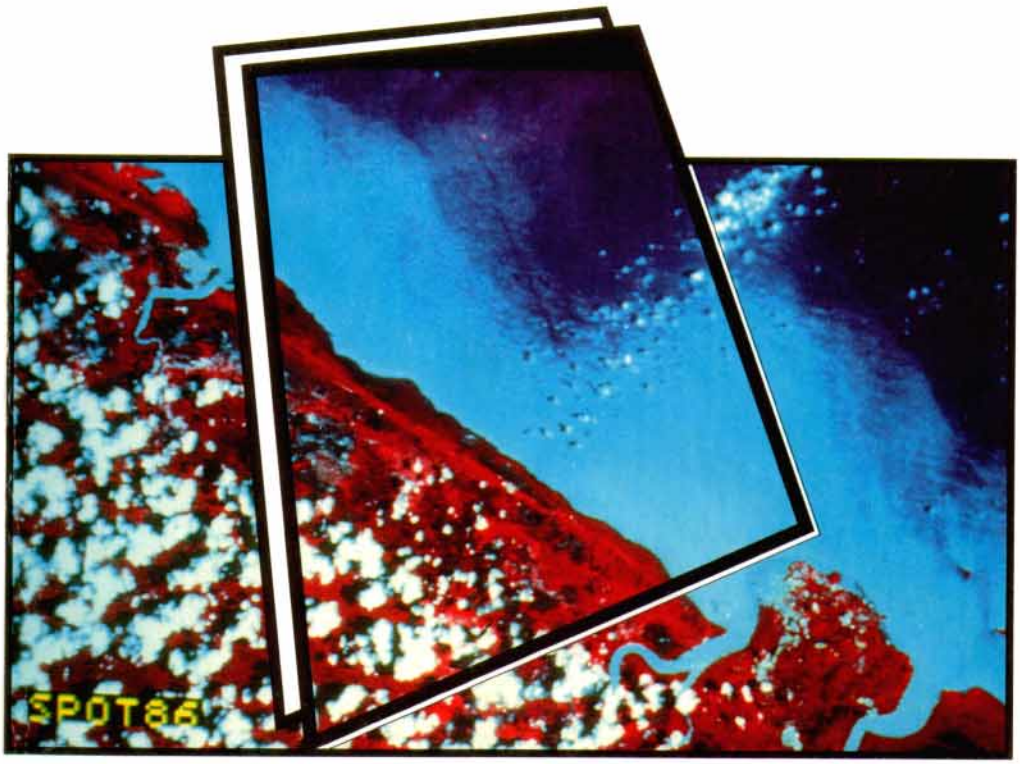
colloques et séminaires

ÉVOLUTION DES LITTORAUX DE GUYANE ET DE LA ZONE CARAïBE MÉRIDIONALE PENDANT LE QUATERNAIRE

Textes réunis et présentés par
Marie-Thérèse PROST



Symposium PICG 274 / ORSTOM
Cayenne (Guyane)
du 9 au 14 novembre 1990

ORSTOM Editions

Symposium PICG 274 / ORSTOM
Cayenne (Guyane)
du 9 au 14 novembre 1990

ÉVOLUTION DES LITTORAUX DE GUYANE ET DE LA ZONE CARAïBE MÉRIDIONALE PENDANT LE QUATERNAIRE

Textes réunis, édités et présentés par
Marie-Thérèse PROST

Editions de l'ORSTOM
INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION
Collection **COLLOQUES et SÉMINAIRES**
PARIS 1992

La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ayants cause, est illicite» (alinéa1er de l'article 40).
Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code pénal.

ISSN : 0767-2896
ISBN : 2-7099-1109-4

© ORSTOM 1992

TABLE DES MATIERES

P. ANDRIEUX
INFLUENCE DE LA VARIABILITE SPATIALE DES CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DES SOLS SUR LA DYNAMIQUE HYDRIQUE D'UNE BARRE PRELITTORALE 7

Thierry BOUJARD et Luis TITO DE MORAIS
BIOGEOGRAPHIE DES POISSONS D'EAU DOUCE DE GUYANE FRANCAISE 17

B. BOURLES
VARIABILITE DE LA HAUTEUR DYNAMIQUE DANS L'ATLANTIQUE TROPICAL VUE PAR L'ALTIMETRIE 25

Arnaldo CARNEIRO FILHO
"RORAIMA SAVANNAS", CLIMAX SITUATION OR BOTANIC RELIC 31

L'ALTERATION DU SOCLE ANCIEN DE LA REGION DE CAYENNE 49

C. CHARRON, M. LOINTIER, M.T.PROST ET J.P.RUDANT
ETUDE DU LITTORAL ET DES ESTUAIRES GUYANAIS UTILISANT L'IMAGERIE SPOT ET LANDSAT 61

C. COLIN et B. BOURLES
WESTERN BOUNDARY CURRENTS IN FRONT OF FRENCH GUIANA 73

Alain CORNETTE , Philippe NOWACKI-BRECZEWSKI , Olivier PUAUX , Egle BARONE VISIGALLI
ARCHEOLOGIE ET GEOMORPHOLOGIE. EXEMPLES D'ETUDES DE SITES LITTORAUX 93

Alan CRAIG
COUNTERFEIT STONE ZEMIS FROM THE FT.LIBERTE AREA, NORTHERN HAITI 107

G. CREMERS
LES FOUGERES EN TANT QU'INDICATRICES DES REFUGES FORESTIERS DU QUATERNAIRE 113

Mohamad DJUWANSAH, Mireille DELAUNE, Claude MARIUS
SEDIMENTOLOGIE DES FORMATIONS HOLOCENES DE LA GUYANE FRANCAISE 133

DIAS, G.T.M.; RINE, J.; NITTROUER, C.A ; ALLISON, M.; KUEHL,S.A.; SUCASAS da COSTA Jr. P.; FIGUEIREDO, A.G.
GEOMORPHOLOGIE COTIERE DE L'AMAPA - BRESIL 151

Maâmar EL-ROBRINI
EVOLUTION D'UNE ZONE ESTUARINE. ITAQUI, MARANHÃO 159

L.E.C. FARIA JR. ; A.C. MENDES ; H. VITAL ; M.R. FERREIRA ; C.A. NITTROUER ; J.M.RINE ; M.A. ALLISON ; S.A. KUEL & M.R SEGALL
EVOLUTION GEOLOGIQUE DE L'ILE DE MARACÁ 177

C. FELLER, M. FOURNIER, D. IMBERT, C.CARATINI ET L. MARTIN
DATATIONS ^{14}C ET PALYNOLOGIE D'UN SEDIMENT TOURBEUX DANS LA MANGROVE DE GUADELOUPE 193

Elena FRANZINELLI
EVOLUTION OF THE GEOMORPHOLOGY OF THE COAST OF THE STATE OF PARA, BRAZIL 203

Jean-Jacques de GRANVILLE
LES FORMATIONS VEGETALES ACTUELLES DES ZONES COTIERE ET SUBCOTIERE DES GUYANES 231

Michel GRIMALDI, Catherine GRIMALDI et Bernard BARTHES
VARIATIONS SPATIALES DES BARRES PRELITTORALES DE LA PLAINE COTIERE ANCIENNE DE GUYANE 251

Renato HERZ
PROCESSUS DE DISPERSION DES SEDIMENTS EN SUSPENSION TRANSPORTES PAR LES EAUX COTIERES DE BARRA NORTE FLEUVE AMAZONE, BRESIL 265

M. JEGU
VARIATIONS DU NIVEAU MARIN ET DISTRIBUTION DES POISSONS D'EAU DOUCE. AMAZONIE ORIENTALE 281

Philibert KOFFI KOFFI
QUELQUES ASPECTS DE L'EROSION ACTUELLE DE L'UNITE LITTORALE DE COTE-D'IVOIRE 299

Leendert KROOK
EVIDENCE OF AMAZON PROVENANCE OF A PART OF THE SANDY SEDIMENTS IN THE COASTAL AND SHELF AREAS OF THE GUIANAS 307

Yannick LE ROUX
LA REVOLUTION AGRICOLE DES *TERRES BASSES* AU XVIIIE SIECLE EN GUYANE 327

Thierry LEGROS, Yves THOMAS
RECONSTITUTION DE PALEO-RIVAGES ET RECHERCHE DE SITES COQUILLIERS PREHISTORIQUES SUR LE LITTORAL CARAIBE DE COLOMBIE PAR TELEDETECTION 347

Nils-Axel MÖRNER
SEA LEVEL CHANGES AND PALEOCLIMATE IN VIEW OF OCEAN CIRCULATION CHANGES 367

Celso PEROTA & Walne CASSIANO BOTELHO
LES "SAMBAQUIS" DE GUARA ET DES VARIATIONS CLIMATIQUES PENDANT L'HOLOCENE 379

Marie-Thérèse PROST

SEDIMENTATION COTIERE ET FORMATION DE CHENIERS EN GUYANE : LA ZONE DE CAYENNE 397

Michel PUJOS Jean-Louis GONZALEZ, Jean-Claude PONS
CIRCULATION DES EAUX SUR LES PLATEAUX INSULAIRES DE MARTINIQUE ET GUADELOUPE 415

Armando J. RAMIREZ , José L. MOGOLLON,Claudio BIFANO and Carlos E. YANES
WATER, DISSOLVED SOLIDS AND SUSPENDED SEDIMENT DISCHARGE TO VENEZUELAN COASTLINE 437

Pierre Adrien REYNAUD
IMPORTANCE OF LITTORAL MUDFLATS FOR MIGRANT AND RESIDENT AVIFAUNA 457

François RODRIGUEZ-LOUBET
ANTHROPISATION ET PALEOENVIRONNEMENT DANS LES AMERIQUES A LA FIN DU PLEISTOCENE 469

Stéphen ROSTAIN
L'OCCUPATION AMERINDIENNE ANCIENNE DU LITTORAL DE LA GUYANE 481

Odete Fatima Machado da SILVEIRA Luis Ercilio do Carmo FARIA JR
MORPHOLOGIE DES FONDS DE L'ESTUAIRE DE GUAMÁ- BELÉM (BRÉSIL) 507

A.H. VERSTEEG
ENVIRONMENT AND MAN IN THE YOUNG COASTAL PLAIN OF WEST SURINAME 531

Helenice VITAL & Luis Ercílio do Carmo FARIA JR
ARARI, ETUDE D'UN LAC TROPICAL ILE DE MARAJÓ 541

Theo E. WONG
QUATERNARY STRATIGRAPHY OF SURINAME 559

INFLUENCE DE LA VARIABILITE SPATIALE DES CARACTERISTIQUES PHYSIQUES DES SOLS SUR LA DYNAMIQUE HYDRIQUE D'UNE BARRE PRELITTORALE (Plaine côtière ancienne de Guyane française)

P. ANDRIEUX[1]

Résumé

L'objet de cette communication est de préciser l'influence des caractéristiques physiques des sols sur le fonctionnement hydrique d'une barre prélittorale, représentative des cordons sableux pléistocènes de la plaine côtière ancienne de Guyane française. D'autre part, différentes hypothèses concernant les caractéristiques des sédiments sableux originels et leurs transformations sous l'influence de processus pédogénétiques et du fonctionnement hydrique actuels ou passés sont envisagées.

Abstract

The aim of this paper is to specify the influence of soil physical parameters on the soil moisture regime of sedimentary interfluve (old offshore bar). The latter is representative of the sandy pleistocene bars in the old coastal plain in french Guiana. Various assumptions about the characteristics of the original sandy sediment and their evolution under the influence of pedogenetic proceses and actual or previous soil moisture regimes are considered.

Mots clés : Sol, topographie, fluctuation de nappe, conductivité hydraulique à saturation, pédogénèse, Guyane française.

Keywords : Soils, topography, water-table level, saturated hydraulic conductivity, pedogenesis, French Guiana.

INTRODUCTION

L'étude des relations existant entre la dynamique de la nappe, les contraintes du milieu et les principales caractéristiques physique du sols s'avère complexe. Différents facteurs interviennent dans les mécanismes évolutifs : le climat, la végétation, la topographie, le type de sol, les flux hydriques profonds. Par

(1) INRA, Science du Sol, 34060 Montpellier Cédex 1

ailleurs, les mesures effectuées sont dans la majorité des cas ponctuelles alors que les processus auxquelles elles font référence concernent des échelles spatiales relativement grandes.

Dans ce contexte, sur un site dont les caractéristiques de milieu et les organisations pédologiques sont parfaitement connues je vais essayer de préciser quels sond les déterminants du fonctionnement hydrologique.

1. MATERIEL ET METHODES

1.1. Le site expérimental

Le site d'étude est constitué par une portion de barre prélittorale située au sein de la savane de Corossony (lat. 5°22'N, long. 53°W). Il couvre une superficie de 16 ha. La barre choisie est représentative du système de barres larges et planes des savanes sableuses soulignées par un réseau de thalwegs peu dense et à drainage naturel peu efficient (FAVROT et al., 1987). La couverture pédologique étudiée fait partie d'un système de transformation classique (GRIMALDI et al. 1986; 1987). La barre est bordée par deux thalwegs convergeant vers un exutoire naturel. Trois zones topographiques sont identifiées (Fig. 1) : le sommet aplani (altitude moyenne de 6,70 m), les versants à pente inférieure à 6% et les deux bas-fonds dont la cote du point le plus bas à l'aval est à 2 m.

Une série de sondages profonds (3 à 6 m de profondeur) a permis d'identifier les trois ensembles de matériaux classiquement rencontrés sur la plaine côtière ancienne. Des analyses granulométriques complètent les observations morphologiques de terrain. On observe de la profondeur vers la surface:

- les matériaux d'altération du socle (entre 0 et 2 m d'altitude absolue) : sables grossiers blanchâtres quartzeux montrant des facettes à angles vifs ;
- l'argile Coswine (entre 2 et 3 m) : argile gris-bleutée compacte et peu perméable, à acidité très marquée, riche en $Al_{éch}$ et en fer. Ce niveau est quelquefois surmonté par un mince lit argilo-sableux gris à volumes rouges contenant des graviers plats. Ceci semble indiquer que ce niveau argileux et les matériaux sus-jacents résultent de deux dépôts différents ;
- le faciès sableux Coswine (au-dessus de 3 m) : la tranche inférieure de ce dépot est généralement constituée par un niveau peu épais (env. 60 cm) à texture globalement plus sableuse, puis par un ensemble de matériaux sablo-argileux à argilo-sableux de 1 à 3 m d'épaisseur parsemé par de nombreuses lentilles sableuses ou argileuses. Cet ensemble de couleur ocre est ponctué par de larges

volumes rouges. La partie supérieure de ce niveau, d'épaisseur moyenne 1 à 1,20 m, est très sableuse. Une discontinuité texturale - correspondant au passage des horizons sableux de surface (<5% d'argile) aux horizons plus argileux (20 à 25% d'argile) - est mise en évidence sur une grande partie de la barre. Elle est plus ou moins marquée suivant les sols.

La différenciation pédologique s'exprime essentiellement dans les 120 premiers cm. Tous les principaux types de sols de la plaine côtière ancienne sont représentés. Ils se caractérisent par une grande variabilité de faciès et sont marqués par des changements rapides de couleur et de texture. Les sondages et profils soulignent cependant les variations continues des organisations pédologiques. Le passage d'un sol à l'autre est rapide mais il n'est jamais brutal. Les quatre unités de sols identifiées occupent, comme partout dans la savane, des positions bien précises au sein du relief (Fig. 1) :

- les podzols, blancs en surface, s'observent sur le sommet, dans l'axe de la barre ;
- les sols ferrallitiques, de couleur rouge-orangée, occupent la zone de rupture de pente ;
- les planosols, jaunes, sont localisés sur les versants à pente faible ;
- les sols hydromorphes alluviaux, noirs en surface, se rencontrent dans les thalwegs.

1.2. Méthodes

L'étude du fonctionnement hydrique de la barre a été réalisée par l'intermédiaire de deux dispositifs distincts.

Un premier dispositif nous a permis de suivre l'évolution sur trois cycles climatiques complets, à l'échelle décadaire, de deux variables d'état : la hauteur piézométrique de la nappe et la teneur en eau volumique. Les mesures sont effectuées à l'aide de piézomètres et d'un humidimètre à neutrons. Ce dispositif est constitué par un ensemble de 18 stations piézométriques et de six stations neutroniques réparties sur trois transects - un transect axial et deux transects perpendiculaires - pour caractériser les principales zones topographiques et les différentes unités de sols identifiées sur la barre.

La mesure de la conductivité hydraulique à saturation a été effectuée en utilisant la méthode dite des "tests de Porchet" à charge variable. Les mesures ont été réalisées aux noeuds d'une grille carrée de maille 50 m, sur une profondeur d'environ trois mètres par approfondissement successifs.

2. RESULTATS

2.1. Piézométrie et humidimétrie

Les relevés effectués en phase de recharge ou de rabattement de la nappe montrent que les épisodes climatiques conditionnent largement les fluctuations piézométriques, lesquelles concernent les trois premiers mètres de sol.

Une typologie des stations de mesure permet de distinguer trois groupes suivant la fréquence de saturation en eau du premier mètre de sol. D'une façon plus globale, cette typologie montre que mis à part les sols ferrallitiques, pour lesquels le premier mètre est faiblement saturé, tous les autres sites sont affectés par la présence de la nappe dans les deux premiers mètres de sol durant plus de 85% des décades.

La typologie peut être expliquée par plusieurs facteurs étroitement corrélés, dont trois apparaissent déterminants : l'altitude par rapport à l'exutoire, l'éloignement par rapport à l'exutoire et le type de sol. Etant donné que les différents types de sols occupent des positions topographiques spécifiques, induisant une plus ou moins bonne aptitude à drainer les eaux de surface, il est difficile de déterminer parmi ces trois critères celui qui est le moteur essentiel de la forme et de la dynamique de la nappe.

D'une façon générale et quel que soit l'épisode climatique, la surface de la nappe épouse la surface topographique de la barre. Un décrochement entre ces deux surfaces est cependant constaté au niveau des sols ferrallitiques en période de remontée et de rabattement de nappe (Fig. 2). Cette manifestation semble être le témoin d'une différence de cinétique hydrique entre les sols ferrallitiques et les autres sols.

2.2. Les conductivités hydrauliques à saturation

Trois couches de sol sont distinguées: les horizons de surface cultivés à densité racinaire élevée (0 à 50 cm), les horizons situés entre 50 cm et la Discontinuité Texturale (DT) et les horizons de profondeur (DT - Niveau Imperméable). L'analyse des valeurs ponctuelles de conductivité souligne leur forte variabilité. Les cinquante premiers centimètres sont caractérisés par une variabilité plus élevée que celle notée dans les horizons sous-jacents.

La mise en évidence d'une structure (distribution spatiale non aléatoire) de la conductivité hydraulique à l'échelle de la barre prélittorale permet d'effectuer une interpolation (par krigeage) des valeurs mesurées. Une carte des conductivités est obtenue pour chaque couche et peut alors être comparée à la carte des sols.

L'existence de la structure spatiale de la conductivité ne peut cependant être directement reliée à la distribution des sols. D'une façon générale seuls les sols ferrallitiques s'individualisent clairement : ils correspondent pour les trois couches de sol aux valeurs de conductivité les plus élevées.

3. DISCUSSION ET CONCLUSION

Ces différents résultats soulignent l'importance de la variabilité spatiale des caractéristiques physiques du système géomorphologique et pédologique étudié. Il nous semble plus particulièrement intéressant de développer deux points essentiels : d'une part apprécier l'influence des sols sur le fonctionnement hydrique de la barre et d'autre part émettre quelques hypothèses sur les processus qui ont conduit le matériau originel à évoluer et se transformer en sols ferrallitiques, podzols et planosols.

En ce qui concerne le premier point nous apportons des éléments concrets. Les sols, organisés en système à l'échelle de l'interfluve, occupent des positions topographiques remarquables qui sont le reflet de la distribution des sols au sein des paysages des savanes sableuses. La relation existante entre la topographie et les sols apparait de façon très nette. Les organisations pédologiques étant suffisamment différenciées, Il semblait possible d'associer à chacune d'entre elles un comportement hydrique moyen.Les résultats des observations et mesures montent qu'en toute rigeur deux types de cinétique hydrique seulement s'identifient. Le fonctionnement hydrique des sols ferrallitiques apparait distinct de celui des planosols, podzols et sols hydromorphes alluviaux.

La forme de la nappe dépend directement des conditions aux limites, c'est à dire de la position des thalwegs et de l'exutoire par rapport à l'axe de la barre, mais aussi de l'hétérogénéité spatiale des conductivités (ANDRIEUX, 1990). Nous montrons, à l'aide d'un modèle d'écoulements en milieu saturé, que la forme de la nappe ne peut être reproduite si l'on suppose le milieu homogène (une valeur moyenne de Ks). Les liens existants entre la variabilité spatiale des conductivités et les sols est quant à elle moins évidente. La dynamique et la forme de la nappe semblent régis par la combinaison de quatre paramètres: le relief, les conditions aux limites, l'hétérogénéité spatiale des conductivités hydrauliques et dans une moindre mesure des sols.

En ce qui concerne le second point nos résultats et observations nous amènent d'une part à confirmer certaines hypothèses émises antérieurement, et d'autre part à en envisager d'autres.

La forte différenciation pédologique, tant latérale que verticale, témoigne d'une pédogénèse passée ou récente particulièrement intense. On distingue d'une façon générale à l'échelle d'un profil de sol trois ensembles d'horizons: en profondeur les horizons C résidus probables du matériau originel à tendance sableuse, les horizons B sablo-argileux à argilo-sableux, puis en surface les horizons A sableux. Cette variabilité qui s'exprime tant du point de vue morphologique que du point de vue de la couleur des sols pose le problème de la transformation, classiquement admise par les différents auteurs, d'une couverture ferrallitique initiale. Les résultats de datation C14 des composés organiques effectuées par TURENNE (1977) montrent, sur d'autres sites, qu'après une phase de ferrallitisation ancienne, la podzolisation des matériaux pédologiques a débuté par les points les plus hauts de la chaîne de sols et a progressé vers l'aval. Pour TURENNE la transformation du sol ferrallitique initial en podzol est la conséquence, en surface, d'un appauvrissement latéral en argile et d'un lessivage vertical et, en profondeur, d'un soutirage (entrainement d'argile sous l'action de la nappe). Ces processus ont été accompagnés par une hydromorphie générale consécutive à une remontée du niveau de la mer et par conséquent du niveau de la nappe.

Nous avons été amenés pour notre part à envisager deux hypothèses de travail sur les caractéristiques du dépôt sableux Coswine (qui constitue la base actuelle du niveau sableux Coswine= horizons C): il était à l'origine soit hétérogène soit homogène. Nous avons écarté d'emblée la première hypothèse du fait de l'absence de discontinuité texturale sur les sols ferrallitiques.

Les courbes granulométriques cumulées d'échantillons prélevés dans les horizons A, B et C sont toutes semblables et confirment qu'il s'agit bien d'un même matériau. L'existence d'une discontinuité texturale observée sur les podzols et planosols d'une part, et l'hétérogénéité spatiale de la conductivité hydraulique constatée sur toute la barre d'autre part, montrent que différents processus pédogénétiques sont venus se surimposer à la ferrallitisation initiale et aux processus de podzolisation et planosolisation.

Parmi ces mécanismes il y en a deux qui ont pu jouer un role tout à fait important. Le premier a déjà été envisagés par TURENNE (1977) et par GRIMALDI et al. (1987) ; le second n'a jamais été envisagé ni discuté. Il s'agit d'une part de la dissolution d'argile (hydrolyse lente en milieu drainant et dilué)

dans les horizons de surface, envisageable du fait d'une sensible accumulation corrélative des sables fins et grossiers dans ces horizons (LEGROS, 1982), et d'autre part de l'argillification des horizons intermédiaires (horizons B). A tous ces mécanismes, viennent s'ajouter des processus d'hydromorphie qui s'expriment actuellement par une ségrégation du fer très visible dans les horizons B et C. Ces processus résultent de l'évolution du régime hydrique au cours du temps, notamment des fluctuations du niveau de la nappe.

La transformation du sol ferrallitique initial aboutit, dans les conditions où la saturation est maximale à un planosol (versants aplanis des barres) et dans les conditions où la saturation est moins poussée à un podzol (sommet de barre).

BIBLIOGRAPHIE

ANDRIEUX P., 1990 - Influence de la variabilité spatiale des caractéristiques physiques des sols sur le bilan hydrologique. L'exemple d'un système de sols sur barre prélittorale (Guyane française). Thèse Doctorat, Univ. Sc. et Tech. du Languedoc, Montpellier, 190 pp.

FAVROT J.C., LAGACHERIE P., BOUZIGUES R., ANDRIEUX P., BARTHES B., VINCENT B., 1987 - Etude des sols du Secteur de Référence de la Savane guyanaise (plaine côtière ancienne) en vue de l'assainissement drainage. Rapport général (rapport de synthèse et 3 cartes 1/5.000). INRA, Science du Sol, Montpellier, n° 581, 412 pp.

GRIMALDI M., VEILLON L., BOULET R., 1986 et 1987 - Etude pédologique de la ferme de St Elie. Rapports de travail. ORSTOM, Pédologie, Cayenne, P241 et P242, dact. 37 et 13 pp.

LEGROS JP., 1982 - L'évolution granulométrique au cours de la pédogénèse. Thèse Etat, Univ. Sc. et Tech. du Languedoc, Montpellier, 436 pp.

TURENNE JF., 1977 - Modes d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquences guyanaises. Mémoire ORSTOM n° 84. Ed. ORSTOM, Paris, 167 pp.

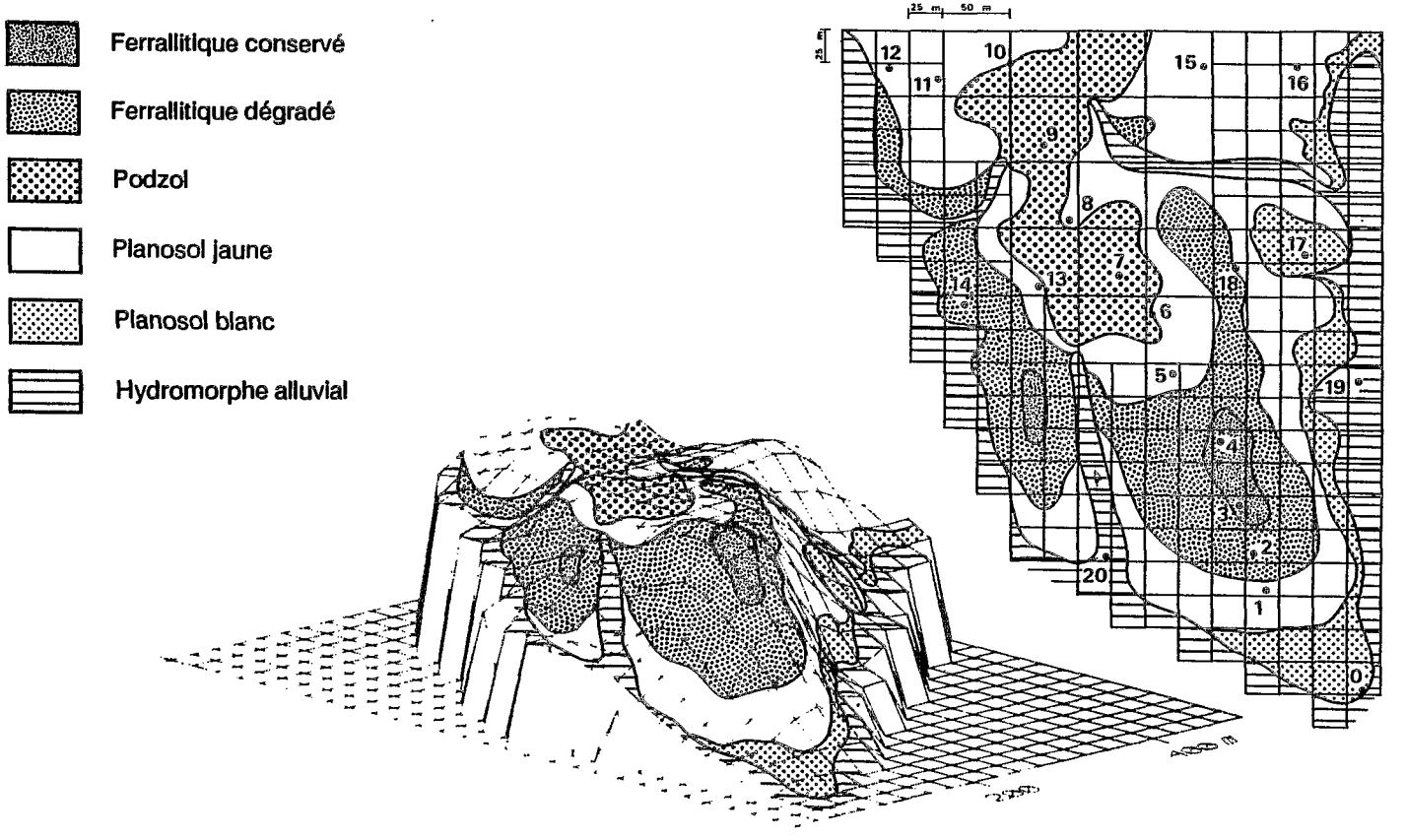


Fig. 1 - Carte des sols et surface topographique.

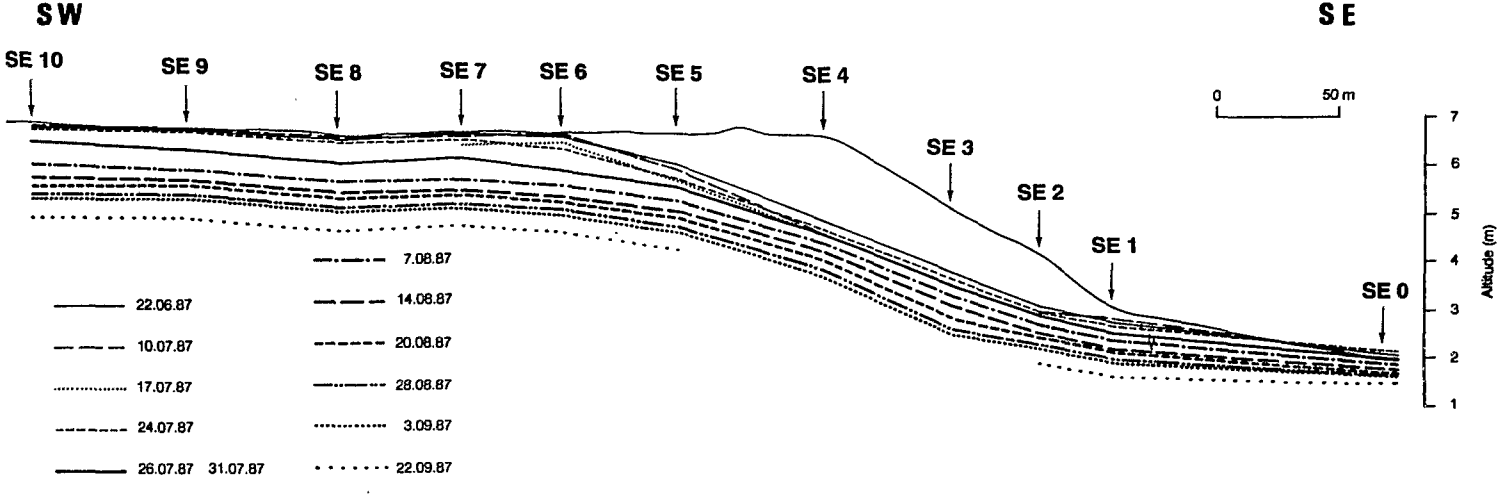


Fig. 2 - Exemple d'évolution des niveaux piézométriques en période de rabattement sur le transect axial de la barre (saison sèche 1987 : 22-06 au 22-09).

BIOGEOGRAPHIE DES POISSONS D'EAU DOUCE DE GUYANE FRANCAISE

Thierry BOUJARD[1] et Luis TITO DE MORAIS[2]

Résumé

L'analyse de données de la littérature sur la distribution des espèces et de certaines populations de poissons d'eau douce en Guyane a été réalisée. Les différences génétiques entre populations d'une espèce à large distribution géographique (*Leporinus friderici*, Poisson Téléostéen, Anostomidae) et la répartition des espèces de Cichlidae (Poissons, Téléostéens) conduisent à la même bi-partition des fleuves guyanais en deux groupes de part et d'autre du fleuve Kourou. Les regroupements de composition faunistique se faisant entre fleuves aux embouchures voisines, il est proposé un modèle de dispersion côtière des espèces au cours des régressions/transgressions marines quaternaires. Ce modèle ayant pu conduire à la situation actuelle à partir des zones de refuge, évoquées par divers auteurs, situées dans les Guyanes et entre les Guyanes et l'embouchure de l'Amazone.

Abstract

Literature data on species and populations distributions of freshwater fish in French Guiana are analyzed. The genetic differences between populations of a widely distributed fish (*Leporinus friderici*, Pisces, Teleostei, Anostomidae) and the distribution of the Cichlidae both indicate a separation of the guianese rivers into two groups on both sides of the Kourou river. A costal dispersal model during the quaternary marine regressions and trangressions is suggested to explain such grouping of rivers with close mouth openings. This model may explain the present situation derived from refuge areas, evoqued by several authors, located in the Guianas and between French Guiana and the Amazon.

Mots clé : Biogéographie, Amérique du Sud, Guyanes, Eau douce, Poissons.

Key words : Biogeography, South America, Guianas, Fresh water, Fishes.

---

(1) INRA, BP 709, 97387 KOUROU Cedex

(2) Centre ORSTOM, BP 165, 97323 Cayenne Cedex

INTRODUCTION

L'extraordinaire richesse spécifique observée dans la région néotropicale, tant dans le monde végétal qu'animal, intrigue depuis longtemps les biologistes. On a longtemps cru que l'explication résidait dans la grande stabilité écologique des forets tropicales. Or, ce raisonnement est maintenant mis en défaut par de nombreuses preuves du contraire: l'instabilité et l'hétérogénéité de l'écosystème Amazonien au cours du temps est devenu la base des hypothèses maintenant évoquées justement pour expliquer ce grand nombre d'espèces (Haffer, 1982).

La principale hypothèse repose sur la théorie des refuges, entrevue par Gentilli dès 1949. Cette théorie stipule que les alternances glaciaires et interglaciaires du Quaternaire ont affecté les régions néotropicales. Durant les périodes froides, la forêt primaire était remplacée par une végétation ouverte de type savane herbacée. Durant ces périodes, seuls quelques îlots de forêt subsistaient grâce à des micro-climats. Ces îlots de forêt constituaient pour la faune et la flore inféodées à ce type d'environnement un refuge. Au sein de chacun de ces refuges, le monde animal et végétal évoluait dans sa propre direction, au point qu'une espèce scindée ainsi en plusieurs populations isolées pouvait alors évoluer jusqu'à former des espèces différentes. Durant les périodes interglaciaires, le phénomène s'inversait et des îlots de savane servaient de refuge aux espèces inféodées à cet autre type de milieu. Ce phénomène, plusieurs fois répété, a pu conduire à l'actuelle richesse en espèces.

Un de ces refuges forestiers se situait dans le bouclier guyanais. Des travaux concernant différents groupes tels que les oiseaux (Haffer, 1969), les plantes (Prance, 1973) ou les reptiles (Vanzolini et Williams, 1970 Vanzolini, 1973) montrent en effet qu'un refuge forestier existait au pléistocène qui aurait été situé sur le bouclier guyanais, à l'ouest de la Guyane Française.

RESULTATS-DISCUSSION

Weitzman et Weitzman (1982) ont montré pour deux genres de poissons Characoides, *Carnegiella* et *Nannostomus*, que les différenciations intra-spécifiques étaient liés aux refuges forestiers.

Plus récemment, Renno *et al.* (1989), après avoir vérifié l'isolement reproductif d'un poisson Anostomidae, *Leporinus friderici*, la carpe de Guyane, ont mené l'étude des différences génétiques entre les diverses populations des fleuves de Guyane de cette espèce à large répartition géographique, étude qui se fondait sur l'analyse par électrophorèse de 21 loci et 53 allèles (Renno *et al.*, 1990). Les distances génétiques entre populations ainsi calculées par l'équation de Nei ont montré que cette espèce présentait deux formes significativement différentes, vivant de part et d'autre du fleuve Kourou (Figure 1).

Cette bipartition des populations Guyanaises de *L. friderici* traduit une séparation récente en deux populations allopatriques. Le faible taux d'hétérozygotie observée par les auteurs dans les populations de l'est indiquent que ce sont des colonisateurs, tandis que les populations de l'ouest semblent plus indigènes et donc génétiquement proche des populations formées dans le refuge guyanais du pléistocène. D'autres arguments soulevés par Renno *et al.* (1990) suggèrent, comme cela avait déjà été fait par Lescure (1975) et Descamps *et al.* (1976) qu'il existe des similarités entre la faune de l'est de la Guyane et le Brésil qui pourraient être expliqués par la présence d'un autre refuge situé au nord de l'embouchure de l'Amazone, et d'où aurait pu démarrer une recolonisation vers les guyanes.

Le Tableau I montre la répartition des cichlidae inventoriés dans les 7 principaux bassins hydrographiques de Guyane par divers auteurs (Le Bail *et al.*, 1984 *a, b, c ;* Ploeg, 1986 ; Rojas-Beltran, 1986 ; Boujard et Rojas-Beltran, 1988*a ;* Boujard *et al.*, 1990). Il apparait nettement une structure des peuplements en deux ensembles. Ceux-ci sont caractérisé par des espèces ne se rencontrant qu'à l'est ou à l'ouest de la Guyane. Par exemple, *Crenicichla multispinosa, Cichla ocellaris, Geophagus surinamensis* ne se trouvent qu'à l'ouest tandis que *Crenicichla johanna, Cichla monoculus, Geophagus camopiensis* sont caractéristiques de l'est.

Renno (1989) a comparé par analyse matricielle la distribution de 193 espèces de Serrasalmidae et Anostomidae correspondant à 23 bassins versants dont les principaux fleuves de Guyane. Il constate que les fleuves Approuague et Oyapock forment pour ces deux familles un groupe zoogéographique différent des fleuves de l'ouest. Les fleuves de l'ouest sont par ailleurs proche d'un fleuve du Surinam, la Surinam river.

Pour expliquer la structure biogéographique des peuplements de poissons en Amazonie, la plupart des auteurs supposent que la propagation des espèces a toujours lieu par la tête des bassins versants (notons que certaines anastomoses existent toujours, entre les fleuves Orénoque et Rio Negro, entre les fleuves Rupununi et Rio Branco, etc..). Cependant, en Guyane, un tel fonctionnement n'est pas plausible, puisque les fleuves se regroupent du point de vue composition faunistique selon la proximité géographique de leurs embouchures et non la proximité géographique des têtes de bassins versants. La propagation des espèces par les marais côtiers, ou encore par la voie marine, la dessalure pouvant être particulièrement importante à certaines périodes de l'année, est donc plus probable.

La structuration bipartite de l'ichtyofaune Guyanaise pourrait donc être expliquée selon le scénario suivant proposé par Renno (1989) :

- aux périodes interglaciaires le climat est chaud et humide. La transgression marine a pu atteindre + 15 m il y a 300.000 ans (Pujos et Odin, 1986). Un cordon littoral de marécages d'eau douce se constitue et les apports d'eau douce à la mer par l'Amazone sont très importants, ils forment une couche d'eau douce surnageant sur l'eau de mer. La dispersion des espèces est active;

- aux périodes glacières le climat est plus sec et plus frais. La régression marine a atteint - 100 m il y a 18.000 ans. Les fleuves ont alors leur embouchure à plus de 200 Km de leur emplacement actuel. Les marécages côtiers et les réseaux hydrographiques s'étriquent, certains petits fleuves peuvent être amenés à disparaître. Les grands fleuves de Guyane comme le Maroni et la Mana d'une part, l'Oyapock et l'Approuague d'autre part, avaient peut être alors leurs embouchures communes. La dispersion des poissons entre bassins hydrographiques serait ralentie, certaines populations ou certains ensembles de populations se trouveraient isolées. C'est la phase de divergence génétique, qui

peut mener à la spéciation, et qui est à l'origine de la séparation en deux ensembles de la faune guyanaise.

CONCLUSION

Nous espérons avoir montré que la distribution des espèces n'est pas aléatoire, elle repose au contraire sur l'histoire paléoclimatique de la Guyane, qui permet d'expliquer en remontant au pléistocène pourquoi l'ichtyofaune est scindée en deux blocs, l'un oriental, qui proviendrait d'un refuge situé au nord de l'embouchure de l'Amazone, l'autre occidental, qui proviendrait d'un refuge situé à l'ouest de la Guyane française.

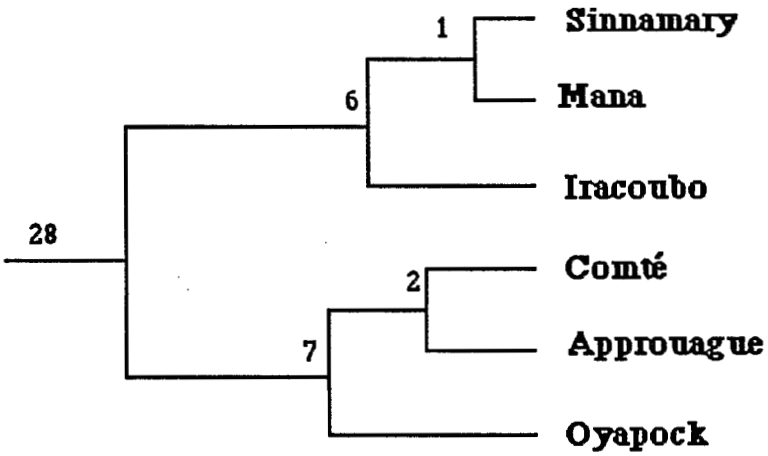


Figure 1 : Dendrogramme des distances génétiques entre populations de *Leporinus friderici* mesurées par la distance de Nei *1000, d'après Renno *et al.*, 1990.

BIBLIOGRAPHIE

BOUJARD (T.), PASCAL (M.), MEUNIER (F.), COSSON (J-F.), 1990. Les téléostéens d'un haut bassin fluvial guyanais, l'Arataye. 2 - Inventaire des "non Characoides". *Cybium*, 14 (4) : 345-351.

BOUJARD (T.), ROJAS-BELTRAN (R.), 1988a. Zonation longitudinale du peuplement ichtyque du fleuve Synnamary (Guyane Française). *Rev. Hydrobiol. Trop.*, 21 : 47-61.

DESCAMPS (M.), GASC (J-P.), LESCURE (J.), SASTRE (C.), 1976. Etude des écosystèmes guyanais. II Données biogéographiques sur la partie orientale des guyanes. *C. r. Soc. Biogéogr.* 467 : 55-82.

GENTILLI (J.), 1949. Foundation of Australian bird géography. *Emu*, 49 : 85-130.

HAFFER (J.), 1969. Speciation in Amazonian forest birds. *Science*, 165 : 131-137.

HAFFER (J.), 1982. General aspects of the refuge theory. *In : Biological Diversification in the Tropics* (G.T. Prance, ed.), pp. 6-26. New-York, Columbia University Press.

LE BAIL (P-Y.), PLANQUETTE (P.), GERY (J.), 1984. Clé de détermination des poissons continentaux et côtiers de Guyane. *Bull. de Liaison INRA-CRAAG*, Fascicules I-IV, 6-9, pag. var. *multigr.*

LESCURE (J.), 1975. Biogéographie et écologie des amphibiens de Guyane Française. *C. r. Soc. Biogéogr.* 440 : 68-82.

PLOEG (A.), 1986. The fishes of the genus *Crenicichla* in French Guiana (Pisces, Perciformes, Cichlidae.) *Bijd. Dierk.*, 56 : 221-231.

PRANCE (G.T.), 1973. Phytogeographic support for the theory of Pleistocene forest refuges in the Amazon basin, based on evidence from distribution patterns in Caryocaraceae, Chrysobalanaceae, Dichapetalaceae and Lecythidaceae. *Acta Amazônica*, 3 : 5-28.

PUJOS (M.), ODIN (S.), 1986. La sédimentation au quaternaire terminal sur la plateforme continentale de la Guyane Française. *Oceanologica Acta*, 9 : 363-382.

RENNO (J.F.), 1989. Génétique des populations et biogéographie de l'ichtyofaune néotropicale: le modèle *Leporinus* de Guyane. Thèse de III^{éme} cycle, Université de Montpellier : 136 p. *multigr.*

RENNO(J.F.), GUYOMARD (R.), BOUJARD (T.), BASTIDE (C.), 1989. Evidence for genetic isolation among four morphological species of *Leporinus* (Anostomidae, Pisces) in French Guiana. *Aquat. Living Resour.*, 2 : 127-134.

RENNO (J.F.), BERREBI (P)., BOUJARD (T.), GUYOMARD (R.), 1990. Intraspecific differenciation of *Leporinus friderici* (Anostomidae, Pisces) in French Guiana and Brazil: A genetic approach to the refuge theory. *J. Fish Biol.*, 36 : 85-95.

ROJAS-BELTRAN (R.), 1986. Evolution du peuplement ichtyologique d'un petit cours d'eau temporaire de la savane littorale de Guyane. *Cybium*, 10: 263-277.

VANZOLINI (P.E.), 1973. Paleoclimates, relief and species multiplication in equatorial forest. *In: Tropical Forest Ecosystems in Africa and South America* (B.J. Meggers, E. Agensu et R. Duckworth, eds.), pp. 225-258. Washington, D.C., Smithsonian Institute Press.

VANZOLINI (P.E.), WILLIAMS (E.E.), 1970. South American Anoles: the geographic differentiation and evolution of *Anolis chrysolepis* species groups (Sauria, Iguanidae). *Arq. Zool. S. Paulo*, 19 : 1-298.

WEITZMAN (S.H.), WEITZMAN (M.), 1982. Biogeography and evolutionary diversification in neotropical freshwater fishes, with comments on the refuge theory. *In: Biological Diversification in the tropics* (G.T. Prance, ed.), pp. 403-422. New-York, Columbia University Press.

Tableau I : Liste des 27 espèces de Cichlidae inventoriées sur les principaux bassins hydrographiques de Guyane, de l'Ouest vers l'Est: Maroni, Mana, Sinnamary, Kourou, Comté, Approuague et Oyapock; d'après Boujard et Rojas-Beltran, (1988a), Boujard *et al.*, (1990), Le Bail *et al.*, (1984), Ploeg, (1986), Rojas-Beltran, (1986).

Genre espèce	Mar.	Man.	Sin.	Kou.	Com.	App.	Oya.
Crenicichla multispinosa	*						
Aequidens aff. geayi	*						
Aequidens aff. potaroensis	*						
Geophagus harreri	*						
Cichla ocellaris	*	*					
Geophagus surinamensis	*	*	*	*			
Aequidens itanyi	*	*				*	
Crenicichla albopunctata	*				*	*	
Crenicichla saxatilis	*	*	*	*	*	*	*
Aequidens aff. guianensis				*			
Aequidens guianensis			*				
Aequidens maronii			*	*			
Cichlasoma bimaculatum				*			
Geophagus aff. jurupari			*			*	
Nannacara anomala			*	*			
Nannacara aureocephalus			*				
Satanoperca aff. leucosticta			*			*	
Aequidens tetramerus						*	
Apistogramma gossei						*	
Crenicichla johanna						*	*
Aequidens geayi						*	*
Astronotus ocellatus						*	*
Geophagus camopiensis						*	*
Heros severus							*
Retroculus septentrionalis							*
Acaronia nassa							*
Cichla monoculus							*

VARIABILITE DE LA HAUTEUR DYNAMIQUE DANS L'ATLANTIQUE TROPICAL VUE PAR L'ALTIMETRIE

B. BOURLES[1]

Résumé

L'évolution du système côtier dépend de la variabilité des courants océaniques. Les données altimétriques (mesures de la distance entre un satellite et la surface de la mer) contribuent précieusement à une meilleure connaissance de la réponse de l'océan à l'atmosphère. Malgré les difficultés rencontrées pour extraire un signal des données brutes, des études ont montré un agrément très satisfaisant entre les variabilités de la hauteur dynamique obtenues à partir de données in situ et altimétriques. Les données altimétriques sont également utilisées pour améliorer les modèles numériques de la circulation océanique et leurs simulations.

Short Summary

Dynamic height variability in Tropical Atlantic Ocean from altimetry

Coastal system evolution depends on oceanic currents variability. Altimetric data (measurements of the distance between a satellite and the sea surface) are an helpful contribution for a better knowledgement of the response of the ocean to atmosphere. In spite of difficulties to obtain a signal from raw measurements, studies have shown a very good agreement between dynamic height variability obtained from altimetric data and in situ data. Altimetric data are also used to improve the numerical models of oceanic circulation and their simulations.

Mots Clé : Altimétrie, Circulation océanique, Hauteur dynamique

Key words : altimetry, oceanic circulation, dynamic height.

---

(1) ORSTOM, B.P. 165, 97323 CAYENNE cedex GUYANE FR.

L'évolution spatio-temporelle du système côtier est étroitement liée au variations du niveau de la mer (MORNER, 1986). Aux faibles échelles de temps (de l'ordre du mois à l'année), ces variations sont essentiellement dues aux changements dynamiques de la surface, c'est-à-dire à la variabilité des courants océaniques, à grandes et moyennes échelles.

Une meilleure connaissance de ces courants et de leur variabilité passe par l'acquisition de mesures (courants, température, salinité, topographie de la surface) et par la modélisation numérique de la circulation océanique. La confrontation des différentes sources d'informations (données et résultats de modèles) doit permettre d'obtenir le maximum d'informations de chacune d'elles sur la réponse océanique à l'atmosphère, d'améliorer notre connaissance des processus qui la contrôlent et, par la modélisation, de parvenir à la reproduire puis à la prévoir.

L'arrivée et l'exploitation récentes des données altimétriques (mesures satellitaires de la distance satellite- surface de la mer) apportent un grand espoir étant donnée la couverture spatio-temporelle globale et quasi-synoptique de ces mesures, inégalée par celle des données in situ. Malgré les difficultés rencontrées pour extraire un signal significatif à partir des mesures brutes (erreurs instrumentales, corrections troposphériques et ionosphériques, extraction du signal de marée, méconnaissance du géoïde... Cf.: CHENEY & al, 1983 ; MENARD, 1983), des études récentes ont permis d'obtenir un agrément très satisfaisant entre la variabilité saisonnière de la topographie dynamique observée à partir de données hydrographiques et celle obtenue à partir de mesures altimétriques des satellites GEOS-3, SEASAT et surtout GEOSAT, tant dans l'océan Pacifique tropical (MILLER & al, 1986) que dans l'Atlantique tropical (MENARD, 1988; ARNAULT & al, 1989, 1990; voir figures 1 et 2). Ainsi par exemple, ARNAULT & al (1990) ont constaté, à partir des données altimétriques du satellite GEOSAT, une anomalie liée à l'upwelling équatorial en été 1987 dans l'Atlantique, cette anomalie ayant été observée à l'aide de mesures conventionnelles in situ.

Des premières expériences d'assimilation (processus consistant à corriger l'état fourni par un modèle numérique à l'aide d'informations disponibles, telles que des observations, des propriétés statistiques, des lois dynamiques...) de champs d'anomalies de hauteur dynamique (résidus par rapport aux moyennes temporelles de hauteur dynamique en chaque point) obtenus à partir de données altimétriques dans un modèle océanique simple appliqué à l'océan Atlantique

Tropical ont récemment été effectuées. Les résultats obtenus ont montré que des données altimétriques pouvaient être assimilées à l'échelle d'un bassin dans un modèle sans plus ni moins de problèmes qu'avec des données conventionnelles, à condition de faire préalablement une analyse convenable de ces données, et qu'elles pouvaient fournir une information indispensable pour l'amélioration des modèles océaniques et de leurs simulations (BOURLES, 1990).

Dans les régions côtières du bord Ouest Atlantique Equatorial, les données altimétriques peuvent apporter des indications précieuses sur la forte variabilité du niveau de la mer qui prévaut dans ces régions. Cependant, la qualité des données exploitables y est nettement réduite par rapport aux autres régions océaniques. En effet, les mesures altimétriques sont fortement perturbées lors des traces ascendantes du satellite (du Sud vers le Nord), en raison de la présence d'un plateau continental très étendu, nuisible à la recalibration de l'altimètre après le survol du continent Sud-Américain (MENARD, 1988).

A l'heure actuelle, un effort important est fourni par la communauté océanographique internationale pour améliorer la qualité des mesures altimétriques, en vue notamment du programme à venir TOPEX-POSEIDON, pour en améliorer les méthodes de traitement et d'analyse et pour augmenter le nombre d'informations que l'on peut tirer de ce type de mesures (telles que courants, contenu thermique, profondeur de la thermocline...). Ainsi, l'altimétrie constitue une composante primordiale des programmes océanographiques internationaux actuels et futurs, tels que TOGA (Tropical Ocean Global Atmosphere) et WOCE (World Ocean Circulation Experiment), programmes qui fourniront sans doute des informations essentielles pour une meilleure appréhension de l'évolution des sytèmes côtiers.

Remerciements :

Je tiens à remercier amicalement S.ARNAULT (ORSTOM/LODYC, PARIS) pour m'avoir autorisé à présenter dans cette communication les résultats issus de ses recherches.

BIBLIOGRAPHIE

S. ARNAULT, Y. MENARD & M.C. ROUQUET (1989): 'Variability of the Atlantic in 1986-1987 as observed by GEOSAT and in situ data' (Advanced Space Research, Vol.9, N°7, 383-386)

S. ARNAULT, Y.MENARD & J. MERLE (1990): 'Observing the Tropical Atlantic Ocean in 1986-1987 from altimetry' (J.Geophys.Res., Vol.95, C10, 17, 921-945)

B. BOURLES (1990): 'Assimilation de données de hauteur dynamique dans un modèle linéaire appliqué à l'océan Atlantique tropical' (thèse de doctorat de l'Université Pierre et Marie Curie, PARIS VI)

R.E. CHENEY, J.G. MARSH & B.D. BECKLEY (1983): 'Global mesoscale variability from colinear tracks of SEASAT altimeter data' (J.Geophys.Res., Vol.88, 4343-4354)

Y.MENARD (1983): 'Observation of eddy fields in the Northwest Pacific by SEASAT altimeter data' (J.Geophys.Res., Vol.88, 1853-1866)

Y.MENARD (1988):'Observing the seasonal variability in the Tropical Atlantic from altimetry' (J.Geophys.Res.,Vol.93, C11, 13, 967-13,978)

J. MERLE & S. ARNAULT (1984): 'Seasonal variability of the surface dynamic topography in the Tropical Atlantic Ocean' (J.Mar.Res., VOl.43,267-288)

L. MILLER, R.E. CHENEY & D. MILBERT (1986): 'Sea level time series in the equatorial Pacific from satellite altimetry' (Geophys.Res.Lett., Vol.13,475-478)

N.A. MORNER (1986): 'Eustasy, geoid changes and dynamic sea surface changes due to the interchange of momentum' (Intern. Symp. on Sea level changes, Quingdao & Yantai, China, oct.7-14, 1986, edited by Qin Yunshan Zhai Songling, China Ocean Press)

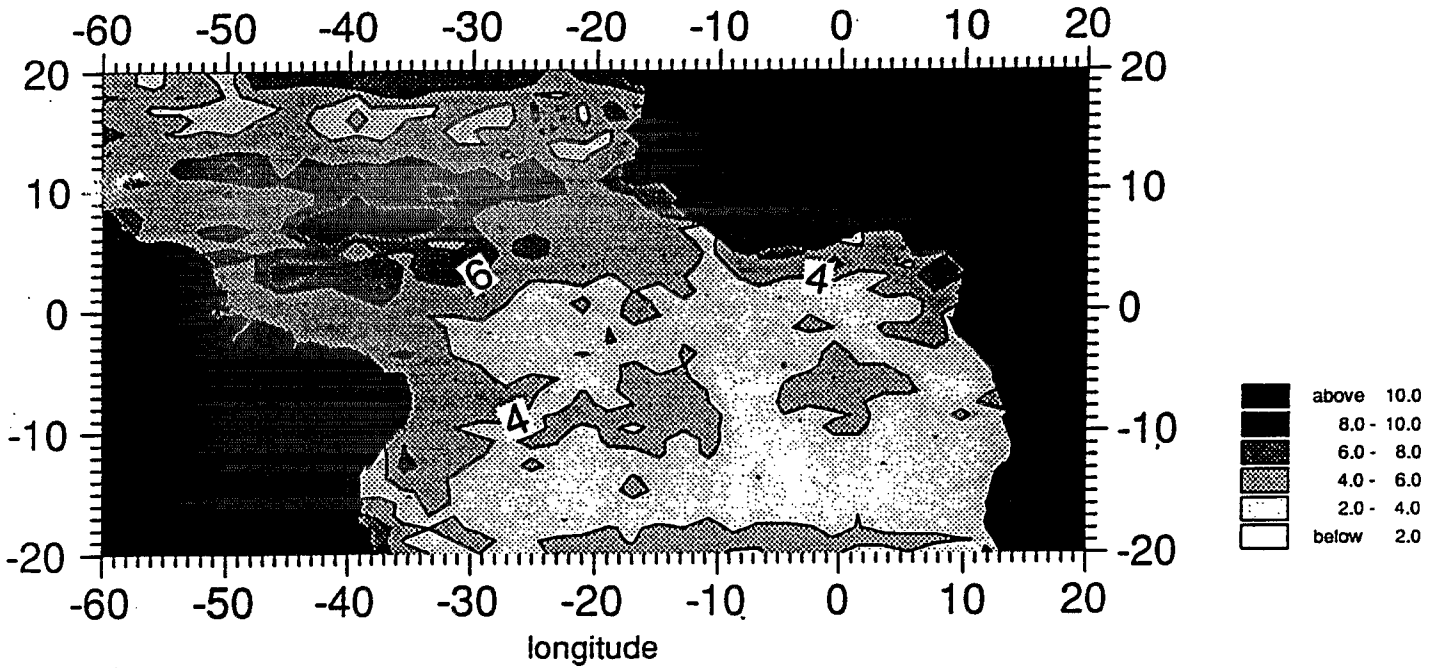


FIGURE 1

Variabilité saisonnière de la hauteur dynamique (5/500db) obtenue à partir de données historiques (MERLE & ARNAULT ,1984).

Seasonal dynamical height (5/500db) variability from historical data (MERLE & ARNAULT ,1984).

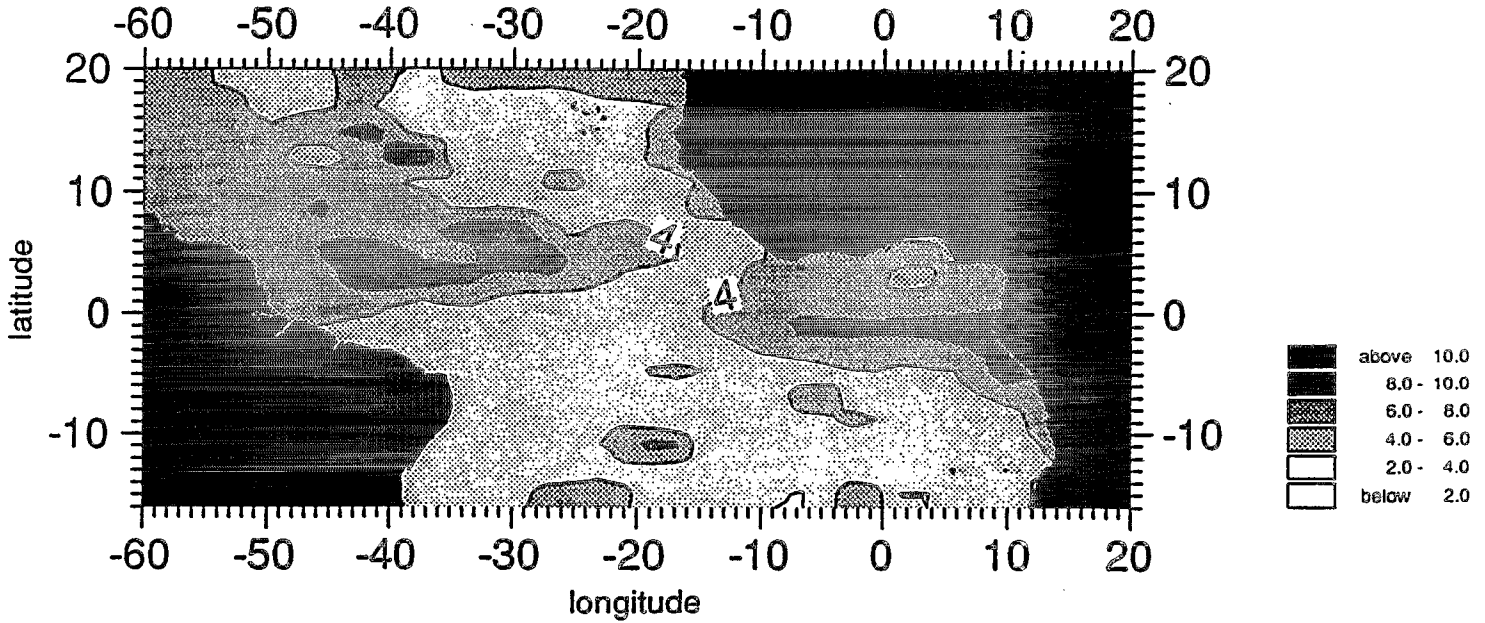


FIGURE 2

Variabilité saisonnière de la topographie de surface obtenue à partir des données altimétriques du satellite GEOSAT, de novembre 1986 à novembre 1987 (ARNAULT & al, 1990)

Seasonal surface topography variability from altimetric data of GEOSAT, from nov.1986 to nov.1987 (ARNAULT & al, 1990)

"RORAIMA SAVANNAS" : CLIMAX SITUATION OR BOTANIC RELIC
(preliminary results)

ARNALDO CARNEIRO FILHO[1]

Résumé

Des mosaïques forêt- savane sont courants dans la zone de Roraïma (Amazonie brésilienne). L'occurrence et l'origine de ce type d'environnement ainsi que l'hypothèse d'une végétation "climax" sont ici discutées.

Les savanes sont très vraisemblablement un héritage des fluctuations climatiques quaternaires, comportant de phases "sèches" La remarquable composition botanique de ces savanes peut être interpretée comme le résultat d'un isolement relativement récent. Quant aux éléments communs de cette flore, ils indiqueraient que les processus de diversification de ces formations et les associations des nouvelles plantes sont l'expression de leur évolution actuelle.

Abstract

As in the other parts of South America, fores-savanna mosaics are common in the Roraïma area (Brazil) and cover quite extensive areas. Ocurrence and origin of this kind of environment remain debatable. The hypothesis of a "climw stage" is discussed.

These savanna areas can be considered as modern relic areas formed under Pleistocene and post-Pleistocene climatic fluctuations, during which drier vegetation formations penetrated the Amazon region. Their remarkable floristic and physiognomic similarities can be interpreted as a consequence of a relatively recent isolation; even more if we consider that for the Amazon savannas however, the constant presence of common elements in their flora may also indicate that such a diversification process and consequent formation of new plant associations is presently taking place.

Mots clés - Savanes. Roraïma. Amazonie Brésilienne. Evolution actuelle et quaternaire. Sols. Modelé. Variations paléoclimatiques.

Key-words - Sannas. Raraïma. Amazon's basin. Modern and Quaternary evolution. Soils. Morphology. Paleoclimatc environments.

---

(1) INPA - Depto Ecologia CP. 478 69011 Manáus Amazonas BRAZIL.

INTRODUCTION

The present research takes place in a kind of ecotone zone where forest changes almost abruptly into savanna vegetation. As in other parts of South America, forest-savanna mosaics are common in the Roraima area (Fig. 1), covering quite extensive areas though their complexity, distributional pattern and, composition and physiognomy of their components vary.



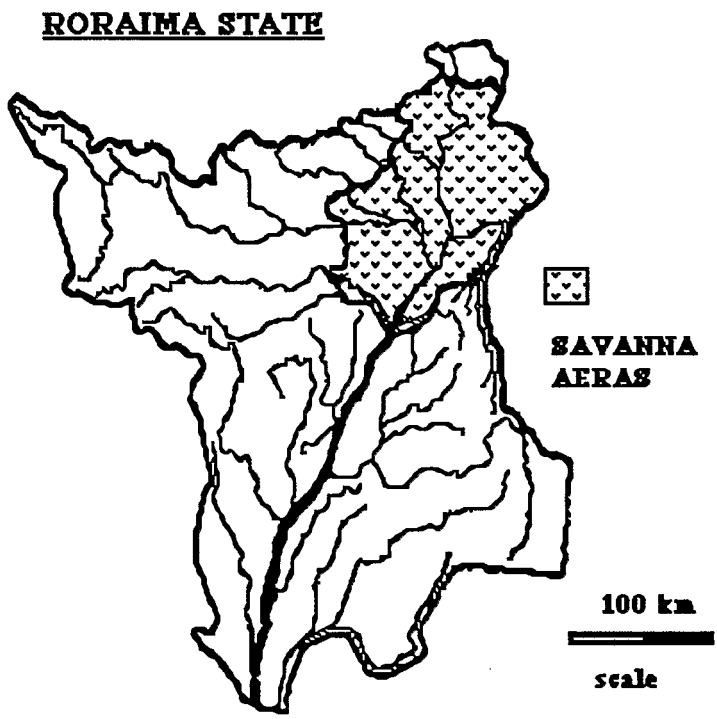


Fig. 1. Location map with forest and savanna areas.

Various uses have been given to the concept of "savanna" and literature is heavily encumbered by problems of terminology. The one adopted here is taken from Teunissen (1970) which says: *"savanna or a campo is an area with a xeromorphic vegetation comprising of an ecologically dominant ground layer consisting mainly of grasses, sometimes together with sedges, and with or without trees and/or shrubs either forming a more or less continuous layer, or occurring in groups, or isolated"*. In Brazil the dry savanna vegetation is called cerrado, cerradao or campo if it is shrub savanna, tree savanna or grass savanna respectively.

Occurrence and origin of this kind of environment remain debatable. Fire adaptation, human influence, edaphic, climatic and hydrologic origins are some of the arguments used to explain such mosaic. Emmerich (1990) has speculated that the distribution of forest and savannas in Brazil depends on the landform.

The highest and oldest peneplains and their inselbergs are dominated by savanna. In contrast, younger lower peneplains and intermontane plains all over Brazil, in the Amazon basin as well as in the central west, are covered mainly by forest with spots of savanna.

LITERATURE REVIEW

In view of the agricultural methods used by Indians, the field preparation for food-growing includes slashing and burning forest plots as well as burning xeromorphic vegetation (savanna) for hunting in the renewed grazing fields. Based on this, some authors prefer to call the savanna vegetation as man-made vegetation (Aubreville, 1949; Rawitscher, 1950; and Budowski, 1985). Yet, Saldarriaga (1986), has supposed that the natural fires have occurred by the occasion of past dry phases recorded during the Holocene.

Many authors when studying different areas of savanna concludes that such vegetation is a kind of edaphic climax motivated or by the presence of infertile soils which are incapable of supporting a higher forest formation (Bleackley,1963); it means that the soils on which the forests first flourished were originally of considerably higher fertility, associated with a higher content of clay and organic compounds which has since been reduced by mechanical eluviation and chemical degradation. Folster (1986) collected substantial evidences that four processes (soil chemical or physical aspects, man-made deforestation and natural forest mortality) are jointly responsible for the present extent of forest and savanna.

Another possible explanation might be linked with past environmental conditions. More emphasis has given for paleoclimate as the main causal factor originating the present mosaic of forest and savanna. The foregoing factors would contribute at maintaining or modifying the savanna areas but not generating them.

If we just consider the position of the Roraima State by the time when continents were still linked together, this would suggest that paleoenvironmental features have been inherited since the continents started drifting. Some authors have tried to rebuild series of successive paleogeographical scenarios between the Jurassic and Quaternary in South America. From desert to humid tropical climate, there are several evidences of contrasting environments all along the natural history (Ab'Saber, 1956). Others have invested in finding out biological

similarities remaining from the Pangea continent between Africa and South America (Delevoryas, 1973; Richards, 1973; Thorne, 1973). Moreover, Maguire (1970) has speculated that the savanna flora of Roraima highland became established around the Cretaceous.

Erhart (1961 and 1962) summarized in Brazilian journals the so called Bio-Rhexistatic theory focusing on ground cover types as important factors in the geochemical evolution of landscapes. Many geomorphologic effects were indicated as resulting of changes to other vegetation types that do not protect the landscape as forest does. Correlations between stratigraphical patterns and biogeographical distribution were inferred. Later, many authors working in Brazil increased this postulate with new observations; including new evidences (Barbosa, 1958 and 1959; Tricart,1959 and 1979; Cailleux, 1959; Ab'Saber, 1958; Bigarella, 1965 and 1982; Mousinho, 1971).

Palynological studies through pollen diagrams have detected changes in the vegetational cover (Hammen, 1966 and 1974; Absy, 1982; Labouriau, 1982), most of them in accordance with evidences from other fields. There is increasing evidence from pollen that areas which are now covered by forest were formerly occupied by savanna.

It is already well established that global climatic changes during the Quaternary played a role in stimulating ecological changes. The tropical belt has experienced a succession of wetter and drier periods concurrently with the interglacial and glacial periods occurring at higher latitudes and altitudes. Evidences of such past climatic shifting comes from different fields.

Sedimentological cores have been obtained from the prodelta of the Amazon. The prodelta stratigraphy contains feldspar, originating from erosional processes during the Pleistocene (Damuth & Fairbridge, 1970). These authors supposed that this large deposit of arkosic sands was originated from an arid period during the last part of the Wurm-Wisconsin glaciation. More recently Kronberg et al. (1986), also studying deep-sea fan sediments, concluded that the modern sediment compositions reflects the rapid weathering now occurring in the Andean source regions of the basin. This intense chemical weathering has controlled the chemistry of suspended sediments in the Amazon river since at least the Upper Pleistocene.

The most recent approach called "refuge theory" or the biological model (Salo, 1987) for diversification in the tropics, states that, during the arid cycles of the Pleistocene the Amazon forest was reduced to a number of isolated patches; "*plant and animal populations isolated in the more-or-less restricted*

forest and non-forest refuges during adverse climatic phases either became extinct, survived without much change, or differentiated to the taxonomic level of subspecies or species ", (Haffer, 1969).

The theory which has been updated with new evidences by Haffer (1969); Brown (1979); Prance (1982); Ab'Saber (1982); Granville (1982); Vanzolini (1986), could be considered as the first attempt in determining areas formerly occupied by different vegetation types such as forest and savanna, in spite of the fragility of data already collected Nelson (1989). Ratter,Richards &Gifford (1971) have suggested that a boundary situation may be a dynamic rather than a static situation in which, perhaps, dry forest is expanding at the expense of savanna. In Africa, Peltre (1977), working at Ivory Coast, observed that the forest skirts are currently gaining ground over savannas at a rate of about one meter per year. Similar trend was observed by Foresta (1989) who studied ecotone zones in Congo and described several pioneer species occurring along the front of expansion.

Based on these assumptions it may be said that under different land cover types (forest or savanna) as well as during each climatic condition the landscape physiology works differently in terms of erosion processes, pedogenesis, drainage outlet and load river bed. Consequently at the areas which have served as scenario of past climatic changes, polycyclic landscapes like sequence of terraces and glacis can be expected. Polygenetic soil profiles like stone-lines, truncated topsoils and ironstone layers are expected as well.

The comparison of different soil-landscape evolution trends can give an important picture of previous environmental conditions. In this way, slope morphology as well as paleo-geopedological features such as sand surface deposits, ironstone outcrops and stone-lines will be used as evidences to rebuild past environments. Furthermore, if past climatic changes have been controlling the base level of denudation by shifting down-or-upstream the head-waters, some diagnostic features might still remain.

RESULTS AND DISCUSSION

Peneplain and hilland landscapes are the dominating features occurring in the whole study area, associated with the Cenozoic sediments of the Boa Vista Formation and the Proterozoic basement of the Guiana Shield, respectively. A relatively narrow valley built by the Rio Branco river crosses the area NNE-SSW direction (Figure 2).

- Peneplain

The dominant feature is the extensive glacis-terrace relief formed by flat (<1% slope), large interfluves (80-100m elevation). Shallow incisions of local streams (>3rd order catchment). While the smaller streams have a low inclination (<2%), the deep dissections can exhibit a kind of polycyclic evolution, with slopes of 2-5% and 5-10% respectively. With this relief type are often associated deep, well developed, porous, acid and mineral-poor soils. Sandy surface layers contrasts with loamy sand to sandy clay subsurface horizons. Colours are dark brown (10YR 4/3), grading to strong brown (7,5YR 5/6 or 5/8). The non structured or loose surface A horizons grade at a depth of about 30cm into very weakly structured, friable or loose subsurface B horizon which continue without any apparent changes to 2-3m. These soil classify as "Latossolo Amarelo distrofico" according to the Brazilian soils classification and "Typic Haplustox" according to the USDA system.

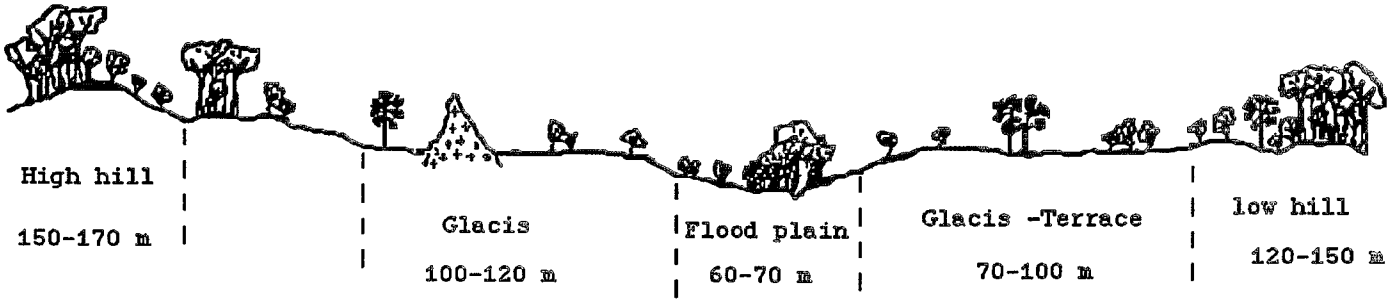


Figure 2 The general landscape patterns present in the study area

In some areas of the glacis-terrace, the headwaters areas are not well defined and patches of multidepressional drainage pattern occur confining hydromorphic soils. They consist of shallow depressions (2-3m deep), sometimes rounded and always surrounded by gentle slopes of about 1-2%. They function as perennial or seasonal dambo-like lakes, interconnected by small creeks. For the creeks, no clear evidences of abrupt particle size changes or other kinds of internal drainage blocking factor were noted. A textural range from sandy, loamy sand to sandy clay loam was observed. Colours varied from dark grey (10YR 4/1) to light grey or white (10YR 7/1 or 8/2) according the level of organic matter. Soils classified as "Gley Pouco Humico distrofico" according to the Brazilian system and "Haplustox" according the USDA system.

Ironstone layers were always found associated with valley sides of deep incised streams (>3rd order), with variable thickness (40-150cm) according to the degree of incision. Some of the features are as follows: fine to very coarse elements, usually quartz, around which sesquioxide are cemented; red matrix with black spots of manganese concentration; from gravel to crust; prismatic, massive or vesicular structure; and inclined disposition (Figure 2).

Conspicuous, domed inselbergs are loosely scattered over the whole area (in some instances 200-250m high); most of them are composed of granodiorite (Radambrasil, 1975) with steep slopes of bare rock descending towards a narrow piedmont rim. Ironstone is commonly present in the piedmont areas, both as massive crust or thin groundwater layer. The inselbergs should represent the exhumed summits of weathered and extremely lowered basal surfaces.

In the southern peneplain areas, the transition zone between forest and savanna is always a strip where patches of forest are scattered and mixed with savanna vegetation, over similar soils. It seems that forest is expanding through savanna areas. Moreover all inselbergs are accompanied by isolated spots of piedmont forest indicating possible forest refuge areas during the past dry climates. Several authors refer to such situation as altitude/orographic refuge (Prance, 1982; Ab'Saber, 1982; Granville, 1982; Foresta, 1989).

Hilland

In the crystalline hilland areas several remnants of erosion surfaces (hilltops) can be observed. These surface were intensely worn down in the course of the further episodes to which are due the shaping of slopes, terraces and sandy flat vales, as well as the hardening of the ferruginous remnants of the initial surfaces through improvement of the drainage during the erosion period.

The hill level corresponds to repeated sequences of convex summits and concave vale incisions. Slopes are short and steep (15-20%) on small streams (1st and 2nd order catchment). On more developed streams (>3rd order), a double step slope occurs with an intermediate erosional terrace level breaking the continuity of the vale sides. On this level only pediment-like material was found, mixing ironstone fragments with angular to sub-angular vein quartz, both having gravel size, within a sandy clay loam matrix. On the summits, the colluvium gives way to saprolite at a depth of 70cm. The vale incisions seem to have been filled in by sandy material, probably during one of the past dry phases. The embryonic vales are characterized by nicely selected coarse sands of alluvia-colluvial origin.

In the Roraima areas, the typical soils catena in the crystalline basement (hilland landscape) has the same characteristics under savanna, forest or even along the forest-savanna ecotone (Figure 3). The hill levels coincides with ecotone zones where the mosaic of forest-savanna has a peculiar distribution of forest on the summits ("tesos") and savanna vegetation on the slopes. Sometimes savanna is also covering the hills, without any apparent correlation between soil-relief-vegetation.

Three main ironstone levels can occur, each one being associated with vale sides or even surrounding lakes, dambo-like, induce to think in terms of groundwater ironstone, forming under the shifting of vegetation as a long term process of formation (Figure 4).

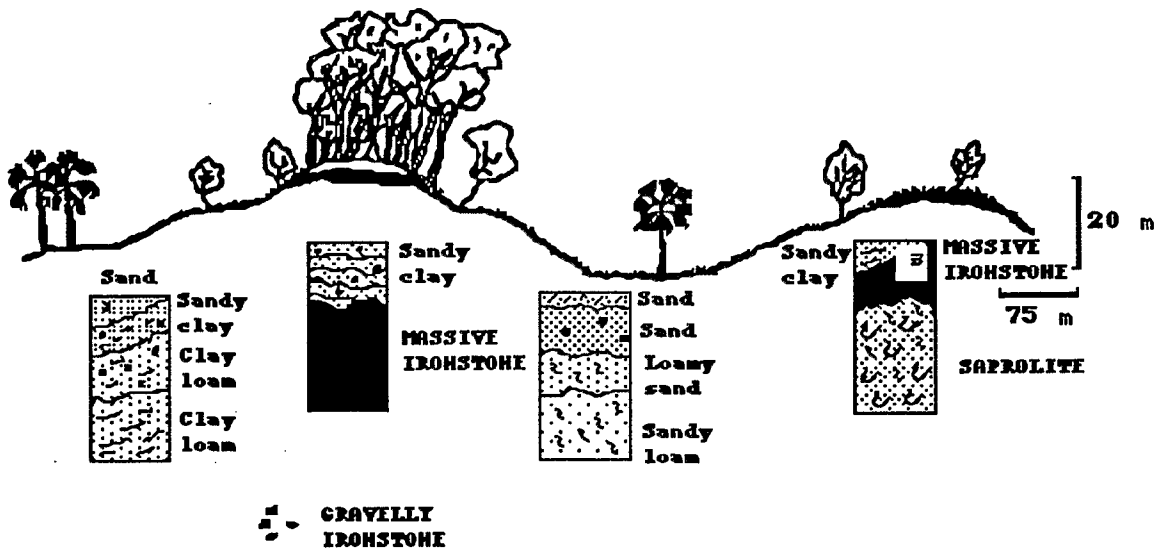


Figure 3 Presence of forest and savanna on similar relief and soil

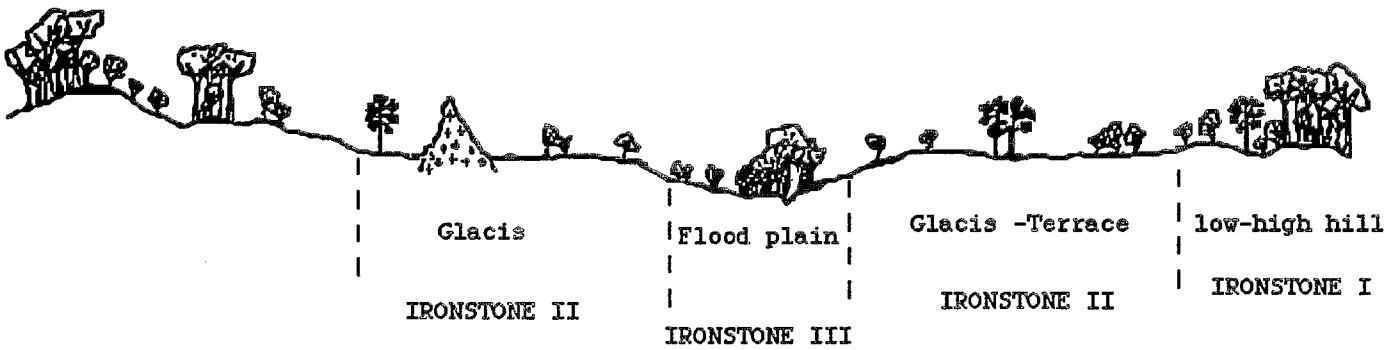


Figure 4 Association of different ironstone levels and relief types

The shifting of vegetation could be connected with the ironstone formation as a long term process. The occurrence of these levels can involves, first, a biostasic phase (Erhart, 1961/2), when a thick lateritic mantle is formed under forest, including an iron segregation zone with plinthite, and second, a climate change into a more rhesistasic phase, when savanna replaces forest, land is degraded according to a new erosional level, profiles are decapitated and plinthite, since come up is converted in a massive and hard ironstone level. Ironstone levels can therefore be used as a important key to understand past environmental conditions and changes affecting vegetation.

The most impressive feature found there is a dune-like relief type, formed by a NE-SW oriented sequence of long, parallel, convex ridges of fine sand (60-77%) and silt material (100-120m high), alternating with shallow streams or creeks having the same NE-SW orientation. These fields were covered by sparse grass savanna mainly, having cactaceae scattered throughout. The presence of such paleodunes in Roraima, should also be correlated with a drier episode as described in other parts of South-America (Tricart, 1974; Khobzi, 1981).

Slope deposits as stone-lines were found in the glacis and hilland zone and they shall also be related with these dry episodes. They are mainly formed by dismantled ironstone and milky vein quartz, which outcrop at the hilltops. The autochthonous lateritic cover on the hilltops may have been one possible source of such transported material. In this case, parts of it were eroded, transported by slope wash and sedimented on the next younger relief level. The presence of stone-lines in the Amazon is considered as an important evidence, in addition to biogeographical data,supporting the refuge theory. The depositional origin of the stone-lines can be explained as the result of a phase of increased morphodynamics, caused by more aridity which led to a thinning out of the vegetation (Ab,Saber, 1977; Soubies, 1979/80; Lichte, 1990).

FINAL COMMENTS

The hypothesis which states that the present stage of vegetation cover is a "climax stage" or, in other words, a mature vegetation in a steady state of equilibrium with prevailing environmental conditions, seems to be insufficient to explain the present mosaic distribution of forest-savanna in Roraima State and it cannot be explained entirely in terms of now-existing biogeographic factors.

Current patterns of vegetation distribution may be the result of an interplay of paleoclimates and the present ecological factors. To better understand the problem, we should consider the present biogeography as just a matter of "time and space" or, lets say, paleoenvironments have been responsible for controlling the

distribution of these vegetational types and what we actually see is just one step in akind of dynamic equilibrium where forest and savanna are already answering to the present ecologic situation. We shall remember the suggestion given by Mayr and O'Hara (1986) who said: " *the work of evolutionary biologists sug-gests that biogeographers must be very specific, both taxonomically and geogra-phically, when they are proposing explanations for present day distributional patterns.*".

Considering these ideas and including the suggestions that such situations are homologous with those evolved under a strictly arid savanna climate (Tricart, 1974; Brown & Ab'Saber, 1979; Ab'Saber 1982), we can generalize the present Roraima landscape features as resulting of morphoclimatic work which includes shrinkage and expansion of forest-savanna vegetation. In the hilland zone, severe climatic desiccation with causing the surface wash under sparse vegetation cover took place in the late Pleistocene on the hillslopes of the eastern and western part of the study area. The wash deposits can be presently recognized as thin angular gravel layers on slopes and as sandy materials on the vale floors.

The various levels levels of ironstone recognized can also be related to a sequence of dry episodes, as hardening phases derived from changes in the phreatic level as well as the regional erosional level, forming hardpan and planation surfaces on the hills and glacis-terraces.

From the foregoing that there are several evidences of the previous presence of: a) forest in the present savanna area and, b) savanna in the forest area. Perhaps some drier phases also occurred in the past. Moreover, the landform and soils (formations superficielles) still show traces of several dry Quaternary pulsations of rhesistasic type occurred in the past and represented as gravelly surface pavements, ironstone levels, stone-lines, sand colluvium, paleodunes and inselbergs.

In agreement with Prance (1982), Ab'Saber (1982), and Granville (1982) these savanna areas can be considered as modern relic areas formed under Pleistocene and post-Pleistocene climatic fluctuations, during which drier vegetation formations penetrated the Amazon region. Their remarkable floristic and physiognomic similarities can be interpreted as a consequence of a relatively recent isolation, which has not yet been differentiated into more diversified communities; even more if we consider that for the Amazon savannas however, the constant presence of common elements in their flora may also indicate that such a diversification process and consequent formation of new plant associations is presently taking place.

Two main issues should be further tackled. First, the fragmentation of the forest and savanna in Roraima needs to be better documented by biologists. Secondly, the absence of radiometric leaves so far little chance for reconstructing the late Pleistocene and Holocene history of the area.

BIBLIOGRAPHY

Ab'Saber A.N.-1956. Sucessão de quadros paleogeográficos no Brasil do Triássico ao Quaternário.

AbSaber A.N.-1958. Conhecimento sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. Noticia Geomorfologica, n° 1:24-29.

Ab'Saber A.N.-1962. Contribuição a geomorfologia da área dos cerrados. I Simpósio sobre os cerrados, São Paulo, 116-124.

Ab'Saber A.N.-1977. Espaços ocupados pela expansão dos climas sêcos na América do Sul, por ocasião dos períodos glaciais Quaternários. Paleoclimas, n°3, USP-São Paulo.

Ab'Saber A.N.-1982. The paleoclimate and paleoecology of Brazilian Amazonia. In: Biological Diversification in the Tropics, Guillean T. Prance, Columbia University Press, N.Y.

Absy M.L.-1982. Quaternary Palynological Studies in the Amazon Basin, In: Biological Diversification in the Tropics, Guillean T. Prance, Columbia University Press, N.Y., 67-73.

Aubreville A.-1949. Climats, forêts et désertification de l'Afrique Tropicale. Société d'editions géographiques, maritimes et coloniales Paris.

Barbosa O. -1958. Geomorfologia do Território do Rio Branco. Notícia Geomorfológica, n. 1, pg. 15-18.

Barbosa O. -1959. Quadro provisório das superficies de erosão e aplainamento no Brasil. Notícia Geomorfológica, n.4.

Bigarella J.J. -1965. Pediplanos, Pedimentos e seus depósitos depositos correlativos no Brasil. Boletim Paranaense de Geografia, n. 161 e 17, 18 pgs.

Bigarella J.J. -1982. Paleoenvironmental changes in Brazil. .In: Biological Diversity in the Tropics, Guillean T. Prance. Columbia University Press,N.Y.,41-59.

Bleackley D. -1963. Observations on the white-sand areas of the Berbice Formation, British Guiana. Journal of Soil Science, vol. 14, n°1:1-15.

Budowski B,1985. Las sabanas Tropicales, sucesion de desmontes y quemas repetidas. In: La conservacion como instrumento para el desarollo. EUED, Costa Rica, 183-97.

Cailleux A.1959. Zonas fitogeograficas e morfoclimáticas do Quaternário no Brasil. Noticia Geomorfologica,4:12-17.

Carneiro Filho A. 1991. Contribution to the study of the forest savanna mosaic in the area of Roraima, northen amazon basin, Brazil. Thesis presented at the International Institute for Aerosspace Survey and Earth Sciences. ITC 116 pp.

Damuth J.E.1970. Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands. Ice age aridity in tropical South America. Bull. Geol. Soc. Amer. 1:189-206.

Delevoryas T.1973. Posdrifting Mesozoic floral evolution. In: Tropical Forest Ecosystems in Africa and South America: A comparative review. Ed. B.J.Meggers et all, 9-20.

Emmerich K.H.1990. Influence of landform, landscape development and soil moisture balance on forest-savanna ecosystem patterns in Brazil. Pedologie, XL-1, 5-17.

Erhart H.1961. A Teoria Bio-Resistática e os problemas biogeograficos e paleobiologicos; Noticia Geomorf., n.7/8; pg. 4-5.

Erhart H.1962. Biostasia e Resistasia - Esboço de uma teoria que considera a pedogenese como um fenomeno geologico. Noticia Geomorfologica, ¡n.9/10, 23-25.

Folster H.1986. Forest-savanna dynamics and desertification processes in the Gran Sabana. Interciencia, vol.11, n°6:311-316.

Foresta H.1989. Origine et évolution des savanes intramoiennes (R.P. Congo). II. Apports de la botanique forestière. In: Paysages Quaternaires de l'Afrique Centrale. ORSTOM, Paris, 1-16.

Granville J.J.1982. Rain forest and xeric flora refuges in French Guiana. In: Biological Diversification in the Tropics, Giullean T. Prance, Columbia University Press, N.Y.

Haffer J.1969. Speciation in Amazonian Forest Birds. Science, vol.165, 131-137.

Haffer J.1982. General aspects of the Refuge Theory. In: Biological Diversification in the Tropics, Giullean T. Prance, Columbia University Press, N.Y., 6-26.

Hammen T. V. 1966. First results of pollen analysis in British Guiana.in: Proceedings of V Inter-Guyana conference.

Hammen T. V. 1974. The Pleistocene changes of vegetation and climate in Tropical South America; Journal of Biogeography,vol. I, 3-26.

Khobzi J.1981. Los campos de dunas del Norte de Colombia y de los Llanos de Orinoquia (Colombia e Venezuela). Revista CIAF vol.6(1-3):257-92, Bogota.

Kronberg B.I.1986. Upper Pleistocene Amazon deep-sea fan muds reflect intense chemical weathering of their mountainous source lands. Chemical Geology, 54:283-294.

Labouriau M.L.1982. Climatic Change at the Pleistocene-Holocene boundary. In: Biological Diversification in the Tropics, Giullean T. Prance, Columbia University Press, N.Y., 6-26.

Lichte M.1990. Stonelines as a definite cyclic feature in southeast Brazil: a geomorphological and pedological case study. Pedologie, XL-1, 101-109.

Maguire B.1970. On the flora of the Guyana Highland. Biotropica 2(2):85-100.

Mayr E.1986. The biogeographic evidence supporting the pleistocene forest refuge hypothesis. Evolution, 40(I):55-67.

Mousinho M.R. 1971. Upper Quaternary Process Changes of the Middle Amazon area. Geological Society of America Bulletin, vol.82, 1073-1085.

Nelson B.W.1989. How reliable is the phytogeographical database for interpreting quaternary biogeography and paleoclimate of the Brazilian Amazon ?. International Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary: Past - Present - Future. USP/ Sao Paulo.

Peltre P.1977. Héritage géomorphologique et paleoclimatique dans le trace du contact foret-savane, Le "V Baoule" (Cote D'Ivore Centrale). Travaux et Documents de L'ORSTOM, Paris.

Prance G.T. 1982. Forest Refuges: Evidence from Woody Angiosperms. in: Biological Diversification in the Tropics, Giullean T. Prance, Columbia University Press, N.Y.,137-157.

Radambrasil 1975. Projeto Radambrasil - Levantamento de Recursos Naturais (1:1.000.000) Folha NB.20, Boa Vista, Brasil.

Ratter J.A.1971. Observations on the vegetation of north eastern Mato Grosso, 3 Simposio sobre o Cerrado, Sao Paulo, Editora da USP.

Rawitscher F.1950. Climax and pseudoclimax Vegetation in the Tropics (South America). In: Proceedings of 7th International Botanical Congress. Stockholm, sessions 3, 3pg.

Richards P.W.1973. Africa, the "Odd man out". In: Tropical Forest Ecosystems in Africa and South America: A comparative review. Ed. B.J.Meggers et all, 21-26.

Saldarriaga, J.1986. Holocene fires in the Northern Amazon basin. & & & West,D.C.Quaternary Research 26:203-211.

Salo J.1987. Pleistocene forest refuges in the Amazon: evaluation of the biostratigraphical, lithostratigraphical and geomorphological data. Ann. Zool. Fennici, 24:203-211.

Soubies F.1979/80. Existence d'une phase sèche en Amazonie Brésilienne datée par la présence de charbons dans le sols (6000-3000 ans B.P.). Cahier ORSTOM, sér. Geol., vol XI, n°167:133-148.

Teunissen P.A.et al 1970. Vegetation and flora of the savannas in the Brinckheuvel Nature Reserve, Northern Suriname. North-Holland Publishing Company. Amsterdan, 72pg.

Thorne R.F.1973. Floristic relationships between Tropical Africa and Tropical America. In: Tropical Forest Ecosystems in Africa and South America: A comparative review. Ed. B.J.Meggers et all, 27-48.

Tricart J. 1959. Informações para a interpretação paleogeografica dos cascalheiros; Noticia Geomorfologica, n. 4, pg. 1-11.

Tricart J.1974. Existence de périods sèches au Quaternaire en Amazonie et dans les régions voisines. Revue du Géomorphologie Dynamique. XXIII (4):145-58.

Tricart J. 1979. Conhecimentos sobre o Quaternário Amazonico. Paleoclimas/ USP, n.6, 17pgs.

Vanzolini P.E. 1986. Paleoclimas e Especiação em animais da America do Sul Tropical. Associação Brasileira de Estudos do Quaternário-ABEQUA, publicação avulsa n.1, 35pp.

L'ALTERATION DU SOCLE ANCIEN DE LA REGION DE CAYENNE (GUYANE FRANCAISE) SOURCE D'APPROVISIONNEMENT DE LA SEDIMENTATION QUATERNAIRE

J.P CAUTRU[1]

Résumé

D'après des exemples locaux que l'on décrit schématiquement et d'après l'observation des formes du relief, on montre qu'il a pu exister au moins deux périodes climatiques où le contraste humidité/sécheresse était suffisamment marqué pour conduire à la formation d'au moins deux surfaces cuirassées.

Entre elles, un épisode probablement plus humide qu'actuellement a vu se modeler le relief de collines par une série de petits glissement; les produits de démantèlement allant s'accumuler dans le bassin de sédimentation océanique. Il semble que de nos jours que tous les cuirassements soient instables par rapport au climat actuel ou récent et soient en cours de dissolution

Abstract

From local evidences schematically described and geomorphological observations, we can illustrate at least two climatic periods with a high wet-dry contrast suitable for ferricrete formation before mid-Pleistocene time. In between a more humid period led to slope formation by succession of small landslides. Reworked resulting material being transported by rivers towards sedimentation basin. Nowadays it seems the ferricretes are unstable under recent or present climatic conditions and suffer chemical dissolution.

Mots-clés: Cuirasse latéritique. Profils d'altération. Climat équatorial. Episodes climatiques. Pléistocène

Key words : Ferricrete. Weathering profiles. Equatorial climate. Climatic changes. Pleistocene.

---

(1) B.R.G.M.Cité Rebard B.P 552 97333 CAYENNE (Guyane Française)

INTRODUCTION

Dans la région de Cayenne , les formations argilo silteuses et argilo sableuses du Quaternaire, et en particulier la série de Coswine rapportée au Pleistocène moyen, reposent indifféremment sur un substratum sain ou altéré comme le prouvent les sondages et les affleurements . Argiles et argiles silteuses ont été observées en discordance sur une cuirasse latéritique aplanie jusqu'aux environ de la cote + 5 m.

Il apparaît que la sédimentation quaternaire s'est faite dans une paléotopographie bien marquée, peu différente de l'actuelle , avec ses golfes, ses îlets et ses rias.

La sédimentation quaternaire a donc du incorporer les produits de désagrégation du substratum ancien dont nous décrirons les principaux faciès et le contexte géomorphologique en synthétisant les nombreuses observations faites aux alentours de Cayenne..

LA ROCHE SAINE

La série de "L'île de Cayenne" (CHOUBERT, B. 1955) qui constitue le substratum régional est un système volcano-sédimentaire affecté par un fort métamorphisme polyphasé daté à 2,11 ± 0,09 milliards d'années (GRUAU G. et al. 1985, in LEDRU P. et al. 1987).

Elle est attribuée au Protérozoïque inférieur, formation de Paramaca. Elle est composée de gneiss, micaschistes, amphibolites, granodiorites, diorites et gabbros. La roche saine est bien visible en bord de mer sur les falaises battues par les vagues et en ilets isolés sur l'estran.

La roche saine affleure également dans les rivières où elle constitue des sauts ou des rochers isolés et dans les talwegs incisant fortement les formations meubles superficielles. Des pointements de 0,5 à 1 m de hauteur, sur une surface de quelques mètres carrés ou dizaine de mètres carrés, familièrement dénommés "hippopotames de savanes" apparaissent également dans les bas fonds topographiques. Il est exceptionnel que la roche saine forme le sommet d'une colline comme aux Maringouins ou à la colline Panel à la Madeleine.

Usuellement l'altération est au contraire particulièrement bien développée sur les reliefs en de superbes profils latéritiques.

LES ALTERITES

Sous l'action des eaux météoriques, spécialement en climat chaud et humide, les roches cristallines et cristallophylliennes s'altèrent par lixiviation. Ces mouvements d'ions entraînent un enrichissement relatif en Si, Fe et Al et une néoformation d'argiles et d'oxyhydroxydes de Fe et Al.

En climat tropical chaud et humide, l'argile préférentiellement formée est la kaolinite.

Typiquement, un profil d'altération idéal sur roche saine se présente de haut en bas de la manière suivante (fig. 1) :

A) Horizon H1 (épaisseur 0,5 m à 5 m)

Immédiatement sous la couche humifère souvent très mince, c'est une argile ocre à brun-rouge, silto-sableuse, à rares nodules ferrugineux. Son épaisseur, assez réduite sur les sommets (0,5 à 1 m) , peut dépasser 3 à 5 m en bas de versant .

B) Horizon H2 (épaisseur 0,1 à 3 m)

Dans une matrice argilo-sableuse analogue à H1, les nodules latéritiques sont plus abondants et d'une taille plus importante vers la base de l'horizon. Les lithoreliques (essentiellement des débris de quartz filoniens F) y ont parfois un aspect de pseudo - galets arrondis.

Les lithoreliques et les nodules latéritiques ont une dimension moyenne de 0,2 à 3 cm. et s'alignent parallèlement à la surface topographique avec des ondulations secondaires de 0,1 à 1 m d'amplitude et forment une "Stone line" (H2 SL de la figure 1).

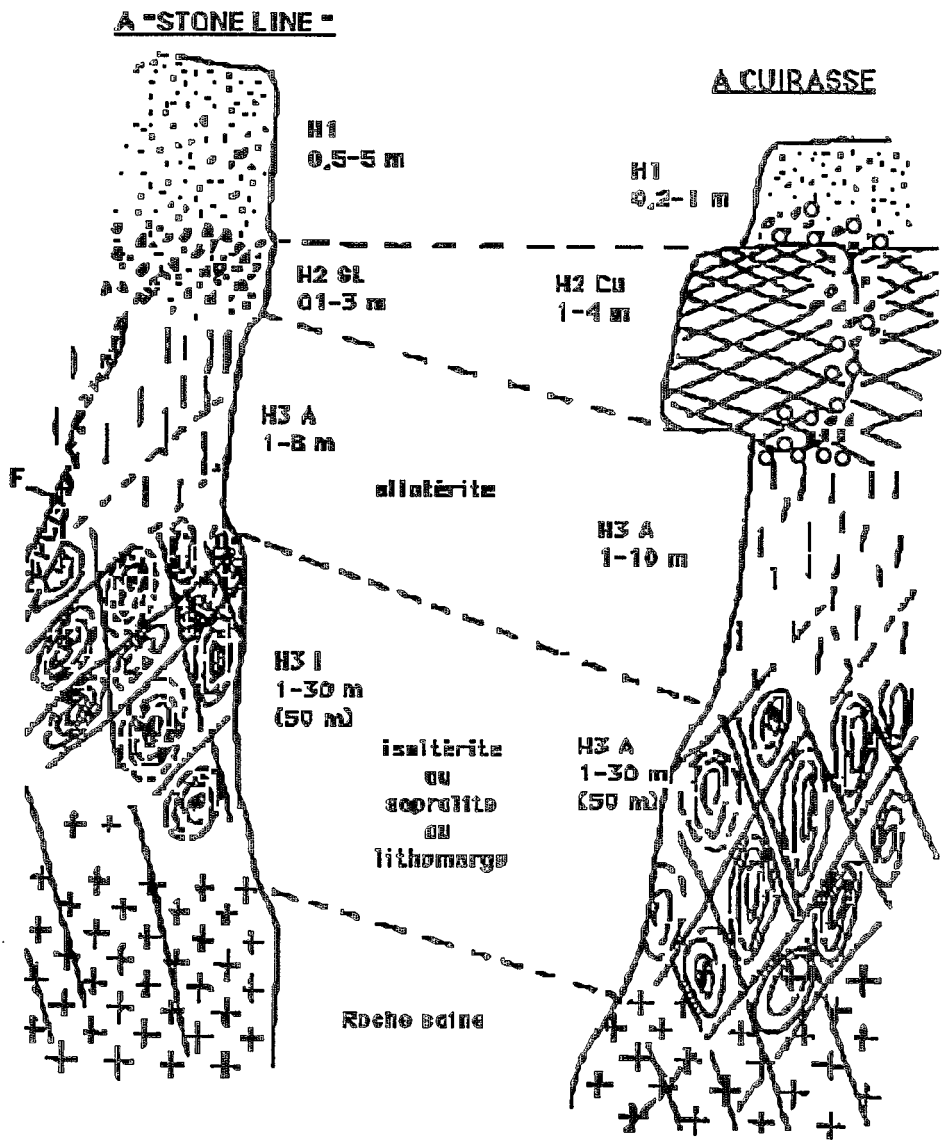


Figure 1 : Profils typiques d'altération

H2SL peut passer latéralement, en raccordement semble-t-il avec un replat morphologique ou une pente topographique moins accentuée, à un horizon cuirassé H2 Cu. Cette cuirasse peut atteindre une épaisseur plurimétrique. Sa couleur varie du rouge violacé au noir .Elle est souvent caverneuse et plus tendre à sa partie inférieure et plus massive vers son sommet où apparaissent des nodules latéritiques concrétionnés et goethitisés par transformation de l'hématite originelle. La cuirasse emprisonne dans sa masse - comme les nodules latéritiques - des grains de quartz transparents. Les trabécules ferrugineux sont disposés parallèlement à la surface topographique et délimitent des volumes remplis de kaolinite résiduelle; ces volumes se vident sous l'effet des alternances humidité-sècheresse dans les moellons de latérites mis en oeuvre et les cafards viennent s'y abriter; d'où le nom vernaculaire de "Roches à ravets".

Sous la cuirasse, au contact de l'horizon sousjacent, des plaquettes ferrugineuses indurées noires montrent que H2Cu peut localement se décomposer par le bas comme par le haut.

C) Horizon H3 (épaisseur 3 à 50 m et plus)

De l'horizon concrétionné H2 SL ou cuirassé H2 Cu, on passe en quelques décimètres à une altérite très argileuse blanche, jaunâtre ou verdâtre, à nombreux trabécules ferrugineux rouge violacé, disposés verticalement, qui résulte de l'altération in situ de la roche mère. Dans cette allotérite (H3A) la structure originelle de la roche est totalement oblitérée. Cependant, comme le prouvent les filons de quartz encore reconnaissables qui la recoupent et que l'on peut suivre dans les horizons sous-jacents, cette altération s'est faite in situ.

Le passage de l'horizon H3A à l'horizon sous-jacent H3I est progressif (1 - 1,5 m). Les structures originelles de la roche mère sont de mieux en mieux discernables dans le plasma argileux ; les diaclases sont soulignées par des ferruginisations, le grain de la roche devient visible et la forme des minéraux reconnaissable; leur nature pétrographique par contre est totalement modifiée; les feldspaths sont kaolinisés, les minéraux noirs sont argilisés et prennent une couleur rouille, les quartz sont fragmentés.

Trés fréquemment le réseau de diaclases a induit une décomposition en boules et certaines boules ont un coeur encore sain.

Le front de décomposition de la roche mère entre H3A et H3I (passage de l'allotérite à l'isaltérite) est trés irrégulier et très dépendant de la lithologie originelle : les roches à grain fin (migmatites, orthogneiss, amphibolite, dolérite) conservent leur aspect et leur structure mieux que les pegmatites à gros cristaux.

Des épaisseurs pluri-décamétriques d'isaltérites (ou saprolite, ou lithomarge) sont classiques : plus de 20 m au Pont du Larivot où, à la cote -30 , le socle sain n'était pas atteint au sondage S6, ni à la cote -40 au sondage SIb ,en rive droite; 45 m à la Montagne du Mahury , où la base des altérites atteint la cote +60 m au forage MM2 (BARAT A. 1985).

L'altération progresse verticalement sous l'action des eaux météoriques acides qui percolent dans le massif. Les reliefs "fondent" littéralement sur place et les produits de lixiviation sont évacués par le réseau hydrographique sous forme ionique.

D'aprés TARDY Y. et ROQUIN C. (1990) citant une abondante littérature, une cuirasse/carapace de quelques mètres d'épaisseur, surmontant une zone altérée de plusieurs dizaines de mètres, pourrait exiger plusieurs millions d'années pour se constituer. D'aprés ces mêmes auteurs, la percolation de 1.000 mm d'eau par an permettrait l'abaissement du front d'altération de 10 m par million d'années.

Le passage de la lithomarge H3I à la roche saine est très brutal (1-2 cm) à l'échelle macroscopique. En lame mince cependant, le passage est plus progressif et des traces d'altération (kaolinisation des feldspaths, argilisation des minéraux noirs, chloritisations des biotites etc.) peuvent s'observer à plusieurs mètres du contact.

On peut penser que le contraste de dureté entre la cuirasse latéritique et les altérites argileuses sous-jacentes conduit à des inversions de relief. Les replats morphologiques cuirassés sur les pentes et les entablements cuirassés dominant les paysages actuels (telle la montage du Mahury) pourraient alors être d'anciens bas-fonds mal drainés si on admet l'idée que les cuirasses se forment à la faveur de percolation d'eau météorique suivie d'une évaporation au même endroit (zones à drainage principalement vertical) donc sur des topographies planes ou à pente faible.

GEOMETRIE DES ALTERITES

A la faveur des carrières (La Mirande, La Désirée, Rochambeau) ou des travaux de terrassement (Balata, Ilet Sara) on peut proposer le schéma suivant de disposition géométrique des altérites (Fig. 2), schéma dans lequel s'intègrent bien les mauvais affleurements naturels que l'on peut rencontrer :

- sur les pentes nulles à faibles (jusqu'à 15%) la cuirasse massive ou caverneuse est quasiment toujours présente selon le profil type de la fig 1. Les cuirasses couronnant "les montagnes " (Mahury - Grand Matoury) à une altitude de 150 à 200 m sont massives, noires, violacées et très dures, d'aspect scoriacé, évoluées jusqu'au stade bauxite avec gibbsite exprimée macroscopiquement. Les cuirasses de faible niveau altimétrique (+20 m à -1 m NGG) sont plus fréquemment rouge brique, tendres et alvéolaires, le stade pseudo-nodulaire y est rarement atteint. Les relations entre les cuirasses d'altitude différentes ne sont pas établies pour les niveaux extrêmes.

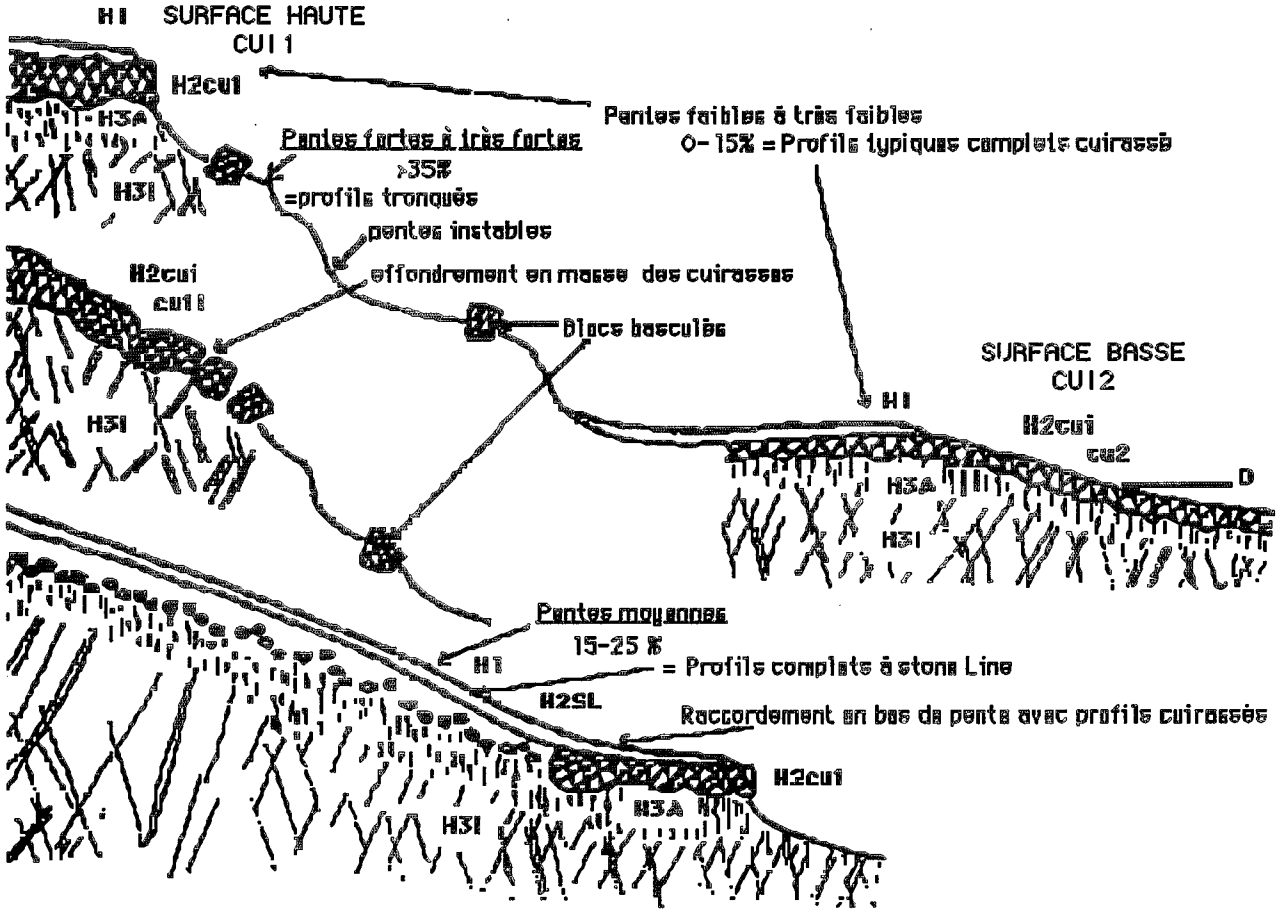
En effet, à l'intérieur des ensembles supérieurs (altitude supérieure à la cote + 100 NGG) et inférieur (altitude inférieure à la cote + 35 NGG) il existe de réelles analogies de faciès et il semble que les différents affleurements puissent se relier entre eux dans chaque ensemble par une surface topographique plus au moins érodée et à faible pente (0 à 15 %).

En revanche, il existe sur le flan Nord du Grand Matoury ou encore sur la flanc Sud de la Montagne du Mahury des affleurements de cuirasse qui ne sauraient se relier entre eux topographiquement que par des pentes supérieures à 25%, ce qui paraît incompatible avec la notion de surface cuirassée.

On peut raisonnablement penser qu'il y a au moins deux épisodes de cuirassement : "Cui1" le plus élevé, le plus ancien, et plus évolué et "Cui2" développé en contre-bas lors d'un niveau de base plus bas que l'actuel puisque les cuirasses sont connues à l'affleurement à la cote -1 m NGG le long du fleuve Mahury et qu'il en a été recoupé en forage vers la cote -5 à -7m NGG(BARRUOL J. 1964) dans la plaine de Montabo.

- sur les pentes moyennes (de 15 à 20-25%) on observe des profils à "stone line " de nodules ferrugineux et lithoreliques et à volumes cuirassés disséminés qui parait être relictuels.

FIGURE 2 SCHEMA DE DISPOSITION GEOMETRIQUE DES ALTERITES



En bas de pente les nodules latéritiques sont plus nombreux, plus gros (jusqu'à 20-30 cm de diamètre) et le raccordement se fait avec la cuirasse de pente faible.

- sur les pentes fortes à très fortes (supérieures à 25-30%) les profils sont radicalement différents et toujours tronqués : les horizons H3I et H3A sont absents, les horizons H2 sont partiels ou mal exprimés et l'horizon superficiel H1 est parfois très épais (5-10 m au Grand Matoury) et atypique avec des lithoreliques abondantes (10-20%) et d'assez fort diamètre (jusqu'à 15-20 cm) . La matrice argilo sableuse ne montre pas d'organisation nette, le contact avec la roche saine est brutal avec parfois des traces de fauchage des têtes de bancs ou de filon. La pente dans son ensemble est irrégulière et apparaît moutonnée lorsque, déboisée , on peut en observer plus de quelques mètres carrés.Des topographies de loupes de glissement avec cicatrice et bourrelet basal peuvent se lire sur la nouvelle feuille IGN à 1/25.000 des pentes du Mahury.

Des observations de cuirasses massives épaisses de 5 à 6 m, sur pente forte (32%) au Grand Matoury sont interprétées comme des témoins d'un démantèlement d'une cuirasse sommitale, par soutirage mécanique et chimique des horizons argileux H3A sous-jacent. Cet effondrement en masse se fragmente en gros blocs qui parsèment les pentes. On explique ainsi les blocs isolés de cuirasse remarqués sur les pentes du Mont Paramana, de la Montagne du Mahury et du Grand Matoury en contre-bas de la cuirasse massive.

Néanmoins nous n'avons pas observé de glissement actif actuel sur pentes naturelles (pas d'arrachement, peu d'arbres inclinés....) comme si les conditions climatiques de leur instabilité n'étaient plus réunies actuellement.

ELEMENTS POUR UNE PALEOCLIMATOLOGIE

1°/ Si l'on admet qu'une cuirasse latéritique nécessite pour se former un contraste humidité/sécheresse plus prononcé qu'actuellement entre les saisons et que les cuirasses hautes (Grand Matoury-Mahury) pouvaient constituer une surface 'Cui1" différente et plus ancienne que les cuirasses de niveau inférieur à 30 m (Cui2) alors il faut conclure qu'il a existé dans le passé au moins deux épisodes à saisons sèches et humides plus marquées qu'actuellement .L'épisode le plus ancien ayant pu être plus long ou plus accentué si l'on considère que les cuirasses de Cui1 sont plus indurées, plus massives et plus évoluées que celle de Cui2

Les cuirasses d'altitude intermédiaire (110m à la Désirée, 80 m au Mont Fortuné) semblent pouvoir se raccorder à "Cui1" et par les faciès (dur, massif, noir, scoriacé) et par les pentes (< 5%) .

2°/ Nous avons vu que les cuirasses les plus hautes (Cui1) s'effondrent parfois sur leurs marges par soutirage de l'altérite argileuse H3A sous-jacente. Les pentes fortes qu'elles dominent montrent des signes - probablement fossiles - d'instabilité. On peut alors suggérer qu'un épisode plus humide que l'actuel à succédé à l'établissement du "Cui1".

"Cui2" ne semble ni affecté par de telles instabilités, ni recouverte par les matériaux remaniés.

On peut donc proposer que l'épisode plus humide que l'actuel soit antérieur à l'établissement du "Cui2".

3°/ "Cui1" comme "Cui2" montrent des phénomènes de dissolution de type karstiques - conduits tortueux à parois lisses, cavités ramifiées - témoins d'un (ou plusieurs) épisodes de déséquilibre chimique des cuirasses par rapport à leur milieu ambiant, postérieurement à leur élaboration.

4°/ Cui2 jusque vers la cote + 5 m NGG se montre recouverte de sable très fin et d'argile silteuse "Coswine".

On peut en déduire que la surface de cuirassement "Cu2" est antérieure au Pleistocène moyen.

CONCLUSIONS

A la lumière de ces observations locales de la région immédiate de Cayenne, il apparaît qu'antérieurement au dépôt des formations argilo sableuses "Coswine" du Pleistocène moyen :

1) Deux surfaces cuirassées au moins se sont établies "Cui1" et "Cui2" avec lixiviation des formations du Proterozoïque inférieur, fonte chimique des reliefs et exportation des éléments sous forme essentiellement ionique dans un bassin de sédimentation,

2) Les altérites argileuses - au moins celles formées au cours de la constitution du "Cui1" - ont permis et alimenté des petits glissements localisés mais nombreux qui ont modelé les pentes actuelles ; les matériaux entraînés par les cours d'eau ont évidemment achevé leur course dans l'Océan voisin.

Actuellement, on constate que les eaux des criques ne sont pas, ou sont exceptionnellement, chargées de sédiment. ce qui semble montrer que le processus dominant d'exportation de matières est le transport en solution. Néanmoins le transport sur le fond des fleuves locaux n'est pas négligable puisque pour le Mahury, il est estimé à 40.000 T/an (DDE Cayenne- comm. verb.)

SELECTION BIBLIOGRAPHIQUE

BARAT A. 1985 Recherches en eaux souterraines sur la Montagne du Mahury .Note technique BRGM 22/85 inédit

BARRUOL J. 1964 Reconnaissance par sondages de la nappe de Bourda - Montabo.Note BRGM inédite

CHOUBERT B. 1955 Notice et carte géologique de Cayenne à 1/100.000

FREYSSINET PH. 1990 Géochimie et minéralogie des latérites du Sud-Mali. Evolution des paysages et prospection géochimique de l'or - Th. doct. ULP Stasbourg

GRUAU G. - MARTIN H. - LEVEQUE B. - CAPDEVILLA R. - MAROT A. 1985 Rb/ Sr and Sm/Nd geochronology of lower proterozoïc granite-greenstone terrains in French Guyana - South América Precambrian Res. 30. p.63-80

LEDRU P. - MILESI JP - VINCHON CH. - LASSERRE J.L - MANIER E. 1987 Etude structurale et gitologique de l'or dans les séries conglomératiques de l'Orapu (Guyane Française)

TARDY Y. - ROQUIN C. - 1990 Geochemistry and evolution of lateritic landscape (sous presse)

ETUDE MULTITEMPORELLE DU LITTORAL ET DES ESTUAIRES GUYANAIS UTILISANT L'IMAGERIE SPOT ET LANDSAT

C. CHARRON [1] , M. LOINTIER, [1] M.T.PROST [1] ET J.P.RUDANT[2]

Résumé

Les changements côtiers en Guyane sont très dynamiques et ceux-ci ont été évalués à partir de différentes données utilisant plusieurs techniques (comparaison de cartes historiques, comparaison des cartes topographiques, photo-interprétation). La précision de ces mesures est variable: dans beaucoup de cas il s'agît plutôt d'estimations, étant donné la qualité des documents, les problèmes inhérents à leur superposition, la difficulté de définir une ligne de rivage sur un trait de côte en perpétuel changement. Le but de ce travail est d'utiliser les données de Télédétection et les vérités-terrain pour calculer - à moyen terme et à court terme - les taux actuels d'accrétion et de recul de la ligne de rivage.

Abstract

The coastal alterations of French Guiana are very dynamic, and they were evaluated from differnt facts involving several techniques (comparisons of historical maps, comparisons of topographical maps, photo-interpretation). The accuracy of these measures is changeable : in most of cases they are mostly estimations, due to quality of documents, inherent problems to their superposition, the difficulty to define a shore line in such a constantly changing coast. The aim of this work is to use remote sensing and the facts found in real to calculate - in middle and long terms - the up-to-date accumulation rates and the receding shore line.

Mots clefs: Télédétection, Traitements numériques, Changement côtiers, Guyane,Mangrove.

Keys-words: Remote sensing, Coastal changes, Mangrove, French Guiana.

---

(1) Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération (ORSTOM)

(2) Laboratoire de Géologie Structurale, Université P&M. CURIE

1. LA DYNAMIQUE COTIERE ACTUELLE

Toute analyse d'une portion de la côte implique celle du système régional, caractérisé par l'alternance de zones d'envasement et de dévasement liées pour l'essentiel à l'apport sédimentaire amazonien (Eisma D.).

Schématiquement, les sédiments fins donnent naissance à de vastes bancs de vase (shoreface-attached mudbanks) d'une longueur moyenne de 20 à 30 km, séparés par des espaces interbancs de même longueur (interbank zones) soumis à l'érosion mécanique de la mer. La migration du système "bancs - interbancs" s'effectue à des vitesses voisines du kilomètre par an. On observe ainsi une progression régulière vers l'ouest, qui affecte profondément les zones de marais situées en arrière de la ligne de rivage, selon la situation d'envasement ou de dévasement. Les embouchures de la plupart des fleuves de Guyane sont également touchées par ces phénomènes (Lointier M. & Prost M.T.) et c'est pour cette raison qu'il est difficile de dissocier les études en estuaire des processus côtiers.

Le suivi du système à partir de l'embouchure de l'Amazone (Nittrover C.A. & DeMaster D.J.) par l'étude des structures sédimentaires des bancs de vase (Rine J.M. & Ginsburg R.N.) et par télédétection (Rine J.M. & Ginsburg R.N.) révèle que le système subit une oscillation saisonnière importante sous l'effet du Courant Côtier Nord du Brésil (NBCC):

* Pendant la période allant de juillet à décembre le NBCC subit une importante rétroflexion vers le NE entre 6 et 4° lat. N, le Courant Equatorial Nord "aspirant" vers le large les eaux côtières (Muller Karger F.E. & Fisher T.R.) : 50 à 60% de la décharge annuelle de l'Amazone est ainsi transportée offshore, et ne vient pas "nourrir" les eaux côtières de la Guyane.

* A l'inverse, entre janvier et mai, la rétroflexion devient faible voir nulle. Par conséquent, le NBCC n'est plus "aspiré" vers le large et se prolonge, vers le NO, par le courant des Guyanes : La charge amazonienne qui transite vers le nord à partir de l'embouchure peut franchir, sans trop d'encombre, le seuil de 4° de lat. N.

Toutefois, les vitesses de migration de plusieurs bancs de vase mesurées en Guyane entre 1976 et 1984 (Froidefond J.M. & al) - et qui ont varié entre 250 m et 1250 m/an - incluent des paramètres plus complexes, les parties distales et frontales des bancs ayant elles-mêmes des taux de migration spécifiques qui traduisent tant les changements saisonniers d'énergie du milieu que le comportement rhéologique des vases intertidales et estuariennes (Migniot C.). Etant donné toutes les variables, seule la télédétection peut suivre et quantifier, de façon fiable, ces changements.

2. DONNEES ET METHODES

L'étude par télédétection a été menée sur environ 120 km de ligne de rivage comportant des secteurs d'envasement et de recul et quatre systèmes estuariens: celui de la rivière de Cayenne et du Kourou, à l'est, et ceux du Sinnamary et de l'Iracoubo, à l'ouest. Des vérités-terrain (survols de reconnaissance en basse altitude et travaux de terrain) ont eu lieu à plusieurs reprises pendant toute la durée du travail.

Trois images satellitaires sont utilisées dans le cadre de cette recherche :

a) Des données LANDSAT Multispectral Scanner, du 30 octobre 1976, avec un pixel de 80 mètres. Elles concernent une région comprise entre Cayenne et Paramaribo, au Surinam.

b) Deux scènes SPOT, acquises le 20 octobre 1986, avec un pixel de 20 mètres, sont disponibles sur la zone Cayenne - Iracoubo.

c) Trois scènes LANDSAT Thematic Mapper, acquises le 18 juillet 1988, avec un pixel de 30 mètres, couvrant la zone Cayenne-Organabo.

Les traitements ont fait appel à la méthode de SHEFFIELD pour déterminer la meilleure combinaison entre les 6 canaux TM, afin de réaliser la cartographie thématique des espaces côtiers. Pour les autres opérations, ce sont des filtrages et surtout des anamorphoses géométriques qui ont été utilisés. Tous ces travaux ont été effectués sur Péricolor 2000, ordinateur SUN (logiciel Planète) et PC équipé d'une carte number nine.

3. RESULTATS

3.1 La zone océanique

Le dépointage de SPOT apporte une information très claire sur les houles, à l'approche de la côte et au large. Dans la zone de Sinnamary, l'optimisation locale de densité met en évidence plusieurs types de longueur d'onde et une limite majeure, à 20 km environ de la côte, qui "marquerait" l'extension de la vasière littorale (Lointier M. & Prost M.T.). En effet, la zone comprise entre 0 et - 25/30 m de fond ("nearshore area"), dont les limites en Guyane se trouvent à environ 30 km du rivage, est constituée par un prisme vaseux d'origine amazonienne (Bouysse & al, Pujos & al). Le traitement des données Spot montre aussi clairement des trains de houle de longueur d'onde plus courte devant les zones de la côte en érosion, et plus longue devant les secteurs envasés.

3.2 La ligne du rivage

Définir le trait de côte du littoral de la Guyane, caractérisé par des transformations morphologiques importantes, pose un vrai problème. Celui-ci a été soulevé au moment de la quantification, par télédétection, des variations multitemporelles des zones intertidales. En Guyane, le régime des marées est semi-diurne et les marnages sont compris entre 1 et 3 mètres.

La solution choisie pour définir la ligne de rivage par télédétection a été d'utiliser à la fois le niveau de la pleine-mer ordinaire et la ligne des plages et de la mangrove. Quoi qu'il en soit, les variations temporelles des zones intertidales, sont si importantes, que cette incertitude sur la ligne de rivage est presque négligeable.

Les résultats obtenus sur la zone test de Kourou à Sinnamary (1976-1986) montrent une accrétion de la zone de Kourou de 2 km (200 m/an en moyenne) alors que pour la même période la côte de Sinnamary a reculé de 2 km. En ce qui concerne les modifications à court-terme (octobre 1986 - juillet 1988) la zone de Sinnamary enregistre un taux de recul légèrement supérieur (240 m par an). Quant au secteur d'Iracoubo, le transit côtier est à l'origine de la déviation des cours estuariens de la Counamama et de l'Iracoubo, réunis à présent dans une seule embouchure. La surface gagné sur la mer entre 1976 et 1986 est de 14 km^2. Quant à la partie arrière du banc, elle est à présent en érosion (Prost M.T. 1989,1990).

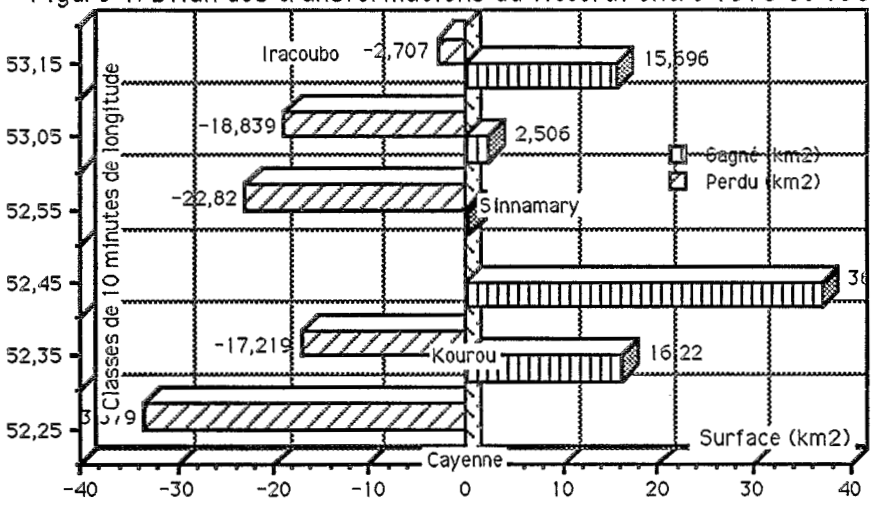
Une analyse complète des données du Landsat MSS et TM (1976-1988) a été réalisée par secteurs de 10 minutes de méridien, qui, à cette latitude (5° Nord), correspond à des secteurs de 18,5 km.

L'analyse globale sur les douze dernières années écoulées montre que 43 % de la zone étudiée a été concernée par une accrétion alors que 57 % a subit une érosion. Le bilan sur cet ensemble de secteurs méridiens est négatif: 23 km^2 on été érodés sur 167 km^2 transformés au total, soit 13,8 % de "perte" sur l'ensemble des secteurs (tableau 1, Fig 1).

Tableau 1: Erosion et accrétion du rivage, par secteurs de 10 ' de méridien Surfaces mesurées par comparaison des images MSS de 1976 et de TM de 1988 (en nombre de pixels).

	Positif	Négatif	différence
52°20			
	0	9272	-9272
52°30			
	4509	4783	-274
52°40			
	10264	0	10264
52°50			
	146	6339	-6193
53°00			
	696	5233	-4537
53°10			
	4360	752	3608
53°20			
TOTAL	19975	26379	-6404
Surface (km^2)	**72**	**95**	**-23**
%	43	57	13,8

Figure 1: Bilan des transformations du littoral entre 1976 et 1988



3.3 La mangrove de front de mer et des marais côtiers

Les écosystèmes des mangroves et des marais dominent le paysage de la basse plaine côtière et subissent l'impact des changements morphosédimentaires des rivages (Prost M.T.).

Les mangroves de front de mer ont fait l'objet de traitements abordés selon des critères spectraux et texturaux, en vue de différencier la mangrove adulte et décadente, sur les canaux TM1, TM4, TM5 (du 18 juillet 1988). Il ressort essentiellement de cette étude, les résultats suivants: la capacité de différencier les deux types de mangrove varie dans l'ordre suivant TM4>TM5>TM1. La mangrove adulte est radiométriquement isotrope, dans les trois canaux, ce qui n'est pas le cas pour la mangrove décadente qui disparaît selon des bandes parallèles aux chenaux de marée, perpendiculairement à la ligne de rivage. Les calculs d'autocorrélations et de variogrammes effectués sur la mangrove adulte montre qu'aucune structure ne peut être perçue sur TM1 (corrélation nulle, entre deux fenêtres décalées de 1 pixel), alors que des structures de quelques pixels peuvent être perçues sur TM4 et TM5.

Sur la zone de Sinnamary, le traitement des canaux T.M. a permis de réaliser une classification en 9 classes thématiques:

- Mangrove (1)
- Savane hydromorphe et "barres prélittorales" (2)
- Vase nue intertidale (3)
- Abattis, zone à faible couvert végétal (4)
- Marais côtiers et subcôtiers inondés (5)
- Petites parcelles de pins caraïbe (6).
- Terrains nus et zones aménagées ou urbaines (7)
- Forêt secondaire (8)
- Forêt ombrophile sur socle (9)

3.4 Une zone d'estuaire: le fleuve Sinnamary

Le transit côtier est à l'origine de la déviation d'un certain nombre d'estuaires, dont font partie ceux du Kourou, du Sinnamary et de l'Iracoubo. Par exemple, l'estuaire du Sinnamary a subi des transformations radicales. Il est acquis qu'en 1763 l'embouchure du fleuve se trouvait à plusieurs kilomètres à l'amont de sa position actuelle (Yager), au niveau de l'actuel canal Philippon; un banc de sable barrait légèrement la sortie du fleuve en mer et orientait le chenal vers le nord-ouest. Environ un siècle plus tard (1878) l'accumulation sableuse avait disparue, mais l'embouchure occupait la même place. Les modifications principales se feront dans les 58 années suivantes, l'embouchure s'allongeant de 6 km vers le nord-ouest (Yager).

Entre 1936 et 1976 l'estuaire a progressé d'environ 6,5 km, dans une direction sub-parallèle à la ligne du rivage (Lointier). La vitesse moyenne de progression serait de près de 170 m/an. Dans la réalité, la progression est variable, plus rapide ou plus lente, selon les conditions de l'environnement.

En opposition avec la rive droite, la rive gauche de l'estuaire est plus stable. Une plage ouverte à la mer il y a environ 50 ans, la plage Brigandin, se trouve aujourd'hui piégée derrière plusieurs centaines de mètres de mangrove.

La zone de l'embouchure du fleuve a fait l'objet d'une superposition colorée multidates des images satellitaires, aboutissant à l'analyse quantitative de l'érosion pendant 12 ans (1986-1988). Sur la rive gauche, le recul a été de 500 m entre 1976 et 1986 (50 m/an) et a doublé de vitesse au cours des 2 dernières

années (100 m/an). Sur la rive droite les transformations sont encore plus importantes: 27 km^2 de récession en 10 ans et 2 km^2 entre 86 et 88. L'érosion a provoqué la rupture de l'estuaire en mars 1987 et a donné naissance à une île, elle-même en voie de disparition. La brèche ainsi formée a actuellement 1,5 km de longueur et permet à la houle de rentrer dans l'estuaire et d'attaquer la mangrove de la rive gauche. En même temps, l'intrusion saline a progressé vers l'amont.

Une meilleure définition de l'aspect qualitatif de la distribution des eaux de surface dans la zone de l'estuaire a été testée par télédétection (SPOT, octobre 1986). Parmi les problèmes posés, deux ont attiré particulièrement l'attention, à savoir, l'interprétation des variations de la radiométrie enregistrée et la définition de la distribution des masses d'eau .

L'opacité élevée des eaux estuariennes de surface - avec une disparition du disque de SECCHI entre 0,5 et 1,2 mètres (Lointier) - constitue un premier élément : on ne peut pas attribuer les variations de la radiométrie aux variations bathymétriques, car les canaux utilisés dans le rouge et le proche-infrarouge ont une"profondeur" d'investigation de l'ordre du cm ou moins en milieu aquatique. Par ailleurs, les concentrations en chlorophylle "a" entre l'embouchure et la pointe Combi sont faibles et de même ordre de grandeur, elles sont comprises entre 0,16 et 0,76 mg/m^3 (Noguès J.L.).

Toutefois, en regard des teneurs de matières en suspension importantes, il semble réaliste d'attribuer les écarts radiométriques constatés à des variations de la turbidité de surface.

En ce qui concerne les masses d'eaux de surface, l'index de Brillance $(Cx^2+Cy^2)^{1/2}$, calculé sur la zone d'estuaire dans les bandes SPOT 2 et 3, permet de classer les pixels selon une échelle de valeurs croissante inversement proportionnelle à la turbidité montrant ainsi, qualitativement, leur distribution. Au kilomètre 3,25 (section "B", au niveau de l'ouverture de rive droite), par exemple, les radiométries calculées sont les plus faibles et traduisent une remise en suspension des vases plus importante par petits fonds (entre 1,5 et 2 mètres). On remarque le gradient transversal élevé dans cette partie de l'estuaire, qui fait place à un gradient "longitudinal" vers le kilomètre 7 (section "C"), mettant en évidence des "segmentations" qui augmentent, vers l'amont, en s'allongeant.

3.5 Etalonnage Landsat MSS et Turbidité

Ces résultats obtenus montrent l'intérêt de l'utilisation des données de télédétection dans l'étude des domaines estuariens, souvent assez étendus et présentant un grand nombre de pixels; Les canaux généralement employés par les capteurs mettent bien en relief les variations de la qualité des eaux. Mais, étant donné qu'il s'agit d'un milieu qui se transforme très rapidement (à l'échelle de l'heure) on doit se contenter, pour l'instant, d'interpréter des données en tant "qu'instantané photographique" des phénomènes de surface.

Ceci explique pourquoi il est si difficile d'obtenir un étalonnage des valeurs radiométriques en relation avec un paramètre comme la turbidité, par exemple, nécessitant des mesures de terrain au moment du passage du satellite, ce qui a pu néanmoins être réalisé avec les données Landsat de 1976 (Lointier M.).

CONCLUSIONS

La variabilité des changements côtiers en Guyane, montre que la télédétection constitue une méthode fiable et souple d'emploi, pour calculer les taux d'accrétion et d'érosion côtière et pour suivre les réponses de l'environnement côtier qui résultent des transformations du littoral. Certes, la période d'observation est relativement courte et ne comporte aucun phénomène brutal, comme ceux qui ont touché les côtes de Cayenne en 1973 et en 1977 et qui ont été à l'origine de dégâts importants. Ces deux cas s'expliqueraient par la conjonction de l'effet de fortes houles venant du large, pendant des marées de vives eaux, le long d'une zone du littoral déjà en érosion.

Toutefois, l'espace de 12 ans est significatif pour juger des modifications globales des côtes subissant une accrétion et une érosion à la suite de la migration des bancs des vases et des espaces inter-bancs. Les banques de données radiométriques anciennes (1976), plus récentes (86, 88) ou à venir (en particulier grâce aux données hyperfréquences), permettront de contribuer, dans des conditions optimales, à l'étude de ces phénomènes et d'aborder le délicat problème de leur prévision.

BIBLIOGRAPHIE

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

Eisma D.,1988. Dispersal of Amazon Supplied particulate matter. Chapman Conference on the fate of particulate and dissolved components within the Amazon Dispersal System: River and Ocean. AGU. Charleston. Wild Dunes.

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 p.

Lointier, M. & Prost, M.T.,1988. Environnement côtier des Guyanes. Rapport intermédiaire au Conseil Régional.

Lointier, M. 1984. Dynamique des eaux et de l'intrusion saline dans l'estuaire du Sinnamary. Rapport EDF-ORSTOM Cayenne.

Lointier, M, 1989. Etude des estuaires et des fleuves par télédétection. 3é journées ORSTOM - SEMINFOR III.

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

Migniot C. 1989b - Tassement et rhéologie des vases (deuxième partie). La Houille Blanche, 294. - 2 (1989) : 95-112. Paris.

Migniot C., 1989a - Tassement et rhéologie des vases (première partie). La Houille Blanche, 293.- 1 (1989) : 11-30. Paris.

Muller Karger F.E. & Fisher T.R. , 1988a - Seasonal Dispersal of the Amazon River Discharge in the Tropical Atlantic. Abstracts of the Chapman Conference ont the fate of particulates and dissolved components within the Amazon Dispersal System : River and Ocean. Nittrouer & DeMaster Ed.AGU. Charleston. Wild Dunes. USA.

Nittrouer C.A. & DeMaster D.J., 1986. Sedimentary processes on the Amazon continental shelf : past, present and future research. Continental Shelf Research, vol. 6, n°1/2 : 5-30. U.K. / In, Nittrouer & DeMaster Ed., 1987 : 5-30.

Noguès, J.L., 1984. Etude de l'intrusion saline dans l'estuaire du Sinnamary. Dynamique, hydrochimie, phytoplancton. Mémoire de DEA, Univ. de Provence, Saint - Charles et ORSTOM Cayenne, 45 pp.

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

Prost, MT., 1989. Changes in coastal sedimentary environments and remote sensing data in French Guiana. Internat. Symp. on Global Changes in South America during the Quaternary. São Paulo, Mai 1989.

Prost, MT., 1990. "Les côtes des Guyanes". Programme environnement côtier. ORSTOM Cayenne 215 pp., 51 fig., 64 photos.

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

Rine J.M. & Ginsburg R.N., 1985. Depositional facies of the mudshoreface in Suriname, South America - a mud analogue to sandy, shallow-marine deposits. Journal of Sedimentary Petrology, vol. 55, 5: 633-652.

Yayer. 1937. Compte-rendu de la mission pour l'établissement de la carte S.H.O.M. n° 5884 (région de Sinnamary).

WESTERN BOUNDARY CURRENTS IN FRONT OF FRENCH GUIANA

C. COLIN[1] et B. BOURLES[1]

Résumé

Les résultats principaux des campagnes effectuées lors du programme NOE (1989-1991) sont présentés. Ce programme concerne l'étude de la variabilité des transports de masse et de chaleur au large de la Guyane Française. Les résultats indiquent une forte variabilité des courants de surface, (caractérisée par la rétroflexion), et de subsurface. Ils confirment la présence d'un fort courant Sud-Est profond situé à la rupture du plateau continental entre les immersions 1000m à 3000m. Les études de la variabilité des courants de surface et de subsurface pourront aider à expliquer les déplacements de bancs de vase le long des côtes de Guyane.

Abstract

Main results from NOE programme sea operations (1989-1991) are presented. This programme concerns the study of the seasonal variability of mass and heat transports in front of French Guiana. Results show a strong variability of the surface, characterized by the retroflection, and of the subsurface currents. They confirm the existence of a Southeastward Deep Western Boundary Current, located at the shelfbreak, from 1000m to 3000 m depth. The surface and subsurface variability studies may be helpful to explain the displacements of mudbanks along the Guiana French coast.

Key words: winds, currents, temperature, salinity.

Mots Clé: vents, courants, température, salinité.

(1) Centre ORSTOM, BP 165, 97323 Cayenne, Guyane française

I INTRODUCTION

The main objectives of the NOE programme ("Nord Ouest Equatorial" experiment) conducted by the ORSTOM Center of Cayenne in the equatorial Atlantic Ocean are devoted to the seasonal variability study of mass and heat transports along the portion of the western boundary located in front of French Guiana. This country presents a particular geographical position for the exchanges between both hemispheres.

Several sea operations have been scheduled to fulfill the scientific objectives of the NOE programme: hydrological (CTD) profiles and current measurements (*Pegasus* profiles and direct measurements from subsurface moorings). These operations have been achieved from 1989 to 1991 in front of Cayenne during different cruises carried out either by the "*N.O. Andre Nizery*" of ORSTOM (May, June, July 1989 and January, February, March and October 1990) or by the U.S. *Research Vessels* "*Malcolm Baldridge*" and "*Mount Mitchell*" of NOAA (September 1989, February and September 1990, January 1991). The NOAA cruises are part of the STACS (SubTropical Atlantic Climate Studies) programme conducted by the Atlantic Oceanographic and Meteorological Laboratory (NOAA/Miami) in relation with the Rosenstiel School of Marine and Atmospheric Science (University of Miami) and the Institute für Mereskunde (University of Kiel, Germany). Here are presented the main preliminary results drawn from CTD (*Sea Bird* SBE19) and *Pegasus* tracks and subsurface mooring observations.

II SURFACE WIND

The wind conditions in front of French Guiana are strongly connected to the geographical position of the InterTropical Convergence Zone (ITCZ) induced by the two Anticyclonic Systems (*Açores* and *Ste Helena* respectively North and South of the equator). They are: Northeast Trade Winds regime in boreal winter (the ITCZ is located at that time South of the equator in the West) and Southeast Trade Winds regime in summer following the Northward displacement of the ITCZ, starting in May-June in the western part of the equatorial Atlantic (**Figure 1**). These general offshore wind conditions are in good agreement with the monthly mean compass cards defined over a fifteen year period (1976-1990) at the European Rocket Base Weather Center (Centre Spatial Guyanais) located at Kourou (60 km North of cayenne). Compared to the mean, the May and June 1989 observed offshore wind speeds are higher (speeds up to 20-25 knots were currently observed on board the "*Andre Nizery*"

during the cruises) while the directions are still Northeasterly instead of Southeasterly. In summer (July and September) 1989 and in 1990, the winds observed offshore were not statistically different to both the mean onshore and the generals monthly mean wind distributions over the equatorial Atlantic (*Servain* 1990).

III CURRENTS

III.1 Surface currents

The surface currents are tightly related to the surface wind distribution. The *Pegasus* (free falling current profiler located by two acoustic transponders deployed on the sea floor) data exhibit two opposite situations in front of Cayenne:

- In winter (February 1990), the Guiana Current (GC) is: i) strong with speeds up to 120 cm/s; ii) confined to the first 200 meters; iii) narrow (width less than 150 nautical miles off the coast); iv) situated both on and off the shelfbreak; v) drawing up surface waters located seaward (**Figure 2**). The horizontal distribution of the surface current deduced from the *Pegasus* array highlights obviously the continuous flow, as suggested earlier by the shipdrift (*Richardson and McKee*, 1984), drifters (*Richardson and Reverdin*, 1987) and NASA CZCS images (*Muller-Karger et al.*, 1988) of equatorial warm fresh waters between the equator and the Gulf Stream through the Caribbean Sea. This explains at that time the maximum displacement (# 800m/year) of mudbanks (10^9 tons/year in mean of sediments rejected by the Amazon River) to the Northwest, all along the coast (*Prost*, 1990);

- In summer on the contrary, GC has completely disappeared North of Cayenne (the ITCZ is now located around 10°N) and the current at the shelfbreak is to the South-East (surface to 100m depth) suggesting the presence of a cyclonic gyre closed to the coast (**Figure 3**). Offshore, GC veers to the South-East ("retroflection effect") between 4°N and 6°N and now feeds the NECC (North Equatorial Counter Current) as suggested before by the drifters. This could explain the presence of Amazon fresh waters far from the coast in agreement with the NASA *CZCS* images; this veering induced, South of Cayenne, a strong anticyclonic gyre associated with a deepening of the thermocline. This retroflection effect can be due to several mechanisms: i) increase of the volume transport of the South Equatorial Current (*Anderson and Moore*, 1979) in association both with the coastline angle and bathymetry (*St*

Guily, 1957; *Ou and DeRuijter*, 1986); ii) increase of the vertical component of the windcurl in the central part of the equatorial Atlantic Ocean (*Philander and Pacanowski*, 1986); iii) potential vorticity front (*Csanady*, 1985)....All these mechanisms probably stand together and only Ocean Global Circulation Model simulations (*GFDL, NCAR, LODYC...*) forced by mean monthly observed winds (*Servain*, 1990 and 1991) and Inverse Methods would allow (after a validation by the data collected) a better understanding of the dynamics of this area. North of Cayenne, the displacement of the mudbanks linked to the Amazon discharges is weaker (# 100m/year) at that season (*Prost*, 1990).

This strong seasonal variability of the surface flow has been observed both in 1989 and 1990. In January 1991 the surface current distribution was similar to the one observed for the same period of time in 1990. In all cases, the observed surface currents (*Ekman* drift) were consistent with the offshore wind distribution.

III.2 Subsurface currents

In the 200-500m layer, the currents are still influenced by the seasonal distribution of the wind:

- in winter, the current at that level is very strong and trapped (width less than 75n.m.) along the shelfbreak (**Figure 4**); speeds up to 35 cm/s are currently observed (February 1990 and January 1991); the maximum speed (100cm/s !) seems to occur late spring (June 1989); offshore the current is to the Northwest showing at that level the presence of a well-defined cyclonic gyre, in the opposite sense to the surface one. The currentmeter observations got at 275m depth on the subsurface mooring deployed at **6°12'N** and **51°01'W** from March 31 to November 18, 1990 (**Figure 5**), confirm the *Pegasus* current profiles, at that level and for the same period of time; the current observed at level is weak because of i) the location of the currentmeter close to the boundary between the Northwestward surface flow and the Southeastward subsurface flow, underneath; ii) the location of the mooring close to the vertical boundary between the two subsurface Southeastward (shoreward) and Northwestward (seaward) currents as inferred from the Pegasus profiles;

- in summer (September 1989 and 1990), the situation is now completely different (**Figure 6**). The subsurface Intermediate Southeastward current: i) has disappeared; ii) is now replaced by a strong Northwestward current; this corresponds to the vertical extension of the surface current that, then and as mentioned above, is maximum in speed. Speeds up to 120cm/s are currently

observed offshore at that level (the absolute maximum 190cm/s has been recorded in September 1989 close to the shelfbreak). Further East, the *Pegasus* profiles show now a Southeastward current that corresponds to the seaward part of a strong anticyclonic gyre in place of the cyclonic one, seen in winter. This reflects, also there, the presence of a strong recirculation of the flow. A rough computation of the coastal part of the gyre leads to a volume transport of about 90Sv (1 Sverdrup = 10^6 m3/s). Smaller current velocities (120cm/s) have been recorded in September 1990, compared to September 1989, indicating at least at that particular time, the influence of a possible interannual variability. The moored current measurements clearly exhibit an increase of the Westward component of the flow at that time in 1990 at 275m and 500m depths; following the Northward displacement of the ITCZ; this is not the case on the 800m depth record, level of the AntArctic Intermediate Water, which remains constant during the entire duration of the series (**Figure 5**).

The spectra of the zonal (u) and meridional (v) components of the current velocity (*Colin et al.*, 1991) at 275, 500 and 800m depths (example in **Figure 7a**) exhibit energy peaks at: **i)** the semi-diurnal frequency with more energy in "u" than in "v"; **ii)** in the period band 40-60 days which could be related to the retroflection effect of the surface current (*Johns et al.*, 1990).

III.3 Deep currents

Below 1000m depth, strong currents are still present and seem permanent: Southeastward current, also called DWBC (Deep Western Boundary Current) located at the shelfbreak (width less than 75n.m.) and Northwestward further East (**Figures 4 and 5**). Speeds up to 30cm/s have been deduced from *Pegasus* profiles between 1000m and 3000m depths (level of the DWBC) in February 1990, September 1990, January 1991 with a mean volume transport of around 20Sv. Both currents are associated with high salinity values (North Atlantic Deep Water) showing, one more time, the presence of a strong cyclonic recirculation of the flow at that level (as in the 200-500m layer). A maximum instantaneous speed of 100cm/s (!) has been recorded in the DWBC in September 1989 at 2000m depth (*Colin*, 1989); in 1991 the velocity was smaller; suggesting the signature of an interannual variability at that level. These deep equatorward (shelfbreak) and poleward (open sea) flows have been reported further North (12°N) from geostrophic computations; they are both associated with maxima of *Freon 11* (*Fine and Molinari*, 1988). The mooring current measurements (**Figure 5**) confirm the *Pegasus* profiles: **i)** mean speed around 30cm/s; **ii)** permanent Southeastward flow at 1400, 2000 and 2700m depths with a maximum speed at 2000m depth. The change in direction of the

DWBC in October and November 1990 does not mean a reverse of this current but rather the reflect of a variation in the width of the DWBC, the location of the mooring, as mentionned above, beeing quite close to its eastern boundary.

The spectra of the "*u*" and "*v*" components of the velocity at these different depths exhibit no preferential energy peaks except at the semi-diurnal frequency (example in **Figure 7b**) with now more energy in the "*v*" than in the "*u*" spectrum.

IV TEMPERATURE

IV.1 At the surface

The monthly variability of the Sea Surface Temperature (SST) is weak (< 2°C) in the West compares to the one observed in the eastern equatorial area (# 7-8°C) during the same period of the year (Colin, 1991). From the several cruises carried out at different seasons we observed (figure 8) that: **i)** SST minima appear on the shelf in May-June 1989 when the Northeast Trade Winds are blowing; the presence of coastal cold waters is due to both advection (from the North-East) and vertical friction, consequence of the upward displacement of the thermocline (in geostrophic equilibrium with the strong coastal surface current); **ii)** in June (1989) which represents a transition period linked to the passage of the ITCZ above French Guiana, the SST minimum moves offshore; **iii)** in July 1989, a frontal zone oriented in a direction perpendicular to the coast is observed, South of 5°N; this corresponds to the presence of the anticyclonic gyre, Southeast of Cayenne, associated with the retroflection of GC (figure not shown); **iv)** in October (1990), North of the retroflection area of GC, the SST decreases first (in agreement with the presence of the cyclonic gyre) and then increases, despite the direction of the wind which is parallel to the coast and so in favour for an *Ekman* type coastal upwelling all along the coast.

IV.2 20°C isotherm

The topography of the 20°C isotherm (identified as the central part of the thermocline) in front of Cayenne, depends strongly upon the dynamics of the current system at the surface: **i)** in winter, the 20°C isotherm tilts to the coast (all along the coast) and the maximum depth is located around 100m off the shelfbreak; **ii)** in summer, the minimum depth of the 20°C isotherm moves, as SST, in a direction perpendicular to the coast separating the two anticyclonic gyres located respectively South of 5°N (Amazonian, the main one) and North

of 8°N (Demerara); this is naturally linked to the retroflection of GC; the Amazonian gyre induces an important deepening (from 100 to 200m depth) of the 20°C isotherm, South of 5°N. This spatial variability of the depth of the 20°C isotherm is in good agreement with the one reported previously by *Bruce et al.* (1985).

Compared to the seasonal coastal temperature variability observed in front of Ivory Coast, similarities emerge with the temperature variation in front of Cayenne: i) the tilt of the thermocline towards the coast is, in both cases, in geostrophic equilibrium with the observed surface current : Guinea Current for Ivory Coast and Guiana Current for French Guiana ; ii) the direction of the wind is in summer (winter) parallel (perpendicular) to the coast (*Colin*, 1991). Differences however appear between both places: i) the speed of the wind increases (decreases) in front of Abidjan (Cayenne) in summer ; the opposite is observed in winter ; ii) the frontal zone (minimum depth of the 20°C isotherm) is in summer perpendicular (parallel) to the coast in front of Cayenne (Abidjan); this explains why the local wind, despite its direction (parallel to the coast) and speed (4 to 6m/s) in summer, is unable to counterbalance, Northwestward of French Guiana, the deepening of the thermocline along the continental shelfbreak beyond the retroflection area of GC.

V SALINITY

V.1 At the surface

The Sea Surface Salinity (SSS) is, in the West, a good indicator of the coastal circulation, at the surface. In May, the Amazone fresh waters (S <30°/°°) are observed on the shelf but close to the coast. This is the situation which allows the Amazon River waters to reach directly, following the coast, the Caribbean Sea. In June, these fresh waters spread to the east due to the retroflection effect of the coastal current; salinity values of less than 15°/°° are now seen beyond the continental shelfbreak and fresh waters can be observed as far as the longitude 30°W, due to the continuity of the flow between GC and NECC.

V.2 Salinity maxima

The salinity structure in often characterized by two maxima separated by a relative minimum. The closest maximum to (farest of) the coast corresponds to the South (North) Atlantic Central Water. The maximum values of SACW

(NACW) decrease from the South (North) to the North (South) in front of French Guiana. In winter-spring (May 1989), the main maximum (36.60°/°°) corresponds to SACW; in summer (July 1989), the opposite is observed; furthermore NACW maximum (36.80°/°°) is at that time at a lower depth (95m instead of 120m depth).

VI CONCLUSIONS

The preliminary current results got during the NOE cruises, either from *Pegasus* profiles or from direct current measurements drawn from a subsurface mooring, exhibit very interesting features either at the surface or in the subsurface and deep layers. It is the first time that a joined (France, USA, Germany) specific study of the Western Boundary Current System is undertaken in the equatorial Atlantic. We have now to go further in order to achieve the main scientific goals: seasonal variability of mass and heat transports and the dynamics linked to the retroflection effect of the coastal current. Cruises with the *N.O. Nizery* are now over. The last two NOE will be made on board the sections NOAA ships in 1991 (June and September) during the STACS cruises in order: i) to precise the dynamics with two more *Pegasus* sections and ii) to recover the two subsurface moorings deployed (bottom depths of respectively 3000m and 4200m) in November 1990. All these current observations of different types will allow a validation of an OGCM in order to get a better description of the currents and their dynamics along the North Equatorial Western boundary of the Atlantic Ocean.

Acknowledgements. :

We would like to thank Drs R. Molinari (AOML/NOAA/Miami) and *K. Leaman* (Univ. of Miami) for their help in carrying out the *Pegasus* operations in front of French Guiana during the STACS cruises.

BIBLIOGRAPHIE

ANDERSON D. AND D. MOORE (1979). Cross-equatorial inertial jets with special relevance to very remote forcing of the Somali Current. ***Deep Sea Res.***, 26, pp. 1-22.

BRUCE J.G., J. KERLING, AND W. BETTY (1985). On the North Brazilian Eddy Field. ***Prog. Oceanogr.***, 14, pp. 57-63.

COLIN C. (1989). Preliminary results of CTD and Current measurements off French Guiana. ***Report Workshop "On Western Atlantic Equatorial Circulation"***, Institut für Mereskunde (University of Kiel), 12-13 October, pp. 17-25.

COLIN C. (1991). Sur les Upwellings Equatorial et Côtier (5°N) dans le Golfe de Guinée. ***Oceanologica Acta***, 14, 3, pp.79-96.

COLIN C., J.M. BORE, R. CHUCHLA AND D. CORRE (1991). Résultats de Courantométrie (Mouillage de Subsurface) au point 6°12'N et 51°01'W. Programme NOE. ***Doc. ORSTOM/Cayenne***, O.P. IV.

CSANADY G.T. (1985). A Zero Potential Vorticity Model of the North Brazilian Coastal Current. ***J. Mar. Res.***, 43, pp. 553-579.

FINE R.A. AND R.L. MOLINARI (1988). A Continuous Western Boundary Current between Abaco (26°N) and Barbados (13°N). ***Deep Sea Res.***, 35, 9, pp. 1441-1450.

JOHNS W.E., T.N. LEE, F.A. SCHOTT, R. J. ZANTOPP AND R.H. EVANS (1990). The North Brazil Current Retroflection: Seasonal Structure and Eddy Variability. ***J. Geophys. Res.***, 95, C12, pp. 22103-22120.

MÜLLER-KARGER F.E., C.R. MCCLAIN AND P.L. RICHARDSON (1988). The Dispersal of the Amazon's waters. ***Nature***, 333, pp. 57-59.

OU H.W. AND W.P.M. DERUIJTER (1986). Separation of an Inertial Boundary Current from a Curved Coastline. ***J. Phys. Oceanogr.***, 16, pp. 280-289.

PHILANDER S.G.H. AND R.C. PACANOWSKI (1986). A Model of the Seasonal Cycle in the Tropical Atlantic Ocean. ***J. Geophys. Res.***, 91, C12, pp. 14192-14206.

PROST M.T. (1990). Les Côtes de Guyane. ***Doc. ORSTOM/Cayenne***. pp. 1-216.

RICHARDSON P.L. AND T.K. MCKEE (1984). Average Seasonal Variation of the Atlantic Equatorial Currents from Historical Ship drifts. *J. Phys. Oceanogr.*, 14, 7, pp. 1226-1238.

RICHARDSON P.L. AND G. REVERDIN (1986). Seasonal Cycle of Velocity in the Atlantic North Equatorial CounterCurrent as measured by Surface Drifters, Current Meters and Ship Drifts. *J. Geophys. Res.*, 92, C4, pp. 3691-3708.

SAINT-GUILY B. (1957). Les Méandres des Veines de Courant dans les Océans. *Bull. Inst. Oceangr.*, 1108, pp. 1-11.

SERVAIN J. (1990). Observatoire Permanent de l' Océan Atlantique Tropical (avec un modèle assimilant les observations). *Bull. Ocean Atl. Trop.*, 1, Nos 1 à 12.

SERVAIN J. (1991). Observatoire Permanent de l' Océan Atlantique Tropical (avec un modèle assimilant les observations). *Bull. Ocean Atl. Trop.*, 2, Nos 1 et 2.

FIGURES LIST

Figure 1:
Horizontal distribution of surface winds over the Intertropical area of the Atlantic Ocean in April and August 1989. The dashed line indicates the mean position of the InterTropical Convergence Zone (adapted from Servain).

Figure 2.:
Horizontal distribution of Pegasus surface current in January 1991 along the North Western Boundary of the equatorial Atlantic. The dashed vectors in front of Cayenne indicate the Pegasus surface current observed in February 1990 (courtesy of K. Leaman for data collected out of the French Guiana area).

Figure 3 :
Horizontal distribution of Pegasus surface current in September 1990 along the North Western Boundary of the equatorial Atlantic. The dashed vectors in front of Cayenne indicate the Pegasus surface current observed in September 1989 (courtesy of K. Leaman for data collected out of the French Guiana area).

Figure 4 :
Vertical Pegasus profiles of zonal (E/W, full line) and meridional (N/S, dashed line) components (positive eastward and northward) of the current velocity at stations 2, 3, 4, 5, 7 and 8 in front of French Guiana in January 1991 (see map for the geographical location of the stations).

Figure 5 :
Vector plots of current measurements got in front of French Guiana (6°12'N-51°01'W) from March 31 to November 18, 1990 at 275, 500, 800, 1400, 2000 and 2700m depths (northward direction is upward).

Figure 6 :
Vertical Pegasus profiles of zonal (E/W, full line) and meridional (N/S, dashed line) components (positive eastward and northward) of the current velocity at stations 3, 4, 5, 6, 7 and 8 in front of French Guiana in September 1990 (see map for the geographical location of the stations).

Figure 7 :
Spectra of the zonal (u) and meridional (v) components of the current velocity records at 275 and 2000m depths. The confidence interval (95%) corresponds to 16 degrees of freedom.

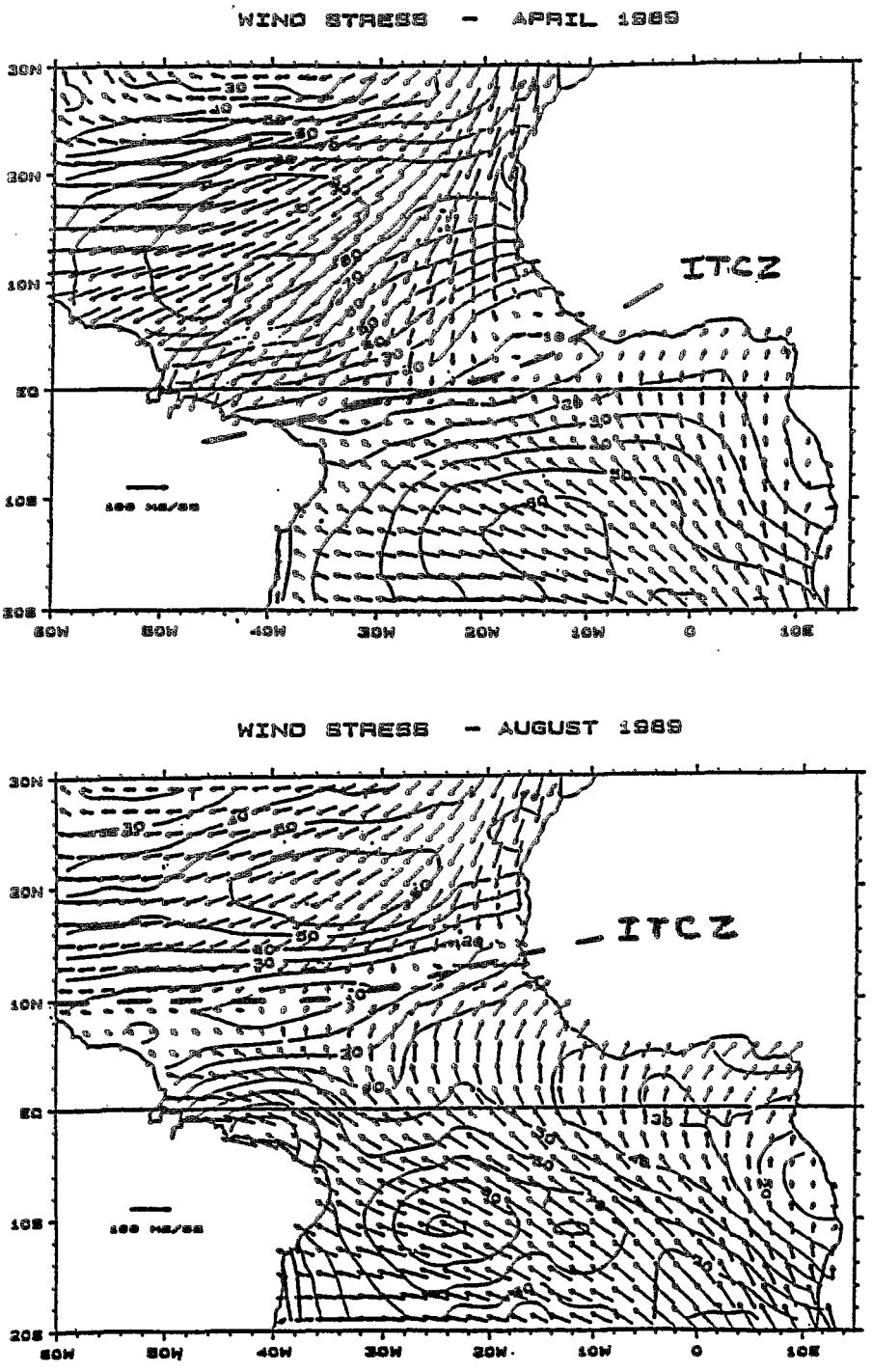

WIND STRESS - APRIL 1989
ITCZ
30N
20N
10N
EQ
10S
20S
60W
50W
40W
30W
20W
10W
0
10E
WIND STRESS - AUGUST 1989
ITCZ
30N
20N
10N
EQ
10S
20S
60W
50W
40W
30W
20W
10W
0
10E

Figure 1

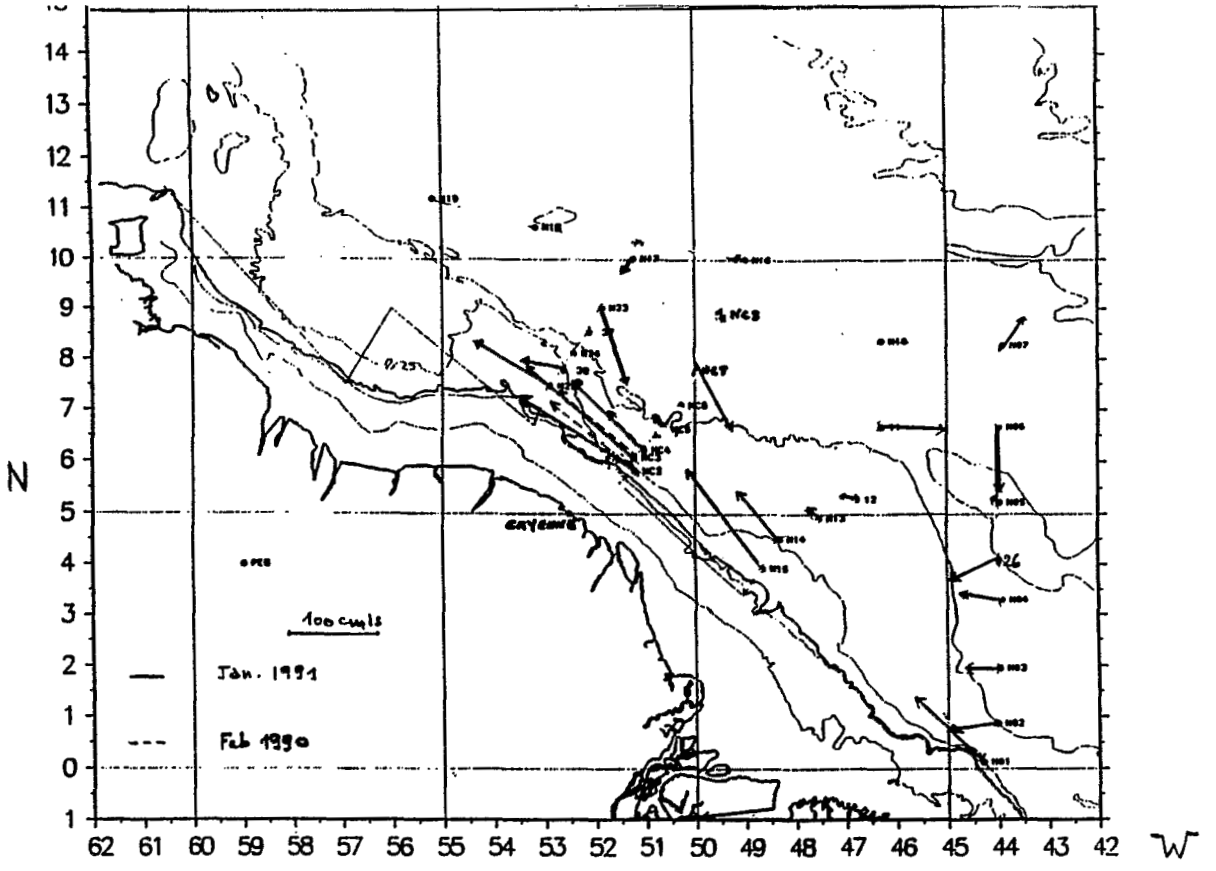

14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
N
62 61 60 59 58 57 56 55 54 53 52 51 50 49 48 47 46 45 44 43 42
W
0/25
100 cm/s
Jan. 1991
Feb 1990

Figure 2

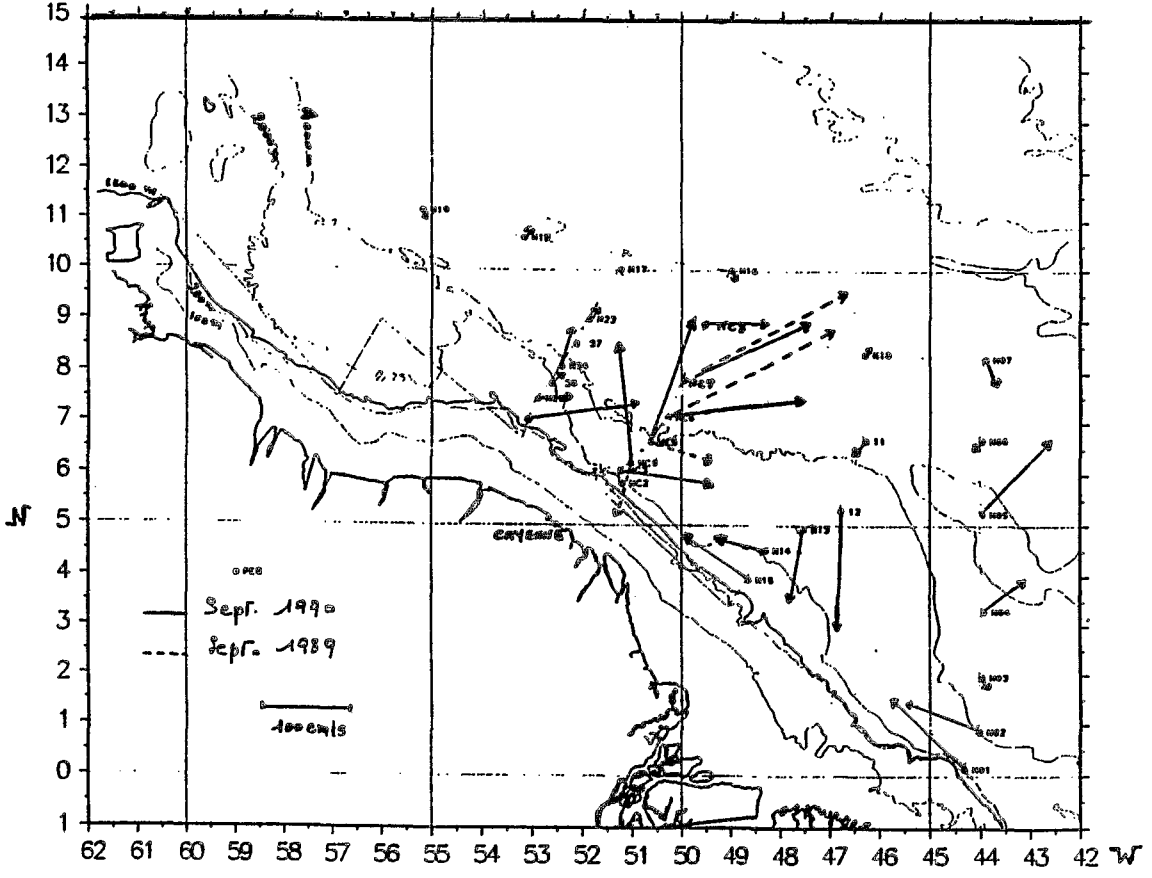

15
14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1
0
1
N
62 61 60 59 58 57 56 55 54 53 52 51 50 49 48 47 46 45 44 43 42 W
Sept. 1990
Sept. 1989
100 cm/s
cayenne

Figure 3

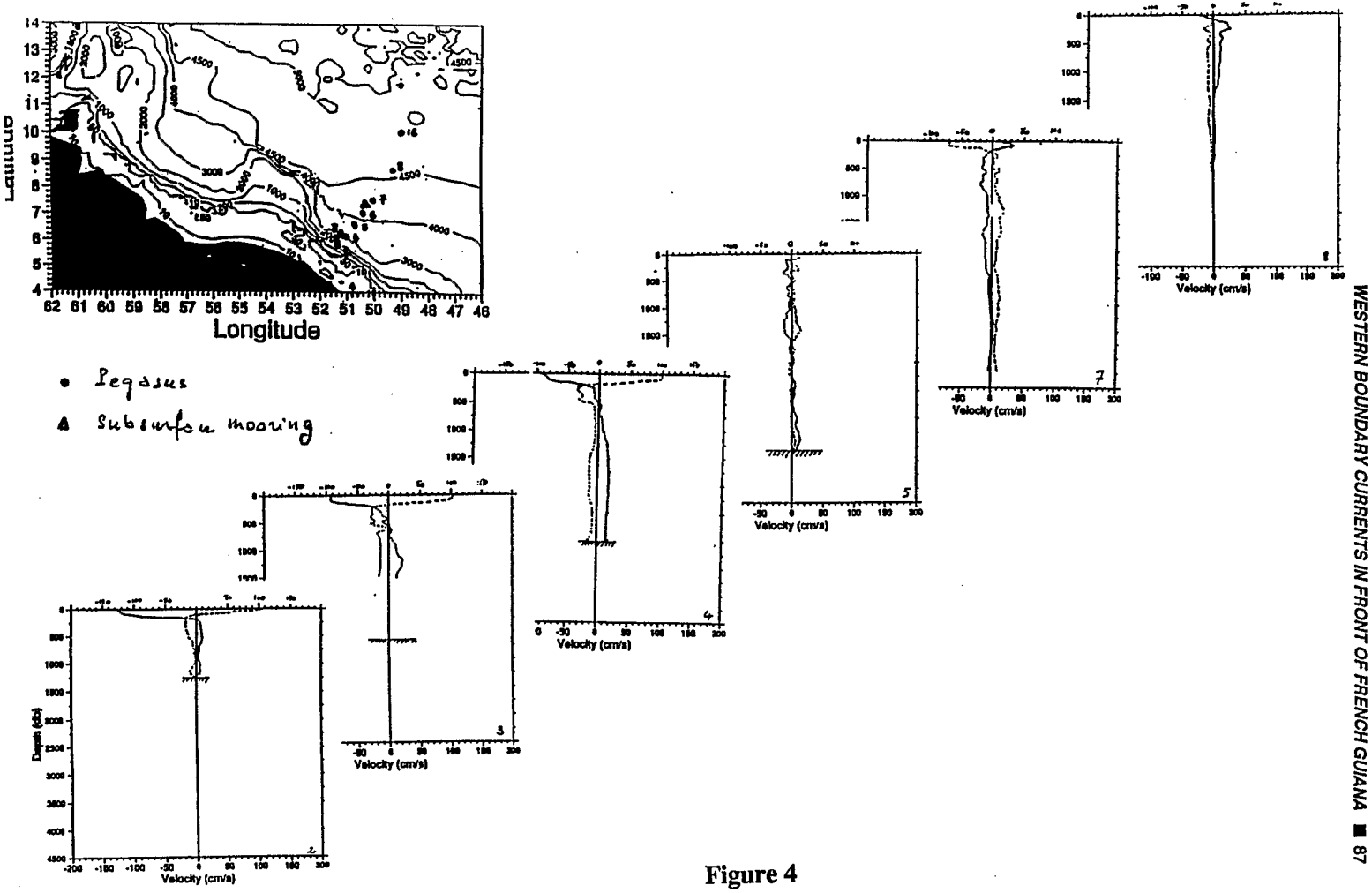

Latitude
Longitude
62 61 60 59 58 57 56 55 54 53 52 51 50 49 48 47 46
14 13 12 11 10 9 8 7 6 5 4
• Pegasus
▲ Subsurface mooring
Depth (db)
Velocity (cm/s)
1
2
3
4
5
7

Figure 4

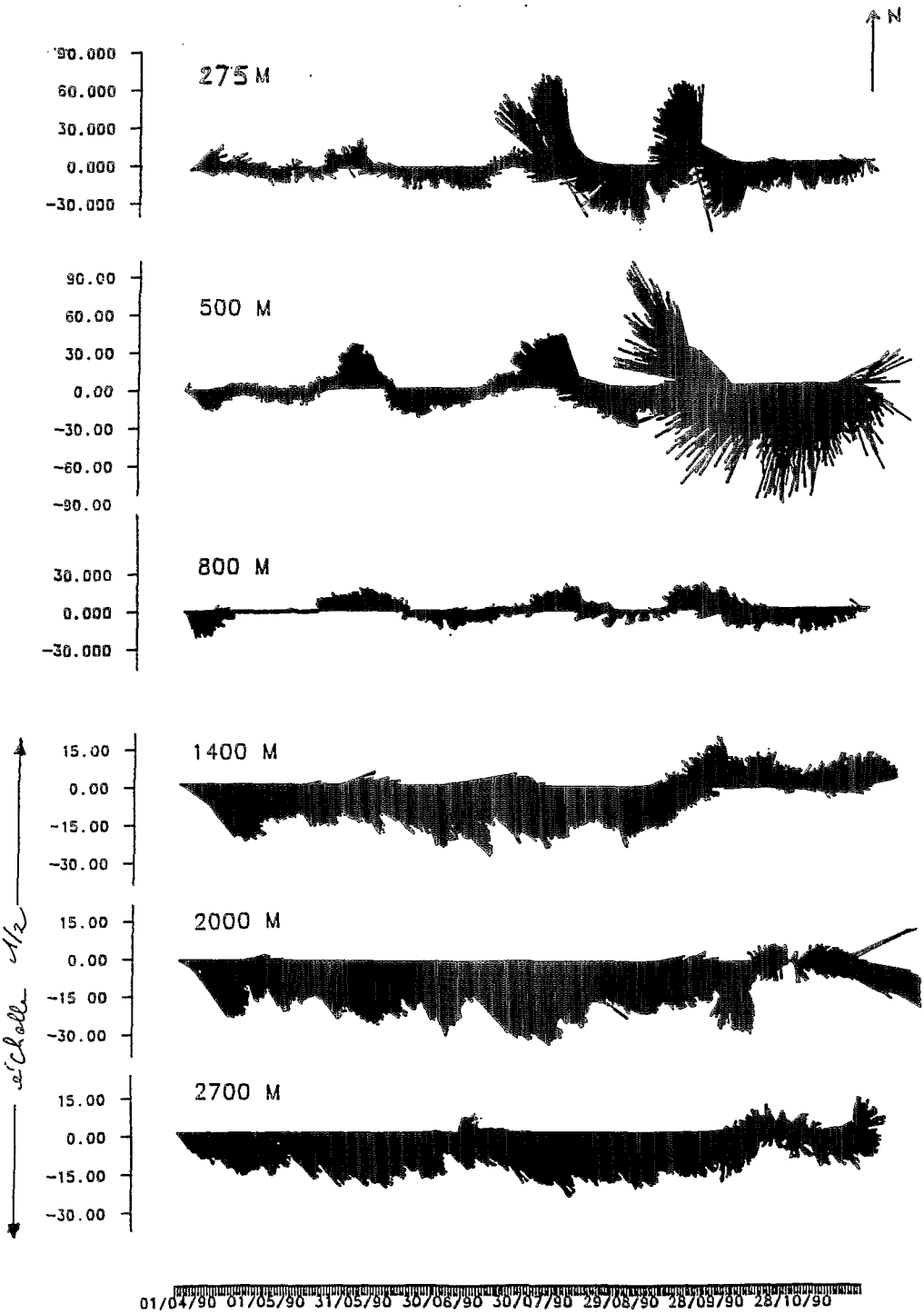

N
90.000
60.000
30.000
0.000
-30.000
275 M
90.00
60.00
30.00
0.00
-30.00
-60.00
-90.00
500 M
30.000
0.000
-30.000
800 M
15.00
0.00
-15.00
-30.00
1400 M
15.00
0.00
-15 00
-30.00
2000 M
15.00
0.00
-15.00
-30.00
2700 M
échelle 1/2
01/04/90 01/05/90 31/05/90 30/06/90 30/07/90 29/08/90 28/09/90 28/10/90

Figure 5

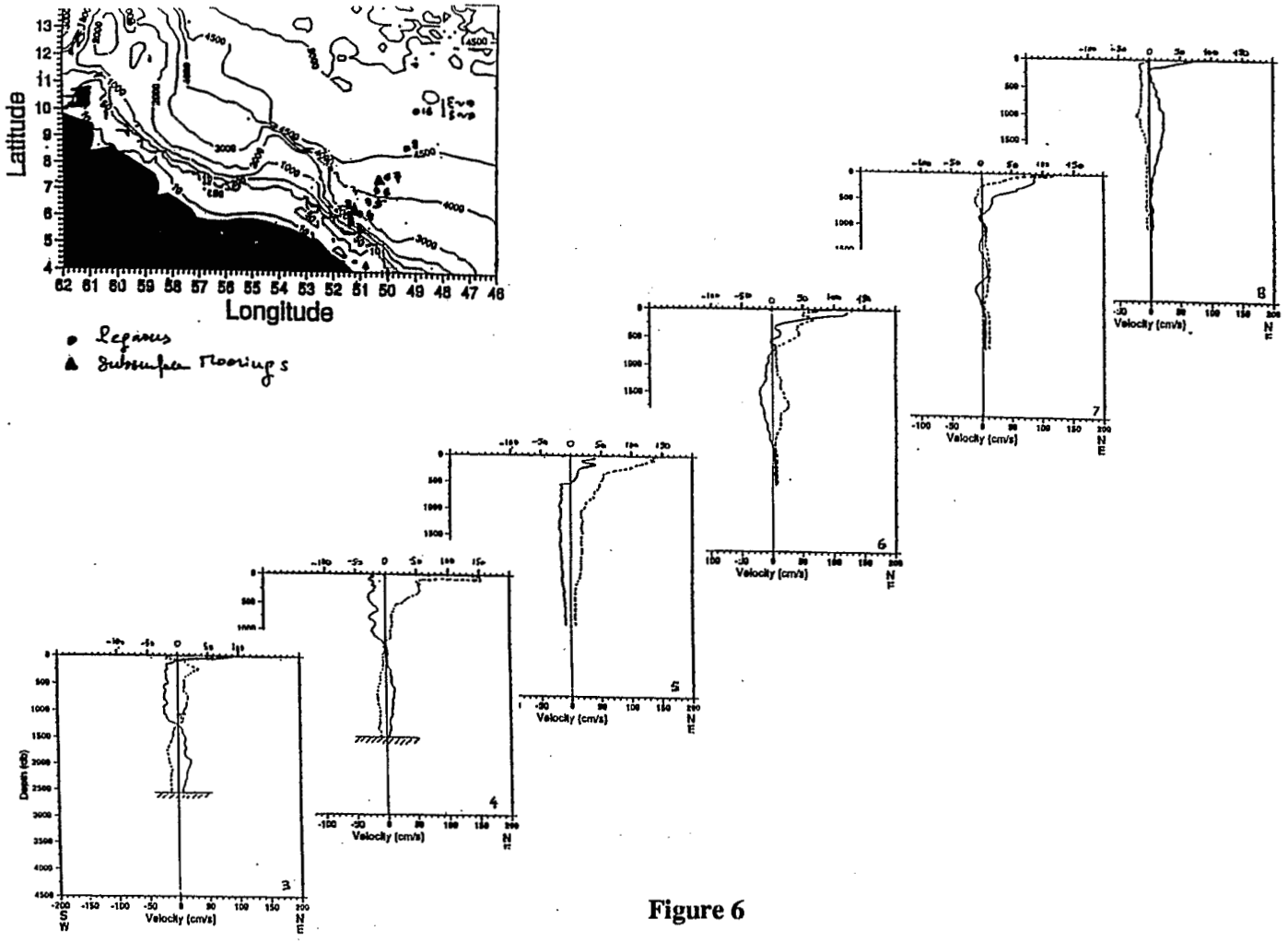

Latitude
Longitude
Legaxus
Subsurface Moorings
Depth (db)
Velocity (cm/s)
S
W
N
E

Figure 6

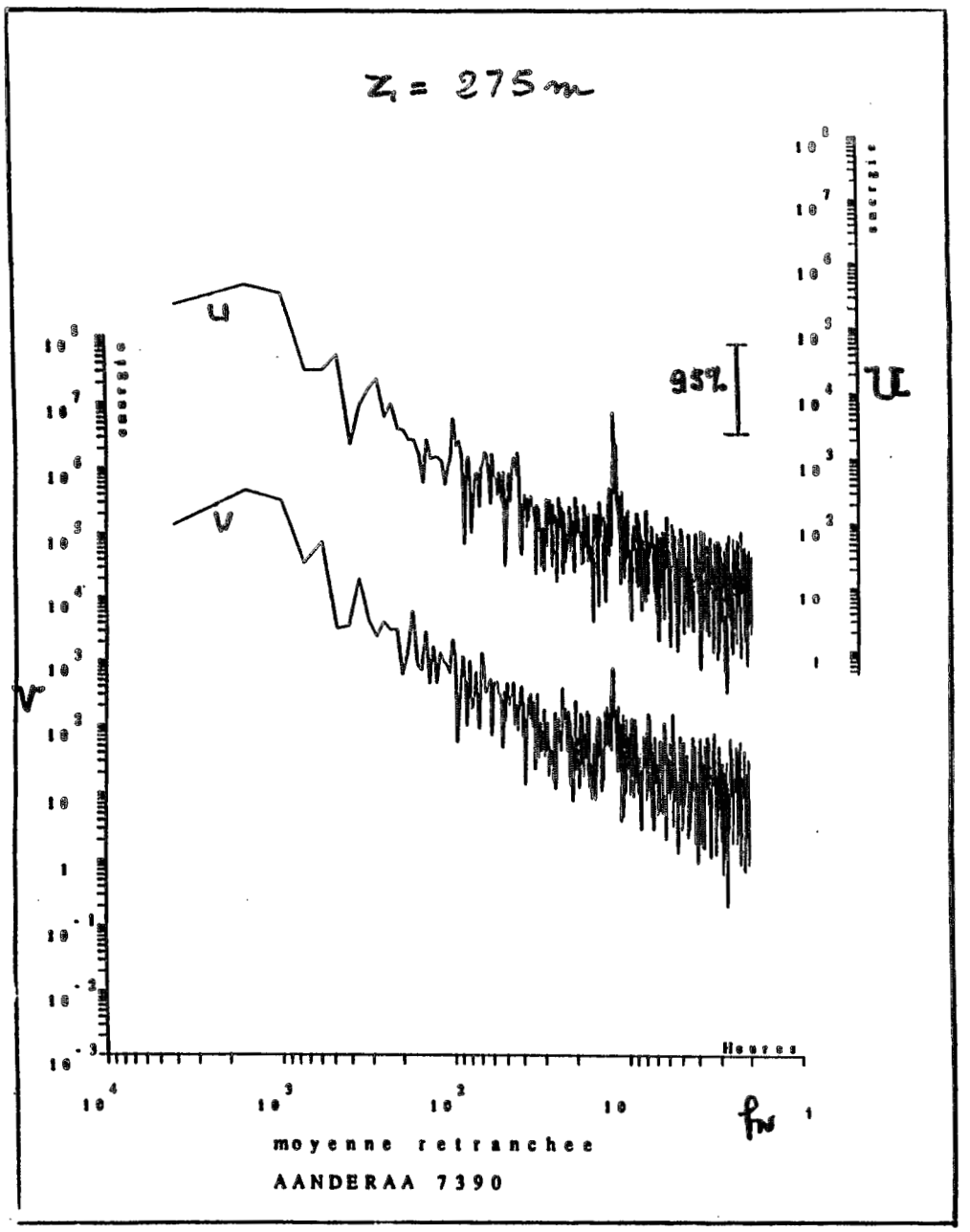


Figure 7

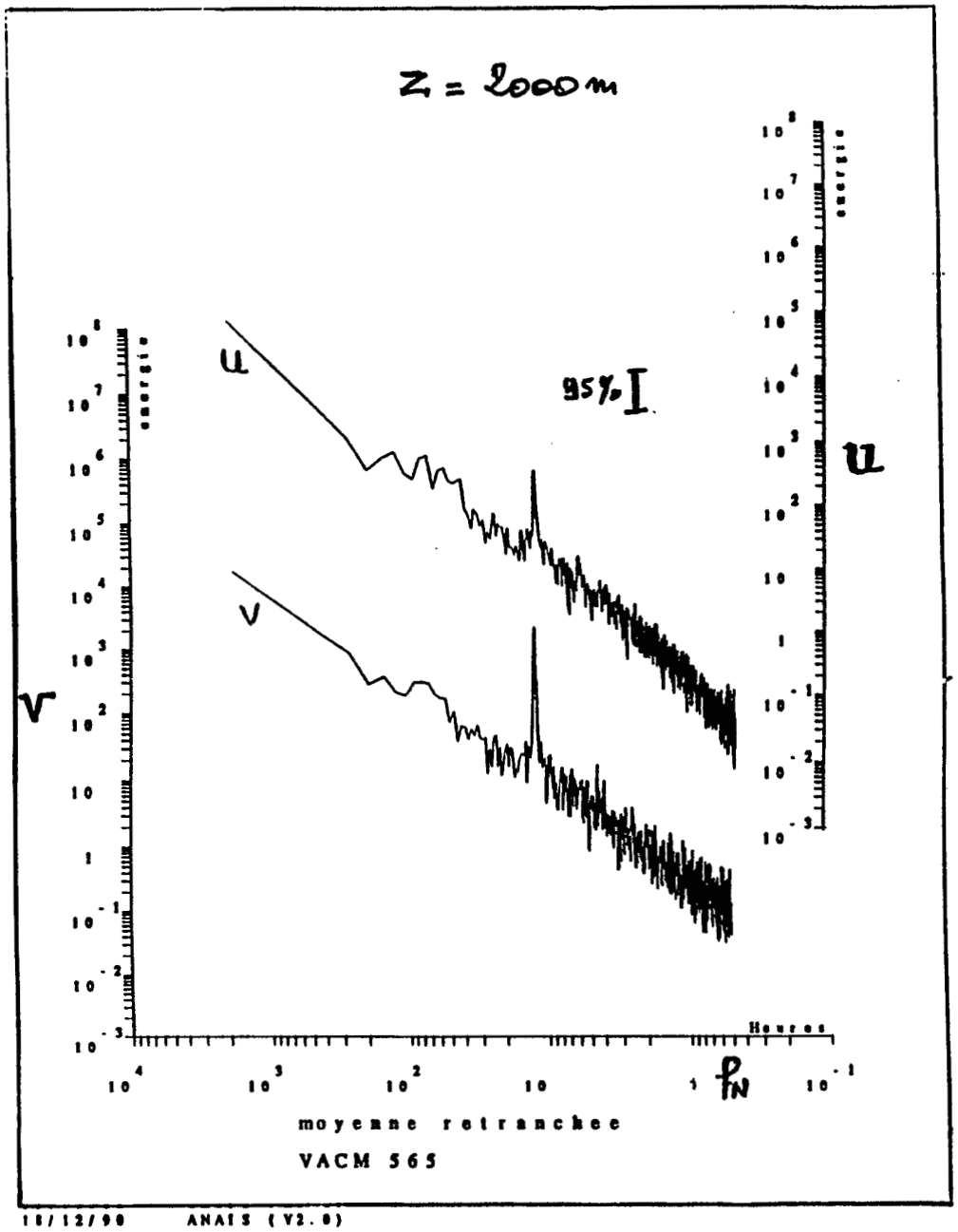

Z = 2000 m
u
v
95%
energie
Heures
moyenne retranchee
VACM 565
18/12/90 ANAIS (V2.0)

Figure 7

ARCHEOLOGIE ET GEOMORPHOLOGIE QUELQUES EXEMPLES D'ETUDES DE SITES LITTORAUX

Alain CORNETTE[1] , Philippe NOWACKI-BRECZEWSKI [2],
Olivier PUAUX [2], Egle BARONE VISIGALLI [2]

Résumé

En Guyane les sites côtiers qui prennent en compte la relation archéologie / dynamique du littoral ont apporté des datations ainsi que des informations sur l'environnement.

Le village Galibi de Pointe Isère permet l'étude d'une variation littorale d'ampleur. La pointe formée au XIXème s. a vu l'installation d'un village au début du XXème s., il fut abandonné cinquante ans plus tard à cause de l'envasement de l'estuaire de la Mana. La côte est depuis peu le lieu d'une érosion intense qui a récemment détruit le site.

Le site de la route de Mana PK 26,5 est implanté sur un chenier. L'étude de la face nord de ce chenier, par les observations stratigraphiques, donne peut-être des informations sur l'environnement contemporain du site. La position de vestiges archéologiques enfouis profondément dans ce secteur signifie que des vestiges s'y trouvent éventuellement en bon état de conservation.

L'étude d'un cordon littoral à l'Anse de Rémire -1976- analyse deux phases de transgression séparées par une régression marine au cours de laquelle un site amérindien s'est installé, M. Seurin propose de dater ce site des environs de 1000 B.P.

Le site de Pointe Gravier étudie en zone d'estuaire les vestiges contenus dans un banc de vase sableux et recouverts de vase marine (Moleson). Le matériel céramique est très important et les vestiges de la couche organique permettent une datation de 3000 B.P.

Summary

Guianese coastal sites including the relation between archaeology and geo-dynamic processes of coastline gave datings and environmental informations.

The Galibi village of " Pointe Isère " furnishes an analysis of a large littoral variation. The recurved spit shaped in the nineteenth century made possible the settlement of a village in the twentieth century. This one was abandonned fifty years later because of the silt mouth of Mana river. The unceasing erosion of the coast involves the disappearance of the site very soon.

---

(1) C.E.R.A. Guyane 38, rue Félix Eboué 97300 Cayenne

(2) Direction des Antiquités de la Guyane 38, rue Félix Eboué 97300 Cayenne

On the Mana road, the study of the lower-part of a chenier, on its north front, may give some information about the surrounding during the settlement. The position of artefact, very deep on this part of the site, could mean a good preservation of the site in this area.

In the study of the shoreline of " Anse de Rémire " -1976- M. Seurin analysed two distinct sandy ridges concerning two phases of transgression, separated by a clay deposition corresponding to a recession 's sea. During this last period the precolumbian site settled there was dated approximatively about 1000 BP by the author.

In the " Pointe Gravier " site, at the mouth of Mahury river, artifact are covered by a sandy mud-bank (Moleson). Archaeological coat contains organic matter giving a 14 C dating of 3000 BP. This site offers varied and numerous vessels. (trad. D. SALAZAR)

Mot-Clés : archéologie - chenier - dynamique du littoral - progradation - variations de la ligne de rivage

Key words : archéology - chenier - geodinamic processes of coastline-littoral variation

Les dernières années, on a découvert beaucoup de sites sur les formations littorales à la faveur de la multiplication des chantiers urbains et routiers en Guyane ; aussi la carte des sites est-elle plus révélatrice, pour le moment, des zones de travaux que des concentrations des anciens peuplements (Fig. 1).

L'étude, souvent essentiellement limitée à des ramassages de surface sur des sites partiellement détruits, n'a pas permis jusqu'ici de retracer la chronologie des vestiges ; aucune synthèse permettant de distinguer les différentes cultures matérielles des peuples qui ont occupé la frange côtière n'est disponible pour le moment.

Les quatre exemples choisis, présentés d'ouest en est (Fig. 1), ont ici pour seul but de montrer que les sites qui peuvent apporter le plus d'informations originales sont ceux qui tiennent compte de la relation entre archéologie et dynamique du littoral. Le choix d'un contexte stratigraphique dépendant des conditions d'évolution du littoral peut préciser à la fois l'environnement des villages et parfois les dater ; on cherche pour chaque site à présenter sommairement la production céramique, c'est la donnée de base du matériel archéologique retrouvé sur ces sites.

Le village Galibi de la Pointe Isère donne un exemple sub-actuel de la genèse d'un village indien, dans un secteur qui a subi une très forte dynamique depuis un siècle et demi.

La pointe dont l'extension fut très rapide au XIXème s. forme la rive droite de l'estuaire de la Mana. Vers le début du XXème s. un village Galibi est installé du coté de l'estuaire sur la pointe, le contact de la population avec la terre est marqué par cette localisation (en effet les abattis indiens se trouvent sur la rive opposée du fleuve). Vers 1950, sous l'effet d'un envasement important de l'estuaire le site est progressivement abandonné. Dernière étape enfin : très récemment le littoral sous l'effet d'une tendance érosive très marquée recule rapidement ; le site a été récemment détruit par cette évolution importante de la ligne de côte (Fig. 2).

L'histoire du site qui aura pris, de la formation de la pointe à la destruction du site, plus d'un siècle constitue un exemple d'évolution du littoral intéressant à plus d'un titre.

- Contrairement aux déplacements de bancs de vase dont certains ont cru déceler une périodicité de trente à quarante ans, la création de la Pointe Isère est un phénomène d'ampleur séculaire. Les habitants du littoral eux-mêmes ont estimé que le site offrait suffisamment de garanties pour y installer un village.

- L'abandon du village pour cause d'envasement de l'estuaire démontre que les Galibi ne souhaitaient pas se couper de l'intérieur des terres. Face à une situation rendant difficile le passage du fleuve, ils refusèrent la concentration de leurs activités sur le seul littoral.

- La destruction des vestiges du village due à la reprise d'érosion du rivage dans ce secteur achève le cycle; la dynamique de la côte est susceptible de détruire de nombreux sites installés sur une large bande active du littoral.

Il n'y a pas eu de ramassage de matériel ou de fouilles sur le site de Pointe Isère, mais, compte tenu de la durée d'occupation du village qui était installé, la céramique devait correspondre à la production courante des Galibi de la première moitié de ce siècle.

On peut chercher à définir quelques caractéristiques, qui paraissent typiques de la production de cette période.

- D'après W. Ahlbrinck, la provenance de l'argile était surtout fluviale, l'écorce de kwepi constitue le dégraissant le plus utilisé pour ses propriétés physiques. Mélangé à l'argile en proportion égale le kwepi rend la céramique

poreuse, ce qui confère à la poterie des caractéristiques de transpiration qui permettent à l'eau de rester fraîche. Cette écorce améliore aussi les qualités de résistance des récipients.

- Concernant les formes on note des bouteilles, bols, gobelets, assiettes, grandes jarres, bols à cachiri et platines à manioc.

- La technique décorative la plus développée est sûrement la peinture, rouge, noire ou blanche, appliquée tant à l'extérieur qu'à l'intérieur des céramiques.

Très souvent on note, associé à la peinture, l'emploi d'un vernis transparent.

Les dessins, de type "linéaire", semblent généralement d'inspiration animale ou végétale.

Les techniques de modelage, impression, incision et gravure sont beaucoup moins représentées.

Le site de la route de Mana P.K. 26,5 (C.D. 22) a été découvert à l'occasion de terrassements en 1989 ; il est situé sur la bordure nord d'un cordon sableux, non loin d'un méandre de la Mana.

Les observations faites alors rendaient compte, à la suite ramassage de surface et d'un sondage sur le sommet du chenier, de matériel céramique très abondant. Les tessons étaient concentrés sur un secteur d'emprise limitée; l'épaisseur de la couche archéologique semblait quant à elle faible (20 à 30 cm conservés). Dans l'hypothèse vraisemblable d'un site implanté sur un chenier, et en reprenant le schéma de Hoyt [3] , on a voulu faire des sondages sur la face nord du cordon sableux pour essayer de préciser si le site a été scellé sur la partie basse du cordon par la progradation. Dans ce cas on pourrait inscrire le site dans une fourchette chronologique en datant par 14C. les deux formations: base du chenier et progradation. Par là même, on aurait une réponse à la question toujours délicate de l'implantation littorale ou sub-côtière du site.

D'après les informations recueillies au cours d'une brève mission, il semble que le matériel archéologique découvert au sommet du chenier soit contenu dans des sables gris. On retrouve ces sables sur la face nord du chenier sous la terre végétale, un tesson a été retrouvé à une profondeur de 1m50.

---

(3) In, PROST M.-T. op. cit. p.69

Cette couche de sable gris, qui correspondrait au niveau anthropisé, se poursuit et passe à la base du chenier au dessus de la couche de progradation.

Si les analyses confirment la correspondance des couches entre les différents sondages, le niveau archéologique serait scellé sur la face nord du chenier par d'épais dépôts. Le site dans ce secteur pourrait connaître une conservation privilégiée. Les chances de perturbations récentes de ces dépôts seraient de surcroît très faibles.

La position de la couche archéologique en base du chenier permettrait de caractériser le milieu lors de l'installation du site, l'occupation ne serait pas littorale, mais déjà en zone sub-littorale.

La céramique trouvée sur le site (Fig. 3) présente assez peu de décors. D'une épaisseur comprise entre 4 et 18 mm, la pâte présente une couleur beige à rose, l'élément non plastique est d'origine minérale sans doute à base de sable. Quelques tessons conservent des traces de peinture blanche, d'autres présentent des incisions qui décrivent des échelles (Fig. 3 f), des losanges (Fig. 3 e) ; on trouve aussi certains décors poinçonnés sur les lèvres (Fig. 3 a, g). Un tesson (Fig. 3 h) présente un décor pastillé anthropomorphe.

Le site de Rorota correspond sans aucun doute au secteur qui a fait l'objet d'une étude de contexte dans "étude d'un cordon littoral à l'anse de Rémire" (1976). Dans cet article M. Seurin travaille sur une zone située au Nord-Est de l'île de Cayenne ; une coupe a gardé les traces d'une évolution complexe du littoral où vient s'inscrire un site amérindien.

La stratigraphie permet d'analyser selon l'auteur les traces de deux séquences transgressives entre lesquelles s'intercalle une séquence régressive. Dans les niveaux contemporains de la régression marine sont présents des tessons de céramiques amérindiennes.

Les vestiges archéologiques si l'on accepte les conclusions de l'auteur se situeraient après la phase Demerara, autour de 1000 B.P..

Même si les conclusions semblent fragiles la démarche est fort intéressante, elle permet par une analyse stratigraphique et sédimentologique de déterminer une occupation précolombienne située dans un contexte de variation de la ligne de rivage, dans un environnement marécageux en arrière d'un cordon littoral.

La céramique du site de Rorota (Fig. 4) présente une variété de décors limitée ; on note l'emploi de peinture rouge à l'extérieur de certaines céramiques ; quelques tessons conservent des traces d'un vernis marron brillant. Une assez faible proportion de céramiques est décorée de gravures ou d'incisions, plus ou moins superficielles. La pâte, généralement bien cuite, est de couleur beige ou orange ; son épaisseur varie de 6 à 15 mm, l'élément non plastique est constitué par du sable et du charbon.

L'étude sédimentologique, minéralogique et chimique, menée par M. Seurin donne certaines informations sur les céramiques, le diagramme chimique de l'argile correspond à celui de l'argile qu'elle a analysée dans les niveaux de décantation situés derrière le cordon littoral. La température minimale de cuisson s'élève au moins à 376°C, et a pu atteindre une température de 500°C.

L'atmosphère de cuisson neutre indique sans doute que la poterie a été cuite au feu de plein vent.

On retrouve, gravé, le motif des faisceaux de lignes qui se croisent (Fig. 4 a), d'autres tessons présentent un décor incisé formé de lignes droites et ondulées (Fig. 4 b, c, d, e)

Une jatte est décorée avec des lignes finement gravées, obliques et parallèles, qui occupent toute la surface de la poterie (Fig. 4 f).

On note la présence d'un tesson, avec des traces de vernis jaunâtre, percé intentionnellement d'un trou de 5 mm de diamètre.

Avec **le site de Pointe Gravier** (J.F. Turenne 1973), on trouve à nouveau des vestiges liés à des phénomènes de transgression marine. C'est dans le contexte fluvio-marin de l'estuaire du Mahury, à l'emplacement actuel du port de Dégrad-des-Cannes, que des observations ont été faites à la faveur des plus basses marées entre 1968 et 1971.

Les vestiges (céramiques, vanneries, lithiques ...) découverts étaient situés dans un banc de vase sableuse. Stratigraphiquement, cette couche est surmontée d'un banc d'argile marine exondée qui pourrait dater de la phase Moleson dont la formation remonte à la période 2500 à 1300 B.P. d'après Brinkman et Pons (1968). Un fragment de vannerie provenant de la couche archéologique a été daté par 14 C. de 3000 B.P..

Le matériel céramique, qui présente une grande variété de formes et de décors, a permis de constituer une classification des décors ayant servi de référence à l'étude de ce mobilier dans l'île de Cayenne (Fig. 5).

L'épaisseur de la céramique varie entre 4 et 16,5 mm, la pâte, généralement bien cuite, est de couleur noire, orange ou beige. L'élément non plastique est souvent organique (charbon) ou sableux.

Par rapport à l'ensemble du matériel collecté, on note un fort pourcentage de céramiques décorées (sans savoir si cela correspond à un ramassage sélectif ou un pourcentage important de céramique décorée).

La décoration comporte l'application, en général monochrome, de peinture rouge, noire, quelquefois blanche (cette dernière presque disparue), elle est présente tant à l'intérieur qu'à l'extérieur des céramiques.

On note aussi une vaste gamme de gravures, incisions, modelages et applications de types très variés. Les impressions sur les panses et les bords forment des lignes horizontales, quadrillages, chevrons, parfois associées à la peinture sur la même céramique.

Sur la Fig. 5 on trouve un échantillon de motifs décoratifs parmi les plus représentatifs de cette production.

Le décor constitué par des lignes gravées disposées en faisceaux qui se croisent est largement représenté (Fig. 5 e), il s'agit d'un motif retrouvé sur plusieurs sites de l'Ile de Cayenne.

Sur un autre fragment (Fig. 5 g) on peut noter la présence de quatre motifs géométriques différents, obtenus par gravure: des chevrons, deux lignes horizontales parallèles encadrées de deux lignes ondulées et des lignes obliques.

Plus typique de la production de Pointe Gravier, le fragment de bord décoré et peint (Fig. 5 f). Le décor est constitué d'une superposition de trois bandes horizontales. Le bord est pincé, la bande supérieure de couleur beige est décorée par des lignes incisées ondulées irrégulières, des petites cannelures, longues de 6 mm environ, légèrement obliques sont disposées en groupe suivant une ligne au contact de la zone peinte, on note la présence probable d'un adornos en relief sur cette bande. Vient ensuite jusqu'à 7 mm sous la base du col une bande peinte en rouge sans aucun motif appliqué ou incisé. Le haut de la panse est marqué par une nouvelle bande apparemment sans décor sur laquelle on retrouve la couleur beige de la pâte.

Le fragment de bord ondulé (Fig. 5 a), peint en rouge sur la face interne, présente, au niveau de la jonction avec la parois, un modelage zoomorphe une tête et deux pattes.

On peut noter enfin la présence d'un bord creux de grande épaisseur, dont la section atteint 30 mm environ, formé par un repli de la parois vers l'intérieur (Fig. 5 h).

J.-F. Turenne, observe que la matière première de cette céramique est une argile prise au contact de l'altération avec la roche mère, ce qui lui semble curieux pour un site côtier pour lequel il serait plus simple de rechercher des argiles marines ou estuariennes.

L'archéologie de la bande côtière doit, à notre avis, pour progresser s'associer étroitement avec l'ensemble des disciplines qui travaillent sur la dynamique du littoral.

De la stratigraphie horizontale de la Pointe Isère, en passant par la stratigraphie mixte (horizontale pour la progradation, verticale pour le chenier) du site de Mana, pour en arriver aux sites de Rorota et de la Pointe Gravier en stratigraphie verticale ; on note que les contextes stratigraphiques des sites de la côte Guyanaise sont apparemment très différents selon les époques d'occupation et les contextes côtiers (estuaires, cheniers ...). L'idée de l'utilisation parallèle de la géomorphologie et de l'archéologie reste dans chacun des cas une clef d'interprétation essentielle.

BIBLIOGRAPHIE

AHLBRINCK (W.), 1931. - Encyclopaedie der karaïben, Amsterdam, (traduit du Néerlandais par DOUDE van HERWIJNEN, 1956).

BRINKMAN (R.), PONS (L. J.), 1968, - A pedo-geomorphological classsification and Map of the Holocene sediments in the Coastal Plain of the three Guyanas, Wageningen.

CORNETTE (A.), 1990. - La céramique galibi comme unité de référence - Etude morpho-stylistique et technique ; comparaison avec la céramique de quelques sites archéologiques de la basse Mana et de l'Ile de Cayenne, *Programme CORDET n° 6*, Cayenne, 119p.

GRENAND (P.), 1979. - Histoire des amérindiens, *Atlas de la Guyane*, CNRS, ORSTOM,, Paris-Talence : planche 17.

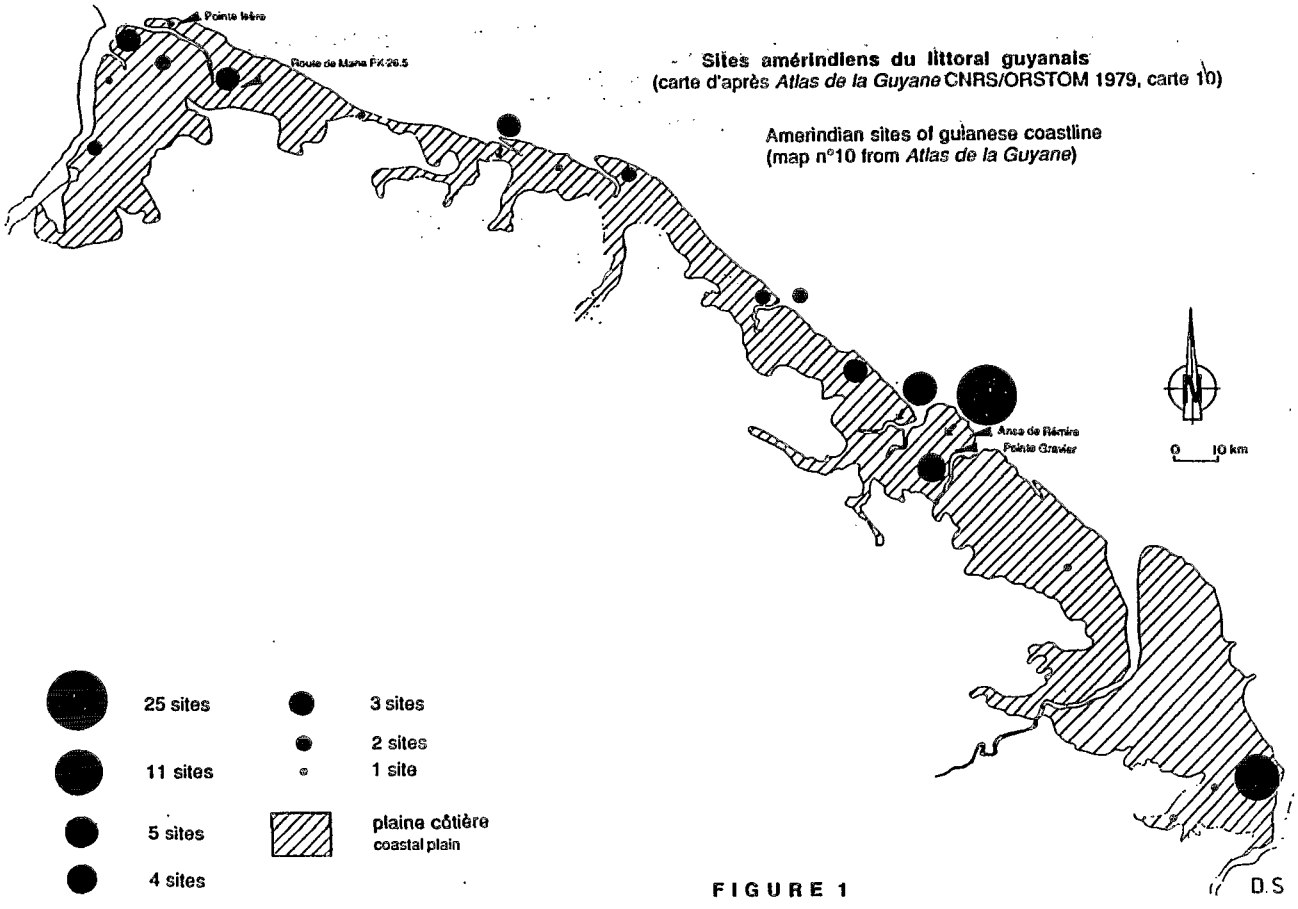
HURAULT (J.-M.), 1989. - Français et indiens en Guyane, Cayenne, 224p.

PROST (M.-T.), 1990, - L'environnement côtier actuel de la Guyane et quelques aspects de son analyse par télédétection, "Technologies et littoral Caraïbe", Patrimoine naturel, *Programme CORDET, Série géomorphologie côtière*, Cayenne, 86p.

SEURIN (M.), 1976, - Etude d'un cordon littoral à l'Anse de Rémire (Guyane), *Connaissance de la Guyane*, n°3 : 6-22.

TURENNE (J.-F.), 1974, - Le gisement de Pointe Gravier, Guyane Française, *Congrès International d'études précolombiennes des Petites Antilles*, Antigua, pp.28-34.

TURENNE (J.F.), 1979, - Archéologie, Histoire des amérindiens, *Atlas de la Guyane*, CNRS, ORSTOM,, Paris-Talence : planche 17.



Sites amérindiens du littoral guyanais
(carte d'après *Atlas de la Guyane* CNRS/ORSTOM 1979, carte 10)

Amerindian sites of guianese coastline
(map n°10 from *Atlas de la Guyane*)

FIGURE 1

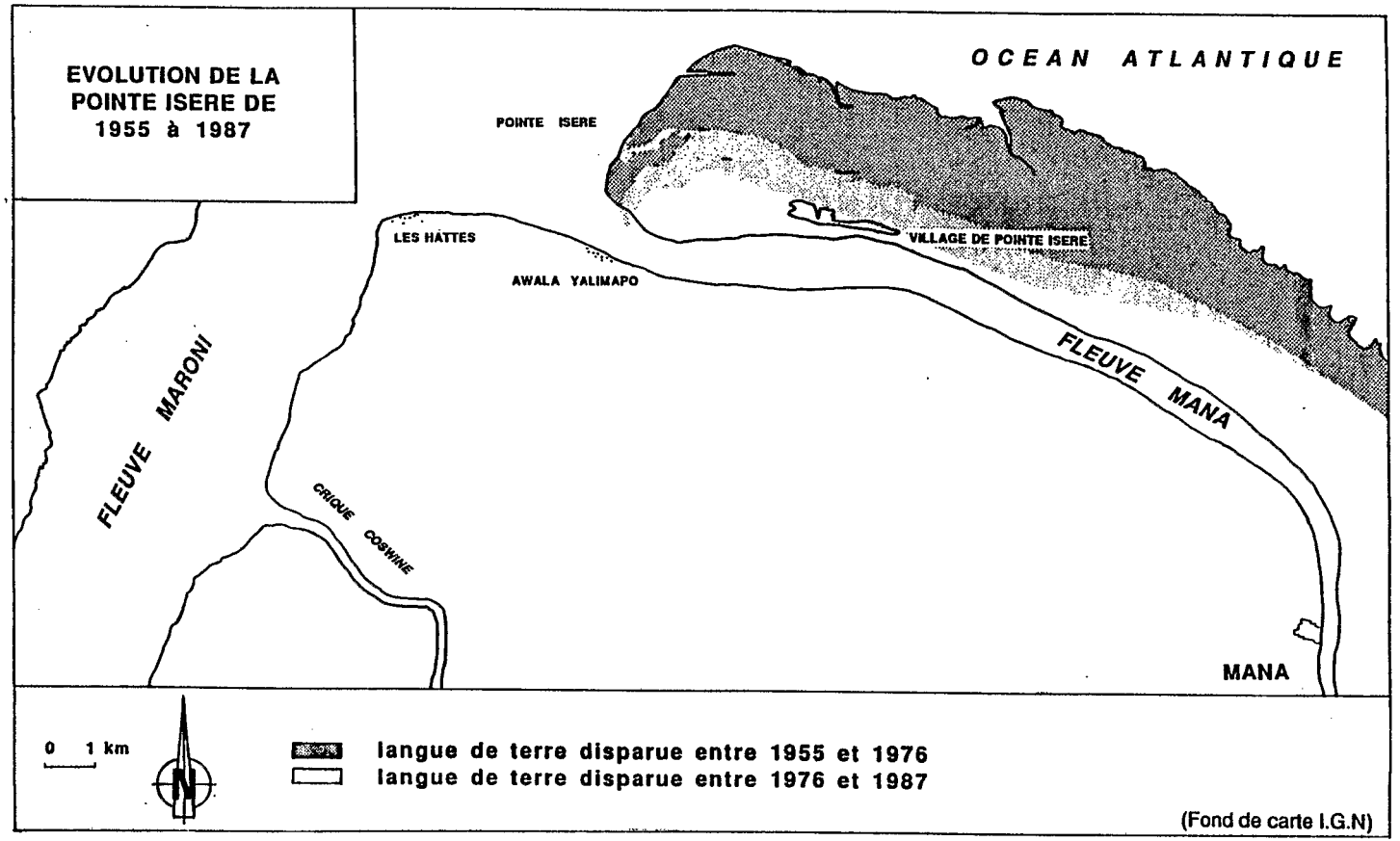

EVOLUTION DE LA POINTE ISERE DE 1955 à 1987
OCEAN ATLANTIQUE
POINTE ISERE
LES HATTES
VILLAGE DE POINTE ISERE
AWALA YALIMAPO
FLEUVE MARONI
FLEUVE MANA
CRIQUE COSWINE
MANA
0 1 km
N
langue de terre disparue entre 1955 et 1976
langue de terre disparue entre 1976 et 1987
(Fond de carte I.G.N)

FIGURE 2

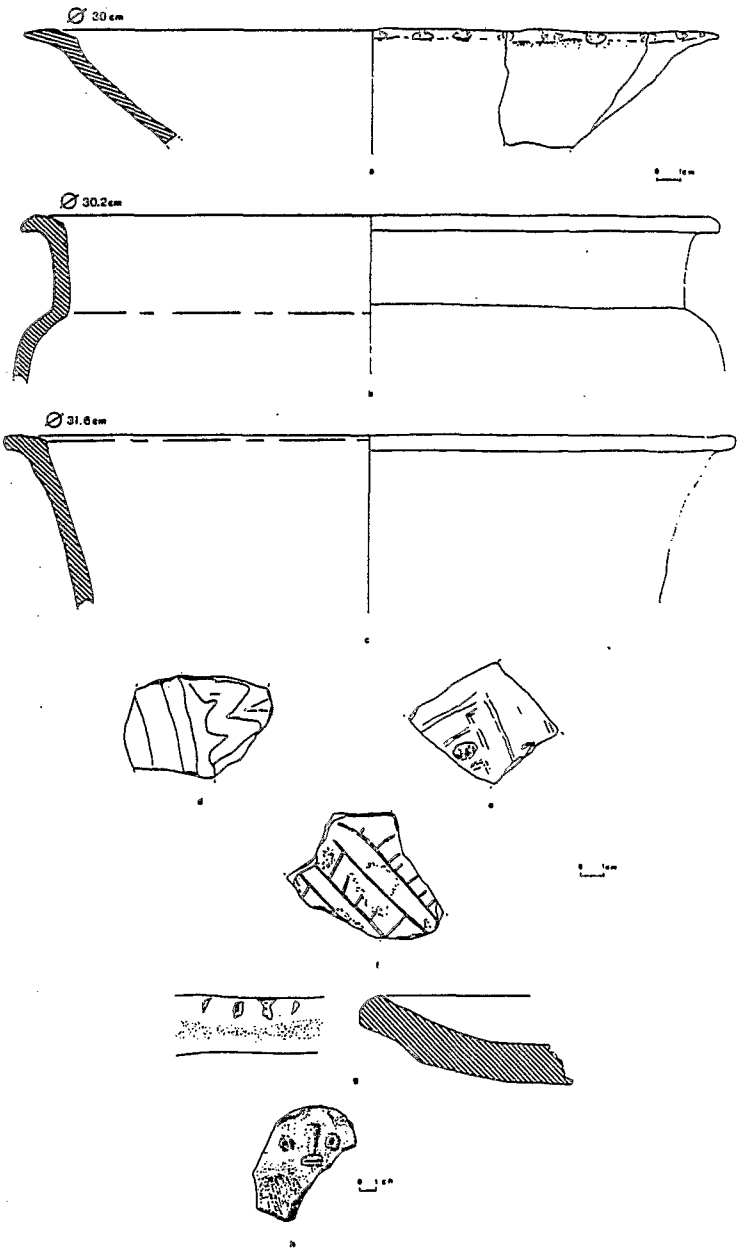


FIGURE 3

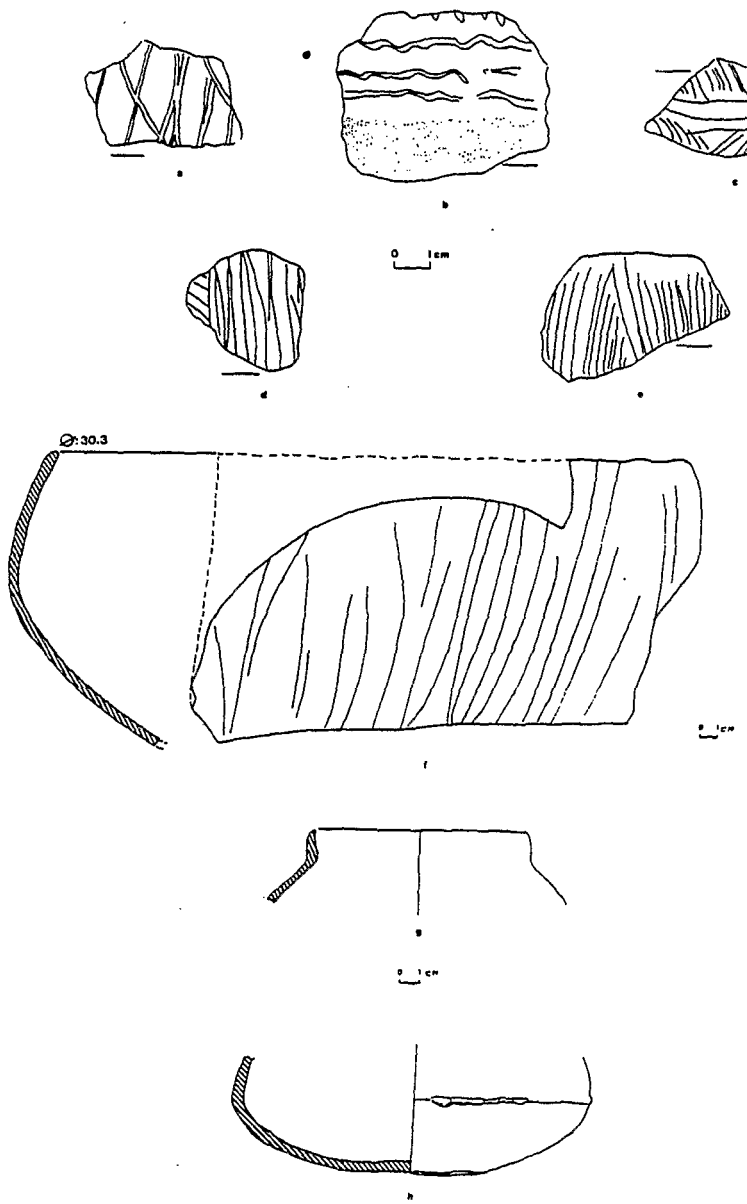


FIGURE 4

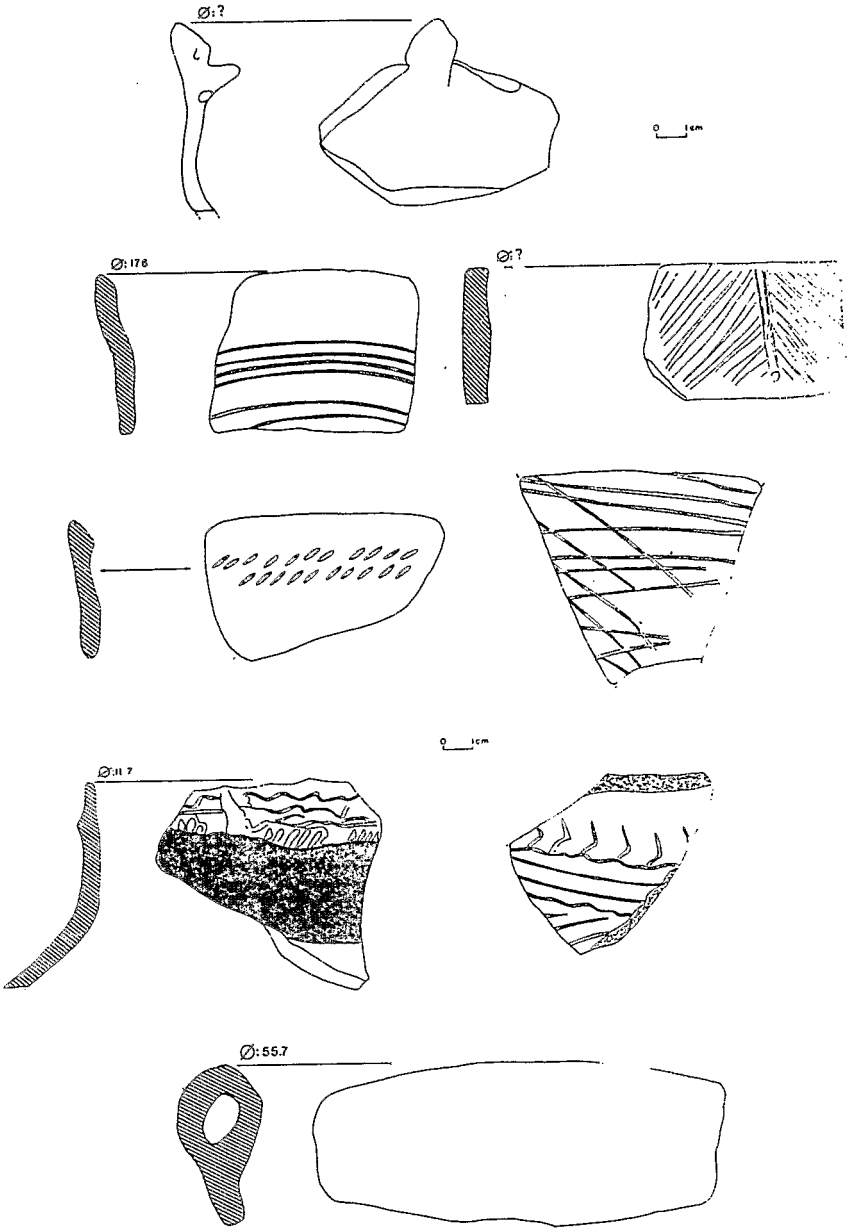


FIGURE 5

COUNTERFEIT STONE ZEMIS FROM THE FT.LIBERTE AREA, NORTHERN HAITI

Alan CRAIG[1]

Résumé

Des nombreuses pièces en pierre imitant des zemis préhistoriques de la culture Taino - et qui auraient été trouvés à Fort Liberté (district de Ouanaminthe) - au NE de l'Haiti, ont été récemment vendues à Port-au-Prince en mélange avec de vraies pièces. L'examen détaillé de ces "zemis" révèle qu'ils n'ont aucune d'affinité avec les traditions préhistoriques et qu'ils sont des faux. L'article est ici présenté dans le but d'avertir la communauté scientifique internationale sur ce danger.

ABSTRACT

Numerous small stone carvings imitating prehistoric zemis of the Taino culture supposedly found in the Ft. Liberté - Ouanaminthe district of northern Haiti have recently been sold in Port-au-Prince, mixed with authentic stone celts and ceramic pottery lugs. Careful examination of the zemis indicates they have no affinity with prehistoric traditions and are of recent manufacture by skilled artisans.

Mots clés - Faux Zemis. Zone de Fort Liberté. Haiti.

Key-words - Counterfeit zemis. Fort Liberté area. Northern Haiti.

This paper prepared for members of the Cayenne Meeting of I.G.C.P. Project 274, Section 3, "L'occupation humaine entre l'aire Caraïbe et l'aire amazonienne, " was presented to call attention to a remarkable group of false artifacts that have suddenly appeared in the Port-au-Prince market as a result of widespread socio-economic disturbances in the Republic of Haiti. They represent a stylistic form

(1) Department of Geography. Florida Atlantic University, Boca Raton, Florida 33431. 0991. USA

and quality of artistic execution that is superior to anything that is authentically prehistoric. These small stone carvings involve a mixture of deities and animal subjects having no known counterparts in the Taino ethnographic tradition. As a result of consultation with members of ORSTOM and visiting specialists attending this symposium, we conclude the zemi sculptures represent a serious attempt to defraud. Since the quality of workmanship on most of these objects is quite good and they have been mixed with authentic celts and ceramic pottery lugs, it is important to notify the archaeological community of their existence.

Figure 1 indicates the size and style of some representative specimens taken from a collection numbering in the hundreds. These stone carvings are purported to have been recently recovered from caves in the Ft. Liberté - Ouanaminthe district on the north coast of Haiti, near the border with the Dominican Republic.

All have been made from carefully selected riverbed cobblestones that were naturally preformed to a considerable extent. The stones chosen were all hard metamorphic and igneous rocks eroded out of the central batholith area of this island. None of the specimens examined has been made from the more easily worked and readily available limestone. The laborious carving necessary to produce these statuettes was done by a variety of techniques. A microscopic examination of the unpolished surfaces shows that some specimens have numerous non-parallel striations made with a sharp edged instrument (chisel ?). Others show evidence of sculpting by a "pecking" technique in which a partially pointed hammerstone, or similar tool, was repeatedly struck against the surface to remove excess material. Some "zemis" exhibit even further finishing to produce a polished (in some cases highly polished) surface that must have been prepared by using a very fine-grained commercial abrasive. The left-hand zemi shown in Fig. 1 is rather roughly prepared on the sides where evidence of electric power tool marks can be seen. It was in fact this specimen that alerted the symposium specialists to the possibility the artifacts are indeed "neo-Taino".

It was suggested by the Regional Director of Archaeology for Guadeloupe, Martinique that certain features of these zemis have been copied directly from the illustrations to be found in the monograph by Fernandez Méndez (1979) but a subsequent careful examination of this publication makes it clear that nothing in the collection analyzed for study has its inspiration from illustrations in this source. Neither have I been able to locate even vaguely similar authentic zemis

from earlier publications such as those of Rainey, et al. (1941), Loven (1935), Krieger (1932), Harrington (1921), or Fewkes (1891, 1915). Therefore, the inspiration for the multitude of stone carvings that have suddenly appeared does not seem to come from any single previously published report as was the case in the notorious falsification of the Mexican "Porrua skins".

From an analysis based on six zemi statuettes in hand and excellent color photography of 32 others, it is possible to reach the following conclusions : 1. They are the product of at least three different sculptors. 2. The animal figures have been made by someone wtith a masterful knowledge of specific morphological detail. 3. Stone material colors were matched to the subject (i.e. loggerhead turtles are appropriately brown, a frog from pale greenstone). 4. The author(s) of these carvings were aware of the importance of stone collars used by prehistoric ball-game players in the Caribbean and included them on some figures but in the wrong position and/or shape. 5. Inappropriate clothing (a modern-looking hat) was included on one rather poorly executed anthropomorphic figure. 6. The collection contains at least one zoomorphic figure (of a highly realistic, scaled snake) that could not have been known to the prehistoric Taino of Hispaniola, hence it must be a deliberate fabrication.

It is important to note that mixed with these counterfeit pieces are numerous authentic petalloid stone celts (Fig. 2, coarse axe heads and broken ceramic pottery lugs which add greatly to the impression that the collection as a whole is prehistoric when in fact the spectacular pieces are all modern fabrications. While these authentic items present no problems, we are still faced with the puzzling subject of present authorship of the highly artistic, well executed "zemis."

The most logical explanation is to look within the present day Haitian art community. No longer are these artists entirely of the untrained "primitive" school of recent decades. Today there are Haitian artists (and presumeably sculptors) who have studied abroard and acquired the most sophisticated techniques. I believe the falsifications are from members of this group who are experimenting in a different metier for motives that may not involve confonding archeologists.

The mixing of these art forms with authentic prehistoric artifacts is more serious matter. As of this writing (1990) the traffic is small scale, but in a country notoriously impoverished in natural and cultural resources, it is necessary to discourage the practice, unless these carvings are correctly identified and represented as modern sculpture, for which they can indeed stand on their own merits.

References Cited

Férnandez Méndez, Eugenio. 1979. Arte y Mitologia de los Indios Tainos de las Antillas Mayores. San Juan, Puerto Rico, Ediciones CEMI

Fewkes, J.W. 1891. "On Zemes from Santo Domingo." American Anthropologist, 4 : 167-175

Fewekes, J.W. 1915. Engraved Celts from Antilles. New York, Contributions of the Heye Museum. Vol.II, N°.3

Harrington, Mark R. 1921. Cuba before Colombus. New York, Heye Museum of the American Indian. 2 Vols.

Krieger, Herbert W. 1932. "Culture Sequence in Haiti." Smithsonian Institute Exploration and Field Work in 1931, pp 113-124.

Loven, Sven. 1935. Origin of the Tainan Culture of the West Indies. Göteborg.

Rainey, Froelich G., J. Alden Mason and Irving Rouse. 1941. Excavations in the Fort Liberté Region, Haiti. New Haven, Yale University Publications in Anthropology N°.23.

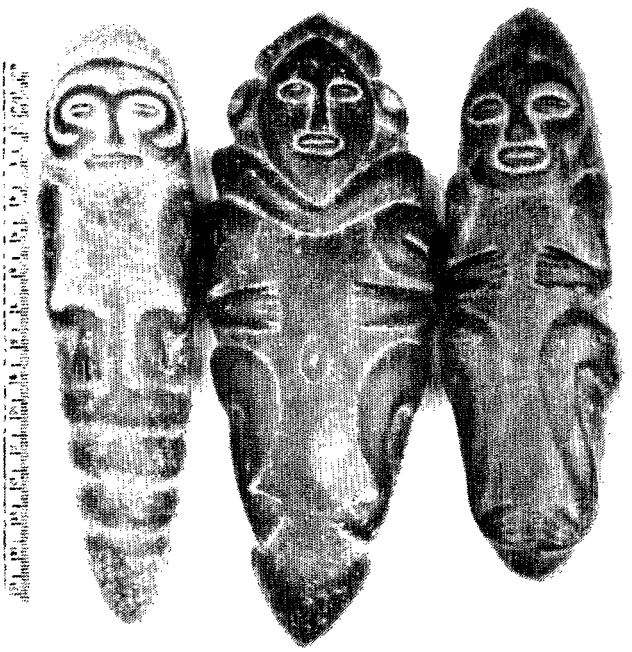


Figure N°1
Counterfeit Stone Zemis

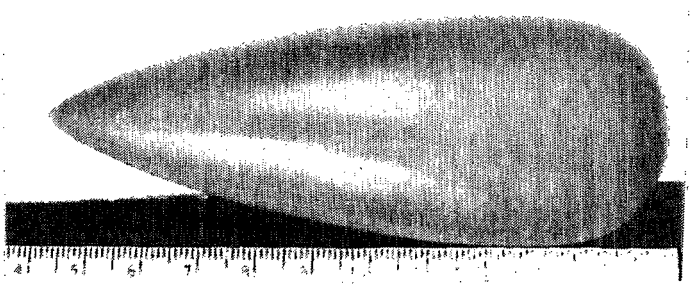


Figure N°2
Greenstone petalloid celt

LES FOUGERES EN TANT QU'INDICATRICES DES REFUGES FORESTIERS DU QUATERNAIRE

G. CREMERS[1]

Résumé

Grâce à la banque de données "AUBLET", il est apparu que les Ptéridophytes sont étroitement liées aux forêts primaires, qu'elles ont différentes aires de répartition, l'une circum-amazonienne est très bien représentée au sein de ces plantes. Ce type d'aire est discuté et comparé avec la théorie des refuges amazoniens.

Abstract

With the help of Data-Bank "AUBLET" it appears that the Pteridophytes are closely linked at the primary forests, that they have various distributions, one's circum-amazonian is very well meaning within these plants. This distribution is discussing and comparing with the amazonian refugial areas.

Mots clés : Ptéridophytes, Banque de Données "AUBLET", Distribution, Aires de refuges, Quaternaire. Amazonie, Guyanes, Amerique du Sud.

Key words : Pteridophytes Data-Bank AUBLET - Distribution - Refugial areas - Quaternary - Amazonia - Guianas - South America.

A. INTRODUCTION

Les fougères ou Ptéridophytes sont soit des plantes terrestres (herbacées, arbustives ou lianescentes), soit des épiphytes, c'est à dire croissant sur des troncs et des branches d'arbre support. Les besoins en eau ou en humidité ambiante de ces plantes sont considérables. A ma connaissance en Guyane, une seule espèce est reviviscente : *Polylodium polypodioides* (L.) Watt. var. *burchelii* (Baker) Weatherby, que l'on peut rencontrer sur les manguiers de Cayenne. Un milieu ombragé ou semi-ombragé est nécessaire à la quasi totalité des espèces ; seuls les *Acrostichum* sont inféodés aux marécages de la mangrove et quelques *Blechnum, Lindsaea* et *Lycopodiella* poussent dans les savanes de la bande

(1) ORSTOM, B.P. 165, F.97323 CAYENNE GUYANE FRANÇAISE

côtière, milieu très éclairé et ensoleillé, mais restent localisés dans les zones les plus humides.

B. LA BANQUE DE DONNEES "AUBLET"

Grâce à l'informatisation de nos données (HOFF & al. 1989. 1990 a & b) nous avons montré que les fougères pouvaient être considérées comme indicatrices des milieux primaires. En effet, la diminution du nombre d'espèces, particulièrement des épiphytes, est proportionelle au degré de secondarisation de la forêt.

La Banque de Données a été créée à l'Herbier du Centre ORSTOM de Cayenne afin de regrouper et de gérer tous les renseignements sur la flore du Plateau guyanais. Des données morphologiques, écologiques, géographiques, altitudinales, taxonomiques, etc... sont actuellement enregistrées pour près de 25.000 spécimens de Ptéridophytes. Ceux-ci ont été récoltés en Amérique tropicale, mais ne concernent que des espèces se trouvant dans les Guyanes (Guyane française, Surinam et Guyana). Dans l'état actuel de nos connaissances, le nombre d'espèces s'élève à 315 en Guyane française, entre 450 et 500 pour les 3 Guyanes.

C. AIRES DE REPARTITION

L'ensemble des spécimens observés dans différents herbiers ou reçus en prêt, ainsi que ceux notés dans les flores et monographies récentes, fait l'objet d'une étude géographique. Des cartes de répartition sont établies pour toutes les espèces des Guyanes. Notons, cependant, que ces cartes sont amenées à évoluer en raison de l'introduction de nouveaux spécimens. :

Ces cartes ont permis de mettre en évidence différents types de distribution:

1) espèces "endémiques" de la Guyane, ou a aire limitée à la Guyane.
Ex. : *Cyclodium rheophilum* A.R. Smith (fig.1).

2) espèces dont l'aire se limite aux Guyanes, au Brésil (Para) et au Vénézuela (Amazonas, Bolivar).
Ex : *Cyclodium inerme* (Fée) A.R. Smith (fig.1)

3) espèces dont l'aire est plutôt circumcaraïbéenne
Ex. : *Antrophyum lanceolatum* (L.) Kaulf. (fig.2)

4) espèces ayant une aire très vaste
Ex : *Lindsaea lancea* (L.) Bedd. var. *lancea* (fig.3)

5) espèces dont l'aire est circum-amazonienne d'une manière plus ou moins prononcée. Leur nombre est d'environ 50, soit 10 à 12% des espèces guyanaises
Ex. : *Hymenophyllum polyanthos* (Sw.) Sw. : epiphyte (fig. 4)
Cyathea delgadii Sternb. : terrestre (fig.5)

Notons aussi que la majorité de ces plantes sont terrestres, plus de 80% d'entre elles sont donc liées aux conditions édaphiques.

Parmi ces types de distribution, celui présentant une aire circum-amazonienne ou "péri-amazonienne" a déjà été mentionné par de nombreux auteurs (MORLAY 1975, PLOWMAN 1979, GENTRY 1979 et 1983, MORI et al. 1981, ALLORGE 1985, MORI 1989 etc...) PRANCE (1973, 1982a et b) par ses recherches sur les aires des Angiospermes a été à la base de la "Théorie des Refuges". De GRANVILLE (1990) dans son étude des espèces forestières guyanaises montre que 6% des plantes ont ce type d'aire.

D. THEORIE DES REFUGES FORESTIERS EN AMAZONIE

Les espèces présentant une aire circum-amazonienne sont trop nombreuses pour penser que cette distribution est due au hasard. On notera aussi que parmi celles-ci :

- certaines d'entre elles ont des aires disjointes, comme *Danaea moritziana* C. Presl (fig.6), qui pousse dans les Andes, ainsi que dans le centre sud de la Guyane.
- d'autres semblent être des espèces amazoniennes, ou montrer une tendance vers la conquête ou la reconquête de la plaine amazonienne.

On ne peut imputer l'absence ou la rareté de ces espèces en Amazonie aux seules conditions écologiques de ce milieu, ou a des défauts de collecte, des facteurs historiques ont joué un rôle important. L'Amérique du Sud et principalement la région amazonienne a subi des fluctuations climatiques importantes depuis environ 20.000 ans, principalement une longue période sèche et moins chaude s'étendant de 13.000 à 20.000 ans BP. Depuis plus de 20 ans de nombreux

chercheurs étudient cette période. Notons par exemple : HAFFER (1969) dans son étude de la spéciation et de la répartition des oiseaux propose 9 refuges isolés par de vastes savanes. VAN DER HAMMEN (1974) qui, dans son étude palynologique ne peut expliquer la distribution spécifique actuelle en forêt amazonienne que par un isolement temporaire d'îlots forestiers. PRANCE (1973) étudie la distribution de 4 familles de plantes dans le bassin amazonien et propose 16 refuges. En 1982, après une étude plus fine et étendue à toute l'Amérique tropicale, cet auteur en propose 26 (fig.7). Il note aussi l'importance des galeries forestières au cours du Pleistocène.

Ainsi a été élaboré la théorie des refuges, elle est basée sur la fluctuation de la couverture végétale au cours du Pleistocène et de l'Holocène, et sur la distribution des espèces végétales et animales.

E. LES REFUGES ET LES PTERIDOPHYTES

Comme nous l'avons signalé, les Ptéridophytes sont inféodées presque uniquement au milieu forestier. Nous étudierons 3 cas :

1) *Polybotrya sessilisora* Moran (fig.8) est une espèce rare du nord de l'Amazone. Trois récoltes ont été effectuées dans la zone péri-amazonienne. Les deux autres se trouvent dans la zone refuge de Manaus.

2) *Adiantum pulverulentum* L. (fig.9) est une espèce à large répartition. Un certain nombre de récoltes ont été faites dans la plaine amazonienne ; elles sont situées dans les zones refuges ou à proximité. Il est de même de la récolte excentrée du sud-est brésilien, qui est localisée dans le refuge de Bahia.

3) *Lindsaea stricta* (Sw.) Dryand. var. *parvula* (Fée) Kramer (fig. /10) est une espèce nettement nord amazonienne. Les récoltes effectuées le long de l'Amazone sont proches des refuges de Belem et de Trombetas. Celles du sud-est brésilien constituent une aire disjointe, cependant elles correspondent toutes aux refuges de Pernambuco, de Bahia et de Rio Espirito Santo.

En définitive, et malgré quelques réserves sur les cartes de répartition qui sont données en raison, de la localisation peu précise sur une carte à cette échelle, de la situation géographique incertaine des spécimens anciens, mais aussi des

refuges dont les limites demandent des études plus poussées pour chacune des zones proposées, nous pouvons retenir:

- que l'importance de l'aire générale circum-amazonienne a été montré, malgré :
  = le milieu forestier difficilement pénétrable ou sont inféodées ces espèces ;
  = le peu de travaux d'ensemble, de monographies, réalisées en Amérique tropicale.
- que la superposition entre les récoltes et les zones refuges proposées a été constatée dans de nombreux cas.

F. DISCUSSION

Ces refuges, bien que théoriques, apparaissent comme des réalités chez les fougères. Cependant ils sont critiqués par plusieurs chercheurs, notamment COLINVAUX (1989).

Ces espèces péri-amazoniennes se trouvent donc dans les zones refuges de ces régions, pourquoi ne se trouvent-elles pas aussi dans les refuges amazoniens. Quelques explications ou plutôt des hypothèses peuvent être avancées :

1) Echantillonage insuffisant

Les récoltes faites en Amazonie sont relativement peu importantes au vu de la superficie à inventorier et très inégalement réparties. Des zones sont quasiment inconnues botaniquement alors que les régions de Belem, de Santarem et surtout de Manaus sont très bien représentées dans les herbiers, d'où l'impression d'une inexactitude des cartes de répartition.

Cependant BERG et AVILA (1984 a et b) dans leur étude des *Ficus* (Moraceae) montre que le centre de dispersion de ce genre arborescent est manifestement l'Amazonie. Il n'y a cependant pas eu de récoltes spéciales faites pour ce groupe de plantes.

Par ailleurs B. NELSON de l'Amazon Forest Research Institute (INPA) de Manaus à réexaminé avec les spéciments de leur herbier la possibilité d'un endémisme localisé par le genre *Inga* (Mimosaceae) et les Chrysobalanaceae. Il

est arrivé à la conclusion que les zones à forte intensité de récolte correspondent aux aires refuges proposées (COLINVAUX 1989).

2) Exigeances thermiques de certaines espèces

Il est généralement considéré qu'au cours du Pleistocène la température était de 6 à 9° inférieure à la moyenne actuelle.

Par ailleurs dans le bassin amazonien, il n'y a pas de reliefs supérieurs à 100-200 m, à l'exception du Morro Grande (630 m) au nord de Santarem.

Au moment du réchauffement, elles pourraient avoir quitter les plaines pour essaimer plus ou moins bien vers les montagnes, Celles-ci entourent en effet tout le bassin amazonien, on trouve ainsi des formations gréseuses tabulaires au nord (Guyana, Venezuela) atteignant 3000 m (Roraima et Pico de la Neblina) ; les Andes dépassent les 6500 m à l'Ouest ; le Planalto central (Matto Grosso) au sud est à 900 m d'altitude; au sud est les montagnes de la Côte Atlantique, de Rio de Janeiro jusqu'au Rio Grande do Norte, entre 1000 et 3000 m.

Ces regroupements dans les zones plus fraiches d'altitude expliqueraient en partie les disjonctions dans les aires de répartition. On note aussi que les tranches altitudinales; ou se localisent les habitats des différentes espèces sont toujours plus élevées vers les Andes. Ainsi par exemple, *Danaea moritziana* (fig.6) pousse à des altitudes entre 800 et 2300 m au Venezuela, en Colombie et au Pérou. En Guyane, le plus haut sommet culmine à 830 m, cette espèce se retrouve entre 600 et 700 m sur les talus argileux bordant les torrents.

3) Présence d'un vaste lac d'eau douce (fig./11 A)

GERY (1964) dans son étude des poissons characoides émet l'hypothèse de la présence d'un lac d'eau douce ayant une profondeur de 100 m.

CAMPBEL et FRAILEY (1984) ont effectué des études stratigraphiques en Amazonie occidentale et ont découvert des sédiments deltaïques témoignant de cette présence. En 1988, FRAILEY et al. (1988) estiment que ce lac devait avoir une profondeur de 150 m, le bassin amazonien aurait alors rejoint celui de l'Orénoque.

La présence d'un tel lac au cours d'une période située entre 10 000 et 35 000 ans BP expliquerait la disparition de toute végétation à l'exclusion de certains îlots.

4) Présence d'un bras de mer (fig.11B)

Il y a 6 à 7000 ans un bras de mer se serait formé au moment de la période la plus chaude de l'interglaciaire. GERY (1964) et WUILLEUMIER (1971) ont étudié cette hypothèse. Il y aurait alors eu à nouveau destruction de la flore à basse altitude.

G. CONCLUSION

Les Ptéridophytes sont des plantes ayant de grands besoins hydriques. La richesse et la pauvreté spécifique sont liées au degré de secondarisation de la forêt. Ainsi les fougères peuvent servir d'indicatrices des milieux primaires.

Les cartes de répartition des Ptéridophytes guyanais ont montré, malgré leur imperfection par manque de récoltes dans bien des cas, que 10 à 12% d'entre elles ont une aire circum-amazonienne. Parmi celles-ci 80% sont terrestres.

Nous avons pu constater par les nombreux travaux effectués récemment, combien les différentes théories élaborées, pour expliquer ce type d'aire, sont controversées.

La théorie des refuges forestiers, défendue par PRANCE, repoussée par COLINVAUX, a été examinée par rapport aux Ptéridophytes. Il a été constaté une certaine superposition entre les récoltes et les zones proposées.

Actuellement, il est encore bien difficile de comprendre les principes de ces aires de répartition, il nous a paru cependant intéressant d'évoquer les Ptéridophytes comme un exemple. Des inventaires plus importants sont encore à faire, des études biogéographiques seront nécessaires pour conformer ces prédispositions.

BIBLIOGRAPHIE

ALLORGE, L. 1985 - Distribution, relations et intérêt biogéographique des Tabernaemontanoideae (Apocynaceae) dans la région neotropicale. C.R. Soc. Biogeogr. 61 (4) : 137 - 155.

AVILA, M. Vasquez, BERG, C.C. et KOOY, F. 1984 - New taxa of South American *Ficus* (Moraceae). Acta Amazonica 14 (1/2) : 195 - 213.

BERG, C.C., AVILA, M. Vasquez et KOOY, F. 1984 - *Ficus* species of Brazilian Amazonia and Guianas. Acta Amazonica 14 (1/2): 159 -194.

CAMPBEL, K.E.Jr. & FRAILEY, C.D. 1984 - Holocène flooding and species diversity in Southwestern Amazonia Quaternary Research 21 : 369 - 375.

COLINVAUX, P.A. 1989 - Ice-age Amazon revisited. Nature, vol. 340, 6230 : 188 - 189.

FRAILEY, C.D. LAVINA, E.L., RANCY, A. & OEREIRA, J. de Souza Fillo 1988. - A proposed Pleistocene/Holocene lake in the amazonian basin and its significance to amazonian geology and biogeography. Acta Amazonica 18 (3-4) : 119-143.

GENTRY, A.H. 1979 - Distribution patterns of Neotropical Bignoniaceae : some phytogeographic implications. Pp 339 - 354 in K. Larsen et L.B. Holm-Nielsen Ed., Tropical Botany, Academic Press London.

GERY, J. 1964 - Poissons characoides nouveaux ou non signalés de l'Ilha do Bananal, Bresil. Extrait du Volume Jubilaire dédié à Georges Petit. Supplément, Vie et Milieu : 447 - 471.

GRANVILLE, J.-J. de 1990 - Un cas de distribution particulier : les espèces forestières péri-amazoniennes. Workshop "Phytogéographie des Guyanes", Sept. 1990; UNESCO, PARIS.

HAFFER, J. 1969 - Speciation in Amazonian forest birds. Science 165 : 131 - 137.

HAMMEN, J. van der 1974 - The Pleistocene changes of vegetation and climate in tropical South America. J. Biogeogr. 1 : 3-26.

HOFF, M., CREMERS, G., FEUILLET, C. et GRANVILLE, J.-J. de 1989. - La Banque de Données "AUBLET" de l'Herbier du Centre ORSTOM de Cayenne (CAY). Bull. Jard. Bot. Nat. Belg. 59 : 171 - 178.

HOFF, M. & CREMERS, G. 1990 - Diversité, biogéographie et écologie des Ptéridophytes de Guyane française. In : Gestion de l'Ecosystème Forestier et Aménagement de l'Espace Régional. 2ème Coll. régional de l'Environnement, SEPANGUY, Cayenne.

HOFF, M., CREMERS, G., GRANVILLE, J.-J. de 1990 - Carte de la richesse en plantes de la Guyane française à partir d'un observatoire du Patrimoine Naturel. La Banque de Données "AUBLET" de l'Herbier du Centre ORSTOM de Cayenne. Nature Guyanaise 4 : 12 - 22.

MORI, S.A., BOOM, B.M. & PRANCE, G.T. 1981. - Distribution patterns and conservation of eastern brazilian coastal forest tree species. Brittonia 33 : 233 - 245.

MORI, S.A. 1989. - Eastern Extra Amazonian Brazil In : D.G. Campbell et H.D. Hammond Ed. Floristic Inventaires of Tropical countries. The New York Botanical Garden 427 - 454.

MORLEY, T. 1975 - The South American distribution of the Memecylae (Melastomataceae) in relation to the Guiana area and to the question of forest refuges in Amazonia. Phytologia 31 : 279 - 296.

PLOWMAN, T. 1979 - The genus Brunfelsia : a conspectus of the taxonomy and biogeography implications. Pp. of Solanaceae, Linnean Soc. Symposium Series.

PRANCE, G.T. 1973 - Phytogeographic support for the theory of Pleistocene forest refuges in the Amazon basin, based on evidence from distribution patterns in Caryocaraceae, Dichapetalaceae and Lecythidaceae. Acta Amazonica 3 : 5-28.

PRANCE, G.T. 1982 - A review of the phytogeographic evidences for Pleistocene climate changes in the Neotropics. Ann. Missouri Bot. Gard. 69 : 594 - 624.

WUILLEUMIER, B.S. 1971 - Pleistocene changes in the Fauna and Flora of South America. Science 173 (3899) : 771 - 780

LEGENDES DES FIGURES

Figure 1 - Aire de répartition de *Cyclodium inerme* (Fée) A.R. Smith ; *C. rheophilum* A.R. Smith

Figure 2 - Aire de répartition de *Antrophyum lanceolatum* (L.) Kaulf.

Figure 3 - Aire de répartition de *Lindsaea lancea* (L.) Bedd. var. *lancea*

Figure 4 - Aire de répartition de *Hymenophyllum polyanthos* (Sw.) Sw.

Figure 5 - Aire de répartition de *Cyathea delgadii* Sternb

Figure 6 - Aire de répartition de *Danaea moritziana* C. Presl

Figure 7 - Les refuges forestiers proposés par PRANCE (1982) :
1, Panama-Darien ; 2, Choco; 3, Rio Magdalena ; 4, Santa Marta ; 5 Catatumbo ; 6, Apure ; 7, Rancho Grande ; 8, Paria ; 9, Imataca ; 10, West Guiana ; 11, East Guiana ; 12, Imeri ; 13, Napo ; 14, Olivença 15, Tefe ; 16, Manaus ; 17, Trombetas ; 18, Belem ; 19, Tapajoz-Xingu ; 20, Airpuana ; 21, E. Peru-Acre; 22, Beni ; 23, Pernambuco ; 24, Bahia ; 25, Rio-Espirito Santo ; 26, Araguaia.

Figure 8 - Aire de répartition de *Polybotrya sessilisora* Moran

Figure 9 - Aire de répartition de *Adiantum pulverulentum* L.

Figure 10 - Aire de répartition de *Lindsaea stricta* (Sw.) Dryand. var. *parvula* (Fée) Kramer.

Figure 11 - A. Lac d'eau douce pendant le Pleistocène et l'Holocène proposé par FRAILEY et al. (1988) ; B, Bras de mer pendant le Pleistocène proposé par WUILLEUMIER (1971).



FIGURE 1



FIGURE 2



FIGURE 3



FIGURE 4



FIGURE 5

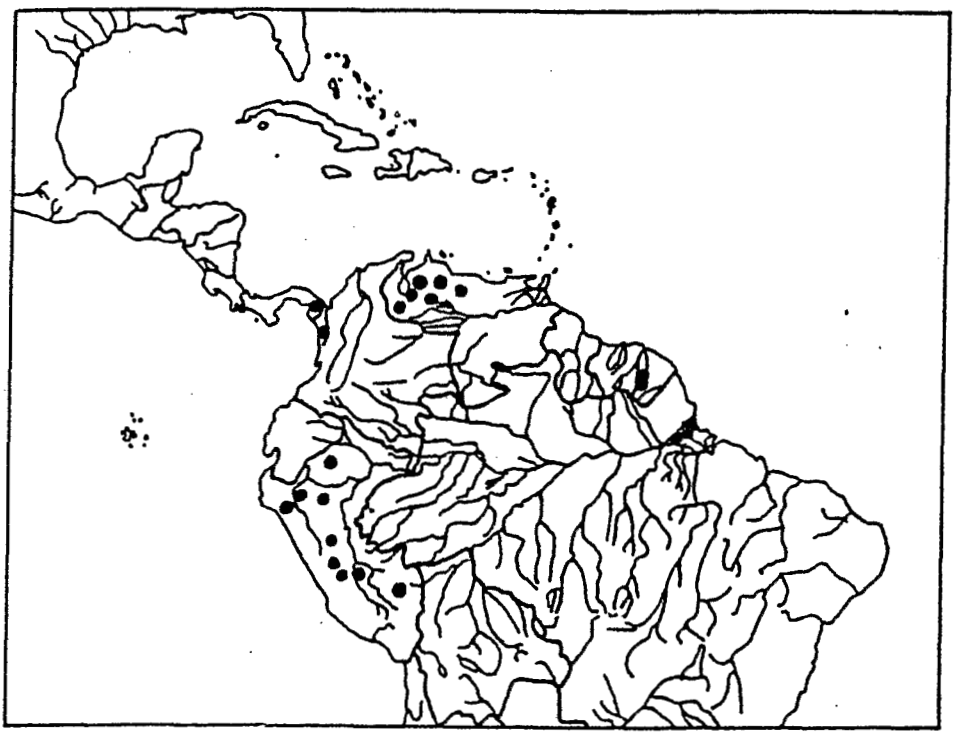


FIGURE 6



FIGURE 7



FIGURE 8



FIGURE 9



FIGURE 10

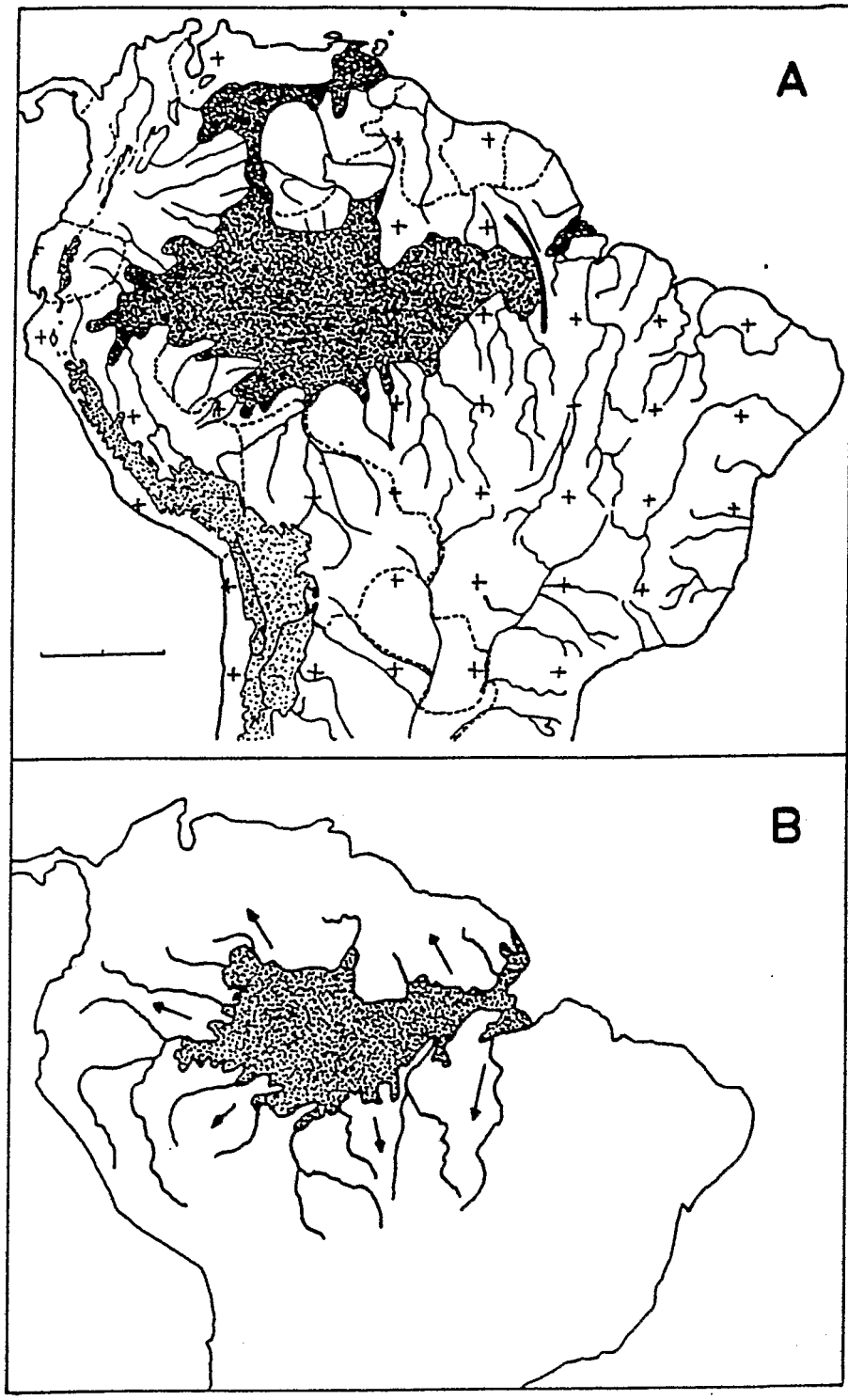


FIGURE 11

SEDIMENTOLOGIE DES FORMATIONS HOLOCENES DE LA GUYANE FRANCAISE

Mohamad DJUWANSAH[1]
Mireille DELAUNE[2]
Claude MARIUS[3]

Résumé

Cinq sondages effectués dans les dépôts littoraux de la Guyane française ont permis de suivre l'évolution de la sédimentation côtière à l'Holocène.

La majeure partie de ces sédiments fins, argilo-limoneux, provient de l'Amazone et est apportée par le courant nord équatorial. Cependant, l'analyse minéralogique des sables et les associations d'argiles montrent qu'il existe toujours un apport local par les fleuves guyanais.

D'après les données palynologiques, jusqu'à 5000 ans BP, le taux de sédimentation a suivi la vitesse de remontée du niveau marin ; ce dernier est resté stable depuis cette date jusqu'à la période actuelle.

Abstract

Five core drilled in coastal region of French Guiana have been studied for sedimentology, mineralogy and palynology; the mineralogy of these holocene sediments shows the Amazonian origin of the fine - grained sediments, but the local rivers can be a source for the coarse deposits.

According to the palynological studies ,to 5000 years BP the sea level elevation remain the same that the rate of sedimentation ; since this date to the actual period the coastal line remain still.

Mots - clés : Sédimentation littorale, Holocène, Guyane française.

Key - words : Littoral sedimentation , Holocene , French Guiana

---

(1) LIPI , Cisitu Sangkuriang 21/154 D, Bandung 40135 - Indonésie

(2) ORSTOM, 70/74 route d'Aulnay, 93143 BONDY cedex - France

(3) ORSTOM, 213, rue Lafayette, 75480 PARIS cedex - France

INTRODUCTION

Dans le cadre d'une opération financée par la CORDET, nous avons effectué dans la zone de mangrove du littoral guyanais, six carottages profonds à l'aide d'un carottier à piston stationnaire qui permet de prélever des carottes non perturbées de 1m jusqu'à 24m de profondeur. Une seule de ces carottes a atteint les 24m dans la Savane Sarcelle.

L'analyse sédimentologique de ces carottes a fait l'objet d'une thèse (M.Djuwansah, 1990).

Nous présenterons ici les principaux résultats obtenus sur 5 de ces carottes : trois sont situées dans la région de Mana, une près de Sinnamary et la dernière dans l'estuaire de la rivière de Cayenne (Fig.1).

On sait, notamment depuis les études de Brinkmann et Pons (1968) que la zone côtière guyanaise se caractérise par une épaisse série sédimentaire que l'on peut suivre depuis la mer jusqu'au socle précambrien. Elle s'est déposée à la bordure d'une importante flexure qui présente son maximum d'extension au niveau de la Berbice, en Guyane anglaise. On distingue deux unités morphologiques :

- la Formation Coropina, sédimentation essentiellement sableuse d'âge pléistocène, qui constitue la "vieille plaine côtière".
- la Formation Demerara, ou "jeune plaine côtière" constituée de sédiments fins, holocènes, déposés dans un milieu de type paralique situé à l'arrière des cheniers et bancs de sables édifiés le long de la côte.

Cette formation récente peut être subdivisée en deux phases (Brinkmann et Pons, 1968) :

1 - *la phase Mara* : les sédiments qui la composent se sont déposés de 15000 ans environ à 6000 ans. Ce sont des argiles à pyrite déposées dans un milieu marécageux à Rhizophoras durant la dernière transgression holocène.

2 - *la phase Coronie* : les sédiments se sont déposés après que le niveau de la mer se soit stabilisé : ce sont des formations marines et fluviatiles, séparées par des phases d'érosion ; on distingue :

+ la phase Wanica (6000 - 3000 ans BP)
+ la phase Moleson (2500 - 1300 ans BP)
+ la phase Comowine (1300 ans BP à l'actuel)

Les interphases sont caractérisées par la formation de chéniers, ce processus étant lié à de longues périodes d'intense érosion (Augustinus, 1980 - Prost, 1989).

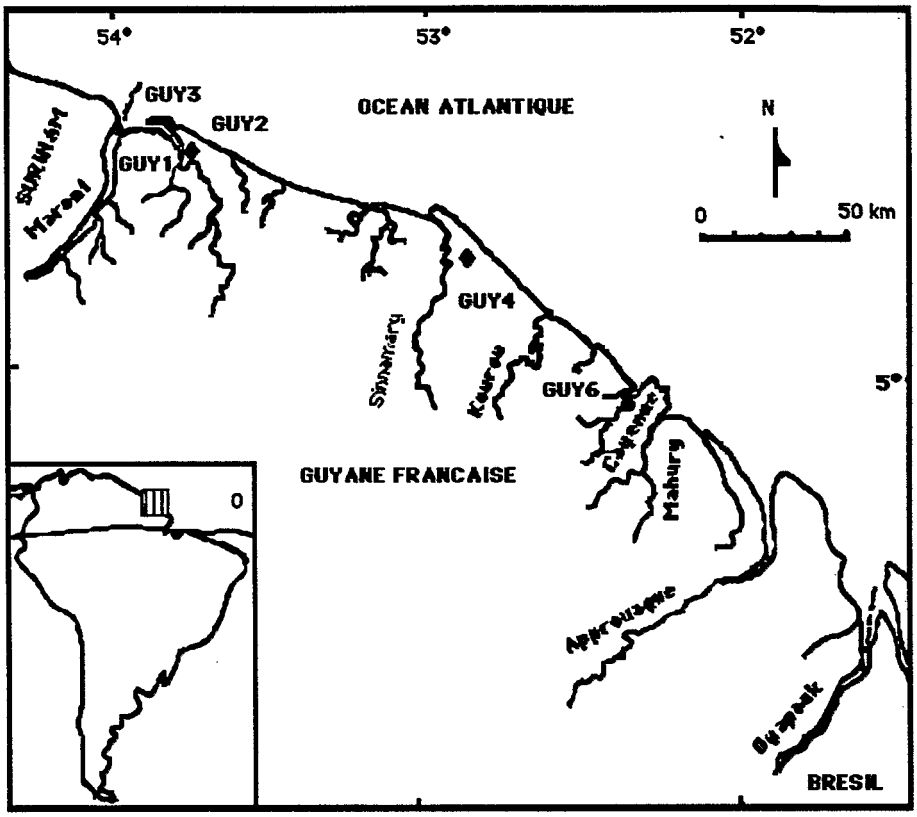


Fig. 1 - Localisation des sondages

SEDIMENTOLOGIE DES DEPOTS HOLOCENES

L'étude morphologique des cinq carottes montre que les couches superficielles ont une couleur gris à gris foncé (10 YR 2/1 - 2,5 Y - 10 YR 4/5) devenant gris bleu (5 BG 6/1) ou gris en profondeur (Fig.2).

La partie superficielle est un sédiment fin, argilo-limoneux, non structuré et son épaisseur varie selon la distance au rivage. En profondeur, la structure est laminaire avec des alternances de lits sableux et de lits de matière organique.

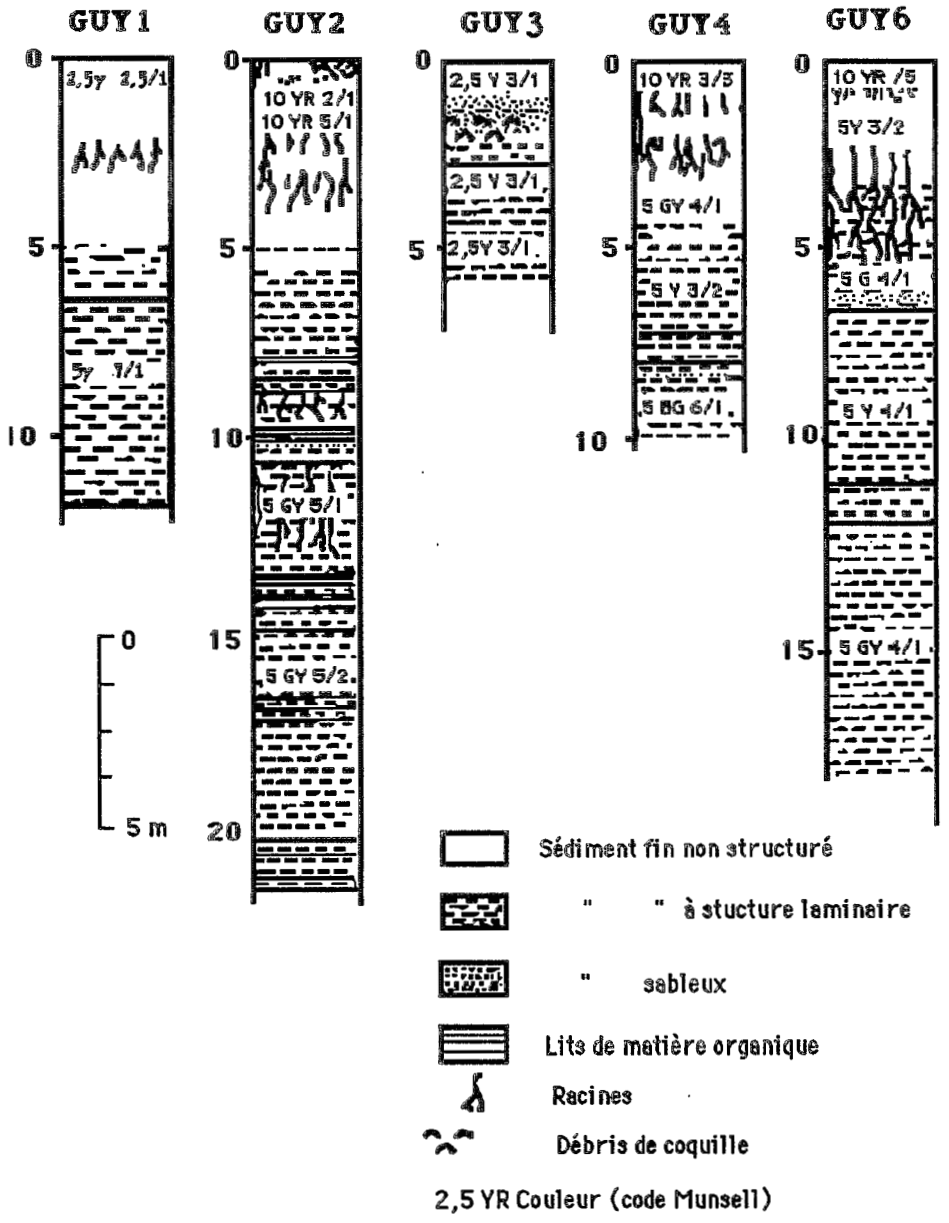


Fig. 2 - Morphologie des sédiments le long des sondages

Caractères granulométriques

Les sédiments rencontrés sont très fins : plus de 50% des particules sont de taille inférieure à 2 μ et les médianes granulométriques varient entre 0,24 et 4 μ. Les sables sont peu représentés et les niveaux sableux se trouvent, soit à la base des sondages, soit en couches de quelques m/m à plusieurs dizaines de cm d'épaisseur, intercalés dans la sédimentation vaseuse (cf. GUY 3 et GUY 4).

Seul le sondage GUY 1, à l'embouchure de la Mana, présente une sédimentation plus limoneuse (médianes allant de 2,3 à 18 μ) due à un hydrodynamisme plus fort (Fig.3). Ce caractère est lié à la position du sondage dans un domaine soumis à l'action des courants de marée.

L'étude morphologique des sondages (Djuwansa, 1990) a montré que le passage entre couche vaseuse et couche sableuse était très net. L'analyse granulométrique confirme cette observation car il n'y a pas de termes de passage entre la sédimentation argileuse et les sables.

Il n'existe pas non plus de liaison entre l'énergie de dépôt et la morphologie des sédiments. On peut donc en déduire que la structure des sédiments fins n'est pas liée à l'énergie mais au type de dépôt. L'influence de l'oscillation des courants due au déferlement de la marée et des vagues semble être responsable de la formation des structures laminaires alors que les sédiments non structurés, à la partie supérieure des sondages, se sont déposés sous un courant dont le flux était plus ou moins continu.

L'évolution des indices granulométriques (Rivière, 1977) et leur signification en terme de milieu de dépôt sont décrites ci-dessous :

a - *l'estuaire de la Mana*

Les trois carottages forment une séquence allant de la mer jusqu'aux marais internes de la phase Mara.

GUY 1 : ce sondage de 16,5m est situé sur la rive gauche de la Mana, à l'emplacement de son ancienne embouchure.

On peut définir trois niveaux :

1 - la base du sondage consiste en un banc sableux avec une intercalation limoneuse (Med = 2,75μ) ; le soubassement de ce banc n'est pas connu et il n'est donc pas possible de savoir s'il s'agit d'un chénier ou d'un sable littoral appartenant à la transgression flandrienne. Les caractères granulométriques sont

ceux de sables marins et laguno-marins : les sables sont fins (Médianes de 100, 126 et 150 μ) et ne présentent pas de faciès de maturation.

2 - alternance plus ou moins régulière de vases fines et de limons contenant toujours une faible fraction sableuse ; les médianes varient de 1,5 à 29,5 μ.

3 - sédimentation homogène, limono-argileuse ; la fraction sableuse est pratiquement absente (Médianes de 2,3 à 11,5 μ).

Les indices granulométriques (N - Rivière, 1977) ont toujours des valeurs positives, comprises (à l'exclusion des couches sableuses) entre 0,15 et 0,40 et indiquent que ces sédiments se sont déposés par excès de charge.

GUY 2 : ce sondage (22,6 m) est effectué sur la rive droite de la Mana, dans la zone marécageuse située entre la ride de sable et le fleuve (Savanne Sarcelle). La sédimentation est beaucoup plus fine qu'en GUY 1 (absence de sables). Les faciès granulométriques sont ceux de sédiments déposés en domaine abrité (N inférieur à 0 dans l'ensemble du sondage) où l'influence des courants est pratiquement nulle. Les médianes sont toujours inférieures à 10 μ.

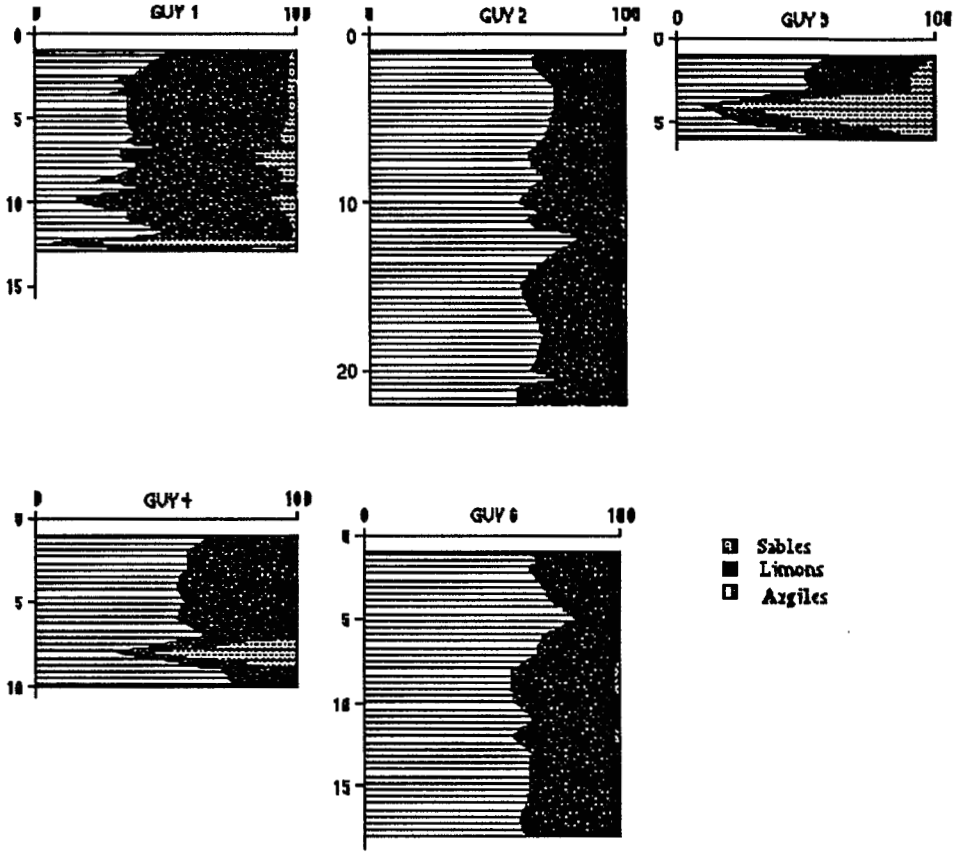


Figure 3 Evolution de la granulométrie des sédiments holocènes

GUY 3 : ce sondage, situé à la pointe de l'embouchure de la Mana (Pointe Isère) et dans une zone soumise à une érosion intense est moins profond que les deux sondages précédents (6,5 m).

De bas en haut, on observe :

- des dépôts fins, argilo-limoneux, déposés par décantation (N = 0.18).
- un banc sableux de 1m d'épaisseur environ ; ce sont des sables marins mais avec des caractères plus littoraux qu'à la base de GUY 1. La position de ce niveau, intercalé dans une sédimentation vaseuse, correspond tout à fait à celle d'un chénier.

- une sédimentation fine, homogène, très voisine par sa granulométrie de celle de GUY 2.

b - *embouchure du Sinnamary*

GUY 4 : ce sondage, de 9 m de hauteur, repose sur des sables à graviers roulés. Sans être aussi limoneuse qu'en GUY1, la sédimentation apparait comme une forme de transition entre celles de GUY 1 et GUY 2, mais son caractère dominant est celui d'une zone calme, abritée, permettant le dépôt de particules fines.

Le niveau sableux situé à une profondeur de 7 m, est comparable à celui du sondage GUY 3 et aurait la même origine (chénier) ; ses caractères granulométriques sont ceux d'un cordon littoral.

c - *rivière de Cayenne*

GUY 6 : ce sondage présente des caractères granulométriques qui l'apparentent au sondage GUY 2 ; il est légèrement plus limoneux, mais les caractères granulométriques sont également ceux de dépôts en zone calme abritée des courants, avec de petites récurrences à dynamique de transport plus marquée : sa profondeur est de 11,9 m.

Minéralogie des sables

Trois espèces minérales dominent largement le cortège des minéraux lourds des sables. Il s'agit de la staurotide, de l'épidote et de la hornblende ; puis viennent le grenat, la tourmaline et le zircon. Les autres minéraux (disthène, andalousite, sillimanite, corindon, rutile, anatase, sphène, glaucophane, augite, hypersthène et enstatite) sont faiblement représentés.

Dans les différents niveaux analysés, on trouve, soit l'association épidotes - hornblendes, soit des sables où la staurotide (ou l'association staurotides - épidotes) domine nettement et, plus rarement, un mélange des trois minéraux cardinaux.

Les sédiments du sondage GUY 1 sont caractérisés par l'association staurotides/épidotes ou staurotides/hornblendes sauf à la base, où les bancs sableux montrent un net enrichissement en staurotides (63 et 67%) ; le groupe épidotes/hornblendes n'y représente que 13 à 14% du cortège minéralogique ; enfin, on remarque par rapport aux sédiments vaseux, des teneurs légèrement plus élevées en tourmalines (5 et 8%) et zircons (4 et 12%).

Toujours dans ce sondage il faut noter la présence d'un niveau ne comprenant que l'association épidodes/hornblendes.

Dans le sondage GUY 2, du fait de l'absence de fraction sableuse, les comptages statistiques des minéraux lourds n'ont pu être réalisés, mais on retrouve en rares grains de petites tailles les trois principaux minéraux (staurotides, épidotes et hornblendes).

Dans le sondage GUY 3, les niveaux sableux ont (comme en GUY 1) de fortes teneurs en staurotides alors que l'on note une augmentation des minéraux du groupe épidotes/hornblendes dans le niveau vaseux, sauf en surface.

L'absence de fraction sableuse importante n'a pas permis de faire des statistiques sur tous les niveaux dans le sondage GUY 4 ; curieusement les quelques comptages effectués traduisent de fortes teneurs en staurotides.

En GUY 6, de la base au sommet du sondage, on constate des alternances de sables montrant, soit l'association staurotides/ épidotes/hornblendes, soit l'association staurotides/épidotes.

Minéralogie du sédiment total

La minéralogie du sédiment total est largement dominée par le quartz et les minéraux argileux, les feldspaths sont toujours présents ainsi que la halite. La pyrite et la jarosite ne sont présents qu'occasionnellement (Fig.4).

a - *estuaire de la Mana*

GUY 1 : le quartz est le minéral dominant sur toute la hauteur du sondage avec des teneurs supérieures à 60% ; les minéraux argileux varient entre 3 et 15%. La halite est présente au dessous de 2m et sa teneur augmente avec la profondeur. La pyrite est moins importante que la halite et ces deux minéraux sont absents de la fraction sableuse. La jarosite est absente dans ce sondage.

GUY 2 : la proportion de quartz est moins importante que celle du sondage GUY 1, mais elle est toujours supérieure à celle des argiles et se situe le plus souvent autour de 50%. La proportion des argiles varie entre 30 et 50% ; les feldspaths montrent des teneurs relativement constantes sur toute la hauteur du sondage et ne dépassent pas 10%. La halite se rencontre partout, tandis que la pyrite n'est présente que très rarement ; la jarosite est absente.

GUY 3 : le quartz est nettement prédominant avec une proportion qui varie entre 60 et 80% ; les teneurs en argiles se situent entre 5 et 35% et celles des feldspaths entre 5 et 15%. La halite est présente sur toute la hauteur du sondage et la pyrite n'apparait qu'en profondeur à partir de 3m. Là aussi, la jarosite est absente.

b - *embouchure du Sinnamary*

GUY 4 : le quartz est toujours le minéral le plus abondant ; sa proportion varie, le plus souvent, entre 40 et 60% et peut atteindre un maximum de 90%. Les argiles varient entre 10% ou un peu moins jusqu'à 40%. Les feldspaths dont les proportions se situent entre 10 et 20% disparaissent à la profondeur de 8m, dans les niveaux sableux. La halite est présente, quelle que soit la profondeur tandis que la pyrite ne se rencontre que dans la partie médiane du sondage. La jarosite est présente et accompagne la pyrite.

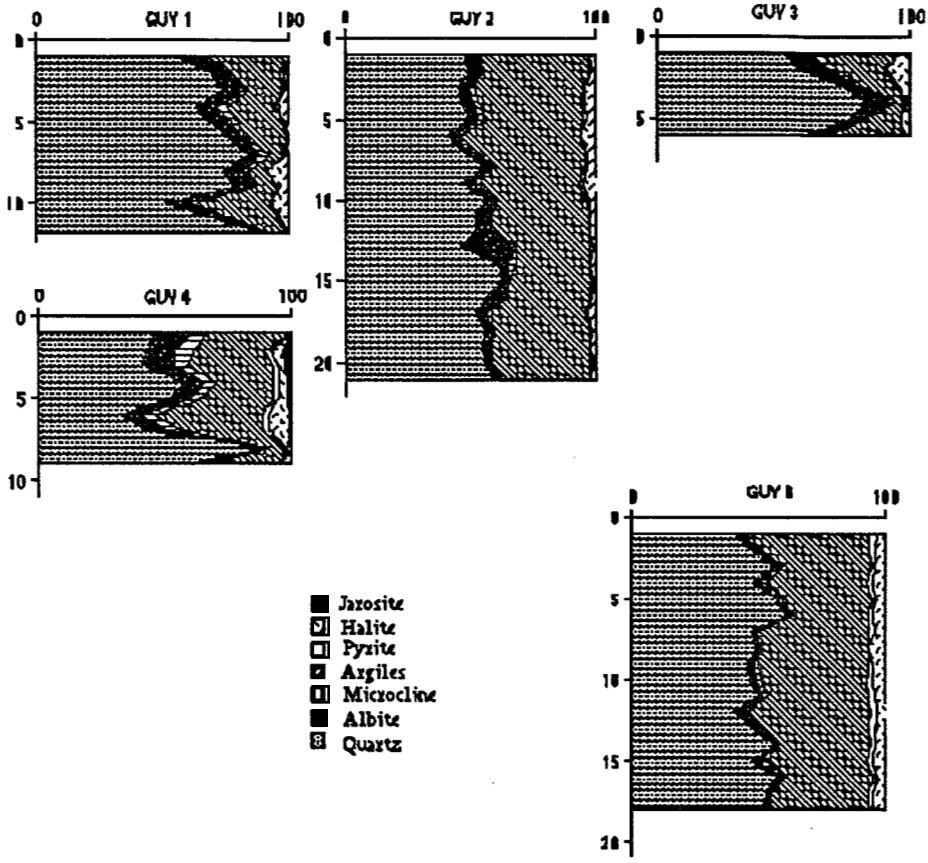


Figure 4 Minéralogie des sédiments

c- Rivière de Cayenne

La proportion de quartz est toujours supérieure à celle des argiles et varie entre 40 et 50% ; les teneurs en argiles se situent entre 15 et 25% et la proportion des feldspaths est toujours inférieure à 10%. La halite se retrouve tout le long du sondage et sa teneur maximum ne dépasse pas 5%. La pyrite est présente occasionnellement et la jarosite est absente.

Minéralogie des argiles

Les minéraux argileux observés dans les sédiments sont la kaolinite, l'illite et les smectites qui sont souvent associées à des interstratifiés (10-14) et la chlorite. Quantitativement la kaolinite et les smectites sont les plus abondantes ; leurs proportions sont plus ou moins comparables et varient entre 30 et 50%. Vient ensuite l'illite, dont la proportion est plus ou moins constante, autour de 20%, tandis que la chlorite qui n'est présente qu'occasionnellement, ne dépasse jamais 5%. (Fig.5).

Observées au microscope électronique à transmission, les smectites ont généralement des formes floconneuses et nébuleuses ; l'illite se présente sous forme de grosses plaquettes hexagonales de petite taille (inférieure à 1μ).

La formule structurale de quelques particules smectitiques, calculée d'après les résultats d'analyses chimiques ponctuelles montre qu'elles ont des caractères qui les apparentent à des beidellites ferrifères.

L'étude des minéraux argileux montre que :

- dans les sondages GUY 2 (Mana) et GUY 6 (Cayenne) la proportion de kaolinite est à peu près comparable à celle de l'association smectites/interstratifiés. Dans les sondages GUY 1 (Mana) et GUY 4 (Sinnamary) le rapport entre la kaolinite et le groupe smectites/interstratifiés est plus important que dans les sondages GUY 2 et GUY 6. Enfin, dans les niveaux sableux profonds de GUY 1 et GUY 4 la proportion de kaolinite devient nettement prédominante.

- dans le sondage GUY 3, dans les niveaux sableux en profondeur, la proportion de la kaolinite est plus ou moins comparable à celle de l'association smectites/interstratifiés, tandis que dans la partie superficielle, où le sédiment est plus vaseux, la proportion de la kaolinite est plus importante qu'en profondeur.

Les sondages GUY 1 et GUY 4 se situent plus à l'intérieur des terres que GUY 2 et GUY 6 ; le sondage GUY 3 se trouve dans la partie aval de l'embouchure de la Mana. L'étude granulométrique a montré que, sur toute la hauteur des deux sondages GUY 2 et GUY 6, le milieu de dépôt est caractérisé par l'influence des courants côtiers et de la marée Par contre, la granulométrie des sondages GUY 1 et GUY 4 montre une évolution d'un milieu fluvio-estuarien (niveau sableux à la base des sondages) vers un milieu littoral à la partie supérieure.

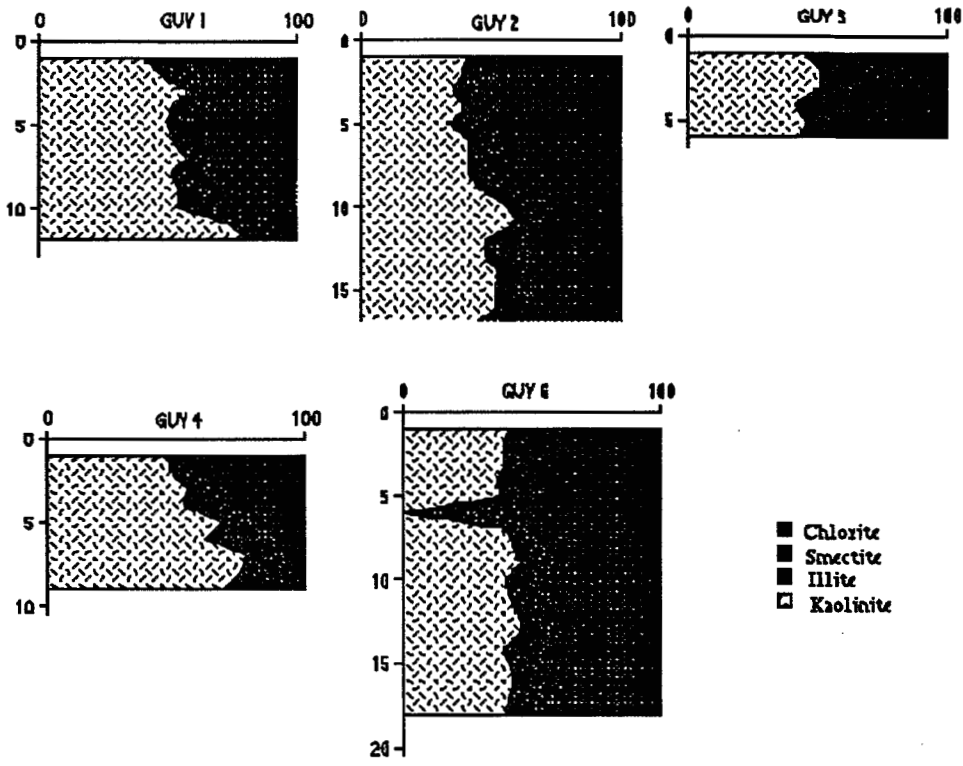


Figure 5 Répartition des minéraux argileux

Ces caractères montrent que l'association smectites/interstratifiés est importante dans les dépôts influencés par les courants marins, tandis que la kaolinite est mieux représentée dans les dépôts où l'influence continentale est prédominante (Fig.5). Ainsi, dans les mangroves de Guyane française l'association smectites/interstratifiés serait essentiellment d'origine marine et proviendrait de l'embouchure de l'Amazone, alors que la kaolinite serait d'origine purement locale.

Quant à l'illite et à la chlorite leur abondance dans les sédiments est irrégulière et ne peut être corrélée ni à la kaolinite, ni aux smectites. Il est difficile de définir avec certitude l'origine de ces minéraux mais il faut noter, cependant, que ce sont ceux qui se déposent le plus rapidement en milieu salin (Whitehouse et al., 1960). L'hypothèse la plus vraisemblable est que ces deux argiles proviennent d'apports locaux, guyanais, et que leur proportion dans les sédiments varie selon la nature des roches de l'arrière- pays.

PALYNOLOGIE ET DATATIONS

Une étude palynologique effectuée sur le sondage GUY 2 (Tissot et al., 1988) permet de distinguer trois niveaux :

- le premier niveau, de la base du sondage à -8 m environ, montre que la végétation était dominée par une forêt de mangrove à Rhizophora.

- le second niveau, de -8 m au sommet du sondage, où les Rhizophora décroissent brusquement pour devenir totalement absents dans les niveaux supérieurs.

- le troisième niveau est moins net mais permet de montrer,cependant, que son cortège pollinique reflète le paysage actuel avec une brusque extension d'Avicennia, peu représenté jusqu'alors.

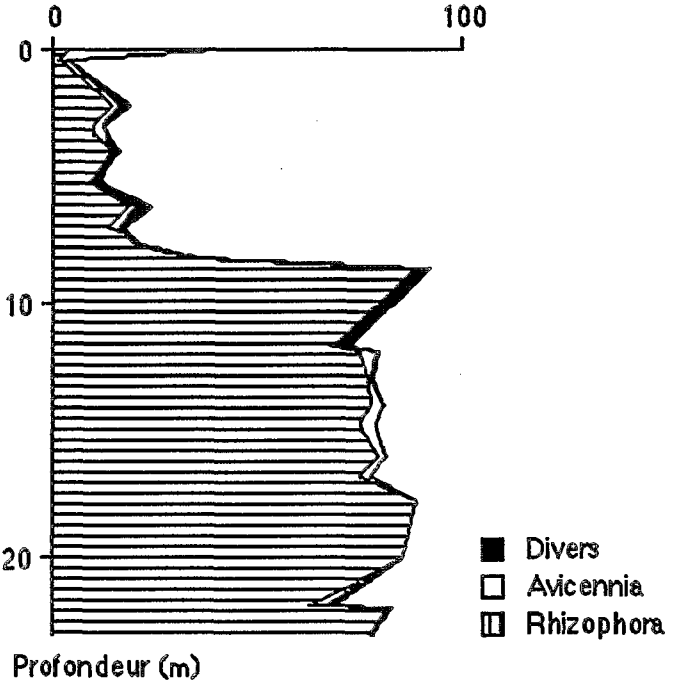


Fig. 6 - Spectre pollinique des différentes espèces végétales le long du Sondage GUY 2.

En outre, les datations au ^{14}C qui ont été effectuées sur des débris de bois prélevés à des profondeurs de 19,60 et 20m ont fourni des âges de 7680 + 320 BP et 7740 + 640 BP. Si l'on admet un taux moyen de sédimentation d'environ 1m pour 400 ans (Van der Hammen, 1963) on peut estimer que la base de la carotte se situe à environ 9000 ans BP.

DISCUSSION

Les datations obtenues sur le sondage GUY 2 montrent que les sédiments recoupés par les cinq sondages sont d'âge holocène et appartiennent à la formation Demerara.

Cette sédimentation fine provient de l'Amazone et a été transportée vers le nord-ouest, le long du littoral, par le courant nord équatorial ; ces vases auraient commencé à se déposer vers -17000 ans, au début de la transgression flandrienne (Eisma and van der Marel, 1977 - Rine and Ginsburg, 1985 - Pujos et Odin, 1986).

Les résultats granulométriques sont très homogènes dans le temps comme le montrent les valeurs des médianes ; c'est le sondage GUY 1 qui s'individualise le plus et ce caractère est lié à sa position en milieu fluvio-estuarien, soumis régulièrement à l'action des marées et des courants.

Les sondages GUY 3 et GUY 4 représentent une sédimentation typique du littoral guyanais : sédimentation de boues fines avec, localement création de chéniers et les deux bancs sableux rencontrés à 4 et 8m de profondeur seraient peut être des témoins des interphases Mara / Moleson et Moleson/ Comowine.

Bien que cette sédimentation soit presqu'exclusivement d'origine amazonienne, (Landim et al.,1978) la minéralogie des sables et des argiles montre que les apports locaux interviennent eux aussi, mais dans des proportions beaucoup plus faibles. Ils viennent des rivières côtières et des sédiments du proche plateau continental sous l'action de la houle et des courants de marée.

Les minéraux lourds reflètent cette dualité : deux associations sont présentes :

- l'association staurotide-zircon-tourmaline et, plus localement le grenat (association A de Kiel,1955) est typiquement guyanaise et forme l'essentiel des minéraux lourds des sables pléistocènes de la formation Coropina-Coswine ("sables roux").

- l'association épidotes-hornblendes serait d'origine amazonienne ; elle caractérise l'association B de Kiel.

Le mélange d'apports amazoniens et locaux est visible également au niveau de la minéralogie des argiles. La smectite est considérée comme un minéral amazonien (Gibbs, 1967) ; la kaolinite est d'origine continentale et les variations observées dans les sondages entre ces deux minéraux argileux correspondent soit à une influence marine plus marquée, soit à des apports locaux plus importants (niveaux sableux).

Enfin, les données palynologiques permettent de suivre l'évolution du rivage à l'Holocène : jusqu'à 5000 ans BP le taux de sédimentation semble avoir été à peu près équivalent à la vitesse de remontée du niveau marin, de sorte que la ligne de rivage est restée stationnaire et le site dans le même environnement durant toute cette période comme l'atteste la constance d'un fort pourcentage en Rhizophora. Depuis 5000 ans BP le niveau marin est resté stable et la sédimentation qui se poursuit avec le même taux provoque un phénomène de progradation. L'espace auparavant occupé par la mangrove ne subit plus l'influence de la mer et les Rhizophora qui désormais se situent plus en aval du site sont alors remplacés par les espèces de la savane marécageuse. Ces données sont en accord avec les observations faites au Surinam et en Guyane britannique.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

AUGUSTINUS (P.G.E.T), 1980 - Actual development of the chenier coast of Suriname (South America), Sediment. Geol., 26 : 91-113.

BRINKMAN (R.) and PONS (L.J.), 1968 - A pedo-geomorphological classification and map of the holocene sediments in the coastal plain of the three Guianas. *Soil Surv. Paper*, Wageningen, n°4, 40p.

DJUWANSAH (M.),1990 - Mangroves de la zone équatoriale. Etude sédimentologique, minéralogique et géochimique. Thèse, Univ.L.Pasteur, Strasbourg, 122p.*multigr.*

EISMA (D.) and van der MAREL (H.W.,) 1977 - Marine muds along the Guiana coast and their origin from the Amazon Basin. *Contr. Min. and Petr.*, vol.31 : 321-324.

GIBBS (R.), 1967 - The geochemistry of the Amazon river system : part I : the factors that control the salinity and the composition on the suspended solid. *Geol.Soc of Amer. Bull.*,vol.28 : 1203-1232.

KIEL (H.) ,1955 - Heavy minerals investigations of samples of Suriname. *Geol. en Mijnbow*, n°4 : 93-103.

LANDIM (P.N.B.), BOSIO (N.J.), WU (F.T.), MOYER (A.E.) and CASTRO (P.R.M.) (1978) - Heavy minerals from the Amazon beds. EOS, vol.59 : p.227.

PUJOS (M.) et ODIN (S.),1986 - La sédimentation au quaternaire terminal sur la plate-forme continentale de la Guyane française. *Oceanologica Acta*, vol.9, n°4 : 363-382.

PROST (M.),1989 - Coastal dynamic and chenier sand in French Guiana. *Marine Geology*, vol.90 : 259-267.

RINE (J.M) and GINSBURG (R.N.), 1985 - Depositional facies of a mud shore face in Suriname, South America. A mud analog to sandy shallow marine deposits. *Journ. Sedim. Petrol.*, vol.55,n°5 : 633-652.

RIVIERE (A.), 1977 - Méthodes granulométriques. Masson Ed.,Paris

TISSOT.(C.), DJUWANSAH (M.) et MARIUS (C.), 1988 - Evolution de la mangrove en Guyane au cours de l'Holocène. Etude palynologique. *Inst.fr.Pondichéry, trav.sec.sci.tech.*,t.XXV.

Van Der HAMMEN (T.), 1963 - A palynological study on the quaternary of British Guiana. *Leidse. geol.Meded.*,29 : 126-168.

WHITEHOUSE (U.G.,) JEFFREY (L.M.) and DEBRECHT (J.D.), 1960 - Differential settling tendencies of clay minerals in saline waters. *Clay and Clay Miner.* (7th. Nat. Congr.,1958- London) : 1-80.

GEOMORPHOLOGIE COTIERE DE L'AMAPA - BRESIL CONSIDERATIONS SUR LA DYNAMIQUE SEDIMENTAIRE ACTUELLE

DIAS, G.T.M.[1]; RINE, J.[2]; NITTROUER, C.A [2]; ALLISON, M.[2]; KUEHL,S.A.[3]; SUCASAS da COSTA Jr. P.[4]; FIGUEIREDO, A.G.[1]

Résumé

Les côtes de l'état de l'Amapá, situées immédiatement au nord de l'embouchure de l'Amazone présentent des processus d'érosion et d'accumulation. La dynamique sédimentaire actuelle a été étudiée dans trois zones à savoir : du cap Nord au fleuve Flechal (au sud), du fleuve Flechal au fleuve Cunani (portion intermédiaire) et du cap Cassiporé au cap Orange (partie nord).

Abstract

This paper deals with the present-day sedimentological evolution of the Amapa coast, which presents erosional and accumulation features. The study was done within 3 key-zones : between the cap Nord and the Flechal River (south), from the Flechal River to the Cunani River (middel) and from the cap Cassiporé to the Cap Orange (north).

Mots-clés : Géomorphologie côtière. Amapá. Brésil. Erosion. Accumulation.

Key-words : Coastal geomorphology. Amapá. Brazil. Erosion. Accumulation.

---

(1) Depto. de Geologia-Universidade Federal Fluminense. Av. Bento Maria da Costa, 115-A Charitas, 24240 Niterói/RJ Bresil.

(2) Marine Sciences Research Center, State University of New York Stony Brook, NY 11794-5000 USA.

(3) Depto. of Geological Sciences, University of South Carolina, Columbia, SC.29208 USA

(4) Depto. de Geologia, Universidade Federal do Pará Av. Perimetral s/n 66050 Belém, Bresil

L'interprétation de photographies aériennes (1: 80.000-1971-DHN) et le traitement des images de télédétection ainsi que des survols à basse altitude et des travaux sur le terrain, nous ont permis (a) de cartographier de façon détaillée la zone côtière de l'Amapá (géomorphologie et végétation) et (b) de proposer des hypothèses sur la dynamique sédimentaire actuelle.

La côte a été divisée en trois secteurs géomorphologiques significatifs des problèmes posés (transect sud-nord), à savoir : cap Nord- fleuve Flechal; fleuve Flechal - fleuve Cunani, cap Cassiporé - cap Orange.(fig. 1)

I - UNE COTE D'EROSION

Entre le cap Nord et le fleuve Flechal, la côte est soumise à une intense érosion. Au NW de l'île de Maracá et au NW du cap Nord en témoigne l'étendue de la mangrove de front de mer : les arbres (>10 m) déracinés jonchent la plage.

Cette érosion généralisée est liée aux forts courants de marées ("pororocas") qui se produisent dans ce secteur. Ces courants abordent la côte en provenance du secteur NE, - en opposition à la direction générale du Courant Côtier Nord Brésilien (NBCC) - et sont à l'origine de flèches sableuses orientées SSW, très nettes à l'embouchure du fleuve Sucurijú (Cap Nord) et près du canal de Carapaporis.

Des enregistrements sismiques (3,5 kHz) obtenus sur les fonds du canal, ont mis en évidence un modelé d'érosion, les creux étant remplis par des boues fluides avec des intercalations de couches sablo-vaseuses (sigmoïdes) migrant vers le SW.

Près du fleuve Flechal des terrasses se sont formées à partir de l'érosion de dépôts vaseux compactés de la plaine côtière, datés de moins de 500 ans BP (ALLISON et al 1990 - fig.2). Ces dépôts affleurent également entre 10 et 15 m de fond.

1.- Des paléochenaux

L'île de Maracá a une saisissante morphologie avec des paléochenaux (semblables à ceux de la plaine côtière voisine), coupés par le canal de Carapaporis.

Un large paléocanal qui atteint la mer vers le nord à la hauteur de l'île de Maracá (fig. 2) semble lié, d'après ses dimensions, au système du fleuve Araguari. Cela nous amène à penser que le canal de Carapaporis (Varador) existait déjà à l'époque des observations de LA CONDAMINE (1744) *"Je rencontrais une autre bouche de l'Arawari, aujourd'hui fermée par les sables. Cette bouche - et le profond et large canal qui y conduit en venant du côte du nord, entre le continent du cap de Nord et des îles qui couvrent ce cap - sont la rivière et la baie de Vincent Pincon".*

2. Un ancien archipel ?

L'île de Jipoca serait le seul témoin d'un ancien archipel qui a existé dans la zone du cap Nord, les autres îles ayant été graduellement détruites par l'érosion . L'hypothèse est appuyée sur des datations C14 dans le secteur (<500 ans BP - ALLISON et al 1990, b). Certes, ce secteur est complexe, à cause du problème du changement du cours du fleuve Araguari (le fleuve s'écoulerait auparavant vers le N et aurait eu son embouchure à la hauteur de l'île de Maracá). Toutefois, ce type de changement peut être également lié à une subsidence récent. En effet, il existent des évidences d'un effondrement de terrains tertiaires au niveau de la plaine quaternaire, au SE d'une faille orientée NE SW vers du lac Novo (BOAVENTURA et al 1974).

II - UNE COTE SABLEUSE, AVEC PLAGES ET CHENIERS

La plaine quaternaire comprise entre les fleuves Cunani et Flechal est relativement étroite (15 km maximum), le socle et les formations tertiaires s'approchant de la côte. Elle est caractérisée par la présence de cheniers, de plages et d'espaces intertidaux formés par des sables très fins avec intercalations de vase.

Les sables sont d'origine locale apportés surtout par les fleuves. Les dépôts vaseux sont plutôt ponctuels, rencontrés seulement au niveau des sites abrités. Cela est surprenant, tenant compte de l'immense apport fin amazonien et des caractéristiques sédimentaires de la proche plate-forme continentale (entre 0 et 15-30 m de fond). Celle-ci est recouverte par plus de 10 m de boues fluides (ALEXANDER et al 1986). Les concentrations de sédiments en suspension dans

les eaux sont élevées (C100 > 1g/l; C20 > 10 g/l - STERNBERG et al 1990) et le taux de sédimentation (> 10 cm/an, KUEHL et al 1986) est significatif.

Malgré le grand stock disponible en sédiments fins, les vases ne se déposent pas sur les rivages et passent directement au secteur Cassiporé-Orange, probablement à cause des turbulences près de la côte.

III - LES VASIERES DES CAPS CASSIPORE ET ORANGE

La zone côtière des caps Cassiporé-Orange est très large et partiellement couverte par la mangrove de front de mer. La côte est basse et argileuse et des vasières très étendues, avec une zonation typique des mangroves pionnières, s'étendent sur beaucoup de km.

Cette morphologie annonce celle de la baie de l'Oyapock, où, sur la rive gauche, des vastes espaces intertidaux vaseux caractérisent le secteur de la pointe Bèhague. Le modelé de pointes vaseuses, présentant les auréoles des mangrove, des marais et des pinotières,caractéristique de la partie nord du territoire de l'Amapá, est représentative de la morphologie de la partie orientale de la Guyane, sauf quelques dispositions spécifiques de la zone de la baie de la Montagne d'Argent, au droit d'Ouanary.

CONCLUSIONS

Malgré la proximité de l'Amazone, avec son immense apport de sédiments fins, une grande partie du littoral de l'Amapá se trouve en cours d'érosion. Même dans le secteur qui s'étend entre le rio Flechal et rio Cunani, les processus d'érosion sont actuellement plus importants que ceux d'accrétion.La seule exception est le secteur nord, où il y a une progradation constante de la côte.

L'amplitude des marées (8 m en moyenne) et les forts courants observés entre le fleuve Cunani et le Cap Nord sont, à notre point de vue, les principaux responsables de cette dynamique érosive.La preuve est que la progressive diminution des amplitudes de marées en direction des Guyanes a pour effet de diminuer l'intensité des courants perpendiculaires a la côte, créant ainsi des conditions favorables à l'accumulation vaseuse dans la partie nord du littoral de l'Amapá.

En ce qui concerne les implications paléoclimatiques, le manque de datations absolues lié en partie aux conditions pénibles d'accès sur le terrain, rend difficile l'étude des depôts quaternaires plus anciens. Cependant, par analogie avec les dépôts décrits au Surinam (BRIKMAN et PONS 1968, AUGUSTINUS 1978) et en Guyane Française (PROST 1986) nous estimons que les alignements bien marqués de cheniers, préservés sur la plaine au NW du fleuve Cunani, sont représentatifs de la période finale de la phase Wanica. Ainsi, la vaste plaine des caps Cassiporé et Orange, de la même manière que la pointe Behague en Guyane Française, aurait commencée à se développer a partir de 3.500 ans BP, en conséquence des apports plus importants de boues amazoniennes (RINE, 1980).

REMERCIEMENTS:

Un mot de remerciement pour : DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO (DHN-MM). CRUZEIRO. TAXI AÉREO S/A - BELÉM

BIBLIOGRAPHIE

ALEXANDER, C.R. JR.; NITTROUER, C.A.; DE MASTER, D.J. (1986). High-résolution seismic stratigraphy and its sedimentological interpretetation on the on the Amazon Continental shelf. Continental shelf research, vol.6, no.1/2, p.337-357.

ALISON, M.A.; NITTROUER, C.A.; RINE, J.M.; KUEHL,S.A.; SEGAL, M.P.; FARIA, L.E.C.; DIAS, G.T.M.; FIGUEIREDO, A.G. (1990) (b). Depocenters of Amazon river Sediment along the Amapá coast, Brazil. AGU Fall Meeting S.Francisco, 1990.

ALLISON, M.A.; NITTOUER, C.A.; RINE, J.M. KUEHL, S.A.; SEGALL, M.P.; FARIA, L.E.C. Jr.; FIGUEIREDO, A.G. (1990) (a) Preliminary results from the Amasseds Project-Deposition, erosion and accumulation of Amazon river sediment along the Amapá coast. 13th International Sedimentological Congress, August 26-31 Nottingham, England. Abstract.

AUGUSTINUS, P.G.E.F. (1978). The changing shoreline of Surinam (South America) Thesis, University of Utrech. Soc. Invest. Hist. Natuur Stud. no.9.

BOAVENTURA, F.M.C.; NARITA, C. (1974). Geomorfologia-Fôlha NA/NB 22 - Macapá, Projeto RADAM, vol.6.

KUEHL, S.A.; DE MASTER, D.J.; NITTROUER, C.A. (1986). Nature of sediment accumulation on the Amazon continental shelf. Continental Shelf Research, vol.6, no.1/2, p.209-255.

LA CONDAMINE ,C.M. (1744) VOYAGE SUR L'AMAZONE. Choix de textes H. Minuet. Ed. François Maspero. Paris, 1981.

NITTROUER, C.A.; DE MASTER, D.J. (1986). Sedimentary processes on the Amazon continental shelf. Past, present and future research. Continental Shelf Research, vol.6, no.1/2, p.5-30.

PROST, M.T. (1986). Observations sur l'evolution morphosédimentaire du littoral Guyanais. International Symposium on sea level changes and Quaternary shorelines. São Paulo, Brésil.

RINE, J.M. (1980). Depositional environments and Holocene reconstruction of an argillaceous mud belt-Suriname, South America. PhD Thesis, University of Miami 222 p.

SCHAEFFER-NOVELLI, Y.; CINTRON-MOLERO, G. (1988). Expedicao Nacional aos manguezais do Amapá. Ilha de Maracá, Relatório tecnico. CNPq.

STERNBERG. R.W.; KRANCK. K. (1990) Fine Sediment Transport. Report of field measurements and sampling during Amasseds Cruise I. 28 July - 9 September 1989. Compiled by J.M.Rine and C.A.Nittrouer.

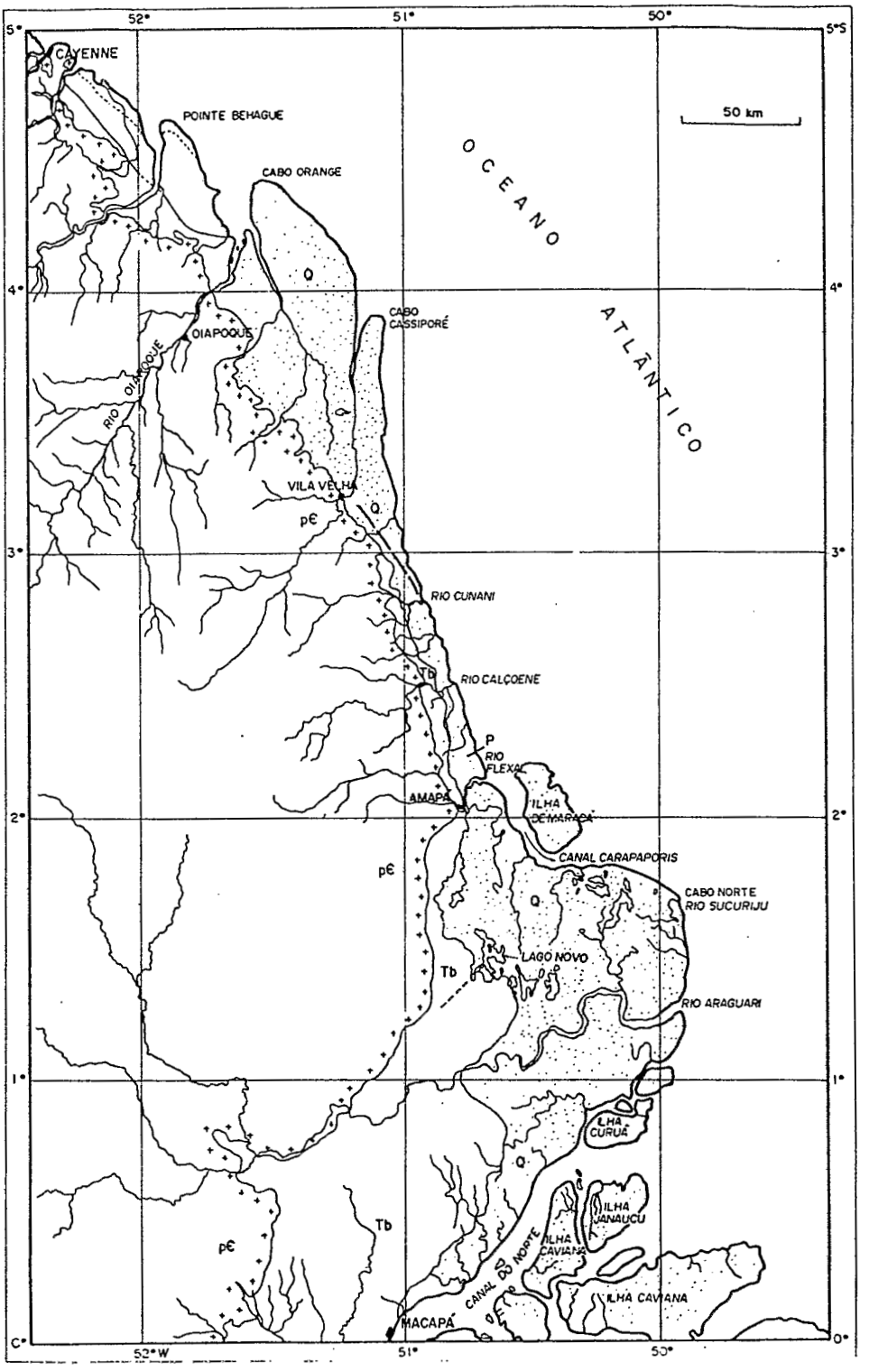
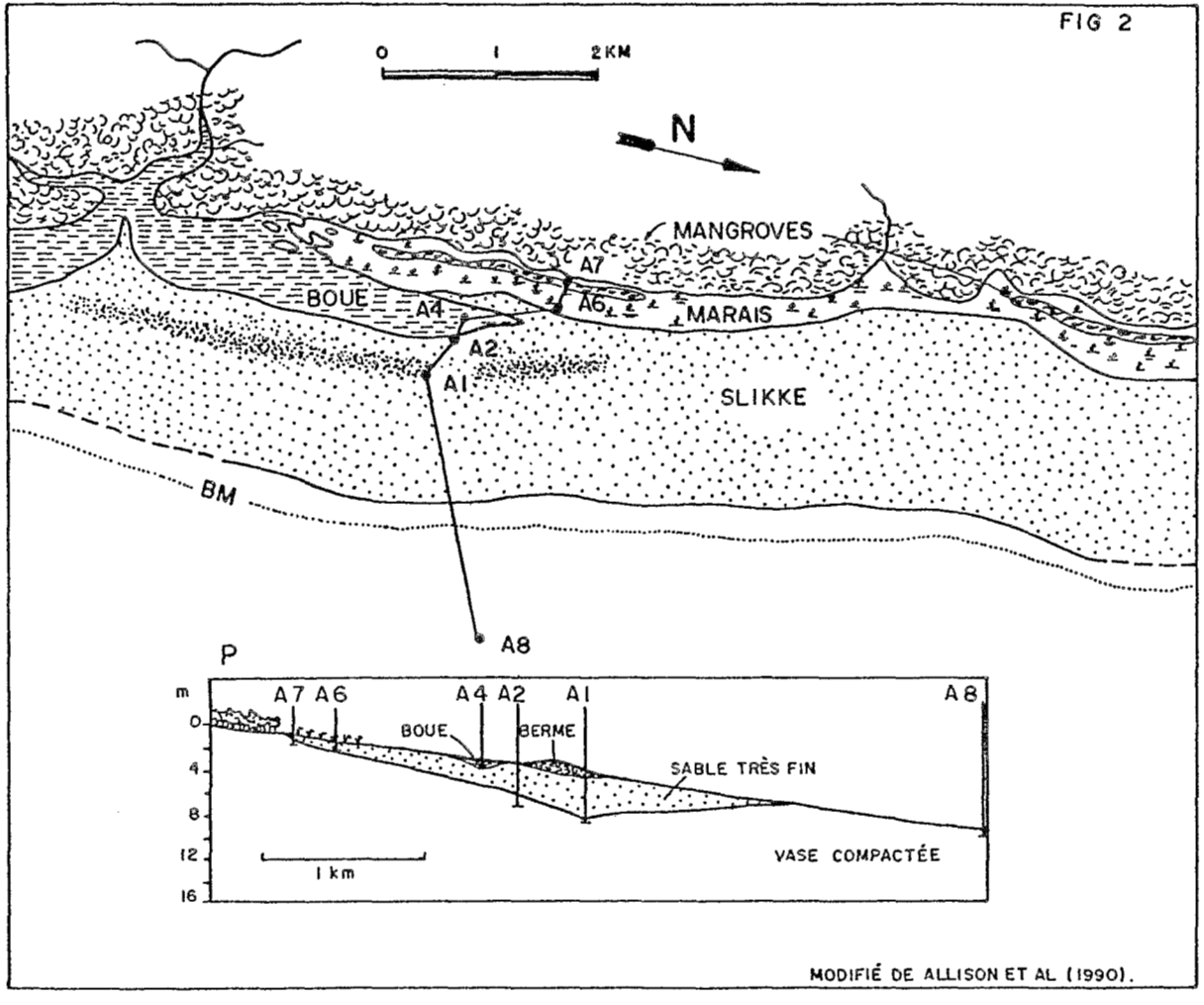

5°
52°
51°
50°
5°S
CAYENNE
POINTE BEHAGUE
CABO ORANGE
50 km
OCEANO ATLÂNTICO
4°
CABO CASSIPORÉ
OIAPOQUE
RIO OIAPOQUE
Q
VILA VELHA
pЄ
3°
RIO CUNANI
Tb
RIO CALÇOENE
P
RIO FLEXAL
AMAPÁ
ILHA DE MARACÁ
2°
CANAL CARAPAPORIS
CABO NORTE
RIO SUCURIJU
LAGO NOVO
RIO ARAGUARI
1°
ILHA CURUÁ
ILHA JANAUCU
ILHA CAVIANA
CANAL DO NORTE
MACAPÁ
0°
52°W
51°
50°

FIG 2



MODIFIÉ DE ALLISON ET AL (1990).

ÉVOLUTION RAPIDE DES FONDS D'UNE ZONE ESTUARINE : LE SECTEUR D'ITAQUI-BAIE SÃO MARCOS-MARANHÃO (BRÉSIL)[1]

Maâmar EL-ROBRINI [2]

Résumé

L'évolution morpho-sédimentaire des fonds de la baie de São Marcos est très dynamique et des bancs de sable sont en déplacement permanent, comme par exemple le banc des Cavalos (180 m/an) et le banc des Lanzudos (100 m/an). Les bancs se déplacent vers la partie interne de la baie en liaison avec la circulation résiduelle de fond .

Abstract

The bottom of São Marcos bay is very dynamic and presents high morphological changes. The displacement rate of some sand banks are, for instance, are from 180m/yr (Bank of Cavalos) to 100 m/yr (bank of Lanzudos). The migration's is directed towards the internal part of the bay and linked to the bottom residual circulation.

Mots-clés: Baie de São Marcos-Maranhão, chenal de navigation, éxhaussement, migration des bancs de sable.

Key-words: São Marcos Maranhão' bay, channel of navigation, raising, displacement of sand banks.

INTRODUCTION

Des études préliminaires ont été faites dans la baie de São Marcos, dans le secteur du port d'Itaqui, à partir de l'analyse des cartes nautiques de 1976 et de 1984 (Direction de l'Hydrographie et de la Navigation - D.H.N.). Cette région estuarienne fait partie du Golfe du Maranhão (fig. 1), situé dans le Nord

---

(1) Contribution PROMAR (Progr. Ens. Ciencias Mar) n. 31

(2) Universidade Federal do Pará Centro de Geociências. Departamento de Geologia (PROMAR) C.P.1611/ 66000 Belém. Pará. Brasil.

brésilien, qui comprend, entre autres, les baies de São José, Cumá et Tubarão. Les dépôts sédimentaires sont constitués principalement par des bancs sableux qui se déplacent en fonction des courants de marée. La migration des bancs de sable - ainsi que des chenaux de marée - a une incidence importante sur la navigation estuarienne, sur l'érosion des rives et sur leur envasement. Des levées bathymétriques régulières sont nécessaires afin de suivre l'évolution morpho-sédimentaire de l'estuaire et d'assurer parfaitement sa navigabilité.

Le présent travail traite de l'évolution spatiale et temporelle de différents bancs de sable dans le secteur d'Itaqui en 1976 (donnée locale "Obelisco") et en 1984 (donnée horizontale "Córrego Alegre"). Le réajustement de"Obelisco" sur "Córrego Alegre" a été nécessaire afin de pouvoir comparer les deux cartes.; il nous a été cependant impossible d'étendre les observations à la partie située a l'Ouest du méridien 44° 26 W, faute de données bathymétriques.

I - BAIE DE SÃO MARCOS

La baie de São Marcos est une vaste zone estuarienne orientée NE-SW et.dont la morphologie intègre deux types contrastés de côte: au nord-est, la côte est sub-rectiligne à nord-est (fig. 1 et 2), avec des formations dunaires et des plages sableuses (Nord de l'Île de São Luís); au nord-ouest, par contre, la côte échancrée à rias,(figs. 1 et 2) est en partie colonisée par la mangrove.

Cette vaste baie - amplement ouverte sur la plate-forme continentale - a 50 km dans sa partie nord, 15 km dans la partie centrale (entre Alcântara et la Pointe de São Marcos), 25 km au niveau de l'île des Carangueijos et 4 km à l'embouchure du rio Mearim.Le secteur d'Itaquí se situe dans la partie médiane de la baie.

II - CHENAUX ET BANCS DES FONDS ESTUARIENS

Les fonds estuariens sont caractérisés par de nombreux chenaux profonds -parfois à bras multiples - et par des fonds sableux dans lequels s'individualisent des bancs. L'analyse morphologique permet la distinction de 4 zones principales :

(a) Un important *chenal de navigation* longe la rive droite de la baie de São Marcos. Sa profondeur maximale est de 4 km (en face de la Pointe da Madeira) et

ses largeurs s'échelonnent entre 1,3 km et 1,7 km dans la partie navigable (limitée par la courbe de 25 m). Vers le sud, le chenal se sépare en trois grands bras (fig.3).

- Le premier (a, fig.3) forme une importante échancrure à l'est (à partir de la Pointe da Madeira), site du bassin portuaire.Les fonds de 20 m sont larges de 270 m.
- Le second est séparé du bassin portuaire par l'île de Guarapirá (b, fig.3). Les fonds de 20 m de ce bras du chenal ont des largeurs comprises entre 300 m (secteur de l'île de Guarapirá) et 700 m (au sud). A cette disposition générale s'ajoutent de petits bassins allongés ayant entre de 25 et 28 m de profondeur.
- Enfin, le troisième bras est très large (900 m), délimité par deux bancs sableux qui le ferment au Sud (c, fig. 3): celui des Lanzudos à l'ouest et le banc"A" à l'est.

(b) L'île de São Luís est séparée de l'île do Mêdo par le chenal du *Boqueirão.* Orienté NE-SW, le chenal a plus de 900 m de largeur et des profondeurs entre 20 et 30 m (fig.3).

c) La partie médiane de l'estuaire est occupée par un immense haut-fond sableux, orientée NE-SW, qui.comporte plusieurs bancs de sable d'environ 10 m de hauteur. Un chenal de 24 m de profondeur (situé à 44° 24' de longitude W) sépare le banc des Lanzudos, à l'est, du banc dos Cavalos a l'ouest ; seul le.banc des Lanzudos est exposé à marée basse.

(d) Enfin, de l'autre côté de la baie de São Marcos un chenal est deleloppé, ses dimensions sont parmi les plus imposantes (fig. 3), avec des profondeurs de 55 m et une largeur de 2,8 km dans sa partie médiane.

III TRANSPORT DES MASSES SÉDIMENTAIRES SUR LE FOND

Dans la baie de São Marcos, les bancs de sable peuvent être observables à marée basse. Dans la Baie de Fundy - Canada et dans la baie du Raz Blanchard - FRANCE, les courants de marée atteignent des vitesses de l'ordre de 10 noeuds et peuvent facilement transporter des sables et des galets (OTTMANN, 1965).

Cependant, les vitesse maximales des courants de marée enregistrées dans la baie de São Marco sont de l'ordre de 6 noeuds (D.H.N.,1972) et sont responsables du déplacement des banc de sable. Les courants de marée de 1 à 3 noeuds

(0.5 à 1.5 m/s) ont une action limitée. Dans ce cas, le transport de sable se fait par un phénomène de roulement de fond, sous forme de longs bancs parallèles. Les courants dirigés frontalement aux bancs érodent leurs extrémités. Avec le retour du courant de marée durant l'étape suivante, une phase de dépot et d'allongement du banc se développe. De tel banc sont observés sur les marges du pas de Calais et des Flandres - France (OTTMANN, 1965) et sur les marge de la Baie de São Marcos. Enfin , les courants de moindre importance transportent les sables petit à petit , formant ainsi des ripples marks (REINEECK, 1967; MC DOWELL et O'CONNOR, 1977). Des courants dont les valeurs sont comprises entre 70cm/sec. et 90 cm/sec. sont suffisants pour provoquer des sand waves et des sand ribbons à Delaware Bay (POLIS et KUPFERMANN 1973, E.G.& G. WASHINTON ANALYTICAL SERVICE CENTER 1985 ; Mc CAVE 1971 ; RUBIN et Mc CULLOCH 1980, BELDERSON et al.,1982) et à proximité de la pointe de Madeira (figure 3, C.V.R.D., 1989).

IV COMPARAISON DES DONNÉES DE 1974 ET 1984

Des modifications significatives ont eu lieu dans les fonds de la baie de São Marcos dans l'espace d'une décennie. L'analyse des coupes de 1974 et de 1984 - tracées en superposition entre les parallèles de 2° 31 et 2° 37 (fig.4) - et des cartes bathymétriques de la baie de São Marcos (fig.3), montre avec précision ces modifications survenues

Le *chenal de navigation* a une tendance générale à l'exhaussement (5 m) avec, en face du port d'Itaquí (bras C, profil 5, fig. 4) une élévation maximale de 8 m. Dans la partie aval (profil 1, fig.4), les rives de l'île de Mêdo ont subi un approfondissement de 8 m, alors que la rive située près du chenal du Boqueirão s'est moins approfondie (4 m). Ces changements n'ont pas modifié le tracé du chenal de navigation (fig.3), certainement en raison des dragages d'entretien qui, entre novembre 1985 et juillet 1989, ont enlevé du chenal environ 2.2 millions de m3 de sédiments (HERMES, C.V.R.D, com..pers..).

L'approfondissement du *chenal du Boqueirão* est estimé à 8 m (fig. 4, profil 1 et 2), avec une incision continue vers la baie de São Marcos (d'environ 3 m).

La partie médiane de la baie a également subi des altérations morphologiques et les zones d'accumulation ont été considérablement modifiées. Dans la partie

aval, le banc des Cavalos s'est déplacé de près de 2 km vers le Sud entre 1974 et 1984 (fig. 3) et est à l'origine d'un banc allongé de 1.5 km de largeur, orienté NE-SW. Au sud-est de ce banc, une zone en approfondissement s'est déplacée vers le nord (750 m) à une vitesse de 75 m/an. Dans la partie amont, par contre, deux grands bancs se sont tout d'abord mis-en-place(le banc des Lanzudos et le banc "A" - fig. 3) pour ensuite migrer vers le sud, de 1km et de 0.45 km respectivement. Le banc des Lanzudos s'est considérablement rétréci, passant de 2,1 km de largeur en 1974 à 1,2 km en 1984 Au contraire, le banc "A" s'est élargi de 600 m en 1974 à 900 m (1984) et a été probablement alimenté par le banc des Lanzudos. Les bancs de sable ne sont pas uniquement localisés dans le secteur d'Itaqui, mais sont également présents dans toute la baie de São Marcos (D.H.N., 1984).

Quant au chenal situé de l'autre côté de la baie, il a subi un approfondissement de près de 8 m entre 1974 et 1984 (fig. 3, profil 1).

V - DISCUSSION : ÉVOLUTION DES FONDS DE LA BAIE DE SÃO MARCOS ENTRE 1974 ET 1984

1- Vitesse de transport de sédiments

La vitesse de déplacement de ces bancs est inégale. Parmi les bancs majeurs, indiqués sur les figures 3 et 4, c 'est le banc des Cavalos (fig. 3) qui a subi la migration la plus importante: 1,8 km, soit une moyenne de 180 m/an. alors que celle du banc des Lanzudos (fig. 3) a été estime à 10.5 km (100 m/an). Quant au banc "A" , il s'est déplacé a une vitesse moyenne de 45 m/an.

Ces vitesses moyennes de déplacement sont inférieures à celles obtenues entre 1979 et 1984 sur les côtes atlantiques de la Guyane Française - 900 m/an (FROIDEFOND & al., 1985), 320 à 1220 m/an (PROST 1988) - et du Surinam - 1500 m/an (NEDECO 1968; RINE & GINSBURG,1985). Les conditions sont différentes : dans le cas du Maranhão il s'agit des déplacements à l'intérieur d'une grande zone estuarienne, alors que sur les côtes des Guyanes les bancs migrent essentiellement le long de la ligne du rivage océanique. Les changements à l'intérieur des estuaires guyanais n'ont pas été systématiquement étudiés jusqu'à présent, sauf des exemples ponctuels. En outre, les bancs guyanais sont constitués, dans leur parties intertidales et surtout frontales, par des boues ama-

zoniennes fluides et semi-fluides (ALLERSMA, 1971 ; AUGUSTINUS P., 1976; EISMA & VAN DER MAREL, 1971; KROOK L. 1979, MOGUEDET, 1974; PROST M.T., 1986, 1988), sédiments qui ont le pouvoir d'amortir les vagues et d'intensifier l'accumulation dans le "front" des bancs. Cela n'est pas le cas dans la baie de São Marcos - où les bancs sont toujours immergés, sauf dans le cas d'une partie du banc des Lanzudos - et qui évoluent essentiellement en relation avec la courantométrie dans la baie (D.H.N., 1984).

2- Problème d'origine des sables

Le problème de l'origine des sables reste en discussion (sources terrigènes continentales et/ou marines ?). La méconnaissance de l'hydrodynamique sédimentaire du fleuve Mearim à son débouché dans la baie de São Marcos (fig. 1) ne permet pas de quantifier ni la charge sédimentaire ni le taux d'accumulation dans la baie. Cependant, dans le fleuve Vigo en Galice (Espagne), l'estuaire est constitué dans sa partie externe, ouverte a l'océan Atlantique, par des sédiments d'origine continentale (Nonn, 1966).

(a) Sables de la plate-forme continentale, un vieux stock remanié ?

La plate-forme continentale du Pará-Maranhão est en grande partie recouverte par des sables moyens et fins (DHN, 1986; POMERANCBLUM & COSTA, 1977), ortho-quartzifères et émoussés (FRANCISCONI & al., 1979; KOPPLER & NOGUEIRA, 1973 ; KOWSMANN & COSTA, 1979).

Dans la vallée sous-marine du Maranhão (fig.5) - qui est liée à la baie de São Marcos (PALMA,1977) - les courants de marée ont donné naissance à des bancs de sable moyens et fins qui se disposent perpendiculairement à la côte. Assymétriques et hauts de 8 à 20 m, ces bancs ont des pentes douces dans leur parties frontales et des pentes plus fortes dans leurs parties distales (COUTINHO & KEMPF, 1972 ; COUTINHO & MORAIS,1970). Les sédiments sableux renferment des minéraux lourds tels que le Zircon et la tourmeline, provenant des roches mésozoiques du bassin du Mahanhão (KOWSMANN & COSTA, 1979).

Des "maerls" biodétritiques et terrigènes grossiers, prélévés dans les chenaux inter-bancs (LUNA, 1979; PALMA, 1979), font penser que ces bancs se sont déplacés du sud vers le nord Ils peuvent représenter des stocks potentiels qui ont alimenté les bancs des Cavalos et des Lanzudos, hypothèse d'autant plus valable vu que les sédiments des bancs situés sur la bordure orientale de la partie externe

de la baie de São Marco sont marins, car ils contiennent des foraminifères et de mollusques (MORAIS, 1977).

La sédimentation sableuse de la plate-forme continentale Nord-Brésilienne est une relique comme celle qui recouvrent en partie la plate-forme guyanaise entre 25/30 m et 100m de profondeur et qui daterait du Quaternaire récent (PUJOS, 1990). Les sables moyens et fins auraient formé des stocks bien avant l'ennoyage de la côte par la transgression Flandrienne (+2 à +3) (-6000 ans BP).

Par conséquent, ces dépots sableux représentent actuellement un vieux stock remanié par les courants sous-marins.

(b) Sable littoral et dépots résiduels

Des plages et des systèmes de cordons dunaires actuels et anciens caractérisent le paysage littoral. Au Sud-Est de São Luís, d'importants édifices éoliens se sont développés ("lenções maranhenses" FRANCISCONI et al., 1979).Une partie des sables de la plate-forme provient des dunes littorales, comme dans la partie Ouest du Cap São Roque (MABESOONE et al., 1972). Au Maranhão , les sédiments sableux peuvent provenir des affleurements mésozoiques de la baie de Saõ Marcos (KOWSMANN & COSTA, 1979).

3- Influence des courants sur le transport des sédiments

Le comportement hydrodynamique de la baie de São Marcos est peu connu, sauf.quelques données sur la courantomètrie obtenues dans le cadre des opérations portuaires dans la région.

Les fortes marées, avec des valeurs supérieures a 7 m (D.H.N., 1989), jouent sans doute un rôle essentiel. La carte des courants de marée dans le chenal d'accès au Port d'Itaquí (D.H.N., 1972), montre des vitesses de surface de l'ordre de 6.0 noeuds maximum en marée basse.et de 3.8 noeuds en marée haute. Nous estimons que dans les estuaires profonds à fortes marées, recevant des apports considérables d'eau douce, comme celui de la baie de São Marcos,il est possible d'envisager deux types de circulation estuarienne: une première, gravitaire, à laquelle se combine une seconde, de type "tidal circulation", comme suggère KJERFVE (1989). Une circulation résiduelle de fond peut se produire dans la baie de São Marcos dans le sens de la marée haute, notamment dans les parties plus profondes du système estuarien, dûe a la circulation gravitaire

(FERREIRA, com.. pers.). Sous ces conditions, les sédiments seraient transportés vers l'intérieur de la baie, hypothèse qui est à l'étude.

4- Importance relative des bancs sableux dans la baie de São Marcos

Les bancs de sable de la baie de São Marcos (bancs des Cavalos, des Lanzudos et "A") occupent 11% de la surface totale de la baie.Certes, cette estimation est moins importante que celle de "Cerc Pier"aux Etats Unis (GREEN, 1986) où, dans une zone de 22,25 km2, les bancs occupent 15% de la surface totale. Mais, tenant compte des dimensions de la baie et de la position du secteur d'Itaquí, l'importance relative de l'étendue des bancs est, dans le cas de la baie de São Marcos, non moins significative.

CONCLUSION

L'évolution actuelle de la baie de São Marcos est très active en raison de l'amplitude des marées (7.8 m. PENTEADO, 1964) et des transformations morphologiques des rives et des fonds s'effectuent à court terme (fig. 2,3). Les bancs de sable - dont les déplacements sont controlés par les marées - migrent vers l'intérieur de la baie

Les bancs de sable et chenaux régissent l'équilibre morpho-sédimentaire de l'estuaire. Enfin, le vieux stock sableux moyen à fin (Quaternaire récent) de la plate forme continentale est actuellement remanié par les courants.

REMERCIEMENTS :

Nous remercions Mr. Jorge CUNHA DE PALMA, professeur à l'Universidade Federal Fluminense (UFF/LAGEMAR Niteroí - Rio de Janeiro) qui a bien voulu discuter avec nous les problèmes de dynamique sédimentaire. Nos remerciments sont aussi présentés à Mr Hélder OLIVEIRA FERREIRA, chercheur de l'Universidade Federal do Màranhão (UFMA/ LABOHIDRO São Luís - Maranhão), avec lequel nous avons eu des échanges fructueuses sur l'hydrodynamique de la baie de São Marcos. Enfin nous ne saurons oublié Mme Tereza PROST du Centre ORSTOM (Cayenne) pour la lecture critique du manuscrit.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALLERSMA (E.), 1971 - Mud on the oceanic shelf. off Guyana. In: Sympos. on Investigat. of Resourc. in the Caribbean sea and adjacent Région, UNESCO: 193-203.

AUGUSTINUS (P.G.E.F.), 1978 - The changing shoreline of Surinam (South America). Thesis. Uitgaven "Natuurwetenschappenlijke Studiekring voor Suriname en de Nederlandse Antillen ", 95, 232 pp. Utrecht University. Pays-Bas.

BARRETO (L.A.), MILLIMAN (J.D.), AMARAL (C.A.B.) and FRANCISCONI (O.), 1975 - Northern Brazil. Contributions Sedimentology, Upper Continental margin sedimentation of Brazil, vol. 44: 11-43.

BELDERSON (R.H.), JONHSON (M.A.) and KENYON (N.H.), 1982 -Bedforms. In: A.H. Stride (Edit.), Offshore Tidal sands, chapman and Hall: 27-57.

COUTINHO (P.N.) et MORAIS (J.O.), 1970 - Distribucion de los sedimentos en la plataforma continental Norte y Nordeste del Brazil. Arq. Cien. Mar., Fortaleza, vol. 10, (1): 79-90.

COUTINHO (P.N.) et KEMPF (M.), 1972 - Plataforma Continental do Norte, Nordeste e Leste do Brasil: Amostras de fundo coletados pelo NOc. Almirante Saldanha em 1968. Trabalhos Oceanogr. Univ. Fed. Pernambuco, Recife, n.13: 29-40.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO, 1972 - Cartas de correntes de marée proximidades da baía de São Marcos e Portos de São Luís e Itaquí. 1o. edic.: 2 cartas.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO, 1976 - Carta no.413, Brasil, costa Norte-Baía de São Marcos-Porto de Itaquí. Levantamentos efetuados pela Marinha do Brasil até 1974. Escala natural: 1:15.000 na lat. 2 33 5 . Projecao de Mercator, datum horizontal: Obelisco, Maranhão. 2o. edic.: 12/01/1976.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO, 1984 - Carta no. 413, Brazil, costa Norte-Baia de São Marcos-Porto de Itaquí. Levantamentos efetuados pela Marinha do Brasil em 1984. Escala natural: 1/15.000 na lat. 2

33 5". Projecao de Mercator, datum horizontal: Corrego Alegre, Minas Gerais. 3. edic.: 10/01/1986.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO, 1984 - Carta no.410, Brasil, costa Norte - Proximidades da baía de São Marcos. Levantamentos efetuados pela Marinha do Brasil em 1984. Escala natural: 1:135.000 na lat. 2 12 00 . Projeção de Mercator, datum horizontal: Corrego Alegre, Minas Gerais. 3a. edic.: 28/09/1985.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO, 1986 - Informacões sobre amostras geológicas. Relat. Minist. Marinha, Diret. Hidrogr. Naveg., Banc. Nac. Dad. Oceanogr.: 8p.

DIRETORIA DE HIDROGRAFIA E NAVEGAÇÃO, 1989 - Tabua das mares do Pará para ano de 1989. Costa do Brasil e portos estrangeiros. DG.16-26: 224p.

EG. & G WASHINGTON ANALYTICAL SERVICE CENTER, 1985 - Delaware bay intercomparison experiment fall 1984. Report Nat. Ocean. and Atmosph. Administrat., vol. 2, Append. A-E.

EISMA (D.) and VAN DER MAREL (H.W.), 1971 - Marine muds along the Guyana coast and their origin from the Amazon basin. Contr. Miner. Petrol. vol. 31: 321-334.

FRANCISCONI (O.), COSTA (M.P.A.), COUTINHO (M.G.N.) et VICALVI (M.A.), 1979 - Geologia costeira e sedimentos da plataforma continental brasileira. REMAC, no.5 : 35-51.

FROIDEFOND (J.M.), 1984-85 - Rapport de mission. Projet CORDET, Univ. Bordeaux-I, Talence.

GUILCHER (A.), 1967 - Origin of sediments in estuarines. Estuaries, Am. Assoc. Advancmt. Sci., vol. no.83: 149-157.

GRËEN (M.O.), 1986 - Side scan sonar mosaic of a sand ridge field: Southern Mid-Atlant. bight. Geo. Marine Letters, vol.6: 35-40.

KJERFVE (B.), 1980 - Estuarine geomorphology and physical oceanography. Estuarine Ecology. J.M. Day Jr., C.A.S. Hall, W.M. Kemp and A. Yanez-Arancibia (eds). Wiley Intersciences: 47-78.

KOPPLER (J.) et NOGUEIRA (R.A.C.), 1973 - Influencia de possíveis rochas de fonte na plataforma continental brasileira. LAMIN/CPRM-REMAC, inedito.

KOWSMANN (R.O.) et COSTA (M.P.A.), 1979 - Sedimentação quaternaria da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. REMAC, no.8 : 55p.

KULM (L.D.) and BYRN (J.V.), 1967 - Sediments of Yakina bay, Oregon. Estuaries, Am. Assoc. Advancemt. Sci., vol. 83: 226-238.

LUNA (J.A.C.), 1979 - Plataforma continental do Estado do Maranhão-Operação Pesquisador IV. I. Nota sobre a natureza do fundo. Trabalhos Oceanogr., Univ. Feder. do Pernambuco, Recife, vol. 14: 7-20.

MABESOONE (J.M.), KEMPF (M.) and COUTINHO (P.N.), 1972 - Characterizations of surface sediments on the Northern and Eastern Brazilian shelf. Trabalhos Oceanogr., Univ. do Pernambuco, Recife, no. 13: 41-48.

MC CAVE (I.N.), 1971 - Sand waves in the North sea off the coast of Holland. Mar. Geol., 10: 199-255.

MC DOWELL and O CONNOR, 1977 - Hydraulic bahaviour of estuaries. Civil Engineer. Hydraul. Series, 291p.

MILLIMAN (J.D.), CARLOS (A.) and AMARAL (C.A.B.), 1979 - Economic potencial of brazilian continental margin sediments. REMAC, no.5: 87-116.

MOGUEDET (G.), 1974 - Influence de l'Amazone sur le plateau continental de la Guyane Francaise. Mem. Inst. Geol. Bassin d'Aquitaine, 7: 279-285.

MORAIS DE (J.O.), 1977 - Evolução sedimentar da área adjacente do porto de Itaquí, Estado do Maranhão, Brasil. Arq. Cienc. Mar., 17, (2): 143-152.

MORAIS DE (J.O.), 1977 - Processos de sedimentação na baía de São Marcos, Estado do Maranhão, Brasil. Arq. Cienc. Mar., 17, (2): 153-164.

NEDECO, 1968 - Suriname transportation study. Netherlands Engineer. Consult., 293p.

NONN (H.), 1966 - Les regions cotieres de la Galice (Espagne), thèse: etude geomorphologique, Unive. Paris, 304p.

OTTMANN (F.), 1965 - Introduction à la géologie marine et littorale, Edit. Masson, 260p.

PALMA (J.J.C.), 1977 - Relatório de operação e resultados de processamento. LXII Comissão Oceanografia - Operacao GEOMAR VIII - Costa Nordeste 1, geologia marinha, NOc. Almirante Camara. Relat. interno, DNPM, 07/09 a 16/10/1975, 19p.

PALMA (J.J.C.), 1979 - Geomorfologia da plataforma norte brasileira. REMAC, no.7: 25-51.

PENTEADO (A.R.), 1964 - O Atlântico Sul. In: Azevedo, A. (ed.). Brasil, aerra e o homem, vol. I. As bases físicas, Com. Edit. Nac., São Paulo: 307-339.

PERILLO (G.M.E.) and SEQUEIRA (M.E.), 1989 - Geomorphologic and sediment transport characteristics of the Middle reach of the Bahia Blanca estuary (Argentina). Journ. Geophys. Research., vol94, no.10: 14351-14362.

POLIS (D.F.E.) and KUPFERMAN (S.L.), 1973 - Physical Oceanography (Delaware Bay).Report Ser. no.4, Univ. Delaware: 7-143.

POMERANCBLUM (M.) et COSTA (M.P. de A.), 1977 - Sedimentologia da plataforma continental Norte brasileira. REMAC, no.1:125-146.

PRITCHARD (D.W.), 1952 - Salinity distribution and circulation in the Chesapeake bay estuarine system. Journ. Mar. Research.: 106-123.

PROST (M.T.), 1986 - Observations sur l'évolution morphosedimentaire du littoral Guyanais. Intern. Symp. Sea Level Changes and Quatern. Shorelin., São Paulo, 07/1986, 20p.

PROST (M.T.), 1988 - L'envasement des côtes des Guyanes. La Recherche Scientifique en Guyane. Journ. du C.N.E.S., no.52: 15-16.

REINECK (H.E.), 1967 - Layered sediments of tidal flats, beaches and shelf bottoms of the North Sea, Estuaries. Am. Assoc. Advanc. Sci. Public., no.83: 191-206.

RINE (J.M.) and GINSBURG (R.M.), 1985 - Depositional facies of the mud shoreface in Suriname, South America. A mud analogue to sandy, shallow marine deposits. Univ. of Miami: 633-651.

RUBIN (D.M.) and MC CULLOCH (D.S.), 1980 - Single and surimposed bedforms: a synthesis of San Francisco Bay and plume observations. Sedim. Geol., vol. 26: 207-231.

LÉGENDES DES FIGURES

Figure 1 - La baie de São Marcos dans le cadre du golfe du Maranhão. Le carré indique la région étudiée. L'intervalle des courbes est en mètres (m). - The São Marcos bay in the frame of the Maranhão gulf. The square showing the study area. the contour interval is in meters (m).

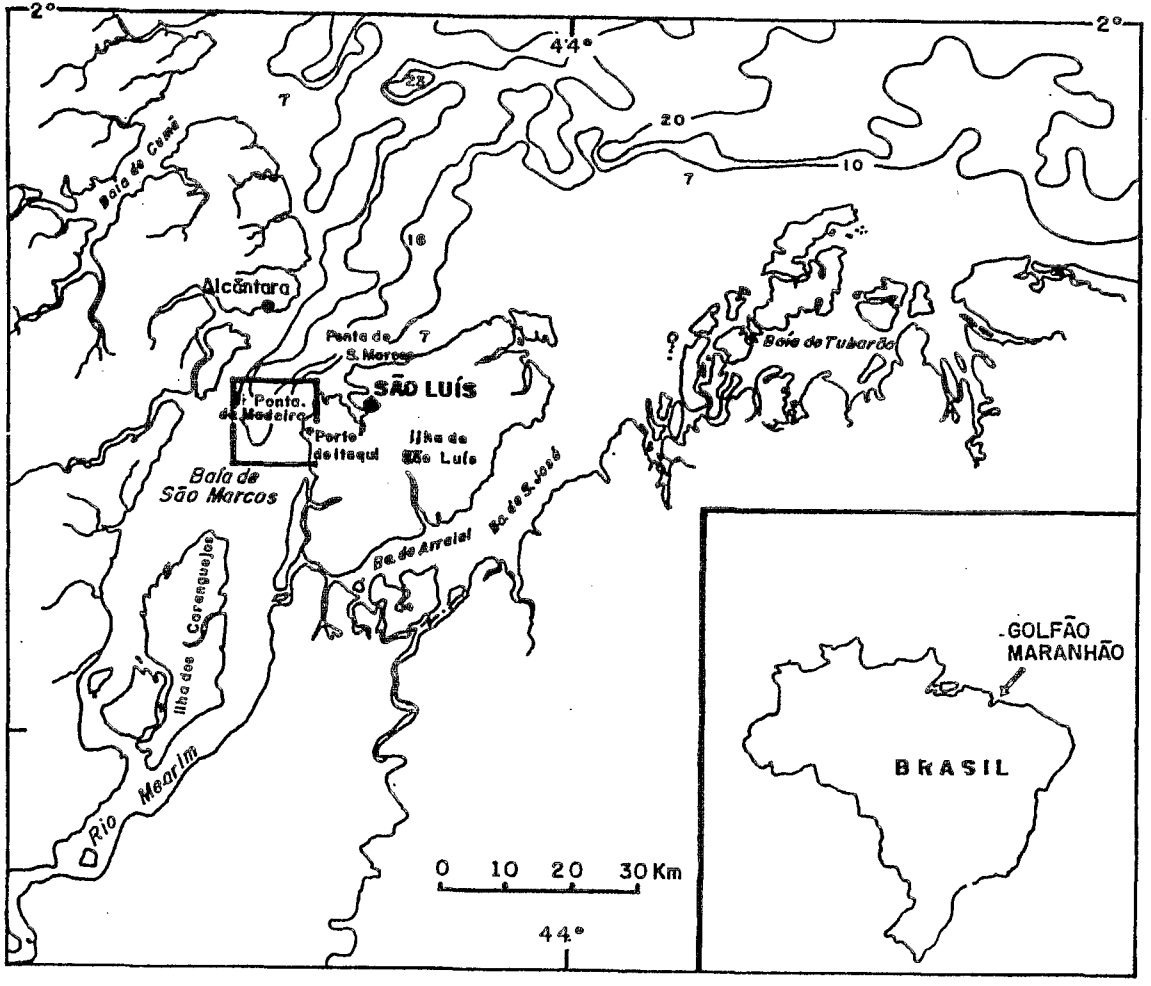
Figure 2 - La baie de São Marcos est encadrée par l'Ile de São Luís à l'Est et par le continent à l'Ouest. L'Ile dos Caranguejos occupe une grande surface dans la baie de São Marcos. Le carré indique la région étudiée. - The São Marcos bay is framed by the São Luís Island to the East and the continent to the West. The Caranguejos Island to occupy a important surface in the São Marcos bay. The square showing the study area.

Figure 3 - Évolution du fond dans le secteur d'Itaquí (Baie de São Marcos). Source: Carte no. 413 de la Marine Brésilienne (1976,1986). Les sondages sont reduits approximativement au niveau de la marée basse moyenne. (a), (B) et (C) sont les bras du chenal de navigation. Bc: banc; I: Ile; Pta: Pointe. L'intervalle des courbes est en métres (m). - Evolution of the bottom of the Itaquí area that is situated in the São Marcos bay. Source: Map no.413 of the Brazilian Navy (1976, 1984). The sonic soundings are reduced approximately at the medium low tide. (a), (b) and (c) are the arms of the Navigation canal. Bc: bank; I:Island; Pta: Point. The contour interval is in meters (m).

Figure 4 - Profils bathymétriques sériées dans le secteur du port d'Itaquí. Source: carte no.413 de la Marine brésilienne:(----1974;----1984). Les zones en élévation sont en hachures verticales, alors que les zones en approfondissement sont en noir. (b) et (c) sont les bras du chenal de navigation. La profondeur est en métres (m). - Seriated bathymetric profiles in the area of the Itaquí Harbour. Source: Map no.413 of the Brazilian Navy (1974 ; 1984). The raising areas are in vertical hatchings, then the deepening areas are in black. (b) and (c) are the arms of the Navigation canal. The deepening is in meters (m).

Figure 5 - Carte bathymétrique (PALMA 1979). 1 - banc de Cururupu; 2 - Massifs sableux de la dépression du Maranhão. L'intervalle des courbes est en kilomètres (km). - Bathymetric map (Palma 1979). 1 - Cururupu bank; 2 - Sandy massives of the Maranhão depression. The contour interval is in kilometers (km).

FIGURE 1


2°
44°
2°
7
20
10
7
16
7
Baía de Cumã
Alcântara
Ponta de S. Marcos
SÃO LUÍS
Ponta da Madeira
Porto de Itaqui
Ilha de São Luís
Baía de São Marcos
Ilha dos Caranguejos
Rio Mearim
Ba. de Arraial
Ba. de S. José
Baía de Tubarão
0 10 20 30 Km
44°
GOLFÃO MARANHÃO
BRASIL

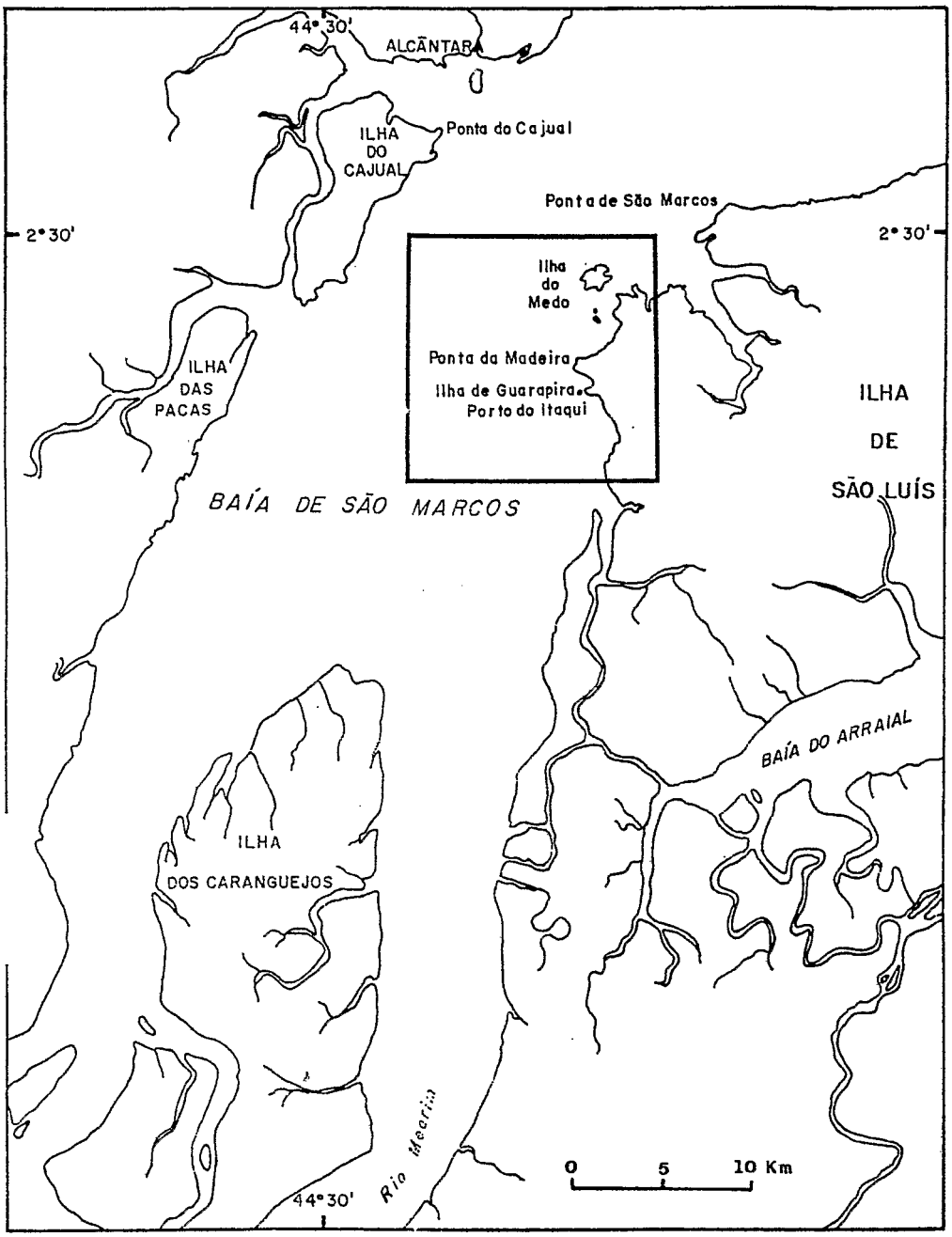

44° 30'
ALCÂNTARA
ILHA DO CAJUAL
Ponta do Cajual
Ponta de São Marcos
2° 30'
2° 30'
Ilha do Medo
Ponta da Madeira
Ilha de Guarapira
Porto do Itaqui
ILHA DAS PACAS
ILHA DE SÃO LUÍS
BAÍA DE SÃO MARCOS
BAÍA DO ARRAIAL
ILHA DOS CARANGUEJOS
Rio Mearim
44° 30'
0 5 10 Km

FIGURE 2

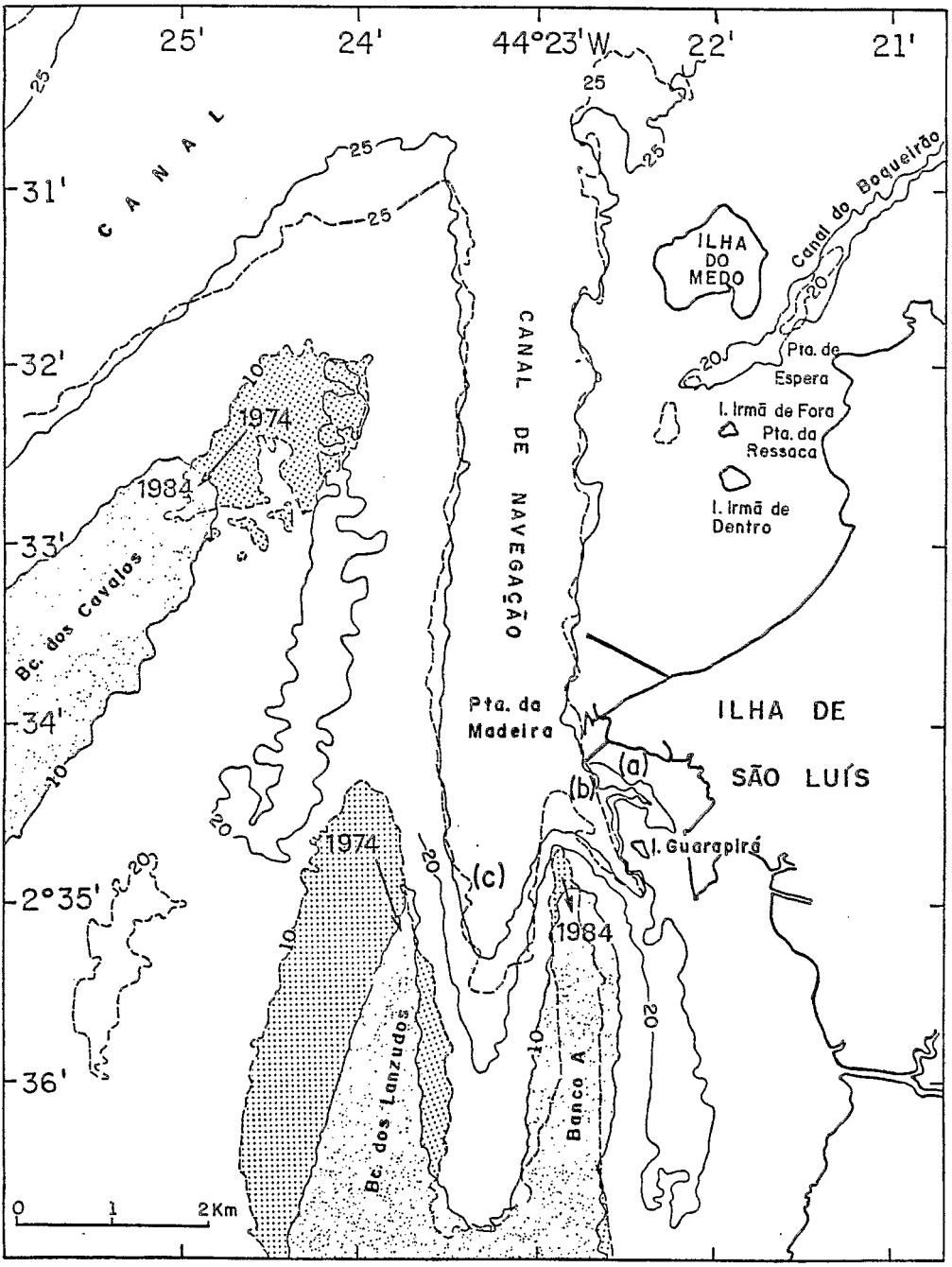

25'
24'
44°23'W
22'
21'
31'
32'
33'
34'
2°35'
36'
CANAL
CANAL DE NAVEGAÇÃO
ILHA DO MEDO
Canal do Boqueirão
Pta. de Espera
I. Irmã de Fora
Pta. da Ressaca
I. Irmã de Dentro
Pta. da Madeira
ILHA DE SÃO LUÍS
I. Guarapirá
(a)
(b)
(c)
1974
1984
Bc. dos Cavalos
Bc. dos Lanzudos
Banco A
0
1
2Km

FIGURE 3

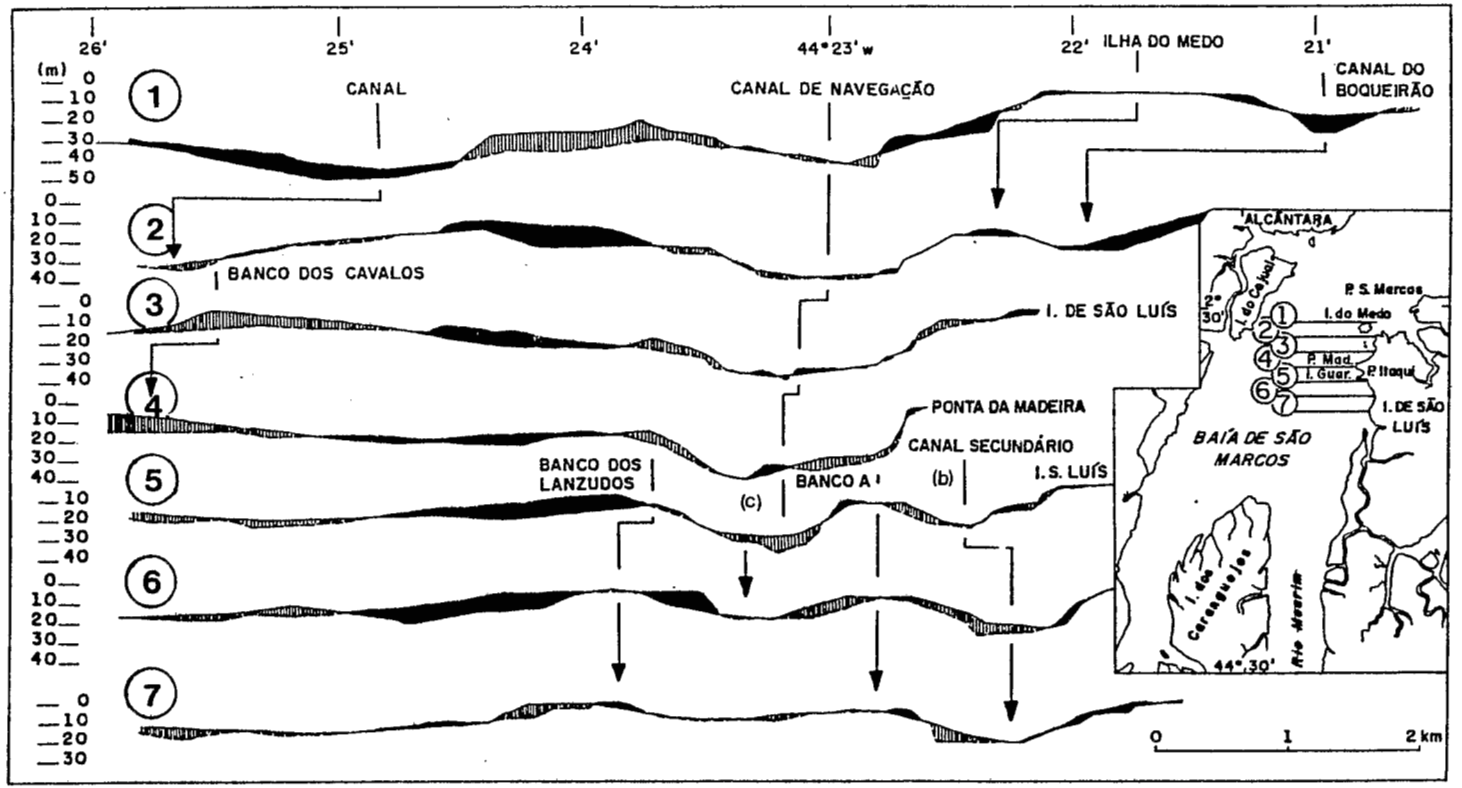

26'
25'
24'
44°23'w
22'
ILHA DO MEDO
21'
(m)
CANAL
CANAL DE NAVEGAÇÃO
CANAL DO BOQUEIRÃO
BANCO DOS CAVALOS
I. DE SÃO LUÍS
PONTA DA MADEIRA
CANAL SECUNDÁRIO
BANCO DOS LANZUDOS
BANCO A
(c)
(b)
I. S. LUÍS
ALCÂNTARA
P. S. Marcos
I. do Medo
P. Mad.
I. Guar.
P. Itaqui
I. DE SÃO LUÍS
BAÍA DE SÃO MARCOS
I. dos Caranguejos
Rio Mearim
44°30'
0
1
2 km

FIGURE 4

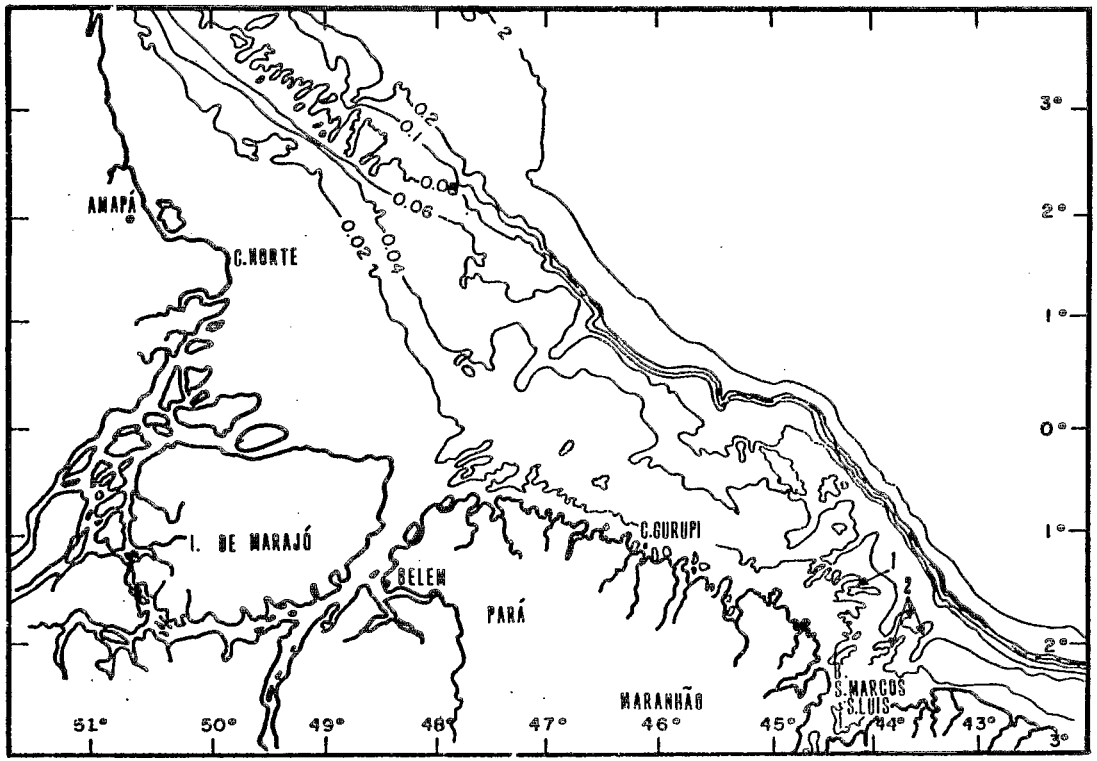

AMAPÁ
C.NORTE
I. DE MARAJÓ
BELEM
PARÁ
C.GURUPI
MARANHÃO
S.MARCOS
S.LUIS
0.2
0.1
0.08
0.06
0.04
0.02
2
1
3°
2°
1°
0°
1°
2°
3°
51°
50°
49°
48°
47°
46°
45°
44°
43°

FIGURE 5

EVOLUTION GEOLOGIQUE DE L'ILE DE MARACÁ (CÔTES DE L'AMAPÁ) ET SA RELATION AVEC L'ELEVATION RELATIVE DU NIVEAU DE LA MER DURANT L'HOLOCENE-NORD BRESILIEN

FARIA JR. L.E.C.[1]; MENDES A.C.[1]; VITAL H.[1]; FERREIRA M.R.[1]; NITTROUER C.A.[2]; RINE J.M.[2]; ALLISON M.A. [2]; KUEL S.A.[3] & SEGALL M.R. [3]

RESUME

Des études sédimentologiques, minéralogiques et géochronologiques de la côte de l'Etat de l'Amapá (nord du Brésil) ont été faites dans le cadre du projet "Etudes géologiques et géophysiques de la côte de l'Amapá" mené par le Département de Géologie (PROMAR) de l'Université Fédérale du Pará (Belém, Pará). Les mécanismes de sédimentation ont été définis ainsi qu'un modèle d'évolution sédimentaire quaternaire de la côte de l'Amapá . Les sites principaux de l'étude sont ceux (a) d'un ensemble de terrasses situé au sud de l'embouchure du fleuve Amapá, dans la zone dite "Igarapé do Inferno" et (b) dans l'île de Maracá. Ces terrasses exposent des couches sédimentaires datées de 1 000 à 2 000 ans BP. Les faciès sont côtiers (tidal et estuarien, paralique et lagunaire). Il apparaît que la côte d'érosion qui caractérise le secteur de l'île de Maracá est régressive depuis lors, régression qui a eu lieu malgré la proximité de l'Amazone et de son immense apport sédimentaire. Des processus similaires ont été reconnus dans d'autres zones de la côte brésilienne, ce qui suggère un haut niveau marin au cours des derniers 5 000 - 6 000 ans

ABSTRACT

Sedimentological, mineralogical and geochronological studies of the Amapá coast in the north of Brazil have been done by the PROMAR/UFPA "Geological and Geophysical Amapá Coast Study" research project. The results were used to determine mechanisms of sedimentation as well to stablish sedimentary models for the evolution of the Amapá coast during the last Quaternary. A set of exposed coast terraces was observed southern of the mouth of the Amapá River, along the "Igarapé do Inferno" and in theMaracá Island. These terraces contain a vertical sucession of strata dated 1.000-2.000 years B.P. They represent tidal-estuarine, paralic and limnic lacustrine environments. It is clear from extensive coast erosion that the Amapá coast, in the Maracá area, is regressive since this time. This

(1) PROMAR/Centro de Geociencias - UFPA (BRASIL)

(2) Marine Sciences Research Center/State- Univ. of New York

(3) Dep. of Geol. sc. Univ. of South Caroline

regression occurred despite the enormous suspend sediment flux of Amazon river. Similar processes were recognized in the other areas of the Brazilian coast in the north. This suggest a sea level rise during the last 5.000 - 6.000 years.

Mots-Cles: Zone Cotière, Amapá, Nord du Brésil, Evolution géologique, Elevation du Niveau de la Mer

Key-words: Coastal Zone, Amapa, North Brazil, Geological evolution, sea level rise

INTRODUTION

Le Programme de Recherches et d'Enseignement des Sciences de la Mer - (PROMAR) développe des études géologiques dans la région côtière du Nord du Brésil depuis 1984 (FARIA JR., 1987) notamment dans 3 secteurs principaux :.

(a) Le littoral qui s'étend depuis le Golfão Maranhense jusqu'à au système fluvio-estuarien Pará- Tocantins, est vraisemblablement en processus de submersion pendant la plus grande partie de l'Holocène. En effet, les analyses pétrographiques et minéralogiques des sables des zones infra, inter et supra-tidal, ainsi que des sédiments pléistocènes du littoral, ont démontré leur origine commune, ce qu'indiquerait une élévation continue du niveau marin (FERNANDES & FARIA JR., 1985; FARIA JR & MARCAL, 1987).

(b) L'île de Marajó - dont l'origine est liée aux mêmes processus tectono-eustatiques qui submergent la côte du Pará et du Maranhão - est divisée en deux zones tectoniques Au NE le "Horst de Marajó" et au SE le "Graben de Limoeiro" qui conditionnent l'évolution sédimentaire du littoral et de la région NE de l'île d'une transgression généralisée du littoral de l'AMAPA vraisemblablement au minimun depuis 1000 à 2000 ans BP (FARIA JR et al 1990). A l'exemple du lac Ararí (VITAL, 1988; FARIA JR. & VITAL, 1989), un réseau hydrographique et lacustre, probablement pléistocène, a été progressivement comblé pendant l'évolution holocène de la région.

(c) Par contre, les résultats obtenus dans la région de l'île de Maracá, appuient l'hypothèse d'une transgression généralisée du littoral de l'Amapá vraisemblablement depuis 1000 à 2000 ans B.P. (FARIA JR. et al., 1990).

I - LES METHODES DE TRAVAIL

Les campagnes océanographiques ont débuté en août 1989 [4]. L'échantillonnage sub-superficielle a été effectué avec un "vibro-carottier léger" (jusqu'à 5 m de profondeur dans les sédiments argileux.) mais son utilisation a été limitée à cause des forts courants de marée de la région. Un "gravity-corer" a été utilisé pour l'échantillonnage des fonds (jusqu'à 0.50 m de profondeur). L'échantillonnage des sédiments a été faite selon des transects NE-SW transversaux au rivage maritime (fig. 1). La localisation des points d'échantillonnage a été réalisée à l'aide des systèmes "Satnav", "Magnavox" et "Trimble 400A".

Au laboratoire, les carottes ont été photographiées, passées aux rayons X, etc. Des échantillons ont été sélectionnés en fonction des intervalles représentatifs et de la lithologie. Des tests de PH d'abrasion et de détermination de résistance des argiles ("shear strength") ont suivi, en plus des analyses granulométriques, de la détermination des minéraux argileux, de la datation ^{14}C et des mesures des taux de sédimentation (Pb-210) . Les résultats détaillées de ces recherches ont été présentés par les différents auteurs (SEGALL et al. 1990; ALLISON et al., 1990; RINE & NITTROUER, 1990; MENDES, 1990).

II - LE CADRE GEOLOGIQUE COTIER

Le littoral brésilien a été divisé en provinces sédimentaires (MENDES & PETRI, 1971). La province nord s'étend entre l'embouchure de l'Oyapock (Amapá) et l'estuaire du fleuve Itapicurá, au Maranhão. C'est une côte basse et argileuse couverte partiellement par la mangrove. Des grandes quantités de sédiments amazoniens s'accumulent sur ces plaines de marée. Dans la zone supra-tidale se développent des plaines marécageuses et lagunaires.

Le littoral d'Amapá est une plaine d'accrétion fluvio-marine (BOAVENTURA & NARITA, 1974, In: PALMA, 1979).

---

(4) Avec le bateau "Curupira" du Centre de Geociências de l'Universidade Federal do Pará ainsi que des petits bateaux à moteur utilisés à cause de la grande amplitude des marées.

La zone de l'embouchure de l'Amazone est complexe, constituée d'une part par les estuaires principaux de l'Amazone et du Pará-Tocantins - séparés par l'île de Marajó- et, d'autre part, par des nombreuses rivières et chenaux - ces derniers constituant les "igarapés" et les "furos" dans la terminologie locale - eux-mêmes séparés par une multitude d'îles (PALMA, 1979). Du point de vue dynamique on observe une accumulation des bancs dans les estuaires et une érosion dans les chenaux. (OFF, 1963, In: PALMA, 1979). Le régime des rivières et l'action des vents, ainsi que les courants (géotrophiques, de marées, des Guyanes) contribuent a la déviation d'un "chenal" hydrodynamique notamment sur la côte du Pará (PALMA, 1979).

Dans l'ensemble, ce sont les structures géologiques de la plate-forme continentale de l'Amazone et de la bordure du continent qui définissent les grandes unités géotectoniques régionales, à savoir : le bassin de Marajó, les plate-formes de l'Amapá et du Pará-Maranhão, l'arc de Gurupí, le bassin sédimentaire du Bas - Amazone et le cône de l'Amazone (fig. 2. GORINI, 1979, In: PALMA, 1979)).

La direction de la côte entre le Cap Orange et Acaraú[5] coincide avec les directions structurales majeurs de la plate-forme et de la région continentale voisine. Tant l'accident de Cassiporé, en bordure de bouclier des Guyanes (NUNES et al., 1973; In: PALMA, 1979) comme le cassures NNW-SSE de la plate-forme structurale de l'Amapá (GORINI, 1979; In: PALMA, 1979), sont parallèles à la direction générale du rivage. C'est également une faille marginale parallèle au rivage et à la bordure de la plate-forme (GORINI, 1979; In: PALMA, 1979) qui délimite la plate-forme continentale Pará-Maranhão[6] Quant au golfe de l'Amazone, il intègre la zone de tectonique de faille du bassin de Marajó (GORINI, 1979; In:PALMA, 1979).

Différentes interprétations existent quant à l'origine des dépôts sableux et argileux de la plate-forme continentale de l'Amazone considérés comme continentaux (terrigènes, "sables") ou bien transgréssifs (boues, sables fins). Selon KOWSMANN & COSTA, (1979) la couverture sédimentaire quaternaire de la plate-forme continentale nord-brésilienne se caractérise par la prédominance de

---

(5) NNW-SSE dans l'Amapá, WNW-ESE du golfe de l'Amazone jusqu'à le Baie do Tubarão et ensuite E-W jusqu'à Acaraú (PALMA ,1979)

(6) Formée par la plate-forme structurale du même nom.

dépôts terrigènes sur les carbonates. Ces mêmes auteurs ont attribué les faciès boueux et sableux comme étant fluviale. NITTROUER (1983, In: KUEHL et al., 1988) soutient que la plate-forme externe est couverte par du sable fin qui représente une couche transgréssive relique. MILLIMAN et al. (1975, In: KUEHL et al., op.cit.) suggèrent que la plus grande partie des dépôts argileux de la plate-forme interne de l'Amazone sont reliques, formés durant des régressions par accrétion côtière. GIBBS (1976, In: KUEHL et al., op. cit.) confirme que la même plate-forme interne est accumulatrice de sédiments. KUEHL et al.(1982, In: KUEHL et al, op. cit.) ont examiné des taux d'accumulation de sédiments de la plate-forme amazonienne, en utilisant la géochronologie du Pb-210 et ont démontré que la plus grande partie interne de la plate- forme est sujette à une accumulation active de sédiments.

IV - LA REGION DE MARACÁ : GEOLOGIE ET STRATIGRAPHIE

L'île de Maracá, située entre 01° 59' 06"N et 02° 13' 45"N de latitude N et 49° 31' 13" et 50° 30' 20"W de longitude W (fig..01), à la proximité du Cap Norte, couvre une surface de 72 000 ha. Des terrasses étendues, exposées en marée basse, caractérisent le modelé des rivages; elles exposent toujours la même séquence sédimentaire côtière et sub-superficielle composée de couches d'argiles intercalées par des limons, riches en matière organique, avec des restes de racines. On y trouve, également, des couches fines de tufs (fig. 3).

La stratigraphie macroscopique de cette séquence se présente comme suit (fig. 3):

(a) Du sommet jusqu'à environ 1 m de profondeur : argile grise à brunâtre, compacte, avec d'abondants restes de racines et colonisées à présent par la mangrove.

(b) Entre 1 m et 5 m de profondeur: argile-limoneuse brune, riche en matière organique, bioturbée, avec des racines intercalée par des couches fines de limon et de limon-sableux, très peu déformées. Des niveaux de tuf et les concentrations de restes de matière organique végétal y sont fréquents.

(c) A la base, à plus de 5 m de profondeur : argile-limoneuse grise à verdâtre, avec des lamelles millimétriques de limon-argileux fréquemment déformées. Des

phénomènes de bioturbation, des restes de bivalves ainsi que des restes de matière organique végétale (fragments de bois et de particules de feuilles carbonisées) y sont très fréquentes.

1. RESULTATS DES ANALYSES ET INTERPRETATIONS

Cette séquence sédimentaire sub-superficielle a des propriétés géotechniques différenciées en accord avec la présence de racines, du contenu de matière organique et de la relation silt/argile (SEGALL et al, 1990). Il a été constaté que la résistance baisse avec la profondeur, mais dans les niveaux riches en matière organique les sédiments présentent, une augmentation anormale de la résistance .

L'ordre d'abondance des argiles est la suivante : la smectite (S, la plus abondante), l'illite (I) et la kaolinite (K). La chlorite (Cl) et les interstratifiés illite-chlorite (I-C) et illite-smectite (I-S) apparaissent en deuxième place, l'I-S ne pouvant pas être quantifié individuellement.

Comment interpréter ce cortège argileux ?

(a) L'abondance de la smectite indique une accumulation en milieu alcalin et réducteur, vraisemblablement lacustre et/ou marécageux (THOREZ,1975). A Maracá, la quantité de la smectite augment avec la profondeur ce qui permet d'admettre le caractère continental de cette région pendant la plus grande partie de l'accumulation de la séquence.

(b) La présence importante de l'illite dans les niveaux supérieurs, indiquerait une progressive augmentation des influences marines dans des milieux fluviaux ou lacustres et estuariens.

(c) La kaolinite est très probablement originaire notamment de la météorisation récente.

(d) La chlorite, sous forme de traces, indiquerait des sources proches du local de déposition bien que BISCAYE (1965) soutienne une provenance andine pour la chlorite de la plate-forme continentale.

Quoi qu'il en soit, il est admis que ces minerais puissent provenir des tributaires de l'Amazone, fleuves qui traversent des régions de roches ignées basiques et des terrains métamorphiques (schistes verts et de serpentinites du précambrien de l'Amazonie et de l'Amapá).

Les couches de tufs intercalées dans les séquences de Maracá ont été datées et seraient datées (ALLISON et al,1990) de 2000 à 1000 ans B.P. Cela indiquerait que l'actuelle côte de l'Amapá (région de l'île de Maracá) *est sujette à un processus* ***régressif,*** *en fonction de l'élévation relative du niveau de la mer, initiée il y a approximativement 6000 ans B.P. avec la* ***transgression*** *flandrienne* . Nous n'avons pas, jusqu'à présent, des réponses pour préciser à partir de quand a été atteint le niveau actuel, ni quels ont été les facteurs déterminants pour cela. MÖRNER (1989) admet qu'à partir de 6 000 ans B.P., les variations du niveau de la mer ne sont plus glacio-eustatiques mais sont influencées principalement par les variations du géoide terrestre, à la suite de la conséquence de phénomènes crustaux et des changements dans la dynamique de la circulation océanique.

2. EVOLUTION GEOLOGIQUE RECENTE

LIMA et al (1974)estiment que pendant le Quaternaire, l'action des marées a donné naissance à des plaines d'inondation, des zones intertidales étendues, des marais et des lacs résiduels, formes caractéristiques de la zone littorale entre l'Amapá et l'Orénoque. Au sud de Rio Flechal, la plaine fluvio-marine Macapá-Oyapock, liée au système fluvial de l'embouchure de l'Amazone, est caractérisée par des processus de colmatage, des lacs résiduels, des paléo-chenaux comblés, des plaines de diques, des méandres abandonnés, des terrasses et des îles (BOAVENTURA & NARITA ,1974). Dans la portion septentrionale de la plaine, il y a prédominance d'influences marines (formation de flèches sableuses, les "restingas").

Le littoral d 'Amapá présente des signes de submersion généralisée avec un système de rias, des surfaces inondables, indices de marées - jusqu'aux limites occidentales de la plaine quaternaire ou même au-delà. L'évolution de cette côte combine des mouvements de subsidence et une transgression marine holocène (flandrienne).

Le déplacement du "chenal du Nord" vers le sud pendant l'Holocène a été responsable de la formation des îles à l'embouchure de l'Amazone (ACKERMANN,1967; In: BOAVENTURA & NARITAW, 1974),. Selon GABAGLIA (1916; In: NOVELLI & MOLLERO, 1988), l'île de Maracá a été séparée du continent par l'action combinée des courants marins et des eaux amazoniennes.

Nous estimons que l'île de Maracá - divisée au milieu par l'Igarapé do Inferno - est une claire extension du Rio Amapá (ou Rio Flechal). Elle a fait partie de la région continentale avant 1000 ou 2000 ans BP (datation de la séquence sub-superficielle de la région de Maracá) D'ailleurs, FARIA JR. & VITAL (1989) proposent une hypothèse similaire pour expliquer l'origine de l'île de Marajó dont l'événement principal a été l'élévation du niveau de la mer pendant l'Holocène (fig. 4).

REMERCIEMENTS :

Nous tenons à remercier chaleureusement le SECIRM pour son support financier qui a rendu possible la réalisation du projet. Un grand merci aux membres et aux chercheurs de SUNY et de l'UW pour leur collaboration scientifique et technique au cours des travaux de terrains et de laboratoire. Nos remerciements vont également au Département de Géologie/CG/UFPA (PROMAR. Pará) pour l'aide fournie aux chercheurs brésiliens ainsi qu'à M.T.PROST et C. CHARRON (Centre ORSTOM de Cayenne) pour leurs suggestions et mise au gabarit du texte.

BIBLIOGRAPHIE

ALLISON, M.A.; NITTROUER, C.A.; RINE, J.M.; KUEHL, S.A.; SEGALL, M.P.; FARIA JR, L.E.C.; DIAS, G.M.; FIGUEIREDO, A.G. - 1990 - Preliminary results from the AMASSEDS Project - Deposition, erosion, and accumulation of Amazon River sediment along the Amapa coast, Brazil. 13th international Sedimentological Congress, August(26-31). Nottingham, England. (Ref. PROMAR n 0025.

BISCAYE, P.E. - 1965 - Mineralogy and sedimentation of recent deep sea clay in the Atlatic Ocean and adjacent seas and oceans. Geolog. Soc. of Amer. Bull. 76: 803-832.

FARIA JR, L.E.C.; MARCAL, M. DOS S.; PINHEIRO, R.V.L. - 1987 - "A Dinamica Sedimentar da Praia do Macarico/Salinópolis e sua importancia para a Geologia da Região Costeira do Estado do Pará". Anais do I Cong. da ABEQUA. v.1:343-356 - Porto Alegre. (Ref. PROMAR n 0007).

FARIA JR, L.E.C.; VITAL, H. - 1989 - "O Lago Arari e a Formação da Ilha de Marajó/PA". Anais do II Cong. da ABEQUA. Rio de Janeiro. (Ref. PROMAR N 0018).

FARIA JR, L.E.C.; NITTROUER, C.A.; RINE, J.M.; ALLISON, M.A.; KUEHL, S.A.; SEGALL, M.P.; MENDES, A.C.; VITAL, H.; FERREIRA, M.R.; FIGUEIREDO, A.G. - 1990 - "Evolucão Geologica Recente da Costa do Amapa - Região da Ilha de Maracá/Cabo Norte". In: Anais do 36 C.B.G. Natal-RN. V.2, p.662-675 (Ref. PROMAR n 0027).

FERNANDES, L.; FARIA JR, L.E.C. - 1985 - "Estudo Sedimentológico dos Sedimentos Recentes das Praias e Dunas da Regiáo de Salinas Pará. TCC/Dept de Geologia/UFPA. 22p. Belém.

KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A. - 1979 - Sedimentação quaternaria da margem continental brasileira e das áreas oceãnicas adjacentes. RJ. PETROBRAS. DNPM. CPRM. CNPq. 55p (Serie Projeto Remac, 8).

KUEHL, S.A. et al. - 1988 - Sediment acumulation and the formation of sedimentary structures on the Amazon Continental Shelf. In: Congr. Brail. Geologia, 35, Belem. Anais. SBG, V.2, p.431-488.

MENDES, A.C. - 1990 - "Estratigrafia e Mineralogia do Recente na Região da Ilha de Maracá-Amapá". - TCC/Depto. Geologia/UFPA. 38p.

MÖRNER, N.A. - 1988 - Terrestrial variations within given energy, mass and momentum budgets, paleoclimate, sea level, paleomagnetism, differential rotation and geodynamics. Secular Solar and Geomagnetic Variations in the Last 10.000 Years. p. 455-478.

PALMA, J.J.C. - 1979 - Geomorfologia da Plataforma Continental Norte Brasileira. In: PETROBRAS. Geomorfologia da Margem Continental Brasileira e das Áreas Oceãnicas Adjacentes. RJ. PETROBRAS. DNPM. CPRM. DHN CNPQ. p. 25-52 (Serie Projeto Remac, 7).

SEGALL, M.P.; KUEHL, S.A.; ALLISON, M.A.; NITTROUER, C.A.; RINE, J.M.; FARIA JR, L.E.C.; VITAL, H. - 1990 - Preliminary Results from the AMASSEDS Coastal Study - Geotecnical Characteristics of Coastal Sediments Adjacent to the Amazon River. GAC-MAC Joint Annual Meeting. V. 15 p.A119. Vancouver, Canada. (Ref. PROMAR - 0024).

THOREZ, J. - 1976 - Practical Identification of Clay Minerals. Belgique, G. Lelotte, 90p.

VITAL, H. - 1988 - Estudo do Geossistema do Lago Arari-Ilha de Marajó(PA). Tese de Mestrado, CPGG/UFPA. Belém, 106p.

LEGENDE DES FIGURES

Fig. 1 Carte de localisation de la zone de recherches, île de Maracá et les points d'échantillonnage

Fig 2 Schéma structural de la région côtière et de la plate-forme continentale du Nord brésilien (modifié par Gorini, 1979, *In* Vital, 1988

Fig 3 Schéma illustratif du profil obtenu en marge SE de Igarapé do Inferno

Fig 4 Modèle d'évolution de l'île de Marajó et partie côtière du Nord brésilien (*In* Faria Jr et Vital

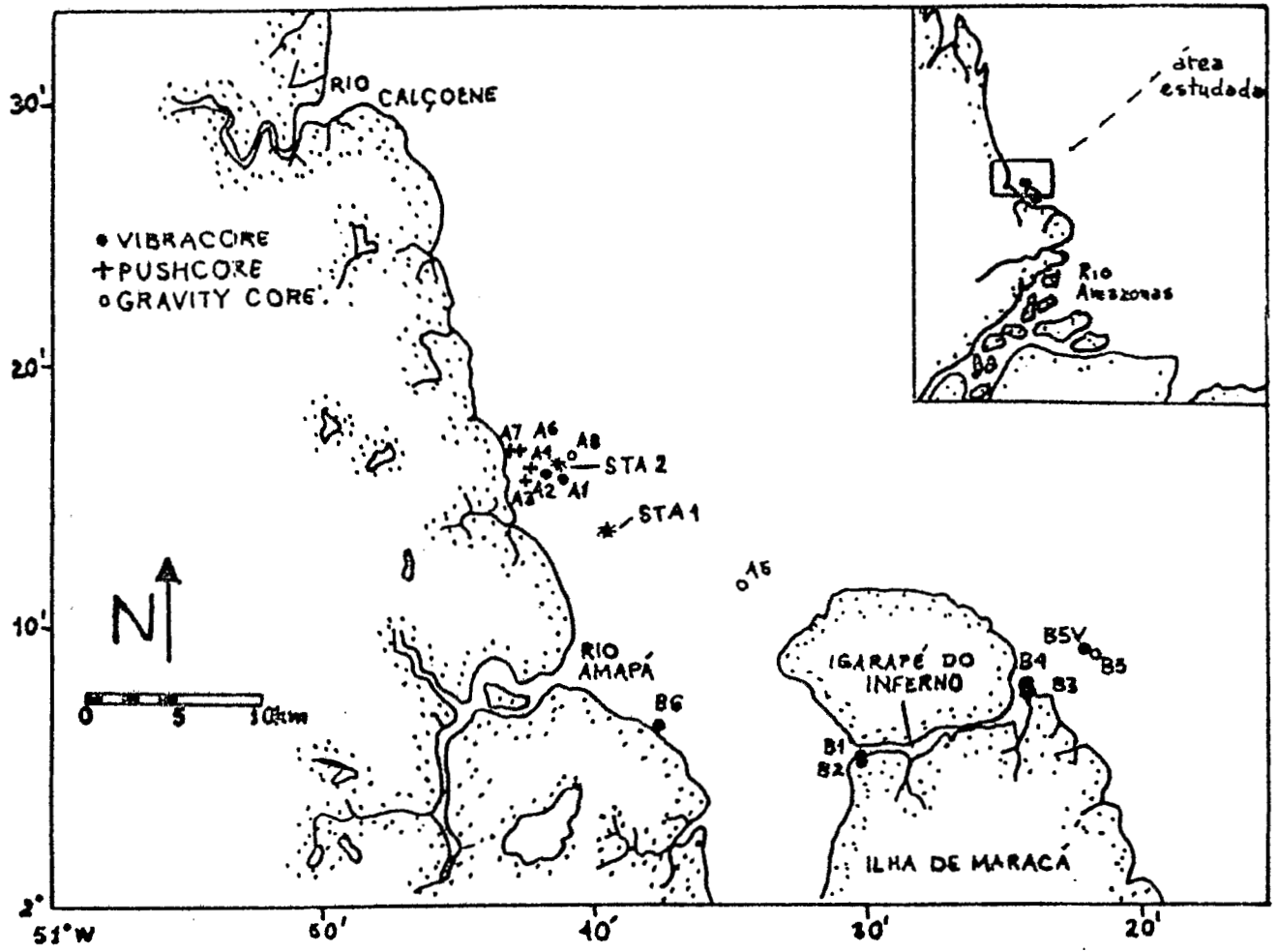


Fig. 1 Carte de localisation de la zone de recherches, île de Maracá et les points d'échantillonnage

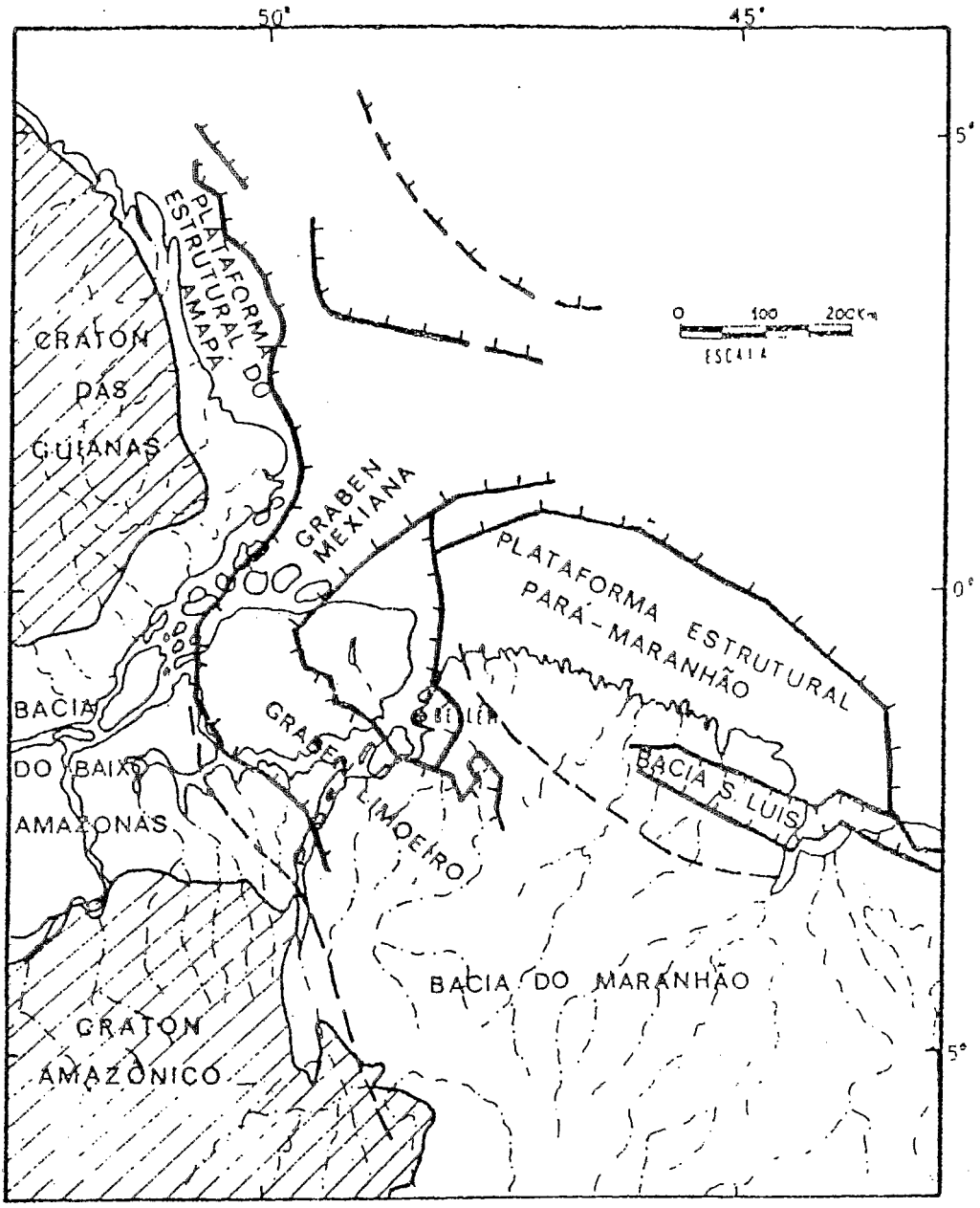


Fig 2 Schéma structural de la région côtière et de la plate-forme continentale du Nord brésilien (modifié par Gorini, 1979, *In* Vital, 1988

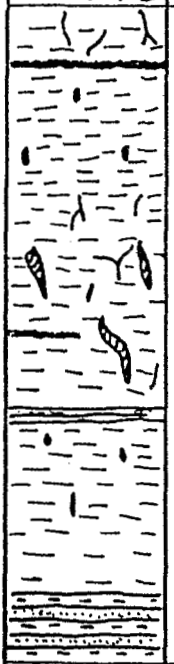
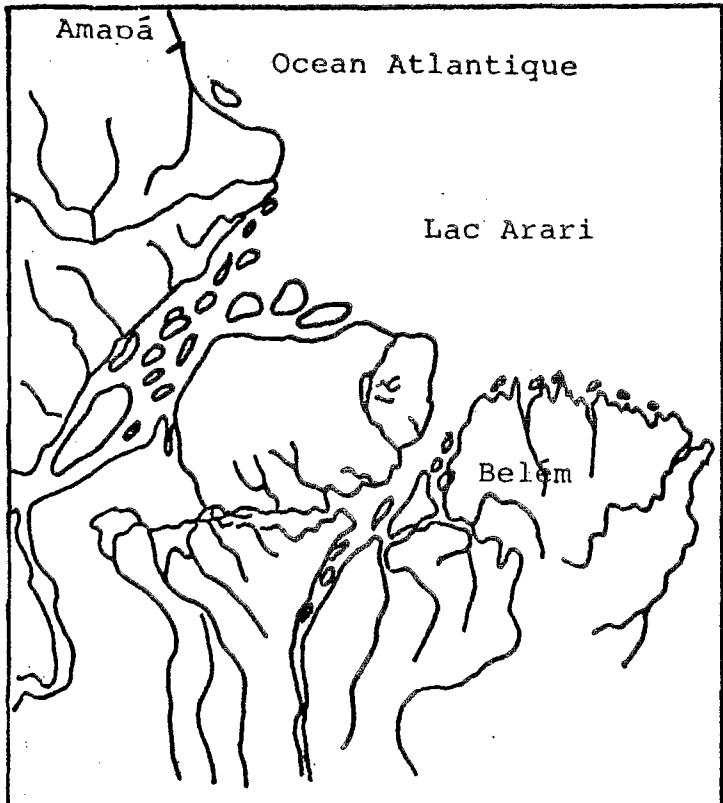
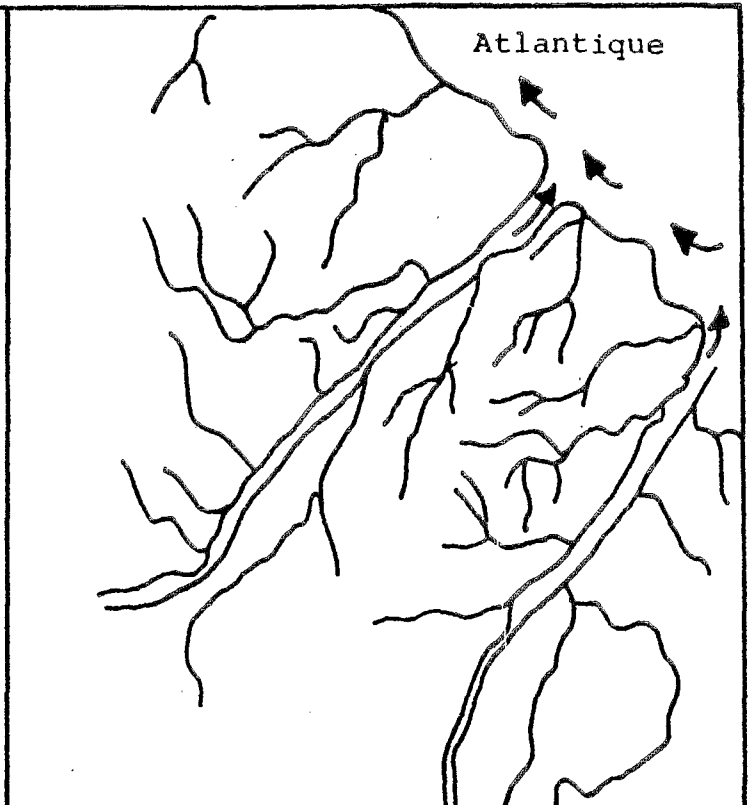
LITTOLOG.	DESCRITIONS	
	Argiles gris-marrons, soutenant une végéta tion de mangrove.	1m
	Argile silteuse de coloration marron et présentant des structures d'enracinement et de bioturbation, épaisseurs millimétri ques à centimétriques de tufs et de matiè re organique, malgré clasts d'argile. Il est commum l'occurrence d'épaisseurs milli métriques silto-sableux fines.	5m
	Argile silteuse de coloration grise, pré sentant des épaisseurs millimétriques ar gilo-silteuse, des fois déformées. Couches centimétriques de sable fin existent dans la partie superficielle de la séquence.	8m
	échelle: 1:100	

Fig 3 Schéma illustratif du profil obtenu en marge SE de Igarapé do Inferno



D) Configuration actuelle
depuis 5.000 ans BP



C) 8.000 ans BP
niveau de la mer - 10 m

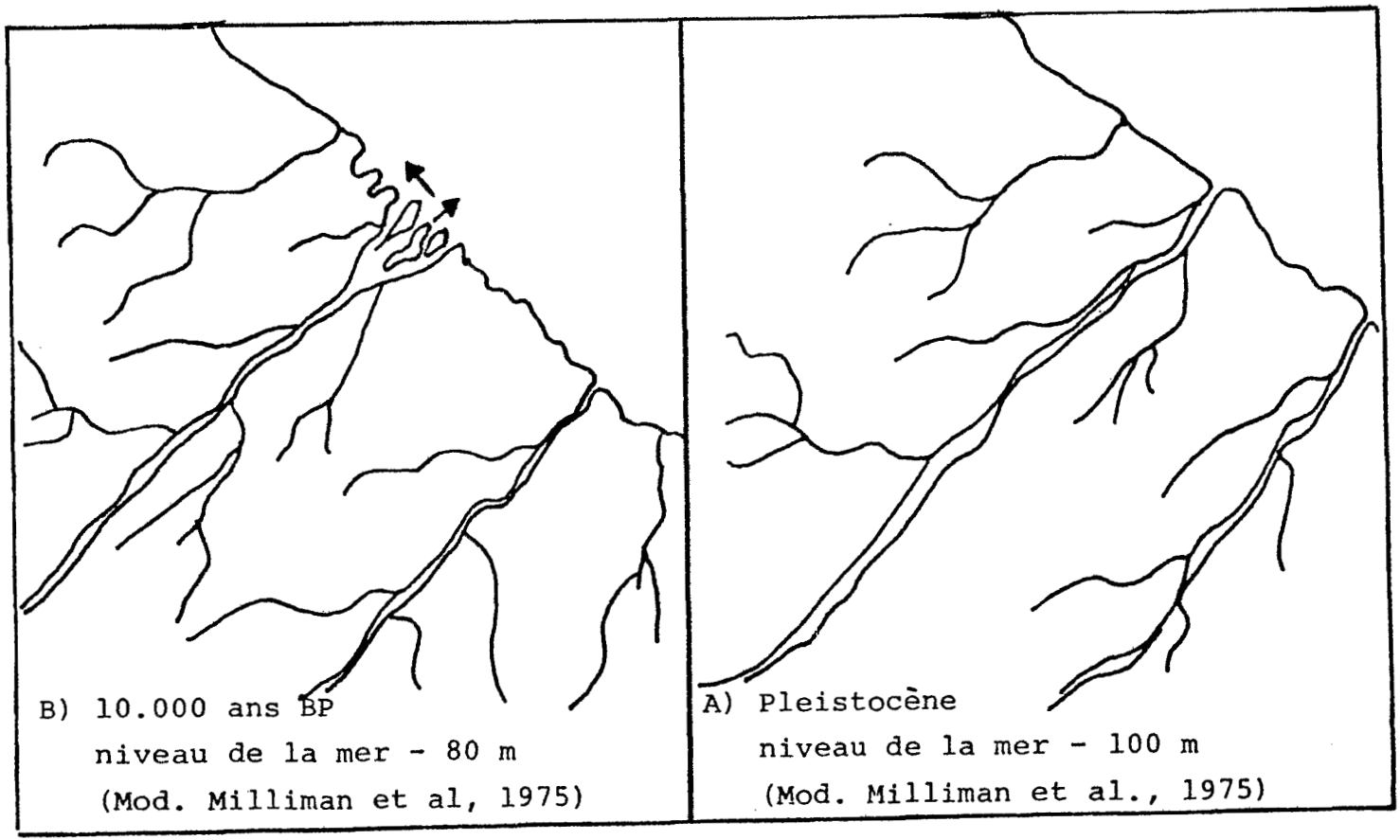


Fig 4 Modèle d'évolution de l'île de Marajó et partie côtière du Nord brésilien (*In* Faria Jr et Vital, 1989)

DATATIONS ^{14}C ET PALYNOLOGIE D'UN SEDIMENT TOURBEUX CONTINU (0-7 m) DANS LA MANGROVE DE GUADELOUPE (F.W.I.). RESULTATS PRELIMINAIRES

C. FELLER [1], M. FOURNIER [2], D. IMBERT [3], C.CARATINI [4] et L. MARTIN [2]

Résumé

Des études palynologiques et des datations radiométriques d'un dépôt tourbeux (0-7 m) dans la mangrove de Guadeloupe montrent que :

- la tourbe a été presque entièrement formée dans un milieu de mangrove et dans un environnement marin.Les variations relatives du niveau de la mer sont évaluées en rapport avec la vitesse d'accumulation de la tourbe;

-les variations relatives du niveau marin dans cette île volcanique entre 5 000 et 1 000 BP ne différent pas, curieusement, de celles observées dans des zones considérées comme stables dans la région (côte atlantique de l'Amérique du Nord)

- le dernier millénaire (ou peut-être les derniers siècles) , ont vu une élévation relative rapide du niveau marin en Guadeloupe sans que l'on puisse encore relier ce phénomène à un processus régional et/ou à une tectonique active locale.

Abstract

Palynological study and radiocarbon datings of a peaty sediment under the mangrove of Guadeloupe show that :

- peat was quite completely deposited under mangrove vegetation and marine environment. That allows to estimate the relative variations of sea-level by the rate of peat accumulation ;

- surprisingly, the relative variations of sea-level in this volcanic island between 5000 and 1000 years BP were not very different from those observed in "passive tectonic" zone (North American Atlantic coast) within the region ;

- during the last 1000 years (or the last centuries) there was an important rise in the relative sea-level. These preliminary and limited results (one bore-hole only) do not permit

(1) ORSTOM (LCSC) BP 5045 34032 Montpellier Cedex

(2) ORSTOM, 74, Route d'Aulnay, 93140 BONDY, France.

(3) UAG-Fouillole, BP 592, 97167 Pointe-à-Pitre, Cédex, Guadeloupe (F.W.I.)

(4) IFP, BP 33, 605001 Pondichéry, Inde.

to interpret this last 1000 years variation in terms of regional sea-level variation or neotectonic local effect.

Mots-Clés : Datations ^{14}C, Palynologie, Tourbe, Mangrove, Niveau marin, Guadeloupe.

Key-words : ^{14}C Datings, Palynology, Peat, Mangrove, Sea-level, Guadeloupe.

INTRODUCTION

La Guadeloupe et l'ensemble des îles de l'Arc des Petites Antilles sont, et furent, le siège d'une sismicité et d'une activité volcanique importantes étant donné le contexte géodynamique régional de subduction. Les recherches menées dans le cadre d'une Action DGRST intitulée "Mangroves et zone côtière", TURENNE (1984), s'appuyant sur des descriptions de sondages du BRGM (1974) effectuées dans la mangrove du Grand-Cul-de-Sac-Marin, ont mis en évidence que cette mangrove est développée sur un sédiment tourbeux, souvent continu, dont la puissance atteint parfois 15 à 20 m. Par ailleurs, dans le cadre d'une recherche en cours sur les dynamiques ancienne et actuelle des différentes unités de végétation de la mangrove, un sondage dans un sédiment tourbeux (0 à -7 m) puis argileux (-7 à -10 m) a donné lieu à une étude palynologique et à quelques datations ^{14}C.

La dynamique des mangroves étant généralement dépendante des variations du niveau marin, les datations ^{14}C de tourbes à différentes profondeurs devraient permettre d'appréhender ces variations et de les interpréter éventuellement en termes néotectoniques. Nous rapportons ici les premiers résultats de cette étude.

MATERIEL ET METHODES

Le sondage étudié est situé sur le littoral du Grand-Cul-de-Sac Marin, non loin du canal de Belle-Plaine, sous forêt marécageuse à *Pterocarpus*, forêt qui n'est atteinte par la mer qu'aux plus fortes marées annuelles actuelles (Fig. 1).

Les prélèvements ont été réalisés manuellement à l'aide de "pelles à vase", soit avec un modèle habituel "sans fermeture" (prélèvements de 0 à -3 m), soit avec un modèle "à fermeture" pour les prélèvements palynologiques (0 à -9 m).

La préparation pour les analyses palynologiques est effectuée selon DURAND et NICAISE (1980) mais avec utilisation d'ultrasons selon CARATINI (1980).

Les activités spécifiques ^{14}C des tourbes sont déterminées sur échantillons bruts, séchés à 105°C, broyés et n'ayant subi aucun prétraitement chimique. Après transformation en benzène, la mesure est effectuée par scintillation liquide (TRICARB 2050 XL).

RESULTATS ET DISCUSSION

Description détaillée du sondage

Quelques caractéristiques physico-chimiques du sondage sont présentées au Tabl. I.

On peut très schématiquement diviser le sondage en trois parties :

- de de 0 à -6,5 m : tourbe continue noire à marron rougeâtre, plus ou moins fibreuse, à teneur en carbone organique (C%) élevée (pas de carbonates), variant de 32 à 43 %, et faiblement à non compactée (poids spécifiques apparents compris entre 0,09 et 0,13) ;
- de -6,5 à -7,5 m : argile tourbeuse avec quelques débris végétaux ;
- de -7,5 à -9,0 m : argile marron passant progressivement à grise puis à jaune par réoxydation.

Les analyses palynologiques concernent l'ensemble du sondage, les datations ^{14}C, les horizons tourbeux seulement.

Palynologie

Les résultats (Fig. 2) mettent en évidence que la tourbe sur toute son épaisseur s'est constituée à partir d'espèces végétales semblables à celles qui constituent la végétation actuelle : *Pterocarpus* en surface (évidemment), *Rhizophora* en profondeur, cypéracées et surtout *Acrostichum* (Fougère dorée) sur tout le profil, cette fougère étant actuellement en lisière des forêts à *Pterocarpus*. Enfin, la présence constante de micro-plancton marin confirme que le site est toujours resté

dans la zone intertidale ; la surface du dépôt correspondrait donc à un niveau voisin du niveau moyen de la mer. En conséquence, les datations ^{14}C du matériau tourbeux doivent permettre d'appréhender les variations relatives du niveau marin.

Datations ^{14}C

Les résultats sont présentés sur la Fig. 3. La courbe âge/profondeur peut se subdiviser schématiquement en trois parties :

- une partie AB de 0 à -1,3 m, âges compris entre 0 et 50 ± 150 BP,
- une partie BC de -1,3 m à -3,6 m, âges compris entre 50 ± 150 BP et 4260 ± 220 BP,
- une partie CD de -3,6 m à -6,4 m, âges compris entre 4260 ± 220 BP et 4700 ± 370 BP.

La partie AB est difficile à interpréter compte-tenu du rajeunissement par le carbone atmosphérique récent. Toutefois, même si l'on considère globalement les 180 premiers centimètres du sédiment (âge variant de 0 à 1000 ans BP), on calcule une accumulation de tourbe de 1,8 m (point B') pendant le dernier millénaire, ce qui est nettement supérieur aux vitesses d'accumulation déduites de la partie BC de la courbe.

De l'analyse de la partie BC on calcule une vitesse d'accumulation de la tourbe d'environ 0,6 m par millénaire, vitesse nettement plus faible que celle déduite de la partie CD, d'environ 6,4 m par millénaire.

Pour les profondeurs supérieures à 1,3 m (partie BCD), on constate que les résultats obtenus ici rappellent fortement ceux cités par REDFIELD (1967) dans un travail de synthèse sur les variations du niveau marin sur la côte atlantique nord-américaine. Cet auteur, à partir de datations de tourbes mettait en évidence que l'élévation du niveau marin était :

- rapide de 7000 à 4000 ans BP, d'environ 3,4 m/1000 ans,
- beaucoup plus lente ensuite, d'environ 0,8 m/1000 ans, en particulier pour la partie méridionale considérée comme une zone relativement stable (Bermudes, Floride, Caroline, Louisiane). Ainsi, bien qu'appartenant à une région à volca-

nisme actif, la côte guadeloupéenne, de 5000 à 1000 ans BP, ne semble pas avoir subi de mouvements tectoniques d'ordre très différent de ceux enregistrés dans les zones stables les plus proches.

L'élévation relative importante du niveau marin depuis 1000 ans, 1,8 m/1000 ans au minimum (ou beaucoup plus selon le point du segment BB' considéré) peut être interprétée soit dans une optique régionale, soit dans le contexte d'une néotectonique locale active. A l'appui des variations régionales, PASKOFF (1987) signale pour la Lousiane des élévations de 13 mm/an et GORNITZ *et al.* (1982), à partir de données marégraphiques de la région ("Gulf Coast and Carribbean", sans précision) estime des élévations d'environ 23 cm/100 ans. Par ailleurs, les études géologiques réalisées en Grande Terre, à La Désirade et à Marie Galante conduisent BOUYSSE et GARRABE (1954) et GARRABE et ANDREIEFF (1985) à envisager un basculement récent, de l'Est vers l'Ouest de ces trois îles, consécutif à leur émersion au Plio-quaternaire.

En conclusion, nous retiendrons, avec prudence, compte-tenu de cette étude limitée à un seul sondage, les deux points suivants :

- de 5000 à 1000 ans BP, la variation relative du niveau marin en Guadeloupe ne diffère pas, curieusement, de celle observée dans des zones considérées comme stables dans la région ;
- le dernier millénaire (ou peut-être les derniers siècles), ont vu une élévation relative rapide du niveau marin en Guadeloupe sans que l'on puisse encore relier ce phénomène à un processus régional et/ou à une tectonique active locale.

Remerciements.

Nous remercions vivement Mme C. TISSOT (CEGET) et M. M. BROSSARD (ORSTOM) pour leur aide sur le terrain et au laboratoire, et M. B. SAURET (BRGM, Service Risque et Génie sismiques) pour ses nombreux conseils dans la rédaction de ce travail.

BIBLIOGRAPHIE

Action DGRST "Mangroves et zone côtière", 1977 à 1980. Bulletin de liaison n° 1 à 5. Rapports multigraphiés.

BOUYSSE (P.), GARRABE (F.), 1984 - Evolution tectonique des îles calcaires de l'archipel de la Guadeloupe. *C.R. Acad. Sci.*, II, 298 : 763-766.

CARATINI (C.), 1980 - Ultrasonic sieving using and efficient device to improve substantially our palynological activities. *In* : ICP Newsletter, Vol. 3 (1) : 4.

DURAND (B.), NICAISE (G.), 1980 - Procedures for kerogen isolation. *In: :* Kérogène. Matière organique insoluble des roches sédimentaires. Ed. Technip, Paris.

GARRABE (F.), ANDREIEFF (P.), 1985 - Sédimentation et tectonique Plio-quaternaires comparées de Marie Galante et de Grande Terre (Guadeloupe). *In* : Géodynamique des Caraïbes (A. Mascle, Ed.). Edit. Technip, : 155-160.

GORNITZ (V.), LEBEDEFF (S.), HANSEN (J.), 1982 - Global sea-level trend in the past century. *Science*, 215 (26) : 1611-1614.

PASKOFF (R.), 1987 - Les variations du niveau de la mer. *La Recherche*, 18 (191) : 1010-1019.

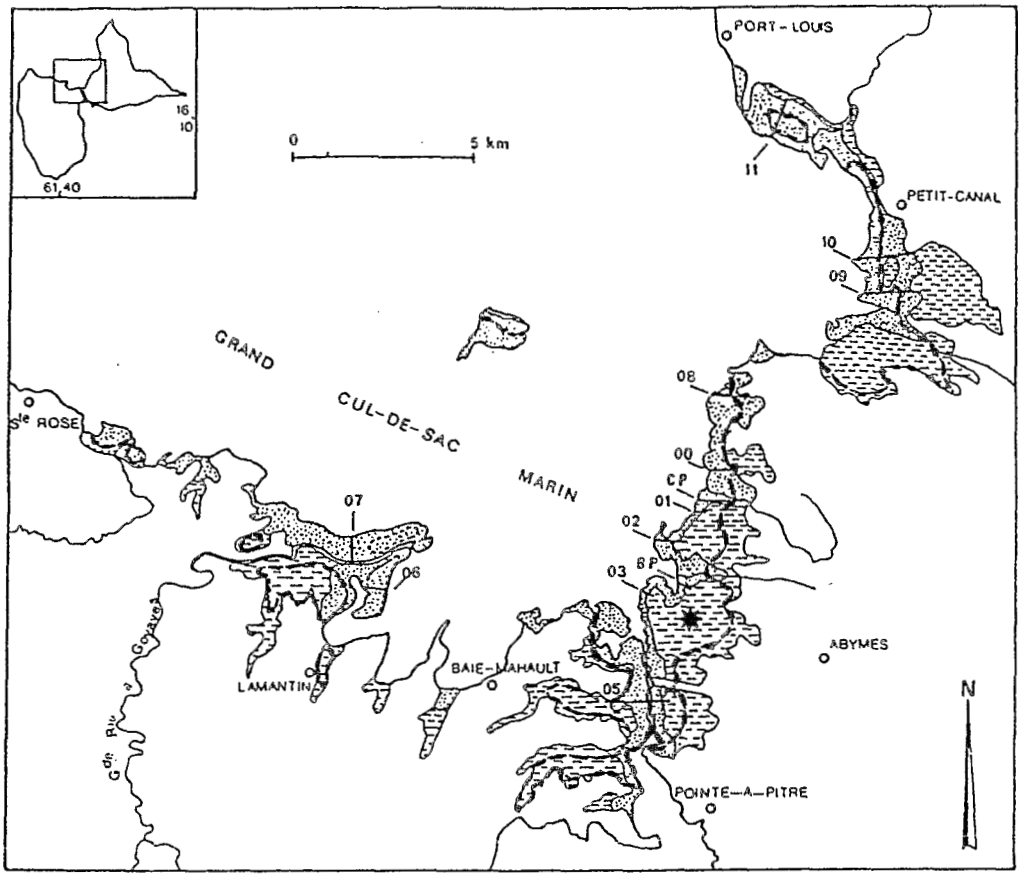
REDFIELD (A.C.), 1967 - Postglacial change in sea-level in the western north Atlantic Ocean. *Science*, 157 : 687-692.

TURENNE (J.F.), 1984 - Les sols de la mangrove de Guadeloupe. Action DGRST "Mangroves et zone côtière". Rapport final. Rapp. mult. ORSTOM-Martinique, 45 p.

Tabl. I.- Caractéristiques physico-chimiques du sondage étudié

Prof. (cm)	Matériau	pH-eau (frais)	Eh (mv)	Salinité "Eaux Libres" (mg/l)	Poids spécif. apparent (g/cm^3)	Carbone (%)	Soufre (%)
0-20	T	6,2	-120	7	0,13	38,2	0,79
60-80	T	6,3	-370	12	0,10	35,7	1,58
160-180	T	6,1	-380	11	0,11	32,1	3,05
260-280	T	6,1	-310	7	0,11	40,3	3,33
360-380	T	6,1	-300	6	0,11	43,7	4,79
400-450	T	6,0	-280	5	nd	nd	nd
550-600	T	6,1	-280	4	0,09	nd	nd
600-650	T	6,3	-270	nd	nd	nd	nd
700-750	AT	6,1	-300	nd	nd	nd	nd
830-870	A	6,1	-80	nd	nd	nd	nd

Abréviations : T = matériau tourbeux, AT = matériau argilo-tourbeux, A = matériau argileux, nd = non déterminé.



LEGENDE :

Mangrove à Rhizophora, Avicennia et Laguncularia

Marais (Cypéracées, Fougères) et Forêt à Pterocarpus

Limite Tourbe-Argile

Sondage étudié

Fig. 1 - Localisation de la mangrove de Guadeloupe et du sondage étudié.

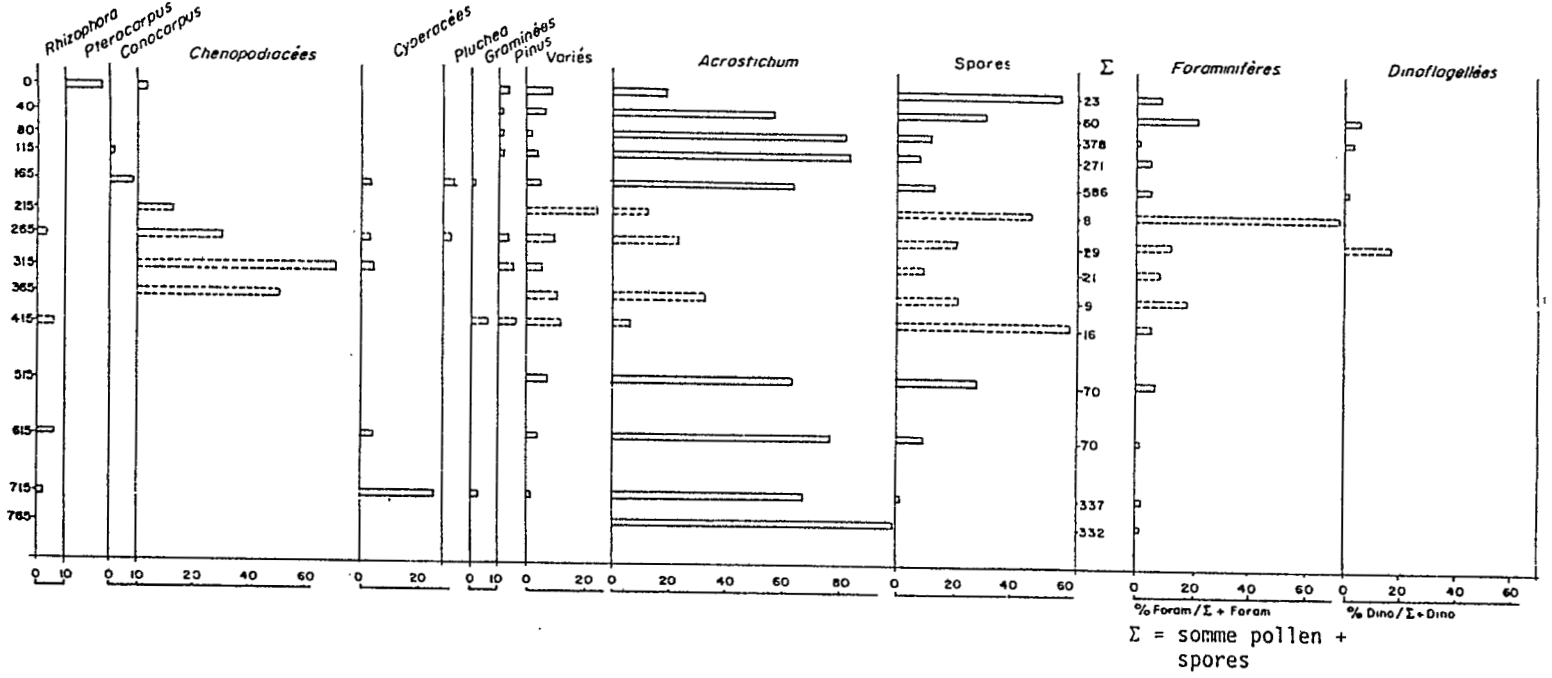


Fig. 2 - Palynologie simplifiée du sondage étudié.

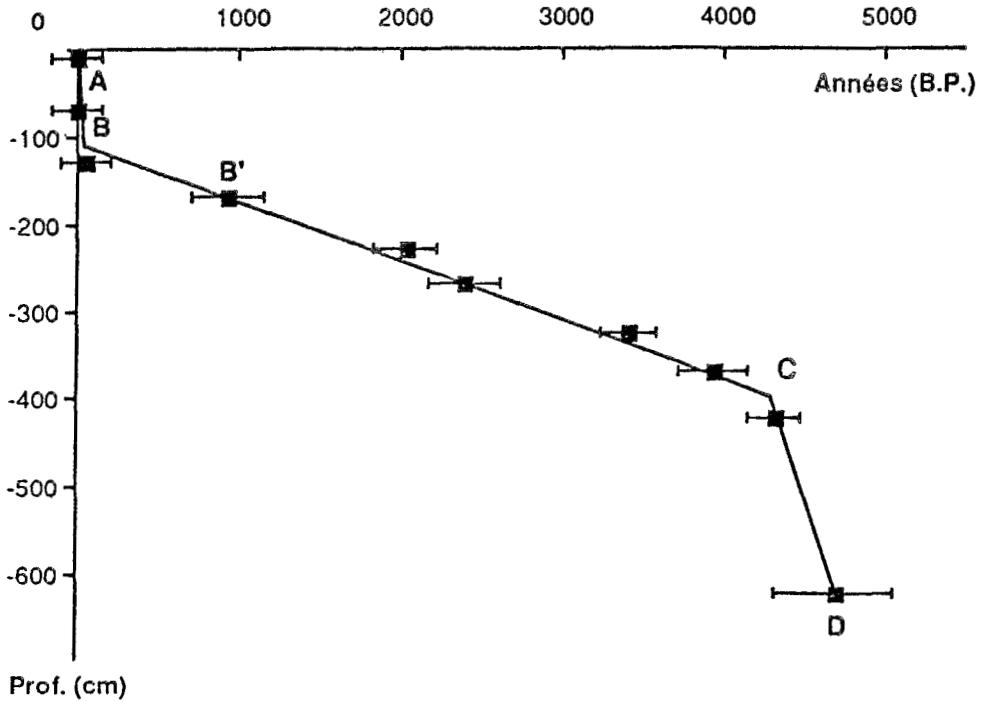


Fig. 3 - Courbe âge-profondeur du sondage étudié.

EVOLUTION OF THE GEOMORPHOLOGY OF THE COAST OF THE STATE OF PARA, BRAZIL

FRANZINELLI Elena[1]

Résumé

Entre l'embouchure de l'Amazone à l'ouest et celle du rio Gurupi à l'est, sur environ 600 km, il existe deux types physiographiques distincts de côtes sur la façade atlantique de l'Etat du Pará (Brésil), séparés par la baie de Marajó. A l'ouest de cette baie, une côte d'émersion, développée à partir de dépôts holocènes, forme la marge nord de l'île de Marajó. Parcourue par le bras sud de l'Amazone, cette portion de côte est rectiligne, contournée par de bas cordons sableux, avec quelques rares petits cours d'eau. A l'extrémité de l'île, entre la baie de Marajó et l'océan Atlantique, il existe des plaines de marées bien développés au cap Maguari. Ces plaines peuvent atteindre 30 km de long à marée basse.

A l'est de la baie de Marajó, la côte de submersion est continue jusqu'à la baie de São Marcos (Maranhão). Cette côte, très découpée, présente de nombreuses baies dans lesquelles viennent se jeter des rivières à larges embouchures à caractéristique de canaux de de canaux de marées, limitées par des péninsules et par des îles s'avançant dans l'océan. Près de l'embouchure de la baie de Marajó, les falaises sont découpées dans les dépôts limoneux et sablo-argileux du groupe Barreiras datant du Mio-Pleistocène. Les affleurements de la formation Pirabas (Miocène) restent limités sur cette côte. Vers l'ouest, la formation Barreiras s'éloigne de la ligne de côte, remplacée par des îles et par des péninsules formées de sédiments modernes, avec de larges plaines de marées. Ces plaines sont occupées par de la mangrove et des marais dont les zones les plus éloignées sont limités par des bancs de sable. Des cordons sableux de type "cheniers" apparaissent irrégulièrement, isolés par la mangrove et éloignés de l'actuelle ligne de rivage. Quatre types morphologiques ont été décrits pour cette côte: les falaises, les dépôts de mangrove, les plaines de marées et les cordons sableux. La carte géomorphologique de la région a été élaborée à partir des études d'images radar, d'interprétation de photographies aériennes et de contrôles sur le terrain.

Summary

Two different physiographic types of coast occur on theAtlantic border of the State of Pará. They extend about 600 km. between the mouth of the Amazon River on the west and the mouth of the Gurupi River on the east, abruptly divided by the Marajó Bay. In fact, to the

(1) Departamento de Geociências, Universidade do Amazonas, CP 885, Manáus Amazonas Brasil

west of this bay the shoreline of emergence, which develops in holocenic deposits, form the north coast of Marajó Island; the shoreline of submergence, to the east of the bay, is continuous until the São Marcos Bay (State of Maranhão).

The geomorphological features occurring on this coast described in this paper are: cliffs, mangrove deposits, tidal plains and beach ridges. The geomorphological map, which was produced by the interpretation of remote sensing (radar sheets and aerial photos) and field studies, shows the geographical distribution of these features on the coast. The north coastline of Marajó Island is smooth, continuous, broken only by rare, short tidal channels. On the contrary, the continental coastline is very irregular, showing a succession of small estuaries, forming bays bordered by peninsulas and islands extending into the Ocean.

The occurrence of these types of coast is related to the origin and evolution of this region during the last 6000 years. Some evidence shows that Marajó Island was a part of the continent at least until the Flandrian Transgression, enclosing a very large estuary of a big river that drained to the north-east. Some paleochannels occurring in the plains of Marajó Island, continuous also in the Caviana and Mexiana Island to the north of Marajó, indicate the original fluvial environment and the outlines of the paleogeography. Heavy minerals studies confirm the provenance of the sediments of the Tocantins-Amazon System. The very high rate of sedimentation found in the upper 6000 years sequence in the central part of the island indicates rapid subsidence. On the other hand, C14 data from the north-east region of the island indicates a very low rate of sedimentation showing that in this time this area operated like a hinge between the continent and the subsiding area of the island. There is some evidence that indicates that the continental coast and Marajó Bay had their origin influenced by tectonism. The modern beachs and beach ridges of this coast are made up of reworked sand of the pleistocenic Barreiras Formation according to some studies carried out on heavy minerals of this sediment.

Mots-clés : Ile de Marajó, côte Nord du Brésil, littoral de l'Etat du Pará, côte d'émergence, côte de submergence, géomorphologie, néotectonique

Keys-words: Marajó Island, north coast of Brazil, coast of the State of Pará, emergence and submergence shorelines, geomorphology, neotectonism.

I - GENERAL INTRODUCTION

Two types of coasts, differing from the physiographic point of view, occur on the Brazilian north Atlantic border. They extend about 600 km.from the south side of the estuary of the Amazon River in the NE part to São Marcos Bay in the

SE end. Marajó Bay - which is the large estuary of the Pará River, about 200 km. long and 50 km. wide - abruptly divides these two geographic features (fig.1).

Generally the geology and the geomorphology of Atlantic coastline of this region were considered with the regional geology of this area. In fact, we don`t have any specific paper on the geomorphology of this region, in spite of the dimension of this coast and of the violent phenomena that take place there, owing to the influence of the discharge of the Amazon River.Some information about the geology of the north coast of Marajó Island can be found in the final report of the integrated studies of this island by the group for hydrological research of IDESP (1974) and in the RADAMBRASIL REPORT.(1974, V. 5).

The most important papers on the continental coast are the papers by AKERMAN (1969), FRANCISCO et al. (1971) and the report of the research developed for economical purposes by the geologists of CPRM, including the geological map of the region, in scale 1:100.000 (1977). FRANZINELLI, in a detailed paper (1982), presented the geomorphological map of a part of this coast, with emphasis on the occurrence of the modern environment of sedimentation and taking also into consideration some neotectonic problems that influenced the development of this coastline.

This paper aims to show some results obtained by the interpretation of remote sensing (radar sheets and aerial photos) and field work carried out along the coast of Marajó Island and the continental Atlantic coast.

Access to field work in the north coast of Marajó Island is very difficult. In fact, the demographic density is very low and only two small villages, in the western part, Afuá and Chaves are notable. Owing to the lack of roads it is only possible to reach these places by boat, circumnavigating the island, or by small plane, landing in an open field. More people live in the continental part of coast, where there are numerous small towns: Salinas, Curucá, Marudá, São João de Pirabas, Japerica and Quatipurú, that are in communication with the capital of Pará State, Belém, by paved roads.

According to TANCREDI AND SERRA (1986) the climate of Marajó island is tropical humid, corresponding to type AFI-AMI (Koppen), where the annual pluviosity is about 2700 mm/year, concentrated between January and June. On the continental coast, the pluviosity is less, according to LIMA et AL.(1977). Here the climate is similar to type AM, subtype AMW (Koppen). The winds

blow most frequently in the dry season from the NE direction. Very important is the influence of the tides on the coast, channels, rivers and in Marajó Bay. The greatest amplitude of the tides is 5.3 meters registered in Salinópolis.

II - REGIONAL GEOLOGICAL SETTING

SCHALLER et al. (1971), investigating the stratigraphy of the Amazon Cone sedimentary basin, gave the name of PARÁ GROUP to the clastic sediments occurring from the Late Miocene to the Holocene in the region of the Amazon mouth and extending above the north continental shelf from Amapá to Pará States.

The PARÁ GROUP is made up of clastic sediments deposited in fluvial to paralic environments on the continent and neritic environments on the shelf.

The set of this clastic group was separated into two stratigraphic units:

- on the bottom, the PIRARUCU Formation, mainly shale, that has a thickness of about 700 meters in its thickest portion and rapidly diminishes towards the continent.

- on the top is the TUCUNARE Formation, made up of medium to coarse quartz sand, poorly sorted. This Formation ouctcrops in the north region of Marajó island.

The BARREIRAS Formation, correlated to the Tucunaré Formation, consists of yellow and pink sandstones and red clays, deposited in a continental environment, in the Late Miocenic to Pliocene age (ARAI et al,1988) or Plio-Pleistocenic age.(MORAES REGO, 1930). It is characterized by lateritic concretions that sometimes form ferruginous beds owing to the high degree of lateritisation. The Barreiras Formation outcrops in the southest border of Marajó island, near the south side of the Paracauari River mouth where twelve meters high cliffs occur, engraved in this formation. In the north side of the Paracauari river mouth, along the coast and inland this formation decreases in height and quickly disappears covered by the modern sediments. The Barreiras Formation is continuous along the Atlantic continental coast, from the southeast edge of Marajó Bay, and it shows good outcrops in cliffs. Only in two places, Salinas and Ilha de Fortaleza (fig.2) does it lay above the PIRABAS Formation, which is marine, calcareous and Low Miocenic in age.

Modern sediments of the seashore are sand, silty sand and clays deposited by different hydrodynamic processes.

III - GENERAL STATEMENT OF THE COASTLINE GEOMORPHOLOGY

The distintive processes of sedimentation in progression along the Brazilian coastline permit its subdivision into several parts or provinces. (MENDES, PETRI, 1971). According to these authors, the Atlantic coast lying between latitudes 4 degrees N to 2 degrees S and longitudes 52 degrees to 44 degrees W, belongs to the first province extending from the mouth of the Oyapoque River in Amapá State to the estuary of the Itapequirim River in Maranhão State. This province is characterized by flat, low coasts, with sediments composed mainly of clay deposited in mangrove swamps, the Quaternary sedimentation occupying a very wide area.

In reality, this coastal province, shows a great diversity of geomorphological aspects as a result of different geological setting, variable hydrodynamical processes along its length, and, the most important parameter, different responses to the neotectonic effects. In fact, the north coastline of Marajó Island is smooth and continuous broken only by short sandy ridges either near or at a distance from the coastline, maximum 4 meter high, that are backed by the swampy plain region of the island. Occasionaly, short tidal channel occurs on this coast, except for the Tartaruga channel that links the Ararí Lake, located in the central part of the island, to the ocean. However, a part of this channel is artificial. Tidal flats, developed at Cabo Maguarí, on the east end of the island, between the mouth of Marajó Bay and the Atlantic Ocean, are very wide and conspicuous. Extending a distance of more than 30 km they are completely submerged by the water during the high tides; they are made up by silty-sandy sediments and transversed by short tidal channels of different sizes.

To the east of Marajó Bay, the continental coastline belongs to the littoral of "rias" according to BARBOSA et al.(1973) and FARIA JR. (1987). This coastline is very irregular, showing a succession of small estuaries forming bays bordered by peninsulas and islands extending into the ocean. One can distinguish two primary geomorphological features on this coastline:

- the first one, from Marajó to Pirabas Bay (fig.7,8,9) is characterized by low terraces sculptured in the red plio-pleistocenic rocks, that reach the ocean, where they form cliffs. Mangrove deposits are present only along the rivers that penetrate into the continent.

- the second one, to the east, where the clastic tidal flats are very developed, consists of wide mangrove deposits bounded by white beach ridges on the seashore (fig.9,10). To the landside, the terrace of the red plio-pleistocenic rocks are lower and extend into the continent.

IV - COASTAL FEATURES

From geomorphological point of view, one can distinguish four different features all along the studied coast, which are [2]:

a - Cliffs
b - Mangrove deposit
c - Tidal plains
d - Beach ridges.

A. The cliffs

Only in one place on the north coast of Marajó Island do cliffs exist, developed in the friable, coarse, badly sorted sand of the Tucunaré Formation. This cliff forms a north side of a terrace, about 5 meters high, that seems to be the remmant of a large paleo-channel formed during the last stage of sedimentation on Marajó Island. It is about 3 km long facing to the sea and gently drops at its ends to a low, dark, fine sediment, probably an ancient swampy deposit. This cliff - as are all on the north coast of Marajó Island - is terminated by very narrow sandy fringe, causing the outline of the foreshore to be very steep.

The Amazon south channel, which originates from a braching of the main channel of the Amazon at the west end of Marajó Island, bathes this coast.The erosion power of this stream is very strong and allied to the actions of waves and

---

(2) The geographical distribution of these features is show in the geomorphological map of this region (Fig. 4,5,6,7,8,9 and 10) and some details of the relationships can be observed in Fig. 11 and 12.

to the running water of the very abundant rain above the friable, coarse material of the cliff, causes its rapid collapse. In fact, the erosion rate is nearly one meter a year or more, in this place.

Also on the southeast side of Marajó Island abrupt cliffs occur along Marajó Bay, but like in the east border of this bay and in the continental coastline, the cliffs are always developed in the red, lateritic rocks of the Barreira Formation. The height of these cliffs varies between one to twenty meters (Fig. 2 and 3) and they are not continuous. In some places the cliffs reach the ocean and their bases are constantly sweep by the waves, the erosion causing the accumulation of blocks and pebbles. In other places the cliffs were completely eroded and destroyed, leaving in the water low sharp floors of hard lateritic material covered by sand, or beaches shingles composed of ferruginous pebbles. This situation is common on the shelf near the east side of the mouth of Marajó Bay where large shallow shoals of this type exist. They are called "corôas" and are very dangerous to navigation. They show vestiges of ancient cliffs in the Barreiras Formation that existed in this place. However, cliffs reaching to the ocean occur in some isolated places, especially at the ends of peninsulas that protrude into the ocean, as well as in the deepest parts of the small bays.

PONÇANO (1985, in FARIA, 1987) related in this region, two levels of abrupt coast with cliffs: one, formed by modern and active cliffs on the coastline and the second inland, formed by "dead" cliffs, more ancient and lower. The second circumstance can be observed at the mouth of the Paracauari River at the east border of Marajó Island.

There, these two levels of cliffs are present ; the "dead" on the north side and the active on the south side of the mouth of this river. Dead, abandoned cliffs are especially common in the east coast, from the Pirabas Bay, where they are aggregated to the wide, tidal plains toward to the ocean.

B - Mangrove deposits

Mangrove deposits form the most extensive modern sediments in the studied area. They are made up of very fine sediments, clayey silt or clay, grey to black in color, rich in organic material.

They occur in the low areas, periodically flooded by the tides and all along the rivers and channels that drain to the coast. These sediments are generally settled

by the typical vegetal association of *Rhizopora Mangle* and *Avicennia Sp.* sometimes with very tall trees. Mangrove deposits occur covering the rocks of the Barreiras Formation (Fig. 3) or modern sandy sediments. In some places, now occupied by sandy tidal flats, large lens shaped spots of clay are being eroded by the movement of the waves and covered by sand; in other places roots and stems "in situ" arising from the sand, show that this area was formerly occupied by mangrove. Sometimes, muddy gray sediments are accumulating above the sand, like at Maçarico beach near Salinas as demonstrate by FARIA et al.(1987).

The distribution of the area with mangroves varies from the northwest to southeast of the studied coast. Mangrove deposits exist only in the southeast region of Marajó Island, or on the coast of Marajó Bay. (Fig.6). In fact, the coast at the west end of the island is also covered by muddy sediments, but lacks the typical vegetal association of mangrove, owing to the immense fresh water of the Amazon River. On the contrary, in Marajó Bay, some salt water can be transported from the ocean inside of the bay by the high tides, especially in the dry seasons, permitting the sedimentation of brackish muddy sediments and in consequence the development of mangrove vegetation. So mangrove deposits are present close to the Paracauari River and all along it. To the north of this coast the mangrove deposits are progressively covered by the sand of the tidal flats.

To the east of Marajó Bay the mangrove deposits sometimes lie directly above the rocks of the Barreiras Formation and are sometimes developed above the modern sand or alternated with the fine sand of the tidal flats. They are restricted between the Barreiras Formation and the modern sand and enter into the continent forming strips following the rivers. To the east of Pirabas Bay (Fig.9,10) where the Barreiras Formation is a distance from the coast, mangrove deposits occupy large areas towards the ocean limited by beach ridges in the more distant places.

C - Tidal Flat deposits

The tidal flats of this coast are covered by fine to very fine sand and silt. Shells and shell fragments occur in accumulations or are randomly distributed in some places. Pebbles of grey clayey material are found in tidal flats formerly occupied by mangrove deposits.

Many types of depositional sedimentary structures occur in this material. The most frequent sedimentary structures are: symmetrical and assymetrical wave ripples, ondulatory megaripples, antidunes, rhomboedral ripples, swash marks and current ripples. These plains are frequently interrupted by sinuous tidal channels.

The most extensive tidal flat on this coast is located at Cabo Maguarí, at the east end of Marajó Island, between the Ocean and Marajó Bay. It is about 30 km wide and crossed by numerous temporary short tidal channels of different sizes. The height of the tides in the place is about five meters and this plain is completely submerged during the high tides.

The backshore zone, at Cabo Maguarí, is very reduced. To the south the width of this tidal flat decreases and near the mouth of the Paracauari River it gradually changes to mangrove (Fig.6). The backshore zone at Cabo Maguarí is formed by a low beach ridge that in the south where the tidal flat becomes narrower, the ridge bifurcates and the two beach ridges extend parallel to the coastline.

In the continental coastline the clastic tidal flats develop at the base of the cliffs. To the east of Marajó Bay they are less developed, limited among the cliffs or the mangrove deposits. In some places, like in a small plain on Agodoal Island (Fig. 11) a shingle, made up of ferruginous sandstone pebbles, limit the fine sediments in the upper part of plain. To the south the tidal plains are wider on the peninsulas and islands and made up of fine sand to silt and sometimes pebbles of grey clay. They also are limites by beach ridges in the backshore zone.

D - BEACH RIDGES

A beach ridge is a continuous linear mound of rather coarser sediments near the high water line (REINECK and SING, 1973). The sediments have been heaped up by waves during high waters beyond the mean high water line and storm tides.

By this context the sandy bodies of the north coastline of Marajó Island are not real beach ridges. They have irregular shapes and short lengths and are covered by some vegetation. Rather they are remains of the final stage of the

sedimentation processes on Marajó Island, probably reworked by the waves when the hydrodynamic conditions were different from the present situation.

Now, this coastline is undergoing continuous erosion by the action of the immense water mass of the Amazon River. These sandy bodies have a random distribution and are made up of average sized sand, poorly sorted, about two meters high. They form the limit of the internal plains of Marajó Island. Only at Cabo Maguarí and on the east coast of Marajó Island, to the north of the Paracauari River, do authentic beach ridges occur. They are made up of fine sized sand, well sorted, 1.0 to 1.5 meters high. Internal sedimentary structures are fine horizontal laminations and cross laminations that are emphasized by very fine lines of black minerals.

In the continental coastline, beach ridges occur which are better developed in the eastern part. They generally form the ends of the islands and peninsulas, constituted by fine, very well sorted quartz sand. The beach ridges found at the bases of cliffs are composed of coarse sand. In some places we have more than one line of beach ridges. In the Quatipuru Point a series of three ridges occurs. (Fig. 12). They are separated from one another by zone of salt marsh with the characteristic vegetation of *Spartina* and *Salicornia.*

Some beach ridge of this type can be classified as chenier. Some cheniers exist to the east and some of them are located very far from the present coastline and also not parallel to the coastline, showing intense changes of the directing parameters during the transport and sedimentation processes. They exibit variable lengh and width. The Furo Novo beach is the most important, 4 km long and 50 meters wide, NW-SE trend, isolated in the mangrove region, between Maiau and Quatipuru Bays. Generally they are made up of white, fine sand and 3 to 4 meters thick.

Other, not frequent features are dunes. They occur in some places not far from the mouth of Marajó Bay at Salinas and Algodoal Island.They are about 7 meters high and constituted of fine, very good sorted sand.

VI - DISCUSSION

Present coastlines reflect the sum of all the influences which have operated on them since they were originally established. According to KIDSON (in FAIR-

BRIDGE, 1968) the sea-level reached its maximum about 6000 years ago. In this sense, all the world's coast are relatively new.

Analysing the features occuring on the State of Pará coast, it is easy to discern the differences taking place on this coast to the west side of Marajó Bay and to the east side, concluding that two different types of coast exist, on the Atlantic border of this region.

According to the shorelines classification of JOHNSON (in LOBECK, 1939) the north seashores of Marajó Island agrees exactly to a shoreline of emergence; on the contrary, the continental coast corresponds to a shoreline of submergence. The evolution of these shorelines is deeply related to the evolution of the regions now washed by the Ocean. Unhappily, we don't have enough systematic data to relate exactly the stages of the changes that occured during the last 10.000 years. So we are only able to examine in general terms the processes that actuated in this region to reach the present outlines based only on geomorphological and sedimentological evidences. Besides the processes were different on the two sides of the emerged lands.

The Barreiras Formation, Plio-Pleistocenic in age, outcrops on the continental coast and also on the east border of Marajó Island, exhibiting good exposition in some cliffs. The continuity of this formation on the continent and on the island, having the same lithology, the same lateritisation degree and the same conditions of peneplanation inherited from the pleistocenic age suggests that this formation was continuous and that the island was integrated with the continent. Remnants of paleochannels are the best geomorphological features on Marajó; these features are continuous also on the islands to the north of Marajó, Caviana and Mexiana, showing also that these islands were united to Marajó and to the continent. In consequence, the south branch of the Amazon that contours the north coastline of Marajó originated recently, only after the formation of these superficial features.

Detailed investigations on the sediments of these paleochannel by BEMERGUY (1981) demonstrated that they were deposited in a fluvial environment by high to medium energy, coming from the Tocantins-Amazon System, as confirmed by heavy mineral studies. According to VITAL (1988) the Ararí Lake, in the central part of the Island, is the result of the last phase of sedimentation of a larger fluvial-lacustrine system. Data of Pb210 for the upper eleven meters of these sediments gave an age of 6000 years assuming a sedimentation rate of

1.8 mm/year. However, TANCREDI et al(1975) determined the age of 35.000 years obtained by the C14 analysis of the ten meters deep deposits of the east region of the island, that had functioned like a hinge between the continent and the large paleoestuary during this time[3].

Recent researches by IGREJA et al.(1990) on the origin of the southeast portion of Marajó Bay, show that the coast and the associate islands of this region are made up of an assortment of rhomboid shaped blocks that were active since the Tertiary period. Consequently, the origin of this bay would be connected to the neotectonic of this region, rather than the simple water flood during the Flandrian Transgression.

IGREJA et al (1990) suggest that the neotectonic model expressed for the southeast region of Marajó Bay can be extended also to the north coast of Pará State. Therefore the drowned valleys that gave rise to the submerged coast and that are parallel to the cut of Marajó Bay, probably originated in the same age in which the incision of Marajó Bay was formed. The formation of this part of the continental coast was also affected by the tectonic tilting of some great blocks. In fact, a large block of the Barreira Formation, close to the mouth of the Bay, probably was moved by a positive dislocation and tilting, and the block to the east of Pirabas Bay underwent a negative deslocation. The first situation lead to the formation of the cliffs engraved in the Barreiras deposits facing towards the Atlantic Ocean.

According to FARIAS (1987, in FARIAS et al.) large offshore bars, close to littoral are remnants of some coastal dunes that were covered by water during the maximum transgression. These coastal dunes were formed by the reworking of the sediments of the Barreiras Formation during the last Pleistocene regression. Large shoals of ferruginous beds of the "Grés do Pará" forming the bottom of this sand on the external continental shelf, show that the Barreiras Formation in that time must have been more extensive expanding towards the Ocean.

Actually, some of these dune sands were displaced by waves and streams to form modern beach ridges. Heavy mineral studies in these sands by FERNANDES (1985) confirmed that their source area was the Barreiras Formation. The large block to the east of Pirabas Bay, had undergone a negative movement. For this reason the Barreiras Formation is found very far from the

---

(3) An outline of this region from 6000 years b.p. is show in figure 13.

Ocean, with lower "dead" cliffs. This situation precipitated the development of very large plains covered by fine sediments.

The hydrodynamic processes of transport and deposition of fine sediments in large plains may be investigated by an examination of chenier that occur there. The deposition took place by lateral progradation during stages as shown by dissimilar types of chenier that vary in size, in geographical position with respect to the shoreline and in shape. They are rather randomly scattered, occurring in bundles or individually. Sometime they are very short in relation to their width, giving the impression that they were partially destroyed. Their grain-size also changes, generally the sand that forms these bodies is coarser in the west becoming finer to the east. The most notable chenier of this region is called Furo Novo (Fig.10): it is an individual chenier, isolated in the mangrove deposit, about four km long and fifty meters wide, and links the Maiau to the Quatipuru Bay at a distance of 10 km from the open ocean, lying in a NW/SE direction. It is made up of very fine, white sand.

A detailed analysis of these features could yield excellent results for the interpretation of the multiple changes that occured in the last 6000 years during the formation of these plains that are associated with the submerged coast in the east border of Pará State.

REFERENCES

ACKERMANN, F.L. - 1969 - Esboco da Geologia entre a cidade de Belém-Rio Gurupi e o Atlantico-Rio Guamá.Belém.Imp. Univ. Pará, pp.79

ARAI,M.; UESUGUI,N.; ROSSETTI, D.F. E GOES, A.M. - 1988 - Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no Nordeste do Estado do Pará. Anais XXXV Cong. Bras. Geol. Belém, Pará V.2 : 738-752

BARBOSA, G.V.; BOAVENTURA, R.S.; PINTO, M.N. - 1974 - Geomorfologia da Fôlha SA.22, Belém. In: Projeto Radambrasil, V.5 - DNPM, Rio de Janeiro

BEMERGUY, R.L. - 1981 - Estudo sedimentológico dos paleocanais da região do Rio Paracauari, Ilha de Marajó, Estado do Pará. Tese M.S. N.C.G.G., UFPa, Belem

FARIA, JR. L.E.C. - 1987 - Geologia e Geomorfologia do Quaternario na região costeira do Estado do Pará. In, Cong. ABEQUA, resumos. Pôrto-Alegre. R.S. : 43-44

FARIA, JR.L.E.C.; MARCAL, M.S.; PINHEIRO, R.V.L. - 1987 - A dinámica sedimentar da Praia de Maçarico e sua importancia para a geologia costeira do Estado do Pará. Anais, Cong. ABEQUA, V.1, pp. 343-356 Pôrto- Alegre.

FERNANDES, L. - 1985 - Estudo sedimentológico dos sedimentos recentes das praias e das dunas da região de Salinas- Pará. TCC, Centro Geocências, UFPa, Belém

FRANCISCO, B.H.R.; LOEWENSTEIN, P; SILVA, D.F. DA; SILVA, G.G. - 1971 - Contribuição à Geologia da Folha de São Luis (SA-23) no Estado do Pará. Bol. Museu Par. E. Goeldi, Geologia, V.17

FRANZINELLI, E. - 1982 - Contribuição à geologia da costa do Estado do Pará. (Entre as baias de Curuça e Maiau). Atas IV Simp. do Quart. no Brasil, RJ. : 305-323

IDESP - Instituto de Desenvolvimento Economico-Social do Pará - 1974 - Estudos Integrados da Ilha do Marajó. 333 pp.

IGREJA, H.S.L.; BORGES, M. da S.; ALVES, R.J.; COSTA, JR. P.S.da; COSTA, J.B.S. - 1990 - Estudos neotectônicos nas ilhas de

Outeiro e Mosqueiro - Nordeste do Estado do Pará - Bol. Resumos - 36º Congr. SBG - Natal - p. 232

KIDSON, C. - 1968 - Coastal Geomorphology. In Encyclopedia of Geomorphology. Fairbridge R. Ed.

LIMA, J.C.; Araujo, A.A.F.; Vilas Boas, J.M.; Farias, C.A.S.; Silva Neto, C.S. Wanderley, V.J.R. 1977 - Projeto Gurupi. CPRM-MME. Belém do Pará

LOBECK, A. K. - 1939 - Geomorphology - An introduction to study of Landscapes. Mc. Graw-hill Book Co. N. Y.

MENDES, J.C. E PETRI, S. - 1971 - Geologia do Brasil. Min. Ed. e Cult. - Inst.. Nac. Livro-Enciclop.Brasil., Bibliot. Univ., 4, 1. Geol. Tomo 9

MORAIS REGO, L.F. DE - 1930a - Notas geográficas e geológicas sobre o Rio Tocantins. B. Museu Par. E. Goeldi, Belém, 9 : 271-288

PROJETO GURUPI - 1977 - CPRM-DNPM, Belém do Pará.

PROJETO RADAM -1974 - Folha SA.22, Belém. Levantamento de Recursos Naturais. DNPM. Rio de Janeiro, V.5

REINECK, H. E.; SINGH, I. B. - 1973 - DepositionalSedimentary Environments. Springer-Verlag, N. Y. 439 p.

SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D.N.; CASTRO, J.C. - 1971 - Estratigrafia preliminar da bacia sedimentar da foz do Amazonas. Anais XXV Cong. Bras. Geol. V. 3, pp. 189-202

TANCREDI, A.C.F.N.S. E SERRA, V.H. - 1986 - Hidrogeologia da região oriental da Ilha de Marajó. Belém, IDESP, Relat. de pesq. pp.97

TANCREDI, A.; SIEFFERMANN, G.; BESNUS, Y.; FUSIL, G.; DELIBRIAS, G. - 1975 - Présence et formation de niveaux de sidérite dans les sédiments récents du delta Amazonien. Bull. Group. Franç. Argiles, t. XXVII, p. 13-29

VITAL, H. - 1988 - Estudo do Geosistema do Lago Arari, Ilha de Marajó, Pará. M.C. Tese, UFPa, Belém

ORIENTATION MAP

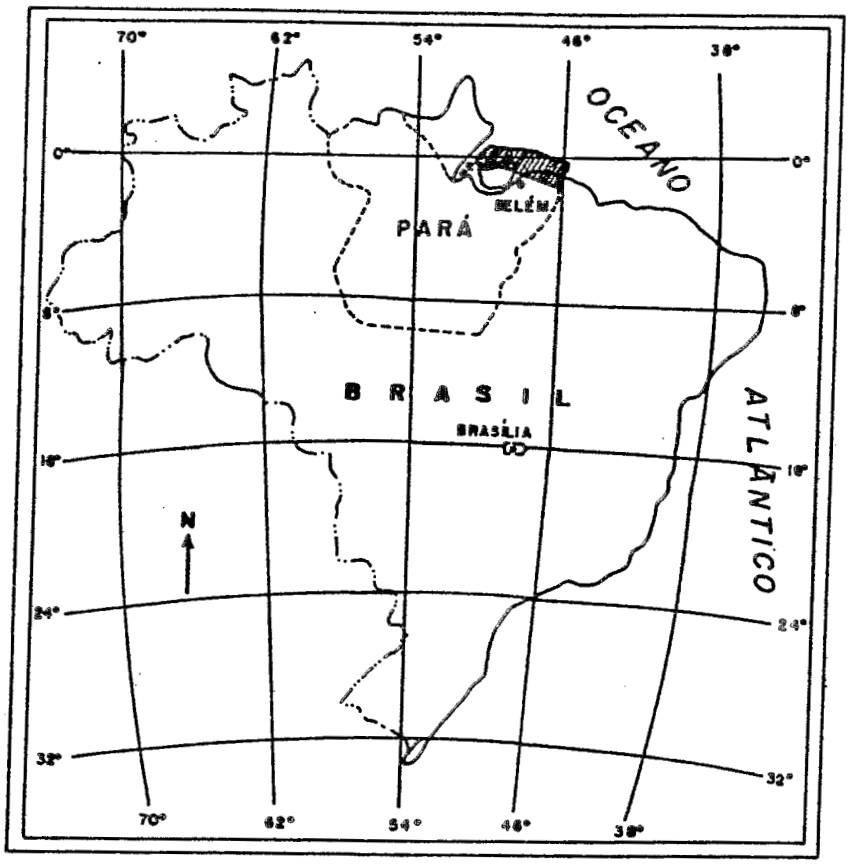
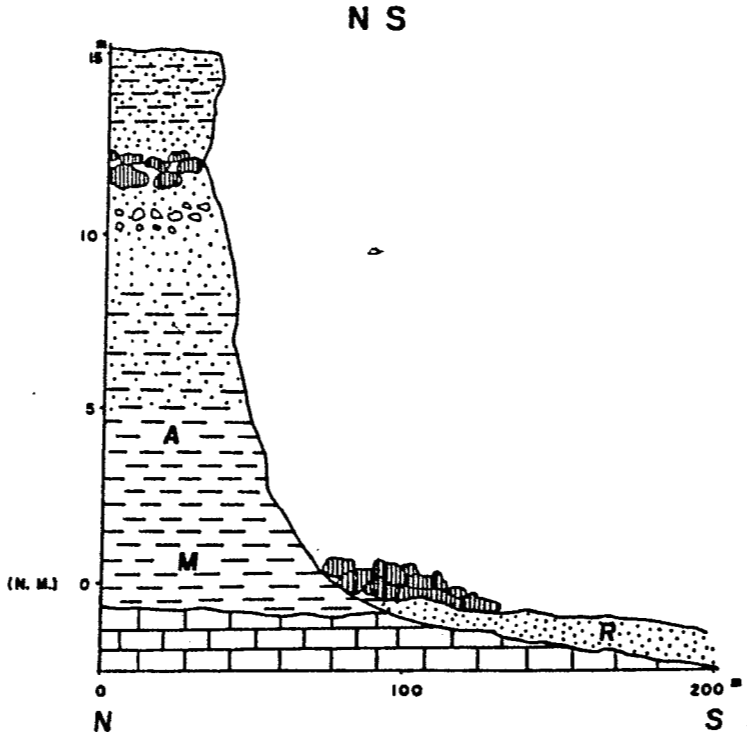


FIG. - 1

CLIFFS AT THE ATALAIA BEACH (SALINOPOLIS)



LEGEND

- R – SAND — HOLOCEN
- – LIMONITIC CONCRETIONS — BARREIRAS FORMATION
- – CONGLOMERATIC SANDSTONE — BARREIRAS FORMATION
- – RED CLAYEY SANDSTONE — BARREIRAS FORMATION
- A – CLAY — BARREIRAS FORMATION
- M – CARBONATE CLAY — PIRABAS FORMATION
- – LIMESTONE — PIRABAS FORMATION

FIG.-2

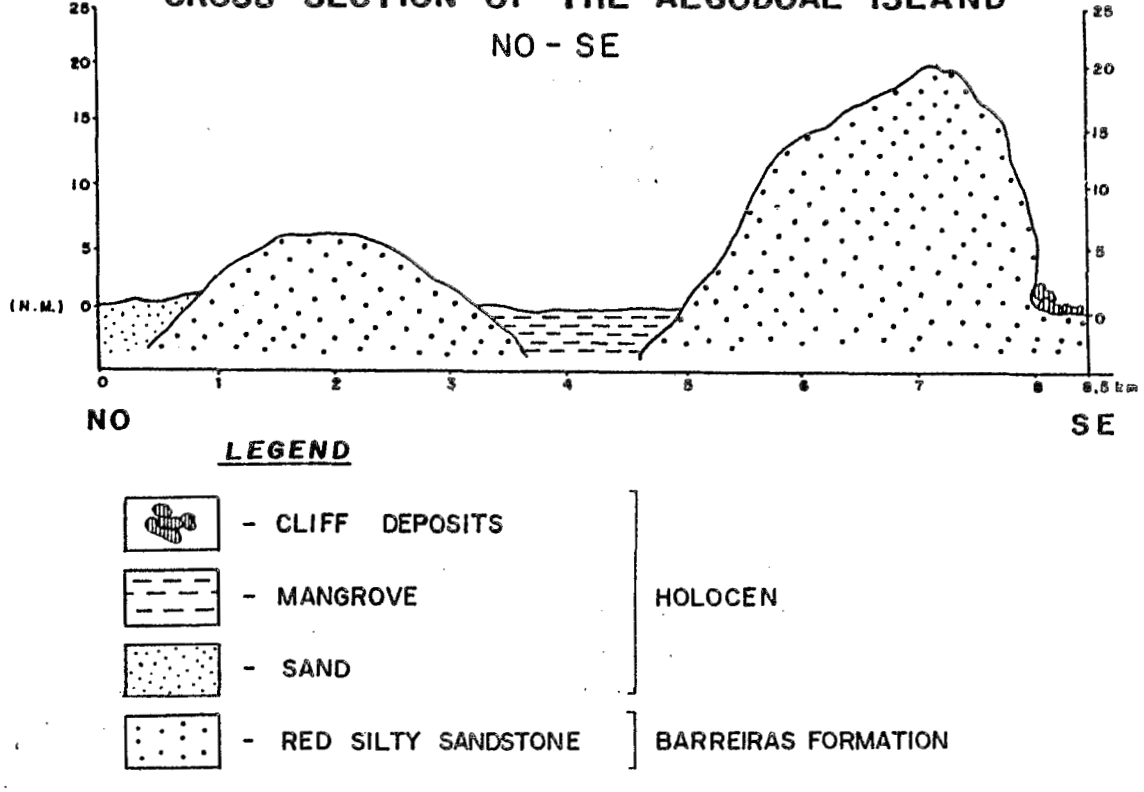
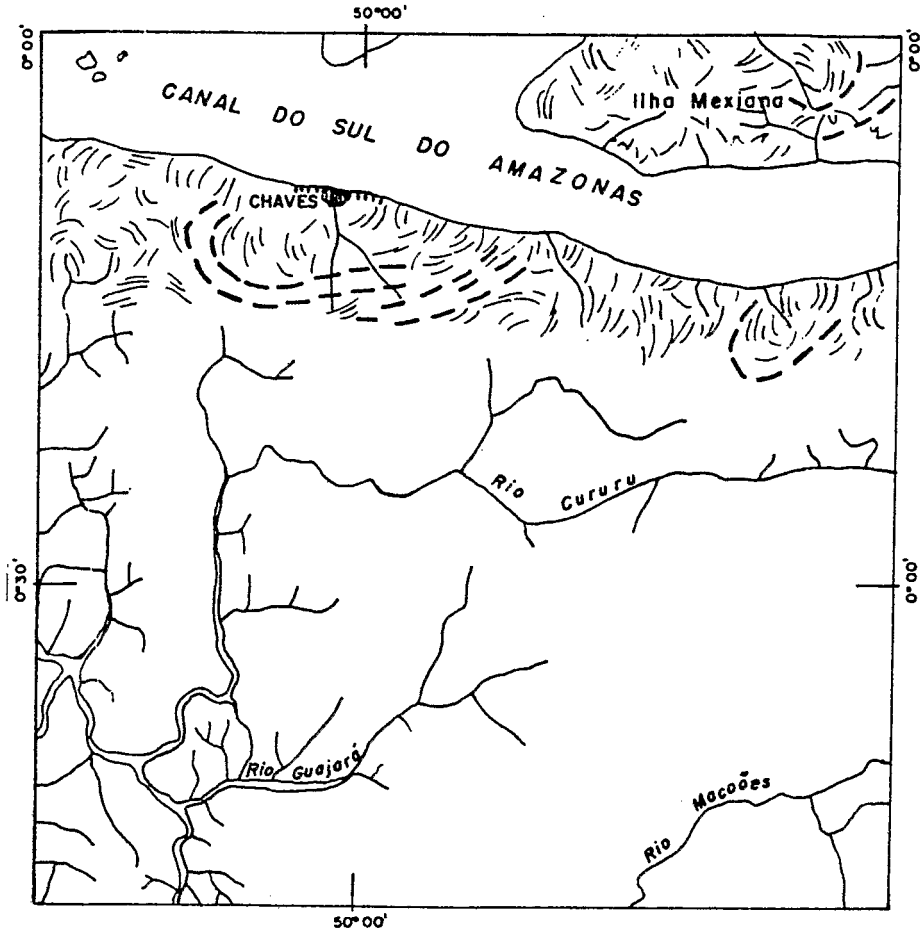

CROSS SECTION OF THE ALGODOAL ISLAND
NO - SE
25
20
15
10
5
(N.M.) 0
0 1 2 3 4 5 6 7 8 8,5 km
NO
SE
LEGEND
- CLIFF DEPOSITS
- MANGROVE
- SAND
HOLOCEN
- RED SILTY SANDSTONE
BARREIRAS FORMATION

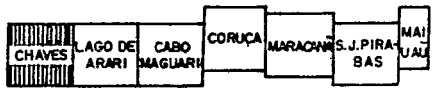
FIG. - 3



GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE COAST OF THE STATE OF PARÁ, BRAZIL
MARAJÓ ISLAND (CHAVES)

LEGEND

- Mangrove deposits
- Tidal flat deposits
- Barreiras Group
- Lithologic Contact
- Cliffs
- Beach ridges
- Paleochannel
- Towns



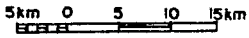
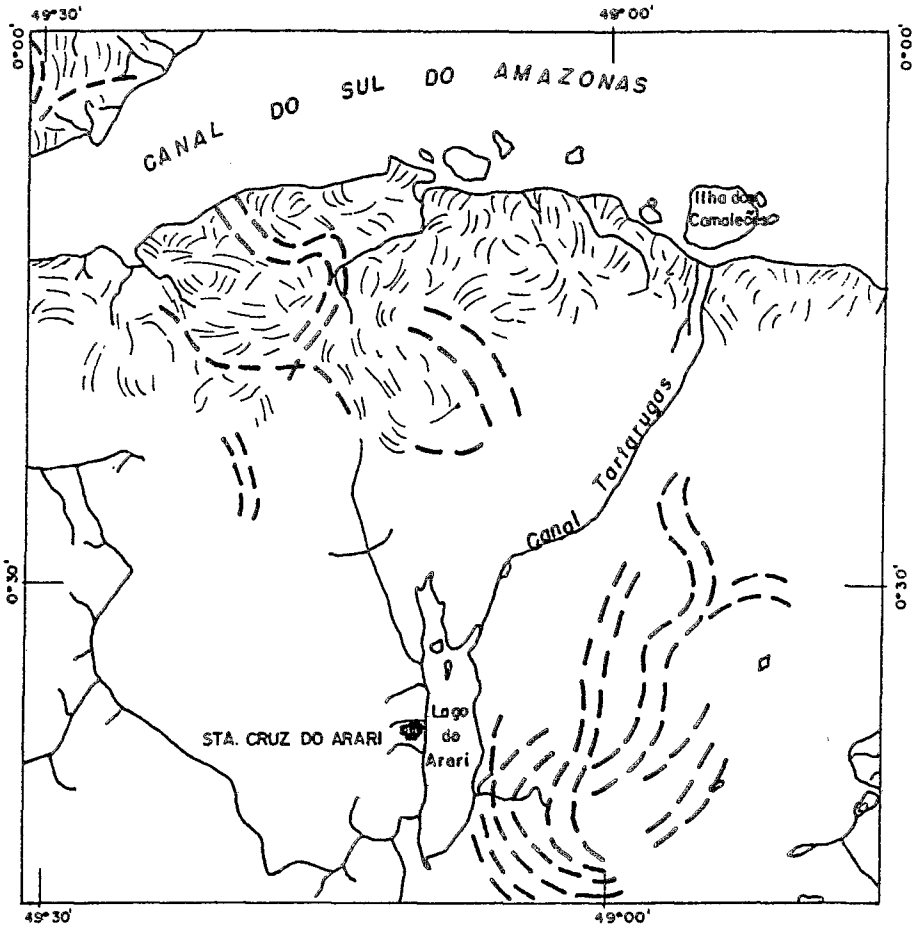


FIG. - 4

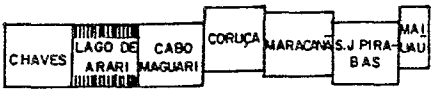


GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE COAST OF THE STATE OF PARÁ, BRAZIL

MARAJÓ ISLAND (LAGO DE ARARI)

LEGEND

- Manglove deposits
- Tidal flat deposits
- Barreiras Group
- Lithologic Contact
- Cliffs
- Beach ridges
- Paleochannel
- Towns



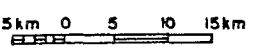
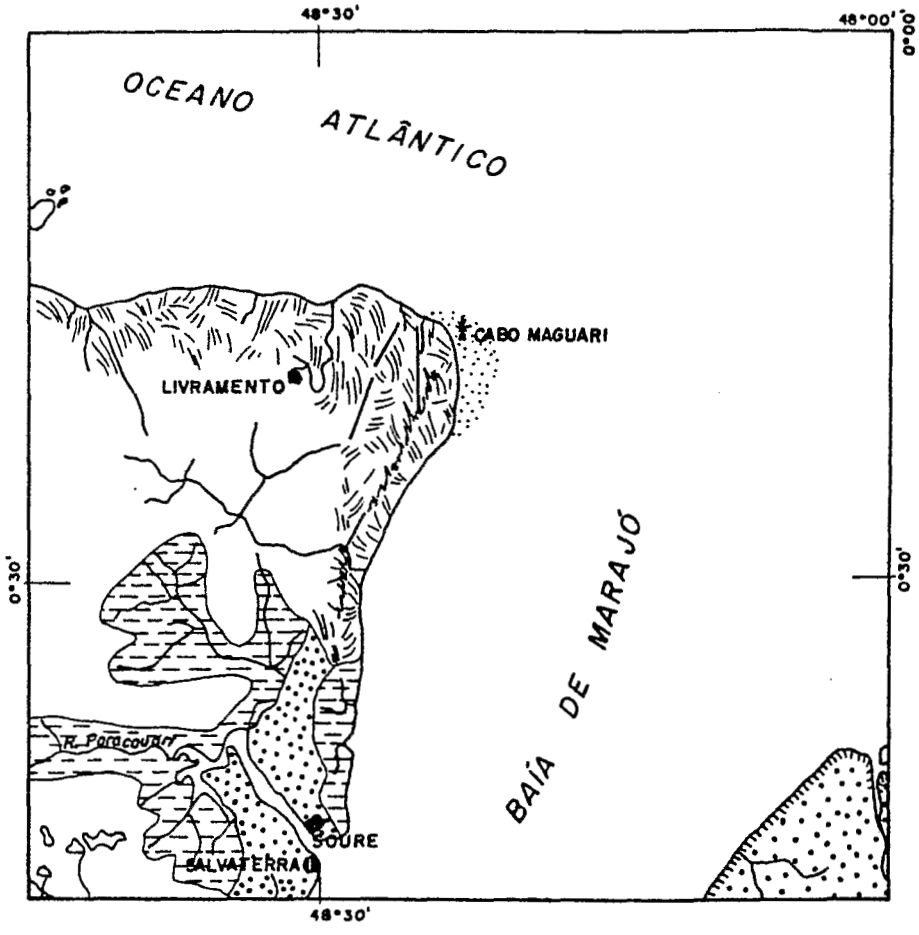


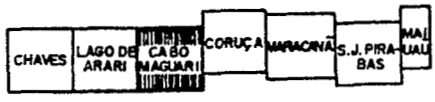
FIG.-5



GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE COAST OF THE STATE OF PARÁ, BRAZIL
MARAJÓ ISLAND (CABO MAGUARI)

LEGEND

- Mangrove deposits
- Tidal flat deposits
- Barreiras Group
- Lithologic Contact
- Cliffs
- Beach ridges
- Paleochannel
- Towns



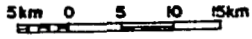


FIG. - 6



GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE COAST OF THE STATE OF PARÁ, BRAZIL
(CORUÇA)

LEGEND

- Mangrove deposits
- Tidal flat deposits
- Barreiros Group
- Lithologic Contact
- Cliffs
- Beach ridges
- Paleochannel
- Towns



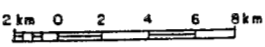
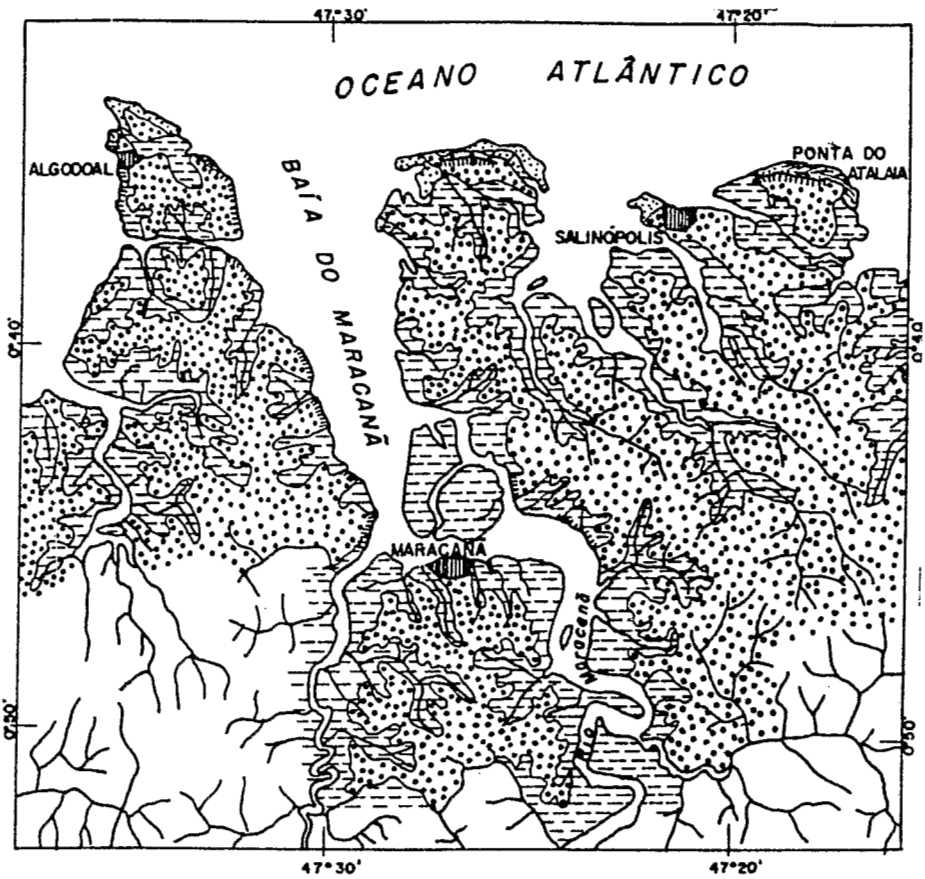


FIG. - 7

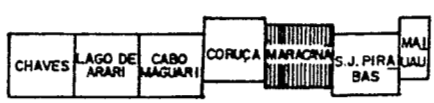


GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE COAST OF THE STATE OF PARÁ, BRAZIL

(MARACANÃ)

LEGEND

- Mangrove deposits
- Tidal flat deposits
- Barreiros Group
- Lithologic Contact
- Cliffs
- Beach ridges
- Paleochannel
- Towns



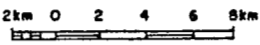
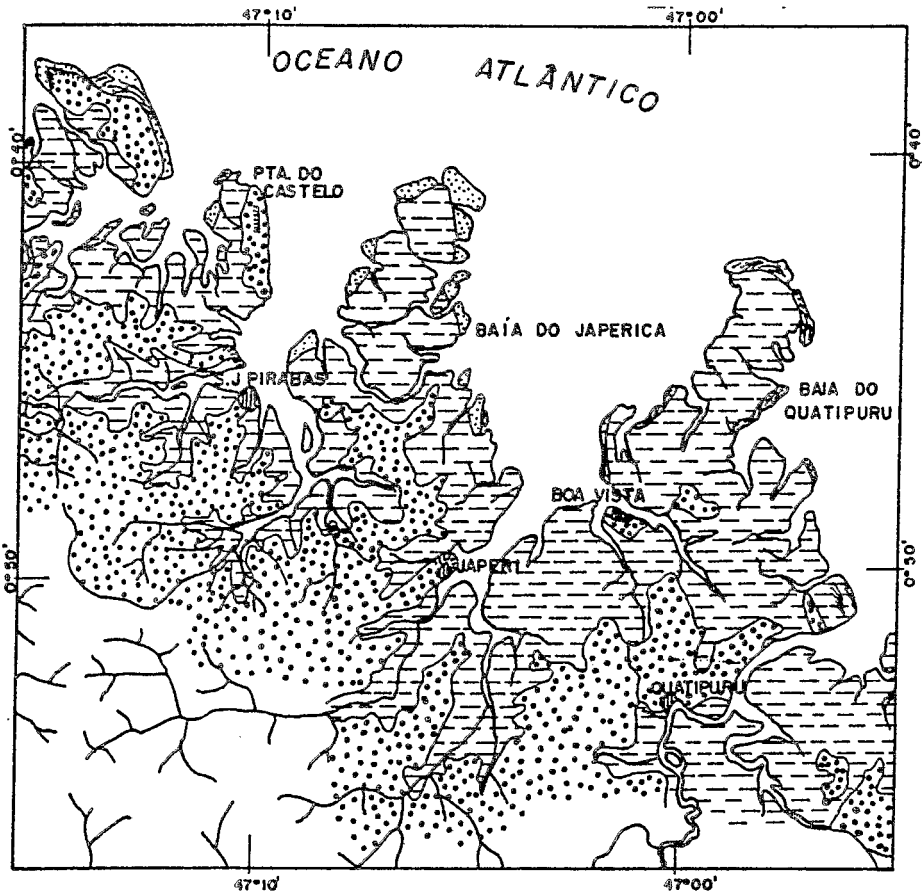


FIG. - 8



GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE COAST OF THE STATE OF PARÁ, BRAZIL

(S. J. PIRABAS)

LEGEND

- Mangrove deposits
- Tidal flat deposits
- Barreiras Group
- Lithologic Contact
- Cliffs
- Beach ridges
- Paleochannel
- Towns

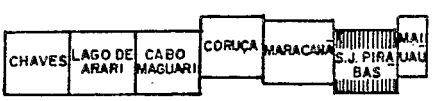


FIG. - 9

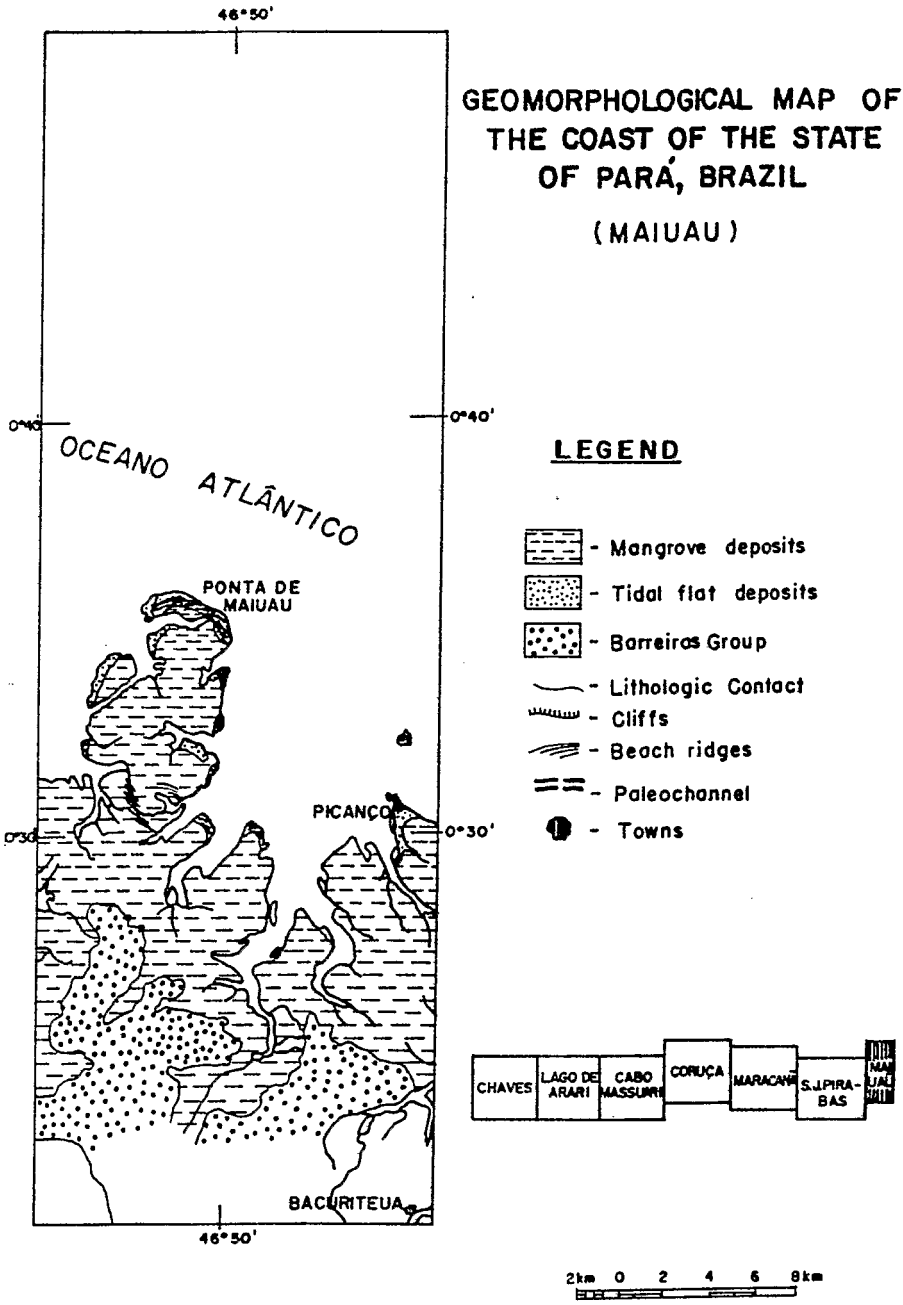

46°50'
0°40'
0°40'
OCEANO ATLÂNTICO
PONTA DE MAIUAU
PICANÇO
0°30'
0°30'
BACURITEUA
46°50'
GEOMORPHOLOGICAL MAP OF THE COAST OF THE STATE OF PARÁ, BRAZIL
(MAIUAU)
LEGEND
- Mangrove deposits
- Tidal flat deposits
- Barreiros Group
- Lithologic Contact
- Cliffs
- Beach ridges
- Paleochannel
- Towns
CHAVES
LAGO DE ARARI
CABO MASSURIRI
CORUÇA
MARACANÃ
S.JPIRA-BAS
2km 0 2 4 6 8km

FIG. - 10

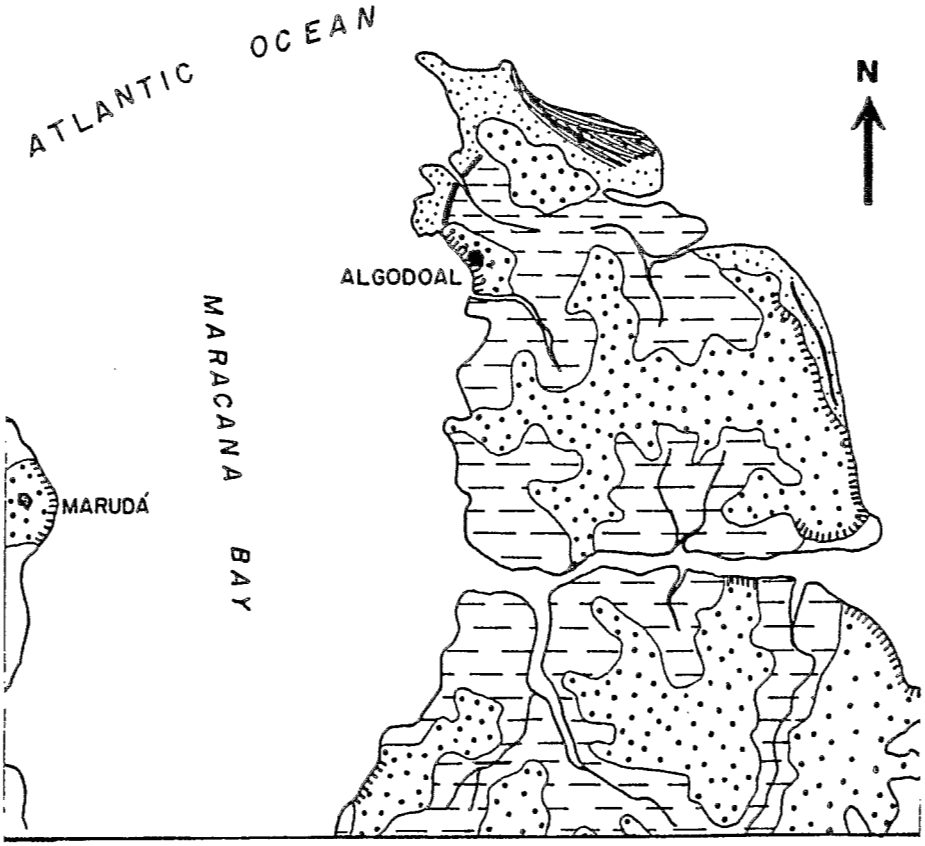


Fig. 11 - ALGODOAL ISLAND, DETAIL OF FIGURE 8. ALL THE DESCRIBED FEATURES ARE PRESENT: CLIFFS, MANGROVE DEPOSITS, TIDAL FLATS AND BEACH RIDGES

LEGEND

- Tidal flat deposit
- Mangrove deposit
- Barreiras Formation
- Lithologic Contact
- Cliffs
- Tidal Channel
- Shingle
- Beach ridge
- Village

0 1 2 km

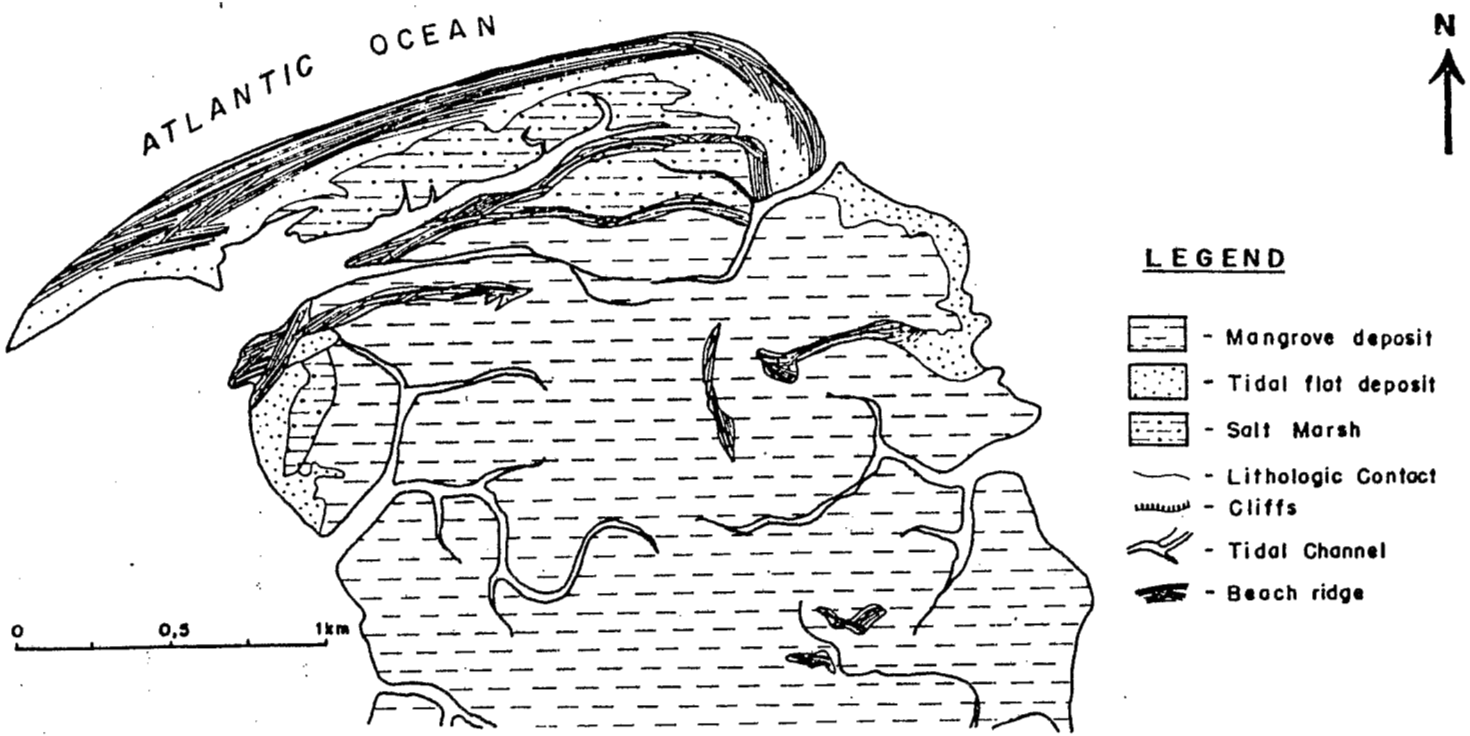


Fig. 12 - MAIAU POINT, CHENIERS IN BUNDLES, CLOSE TO THE BEACH, SEPARATED BY SALT MARSHES

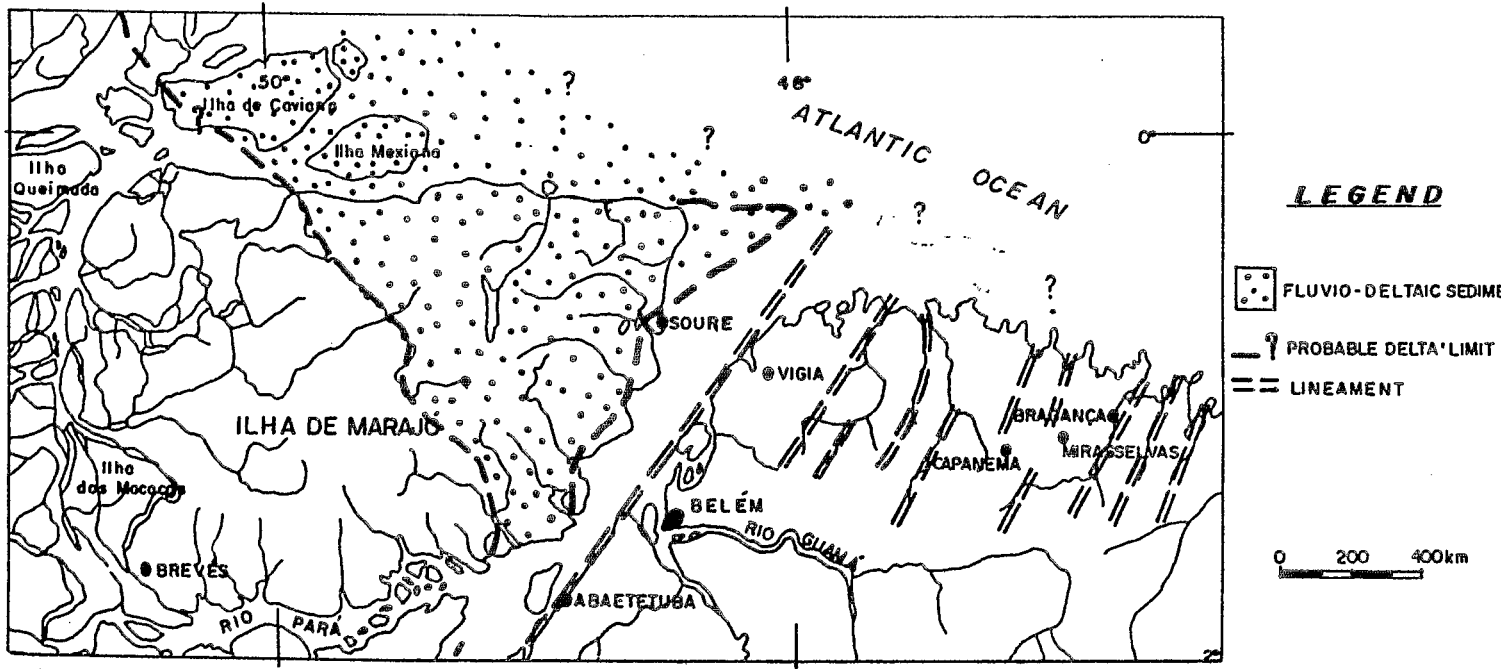


Fig. 13 - OUTLINE OF THE PALEOGEOGRAPHY OF THE COASTAL REGION OF PARÁ STATE, BRAZIL, BEFORE THE LAST 6000 YEARS. THE EASTERN PART OF MARAJÓ ISLAND CONSISTED OF A LARGE DELTA, FORMING THE EMERGENCE COAST WITH THE FLANDRIAN TRANSGRESSION. THE TECTONIC LINEAMENTS THAT CAUSED MARAJÓ BAY, ACTIVE FROM THE TERTIARY AGE, ARE PARALLEL TO THE PROBABLY CONTEMPORARY LINEAMENTS THAT FORMED THE SUNKEN VALLEYS THAT ORIGINATED THE SUBMERGENCE SHORELINES OF THE CONTINENTAL COAST.

LES FORMATIONS VEGETALES ACTUELLES DES ZONES COTIERE ET SUBCOTIERE DES GUYANES

Jean-Jacques de GRANVILLE[1]

Résumé

Description des principales formations végétales de la région côtière et subcôtière des Guyanes (Guyana, Surinam, Guyane) : végétation des plages et des anciens cordons littoraux, mangrove, marais et forêt marécageuse dans la plaine côtière récente, vieux marais, forêt mésophile et savanes dans la plaine côtière ancienne, forêts à "wapa" et savanes sur les formations de sables blancs.

Abstract

Description of the main vegetation types occuring in the coastal and subcoastal area of the Guianas (Guyana, Suriname, French Guiana) : beach and old ridges vegetation, mangrove forest, young swamps and marsh forest in the young coastal plain ; old swamps, mesophytic forest and savannas in the old coastal plain ; "wallaba forest" and savannas on white sand formations.

Mots-clés : Guyanes, végétation, plaines côtières, plages,mangrove, marais, savanes, forêt marécageuse, sables blancs.

Key-words : Guianas, vegetation, coastal plain, beaches, mangrove forest, swamps, savannas, swamp forest, white sand.

Dans ce qui suit, un aperçu de la végétation des plaines côtières des 3 Guyanes sera donné. Les formations végétales se trouvant sur les affleurements du socle Précambrien ne seront abordées que lorsque ce dernier atteint le littoral.

Les plaines côtières des Guyanes sont formées de sédiments marins d'âge Quaternaire ayant reçu diverses appellations dans les 3 pays et dont les équiva-

(1) Centre ORSTOM de Cayenne BP 165 97323 Cayenne Cadex

lences sont données au tableau 1 (CHOUBERT & LELONG, van EIJK, DIXON & BLEACKLEY 1962). Les formations sableuses détritiques continentales (sables blancs principalement), bien que ne faisant pas partie des plaines côtières sensu stricto, seront également prises en compte. L'ensemble de ces formations sédimentaires est connu sous le nom de Corentyne Series au Guyana et Corentyne System au Surinam (fig. 1).

Ces différentes entités stratigraphiques portent une végétation plus pauvre en espèces que les forêts hautes et complexes de l'intérieur ("terres hautes") mais considérablement plus variée dans sa physionomie (plages, mangrove, lacs, marais, forêts et savanes) et relativement bien étudiée.

Nous donnerons en annexe la classification des écosystèmes naturels du Surinam (également valable pour le Guyana et la Guyane) établie par TEUNISSEN (1978) pour la carte au 1:200 000 des "terres basses".

1. LA VEGETATION DE LA PLAINE COTIERE RECENTE

La plaine côtière récente des Guyanes est formée d'argiles marines bleues à gris-bleu riches en matière organique, parfois salées, parfois sulfurées, recouvertes d'une couche de tourbe acide ou "pégasse", déposées au cours de la transgression post-glaciaire au Pléistocène et à l'Holocène (Série de Démérara, KUGLER 1942).

Bien développée au Surinam, elle se rétrécit légèrement vers le Guyana à l'Ouest et surtout vers la Guyane à l'Est (fig. 2) où elle est extrémement réduite sauf à l'Est de Cayenne (plaine de Kaw, Pointe Béhague).

De la mer vers l'intérieur, on distingue très schématiquement les formations végétales suivantes :

1a. La végétation des plages actuelles, là où elles existent, formée d'herbes rampantes à pouvoir colonisateur élevé, essentiellement *Ipomoea pes-caprae* ("geitenhoefblad" au Surinam) et *Canavalia maritima* ("zeeboon" au Surinam, "haricot plage" en Guyane). Ces groupements sont cités, entre autres, par LINDEMAN (1953), CREMERS (1985).

1b. La mangrove côtière dominée par *Avicennia germinans* ("black mangrove" au Guyana, "parwabos" au Surinam, "palétuvier blanc" en Guyane), formation temporaire mobile dont l'existence et la situation sont liés au déplacement d'Est en Ouest des bancs de vase le long de la côte. Les mangroves de Guyane ont été étudiées notamment par BOYE (1962), LESCURE (1977), celles du Surinam par LINDEMAN (1953).

1c. Les marais à végétation herbacée qui sont les formations les plus importantes de la plaine côtière récente prédominent lorsque la couche de pégasse est épaisse. LINDEMAN (1953), LINDEMAN & MOOLENAAR (1959) et TEUNISSEN (1978) au Surinam, GRANVILLE (1976, 1986) en Guyane, distinguent de nombreuses variantes. Les marais les plus répandus sont dominés par des Cypéracées : *Eleocharis mutata* ("short bisi-bisi" au Guyana) *Cyperus articulatus* et *Cyperus giganteus* ("long bisi-bisi" au Guyana), ou par des fougères : *Acrostichum aureum, Blechnum indicum.* Selon les cas, les marais sont plus ou moins parsemés de fourrés ou de bouquets d'arbres dont les plus fréquents sont *Chrysobalanus icaco* ("fat pork" au Guyana, pruimen" au Surinam, "prunier" ou "zicaque" en Guyane) et *Pterocarpus officinalis* ("corkwood" au Guyana, "watrabebe" au Surinam, "moutouchi" en Guyane)

1d. Les forêts marécageuses prédominent lorsque la couche de pégasse est mince. Les arbres les plus remarquables sont *Virola surinamensis* ("dalli" au Guyana, "baboen" au Surinam, "yayamadou" en Guyane), *Symphonia globulifera* ("manni" au Guyana, "mataki" au Surinam, "manil" en Guyane) et surtout le palmier *Euterpe oleracea* ("manicole palm" au Guyana, "prasara" au Surinam, "pinot" ou "wassai" en Guyane). Ce dernier peut former de grands peuplements purs appelés "pinotières" en Guyane. Dans les marais comme dans les forêts marécageuses et le long des berges des fleuves, le paysage est souvent marqué par des formations denses de *Montrichardia arborescens* ("moca-moca" au Guyana, "mocou-mocou" au Surinam et en Guyane) et par de majestueux palmiers, *Mauritia flexuosa* ("ite palm" au Guyana, "maurisi" au Surinam, "bâche" en Guyane).

1e. La plaine côtière est traversée par d'anciens **cordons littoraux** sableux ou argilo-sableux, parallèles au rivage actuel, portant une végétation forestière d'autant plus haute et riche que les cordons sont plus anciens donc plus éloignés de la côte. *Parinari campestris* ("foengoe" au Surinam) est fréquent sur les crêtes,

Triplaris surinamensis ("long john" au Guyana, "mierenhout" au Surinam, "bois fourmis" en Guyane) dans les parties basses inondées. *Mora excelsa* ("mora") est abondant dans le Nord-Ouest du Guyana.

1f. Enfin, les estuaires des fleuves sont bordés d'une **mangrove d'estuaire** dominée par *Rhizophora racemosa* ("red mangrove" au Guyana, "palétuvier rouge" en Guyane). Plus en amont, d'autres espèces se mêlent aux palétuviers qu'elles supplantent peu à peu : *Pterocarpus officinalis*, *Mauritia flexuosa* etc... *Mora excelsa* forme la "mora forest" inondable le long des fleuves à l'Ouest du Guyana.

2. LA VEGETATION DE LA PLAINE COTIERE ANCIENNE

La plaine côtière ancienne, légèrement plus élevée que la précédente, est formée de sables, de grès tendres fins ou grossiers et d'argiles multicolores déposés au cours de la transgression marine Quaternaire. Son étendue est relativement restreinte (fig. 2) et c'est au Surinam qu'elle atteint son développement maximum où elle donne lieu à des intercalations de bauxite (de même qu'au Guyana), lesquelles n'existent pas en Guyane. C'est la "Coropina Series" ou "Coropina Formation" (SCHOLS & COHEN 1950, 1953) qui correspond, en Guyane, à la "Série de Coswine" (CHOUBERT 1952).

La végétation est principalement constituée de **marais anciens** mais surtout de **forêts** sur sols drainés ou marécageux qui prédominent sur les flats et de "savanes sèches" qui prédominent sur les anciens cordons sableux ou "barres prélittorales". Ce sont, au Surinam, les savanes du type "Watamaleo" sur les barres prélittorales et du type "Welgelegen" sur les flats argileux (COHEN & van der EIJK 1953, van DONSELAAR 1965).

Les **savanes** correspondant au type "Watamaleo" ont été étudiées dans la région de Kourou, en Guyane, par HOOCK (1971) qui distingue plusieurs variantes :

- les "savanes hautes" herbeuses à Graminées et Cypéracées, ou arbustives à *Curatella americana* ("paper tree" au Guyana), dont la végétation est relativement dense et continue, sur sols ferrallitiques jaunes,
- les "savanes basses", beaucoup plus fréquentes que les précédentes, sur sables gris. Ces dernières ont une végétation plus pauvre et discontinue où

prédominent de petites touffes de Cypéracées. Elles sont à leur tour divisées en plusieurs types : type herbacé, type "à nanophanérophytes" (*Byrsonima verbascifolia* :"zoreilles d'âne" en Guyane), type arbustif (*Byrsonima crassifolia* : "huriya" au Guyana, "poirier" en Guyane).

Une petite flore illustrée des savanes de la région de Cayenne a été publiée par CREMERS (1982).

3. LA VEGETATION DES SABLES DETRITIQUES CONTINENTAUX

Ces formations d'âge Pléistocène et fin Tertiaire sont principalement formées de sables, graviers, argiles sableuses et lignites pouvant atteindre une épaisseur considérable : 1500 m vers Nickerie, à la frontière entre le Guyana et le Surinam (van EIJK 1956). Elles ont une origine deltaïque continentale (HEYLIGERS 1963) mais certains auteurs (SCHOLS & COHEN 1950) font remarquer qu'elles contiennent également des sédiments marins et forment une unité sédimentaire complexe. Ces formations sont très développées au Guyana ("Berbice white sand formation", KUGLER 1942) jusqu'à près de 300 km du littoral (fig.2), moyennement importantes au Surinam ("Zanderij Series", SCHOLS & COHEN 1950) et insignifiantes en Guyane ("Série détritique de base" ou "SDB", CHOUBERT 1953) où elles n'atteignent que l'extrême Nord-Ouest (région de St Jean, Organabo).

Plus de 90% sont occupés par des forêts : **forêts sur sables bruns** mais surtout sur **sables blancs**, la "wallaba forest" du Guyana dominée par *Eperua falcata* ("wallaba" au Guyana, "wapa" en Guyane). En règle générale, ces forêts sont plus hautes vers le Sud (où l'altitude des plateaux est plus élevée) et plus basses vers le Nord où elles cèdent la place à des formations broussailleuses à *Clusia fockeana* ("sabana mangro" au Surinam) et *Humiria balsamifera* ("muri", formant le "muri bush" au Guyana) ou à des savanes (SIMONSON 1958, PRANCE 1989).

Au Surinam, 7% de la zone des sables blancs sont occupés par des **savanes**. COHEN & van der EIJK (1953) distinguent 3 types : type "Cassipora" ou "Kasipora" sur sols lessivés bien drainés, type "Zanderij" sur sols lessivés mal drainés, type "Coesewijne" ou "Coswine" sur sols non lessivés. Les deux premiers types sont des étendues très discontinues d'herbes basses (principalement des

Cypéracées) sur sables blancs, avec des arbrisseaux isolés. Le troisième type est comparable aux savanes des barres prélittorales de la plaine côtière ancienne avec *Byrsonima verbascifolia* et *Curatella americana*. Ces savanes ont été analysées en détail par van DONSELAAR (1965), HEYLIGERS (1963), TEUNISSEN & WILDSCHUT (1970) au Surinam, par COOPER (1979, 1982) au Guyana.

4. LA VEGETATION DES AFFLEUREMENTS DU SOCLE PRECAMBRIEN

Les collines du socle Précambrien n'atteignent la côte des Guyanes qu'au niveau de Cayenne ("Ile de Cayenne") où elles forment quelques avancées rocheuses dans l'océan avec une végétation herbacée et arbustive très discontinue marquée principalement par *Philodendron acutatum* (CREMERS 1985). Le sommet de ces collines est occupé par une forêt comparable à celle de l'intérieur ("terres hautes") sur sols ferrallitiques argileux ou argilo-sableux.

QUELQUES REMARQUES EN GUISE DE CONCLUSION

Les plaines cotières des Guyanes s'opposent à la zône intérieure par leur plus grande richesse en écosystèmes mais leur relative pauvreté en nombre d'espèces : chaque type de végétation, soumis à de puissantes contraintes écologiques (sols inondés, podzols, milieu salé, passage de feux etc...) peut en effet être caractérisé par une structure simple et un nombre restreint d'espèces dominantes. A l'inverse, la zone intérieure est presque exclusivement occupée par l'écosystème forestier équatorial humide soumis à de faibles contraintes écologiques, de structure infiniment plus complexe et caractérisé par une haute diversité spécifique, les espèces ne pouvant pas être utilisées dans ce cas comme marqueurs du milieu.

A l'exception de la mangrove côtière les formations végétales sont généralement caractérisées par une hauteur croissante au fur et à mesure que l'on s'éloigne du littoral. Cette variation structurale s'accompagne d'un enrichissement progressif en espèces : c'est par exemple le cas des cordons sableux holocènes (cheniers) qui portent une végétation d'autant plus haute et plus riche qu'ils sont plus anciens et éloignés du rivage. C'est aussi le cas des formations sur sables blancs, généralement des savanes vers le Nord, des forêts vers le Sud.

Les formations végétales décrites ci-dessus correspondent à la végétation théorique qui occupait la zone côtière avant que l'Homme ne soit intervenu : si, en Guyane, l'impact humain reste modéré, il n'en est pas de même au Surinam et au Guyana où la plupart des paysages de la plaine côtière récente sont considérablement modifiés par la poldérisation et l'agriculture (riz et canne à sucre en particulier).

Enfin, les figures 1 et 2 font ressortir l'étroitesse de la plaine côtière de Guyane en comparaison de celles du Surinam, du Guyana et de l'Amapa au Brésil : cette avancée du socle précambrien qui atteint la côte au niveau de l'Ile de Cayenne (cf. paragraphe 4) forme une coupure biogéographique entre les écosystèmes des plaines côtières de l'Ouest, en continuité jusqu'au delta de l'Orénoque, et de celles de l'Est qui se prolongent jusqu'à l'estuaire de l'Amazone. Cette coupure, peu marquée pour la flore, est particulièrement sensible pour la faune des marais. Par ailleurs, compte tenu que la grande majorité des sols chimiquement riches susceptibles d'être mis en valeur à des fins agricoles est située dans la plaine côtière récente, on ne peut espérer fonder l'économie de la Guyane sur une agriculture sur "terres basses" comparable à celle qui est pratiquée dans les pays voisins.

BIBLIOGRAPHIE

BOYE, M. (1962) : Les palétuviers du littoral de la Guyane française. Ressources et problèmes d'exploitation. Les Cahiers d'Outre-Mer 15 (59) : 271-290.

CHOUBERT, B. (1952) : Sédimentation actuelle en Guyane française. C.R. XIX Congr. Géol. Intern. Alger 1952, sect. IV, fasc. IV : 69.

CHOUBERT, B. & F. LELONG (1962) : Guyane française. In : R. HOFFSTETTER, Lexique Stratigraphique International, vol. V, Amérique Latine, fasc. 10 b, Guyanes. Congr. Géol. Internat., Commission de Stratigraphie, C.N.R.S., Paris.

COHEN, A. & J.J. van der EIJK (1953) : Klassificatie en ontsaan van savannen in Suriname. Geologie en Mijnbouw ser. 2, 15 : 202-214.

COOPER, A. (1979) : The origin and stability of tropical edaphic savanna on groundwater podzols in Guyana. Trop. Ecol.

COOPER, A. (1982) : A phytosociological survey of the intermediate savannas of Guyana. Carib. J. Sci. 17 (1-4) : 81-92.

CREMERS, G. (1982) : Végétation et flore illustrée des savanes : l'exemple de la savane bordelaise. La Nature et l'Homme en Guyane, ORSTOM, Cayenne.

CREMERS, G. (1985) : Petite flore illustrée : 1. Les rivages de l'Ile de Cayenne. Nature Guyanaise, SEPANGUY, Cayenne.

DIXON, C.G. & D. BLEACKLEY (1962) : Guyane Britannique. In : R. HOFFSTETTER, Lexique Stratigraphique International, vol. V, Amérique Latine, fasc. 10 b, Guyanes. Congr. Géol. Internat., Commission de Stratigraphie, C.N.R.S., Paris.

DONSELAAR, J. van (1965) : An Ecological and Phytogeographic Study of Northern Surinam Savannas. In : J. LANJOUW & P.J.D. VERSTEEGH, The Vegetation of Suriname, vol. IV, Van Eedenfonds, Amsterdam.

EIJK, H.T.L. van (1962) : Surinam. In : R. HOFFSTETTER, Lexique Stratigraphique International, vol V, Amérique Latine, fasc. 10 b, Guyanes. Congr. Géol. Internat., Commission de Stratigraphie, C.N.R.S., Paris.

FANSHAW, D. (1952) : The vegetation of British Guiana : A preliminary review. Inst. Pap. 29, Commonw. Forest. Instit., Oxford.

GRANVILLE, J.-J. de (1976) : Un transect à travers la Savane Sarcelle (Mana, Guyane francaise). Cah. ORSTOM, sér. Biol. 11 (1) : 3-21.

GRANVILLE, J.-J. de (1986) : Les formations végétales de la bande côtière de Guyane française. In : Le Littoral Guyanais. Fragilité de l'Environnement. Nature Guyanaise numéro hors série ; Xe colloque SEPANRIT, 1er Congrès Régional de l'Environnement, Cayenne 1985.

HEYLIGERS, P.C. (1963) : Vegetation and soil of a white sand savanna in Suriname. In : J. LANJOUW & P.J.D. VERSTEEGH, The Vegetation of Suriname, vol III, Van Eedenfonds, Amsterdam.

HOOCK, J. (1971) : Les savanes guyanaises : Kourou. Mémoire ORSTOM 44, Paris.

KUGLER, H.G. (1942) : Berbice Formation. In : H.G. KUGLER & al., Report on exploration for oil in British Guiana. Geol. Surv. British Guiana, Bull. 20 : 26.

LESCURE, J.P. (1977) : La mangrove guyanaise : architecture des jeunes stades et vie avienne. Cah. ORSTOM sér. Biol. 12 (4) : 361-376.

LINDEMAN, J.C. (1953) : The vegetation of the coastal region of Suriname. Kemink en zoon N.V., Utrecht.

LINDEMAN, J.C. & S.P. MOOLENAAR (1959) : Preliminary survey of the vegetation types of northern Suriname. In : I.A. de HULSTER & J. LANJOUW, The Vegetation of Suriname, vol I, part 2, Van Eedenfonds, Amsterdam.

PRANCE, G.T. (1989) : The American tropical forests and their phytogeography. In : H. LIETH & M.J.A. WERGER, Tropical Rain Forest Ecosystems, Ecosystems of the World 14 B, Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.

SCHOLS, H. & A. COHEN (1950) : Jaarv. Geol. Mijnb. Dienst Sur., Hfdst III C : 11-17.

SCHOLS, H. & A. COHEN (1953) : De ontwikkeling van de geologische kaart van Suriname. Geol. en Mijnb., Nw. Serie, 15° jrg : 142-151 et Geol. Mijnb. Dienst Suriname, Med. n° 7, 10 p.

SIMONSON, C.H. (1958) : Reconnaissance soil survey of the coastal plain of British Guiana, S.A. University of Maryland, College Park, for International Cooperation Administration, Washington, 608 p.

TEUNISSEN, P.A. (1978) : Reconnaissance Map, Surinam (Coastal Plain and Savanna Belt), scale 1:200 000, 7 feuilles, Paramaribo.

TEUNISSEN, P.A. & J.T. WILDSCHUT (1970) : Vegetation and flora of the savannas in the Brinckheuvel Nature Reserve, Northern Suriname. Nord-Holland Publishing Company, Amsterdam, London.

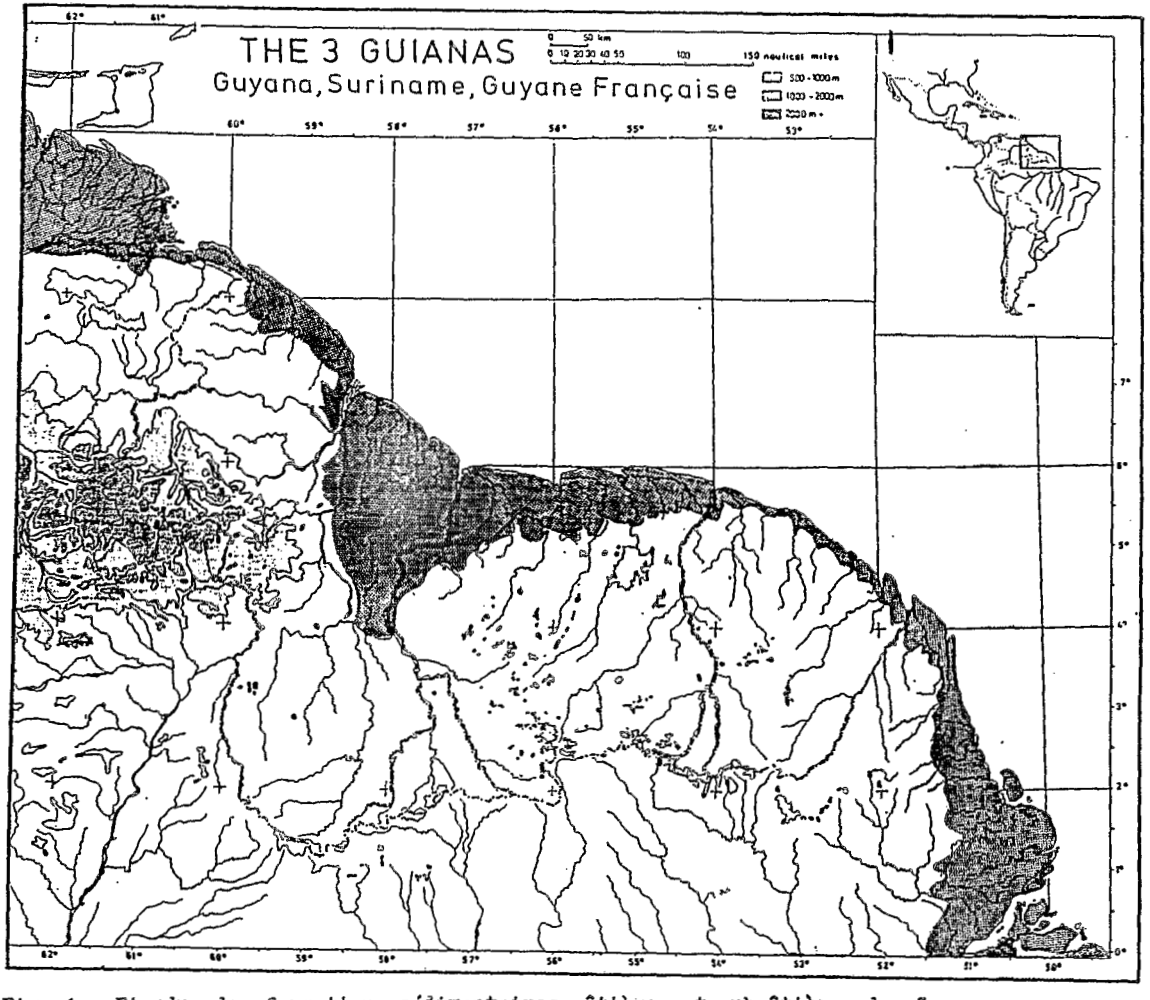


Fig. 1 : Etendue des formations sédimentaires côtières et subcôtières des Guyanes

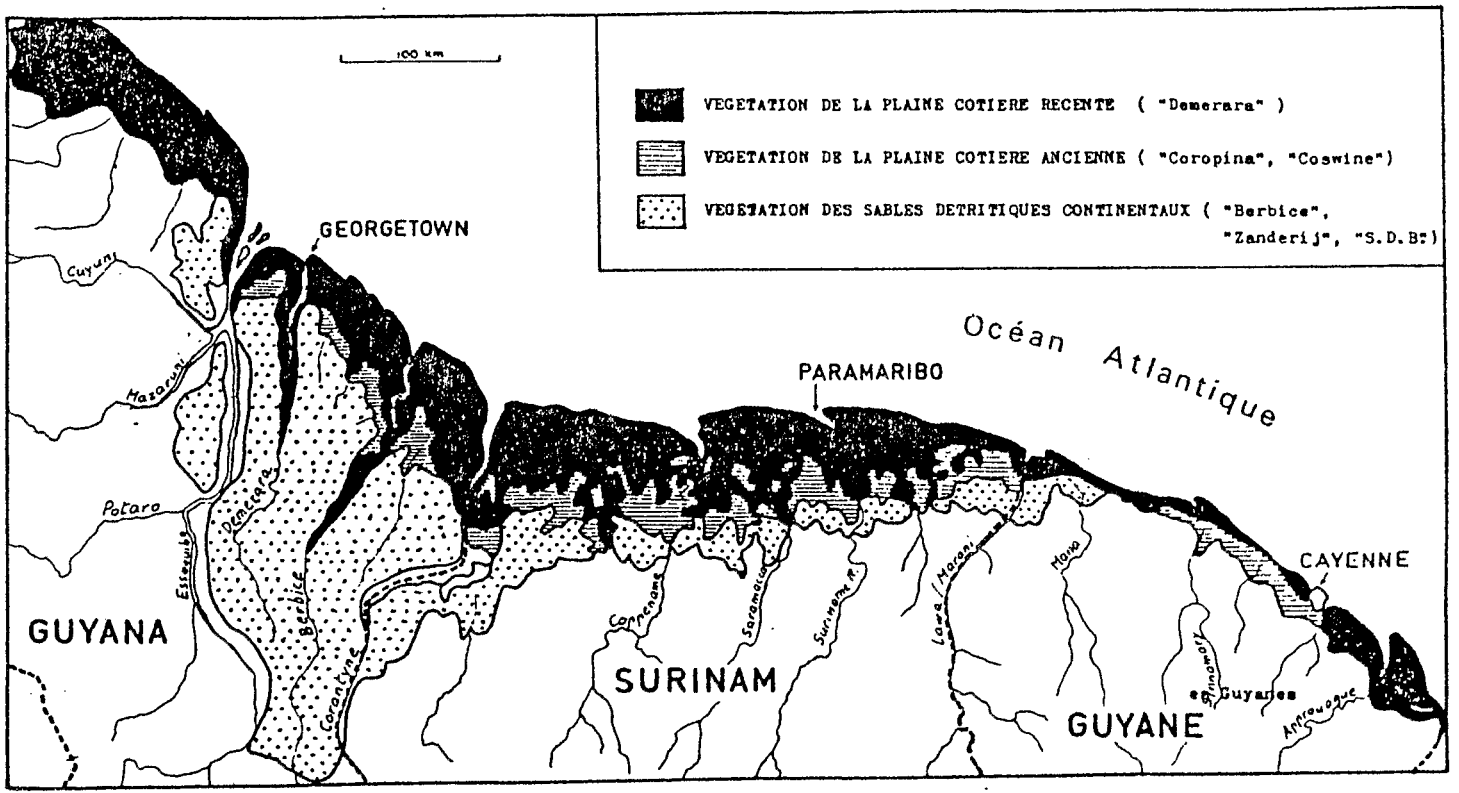
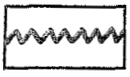


Fig. 2 : La végétation des formations sédimentaires côtières et subcôtières actuelles des Guyanes.

LEGENDE



Végétation herbacée des plages

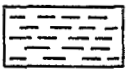


Végétation saxicole des rochers

végétation du littoral



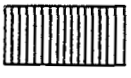
Savanes



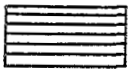
Marais à végétation à prédominance herbacée



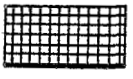
Mangrove cotière à palétuviers blancs



Mangrove d'estuaire à palétuviers rouges



Forêt marécageuse



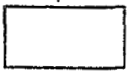
Forêt de terre ferme de la plaine cotière



Forêt sur cuirasse latéritique de plateau

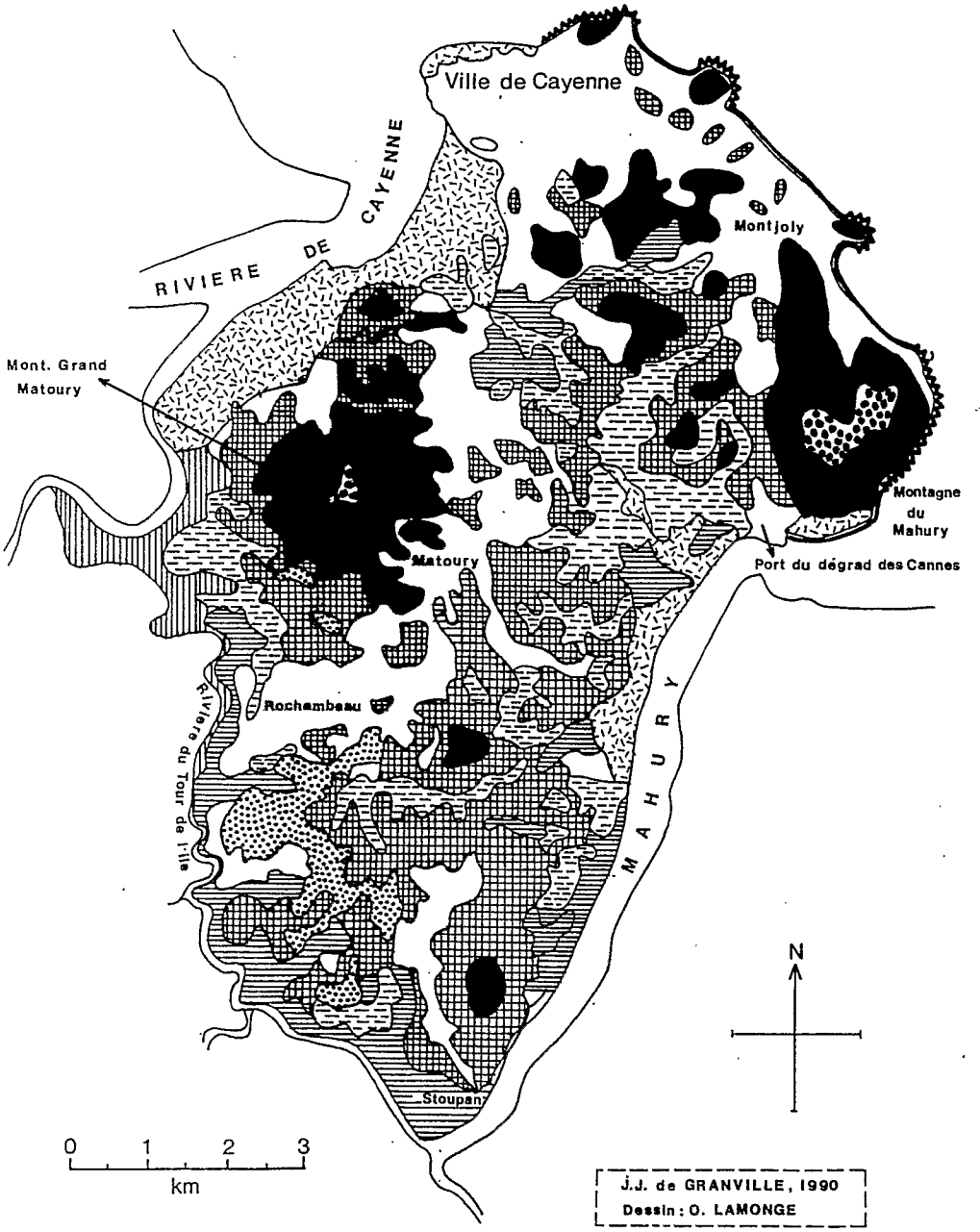


Forêt de terre ferme des "terres hautes" (socle précambrien)



Végétation d'origine détruite ou très secondarisée, cultures, zones urbanisées.

CARTE SIMPLIFIEE DE LA VEGETATION DE L'ILE DE CAYENNE AU 1/25 000



	GUYANA	SURINAM	GUYANE	
QUATERNAIRE	Demerara Clay = Young coastal plain	Demerara Series = Young coastal plain	Série de Démérara = Plaine côtière récente	= CORANTYNE SERIES. CORANTYNE SYSTEM
QUATERNAIRE	Coropina Formation = Old coastal plain	Coropina Series = Old coastal plain	Série de Coswine = Plaine côtière ancienne	
TERTIAIRE	Berbice (White sand) Formation	Zanderij Series	Série détritique de base = "S.D.B." (sables blancs)	

Tableau 1. Les formations sédimentaires côtières et subcôtières : équivalences dans les Guyanes

ANNEXE

CLASSIFICATION DES ECOSYSTEMES COTIERS ET SUBCOTIERS (TEUNISSEN 1978)
(Les noms vernaculaires sont donnés pour la Guyane seulement)

A - TYPES DE VEGETATION PREDOMINANTS DE LA PLAINE COTIERE RECENTE

1. Ecosystèmes des eaux salées à saumâtres (zone côtière)

1a. Ecosystèmes des plages et des jeunes cordons littoraux :

- Végétation des plages : végétation herbacée, pionnière, principalement constituée de lianes rampantes, dominée par *Ipomoea pescaprae* et *Canavalia maritima.*

- Fourrés à *Hibiscus tiliaceus* en arrière-plage, parfois associé à *Cordia macrostachya* et *Sporobolus virginicus.*

- Savanes de type "Galibi" : savanes sèches ou marécageuses d'arrière plage, à herbes basses parsemées de buissons de d'arbrisseaux noueux (peu répandues).

- Bois et forêt côtière mélangés, xérophiles, riches en cactus, *Cereus hexagonus* (principalement à l'Ouest de la Guyane et à l'Est du Surinam).

1b. Ecosystèmes des bancs de vase et des jeunes marais :

- Végétation pionnière des bancs de vase à *Spartina brasiliensis* et jeune mangrove à "palétuviers blancs" (*Avicennia germinans*) et "palétuviers gris" (*Laguncularia racemosa).*

- Mangrove "adulte" à "palétuviers blancs".

- Mangrove décadente ou morte ("savanes à palétuviers morts") à "palétuviers blancs".

- Mares d'eau salée à *Ruppia maritima* ; mares et lagunes d'eau saumâtre à *Ruppia maritima* et *Nymphaea ampla.*

- Marais d'eau salée peu profonds à végétation herbacée, basse, halophile, dominée par *Sesuvium portulacastrum, Batis maritima* ou *Sporobolus virginicus.*

- Marais d'eau saumâtre à herbes basses dominés par *Eleocharis mutata*, *Cyperus articulatus* ou *Paspalum vaginatum* ; marais à fougères dominés par *Acrostichum aureum.*

- Marais d'eau douce à saumâtre à végétation herbacée parsemée de "palétuviers blancs" (*Avicennia germinans*).

2. Ecosystème des eaux douces à saumâtres (zone subcôtière)

2a. Ecosystèmes des jeunes cordons sableux :

- Forêt mélangée xéro-mésophile sur sols drainés ou marécageux à *Hymenaea courbaril*, *Protium heptaphyllum* etc. Localement forêt marécageuse à "bois-diable" (*Hura crepitans*).

2b. Ecosystèmes des jeunes marais :

- Marais d'eau douce à saumâtre à herbes basses dominés par les Cypéracées (*Cyperus articulatus* ou *Leersia hexandra*) et marais à herbes hautes dominés par *Typha angustifolia.*

- Fourrés marécageux d'eau douce à saumâtre dominés par *Machaerium lunatum.*

- Marécages boisés d'eau douce à saumâtre dominés par *Erythrina glauca.*

- Mangrove d'eau douce à saumâtre avec palmiers "pinot" (*Euterpe oleracea*).

2c. Ecosystèmes des plaines inondables des estuaires :

- Mangrove d'estuaire d'eau douce à saumâtre, dominée par le "palétuvier rouge" (*Rhizophora racemosa*)

3. Ecosystèmes des zones d'eau douce (zone subcôtière et intérieure)

3a. Ecosystèmes des jeunes cordons sableux :

- Forêt mésophile mélangée, sur sols drainés ou marécageux à *Tapirira guianensis*, *Protium heptaphyllum* etc.; localement forêt xérophile ; forêt marécageuse riche en *Carapa procera* à l'Est du Guyana et à l'Ouest du Surinam

- Forêt mésophile marécageuse dominée par le "bois diable" (*Hura crepitans*).

3b. Ecosystèmes des jeunes marais :

- Forêt marécageuse hydrophile à "yayamadou" (*Virola surinamensis*), "manil" (*Symphonia globulifera*) et "pinots" (*Euterpe oleracea*). Type de végétation très répandu ; "pinotières" de Guyane.

- Forêt marécageuse hydrophile dominée par le "bois-diable".

- Forêt marécageuse hydrophile dominée par le"bois-fourmi" (*Triplaris surinamensis*). Type de végétation fréquent au Surinam.

- Marécage boisé hydrophile dominé par le "moutouchi" (*Pterocarpus officinalis*).

- Marécages à hautes herbes parsemés de "moutouchi".

- Marécages boisés hydrophiles à "zicaques" (*Chrysobalanus icaco*) et *Annona glabra.*

- Marais à hautes herbes et marais à fougères avec fourrés de "zicaques" et d'*Annona glabra.*

- Marais à hautes herbes et marais à fougères parsemés de "palmiers-bâche" (*Mauritia flexuosa*).

- Marécages boisés à "moutouchi" ou à "zicaques" et *Annona glabra* parsemés de "palmiers-bâche".

- Forêt marécageuse xérophile fermée dominée par les"palmiers-bâche".

- Marais à hautes herbes mélangées, dominés localement par *Typha angustifolia, Cyperus giganteus* ou *Rhynchos poracorymbosa* et marais à fougères dominés par *Blechnum indicum.* Très répandus.

- Végétation aquatique flottante.

3c. Ecosystèmes des jeunes berges de rivières :

- Forêt mésophile mélangée sur sols drainés ou marécageux ; forêt marécageuse riche en *Carapa procera* à l'Est du Guyana et à l'Ouest du Surinam.

- Forêt marécageuse mésophile dominée par *Mora excelsa* (Guyana et Surinam, pas en Guyane : "mora forest" du Guyana).

B - TYPES DE VEGETATION PREDOMINANTS DE LA PLAINE COTIERE ANCIENNE

a. Ecosystèmes des cordons sableux anciens :

- Forêt mésophile mélangée sur sols drainés ou marécageux (palmiers, *Parinari campestris, Tapirira guianensis, Protium heptaphyllum, Phenakospermum guianensis* etc....)

- Forêt et bois xérophiles mélangés sur sols drainés ou marécageux, localement dominés par le "wapa" (*Eperua falcata*).

- Forêt marécageuse xérophile dominée par *Humiria balsamifera* var. *balsamifera.*

- Savanes marécageuses à sables blancs du type "Watamaleo" : savanes à herbes basses parsemées de fourrés et de galeries à "palmiers-bâche".

b. Ecosystèmes des anciens flats :

- Forêt mésophile mélangée et bois méso-xérophile mélangé sur sols drainés ou marécageux (palmiers, *Parinari campestris*, *Protium heptaphyllum* etc.).Types de végétation très répandus.

- Savanes argileuses marécageuses des types Wanekreek et Welgelegen : savanes à herbes basses avec fourrés isolés et galeries de "palmiers-bâche".

- Savanes sèches argileuses du type "Welgelegen" : savanes à herbes basses parsemées d'arbrisseaux noueux et de fourrés.

c. Ecosystèmes des anciens marais :

- Forêt marécageuse hydrophile à "yayamadou" (*Virola surinamensis*), "manil" (*Symphonia globulifera*) et "pinot" (*Euterpe oleracea*).

- Marécages boisés à "moutouchi" (*Pterocarpus officinalis*).

- Marais à herbes et à fougères parsemés de fourrés de"moutouchi".

- Forêt et bois marécageux xérophile à *Crudia glaberrima* et *Macrolobium acacifolium.*

- Marais à végétation herbacée parsemés de buissons de *Crudia glaberrima, Macrolobium acacifolium* et *Dalbergia glauca.*

- Marais à végétation herbacée ou marécages boisés à "moutouchi" ou *Crudia* et *Macrolobium* parsemés de "palmiers-bâche".

- Forêt marécageuse xérophile fermée dominée par le "palmier-bâche". Type de végétation très répandu.

- Marais à végétation herbacée dominée principalement par *Lagenocarpus guianensis* ou *Rhynchospora gigantea* ; marais à fougères dominés par *Blechnum indicum.*

- Tourbières et "savanes tremblantes" à couche de pégasse flottante dominées par *Lagenocarpus guianensis* ou *Rhynchospora gigantea.*

- Mares et lacs d'eau douce.

d. Ecosystèmes des anciennes berges de rivières :

- Forêt mésophile mélangée sur sols drainés ou marécageux ; forêt marécageuse riche en *Carapa procera* à l'Est du Guyana et à l'Ouest du Surinam.

- Forêt marécageuse mésophile dominée par *Mora excelsa* (Guyana et Surinam, pas en Guyane : "mora forest" du Guyana).

C - TYPES DE VEGETATION PREDOMINANTS DE LA ZONE DES SABLES DETRITIQUES CONTINENTAUX

a. Ecosystèmes des plateaux et des pentes :

- Forêt mésophile mélangée au Guyana et à l'Ouest du Surinam, localement dominée par *Aspidosperma excelsum*, *Mora gongrigpii* et *Ocotea rodiaei*. Très répandue au Guyana.
- Bois méso-xérophile mélangé sur sols drainés.
- Savanes sèches sur sables bruns de type "Coswine" : savanes à herbes basses parsemées de buissons et d'arbrisseaux noueux.
- Savanes marécageuses sur sables bruns de type "Coswine" : savanes à herbes basses parsemées de fourrés et de galeries de "palmiers-bâche".
- Forêt xérophile mélangée sur sols drainés ou marécageux, localement dominée par *Eperua falcata*, *Dimorphandra conjugata* ou *Swartzia bannia*. Type de végétation très répandu sur sables blancs : "wallaba forest" du Guyana.
- Forêt xérophile sur sols drainés dominée par *Dimorphandra conjugata*.
- Bois xérophile sur sols drainés ou marécageux, localement dominé par *Dimorphandra conjugata*, *Swartzia bannia*, *Clusia fockeana*.
- Savanes sèches sur sables blancs du type "Cassipora" : savanes à herbes basses parsemées d'arbustes et de fourrés.
- Savanes marécageuses sur sables blancs du type "Zanderij" : savanes à herbes basses parsemées de fourrés et de galeries de "palmiers-bâche".

b. Ecosystèmes des vallées des rivières :

- Forêt marécageuse hydrophile à "yayamadou" (*Virola surinamensis*), "manil" (*Symphonia globulifera*) et "pinot" (*Euterpe oleracea*).

VARIATIONS SPATIALES DU SOL DES BARRES PRELITTORALES DE LA PLAINE COTIERE ANCIENNE DE GUYANE analyse structurale et cartographie

Michel GRIMALDI, Catherine GRIMALDI
et Bernard BARTHES [1]

RESUME

Les variations spatiales du sol des barres prélittorales de la plaine côtière ancienne de Guyane sont présentées sur deux posters.

Deux transects représentatifs sont décrits par deux méthodes d'analyse structurale de la couverture pédologique : l'une, naturaliste, consiste à délimiter des horizons pédologiques en se basant sur leur morphologie (couleur, texture...) ; l'autre, géostatistique, traite des données spatialisées (mesures physiques et chimiques du sol).

De telles études, à très grande échelle, ont permis d'identifier différents stades d'évolution d'une couverture ferrallitique initiale, évolution en podzol à l'amont et en sol lessivé hydromorphe à l'aval. Ces différents stades sont retenus par BOULET et al.(1982) comme unités de cartographie synthétique à moyenne et petite échelle.

ABSTRACT

The soil spatial variations of the french Guiana old coastal plain are exposed.

Two representative transects of the precoastal bars are described by two structural analysis of the soil cover : geostatistics in addition to a morphological analysis.

Such detailed studies allowed to identify different evolution stages of an initial ferrallitic cover : podzolic soil upslope and hydromorphic leached soil downslope. These different stages are chosen by BOULET and al. (1982), as synthetic mapping units, on medium and little scales.

Mots-clés: Variabilité spatiale du sol, analyse structurale, géostatistique, cartographie, sol ferrallitique, sol podzolique, Guyane française.

Key words: Soil spatial variability, structural analysis, geostatistics, cartography, ferrallitic soil, podzolic soil, french Guiana.

---

(1)Centre ORSTOM de Cayenne, BP165, 97323 Cayenne Cedex, Guyane française

La variabilité spatiale du sol est souvent importante en Guyane française, particulièrement sur les "barres prélittorales" de la plaine côtière ancienne (2). Cependant, les variations des caractères morphologiques, physiques ou chimiques du sol ne sont pas aléatoires ; elles sont au contraire organisées à l'échelle de l'unité de paysage, c'est-à-dire à l'échelle de la barre prélittorale. Depuis les travaux de TURENNE (1975), BOULET et al. (1982), LUCAS et al. (1986), on interprète cette couverture pédologique comme un système de transformation (BOULET et al., 1984) d'une couverture ferrallitique initiale. La transformation par appauvrissement du sol en argile et en fer progresse latéralement, à la fois à partir de l'amont et de l'aval de la barre, où se développent respectivement un podzol et un sol lessivé hydromorphe.

Un premier poster présente les variations spatiales de la couverture pédologique sur deux transects d'une barre de la savane des Pères (Sinnamary). Sur ces deux transects, une analyse structurale reposant sur les caractères macromorphologiques du sol est confrontée à une analyse géostatistique de variables physico-chimiques. De telles études, très détaillées sur quelques sites représentatifs, ont permis d'identifier plusieurs stades de transformation de la couverture ferrallitique initiale. On montre sur un second poster que ces différents stades peuvent constituer les unités d'une cartographie des sols des barres prélittorales (BOULET et al., 1982).

I- ANALYSE STRUCTURALE

Les deux transects étudiés sont situés à l'extrémité d'une barre prélittorale et orientés selon ses axes longitudinal et transversal (Fig.1). Ils permettent d'étudier le passage entre un îlot de sol ferrallitique, situé en bordure du replat sommital de

---

(2) La plaine côtière ancienne du littoral guyanais est constituée de sédiments quaternaires (pléistocène, série Coswine) présentant actuellement deux types de faciès : des cordons de sables fins argileux, reposant sur une argile (selon BOULET, ces deux faciès pourraient s'être différenciés à partir d'un même sédiment argileux). Les cordons de sables fins, plus ou moins anastomosés et bordés par des axes de drainage marécageux, forment les "barres prélittorales", longues d'un kilomètre environ, larges de quelques centaines de mètres et hautes de quelques mètres.

la barre, et, d'une part un podzol, au centre du replat sommital, d'autre part un sol lessivé hydromorphe, au niveau du thalweg.

A l'aide de nombreux sondages, réalisés sur ces deux transects, on a délimité des horizons pédologiques, (Fig.2) conformément à la méthode d'analyse structurale proposée par BOULET et al. (1982). Les horizons sont ici définis essentiellement par leur couleur et leur texture (Tabl. I). Le nombre de sondages effectués et leur position sont fonction de l'appréciation sur le terrain de la variabilité du sol.

En complément de cette approche naturaliste, on a effectué un échantillonnage systématique sur les deux transects (88 sondages au total, avec 7 prélèvements entre 0,10 et 1,20 m de profondeur), pour des analyses physico-chimiques (cinq fractions granulométriques, teneurs en fer et carbone). L'analyse géostatistique de ces différentes variables régionalisées aboutit par le krigeage (méthode d'estimation linéaire et optimale) à des cartes d'isovaleurs (Fig. 3 et 4) que l'on compare aux coupes pédologiques où sont délimités les divers horizons (GASCUEL-ODOUX et al., 1991).

1- Analyse morphologique

Le sol ferrallitique présente une succession verticale d'horizons qui se différencient essentiellement par leur couleur (Fig. 2) : horizon humifère brun-jaunâtre foncé (a1), passant progressivement à brun-jaunâtre (b1), puis brun vif (c2) et enfin brun-jaunâtre à volumes rouges centimétriques (d1). La texture reste sablo-argileuse.

A partir des îlots de **sol ferrallitique**, que l'on se dirige vers le centre de la barre ou vers l'aval, le sol devient en surface de plus en plus sableux. L'horizon brun vif (c2) s'amincit et finit par disparaître. L'horizon brun-jaunâtre à volumes rouges (d1) se rapproche de la surface. L'appauvrissement en argile débute à la surface du sol, puis progresse latéralement et verticalement. On aboutit à des profils pédologiques à fort contraste entre les horizons de surface et de profondeur :

- à l'amont, le **podzol** est très sableux et gris (a4), puis sableux et brun (b4) ; on passe ensuite par une limite sinueuse, soulignée par des domaines brun foncé d'accumulation de matière organique, à un horizon "spodique" (c9) induré à son

sommet ("alios"), globalement sablo-argileux mais très hétérogène latéralement et verticalement (domaines brun vif ou gris clair à volumes jaune-rougeâtre).

- à l'aval, le **sol lessivé hydromorphe** est sableux jusqu'à 60 à 80 cm, parfois davantage ; il se distingue du podzol par une accumulation importante de matière organique au sommet de l'horizon sableux (a7) sur une épaisseur qui peut atteindre 50 à 70 cm (la couleur varie de noir à brun grisâtre) et par l'absence d'induration de l'horizon sous-jacent sablo-argileux et brun jaunâtre pâle à domaines diffus ocre (d3).

2- Analyse géostatistique

On note sur les cartes krigées (Fig.3 et 4) la similitude des variations spatiales des teneurs en argile et en fer. Ainsi, pour ces variables, le domaine ferrallitique se caractérise par une homogénéité latérale et un léger gradient vertical. En s'éloignant du sol ferrallitique, les teneurs en argile et en fer diminuent latéralement, davantage en surface qu'en profondeur, de sorte que le gradient vertical s'accentue fortement. La teneur en carbone a une organisation spatiale spécifique : elle est homogène latéralement, avec une diminution verticale progressive dans l'îlot ferrallitique qui s'oppose, à l'amont, au podzol très appauvri en matière organique dans l'horizon sableux gris (Fig. 3), et, à l'aval, au sol lessivé hydromorphe au contraire enrichi, avec de forts gradients latéral et vertical (Fig.4).

La confrontation des deux approches, morphologique et géostatistique, souligne le caractère variant, verticalement et/ou latéralement, de la plupart des horizons pédologiques. Ces variations sont plus ou moins continues selon qu'elles sont associées ou non à une hétérogénéité locale des horizons, comme pour l'horizon spodique (c9) du podzol. On peut donc apprécier la pertinence des limites entre horizons par rapport aux variables choisies. Par exemple, les limites entre les trois horizons du podzol -horizon superficiel (a4) très appauvri en argile, en fer et en carbone, horizon médian (b4) à fort gradient vertical et horizon spodique (c9) hétérogène- apparaissent nettement. Cependant, le plus souvent, les limites jalonnent des variations continues des variables. Certaines limites prennent une signification particulière, comme celles entre les horizons a2 et a3, ou entre b1 et b2, qui marquent la fin du domaine ferrallitique, avec l'apparition d'un gradient latéral.

En définitive, il n'y a pas de contradiction entre les structures de la couverture pédologique qui se dégagent d'une part de l'analyse morphologique et d'autre part de l'analyse géostatistique de variables rendant compte de la pédogenèse dans ce milieu.

II- PASSAGE DE L'ANALYSE STRUCTURALE A LA CARTOGRAPHIE

L'analyse structurale d'un grand nombre de transects sur des barres prélittorales plus ou moins podzolisées et hydromorphes permet d'établir une séquence de transformation de la couverture ferrallitique initiale. Cinq stades de transformation (Fig. 5) sont ainsi distingués par BOULET et al. (1982) ; chaque stade est défini par une certaine organisation de la couverture pédologique, elle-même fonction du degré d'appauvrissement en argile et en fer des horizons ferrallitiques originels.

Le stade II correspond au début de l'appauvrissement en argile (jusqu'à moins de 10% d'argile). Au stade III, l'accentuation de l'appauvrissement se manifeste par un fort gradient textural vertical (discontinuité texturale notable à la tarière) et par la formation au cours des averses d'une nappe perchée fugace dans les horizons appauvris. Le stade IV correspond à l'apparition de sables blancs. Au stade V, ce blanchiment s'étend à toute la barre.

Ces cinq stades ont été retenus par BOULET et al. (1982) pour réaliser deux cartographies (Fig. 6), l'une au 1/10000°, l'autre au 1/50000°. Pour la première, les transects identifiés par un stade de transformation sont reportés sur la carte où figurent également les axes de drainage principaux inondés en saison des pluies. Pour la seconde, les auteurs ont délimité des surfaces correspondant aux stades I et II, II et III, etc... Dans ce milieu où le sol varie de façon importante et rapide, un petit nombre d'unités cartographiques synthétiques est suffisant. La carte des sols dans l'Atlas de la Guyane est du même type (TURENNE, 1978).

BIBLIOGRAPHIE

BOULET (R.), HUMBEL (F.X.), LUCAS (Y.), 1982.- Analyse structurale et cartographie en pédologie. 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. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.* vol.XIX, n°4 : 323-351.

BOULET (R.), CHAUVEL (A.), LUCAS (Y.), 1984.- Les systèmes de transformation en pédologie. Livre jubilaire du cinquantenaire de l'A.F.E.S.: 167-179.

GASCUEL-ODOUX (C.), GRIMALDI (M.), VEILLON (L.), 1991.- Apport de la géostatistique à l'analyse morphologique du sol. Cas d'un transect représentatif de la plaine côtière guyanaise. *Sci. du Sol* (à paraître).

LUCAS (Y.), BOULET (R.), ANDRIEUX (P.), 1976.- Un système pédologique aval en Guyane française. Organisation et fonctionnement hydrodynamique. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XXII, n°1 : 3-16.

TURENNE (J.F.), 1975.- Modes d'humification et différenciation podzolique dans deux toposéquenses guyanaises. Thèse doct. Sci., Nancy, et Mém. ORSTOM, n°84, Paris, 1977, 173p.

TURENNE (J.F.), 1978.- Pédologie (plaine côtière). Atlas des Départements Français d'Outre-Mer. VI- La Guyane. CNRS et ORSTOM Ed.

TABLEAU I : Texture et couleur des horizons délimités sur les transects AB et CD (Fig. 2).

Texture : sablo-argileuse (SA), sableuse (S), très sableuse (TS), sablo-organique (SO).

Couleur : d'après la charte Munsell (abréviations : vol. mmq.= volumes millimétriques) ; lorsque la couleur d'un horizon varie, elle est décrite du point le plus proche vers le point le plus éloigné du pôle ferrallitique.

Horizons de surface

a_1 : SA, brun jaunâtre foncé

a_2 : SA à S, brun foncé

a_3 : S, brun grisâtre foncé à vol. blancs de sables lavés

a_4 : TS, gris foncé à gris

a_6 : S, gris très sombre à brun-grisâtre très sombre

a_7 : SO, brun-grisâtre à vol. mmq. gris clair

Horizons médians

b_1 : SA, brun-jaunâtre

b_2 : S, brun assez foncé à vol. gris brunâtre clair et vol. brun jaunâtre clair

b_3 : S, gris à gris-brunâtre clair, à vol. mmq. gris clair à blanc

b_4 : S, brun-jaunâtre foncé à brun ou brun-jaunâtre

b_5 : TS, gris à gris clair

c_1 : SA, brun-jaunâtre à brun vif

c_2 : SA, brun vif

c_3 : SA, brun-jaunâtre

c_4 : SA à S, brun-jaunâtre à jaune-brunâtre, avec des vol. brun-grisâtre foncé

c_5 : S, brun-jaunâtre à jaune, avec des vol. mmq. brun à brun-jaunâtre clair

c_6 : S, brun-jaunâtre clair à brun très clair

c_7 : S à SA, jaune-brunâtre (sommet) puis brun très clair (base), à vol. brun vif

c_8 : SA, brun jaunâtre presque homogène

c_9 : SA, induré au sommet avec domaines plus organiques, gris clair à vol. jaune-rougeâtre et réseau gris-brunâtre clair

c_{10} : S à graviers de quartz et micas, brun

c_{11} : S, brun à vol. mmq. brun très clair

c_{12} : S, brun grisâtre à vol. mmq. gris clair

Horizons profonds

d_1 : SA, brun-jaunâtre à vol. rouges

d_2 : S à SA, jaune-brunâtre à vol. rouges et vol. gris clair

d_3 : brun-jaunâtre clair avec des domaines diffus ocre à mouchetures ou vol. rouges

e : horizon de transition vers f

f : faciès argileux Coswine

LISTE DES FIGURES

Figure 1 : Localisation des transects étudiés sur le site de la ferme de Saint-Elie (Commune de Sinnamary, Guyane française)

Figure 2 : Organisation morphologique de la couverture pédologique le long des transects AB et CD (Fig. 1) ; Les couleurs et textures des horizons délimités sont précisées dans le tableau I.

Figure 3 : Variations spatiales (cartes krigées) des teneurs en argile, en fer total et en carbone le long du transect AB.

Figure 4 : Variations spatiales (cartes krigées) des teneurs en argile, en fer total et en carbone le long du transect CD

Figure 5 : Stades évolutifs des barres prélittorales en Guyane française (d'après BOULET et al., 1982)

Figure 6 : Cartographies synthétiques des barres prélittorales en Guyane française (BOULET et al., 1982)

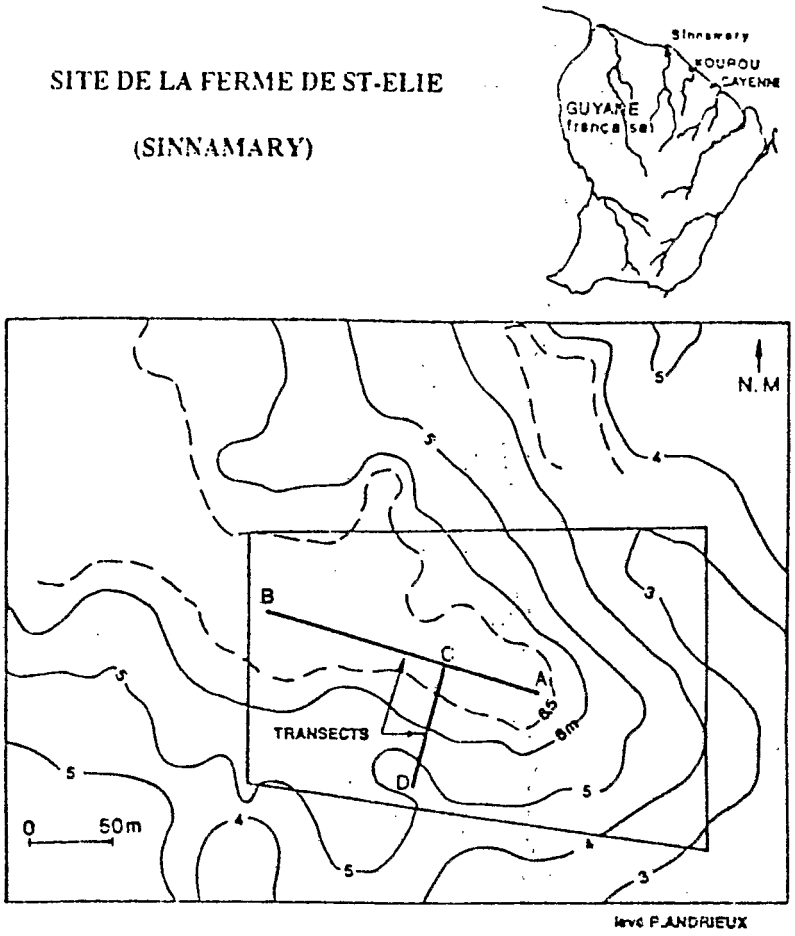


FIGURE 1 : Localisation des transects étudiés sur le site de la ferme de Saint-Elie (Commune de Sinnamary, Guyane française)

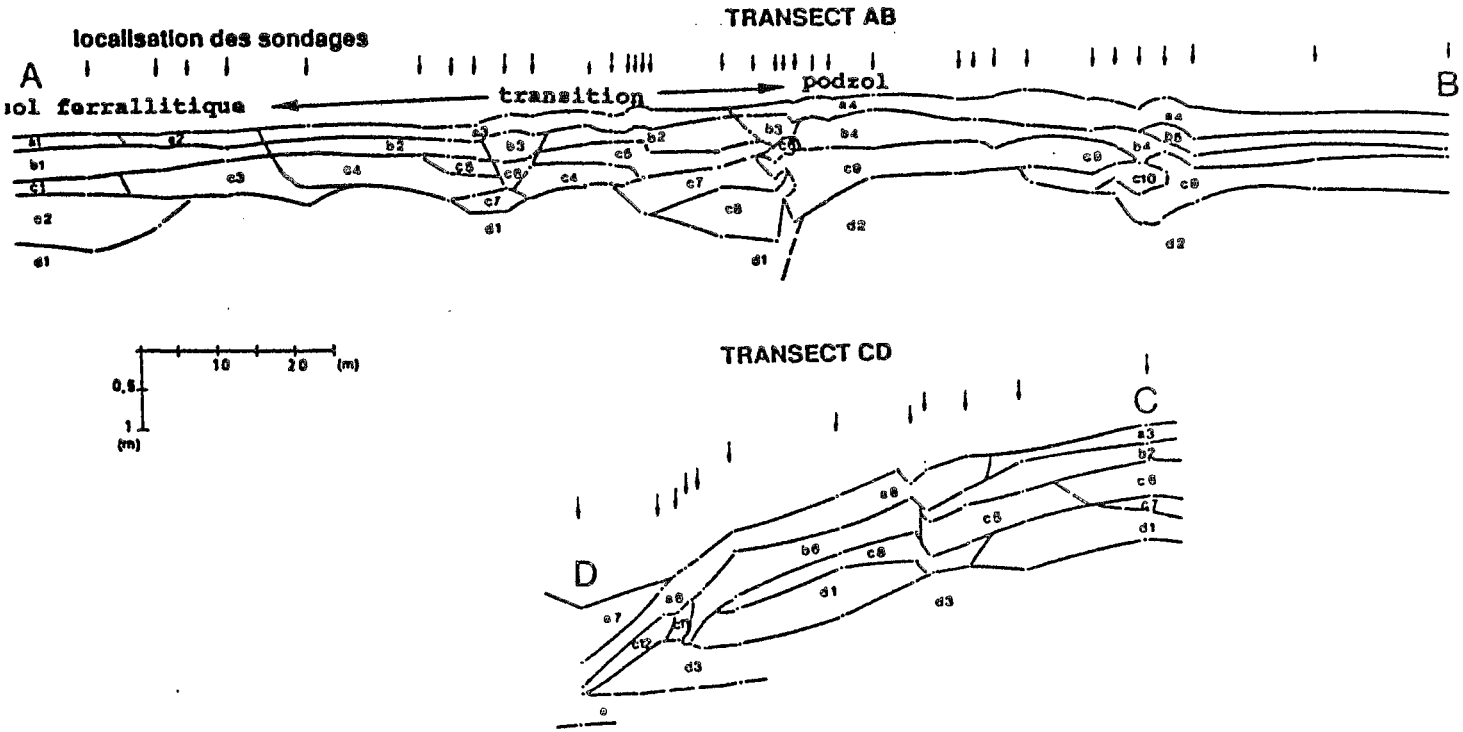


Fig 2 : Organisation morphologique de la couverture pédologique le long des transects AB et CD (Fig 1). Les couleurs et textures des horizons délimités sont précisées dans le tableau I

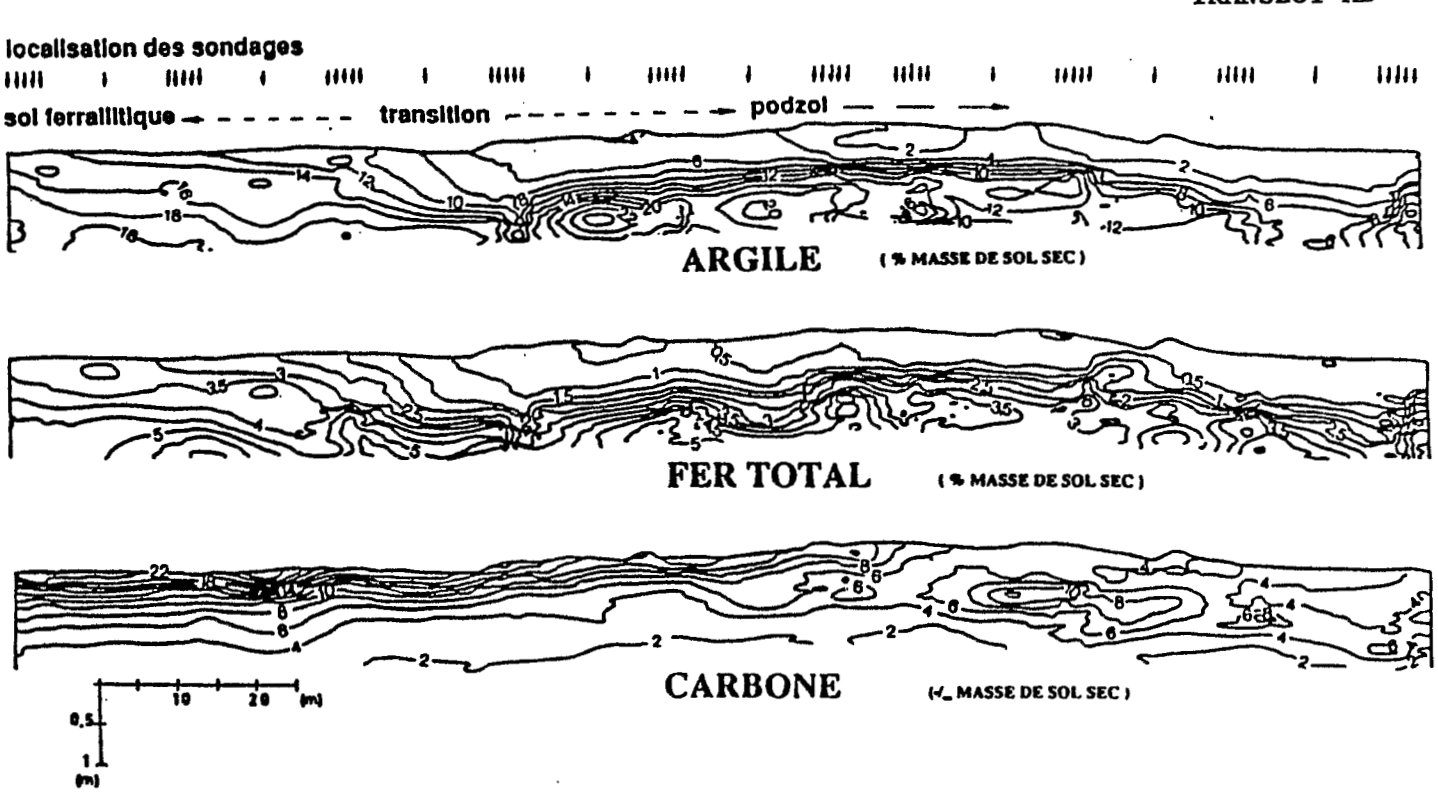


Fig. 3 : Variations spatiales (cartes krigées) des teneurs en argile, en fer total et en carbone le long du transect AB

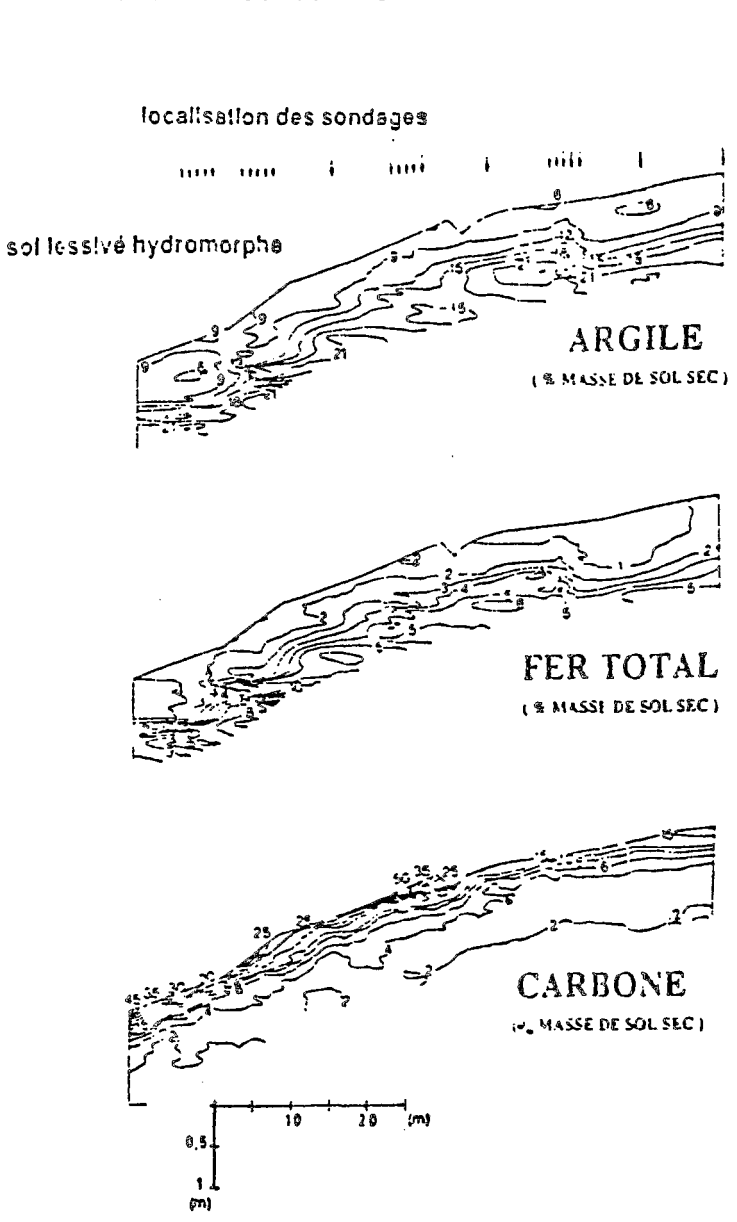


FIGURE 4 : Variations spatiales (cartes krigées) des teneurs argile, en fer total et en carbone le long du transect CD

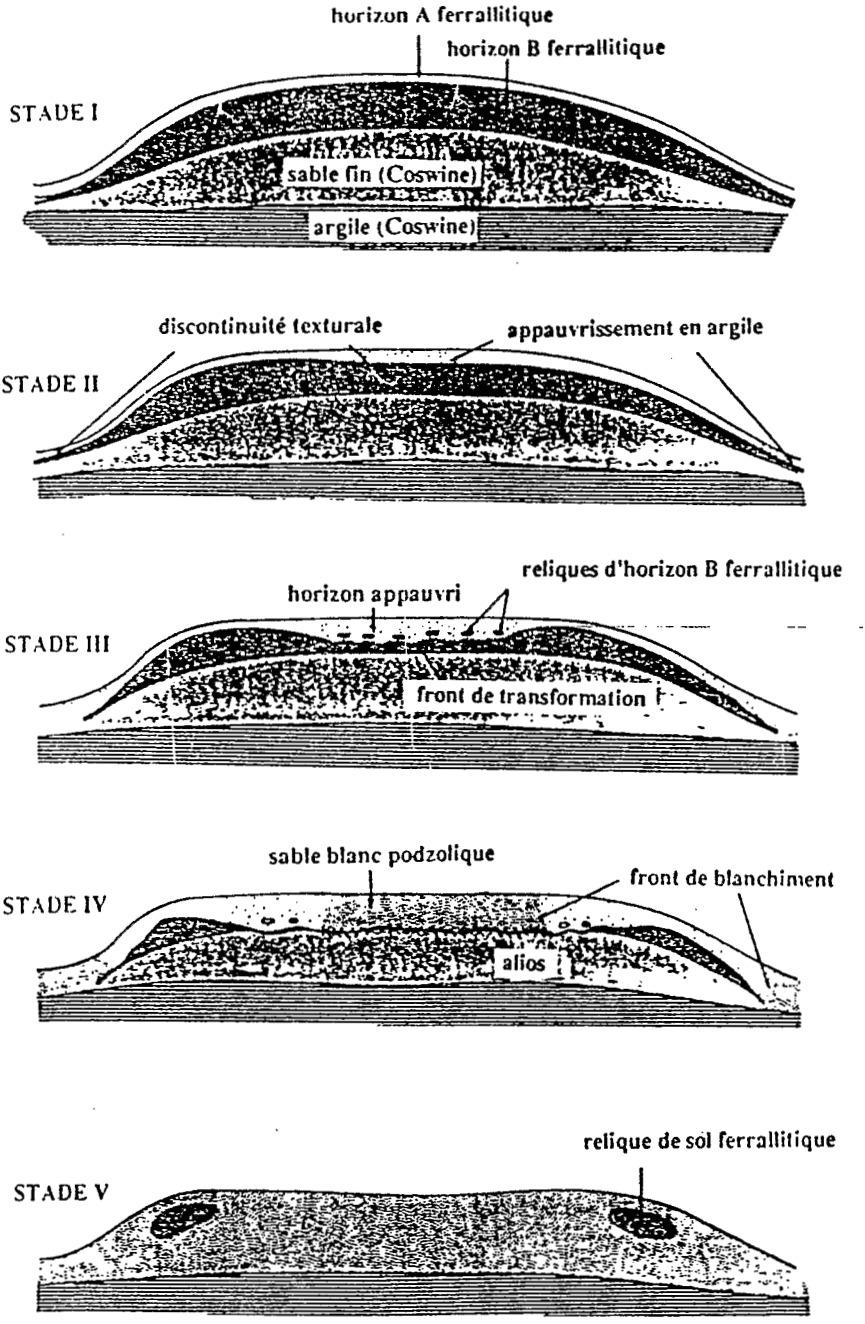


FIGURE 5 : Stades évolutifs des barres prélittorales en Guyane française (d'après BOULET et al., 1982)

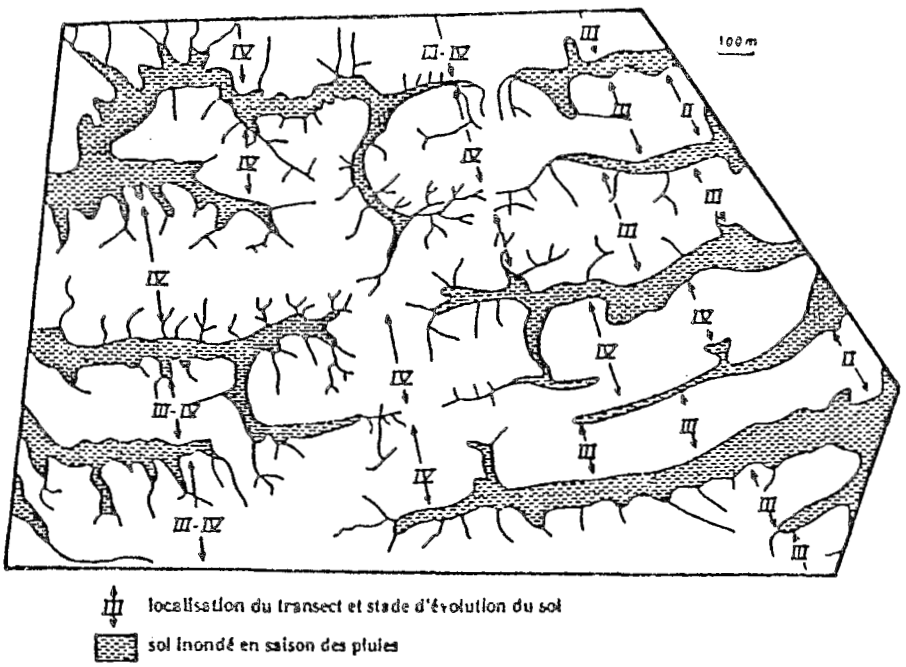


FIGURE 6 : Cartographies synthétiques des barres prélittorales en Guyane française (BOULET et al., 1982)

PROCESSUS DE DISPERSION DES SEDIMENTS EN SUSPENSION TRANSPORTES PAR LES EAUX COTIERES DE BARRA NORTE FLEUVE AMAZONE, BRESIL

Renato HERZ [1]

Resumé

La télédétection spatiale (SMS, METEOSAT et LANDSAT) est fondamentale pour l'étude du transport des sédiments en suspension dans les eaux de la plate-forme continentale brésilienne ainsi que des processus de dispersion qui en sont liés. Les résultats de l'analyse systématique des images satellitaires (LANDSAT MSS et TM) ont été comparés aux données océanographiques pour tester des hypothèses. Grâce à la télédétection il a été possible d'établir une bonne corrélation entre les données de terrain et les données satellitaires ce qui a permis d'aboutir, avec un bon degré de précision, à la détermination de la distribution spatiale des concentrations et des phénomènes hydrodynamiques côtiers. Une partie de ces données avait déjà été obtenue par des recherches océanographiques mais jamais avec le détail et la précision fournies par les images MSS. C'est ainsi que l'identification des zones d'apport et d'interaction entre eaux continentales et eaux océaniques a pu être obtenue sur la côte occidentale de l'Atlantique Tropical .

Abstract

LANDSAT, SPOT and NOAA data have greatly improved the knowledge of the coastal processes related to the suspended solid material transport at the Brazilian continental shelf. These data check-up some previous hypothesis established by means of field research and sampling. It is possible now to stablish, with a good degree of precision and synopticity, the spatial distribution of the sediment's concentration in the waters and to analyse the coastal hydrodynamics. The situation of the source' areas and the mechanics of the mixture between continental and oceanographic waters were identified on the west coast of the Tropical Atlantic by LANDSAT MSS and TM.

Mots-clés : Sédiments en suspension. Processus de dispersion. Amazone. Brésil

Key-words : Suspended material. Dispersion processes. Amazone. Brazil

---

[1] Instituto Océanográfico. Universidade de São Paulo. Brasil

INTRODUCTION

La région côtière de Barra Norte, dans l'embouchure de l'Amazone, est caractérisée par une dynamique sédimentaire très active (transport et d'accumulation) en liaison avec les phénomènes d'interaction eaux continentales - eaux océaniques dans la zone de convergence avec le courant des Guyanes. La dispersion des eaux et des sédiments fins amazoniens s'étend de 05° de latitude jusqu'à la mer des Caraïbes et parfois à des latitudes supérieures à 2O° N. A partir de 15° lat. N les suspensions de surface deviennent très riches en particules floculées par altération chimique avec les eaux de fond qui transitent vers le Caraïbes (LUEDEMANN, 1967)

Les travaux de terrain dans le bassin amazonien ont fourni des évidences de ces processus auxquels s'ajoutent, actuellement, les informations orbitales des derniers 5 ans. Les images satellitaires (LANDSAT, SMS et METEOSAT) révèlent que les tendances de dispersion des sédiments en suspension concordent avec les paramètres physiques-chimiques et biologiques des eaux (TEIXEIRA, 1963; TEIXEIRA & TUNDISI, 1967; MAGLIOCCA, 1971; DIEGUES, 1972; DHN, 1978; MILLIMAN et al.,1976): les cartes établies auparavant à partir des données de terrain montrent une distribution superficielle des sédiments en suspension similaire aux cartes établies par l'imagerie satellitaire .

I - CARACTERISTIQUES GENERALES DU SYSTEME HYDROGRAPHIQUE AMAZONIEN ET DES EAUX COTIERES EQUATORIALES DANS L'ATLANTIQUE OCCIDENTAL

L'Amazone est le premier fleuve du monde par l'étendue de son bassin (environ 7 millions de km2) et par son débit (estimé à 2 x 10 5 m3/s, soit environ 20% tu total des apports fluviatiles dans l'Océan mondial.).Tenant compte de l'ensemble du réseau et des zones-sources d'apport sédimentaire, SIOLI (1976) propose - en accord avec FITTKAU, 1975) - une classification des fleuves en trois types (eaux claires, blanches et noires) en rapport avec le domaine andin, le Bouclier Central Brésilien et des Guyanes, et l'Amazonie centrale.

Avec un débit très puissant mais variable (0,9 x 10^5 en période d'étiage et 2,25 x 10^5 en saison des pluies) l'Amazone transporte une immense charge sédimentaire fine. La charge de fond est relativement limitée (1 x 10 8 tonnes/an) formée par des sables et des graviers et n'arrive à la plate-forme que pendant les périodes de pointe; elle s'accumule directement en face de l'embouchure au-delà de 50 m de fond (NITTROUER & DeMASTER, 1987). La charge en suspension

est largement dominante et s'accumule principalement dans la zone de l'estuaire et sur la plate-forme (EISMA et al., 1990. Symposium PICG 274-ORSTOM). Seulement 1,5 x 10^8 tonnes/an de sédiments en suspension sont transportés vers le NW le long des côtes guyanaises sous l'impulsion du courant des Guyanes.

Les résultats obtenus grâce aux bouées dérivantes de surface au cours des missions Equatorial Atlantic (EQUALANT) et Global Atlantic Tropical Experiment (GATE) en 1974 (LUEDEMANN, 1967 et LUEDEMANN & PEREIRA,1974) confirment l'existence d'un système de circulation de direction NW entre 05°S et 025°N dans la côte atlantique occidentale. Dès que les sédiments en suspension atteignent la zone de convergence avec le courant des Guyanes, ils peuvent être transportés à des latitudes supérieures à celles de la mer des Caraïbes (BASSIN,1976).

En ce qui concerne les différentes masses d'eau dans la zone de l'embouchure, le front d'eau douce déchargé à la mer pendant la période de crue - qui s'étend jusqu'à 180 km au large de la côte - est à l'origine d'un mélange d'eaux fluviatiles et océaniques qui occupe pratiquement toute la zone de la plate-forme continentale. En face à l'embouchure, une couche irrégulière et superficielle d'eau fluviatile, de 10 et 20 cm d'épaisseur, existe en milieu marin. La séparation entre les eaux douces et saumâtres d'une part, et les eaux salées d'autre part, peut être expliquée par l'action des forts courants de marée (vitesses jusqu'à 250 cm/s). Une autre hypothèse avancée - que nous estimons improbable - s'appuie sur la migration de l'eau marine sur la marge continentale par résurgence dans des eaux moins salées.

Certes, il n'y a pas, a aucun moment de l'année, des preuves d'une remontée du coin salé dans l'estuaire; par contre, l'existence d'une stratification verticale est incontestable, celle-ci pouvant se déplacer entre 60 a 185 km vers l'amont en période sèches et entre 80 à 230 km en période humide.

II - INFLUENCE SUR L'HYDROBIOLOGIE COTIERE

Deux grands types de populations phytoplantoniques ont été identifiées dans notre zone de travail. (TEIXEIRA, 1963 et TEIXEIRA & TUNDISE, 1967). Dans la couche superficielle, où domine l'eau amazonienne il y a une grande population de diatomées néritiques et une biomasse élevée (avec une production primaire maxima de 0,864 g/C/m^2/jour). Par contre, dès que l'influence des eaux fluviatiles diminue, le phytoplancton est caractérisé par une flore de Cocolitophorideus, la biomasse diminue ainsi que la production primaire (valeurs minimum de l'ordre de 0,014 g/C/m^2/jour. (TEIXEIRA & TUNDISE, 1967).

On observe une différence quantitative (standing - stock) entre le nannophytoplancton et le microphytoplancton en fonction de la qualité et de la nature des eaux : alors que le microphytoplancton présente un développement maximal dans les eaux océaniques (environ 28,50 %,) - se réduisant dans les eaux côtières (17%) - les valeurs sont inversées pour le nannophytoplancton, c'est à dire 83‰ dans les eaux côtières et 71,50 ‰ dans les eaux océaniques. Quant à la production primaire relative, elle change par rapport à l'éloignement de la côte: à 20 milles de la côte elle est de l'ordre de 100%; à 120 milles, on enregistre seulement 7,9%, et à 325 milles 5,3 %. Les conditions de nutrition sont donc différentes, ce qui confirme que les sédiments en suspension apportent des nutrients pour les algues du phytoplancton.

III - TRANSPORT COTIER DE SEDIMENTS EN SUSPENSION OBSERVE PAR l'IMAGERIE LANDSAT

L'imagerie satellitaire est fondamentale pour l'étude du transport et de la dispersion de particules en suspension dans les eaux fluviatiles, lagunaires ou marines. LANDSAT - avec différentes propriétés optiques d'enregistrement par rapport aux diverses concentrations de matériel dans les eaux - permet de suivre la distribution géographique des particules en suspension depuis les zones-source.

MSS fournit systématiquement des informations sur des processus et sur la turbidité au large, grâce aux canaux 4 et 5. Quant aux canaux 6 et 7, ils permettent l'obtention des données sur la turbidité superficielle des eaux.

C'est ainsi que les images de l'orbite 241 (points 12 et 13) du 07 juillet 1975, ont mis en relief un front de suspension (canal 7) très vraisemblablement lié à des processus de floculation des argiles entre 01°30' et 00°30' de lat. N et 40°30' et 40° 00' de long.W GR.; ce front se disperse vers SE-NW et devient filandreux vers le NE (MAGLIOCCA,1971). L'analyse de la série multispectral montre que la concentration sédimentaire augmente du proche infra-rouge vers la bande des radiations de vert dominant, en raison de l'augmentation graduelle du signal par l'énergie retrodifusée enregistrée par les 4 canaux. Le front s'avance jusqu'à 110 km au large de l'île Caviana; au-delà, vers le cap Nord, il devient moins net.

Les canaux 4 et 5 de LANDSAT MSS-1 (fig. 1. HERZ,1973; HERZ & MALUF,1975) montrent que la distribution géographique du matériel en suspension déchargé par l'Amazone coincide avec les surfaces définies par les paramètres physico-chimiques (MAGLIOCCA,1971). Au-delà de ces zones, parallèlement à la côte et aux courbes bathymétriques - à environ 180 km au droit de

l'embouchure - un corps d'eau saumâtre d'environ 20 km de largeur et 200 km de longueur apparaît au milieu d'eaux marines. Moins concentrés, les sédiments en suspension subissent un lent processus de mélange, donnant naissance à des grandes tâches des les eaux côtières dans la zone d'incorporation avec le courant des Guyanes qui se déplace vers le NW avec une vitesse moyenne de 110 cm/s en été (LUEDEMAN,1967).

D'autres auteurs (DNH,1973; MAGLIOCCA, 1971; DIEGUES, 1972; GIBBS,1973) font référence à une résurgence d'eau marine au milieu des couches sub-superficielles dans la zone de la plate-forme. Mais les scènes LANDSAT-2, prises à des époques différentes, montrent plutôt que l'effet de barrage des eaux fluviatiles par les marées sont très fortes (MILLIMAN et al.,1976) allant jusqu'à 850 km vers l'amont (12 m à chaque cycle), provoquant l'accumulation des grandes volumes d'eau sur la plate-forme continentale adjacente. De ce mouvement, dérivent des courants de dénivellation, formées par stockage de l'eau en marée haute. Ils peuvent atteindre jusqu'à 250 m/s, provoquant d'importantes perturbations physico-chimiques des eaux. Pendant la marée basse suivante, les eaux fluviatiles s'avancent vers le large pour être, par la suite, repoussées et "comprimées" vers la côte et vers l'embouchure par la marée montante. Ce mouvement d'énergie différentielle entre les eaux continentales et marines, expliquerait les lames d'eau douce en dérive dans les eaux océaniques jusqu'à la limite du talus. Un remaniement de sédiments de fond a été indiqué par MILLIMAN et al. (1976), nourrissant en sédiments fins ces zones au large, mais nous excluons cette hypothèse vu l'importance des profondeurs dans cette zone.

CONCLUSION

Le matériel en suspension est inversement proportionnel à la salinité, ces variations étant parfaitement concordantes avec les cartes des isothermes et de isohalines existantes, aussi bien que avec toutes les séquences des images orbitales obtenues.

Les valeurs de sédiments en suspension à l'embouchure de l'Amazone sont complexes: en saison des pluies elles oscillent autour de 140 mg/l en saison de pluies (les tonalités de gris très clair de MSS permettent des suivre les variations grâce à la haute réflectance des concentrations). Leur dispersion augmente vers le large : alors que dans les eaux saumâtre les concentrations sont de l'ordre de 0,25 à 21 mg/l., dans les eaux salées elles chutent à moins de 0,10 mg/l.

Les valeurs de la matière organique - suspension minérale prédominante dans la zone côtière, alterée chimiquement par floculation en contact avec les eaux marines - sont relativement élevés, avec un maximum de 80% (MILLIMAN et al.,1976).

Nous estimons que, dans les zones de contact des eaux continentales et des eaux océaniques - comme c'est le cas dans embouchure de l'Amazone - les données satellitaires complètent les résultats obtenus par les missions océanographiques et aident aux stratégies d'échantillonage adaptées aux conditions du milieu et aux missions à venir. Cette méthodologie est sans aucun doute, une ressource fondamentale et indispensable pour la connaissance plus précise des processus de dispersion du matériel en suspension dans les eaux côtières, malgré les limitations existantes et inhérentes au propre développement technologique.

BIBLIOGRAPHIE

ARMSTRONG (P.A.J.), 1965. - Phosphorus. In: Riley (J.P.), Skirrow (G), ed. Chemical oceanography. London, Academic, vol. 1, 323- 364 p.

BASSIN (N.J.), 1976. - Sources and transport of suspended particulates in the Caribbean sea. Marine Geology, 20(4): 289-310.

COUSTEAU (J.Y.), 1975. - A time to choose. In: International Symposium on Remote Sensing of Environment, 10., Ann Arbor, MI. Proceedings. vol. 1, 505-509 p.

DAMUTH (J.E.), 1973. - Western Equatorial Atlantic: morphology, Quaternary sedimenty and climatic cicles. Doctorial Theses. New York, N.Y., Columbia University.

DHN, 1973. - Atlas oceanográfico-centro norte do Brasil: condições de julho a agôsto de 1973. Rio de Janeiro, vol. 3. DHN, 1978. - Atlas oceanográfico-costa norte do Brasil: condições de outono.1976. Rio de Janeiro.

DIEGUES (F.M.F.), 1972. - Introdução à oceanografia do estuário amazônico. Anais Hidrográfico, 29:129-157.

FITTKAU (E.J.) 1975. - Okologische gliederung des amazonas gebretes auf geochemischer grundlage. Off-print. Munster Forsch Geol. Plaont., (20 - 1):35-50.

GESSNER (F.), 1962 - Observações sobre o regime de fosfato no rio Amazonas. Separata Bol. Museu "Emilio Goeldi", (1):74-83. Pará. Brasil

GIBBS (R.J.), 1976 - The factors that control the salinity and the composition and the concentration of the suspended solids. Geol. Soc. America Bull, 78:1203-1232.

GIBBS (R.J.), 1970 - Circulation in the Amazon River estuary and adjacent Atlantic Ocean. J. Mar. Res., (28):113-123.

GIBBS (R.J.), 1973 - The bottom sediments of the Amazon shelf and Tropical Atlantic Ocean. Marine Geology, (14):1139-1145.

GIBBS (R.J.) 1976. - Distribution and transport of suspended particulate material of the Amazon river in the ocean. In: Cronin, L.E., ed. Estuary Processes, New York, N.Y., Academic, vol. 2, 35-47 p.

HERZ (R.) 1973. - Barra Norte, Rio Amazonas. In: Resultados preliminares obtidos com imagens do Satélite ERTS-1, para encaminhamento à COBAE. São José dos Campos, INPE, Abr., cap. 5, 30- 41 (INPE-326-R135).

HERZ (R.), MALUF (S.), 1975. - Projeto Barra do Rio Amazonas. In: Coleção dos Resultados relevantes obtidos com as imagens do Satélite ERTS-1 pelo Instituto de Pesquisas Espaciais. São José dos Campos, INPE, vol. 1, cap. 2, p. 9-111. (INPE-780-NTE/039).

KATZER (Fr.), 1903. - Grundzuge der geologie des unteren Amazonas gebietes; des states Pará a Brasilien. Leipzig, Max Weg.

KUMAR (N.), BRYAN (G.M), CARVALHO (J.C.), et al, 1974. - Summary of REMAR-LDGO cooperative research on the Brazilian continental margin. Part I: Northeastern Brazilian margin. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28o, Pôrto Alegre. Anais vol. 3, 323-324 p.

LUEDEMANN (E.F.), 1967. - Preliminary results of drift-bottle releases and recoveries on the western tropical Atlantic. Bolm. Ins. Oceanogr., 16(1):13-22.

LUEDEMANN (E.F.), PEREIRA (S.G.), 1974. - Some results of drift-bottle release in western equatorial waters during GATE. São Paulo, USP. Instituto Oceanográfico, 22 p. (Relatório interno, 4).

MAGLIOCCA (A.), 1971. - Some chemical aspects of the marine environment of the Amazon and Pará rivers, Brasil. Bolm. Inst. Oceanogr., 20: 61-84.

MAHEIM (F.T.), MEADE (R.H.), BOND (G.C.), 1973. Suspended matter in surface waters of the Atlantic continental margin from Cape Cod to the Florida Keys. Science, (167):371-376.

MARLIER (G.), 1973. - Limnology of the Congo and Amazon Rivers. In: MAGGARS (B.J.) AYENSU(E.S.) DUCKIWORTH (W.D.) - Tropical florest ecosystems in Africa and South America: a comparative rivew. Washington, D.C., Smith Soncan Inst. Press., 223-238 p.

MEADE (R.H.), 1972. - Transport and deposition of sediments in estuaries. In: NELSON, B.W. ed. Environmental framework of coastal plain estuaries. Geol. Soc. of America.

MILLIMAN (J.D.), SUMMEHAYES (C.P) BARRETO (H.T.), 1976. - Contribuição ao estudo de material em suspensão na plataforma continental do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28o, Pôrto Alegre, Anais v.3, 263- 282 p.

NITTROUER C. & DeMASTER D., 1987 - Sedimentary processes on the Amazon Continental shelf. Nittrouer & DeMaster Ed. Pergamon Press. Publ., 379 pp. New York.

OLTMAN (R.E.) 1968. - Reconnaissance investigations of the discharge and water quality of the Amazon River. Washington, D.C.; U.S.G.S., 16 p (circular, 552).

SIOLI (H.A), 1976. - Limnologia na região Amazônica brasileira. In: Encontro Nacional sobre Limnologia, Pisicultura e Pesca Continental, 1., Belo Horizonte. Anais, 153- 165 p.

TEIXEIRA (C.) 1973. - Relative rates of photosynthesis and standing stock of the net-phytoplankton and nanoplankton. Bolm. Inst. Oceanogr., (13):53-60.

TEIXEIRA (C.) TUNDISI (J.), 1967. - Primary production and phyloplankton in equatorial waters. Bulletin of Marine Science, 17(4):884-891, 1967 .

FIGURES

Figure 1 :

- LANDSAT MSS-5 mosaic, Barra Norte - Amazon River, after Herz and Maluf (1975).

Figure 2 :

- Distribution of the marine of fluvial water's predominance and of superficial salinity, after Magliocca (1971).

Figure 3 :

- Different situations of the coastal processes at Barra Norte, according to LANDSAT images, of 7 July 75 and 26 August 76, interpretation.

Figure 4 :

- Suspended material dispersion processes detected by LANDSAT-2 in 17 and 18 of December of 1975 for the paths 241 and 242, points 11 and 13.

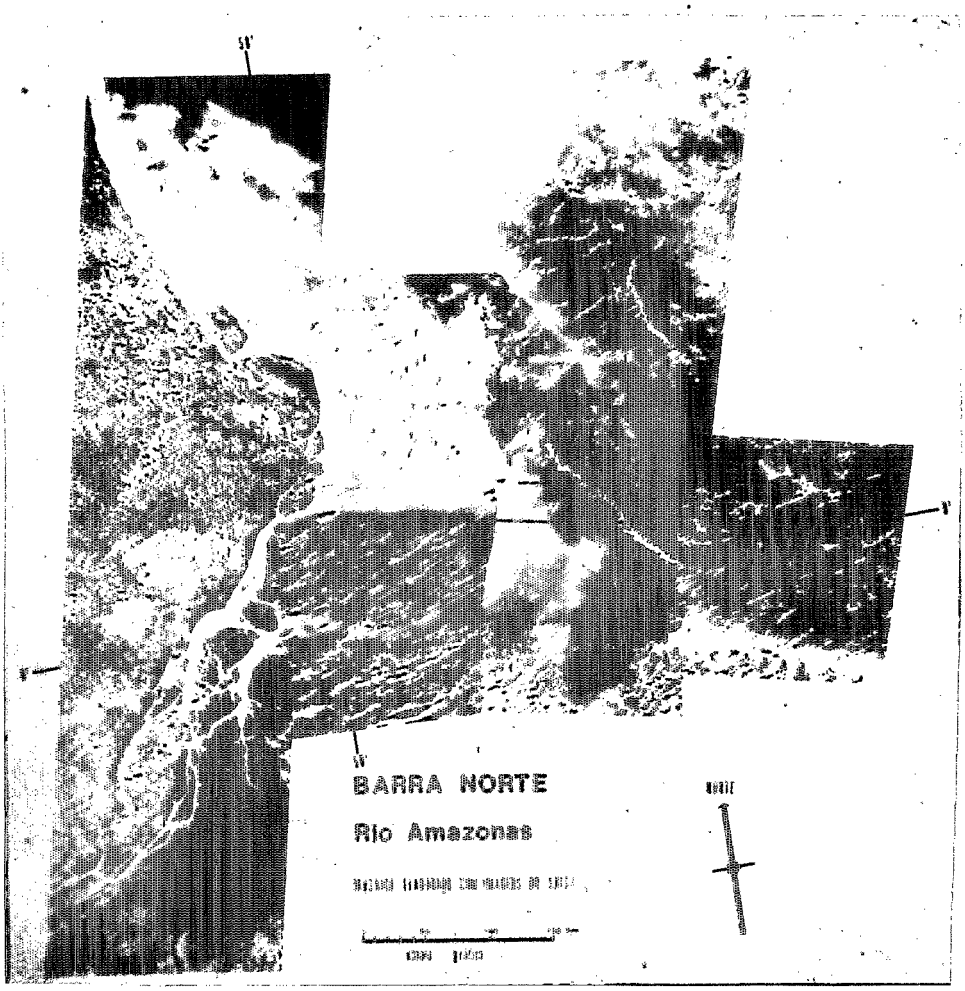
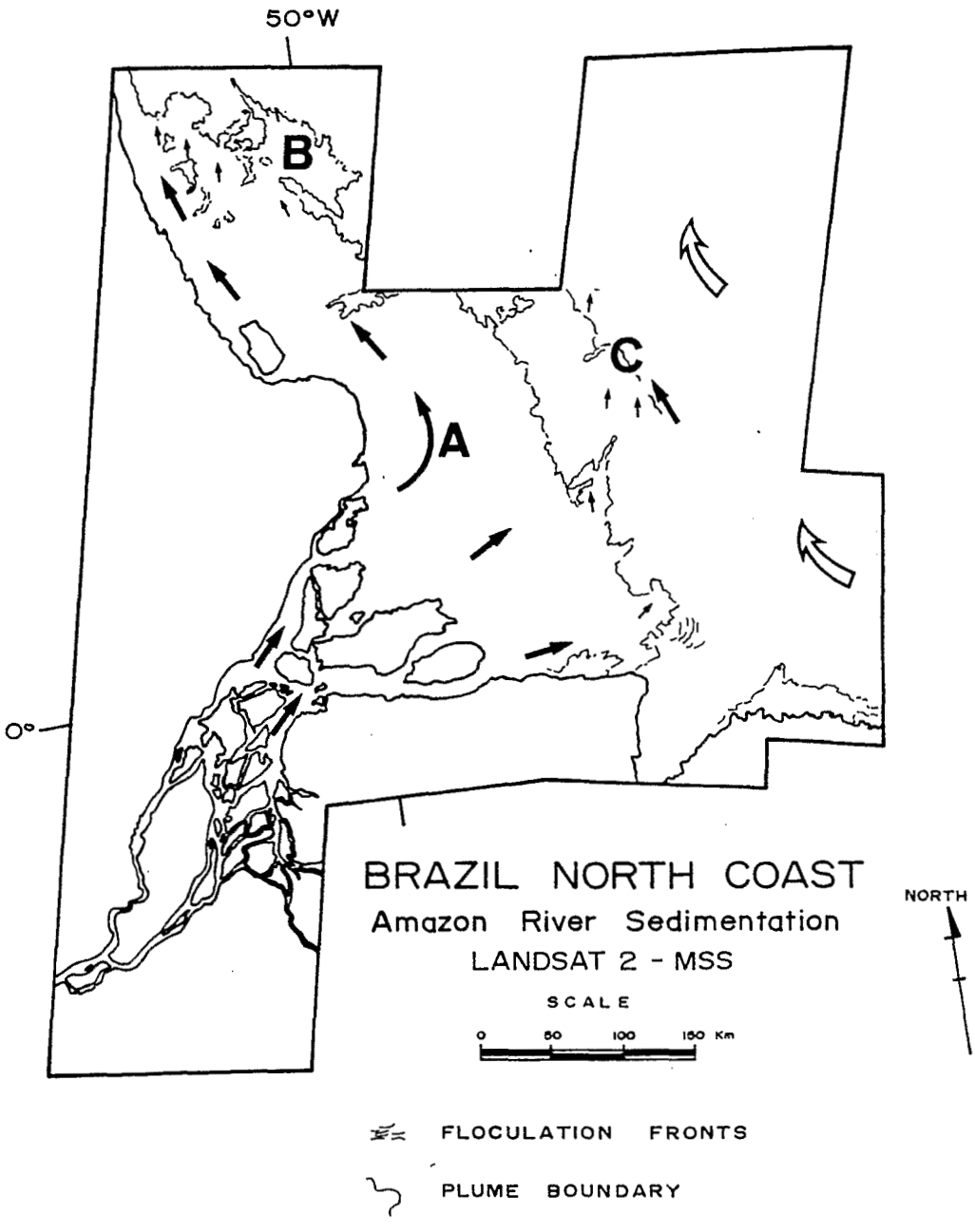


Figure 1 :
- LANDSAT MSS-5 mosaic, Barra Norte - Amazon River, after Herz and Maluf (1975).


50°W
0°
B
A
C
BRAZIL NORTH COAST
Amazon River Sedimentation
LANDSAT 2 - MSS
SCALE
0 50 100 150 Km
NORTH
FLOCULATION FRONTS
PLUME BOUNDARY

BRAZIL NORTH COAST

PHYSICAL OCEANOGRAPHY PATTERNS

After MAGLIOCCA (1971)

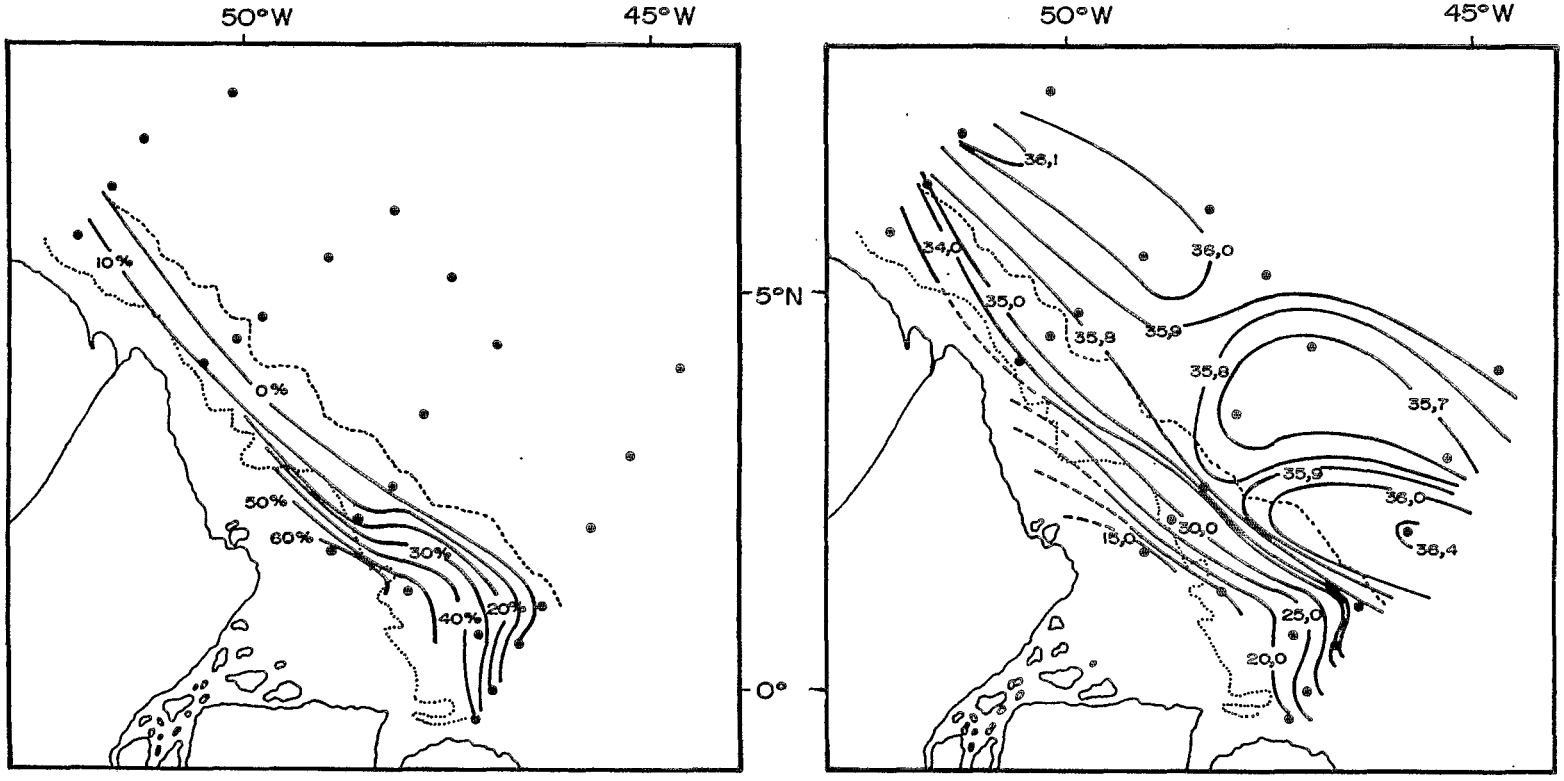
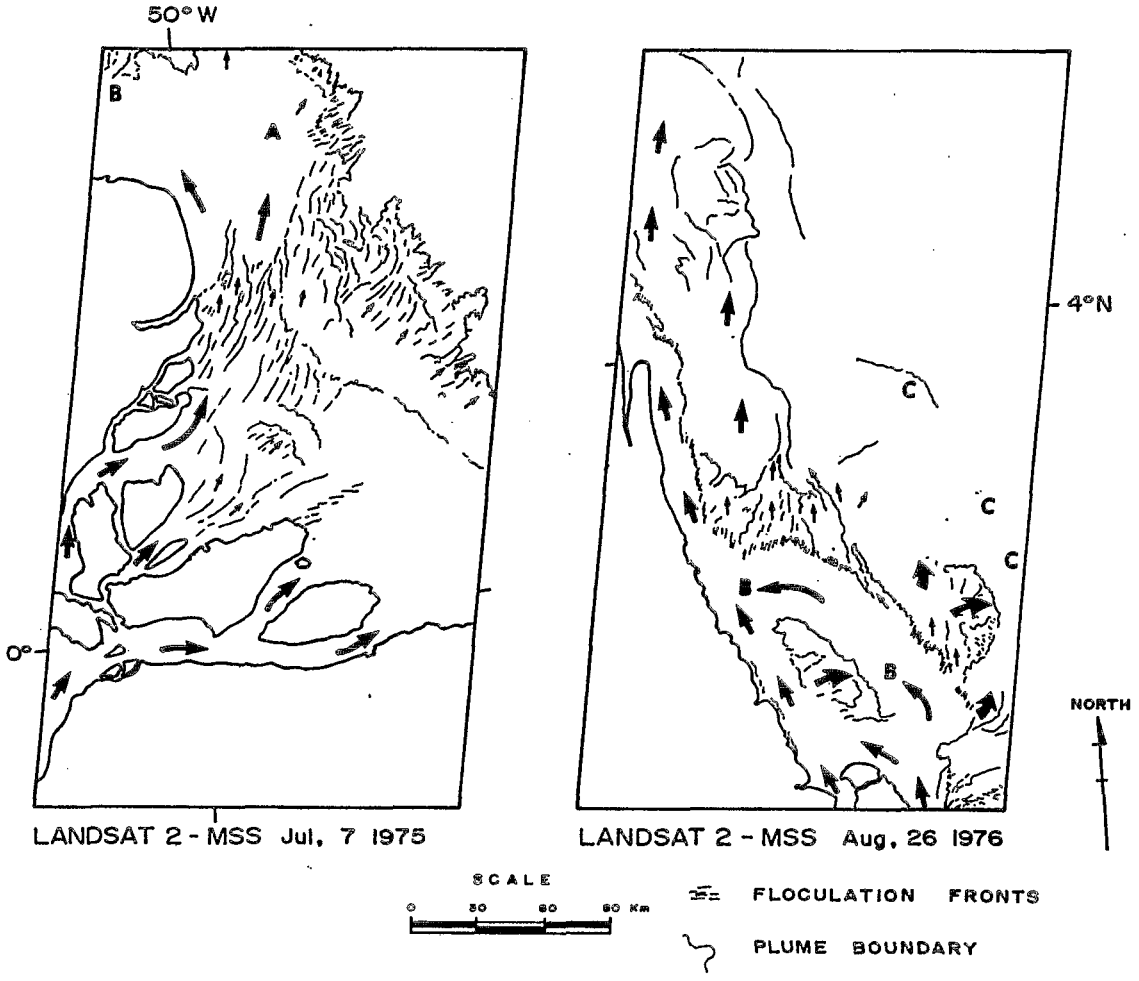




Figure 3 : *Different situations of the coastal processes at Barra Norte, according to LANDSAT images, of 7 July 75 and 26 August 76, interpretation*

BRAZIL NORTH COAST – Amazon River Sedimentation



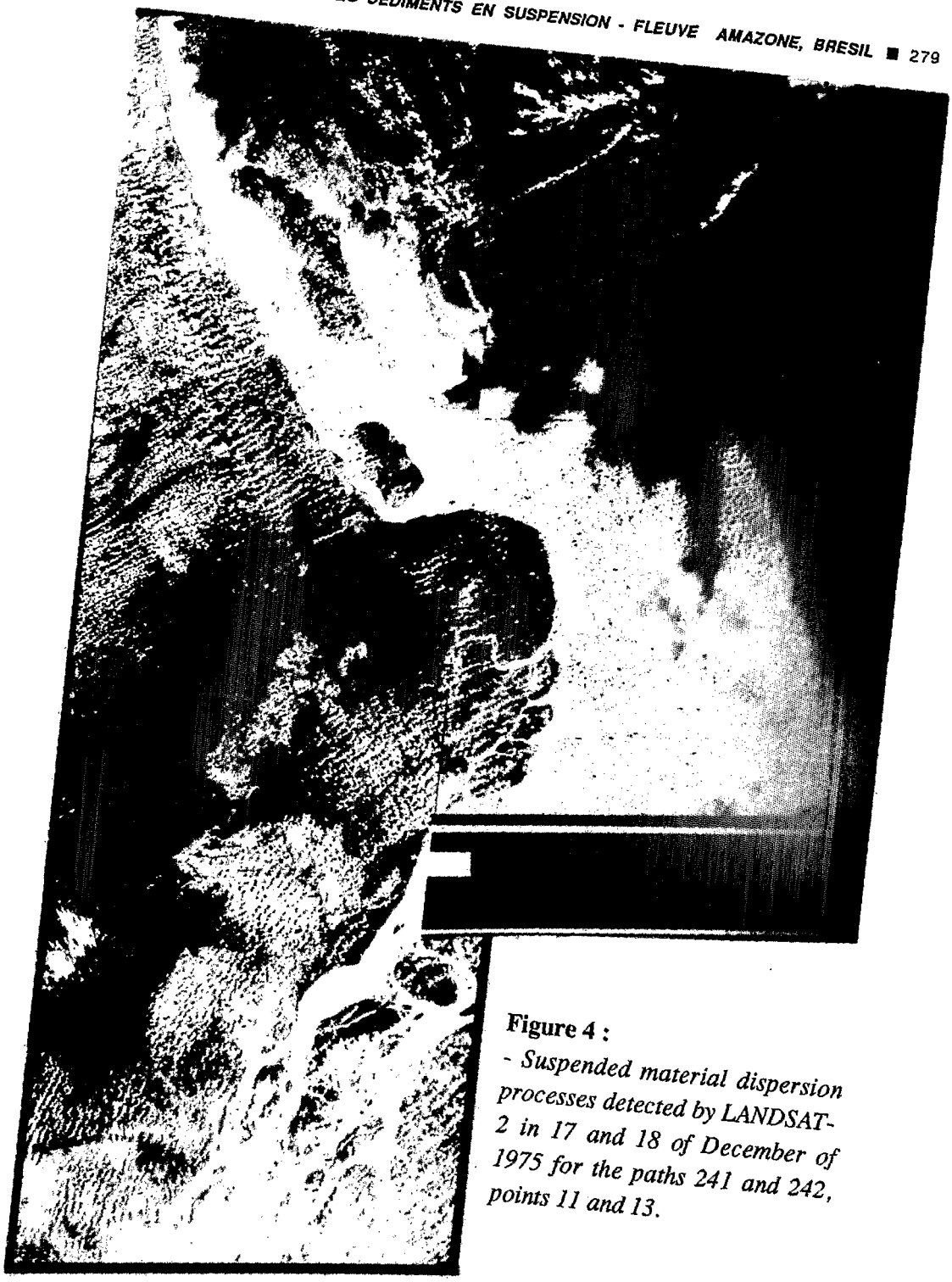
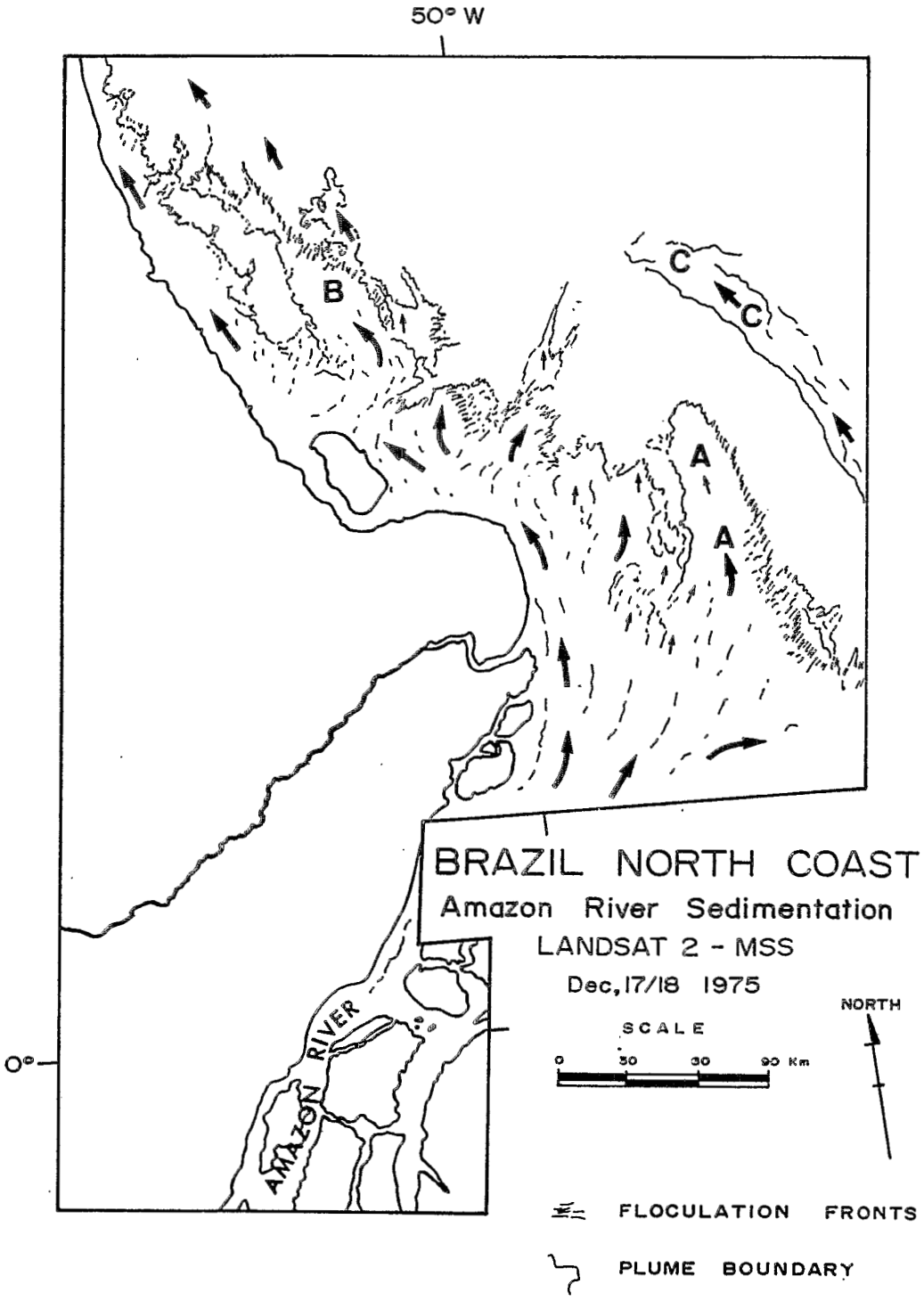


Figure 4 :
- Suspended material dispersion processes detected by LANDSAT-2 in 17 and 18 of December of 1975 for the paths 241 and 242, points 11 and 13.


50° W
0°
A
A
B
C
C
AMAZON RIVER
BRAZIL NORTH COAST
Amazon River Sedimentation
LANDSAT 2 - MSS
Dec, 17/18 1975
SCALE
0 30 60 90 Km
NORTH
FLOCULATION FRONTS
PLUME BOUNDARY

VARIATIONS DU NIVEAU MARIN ET DISTRIBUTION DES POISSONS D'EAU DOUCE EN AMAZONIE ORIENTALE

M. JEGU[1]

Résumé

Les principaux modèles de distribution des espèces de poissons de la famille Serrasalmidae de l'Amazonie orientale sont présentés. Un mode de distribution péripiphérique est décrit pour les espèces rhéophiles des boucliers Guyanais et Centre Brésil.-

Les relations phylogénétiques parmi les populations des différents affluents montrent une dispersion Est/Ouest et Nord/Sud par rapport au cours de l'Amazone

Ces types de dispersion résultent de l'alternance des périodes glaciaires et interglaciaires du quaternaire. Pendant les périodes glaciaires, la baisse du niveau marin a pour résultat une augmentation des surfaces des rapides et permet la colonisation de nouveaux territoires par les espèces rhéophiles. Pendant les périodes interglaciares, le retour initial du niveau marin fragmente les zones de rapides et les concentre dans le haut cours. Cela favorise la dispersion des espèces et la spéciation par vicariance dans chaque population isolée

Abstract

The main distribution patterns of taxa of the family Serrasalmidae in Eastern Amazonia are presented. A peripheral distribution pattern is described for rheophilous species on the Guianese andCentral Brazilian shields. Phylogenetic relations among populations of the various affluents indicate East/West and North/South dispersion routes with regards to the Amazon River. These types of dispersion are related to the alternance of glacial and interglacial periods of the Quaternary. During glacial periods, drops in sea level increased the areas covered by rapids and permited the colonization of new territory by rheophilous species. During interglacial periods, the sea returned to its former levels causing the fragmentation of rapid zones and their retreat to the headwaters of the rivers. This change favored the dispersion of taxa and speciation by vicariance in each isolated population.

Mots-clé: Variation du niveau Marin, Serrasalmidae, Amazonie

Key-word : Sea level, Serrasalmidae Amazon River

---

(1) Convention ORSTOM/CNPq-INPA, Instituto de Pesquisas da Amazônia, Departamento de Biologia Aquatica, C P 478, 69083 Manáus, Brésil.

1. INTRODUCTION

D'après Eigenmann (1909) et Weitzman & Weitzman (1982) l'ichthyofaune du bassin amazonien est dérivée des anciennes faunes de l'Archiguiana et l'Archamazonia de von Ihering. Brooks et als. (1983) montre que l'élévation des Andes a permis l'isolement de l'actuel bassin de l'Amazone de celui de l'Orénoque, inversant le cours de la branche du pré et du moyen Tertiare de l'Amazone qui s'écoulait vers le Pacifique (Irion, 1989). Lundberg et al. (1986, 1988) ont d'ailleurs mis en évidence des fossiles de diverses espèces de poissons d'eau douce sud-américains datant du Miocène, aujourd'hui présentes dans le bassin amazonien. Géry (1969, 1984) considère la région Guyano-Amazonienne comme une unité faunistique, reconnaissant néanmoins l'existence d'une faune périphérique, située dans les hauts cours des affluents drainant le bouclier guyanais et le plateau central brésilien, différente de la faune du fleuve Amazone. Les données géochimiques (Fittkau, 1971) et la chimie des eaux (Furch, 1984) montrent des similitudes entre le sud du plateau guyanais et le nord du plateau central brésilien, en opposition à la région centrale amazonienne et à la partie ouest du bas-)sin située le long des Andes. Les affluents du bas Amazone, drainant ces deux boucliers, présentent deux régimes hydrologiques distincts l'un de l'autre (Sioli, 1984). Les hauts cours, de la source jusqu'aux derniers rapides, possèdent un régime hydrologique généralement torrentueux. Dans la portion de cours en aval des derniers rapides, sous influence directe du régime hydrologique de l'Amazone, les affluents deviennent plus larges, plus profonds et à faible courant.

En Amazonie orientale trois grands types de milieux aquatiques peuvent donc être définis (Fig. 1) : (1) le cours de l'Amazone avec ses eaux blanches et la varzéa sur les marges ; (2) le cours inférieur des affluents, qui s'étend sur 200 à 400 kilomètres, avec des eaux pauvres en éléments en suspension et la forêt inondable ; (3) une zone de fort courant et faible profondeur en amont des derniers rapides.

2. DIFFERENTS TYPES DE DISTRIBUTION CHEZ LES SERRASALMIDAE

Nous avons étudié la distribution des poissons de la famille des Serrasalmidae (Characiformes) en Amazonie orientale, en particulier dans le Uatumá, le Trombetas et le Tocantins. Les "piranhas" sont les éléments les plus connus de cette famille dans laquelle on reconnait également des taxa phytophages et deux espè-

ces lépidophages (Nico & Taphorn, 1988; Leite & Jégu, 1990). Les premiers résultats obtenus nous ont permis de distinguer cinq types principaux de distribution des espèces de cette famille, indépendamment de leur régime alimentaire (Fig. 2) : (1) les espèces ubiquistes observées aussi bien dans les eaux blanches de l'Amazone que dans ses affluents (*Serrasalmus rhombeus, S. elongatus, Catoprion mento*) ; (2) les espèces restreintes au cours de l'Amazone et aux zones de varzéa, mais que l'on rencontre aussi parfois dans dans le cours inférieur de certains affluents (*Piaractus brachypomus, Colossoma macropomum, Mylossoma duriventre, M.aureum, Pygocentrus nattereri* et *Serrasalmus spilopleura*) ; (3) les taxa dont l'aire de distribution s'étend tout le long des affluents, mais strictement en amont de leur confluence avec l'Amazone, (*Pristobrycon striolatus, P.eigenmanni, Myleus rhomboidalis, M.pacu* et certaines espèces de *Serrasalmus*) ; (4) une espèce d'écotone restreinte à la région juste en amont de la confluence avec l'Amazone ou à la limite de l'influence de la marée pour les fleuves côtiers (Jégu & Santos, 1988a), Pygopristis denticulatus ; (5) les espèces que l'on rencontre seulement en amont des premiers rapides, comme les espèces d'*Acnodon*, de *Mylesinus* et de deux nouveaux genres n.gen. 1 et n.gen. 2.

Le schéma de distribution de cette famille se superpose aux divisions physico-chimiques du réseau hydrographique d'Amazonie orientale déjà mises en évidence.

3. DISTRIBUTION DES SERRASALMIDAE RHEOPHILES

Dans le bassin amazonien, le genre *Acnodon* est connu par deux espèces (Fig. 3), l'une située dans le rio Jari, *A.senai*, et l'autre dans les rios Tocantins et Xingu, *A.normani* (Jégu & Santos, 1990). *Mylesinus paucisquamatus* est connue du Tocantins (Jégu & Santos, 1988b) alors que *M.paraschomburgkii* est connue du Uatumá, du Trombetas et du Jari (Jégu et al., 1989), affluents situés sur la marge opposée de l'Amazone (Fig. 4). Dans une étude en cours, nous mettons en évidence l'existence d'un nouveau genre de Serrasalmidae, n. gen.1, representé par une première espèce dans le Xingu et le Tapajos, une seconde dans le Tocantins, une troisième dans le Trombetas et le Jari, une quatrième dans le Rio Negro et une dernière dans le fleuve Oyapock (Fig. 5). Dans chacun des affluents de l'Amazone où ces espèces sont présentes, leur aire de distribution se limite à la portion de cours située en amont des derniers rapides. Les diverses populations de ces espèces sont ainsi isolées les unes des autres par le bas cours des affluents et l'Amazone. Mais dans le bassin du Uatumã, les deux populations

de *Mylesinus paraschomburgkii* du Uatumã et du Jatapu sont aussi isolées l'une de l'autre par la portion de cours entre les rapides de Cachoeira Morena sur le Uatumã et de Cachoeira das Garças sur le Jatapu.Ces zones de faible courant et de grande profondeur peuvent donc être considérées comme une barrière naturelle à la dispersion des taxa rhéophiles.

4. LES DISPERSIONS NORD/SUD

La présence des genres *Mylesinus*, *Acnodon* et n.gen. 1 tant sur la marge gauche que sur la marge droite de l'Amazone suggère des phénomènes de dispersion nord/sud entre les aires de rapides situées de chaque côté de la zone d'inondation. Les relations phylogénétiques mises en évidence entre les espèces d'*Acnodon* d'une part, et de *Mylesinus*, d'autre part, montrent que les taxa présents dans le Tocantins sont les rameaux frères de ceux du Jari (Jégu & Santos, 1988b et 1990). L'aire de distribution des ancêtres communs aux deux espèces d'*Acnodon* et de *Mylesinus* incluerait donc le Jari et le Tocantins. D'autre part, l'observation d'une seconde espèce de *Bryconexodon* (Characidae) dans le haut Trombetas (Jégu et al., 1991) indique une dispersion nord/sud de ce genre de poissons rhéophiles, entre le haut Tapajos, d'où est décrit l'espèce-type, et le haut Trombetas (Fig. 6). Santos & Jégu (1987) montrent aussi que la distribution de *Synaptolaemus cingulatus* (Fig. 7) et du genre *Sartor* (Fig. 8), taxa rhéophiles de la famille des Anostomidae, s'étend de part et d'autre de l'Amazone, au niveau du Trombetas et du Tapajos. Des phénomènes de dispersion nord/sud ont donc eu lieu dans diverses familles, soit au niveau d'espèces soit au niveau de genres. Les évènements ayant été à l'origine de ces phénomènes semblent avoir opéré indépendamment dans le bas Amazone, au niveau du Tocantins-Xingu et du Jari d'une part, et dans le moyen Amazone, au niveau du Tapajos et du Trombetas d'autre part (Fig. 9).

5. LES DISPERSIONS EST/OUEST

La distribution de *M.paraschomburgkii* montre clairement l'existence d'un phénomène de dipersion Est/Ouest propre aux affluents de la marge gauche de l'Amazone. La distribution des espèces de n.gen.1 indique des phénomènes de dispersion de ce type, aussi bien le long du plateau des Guyanes que le long du plateau Central Brésilien (Fig. 9). La distribution d'*Acnodon normani*, dans le

Xingu et le Tocantins, et des espèces de n.gen. 1, du Tapajos au Tocantins, pourrait s'expliquer par les anostomoses entre les hauts cours de ces fleuves. Mais ces espèces sont restreintes aux cours d'eau larges, non recouverts par la végétation des berges. Or les anastomoses sont généralement de petits bras de lac ou de ruisseau, étroits, sans courant et sous une couverture végétale importante. De plus, de telles connexions ne sont pas connues dans les hauts cours des fleuves qui drainent le plateau des Guyanes. La dispersion est/ouest, tant entre les affluents de la marge nord de l'Amazone qu'entre ceux de la marge sud, ne peut donc s'expliquer que par le morcellement d'une aire de distribution commune.

6. LES TRANSGRESSIONS MARINES ET LES ZONES DE RAPIDES

Dans la zone Caraïbe, au cours de la dernière période glaciaire, il y a environ 20.000 ans B.P., Pujos & Odin (1986) situent le niveau marin entre -110 et -120 m en-dessous de son niveau actuel. D'après Absy et al. (1989), ce minimum a été accompagné d'une période extrêmement sèche en Amazonie Orientale (entre 22.800 et 20.000 ans B.P.) où s'est alors développée une savane. Par contre l'Amazonie Occidentale est restée très humide, conservant sa couverture forestière (Colinvaux, 1989). Le niveau marin actuel a été atteint il y a environ 7000 ans B.P. (Colinvaux, 1989), après être remonté régulièrement d'environ 1 m par siècle (Prost, 1987). Aujourd'hui, en Amazonie Orientale, les derniers rapides des fleuves drainant le plateau guyanais et le plateau central brésilien sont situés entre 20 et 30 m au-dessus du niveau de la mer. La profondeur moyenne de l'Amazone est actuellement de 40 à 50 m, avec des fosses à plus de 90 m dans le Rio Negro près de Manaus (Sioli, 1984). Selon Marlier (1973) et Putzer (1984) le régime hydrologique de l'Amazone a conduit à une nouvelle érosion de son lit durant la dernière période glaciaire. La baisse du niveau du fleuve et la faible pluviométrie ont pu provoquer l'extension les rapides situés sur les plateaux précambriens en aval, vers le cours de l'Amazone. Dans ces conditions, des étiages annuels de forte amplitude, ont alors pu favoriser l'extension des rapides des affluents jusqu'à leur confluence avec l'Amazone et même dans le propre lit de ce dernier.

Bigarella (1973) définit trois arcs structuraux (Iquitos, Purús et Gurupá) permettant, d'après Putzer (1984), de distinguer trois unités stratigraphiques différentes dans le bassin amazonien. Frayley et al. (1988) supposent que ces

arcs ont pu jouer un rôle de barrage dans la mise en place d'un lac amazonien Pléistocène- Holocène. Toutefois, il s'avère que les formations d'argile de Belterra, supposées être des dépôts lacustres du Pliocène- Pléistocène (Klammer, 1971), sont des formations pédologiques (A. Chauvel, comm. pers.), produits d'altération de dépôts Mio-Pliocène (Truckenbrodt & Kotshoubey, 1981). L'extension d'un tel lac à l'est de l'arc Purús semble donc bien improbable, ce qui n'ôte aucune valeur à la remarque de Frayley et al. (1984) sur le rôle des arcs structuraux. En effet, à l'occasion de la baisse du niveau marin et en conséquence du niveau du fleuve durant une période glaciaire, les deux derniers arcs ont alors pu avoir un rôle de diviseur des zones de rapides, l'affleurement Précambrien au niveau de ces arcs faisant barrage à l'écoulement des eaux et créant des zones lacustres en amont.

D'après Putzer (1984) et L. Martin (comm. pers.), quatre fortes périodes glaciaires se sont succédées durant le quaternaire, accompagnées de transgressions marines. A Chacune des oscillations du niveau marin, les zones de rapides ont pu se contracter puis s'étendre successivement, permettant ainsi la connexion de zones de rapides de divers affluents par le bas cours de ces affluents. Suivant le niveau marin, la morphologie du lit de l'Amazone et l'amplitude de la transgression marine, ces connexions ont pu être différentes à chaque glaciation.

7. UN ELEMENT DE LA DISTRIBUTION DES POISSONS DU BASSIN AMAZONIEN

A chaque extension des zones de rapides, les espèces rhéophiles ont pu coloniser de nouveaux territoires, parfois jusqu'aux bassins voisins. Pendant les périodes interglaciaires, la remontée du niveau marin a repoussé les rapides vers les hauts cours, morcellant les aires de distribution des taxa rhéophiles. Suivant le taux d'anagénèse dans les populations ainsi isolées, des phénomènes de spéciation par vicariance ont dû se produire à chaque période interglaciaire. Les dispersions nord/sud indépendantes mises en évidence dans le moyen et le bas Amazone peuvent être expliquées par la situation de l'arc de Gurupá formant une zone lacustre entre ces deux régions. La dispersion est/ouest le long du plateau guyanais implique des connexions entre les zones de rapides des seuls affluents de la marge gauche de l'Amazone. L'existence d'une unité faunistique, périphérique du moyen cours de l'Amazone, suggérée par Géry (1969, 1984) est bien confirmée. Cependant les taxa rhéophiles présents en Amazonie orientale et autour du plateau des Guyanes sont absents des rapides andins qui forment le

haut cours de l'Amazone (Ortega & Vari, 1986; Stewart et al., 1987). Ce phénomène caractérise les bassins situés en amont de l'arc de Purús (Madeira, Purús, Japurá, etc.). Il semble donc que celui-ci ait aussi joué un rôle de barrière à la dispersion des espèces rhéophiles vers l'amont, en favorisant sans doute des formations lacustres. Un scénario identique est actuellement observé, à échelle réduite, sur le Uatumá où les lacs de barrage de Balbina et Pitinga ont morcellé l'aire de distribution de *M.paraschomburgkii* en trois zones situées au pied et en tête des retenues d'eau.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Absy M.L., T. Van der Hammen, F. Soubies, K. Suguio, L. Martin, M. Fournier et B. Turcq, 1989. Intern. Symp. Global Changes in S.A. during the Quaternary, São Paulo, May 8-12, p. 129-131.

Bigarella, J.J., 1973. In The Ocean Basins and Margins, New York :25-86.

Brooks, D.R., Thorson, T.B. & M.A. Mayers, 1983. In V.A.Funk and D.R. Brooks (eds.), pp. 147-175, Advances in Cladistics : Proceedings of the First Meeting of the Willi Hennig Society, NewYork Botanical Garden, New York.

Colinvaux, P., 1989. Pour la Science, n° 141 : 86-92.

Eigenmann, C.H., 1909. In Reports of the Princeton University Expedition to Patagonia, 1896-1899, Princeton, N.J. : 227-374.

Furch, K., 1984. In Sioli editor The Amazon, pp. 167-199, W. Junk Publisher, Dordrecht.

Fittkau, E.J., 1971. Münster Forsch. Geol. Paläontol., 20/21 : 35-50.

Frayley, C.D., Lavina, E.L., Rancy, A. & J.P.S Filho, 1988. Acta Amazonica, 18 (3-4) : 119-143.

Géry, J., 1969. In E.J. Fittkau et al. (eds.), Biogeography and Ecology in South America, Monographiae biol., The Hague, 2 : 828-848.

Géry, J., 1984. In Sioli (ed.) The Amazon, pp. 353-370, Dr W. Junk Publisher, Dordrecht.

Irion, G., 1989. In L.B. Holm-Nielsen et al. (eds.), pp. 23-34, Tropical Forests, Botanical Dynamics, Speciation and Diversity, Academic Press.

Jégu, M. & G.M. dos Santos, 1988a. Rev. Hydrobio. trop., 21 (3) :239-274.

Jégu, M. & G.M. dos Santos, 1988b. Cybium, 12 (4) : 331-341.

Jégu, M. & G.M. dos Santos, 1990. Cybium, 14 (3) : 187-206.

Jégu, M., Santos, G.M. dos & E. Ferreira, 1989. Rev. Hydrobiol. trop., 22(1).

Jégu, M., Santos, G.M. dos & E. Ferreira, 1991. 25 : 773-782 Journ. of Nat. Hist..

Klammer, G.. 1971. Z. Geomorph. N. F., 15 : 62-106.

Leite, R.G. & M. Jégu, 1990. Cybium, 14 (4).

Lundberg, J.G., Linares, O.J., Antonio, E. & P. Nass, 1988. Journ.of Vert. Paleont., 8 (2) : 131-138.

Lundberg, J.G., Machado-Allison, A. & R.F. Kay, 1986. Science, 234 : 208-209.

Marlier G.,1973. In Meggars et al. (eds.) Tropical Forest Ecosystems in Africa and South America: a comparative Review, Smithsonian institution Press, Washington : 223-238.

Nico L.G. & D.C. Taphorn, 1988. Biotropica, 20 (4) : 311-321.

Ortega H. & R.P. Vari, 1986. Smith. Contrib. Zool., 437 : 1-25.

Prost M.T., 1987. XIIth Internationnal Congress Quaternaire, Ottawa, 5 : 291-299.

Pujos M. & G.S. Odin, 1986. Oceanologica Acta, 9(4) : 363-382.

Putzer H., 1984. In Sioli (ed.) The Amazon, p. 15-46, Dr W. JunkPublisher, Dordrecht.

Santos G.M. dos & M. Jégu, 1987. Amazoniana, 10 (2) : 181-196.

Sioli H., 1984. In Sioli editor The Amazon, p. 127-165, Dr W. Junk Publisher, Dordrecht.

Stewart D., R. Barriga & M. Ibarra, 1987. Politecnica, 12 (4) : 1-63.

Truckenbrodt, W. & B. Kotschoubey, 1981. Rev. Bras. Geociências, 11(3) : 203-208.

Weitzman, S.H. & M. Weitzman, 1982. In T.G. Prance (ed.) Biologicaldiversification in Tropics, Columbia University Press, New York : 403-422.

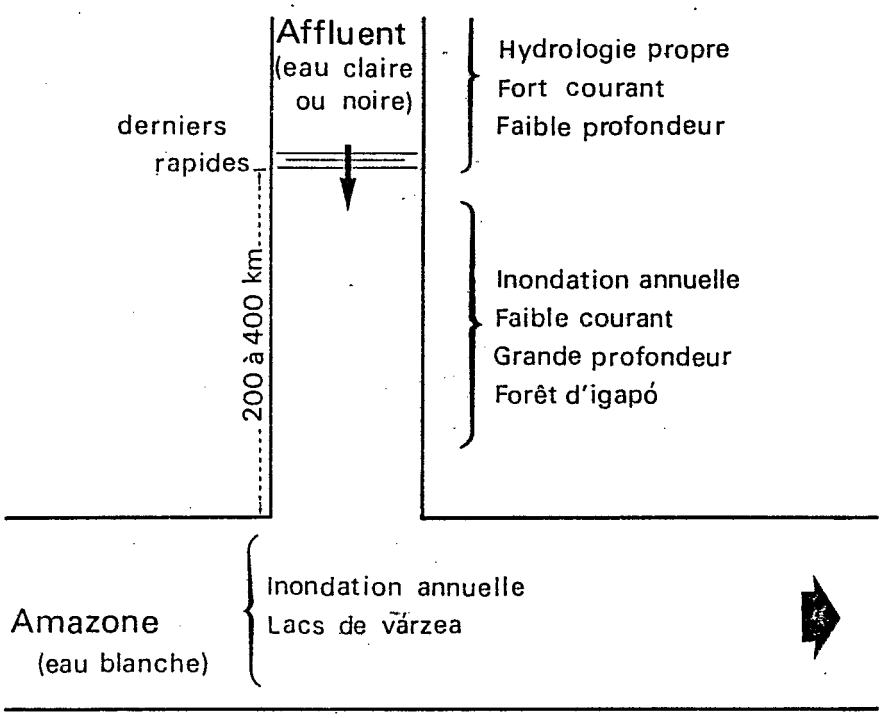


Figure 1: Les grands types de milieux aquatiques en Amazonie orientale.

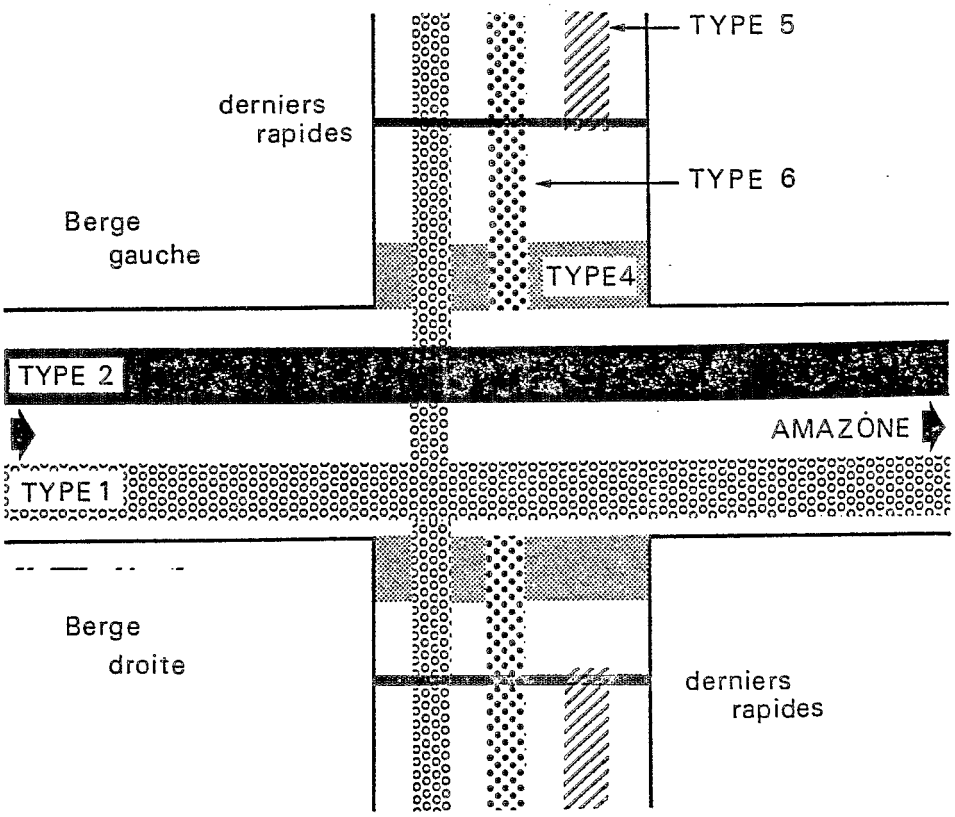


Figure 2: Les modes de distribution des espèces de la famille Serrasalmidae en Amazonie orientale.

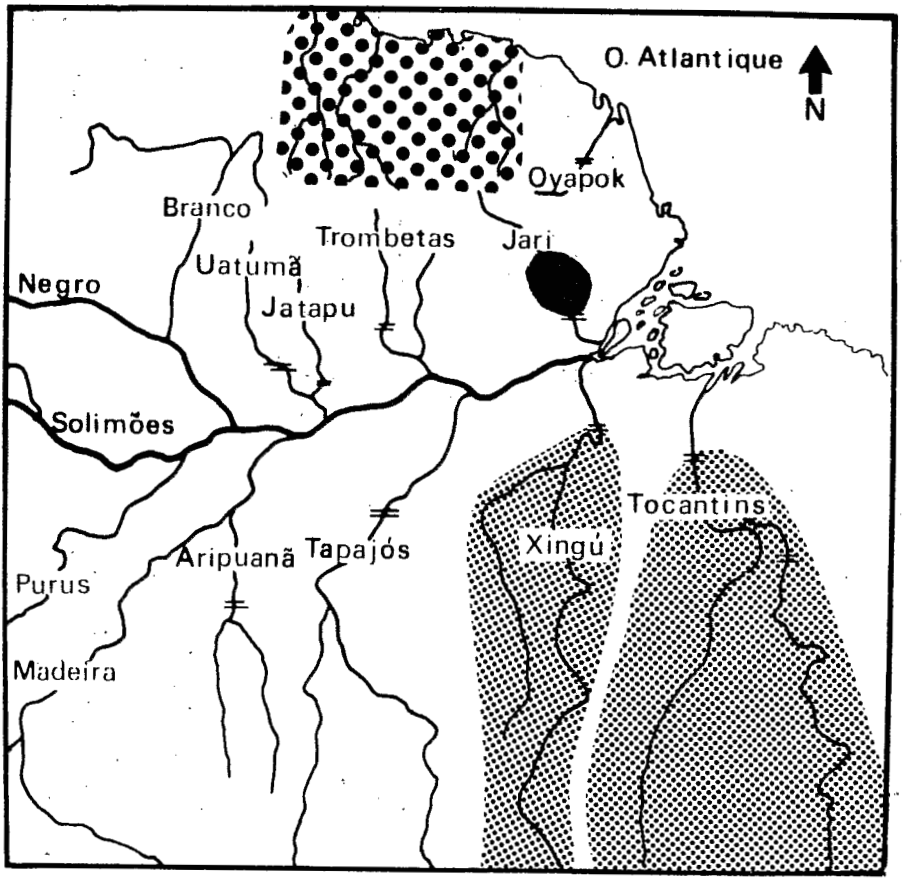
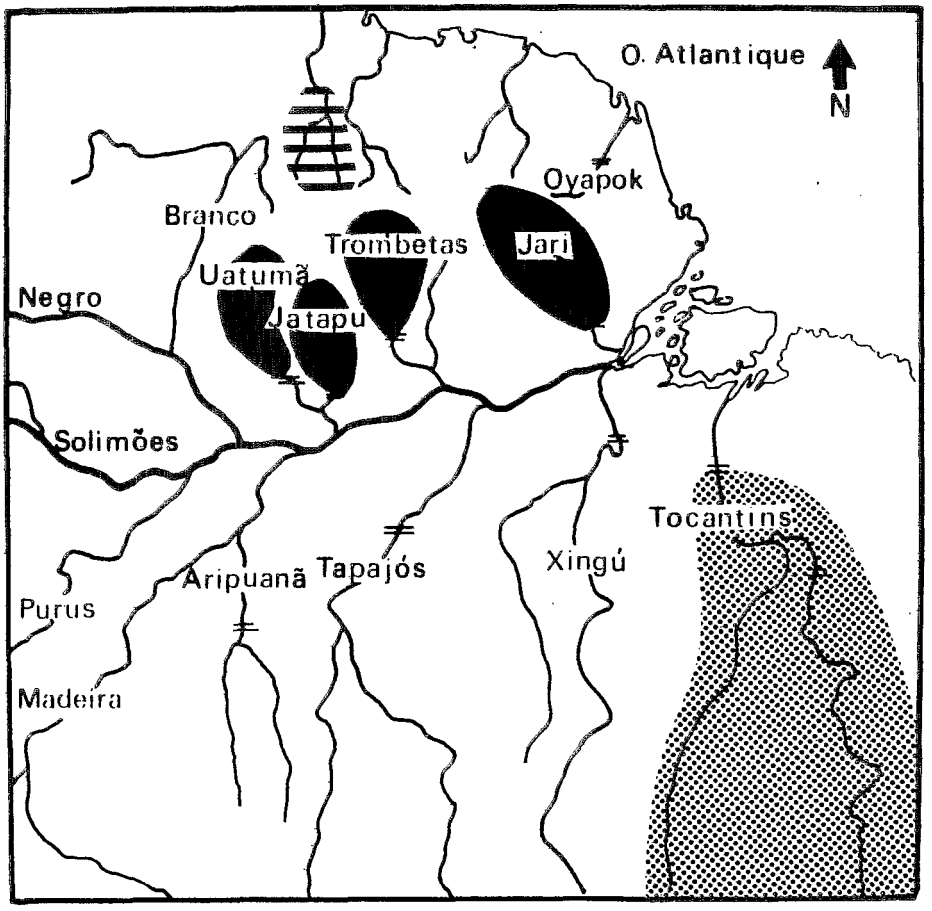


Figure 3: La distribution du genre Acnodon (Serrasalmidae) dans le bassin amazonien.



Mylesinus paraschomburgkii

M. schomburgkii

M. paucisquamatus

Figure 4: La distribution du genre Mylesinus (Serrasalmidae) dans le bassin amazonien.

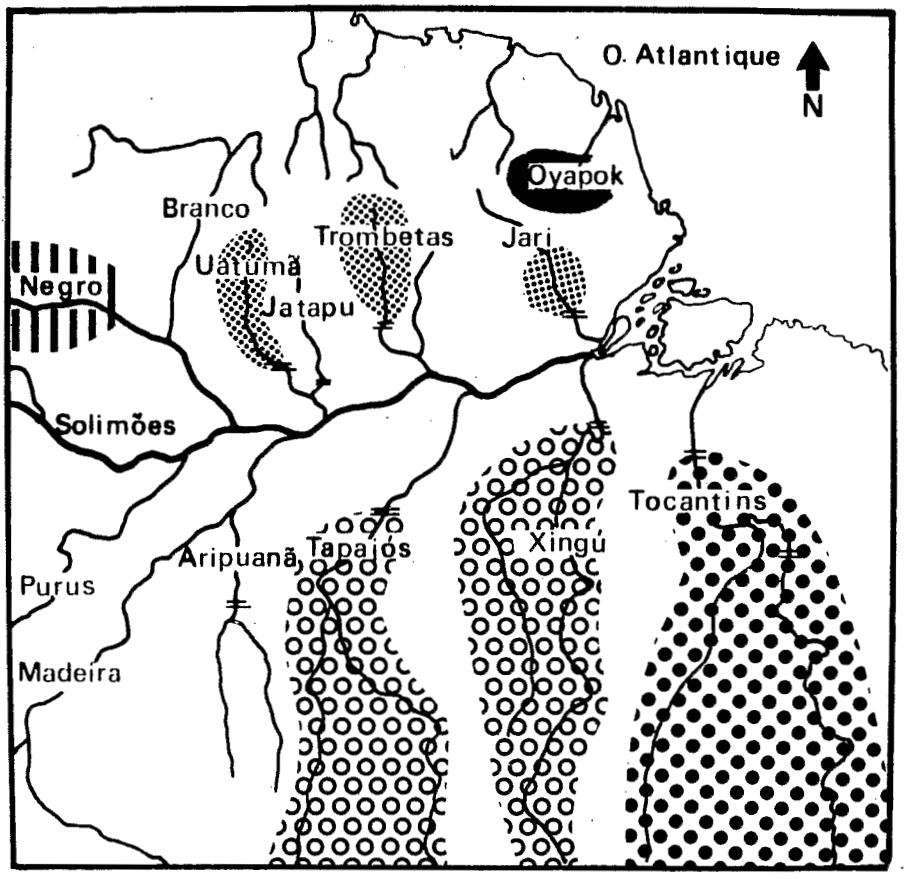
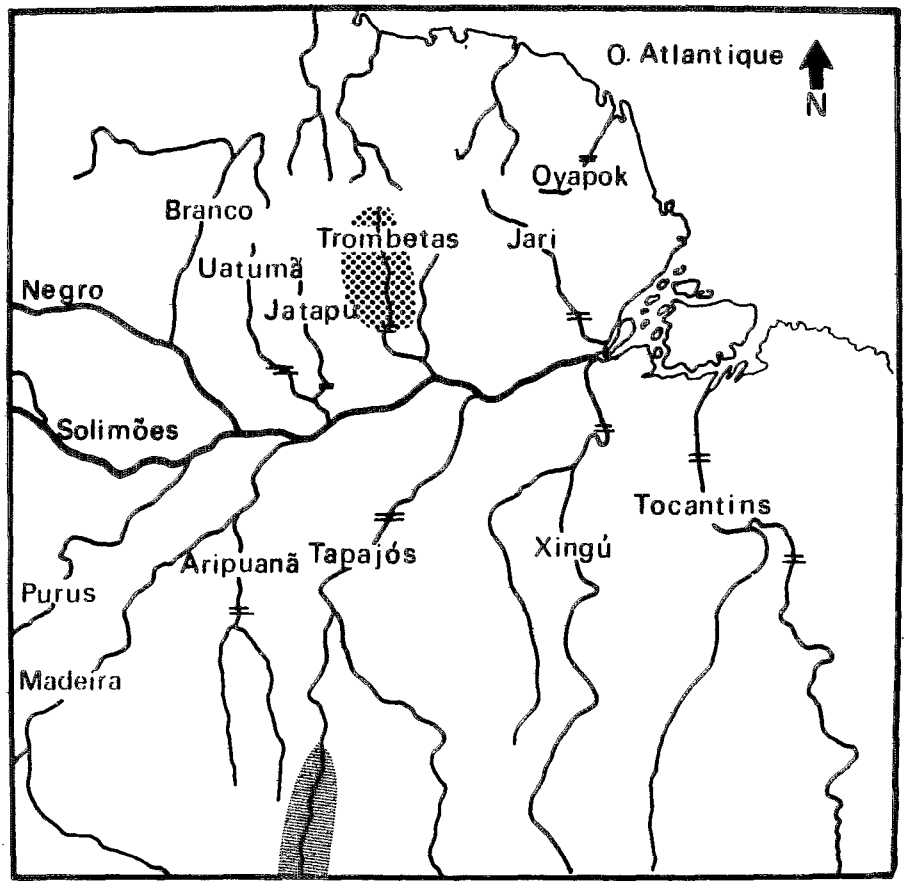


Figure 5: La distribution du nouveau genre 1 (Serrasalmidae) dans le bassin amazonien.



Bryconexodon juruenae

B. trombetasi

Figure 6: La distribution du genre Bryconexodon (Characidae) dans le bassin amazonien.

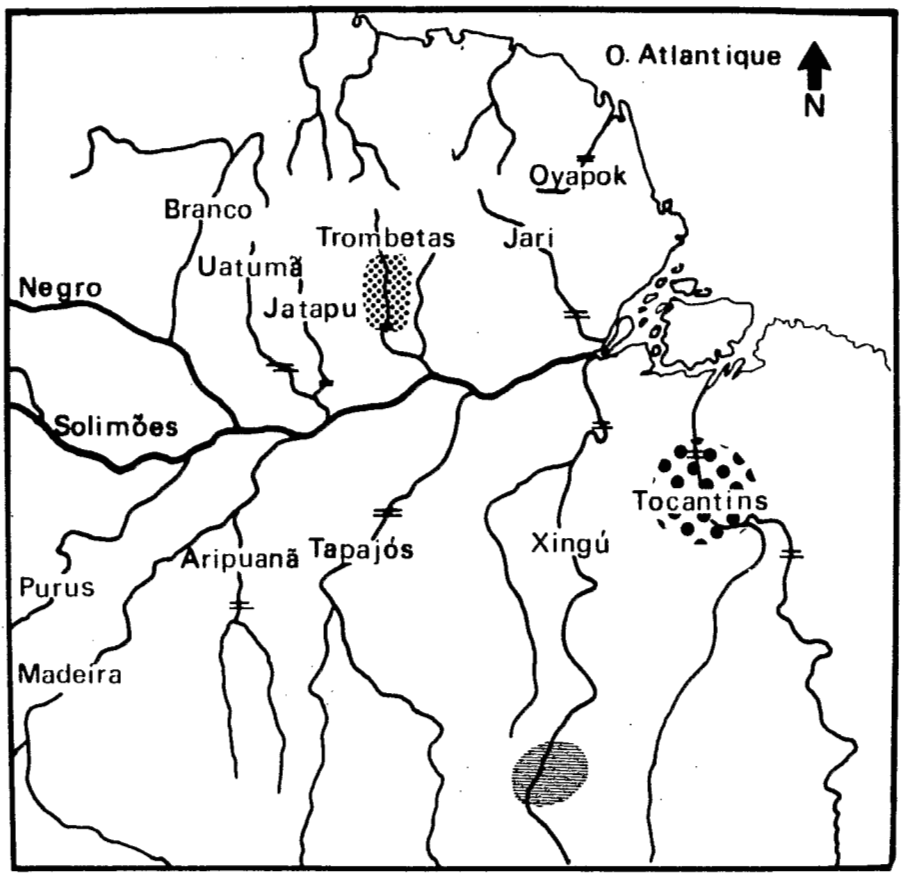


Figure 7: La distribution du genre Sartor (Anostomidae) dans le bassin amazonien.

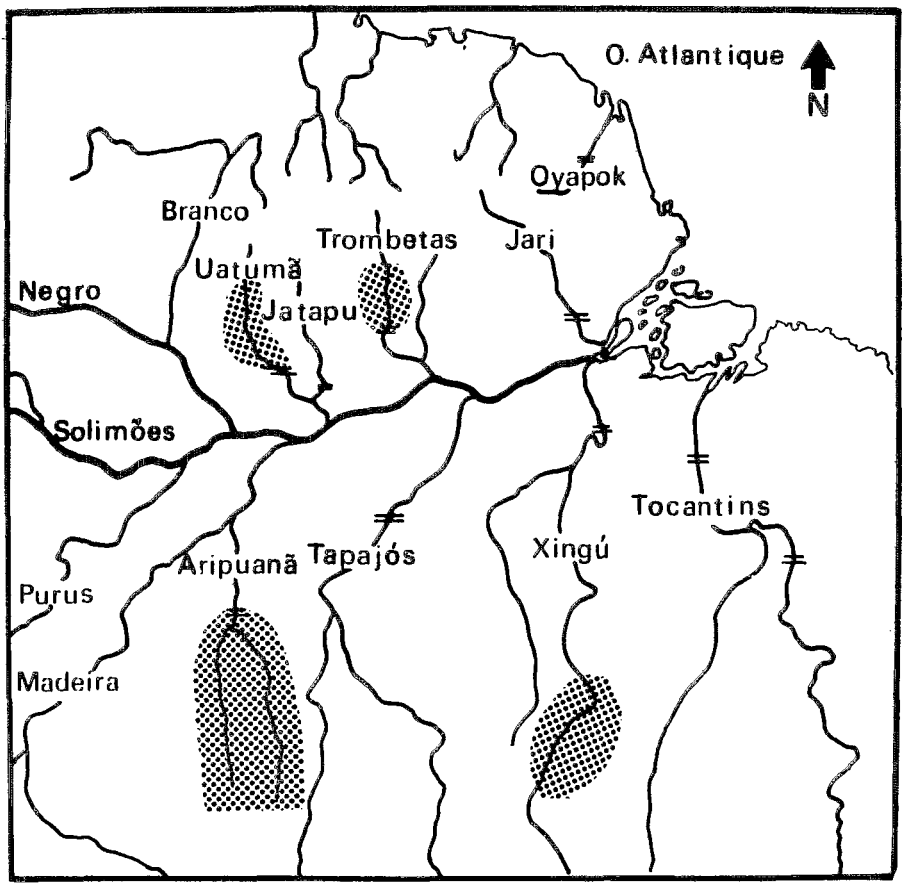


Figure 8: La distribution de *Synaptolaemus cingulatus* (Anostomidae) dans le bassin amazonien.

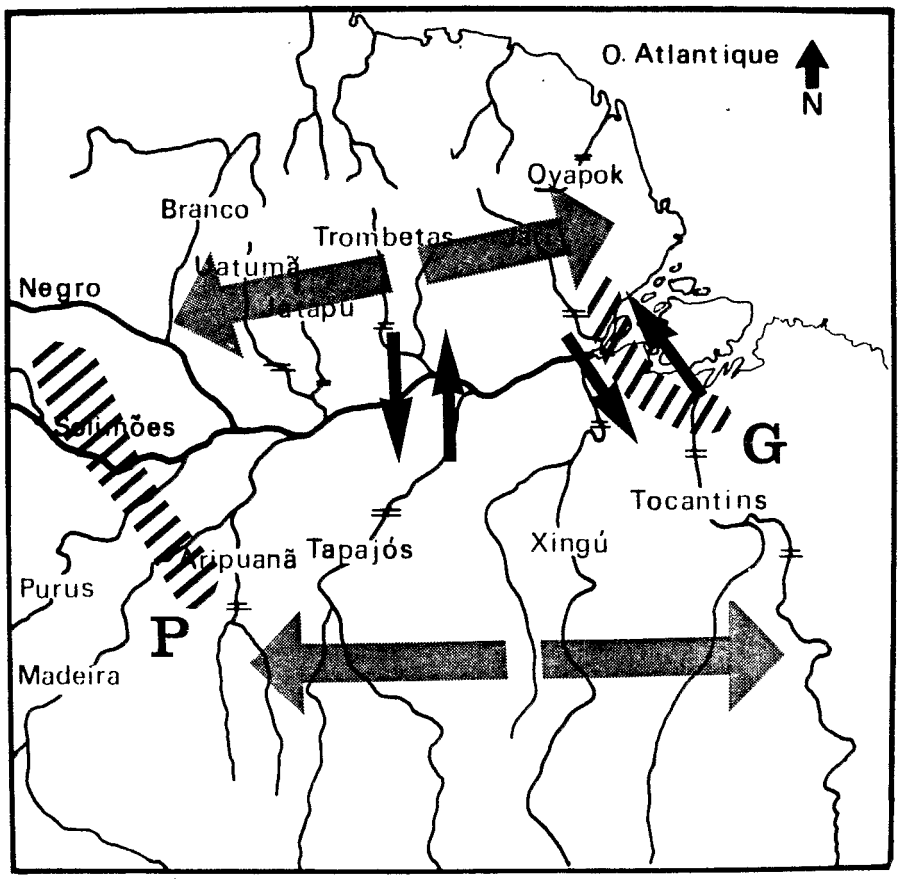


Figure 9: Les voies de dispersion des Serrasalmidae rhéophiles en Amazonie Orientale (G: arc Gurupá; P: arc Purús).

QUELQUES ASPECTS DE L'EROSION ACTUELLE DE L'UNITE LITTORALE DE COTE-D'IVOIRE (GOLFE DE GUINEE)

KOFFI KOFFI Philibert[1]

RESUME

L'érosion du littoral concerne essentiellement les côtes orientales de la Côte-d'Ivoire entre Fresco et Assinie. Ainsi la dynamique sédimentaire affecte différemment le rivage ivoirien selon la morphologie et la géologie des côtes :

- Les côtes mixtes rocheuse et sableuse du Sud-Ouest, Tabou à Fresco, sont stables.
- Les basses plages sableuses du bassin sédimentaire littoral de Vridi-Port-Bouët en tête du canyon du Trou Sans Fond est le secteur le plus fragile. Le recul spectaculaire de la côte (2-3 m/an) est lié à la fois à l'aménagement du Canal de Vridi et à la proximité du canyon du Trou Sans Fond.,

ABSTRACT

Coastal erosion mainly occurs on eastern coasts of the Côte d'Ivoire between Fresco and Assinie. Thus, sedimentary dynamics differently affects the ivorian littoral (shore) according to the morphology and the geology of the coast :

- From Tabou to Fresco, in the South-West, the mixed rocky and sandy coasts are stable.
- The low sandy beaches of the sedimentary basin are in important erosion. The littoral zone at the beginning of the canyon " Trou Sans Fond " is the most fragile area. The spectacular retreat of the coast (2-3 m/y) is due at the same time to the Vridi Canal construction and to the nearness of the Canyon " TROU SANS FOND ".

Key-Words : Côte-d'Ivoire, Coastal erosion, "Trou Sans Fond" canyon, Lit- toral drift.

Mots-clés : Côte-d'Ivoire, Erosion côtière, Canyon du Trou Sans Fond, Dérive littorale.

(1) Centre de Recherches Océanographiques B.P. V 18 ABIDJAN (Côte d'Ivoire)

INTRODUCTION

La côte ivoirienne qui s'étend sur environ 600 km entre le Cap des Palmes au Libéria et le Cap des Trois Pointes au Ghana constitue une unité littorale.

Ce littoral est formé de deux types de paysage selon la nature (géologique) des formations en contact avec la mer (Fig.1) :

- Les côtes mixtes à Liman dans le Sud-Ouest (Frontière du Libéria à Fresco.

Elles sont formées du contact du socle précambrien relayées régulièrement par un étroit cordon littoral quaternaire (Martin, 1973).

L'érosion différentielle de ces formations par l'action conjuguée de la houle et la dérive littorale confère à la côte un tracé en échelon ou alternent plages sableuses et falaises vives (Tricart, 1957).

- Les basses côtes sableuses du bassin sédimentaire dans le Sud-Est, Fresco, Vridi-Port-Bouët à la frontière du Ghana.

Ces basses côtes sableuses constituent un paysage très plat où le cordon littoral (sables quaternaires) plus développé apparaît continu. La côte rectiligne dans l'ensemble n'est interrompue que par les exutoires et les embouchures des importants systèmes fluvio-lagunaires. Ce sont les systèmes Bandama - lagune Tagba (à Grand-Lahou), Comoé - lagune Ebrié à Vridi et Grand-Bassam et Bia - lagune Aby à Assinie.

1 - POTENTIEL MORPHODYNAMIQUE

L'évolution actuelle de la côte ivoirienne résulte de la conjonction entre les paramètres océaniques, l'orientation du trait de côte et la nature des formations littorales remaniées.

1.1. La marée

La marée est de type semi-diurne à forte irrégularité. Le faible marnage est compris entre 0,50 m (mortes-eaux) à 1,50 m (vives-eaux) et définit des zones intertidales très réduites le long de la côte.

1.2. La houle

La houle qui attaque le littoral ivoirien et l'ensemble du Golfe de Guinée est d'origine lointaine puisqu'elle est engendrée depuis les grandes dépressions

australes (50° et 60° de latitude sud). Cette houle longue de secteur Sud et Sud-Ouest présente des caractéristiques bien définies à la côte :

- La **période** moyenne se situe entre 10 et 11 secondes.
- La **hauteur** significative est comprise entre 1 et 1,80 m.

Les variations saisonnières de l'état de mer suivent les saisons australes. Ainsi la période de forte agitation s'observe de juin à août pendant l'hiver austral avec une forte occurrence de houle d'amplitude moyenne supérieure à 1,80 m. L'agitation reste faible à modérée le reste de l'année.

- Les tempêtes et les "grosses houles" ont certes une faible fréquence pendant l'année, cependant elles entraînent une profonde modification du paysage littoral (Juillet 1984 et 1986).

2 - TRANSIT SEDIMENTAIRE

2.1. Le secteur littoral TABOU-SASSANDRA-FRESCO (FIG. 1)

La côte mixte rocheuse et sableuse très découpée en échelon est orientée dans le 70°. L'angle d'incidence de la houle à la côte est en moyenne de 42° et assez favorable à une dérive littorale vers l'Est. Cependant la nature très hétérogène des formations littorales et la faible masse de sédiments à remanier confèrent à cette côte le plus faible transport littoral.

Le Port de San Pedro :

L'aménagement du Port (dans les années 1970) a contribué à une importante modification du trait de côte :

- Il se produit une obstruction permanente de la lagune Digboué à l'Ouest du port par le cordon littoral.
- La construction d'un tombolo (accumulation) à l'Ouest également du port et une érosion saisonnière d'environ 1 m en aval de la jetée Est autour des jetées du port traduit parfaitement le processus classique accumulation/érosion en amont et en aval des structures de protection portuaire.

Les estimations du transport sédimentaires dans cette zone 200.000 m^3/an (Anonyme - Port Sans Pedro, 1970) et l'évolution actuelle du rivage sont celles d'une côte stable.

2.2. Le secteur FRESCO-VRIDI-PORT-BOUET (FIG. 1)

Ce secteur est orienté 81° et l'angle d'incidence de la houle à la côte est en moyenne de 27°. La houle aborde un rivage en partie en échelon à l'Ouest de Fresco, et de plus en plus rectiligne depuis l'exutoire de la lagune de Fresco jusqu'au canal de Vridi. Le potentiel morphodynamique relativement élevé s'exerce sur les masses considérables du stock sableux du cordon littoral quaternaire.

Fresco

La flèche littorale que constitue le cordon littoral (Fresco village) subit une érosion de 1 à 2 m/an. Cette flèche croît saisonnièrement vers l'Est sous l'action de la dérive littorale. Elle isole totalement les immenses plans d'eau du proche arrière pays (lagune de Fresco) qui forme un liman.

Grand-Lahou (PLIa, PLIb)

L'érosion du cordon littoral a détruit le phare de la ville Il a été observé sur la période (1985-1990) une érosion d'environ 2,5 m/an. Le phare à l'arrière plan détruit par l'érosion (22.07.89) a dû être déplacé depuis 1989. L'importante quantité de sable transporté depuis l'Ouest par la dérive littorale et la baisse du régime du Bandama contribuent à l'ensablement saisonnier des passes lagunaires.

La dérive littorale des sédiments vers l'Est est estimée à 800.000 m3/an contre les digues Ouest du canal de Vridi (Varlet, 1958 ; Tastet et al., 1985).

Le site de Vridi-Port-Bouët en tête du canyon du Trou Sans Fond qui est une zone de déficit naturel a subi un recul du trait de côte depuis la mise en oeuvre des structures de protection portuaires. Les processus hydrosédimentaires y ont été sensiblement modifiés. Ce littoral comprend :

- le secteur 1 situé à l'Ouest du canal de Vridi,
- le secteur 2 qui correspond à la baie de Port-Bouët,
- le secteur 3 qui s'étend du Cabanon à l'aéroport.

A l'Ouest, **le canal de Vridi** qui joue le rôle "d'**épi hydraulique**" en travers du transit sédimentaire en direction de l'Est, et la digue d'arrêt de sable ont favorisé l'avancée du rivage sur plus de 300 m de plage. Le contournement de cette jetée et l'effet de chasse du canal ont contribué à la modification des fonds (flèche sous-marine "au piégeage" des sédiments dans le canyon).

La Baie de Port-Bouët : Elle est coupée des apports de sédiments depuis l'Ouest ; elle peut être considérée comme la racine d'une sous-unité littorale entre Vridi et Assinie (Koffi et al, 1989)

La tendance évolutive générale du trait de côte selon un suivi d'une trentaine d'années (1957-1984) est à l'érosion et la vitesse moyenne de recul environ 1 à 3 m/an (Tastet et al., 1985). Toutefois la sensibilité du littoral n'est pas uniforme. Le périmètre de plages très instables se situent sensiblement dans les zones de convergence de houle en tête du canyon. On peut citer les plages du Musoir Est (côté du Port), Akwaba-Palm Beach, Mairie et Phare de Port-Bouët. Ces sections de plages sont intercalées de points stables, notamment les sites sensiblement en correspondance avec les zones de divergence de houle en tête de canyon.

Enfin le **secteur "Tourelle-Aéroport"** subit une érosion plus modérée. Les estimations de la dérive littorale de 400.000 m^3/an (Varlet, 1958 et Tastet et al., 1985) est largement inférieure à la charge sédimentaire de 800.000 m^3/an mesurée contre la digue d'arrêt de sable à l'Ouest du canal.

2.3. Le secteur PORT-BOUET - FRONTIERE DU GHANA

Ce secteur se situe en aval de la Baie de Port-Bouët après l'important changement de direction du trait de côte en tête du canyon du Trou Sans Fond. L'angle d'incidence de la houle à la côte est en moyenne de 10 à 11° (Varlet, 1958) et relativement faible pour assurer un transit sédimentaire en direction de l'Est aussi important que le secteur précédent de Fresco-Vridi. Toutefois le tracé quasi-rectiligne de la côte et l'important stock de sable disponibles favorisent un transport de sédiment efficient. Il faut envisager malgré la charge de 400.000 m3/an dans la baie de Port-Bouët, que le transit sédimentaire vers l'Est (en direction de Grand-Bassam et Assinie) est encore sous saturé.

Le littoral entre Grand-Bassam et Assinie est une plage basse régulièrement submergée par les vagues de grande vive-eau (Juillet-Août). L'érosion du cordon littoral très étroit entre le canal d'Assinie et l'Océan, quoique moins importante que les secteurs précédents, menace directement les hôtels de la Sietho, du Club Méditerranée et les villages des pêcheurs environnants. Le recul du trait de côte est estimé à environ 1 m/an.

CONCLUSION

La fragilité du rivage Atlantique Ivoirien doit être envisagée différemment selon les deux types de côtes qui le composent.

- Les côtes en échelon du secteur Sud-Ouest, Tabou à Fresco sont stables.
- Les basses plages dans la région du bassin sédimentaire sont en érosion. Dans ce secteur on peut distinguer :
- La zone d'érosion naturelle Fresco-Vridi.
- La zone de Vridi-Port-Bouët où l'érosion est liée à la fois à l'aménagement du canal de Vridi et à la proximité du "Trou Sans Fond".
- La zone d'érosion Port-Bouët-Assinie liée au déficit provoqué depuis l'épi hydraulique que constitue le canal de Vridi.
- Les secteurs d'engraissement locaux liés à l'instabilité des embouchures et passes des systèmes fluvio-lagunaires fréquemment ensablées et l'accumulation de sable contre la digue d'arrêt du canal de Vridi.

BIBLIOGRAPHIE

Anonyme, 1970.- Port de San-Pédro. Plan directeur, organisation du Port.BNEDT/BCEOM, Abidjan (Rapport).

Hinsch BERGER f. et Pomel R., 1979.- Atlas de Côte d'Ivoire, A1 Oro-Hydrographie, Ministère du Plan ; ORSTOM, IGET - Univ. Abidjan.

KOFFI K.P., ABE J. ET AFFIAN K., 1989- Rapport technique de l'étude complémentaire du littoral de Vridi ; Port-Bouet : morphologie et sédimentologie. NDR 03/89, Dec 1989 101 pp

MARTIN L., 1973 Morphologie, sédimentologie et paléogéographie au quaternaire récent du plateau continental ivoirien. Th. Sc. Nat. ParisVI : Trav. doc . ORSTOM, Paris, n°61, 266pp. 126 fig.

Tastet J.P., Caillon L. et Simon B., 1985.- La dynamique sédimentaire littorale devant Abidjan. Impact des aménagements.Univ. Nat. Côte-d'Ivoire - PAA, 39 p., 13 Fig., 4 ph.

Tricart J., 1957.- Aspect et problèmes géomorphologiques du littoral occidental de Côte d'Ivoire.Bull. IFAN, Sér. A., XXIX (1) : 1-20.

Varlet F., 1958.- Le regime de l'Atlantique près d'Abidjan.Etude éburnéennes. T. VII : 101-220.

HINSCHBERGER F. et POMEL R., 1979, modifié KOFFI Ph. *et al.*, 1987.

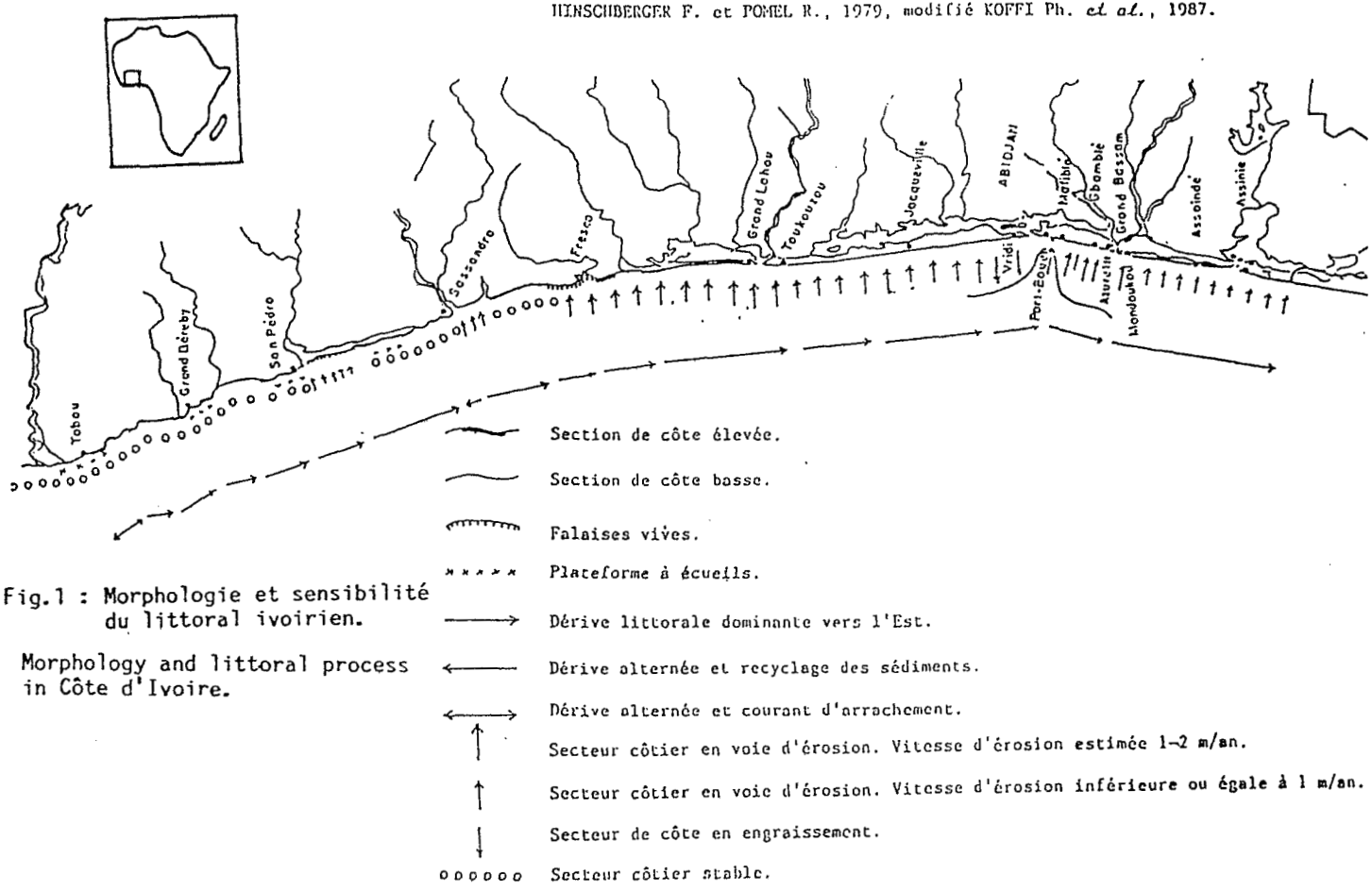
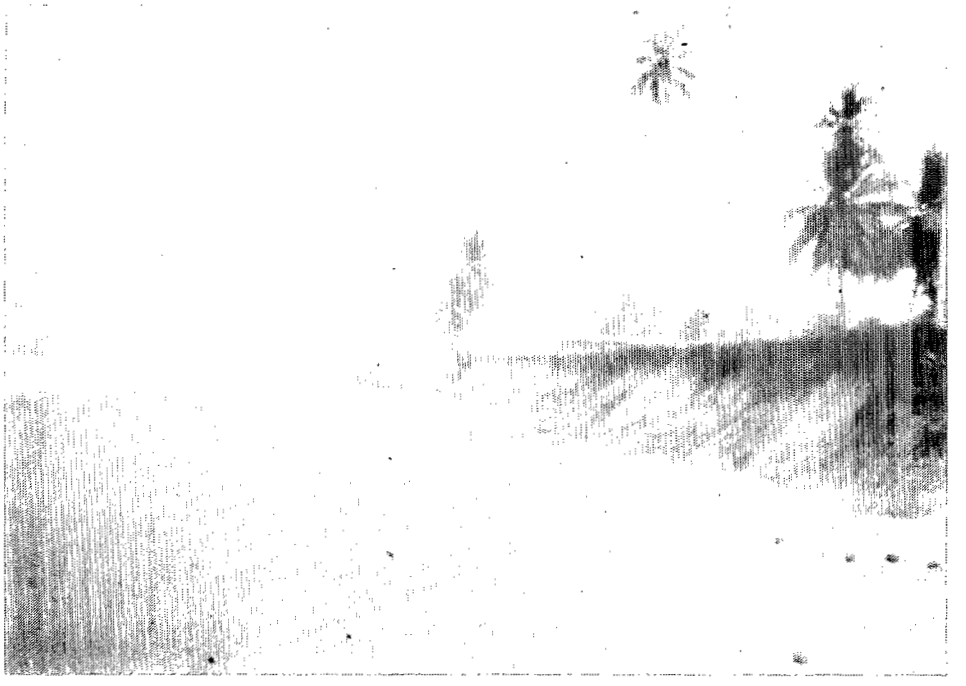


Fig.1 : Morphologie et sensibilité du littoral ivoirien.

Morphology and littoral process in Côte d'Ivoire.



PL. Ia : Grand-Lahou 6 Juin 1987. Plage engraissé du cordon littoral quaternaire d'un rivage rectiligne très sensible. Le phare à l'arrière plage



PL. Ib: Grand-Lahou 2 Août 1989. Estran en érosion avec un fort recul du trait de côte provoquant la destruction du phare e*n haut de plage* (22.07.89).

EVIDENCE OF AMAZON PROVENANCE OF A PART OF THE SANDY SEDIMENTS IN THE COASTAL AND SHELF AREAS OF THE GUIANAS

Leendert KROOK[1]

Abstract

Heavy minerals were studied from deposits of the Amazon River bed and the continental shelf of northern Brazil and French Guiana. The Amazon supplies an association which consists mainly of augite, hypersthene, hornblende, epidote and some zircon and garnet. Toward the shelf a decrease of the pyroxenes is observed and an increase of the amphiboles.This gradual change is a consequence of the different hydraulic behaviour of these two mineral groups. In the lower Amazon and on the continental shelf a new element is added, viz.andalusite, the origin of which is still obscure.Samples from the shelf of French Guiana have an association of epidote, zircon, hornblende and some andalusite, while the contents of augite and hypersthene are very low. There is no doubt that the bulk of the sands containing these minerals has been supplied by local rivers during the low sea level stage of the last glacial. However, the sands also contain some typical Amazon derived minerals, viz. reddish brown basaltic hornblende, a typical light coloured hypersthene and slightly altered epidote, elements which would be inconspicuous for those not aquainted with the Amazon sediments. The same minerals have been encountered in Upper Miocene sediments on the Guiana continental shelf and in fine grained sandy ridges on the Surinam coast, cheniers of a kind not found in French Guiana. The occurrence of the typical Amazon minerals on the Guiana shelf can be explained by incision and reworking of the Amazon derived mudbelt during the regressive and transgressive sea-level movements of the last glacial and the Holocene.

Résumé

Une étude a été faite sur les minéraux lourds des gisements du lit de l'Amazone et des plate-formes continentales du Nord du Brésil et de la Guyane. L'Amazone a une association-type formée essentiellement par de l'augite, de l'hyperstène, de l'hornblende, d'épidote et d'un peu de zircon et de grenat. Vers le large, sur le plateau continental, on observe une diminution de pyroxène et une augmentation de l'amphibole, ce qui correspond à un comportement

(1) Institute of Earth Sciences. Vrije Universiteit. De Boelelaan 1085 1081 HV Amsterdam, The Netherlands.

hydraulique spécifique de ces deux groupes minéraux. Dans le bas-Amazone et sur le plateau continental un nouvel élément apparaît, l'andalousite, dont l'origine reste obscure.Les échantillons de la Guyane française contiennent une association formée par de l'épidote, du zircon, de l'hornblende et d'un peu d'andalousite, tandis que les teneurs en augite et en hypersthène restent très basses. Il n'y a aucun doute que la majorité des sables contenant ces minéraux a été déposé par des fleuves locaux pendant la période de bas niveau de la mer, lors du maximum de la dernière glaciation. Toutefois, les sables contiennent aussi quelques minéraux amazoniens, à savoir l'hornblende basaltique brun rouge, l'hypersthène très peu coloré et l'épidote faiblement altéré, provenance qui peut passer inaperçue pour ceux qui ne sont pas familiarisés avec les sédiments de l'Amazone. Ces mêmes minéraux ont été observés dans des sédiments du Miocène Supérieur du plateau continental de la Guyane et dans des gisements de sable fin de certains cheniers du Surinam. L'existence des minéraux amazoniens sur la plate-forme continentale de la Guyane peut être expliquée par une reprise des rejets fins amazoniens pendant les variations du niveau de la mer qui se sont produites durant la dernière glaciation et au cours de l'Holocène.

Key-words : Heavy minerals, Guiana shelf, autochthnous sediment supply, Amazon sedimentation, sea-level changes, erosion..

Mots-clés : Minéraux lourds, plateau continental guyanais, apport de sédiments autochtones, sédimentation amazonienne, changements du niveau de la mer, érosion.

INTRODUCTION

Up to the present time comparatively few studies have been made on the heavy minerals of Amazon sediments. The first results of a heavy mineral investigation were given by LANDIM et al. (1978), who studied bed material samples taken during the 1976-1977 Alpha Helix expedition. At about the same time the geochemist G. IRION of the German "Senkenberg Institut" took many samples from the Amazon and its tributaries which were studied in great detail by STEIN (1979).

The continental shelf of northern Brazil has been closely sampled from the "Almirante Saldanha" (Brazilian Navy vessel) during the operation GEOMAR-I, in 1969. The heavy mineral results were given by POMERANCBLUM & COSTA (1972). During several other trips of the same Brazilian Navy vessel in the framework of a CICAR programme (Cooperative Investigation of the Caribbean and Adjacent Regions) other samples were taken (TJOE AWIE,

1975). Part of these, supplemented with others of the Amazon estuary and the shelf of French Guiana, taken during minor expeditions, were studied by KROOK (1979). For many years samples were taken from the shelf of Brazil during Woods Hole Oceanographic Institute-Brazilian cruises and Geomar cruises. BARRETO et al. (1975) reported on the mineralogy. At the Chapman Conference on the Fate of Particulate and Dissolved Components Within the Amazon Dispersal System: River and Ocean, held in Wild Dunes Resort, Charleston, SC, February 29 - March 5, 1988, the author obtained some samples taken from J. COUSTEAU's research vessel "Calypso" during the 1982/83 expedition from PH. DUSTAN of the College of Charleston (SC). The results of the investigation of part of these samples are used in this paper.

I - THE MINERALOGY OF SEDIMENTS OF THE AMAZON RIVER AND THE BRAZILIAN CONTINENTAL SHELF.

To facilitate comparison with data from other studies three grain size fractions, when available, have been studied from the Calypso samples, viz. 32-63 μm, 63-125 μm (STEIN's size limits) and 125-250 μm (BARRETO et al.'s fraction). Unfortunately the size fractions of POMERANCBLUM & COSTA (1972) are not known. Fig. 1 shows the Amazon and fig. 2 the continental shelf, both with sample locations. The composition of the heavy minerals of the Amazon River and the continental shelf off its mouth around the North Channel is shown in fig. 3. The Amazon has an association of hypersthene, augite, hornblende and epidote, and some garnet and zircon. The 63-125 μm fraction compares well with STEIN's data. The coarse fractions have considerable andalusite on the continental shelf and even some in the lower Amazon, the provenance of which is not clear, since it hardly occurs in the other Amazon samples. There is a decrease of pyroxenes towards the shelf and an increase of amphiboles. This is a result of the differences in hydraulic behaviour of these two mineral groups, partly caused by differences of cleavage. In the finest fraction, 32-63 μm, which occurs only in minor amounts in the Amazon River samples, zircon is an important component.

Fig. 4C shows the composition of the heavy minerals from samples taken along the same course, according to POMERANCBLUM and COSTA (1972). Their mineral countings had to be recalculated since they included biotite and muscovite.This is quite sensible, as these minerals form important components in recent Amazon sediments. Remarkably, chlorites,which occur quite frequently as

well, were not even mentioned.The difference of POMERANCBLUM and COSTA's data with our data is striking: andalusite occurs only in the last two samples, hornblende contents are very high and epidote contents are low. The latter may be due to the altered nature of part of the epidotes. BARRETO et al. (1975) gave even more deviating results. They depicted an old river bed with an assemblage of hornblende, enstatite, hypersthene and sillimanite! Since these minerals all occur in the drainage basin of the Rio Araguari (SCARPELLI, 1969), this induced the present author to assume that they had been supplied by this river during the low sea-level stage of the early Holocene (KROOK,1979; 1988a). With the present heavy mineral data, however, the occurrence of enstatite and sillimanite is seriously questioned. At those places where only fine suspension material was deposited, an association of epidote and hornblende occurs (fig. 4A), with minor amounts of augite and hypersthene (KROOK, 1979). As distinct from the finest fraction of the foregoing, coarser, samples, this assemblage contains hardly any zircon.

Besides the bulk minerals there are some specific minerals which are very typical of Amazon sediments. These are reddish brown basaltic hornblende and a very light coloured hypersthene with an extremely faint pleochroism. Moreover, part of the epidote is often somewhat altered, a form not known from the Precambrian shield. It resembles the altered epidote of the Quaternary deposits of Western Europe and has possibly been formed under cold climatic conditions.

The sediments of the Amazon have almost entirely been derived from the Andes and the SW Amazon lowland. The greater part is supplied by the Amazon and the Madeira, typical "white water" rivers (SIOLI, 1984; FORSBERG et al., 1988). Most of the sediment is carried in suspension while only a small part is transported as bed material. The Rio Negro and many tributaries draining the Guiana Shield and the Brazilian Shield, "black" and "clear" water rivers, respectively, supply almost no sediments. This will be explained below.

II - SEDIMENT SUPPLY IN THE GUIANAS DURING THE LAST GLACIAL AND THE HOLOCENE

At present Amazon sediments are partly deposited in a large subaqueous delta on the continental shelf (NITTROUER et al., 1986b; KUEHL et al., 1988) and partly transported along the Guiana coast (EISMA & VAN DER MAREL, 1971; EISMA, 1988), where a belt of mud is deposited, in French Guiana down to the 30 m isobath in the east and to the 20 m isobath in the west (BOUYSSE et al,

1977). The same situation occurred during the high sea level of the last interglacial. When sea level fell at the onset of the last ice age this process went on until it was about 70 m lower than the present (MILLIMAN et al., 1975). The time when this low position was reached is still debated. According to the curves presented by SHACKLETON (1987) this was probably somewhere in the second half of the glacial. The falling sea-level resulted in a gradual seaward movement of the mudbelt on the shelf. Further lowering of the sea-level led to transport of the sediments through the Amazon canyon and deposition by turbidity currents on the Amazon Cone (MILLIMAN et al., 1975). On the emerged mud flat soil formation took place (NOTA, 1969). The rivers draining the Guiana Shield to the north supplied coarse clastic sediments as a consequence of increased erosion due to the decrease of forest cover in a relatively arid climate. Increase of the gradient as a factor of erosion as stated by PUJOS et al. (1990) is not very likely. In spite of the fact that the gradient of the emerged shelf surpassed the one of the rivers, and although the rivers on the shelf incised deeply in the recent non-consolidated sediments, these incisions hardly proceeded backward into the crystalline shield rocks. This is illustrated by fig. 5 which shows the profile of the Marowijne River and the continental shelf in front of it. Although there has been a gradual incision of the river in the course of time, the rapids (called soela's or sulas in Suriname) remained, and maintained a situation which was originally recognized as a "Dauerjugendstadium" or "stage of eternal youth" by BAKKER & MÜLLER (1957). According to these authors this was due to the lack of abrasive materials like gravel and sand due to intense tropical weathering. ZONNEVELD (1968) pointed to the possible complementary influence of recent "river conglomerates" which are often formed in the sula section from local components and apparently counteract erosion. Not all river conglomerates are recent, however. Some of them contain coarse pebbles and cobbles, supplied by streams which presently do not transport material of this size. According to DE BOER (1972), who studied the geomorphology of the Marowijne area, during times of "ice age aridity", planation surfaces or pediments were formed, covered by alluvial fans. When humid conditions returned, these fans were initially covered by fine grained floodplain deposits after which incision proceeded. This shows that during the lowest sea-level, connected with the glacial optimum and the most arid conditions in tropical areas, erosion was notably lateral and coarse clastics were produced. These were transported by braided rivers and eventually deposited in the coastal area. During the subsequent transgression, grainsizes gradually decreased, on the western part

of the Guiana shelf (NOTA, 1958) as well as on the French Guiana shelf (PUJOS & ODIN, 1986; PUJOS et al., 1990). The transgressive sands often form a thin veneer on the soil formed on the muds deposited during the falling sea-level (NOTA, 1969). The coarse sandy submarine delta off the Marowijne is an exception to the rule (NOTA, 1971; PUJOS et al., 1990). When the rising sea attained about its present level the supply of Amazon mud was restored. Although no exact data are known of the shelf of Suriname, a near coastal fine sandy zone probably occurs here as well. These sands have been partly reworked and are found in the fine sandy ridges west of the Suriname River (fig. 6). The composition of the heavy minerals is shown in fig. 7. The gradual decrease of garnet and staurolite and the increase of epidote and hornblende in the direction of transport is a result of the hydraulic properties of the minerals. In the same direction AUGUSTINUS (1978) found a decrease in grain size and a decrease of the heavy mineral content. Although the heavy fraction consists mainly of shield-derived minerals it also contains the characteristic basaltic hornblende and the hypersthene, recognized as typical Amazon components. This indicates that most of the epidote and hornblende is also of Amazon origin. Which part of this was a component of the shelf sands and which part was supplied by the present Amazon derived mud, is hard to make out. Together with the shelf sands green glauconite-like pellets have been supplied. These grains, known as chamosite in Suriname (HARDJOSOESASTRO, 1971) may locally form as much as 30% of the sand in the fine sandy ridges. In French Guiana they received more attention and were studied in detail by PUJOS & ODIN (1986). It might be pointed out here that the Surinam rivers have supplied practically no sand for the formation of the cheniers in the Holocene coastal plain. This holds for the fine sandy ridges in the west as well as the coarse sandy ridges in the east. The sands of the latter have not been derived from the Marowijne, but from the rivers in French Guiana, as heavy mineral studies have shown (KROOK, 1979)

In Guyana, west of the Corantijn River, the situation is more complicated. According to BLEACKLY (1956) the cheniers are rich in staurolite but have low contents of sillimanite. This would point to little influence of the Corantijn which supplies much sillimanite but not staurolite (KROOK, 1979). AUGUSTINUS et al. (1984), however, found high sillimanite contents in the present beaches of eastern Guyana. This indicates that in relatively recent times the sediments supplied by the Corantijn River have reached the coast. This deserves further study along a N-S section.

III - AMAZON SEDIMENTATION DURING THE LAST GLACIAL AND THE EARLY HOLOCENE

After the lowering of the sea-level during the last glacial, the Amazon, which has an exceptionally low gradient, formed a long, deep, valley with a width of 30 to 50 km (IRION, 1976). The tributaries from the shields supplied coarse sediments to the Amazon which were eventually deposited on the Amazon Cone by turbidity currents. It is not known what the contribution of the Precambrian shields was to the whole of the sediment load. According to DAMUTH & FAIRBRIDGE (1970) the arkosic sands deposited during the last glacial by turbidity currents off the mouth of the Amazon were mainly derived from the shields in the lowermost part of the Amazon Basin. The evidence given was the grainsize, the angularity of the sand grains, and the high feldspar content. Unfortunately, a study of the heavy minerals, the classical way to determine provenance, has not been carried out.

When the sea-level rose, the large valley of the Amazon was transformed into a long ria-lake which was filled up gradually from the Andes (IRION, 1976). The mouths of the deeply incised tributaries which were also transformed into ria-lakes, however, were not filled up due to the lack of both transport power in these wide "mouth bays", and sediments (SIOLI, 1984). The latter was a result of the reforestation of the shields with the return of the humid conditions and the subsequent decrease of erosion (DAMUTH & FAIRBRIDGE, 1970). This explains why these rivers do not contribute to the heavy mineral composition of the Amazon. During the filling up of the Amazon ria-lake only the finest sediments could reach the sea. With the completion of the floodplain, the Amazon "várzea", the sediments resumed their way to the ocean and to the coasts of Amapá and the Guianas.

IV - PROVENANCE OF THE SEDIMENTS ON THE CONTINENTAL SHELF OF FRENCH GUIANA

It has been mentioned above that fluvial sediments were deposited on the Guiana shelf during the lowered sea-level. The deposits on the shelf of French Guiana have been sampled extensively and the heavy minerals have been studied in great detail and compared with those from various rivers (PUJOS & BOUYSSE, 1988; PUJOS et al., 1990). Although the ways in which the samples of the shelf and those of the rivers were studied, differed considerably

(PUJOS et al., 1990) it could be shown that there is a relation between the composition of the shelf sands and the supplying rivers. Even the pattern of supply could be reconstructed which shows a clear agreement with the paleovalleys. As a matter of course the conclusion was drawn that the shelf sands were derived entirely from the shield and that "it did not seem necessary to suggest an Amazonian origin for the sandy phase present in the deposits of the Guiana shelf". However, no samples of the Amazon were studied to substantiate this assumption.

The results of the study of a number of samples of the French Guiana continental shelf were given by KROOK (1979). For the present study these samples have been carefully recounted, see fig. 4A. Most samples were from the area of "very fine grained sands" (PUJOS et al., 1990). They show an association of epidote, zircon, hornblende and some andalusite and garnet. The contents of augite and hypersthene are very low. It is difficult to compare these heavy mineral data with those of PUJOS et al. (1990), due to the differences of determination and presentation. However, on the whole the same minerals were found, albeit not with the same mutual relations. There is no doubt that the greater part consists of shield derived minerals. However, all of them contain low percentages of the typical Amazon minerals: basaltic hornblende, light coloured hypersthene and altered epidote. The content of the first varied from a trace to 3% and averaged 1.1%, as compared with 2.7% in 10 pure Amazon samples deposited from suspension. PUJOS et al. (1990) found "brown, highly coloured hornblende varieties" in the Oyapock, but painstaking research by the present author of samples from beaches and the Oyapock river mouth did not show any of the characteristic Amazon minerals. Furthermore, MACAMBIRA (1975), who studied many samples from the Amapá Territory on behalf of alluvial prospection, did not mention basaltic hornblende, although he distinguished four different types of amphiboles.

The characteristic Amazon minerals have not only been encountered in the fine sandy cheniers in Suriname and on the French Guiana continental shelf, but also in Upper Miocene deposits in a deep drill hole near the edge of the continental shelf of Suriname (KROOK, 1979). These sediments, deposited in an upper slope environment, have a thickness of 1200 m that has been formed in four million years. They were supplied by ocean currents and consist of fine grained Amazon sediments which remained in suspension when the bulk of the sediments was deposited as turbidites on the Amazon Cone (KROOK, 1979, 1988b).

As a final remark it should be stated that the author recognized the Amazon components in Miocene and Holocene sediments only after he had observed them in the fine grained sediments off the Amazon mouth (KROOK, 1979). In older publications the Amazon provenance has never been mentioned.

Once the evidence the Amazon provenance of part of the shelf sediments has been given, the question is how and when they were deposited. It has been mentioned above that Amazon muds covered a great part of the shelf during the gradually lowering sea-level. These muds contain small fractions of silt and fine sand. The contents given by different authors, however, differ considerably. PROST (1990) refers to BOUYSSE et al. (1977) and MIGNIOT (1989). According to the first the mud contains 10-50% greater than 50 μm, which seems rather high. MIGNIOT's contents vary from 0 to 2%. AUGUSTINUS (1986) mentions a sand content of 2%, but part of this may have been derived from fine grained shelf sand. According to NITTROUER et al. (1986b) the muds on the continental shelves "also contain some sand and, despite low proportions of sand, represent the greatest rates of sand accumulations in modern shelf environments". The sand content generally decreases in the direction of transport. A ternary diagram in their paper shows that the muds on the inner part of the shelf of Amapá consist of slightly sandy silty clay. PUJOS et al. (1990) showed that the shelf sediments, including the muds, were incised by the rivers during the lowering sea-level. This must have caused reworking and the mixing of the muds with fluvial sediments. Reworking probably played a role again during the subsequent transgressive sediment movements.

Amazon influenced sediments are also found at greater depths. Their occurrence in sample AM-33 at a depth of 107 m may indicate downward transporting agents, such as slump.

Acknowledgements:

The author wishes to express his sincere thanks to Dr. Ph.Dustan for part of the samples taken at the 1982/83 Calypso expedition. He is much indebted to Professor J. Touret for the French translation of the abstract and to Mrs. R. de Vries for the typing of the text.

REFERENCES

AUGUSTINUS P.G.E.F. (1978). - The changing shoreline of Surinam. Thesis Utrecht. Natuurwetenschappelijke Studiekring Suriname-Ned. Antillen, Utrecht, 232 p.

AUGUSTINUS P.G.E.F.; MEES R.P.R.; VAN ALPHEN J.S.L.J. (1984). - The behaviour of the coastline between the Essequibo and Corantyne Rivers (Guyana) since 1942. Study of approach channels to the Demerara and Berbice Rivers, Guyana, STUIP J.Ed., APPENDIX I, 42 p.

BAKKER J.P., & MÜLLER H.J. (1957). - Zweiphasische Flussablagerungen und Zweiphasenverwitterung in den Tropen unter besonderer Berücksichtigung von Surinam. LAUTENSACH-Festschrift.Stuttgarter Geographische Studien, B.69 : 365-397.

BARRETO L.A.; MILLIMAN J.D.; AMARAL C.A.B & FRANCISCONI O. (1975). - Northern Brazil. Contributions to Sedimentology 4. Upper continental margin sediments off Brazil., 11-43. Schweizerbart, Stuttgart.

BLEACKLY D. (1956). - The geology of the superficial deposits and coastal sediments of British Guiana. B.G.Geological Survey, Bull. 30, Georgetown.

BOUYSSE PH.; KUDRASS H.R.& LE LANN F. (1977). - Reconnaissance sédimentaire du plateau continental dela Guyane française (mission Guyamer, 1976), Bull.BRGM, IV, 2, Paris.

DAMUTH J.E. & FAIRBRIDGE R.W. (1970). - Equatorial Atlantic deep-sea arkosic sands and ice-age aridity in tropical South America. Geol. Soc. Amer. Bull., 81: 189 - 206.

DE BOER M.W.H. (1972). - Landforms and soils in Eastern Surinam. Thesis Wageningen. Agricultural Research Reports 771. Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen, The Netherlands, 169 p.

EISMA D. (1988). - Dispersal of Amazon supplied particulate matter. Chapman Conference on Amazon dispersal system. Charleston (SC), Ext. Abstr.

EISMA D.& VAN DER MAREL H.W. (1971). - Marine mudsalong the Guiana coast and their origin from the Amazon Basin. Contr. of Min. and Petr., 31: 321-334.

FORSBERG B.R.; MARTINELLI L.A.; MEADE R. & RICHEY J.E. (1988). - Sedimentary delivery rates for the Amazon River and its principle Brazilian tributaries.Chapman Conference on Amazon Dispersal System,Charleston (SC), Ext. Abstract.

HARDJOSOESASTRO R. (1971). - Notes on chamosite in the sediments of the Surinam shelf. Geol. Mijnb., 50: 29-33.

IRION G.(1976). - The Entwicklung des zentral und ober Amazonischen Tieflands im Spät Pleistozän und im Holozän. Amazoniana VI, 67-79.

KROOK L. (1979). - Sediment petrographical studies in Northern Suriname. Thesis Vrije Universiteit, Amsterdam, 154 pp.

KROOK L. (1988a.) - Heavy minerals of the Amazon River and their provenance. An overview. Chapman Conference on Amazon dispersal system. Charlestown (SC) Ext. Abstr.

KROOK L. (1988b). - Heavy minerals in Amazon derived sediments on the continental shelf, the Guiana coastal plain and the Guiana Marginal Plateau. Chapman Conference on Amazon dispersal system. Charleston (SC). Ext. Abstr.

KUEHL S.E.; NITTROUER CH.A. & DeMASTER D.J. (1988). Amazon shelf sediments: past accomplishments future directions. Chapman Conference on Amazon dispersal system. Charlestown (SC) Ext. Abstr.

LANDIM P.M.B.; BOSIO N.J.; WU F.T.; MEYER Jr. A.E. & CASTRO P.R.M. (1978). - Heavy minerals from Amazon River bed. EOS 5, 277.

MACAMBIRA E.M.B. (1975). - Prospecção aluvionar do bordo sudeste do Escudo das Guianas. Anais da Décima Conf. Geol. Interguianas, Novembro de 1975, Belém, Pará, Brasil, 599-617.

MILLIMAN J.D.; SUMMERHAYES C.P. & BARRETO H.T. (1975). - Quaternary sedimentation on the Amazon continental margin: a model. Geol. Soc. Amer. Bull. 86, 610-614.

NITTROUER C.A.; DeMASTER D.J.; KUEHL S.A. & McKEE B.A. (1986a). - Association of sand with mud deposits accumulating on continental shelves. Shelf Sands and Sandstones. KNIGHT R.J. & McCLEAN J.R. Eds., Canadian Society of Petroleum Geologists, Mémoire II (1986): 17-25.

NITTROUER C.A.; KUEHL S.A.; DeMASTER D.J. & KOWSMAN R.O. (1986b). - The deltaic nature of the Amazon shelf sedimentation. Geol. Soc. Amer. Bull., 97: 444-458.

NOTA D.J.G. (1958). - Sediments of the Western Guiana Shelf. Reports of the Orinoco Shelf Expedition, II. Thesis Utrecht

NOTA D.J.G. (1969). - Geomorphology and sediments of Western Surinam Shelf: a preliminary note. Geol. Mijnb.,48, 185-188.

NOTA D.J.G. (1971). - Morphology and sediments off the Marowijne River, Eastern Surinam Shelf. Scientific investigations on the shelf of Surinam, H.NL. M.S.Luymes, 1969. Hydrographic Newsletter, Special Publication 6, 31-35.

POMERANCBLUM M. & COSTA M.P.A. (1972). - Sedimentologia da plataforma continental Norte Brasileira. Proc. Congr. Bras. de Geologia, 1972, Belém, Pará Brasil.

PROST M.T. (1980). - Les côtes des Guyanes. Rapport ORSTOM.Centre de Cayenne, Programme environnement côtier, Série Géomorphologie-Sédimentologie, mai 1990, 211 p.

PUJOS M.& ODIN G.S. (1986). - La sédimentation au Quaternaire Terminal sur la plate-forme continentale de la Guyane française. Oceanologica Acta, 9: 363-382.

PUJOS M.; BOUYSSE Ph. & 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.

SCARPELLI W. (1969). - Preliminary geological mapping of the Falcino River, Amapá, Brazil. Proc. Seventh Guiana Geol. Conf., November 1966, Paramaribo. Verh. Kon.Ned. Geol. Mijnb. Gen., 27: 125-130.

SHACKLETON N.J. (1987). - Oxygen isotopes, ice volume and sea level. Quaternary Science Reviews, 6 : 183-190.

SIOLI H. (1984). - The Amazon and its main affluents: Hydrography, morphology of the river courses, and river types. The Amazon, SIOLI H. Ed..Junk, Dordrecht, Boston, Lancaster : 127-165.

STEIN M.M. (1979). - Schwermineraluntersuchungen an Flussproben des Amazonas und seiner wichtigsten Nebenflüsse. Hauptprüfung Mineralogie. Institut für Sedimentforschung, Heidelberg, F.R.G., 74 pp.

TJOE AWIE E.C.(1975). - Report on sedimentological investigations as part of the reconnaissance survey of bottom sediments in the Amazon's mouth region. Netherlands Institute for Sea Research, Publications and Reports, 9: 51 p.

ZONNEVELD J.I.S. (1968). - Some aerial photographs from the Surinam jungle. K.N.A.G. Geografisch Tijdschrift II: 526-535.

LIST OF FIGURES

Figure. 1 - Amazon River with sample locations

Figure. 2 - Continental shelf of French Guiana and Northern Brazil with sample locations

Figure. 3 - Heavy mineral composition of the Amazon River and the continental shelf off its mouth. Locations in fig. 1 and fig. 2

Figure.4 - Heavy mineral composition of the French Guiana shelf (A) and the Amazon River mouth (B), according to the author, and the continental shelf off the mouth according to POMERANCBLUM & COSTA (1972) (C)

Figure. 5 - Profile of the Marowijne River and the continental shelf off the mouth (partly after DE BOER, 1972)

Figure. 6 - Part of the Young Coastal Plain of Suriname showing fine sandy ridges and medium to coarse sandy ridges

Figure. 7 -Heavy mineral composition of the fine grained sandy ridges in Suriname

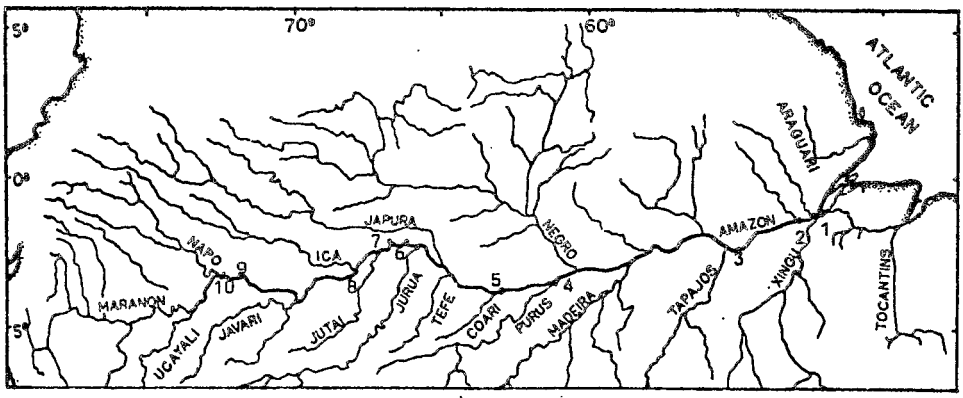


Fig. 1 Amazon River with sample locations

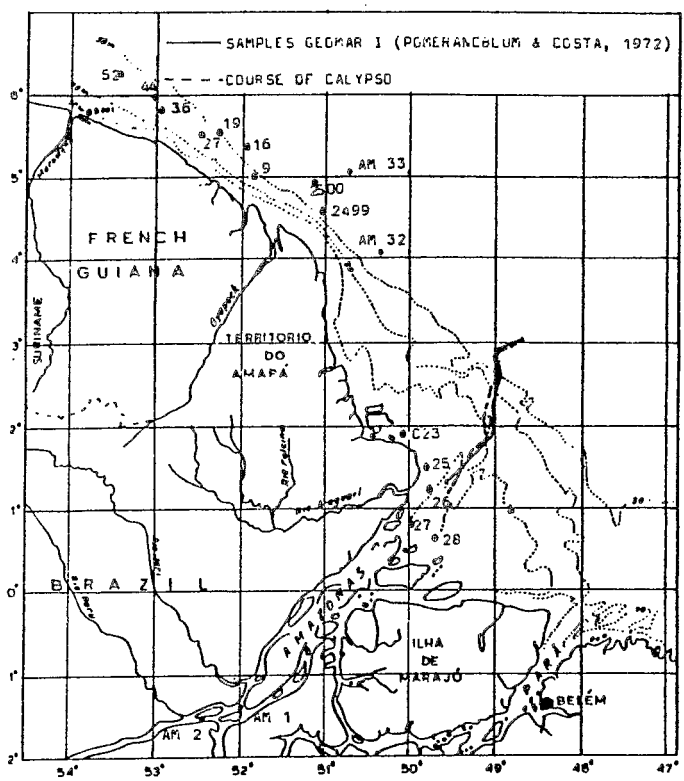


Fig. 2 Continental shelf of French Guiana and Northern Brazil with sample locations

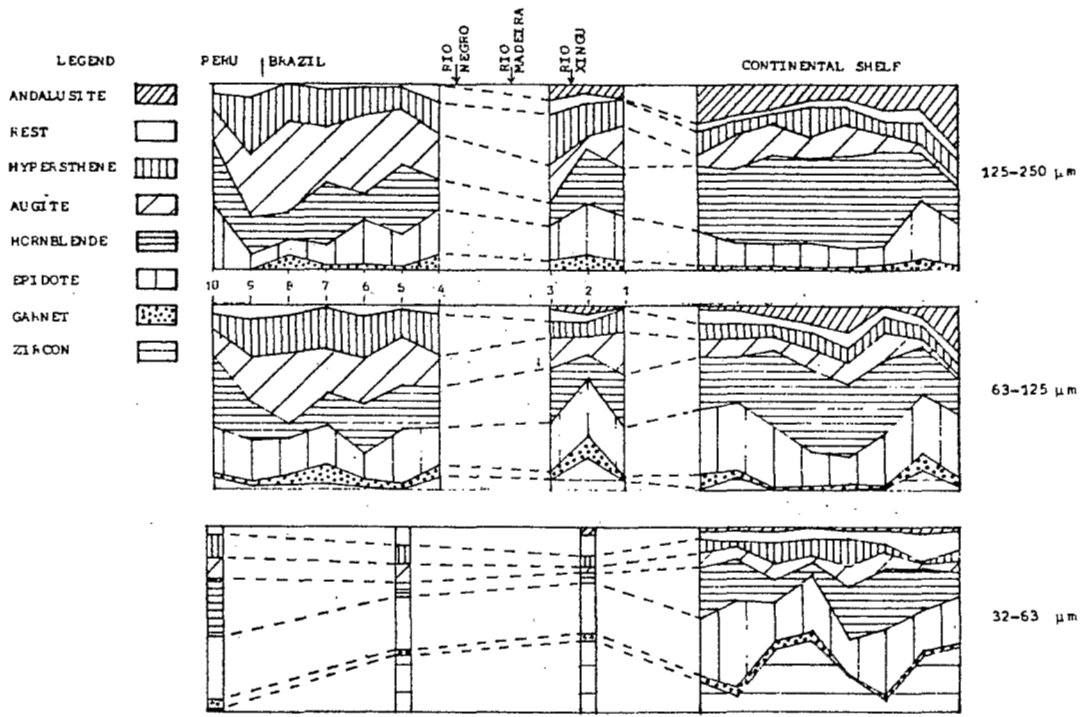


Fig. 3 Heavy mineral composition of the Amazon River and the continental shelf off its mouth. Locations in fig. 1 and fig. 2

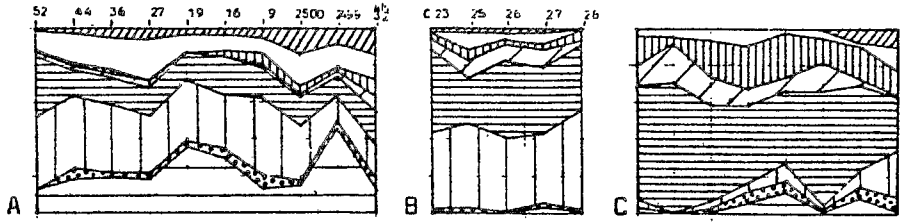


Fig. 4 Heavy mineral composition of the French Guiana shelf (A) and the Amazon River mouth (B), according to the author, and the continental shelf off the mouth according to POMERANCBLUM & COSTA (1972)

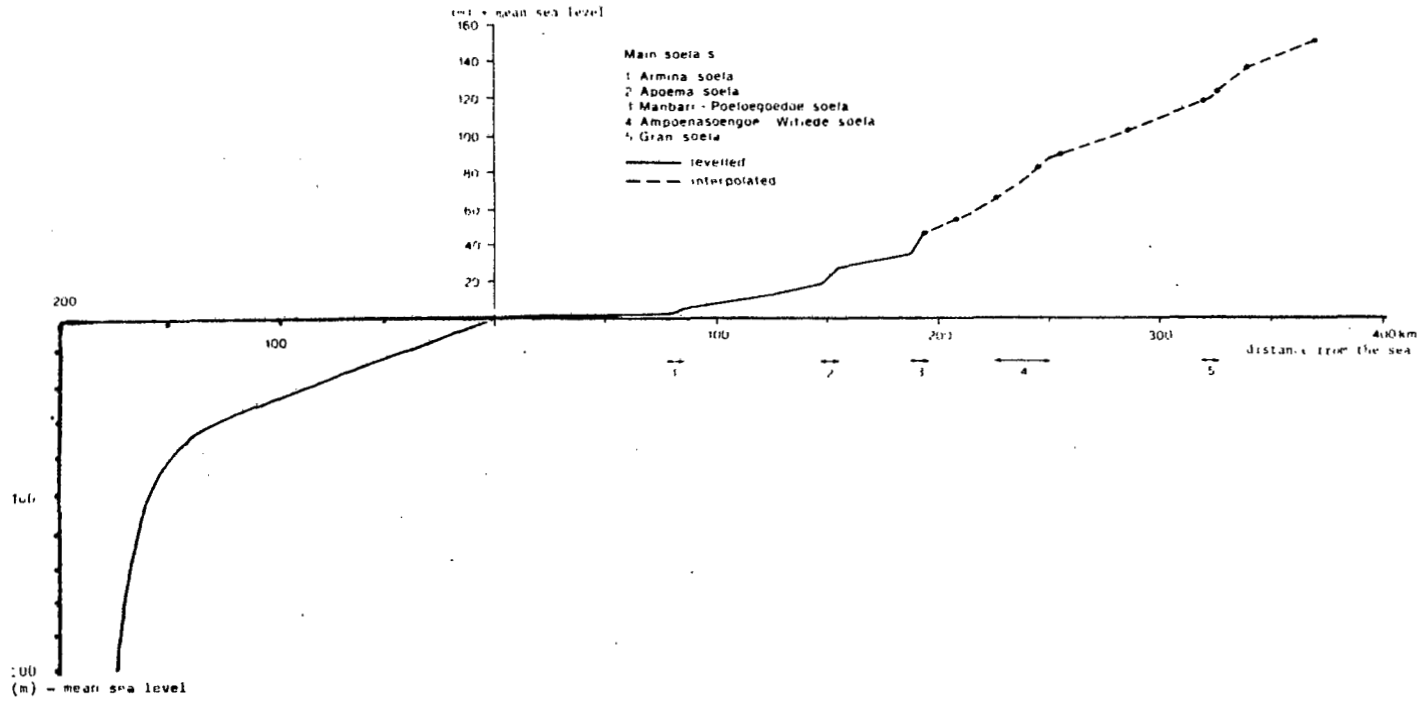


Fig. 5 Profile of the Marowijne River and the continental shelf off the mouth (partly after DE BOER, 1972)

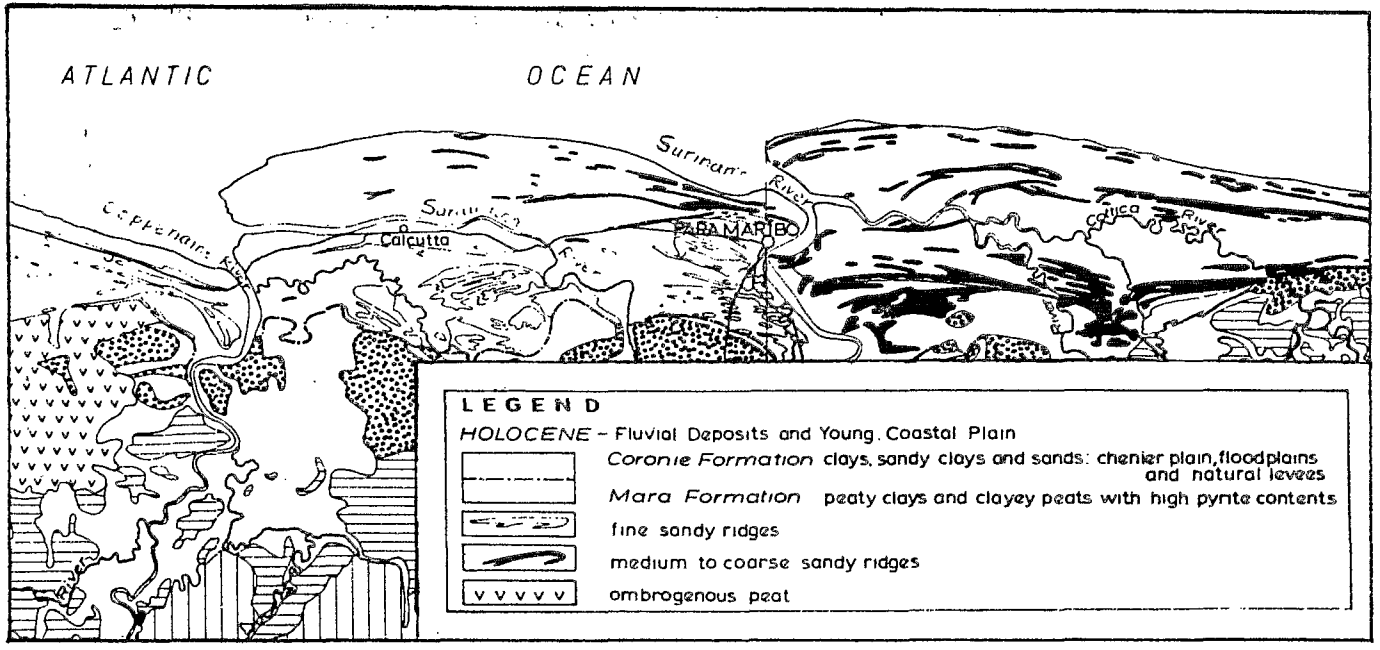


Fig. 6 Part of the Young Coastal Plain of Suriname showing fine sandy ridges and medium to coarse sandy ridges

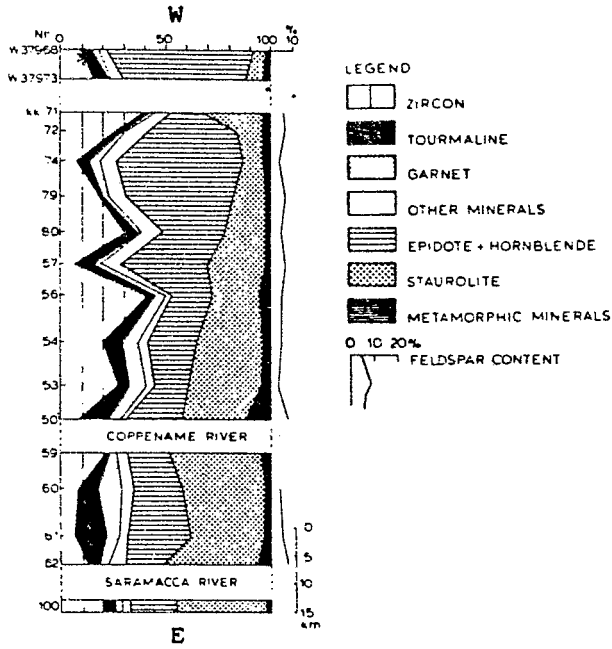


Fig. 7 Heavy mineral composition of the fine grained sandy ridges in Suriname

LA REVOLUTION AGRICOLE DES *TERRES BASSES* AU XVIIIe SIECLE EN GUYANE

LE ROUX Yannick[1]

Résumé

Avec la mise en valeur des *terres basses*, l'agriculture coloniale guyanaise a connu, durant les dernières décennies de l'Ancien Régime, une véritable révolution. Mais le passage des *terres hautes* où prévalait l'abattis itinérant, aux marécages côtiers qu'il fallait aménager en polder selon des principes techniques précis et très coûteux, fut des plus difficile. Des Acadiens immigrés (1764), des colons acquis aux idées nouvelles, et aussi deux personnages passés à la postérité : l'ordonnateur Malouët et l'ingénieur agraire Guisan (1776-1792) ont été les artisans de cette difficile entreprise. Des centaines d'hectares furent cultivés selon ces nouveaux principes qui résolvaient enfin le problème des sols non permanents. Mais le creusement de kilomètres de canaux et l'édification des digues entraînait un développement considérable de la population servile et modifiait la sociologie de l'esclavage.

Vers 1794, les conséquences de la Révolution provoquèrent l'arrêt de cette première période des cultures en terres basses.

Summary

THE EIGHTEENTH CENTURY AGRICULTURAL REVOLUTION IN THE LOWER LAND IN FRENCH GUYANA

With the developement of the lower land the guianese colonial agriculture underwent a complete revolution during the last decades of the Old Regime. But the shift from the higher land where the mobile clearing (*abattis*) was prevailing to the coastal marshland which had to be turned into a polder according to accurate and very costly technical principles was very hard.

This difficult achievement was owed to some Acadian immigrants, the settlers entirely devoted to the new conception and two men who were wellknown to the succeeding generations : Director Malouët and an agrarian engineer : Guisan (1776-1792) Hundreds of acres were cultivated acccording to this new technique, at last solving the problem of the non-permanent soil. But the digging of miles of canals and the building of dikes caused a considerable growth of the number of slaves and altered the slavery- sociology.

About 1794 the consequences of the Revolution put on end to this first era of lower land cultivation.

---

(1) 22 rue Raoul Dinga Rémire GUYANE 97300

Mots clés.:- Guyane - Ancien Régime - Terres basses et terres hautes - Polder - Malouët-Guisan - Acadiens - Archéologie coloniale.

Key words :- French Guyana - Old Regime - High ant Lover land - Polder - Malouët-Guisan - Acadian's people - Colonial archeology.

L'utilisation des terres basses en Guyane a connu trois périodes à l'époque historique:

- La première (1764-1794), se caractérise par le mouvement d'abandon des terres hautes et l'expérimentation des premiers polders.
- La seconde (1815-1848), consacre le succès d'une agriculture de type pré-industriel, bien adaptée aux terres basses. Vidal est en quelque sorte l'archétype de cette brillante période.
- La dernière phase est contemporaine, c'est la reprise des polders de *la Marianne* (projet d'aquaculture) et la riziculture dans la région de Mana.

Nous nous attacherons surtout à décrire la genèse, entre 1764 et 1780, de la première phase des terres basses. Dans cet exposé, nous privilégierons l'histoire des mentalités

QU'EST CE QU'UNE *TERRE BASSE* SOUS L'ANCIEN REGIME?

La définition est précise. On nommait ainsi, depuis le XVIIe siècle : *terres basses* ou *terres noyées*, les plaines côtières en opposition aux *terres hautes* non inondables. Tous les marécages ne sont pas des terres basses, seuls les sols d'origine marine méritent ce nom. (Mais un chenier définitivemment exondé, est une terre haute). Dans la définition de ce mot, on distinguait déjà à cette époque : les mangroves et les marais.

- Les mangroves

Malouët définit les mangroves d'une façon littéraire: « La distribution des terres qui bordent cette côte depuis l'Amazone jusqu'à l'Orénoque présente tous les caractères d'un déluge récent. J'ai parlé ailleurs des palétuviers, de leur naissance rapide dans la vase de mer, de leur disparition subite , par l'apport des sables ou la retraite de l'eau salée.[2] »

---

(2) MALOUET (P. V.) 1802 - Collection de mémoires et correspondances sur l'administration des colonies et notamment sur la Guyane française et hollandaise, Paris 5 vol.

On constate, qu'à cette époque,cette formation végétale était bien identifiée. Malouët conclut que la mangrove est un milieu fortement salin, impropre à l'agriculture en général.

- Les marais

Pour désigner les marais, on employait plus fréquemment le mot de *savan(n)e noyée* ou *tremblante*, en opposition avec la *savane sèche* ou *naturelle*. A cette époque, plusieurs types de formations marécageuses avaient été identifiées, elles se recoupent en partie avec les connaissances contemporaines[3]. La forêt marécageuse, ou *pinotière*, est considérée comme étant la seule formation qui soit véritablement propre à la culture. «La terre s'élève ensuite (après les palétuviers) et n'est plus accessible qu'aux eaux douces. Ce sont les savanes noyées ou pinotières, qui s'étendent en plaine de quatre à cinq lieues de profondeur jusqu'aux grands bois» (Malouët).

I- AVANT LES TERRES BASSES

Les premiers colons ont spontanément occupé les terres hautes et négligé les terres basses qui avaient tout pour les rebuter : inondations, eaux stagnantes, herbes coupantes, etc. Les raisons psychologiques de ce choix sont à prende en compte, à une époque où l'on était persuadé que les fièvres se contractaient par les *exhalaisons* ou les *miasmes délétères* des eaux stagnantes. Exemple parmi tant d'autre de cette croyance : «du sol vierge s'échappent des vapeurs homicides qui empoisonnent celui qui l'ouvre en premier...»[4]. Les animaux de ces régions : les caïmans, les *Anguilles tremblantes* (gymnote), les *Couleuvres* (eunecte ou anaconda), suscitaient l'effroi. Le pullulement des moustiques et des *maringuoins* achevait de conforter l'opinion que ce milieu était définitivement hostile à l'Homme... Cette situation a duré plus d'un siècle.

Pourtant, dès la fin du XVIIe siècle, les succès agricoles en terres basses de la Guyane hollandaise n'étaient nullement ignorés des Français de Cayenne.

En 1746, le Hollandais Godefroy, riche habitant du Surinam avait été surpris de voir l'état de l'agriculture de la Guyane. Au cours d'un dîner avec des notables et le gouverneur d'Orvilliers, il dit en pleine table *avec la véracité hollandaise* :

«Il faut messieurs ou que les terres hautes de Cayenne soient bien différentes de celles de Surinam ou que vous soyez bien pauvres, nous avons dans le

---

(3) DE GRANVILLE JJ. Les formations végétales de la bande côtière de Guyane française. pp 48-63 in Le littoral guyanais (SEPANGUY-SEPANRIT)) Cayenne 1986.

(4) PITOU L. A. 1805 - Voyage à Cayenne et chez les Anthropophages. Paris.

commencement de notre établissement travaillé comme vous les terres hautes , nous n'y avons jamais rien fait ; à peine en retirions nous notre nécessaire, aussi nous les avons bientôt abandonnées pour cultiver les terres noyées et depuis ce temps la richesse de notre colonie augmente chaque année».[5] Mais, il est sans doute infiniment plus facile de convaincre un Hollandais de faire un polder que de persuader un Français, issu des terroirs bretons, normands ou basques, de cultiver un marécage ! A côté de ces résistances, subjectives ou culturelles, il y a d'abord et surtout la faiblesse de la Colonie. En 1710, l'ordonnateur Lefebvre d'Albon écrit très lucidement : «Ces terrains (les marécages) sont inutiles à moins que l'on ne se mit en tête de les déssécher comme le font les Hollandais à Surinam. Mais outre que nos colons ne sont pas aussi ingénieux et entreprenants, les moyens leur manquent»[6]. Trois quarts de siècle plus tard, Malouët reprendra ce constat : «Les habitants de Cayenne, effrayés du travail qu'exigeait un grand déssèchement, l'avaient toujours regardé comme impraticable pour eux.(...)»[7].

LES ETAPES DE LA REVOLUTION AGRICOLE

L'épuisement des terres hautes a été un facteur déterminant du mouvement vers les terres Basses. Les colons de l'Ile de Cayenne et de ses alentours, avaient pratiquement utilisé tous les sols de cette catégorie en un siècle de culture itinérante sur brûlis, ces terres fragiles étaient devenues *lasses*. Les marécages, autrefois repoussants, devenaient souvent les dernières terres à conquérir dans l'espace de la concession. A cette époque, il n'était pas rare de voir certains colons être forcés d'abandonner leurs terres pour fonder une nouvelle habitation dans un lieu de plus en plus éloigné des commodités (bourg, église paroissiale, voies de communication).

On prenait aussi conscience, mais un peu tard, qu'une agriculture moderne, tournée vers l'exportation, ne pouvait pas être nomade.

Les Acadiens

L'arrivée de quelques Acadiens, vers 1762-64, en Guyane conséquence de la perte du Canada par la France, renouvelait la population et modifiait les mentalités. «Toutes les Iles étant concédées, seule Cayenne et la Louisiane sont à

---

(5) ANSOM C14 R 41 F° 71. FIEDMONT & MAILLARD DUMESLE. 1774.

(6) ANSOM C I4 R 9 F° 67. LEFEBVRE D'ALBON. 1710.

(7) MALOUET, (V.P.,)Mémoires (op .cit).

même d'accueillir les Acadiens en *transmigration.* Ces contrées sont idéales pour des cultivateurs ignorant le luxe, accoutumés à n'espérer la douceur de l'existence que du fruit de leurs travaux»[8]. En Acadie, ces colons pratiquaient l'agriculture sur des marais côtiers, asséchés par des canaux et des petites écluses (les *aboîteaux*); on les surnommait pour cette raison : *les défricheurs d'eau.*[9]. Ils ont été établis sur les terres de Kourou et de Sinnamary, dans les immenses savanes marécageuses qui rebutaient les colons créoles[10]. A côté de cette paysannerie, d'autres Canadiens, arrivés en 1763 comme l'arpenteur Tugny, et surtout le gouverneur Fiedmont (un Québequois), étaient acquis aux terres basses «Les habitants reviennent de bien des erreurs, (...) même les terres basses et marécageuses qu'ils regardaient comme les plus mauvaises et qui sont les meilleures. L'expérience l'a fait connaître il y a longtemps aux Hollandais de Surinam nos voisins qui tirent tant de richesses de ces mêmes fonds de terres que nous préfèrerions aussi dans nos établissements de l'Acadie aux côteaux et penchants de montagnes épuisés en peu de temps étant lavés par les pluies qui entraînent l'engrais dans les fonds et s'enrichissent toujours aux dépends des terres hautes»[11].

Dans ce contexte historique, il faut également mentionner l'arrivée des géographes Mentelle, Brodel et Dessingy, du naturaliste Aublet..., requis pour accompagner l'*Expédition de Kourou* (1763-1765). Il contribueront, par leurs travaux scientifiques, à la *révolution agricole* des terres basses.

On constate que l'évolution des mentalités, autant que des nécessités matérielles, avaient préparé la Guyane coloniale à accomplir cette grande mutation agricole.

Les premières expériences

C'est en 1763 qu'eurent lieu les premiers essais de culture des terres basses. Un colon, nommé La Hayrie, a tenté la mise en valeur d'un *fonds* dès cette date. Mais «ce particulier sans principes ni connaissances n'a fait que de faux travaux».[12]A partir de 1764, Claude de Macaye a entrepris un polder de près de

---

(8) ANSOM. C 14 R 36 F°6 FIEDMONT. Correspondance au Ministre 1768.

(9) CHEVRIER, C. BLANCHARD, L. 978.- Les défricheurs d'eau, Village historique canadien. N°1. Ottawa. 1979

(10) ANSOM. - D.F.C. Guyane. Dosier 3 F° 240. LE MOINE, sans date.

(11) ANSOM. C 14. R. 36 F° 3 FIEDMONT 1768.

(12) ANSOM - C 14 R. 40 F° 71 FIEDMONT & MAILLARD-DUMESLE. 1774.

20 hectares aux *Fonds de Rémire* pour y planter du café. Mentelle et l'arpenteur Tugny ont été les maîtres d'œuvre de cette réalisation. Dans un mémoire[13], rédigé 10 années plus tard, Macaye décrit par le menu les opérations qu'il a du engager dans cette entreprise. On a conservé, aux archives départementales de Cayenne, une très belle copie de ce document. «M. de Macaye est le seul qui ait travaillé avec ordre et détail [...] Ce motif nous a engagé, Monseigneur, à lui demander des plans détaillés sur ces travaux que nous avons l'honneur de vous adresser»[14].

En 7 mois de travail (1767), François Kerkhove avait mis en valeur, selon ces nouveaux principes, son habitation de la Rivière du Tour de l'Ile.

En 1775, dix ans après le début de ce mouvement, les terres basses n'étaient aménagées pour la culture que sur 7 habitations sur 250 environ. (Fig. 1 - Les terres basses avant Guisan).

Ces modestes débuts s'expliquent sans doute par les fâcheux tâtonnements des premières expériences. On peut citer, à titre d'exemple l'expertise de Touzet, habitant du Surinam. L'ordonnateur Maillard-Dumesle l'accompagne dans sa visite et écrit en 1769 : «Le Sieur Touzet a trouvé que le Sieur Kerckove avait beaucoup fait pour quelqu'un qui n'avait aucune connaissance des travaux de cette espèce; mais il n'a pas trouvé ces travaux du S. Kerckove suffisamment bien dirigés.[15]» Quelques années plus tard, on peut lire ce constat : «Les plantations de café sont mortes dans lesdits terrains, (...) et leur mort n'a été occasionnée que faute d'un déssèchement assez parfait. Les pivots et le chevelu des plantes se sont trouvés pourris comme du fumier».[16] L'enthousiame des premiers pionniers était retombé et, devant ce désastre, la masse des colons conservateurs se trouvait confortée dans ses vieilles habitudes.

En 1777, après avoir constaté l'échec de la Compagnie de Paris sur l'Oyapock, le Gouverneur Fiedmont déplore celui des pionniers des terres basses : «Les essais que quelques-uns ont fait ont été languissants. J'espère que Monsieur Malouët ne négligera rien pour amener de Surinam des gens expérimentés dans les travaux de dessèchement et dans les cultures de terres basses qui

---

(13) ANSOM - D.F.C. Guyane C. 62 N° 231 MACAYE 1774.

(14) ANSOM - C 14 R. 41 F°7 4 FIEDMONT & MAILLARD-DUMESLE. 1774.

(15) ANSOM - C14 R. 38 F° 22. MAILLARD DUMESLE . 1769.

(16) ANSOM - C 14 R. 41 F° 74 FIEDMONT & MAILLARD-DUMESLE. 1774.

donneront, en employant leurs talents ici, les connaissances désirables dans la Colonie».[17]

Malouët et Guisan.

Malouët va reprendre et amplifier la diffusion de cette nouvelle forme d'agriculture. Dans ses mémoires, il n'hésitera pas à s'attribuer tout le mérite de l'introduction de la culture des terres basses. La postérité historique l'a suivi. Nous venons de voir plus haut l'inexactitude de cette affirmation... Il est néanmoins vrai que pendant son bref séjour en Guyane (1776-1778) et après son départ, depuis le ministère des Colonies, Malouët déploiera toute son énergie et son intelligence pour assurer le succès de cette mutation économique.

Aux portes de Cayenne, Malouët avait entrepris la réalisation d'un grand polder dont l'enceinte faisait 4,5 Km. Destiné à servir de modèle, cet ouvrage expérimental, pourtant placé sous les yeux des colons, fut littéralement snobé par ces derniers, au grand désespoir de Malouët. Jamais il ne put mener à terme ce projet. (cf. Fig.2 - Carte du polder de Malouët , C. 1780).

A Versailles, il rencontra plus d'échos : Il y obtint un ensemble de mesures d'exemptions fiscales, de prêts sans intérêt, de gratifications diverses allant jusqu'à l'anoblissement pour les personnes qui accepteraient l'aventure des terres basses. Les volontaires furent nombreux, surtout pour profiter des avantages, mais *les passages à l'acte* sur le terrain furent très rares. Le principal mérite de Malouët est certainement d'avoir persuadé le Suisse Samuel Guisan, ingénieur *agraire et hydraulique* au Surinam, de se mettre au service de la Guyane. C'est à juste titre qu'il pourra dire à son sujet : *C'est le plus important service que j'ai fait à la Guyane*[18].

- L'œuvre de Guisan

Dans son ouvrage sur les *Terres noyées* [19], Guisan a produit une synthèse sur la culture en terres basses. Il s'y réfère sans aucun doute à l'expérience qu'il a acquise au Surinam auprès des Hollandais, mais aussi à celle, de plus de dix années, passées en Guyane. Il est frappant de constater la modernité de sa vision, en accord avec l'esprit scientifique européen du dernier quart du XVIIIe siècle.

---

(17) ANSOM - C 14 R. 43 F° 234 FIEDMONT. 1777.

(18)MALOUET (V. P.) Mémoires...(op. cit.)

(19) GUISAN S. Traité sur les terres noyées de Guyane appelées communément terres basses, (1788).- (op. cit.).

A titre d'exemple, nous évoquons ici un aspect de cette œuvre : l'évaluation de la fertilité des terrains.

On a retrouvé les journaux de Guisan parti pour de long mois en compagnie du Chevalier De Bois Berthelot et de Couturier effectuer des analyse se sols sur toute la région côtière comprise entre le Mahury et l'Oyapock.

Guisan commence par définir deux ensembles liés à la qualité des sols. Son jugement repose sur la botanique comme c'était depuis toujours la règle mais aussi sur l'analyse pédologique.

Par exemple : il ne croit pas que les palmiers pinots soient des marqueurs suffisants de fertilité, il ne l'admet que s'ils sont associés à des bois mous et poreux (sans doute des moutouchis). Il est pénétré de l'idée que végétation luxuriante ne veut pas dire sol riche (affirmation très prémonitoire pour l'ensemble Amazonie-Guyane).

Les sols de première catégorie, selon lui, sont constitués de trois couches : terreau végétal, vase mélée, vase franche (*bleue très onctueuse*). Il localise de tels sols sur les bords du Couripi, de la Ouanary (bas Oyapock) et sur la Comewine (Surinam). Les terres de l'Approuague relèvent de la deuxième catégorie elles sont bonnes, mais moins intéressantes pour l'agriculture.

Mais l'évaluation de la fertilité des sols doit tenir compte de leur évolution. Guisan lui-même a ignoré le redoutable problème des sulfures[20]

La maîtrise de la valeur chimique de ces terres nouvellement asséchées est très délicate et l'observation de De La Ferre[21] est particulièrement juste sur ce point : «J'ai suivi de très près les travaux entrepris par deux habitants qui en 1779 entreprirent chacun de déssècher chacun vingt cinq carrés de terres nommées pinotière que le S. Guisan avait lui-même jugées devoir être excellentes. En 1780, M. Bertier, l'un de ces deux habitants planta en manioc, roucou et coton, quatorze carrés de ces nouveaux défrichements, les travaux d'assèchement en étaient supérieurement faits, les roucous les cotoniers et surtout le manioc y avaient acquis en 1781 une grosseur peu commune à cette époque : les cotoniers et le roucou donnaient les plus belles espérences, mais à mesure que le fumier était lavé, et entrainé par la filtration des eaux, on a observé que les cotoniers, les roucous dépérissaient et au mois de septembre 1782 ces plantes paraissaient mortes, tant il est vrai que pour bien juger de la bonté et de la qualité de ces terres, il aurait été convenable de les voir et de les fouiller à la fin

---

(20) Sels de soufre qui remontent au bout d'un certain temps, surtout dans les sols riches en pégasse. Cet inconvénient est aujourd'hui encore un obstacle à la mise en valeur de certaines mangroves.

(21) C 14 R 56 DE LA FERRE. 1787.

de l'été, temps où elles sont entièrement dégagées des eaux qui les couvrent cinq ou six mois de l'année. Voyant travailler au mois de janvier-février 1780 aux fossés d'entourage de chaque carrés, j'étais moi-même dans l'opinion que ces terres devaient être excellentes, comme elles étaient alors chargées d'eau elles paraissaient d'un noir bleuâtre, couleur qui d'ordinaire désigne la bonne terre, elles conservaient cette teinte jusqu'à trois ou quatre pieds de profondeur. En février 1783, il paraissait sur cette terre trois à quatre pouces de fumier, les cotoniers étaient tous morts et la végétation des roucous très languissante, j'ai aussi broyée de cette terre dans la bouche que je trouvais infiniment chargée de matière souffrée, d'alun et de vitriol, cette découverte donna la curiosité de ramasser de l'eau qui se filtrait à travers les terres, elle était aussi fortement imprégnée de souffre d'alun et d'esprit vitriolique[...] Toutes ces découvertes nous portent à croire que les terres doivent différer en bonté, et par leur qualité, de celles du Surinam qu'on sait avoir toujours été des terres permanentes, les déssèchements commencés depuis deux ans à Prouague lèveront d'ici à quelques années tout espèce de doute [...]»

On peut sans doute reprocher à Guisan d'avoir fait des terres basses la réponse à tous les problèmes agricoles de cette région et de ne pas remettre en cause l'esclavage dans son principe. Sa préoccupation pour améliorer la condition des esclaves sur les habitations est cependant constante, mais les bras doivent se multiplier pour réaliser ces travaux pharaoniques. Aujourd'hui encore, on a peine à croire que ces kilomètres de digues et de canaux, que l'on ne peut appréhender que vus d'avion, ont été réalisés avec de simples pelles. L'impact de son œuvre a été considérable et le *Traité des terres basses* fut la Bible de tous les colons guyanais pendant la première moitié du XIXe siècle.

LA REALISATION D'UN POLDER AU XVIIIe SIECLE

«Une habitation en terres basses est un chef d'œuvre de travail et d'industrie. Les terres placées par la nature en dessous du niveau de la mer, se trouvent à l'abri de cet élément par la savante main des agriculteurs».[22]

[La description ci-après d'un polder-type du XVIIIe siècle, est largement empruntée au mémoire de Macaye (1774)[23] et au *Traité des terres basses* de Guisan.]

---

(22) DE SAINT AMAND, L. Ch. Des colonies, particulièrement de la Guyane française.Paris, 1822. 246 pp.

(23) D.F.C. Guyane C. 62 N° 231. MACAYE C. Mémoire détaillé sur les dépenses à faire pour parvenir à assècher et à défricher les terres basses. 1774.

- L'arpentage

Après l'examen des terres, on procède aux opérations d'arpentage avec le relevé très exact des dénivellations. On s'adjoint le concours d'un ingénieur ou d'un géomètre expérimenté. «On doit commencer au milieu de sa concession et tout à fait au bord de la rivière, par abattre et déblayer un petit espace dans lequel on construit un bon carbet pour soi et les blancs qu'on a à son service et ensuite un autre de grandeur convenable pour loger tous les esclaves»[24].

«Puis on désigne la grandeur de l'abattis par des lignes bien ouvertes, en ayant attention d'embrasser toute la face de la concession, en observant que la ligne de derrière soit perpendiculaire à celle de la chasse en profondeur»

Macaye signale qu'il a du abattre des arbres sur 50 pas de large tout autour du polder «Il m'en a coûté pour cet abattis du pourtour trois cent soixante journées de nègres»[25]. La parcelle est ensuite déboisée, brûlée et nettoyée (*chapusée*) de sa végétation .

- L'enceinte du polder

Les travaux de la première année sont consacrés à la réalisation de l'enceinte et à la pose de l'écluse.

On commence le polder à la faveur de la saison sèche en réalisant la *digue et le fossé d'entourage*. L'opération de creusement du fossé et d'élévation des digues ou bermes est simultanée (par accumulation des déblais). Il est indispensable de créer un espace entièrement clos, étanche à l'environnement extérieur : l'enceinte. Macaye donne au fossé d'entourage la largeur de 12 pieds. Il qualifie de *rude* le travail de fouille... «L'esclave en fossoyant ne peut couper et débarasser son fossé de toutes les racines et troncs de palétuviers et autres arbres qui se rencontrent dans l'espace qui lui est donné à fouiller. Il faut donc faire marcher après lui d'autres nègres qui avec une hache et d'autres instruments coupent et enlèvent les troncs et les racines qui n'ont pu être tirés avec la pelle». Il faut compléter ce travail par le creusement d'un fossé parallèle: le contre-fossé.

Au centre, on termine l'élévation de la digue d'entourage sur un *noyau* d'argile bleue qui en assure l'étanchéité.

- Le canal d'écoulement

Large d'au moins 4 mètres, il permet la communication du polder avec la rivière ou la mer.

---

(24) MACAYE Mémoire détaillé sur les dépenses à faire pour parvenir à assècher et à défricher les terres basses. D.F.C. Guyane C. 62 N° 231 - 1774.

(25) MACAYE : Mémoire détaillé... op. Cit. 1774.

- **Les «machines»**

On place une écluse pour empêcher la remontée des eaux salines ou saumâtres à marée haute (position fermée) et laisser s'écouler les eaux pluviales excédentaires à marée basse (position ouverte). L'écluse est un gros ouvrage de maçonnerie contrairement au *coffre*, simple chassis en bois où pivote une porte qui s'ouvre et se ferme avec les mouvements de la marée.

- **L'espace construit** [26].

On réserve un espace pour la maison et les dépendances en façade pour *jouir du bon air*. Les constructions en terres basses sont en général édifiées sur des fondations de *grillage* en bois, c'est à dire des poutres croisées horizontalement dans une fosse. En Guyane, le moulin à marée, typique des terres basses, fera figure d'innovation technique (Habitation du *Collège* sur l'Approuague).

- **L'espace cultivé**

La mise en culture est entreprise la deuxième année. L'aménagement intérieur du polder est déterminé par le type de culture qui y sera pratiquée. Pour la canne à sucre, par exemple, la *pièce* fait 100 toises (200 mètres) au carré, elle est subdivisée en *planches* de 30 pieds (9 mètres) limitées par des *tranches* ou *dalles* (sortes de rigoles). Chaque pièce est séparée par des canaux de circulation (et de draînage) avec des bermes de service de part et d'autre. Un canal central sert à la circulation et à actionner la roue d'un moulin à marée.

Pour la culture du café, Macaye a réalisé des *pièces* carrées de 100 mètres environ de côté. Les *dalles* ou fossés ont six pieds de large sur quatre de profondeur. Ces carrés sont encore divisés par des *tranches* espacées de 32 pieds. Cette opération est minutieuse, car il faut en même temps nettoyer le terrain des nombreuses souches qui l'encombrent. La terre rejetée sert à faire des bombements de sol dans les espaces intermédiaires.

Pour réaliser un polder de 19 carrés (environ 20 hectares), les esclaves de Claude Macaye ont travaillé durant trois années pleines. (Fig N° 3 - Plan du polder de Claude de Macaye en 1774).

La mise en culture achevée, les plants de café ne commencent à rapporter que deux ans plus tard. L'opération représente donc une immobilisation de fonds improductifs de cinq années au moins.

---

(26) L'architecture en terres basses nécessiterait un très long exposé.

-Noyage du polder

Pour lutter contre les insectes parasites, on inonde les carrés infestés pendant une courte période. On recommande de noyer le polder au bout de 30 à 40 ans afin de regénérer sa fertilité par les alluvions des eaux saumâtres.

-Les cultures sur polder

Au XVIIIe siècle, on a cultivé sur les terres basses, du café, du coton et des vivres. Mais on y trouve parfois du roucou alors que Guisan estime que cette culture est dénuée de tout intérêt. Dans cette première étape, il arrive assez souvent que l'on se contente de transposer sur polders les anciennes cultures des terres hautes. Sur l'Approuague, on a fait surtout de l'Indigo, et du sucre sur l'habitation du *Collège*. Il convient de souligner combien la culture de la canne était exceptionnelle à cette époque (4 sucreries pour toute la colonie). Au siècle suivant, au contraire, le sucre sera la culture dominante (une cinquantaine d'habitations de terres basses vers 1830). (Fig N° 4 - Carte des exploitations de terres basses sur l'Approuague en 1789).

CONCLUSION

En 1789, 60 habitants avaient entrepris d'exploiter des terres basses, soit un peu plus de 20% des propriétaires terriens. On pourrait dire aussi que 80% des colons guyanais cultivaient encore des terres hautes.

Cette distribution est le reflet à peu près exact des fortunes. Autrefois, les colons riches étaient sucriers, désormais, cette même classe sociale se retrouvait sur les terres basses. En effet, un polder représente une mise en œuvre sophistiquée, des investissements très coûteux, pour une rentabilité prometteuse mais lointaine.

La Révolution va clore, de façon brutale, cette première étape des terres basses. La fuite des colons nobles et le départ de Guisan, trop lié à l'Ancien Régime, le désordre des relations commerciales, mais surtout la première abolition de l'esclavage en 1794, sont autant de causes conjoncturelles à cet arrêt. Il n'entre pas dans le cadre de cet exposé d'analyser dans le détail les bilans économiques «hors Révolution» des terres basses. Mais la simple lecture des mémoires de l'époque donne le sentiment d'un demi-succès, mal dissimulé derrrière des recensements triomphalistes. Les déboires de l'habitation royale du *Collège,* créée pourtant avec des moyens considérables par Guisan lui-même, illustrent bien cet état de chose. En moins de vingt années, il n'était de toute façon pas possible d'atteindre à la complète maturité d'un système aussi nouveau.

Il faudra attendre les années 1820 pour voir se concrétiser enfin la réussite économique des terres basses.

Aujourd'hui, la prospection aérienne permet de retrouver les traces de ces anciens polders. Il serait intéressant d'en faire une carte systématique en essayant de discriminer les polders de la première et de la deuxième phase. Souvent, comme à Vidal, on a repris le polders du XVIIIe siècle ce qui brouille d'autant la lecture des vestiges. Ce travail archéologique, confronté aux nombreuses sources écrites qui existent sur ce sujet, permettrait d'évaluer avec précision la réalité de l'impact de ce mouvement. (Fig N° 5 - Carte des habitations de terres basses à la fin de l'Ancien Régime).

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

BAJON (Dr.), 1778 - Mémoire pour servir à l'histoire de la Guyane française. Grangé, Paris.

CARDOSO (C. F.), 1983- Esclavage colonial et économie : contribution à l'étude des sociétés esclavagistes d'Amérique à partir du cas de la Guyane française au 18e siècle. Cahiers du CERAG. Fort de France. 247 pp.

CHEVRIER (C.), BLANCHARD (L.), 1978. - Les défricheurs d'eau. *Village historique canadien.* N°1. Ottawa.

CHOUBERT (B.), 1957 - Essai sur la morphologie de la Guyane. Paris Imprimerie Nationale

DE GRANVILLE (JJ), 1986 - Les formations végétales de la bande côtière de la Guyane Française.*Le Littoral guyanais* Colloque de la Sépanrit. Cayenne. 47-64.

DESSINGY.(J.), 1770.1771- Carte topographique de l'Ile de Cayenne et des rivières et des criques qui l'environnent. D.F.C. Guyane.

GUISAN (S.), 1788 -Traité sur les terres Noyées de la Guiane appelées communément terres basses, sur leur dessèchement, leur culture et l'exploitation de leurs productions : avec des réflexions sur la régie des esclaves et autres objets. Cayenne, Imprimerie du Roi. 352 pp.

HERVE (Y.), 1987 - Une famille créole d'origine flamande, les Kerkhove. C.G.H.I.A. N°19 pp 15-22.

LEBLOND (J.B.), 1824 - Description abrégée de la Guyane française ou tableau des productions naturelles et commerciales de cette colonie A. Eymery. Paris.

LOINTIER.(M), 1986.- Hydrodynamique et morphologie de l'estuaire du Sinnamary.*Le Littoral guyanais* Colloque de la Sépanrit. Cayenne p37-44.

MALOUET (V. P.),.1802 - Collection de mémoires et de correspondances officielle sur l'admisnistration des colonies et notamment sur la Guyane française et hollandaise. Paris 5.T.

MONGROLLE, 1802 - La France Equinoxiale ou exposé sommaire des possessions de la République sous l'Equateur...) Laon .

PROST (M. T.), 1986 - Morphologie et dynamique côtière dans la région de Mana. *Le Littoral guyanais.* Colloque de la Sépanrit. Cayenne p31-36.

DE SAINT AMAND, (L. Ch.), 1822 - Des colonies, particulièrement de la Guyane française. Paris, 246 pp.

SAINT MARTIN, (J.M.), 1989 - Le sang de l'arbre. Ed. caribéennes. Paris. 253 pp.

TURENNE (F.), 1978 - Géologie-Pédologie - *Sédimentologie des plaines côtières.* ATLAS - CNRS/ORSTOM, Paris.

FIGURE I

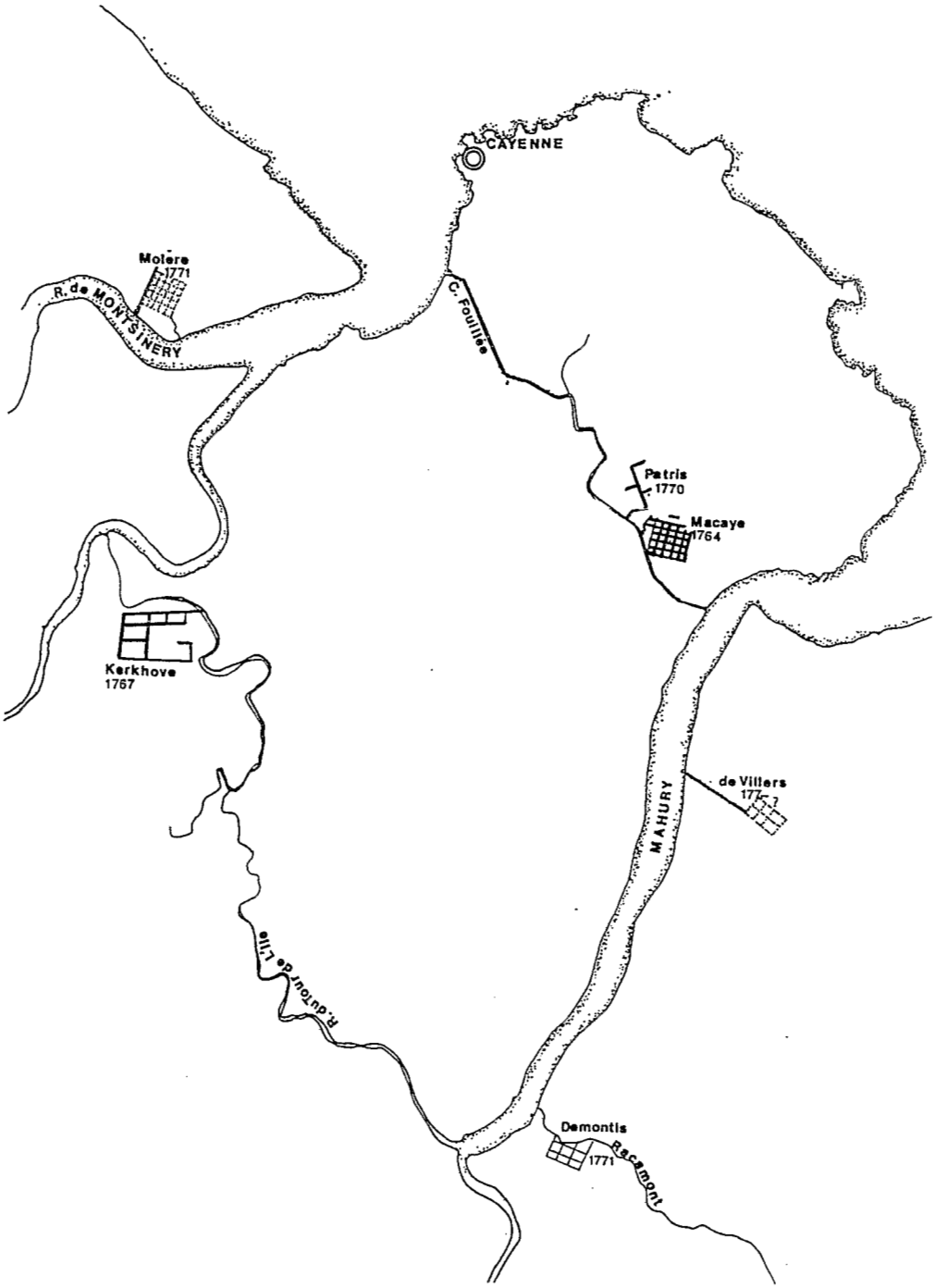

CAYENNE
Molère
1771
R. de MONTSINERY
C. Fouillée
Patris
1770
Macaye
1764
Kerkhove
1767
de Villers
1771
MAHURY
R. du Tour de L'île
Demontis
1771
Racamont

FIGURE 2

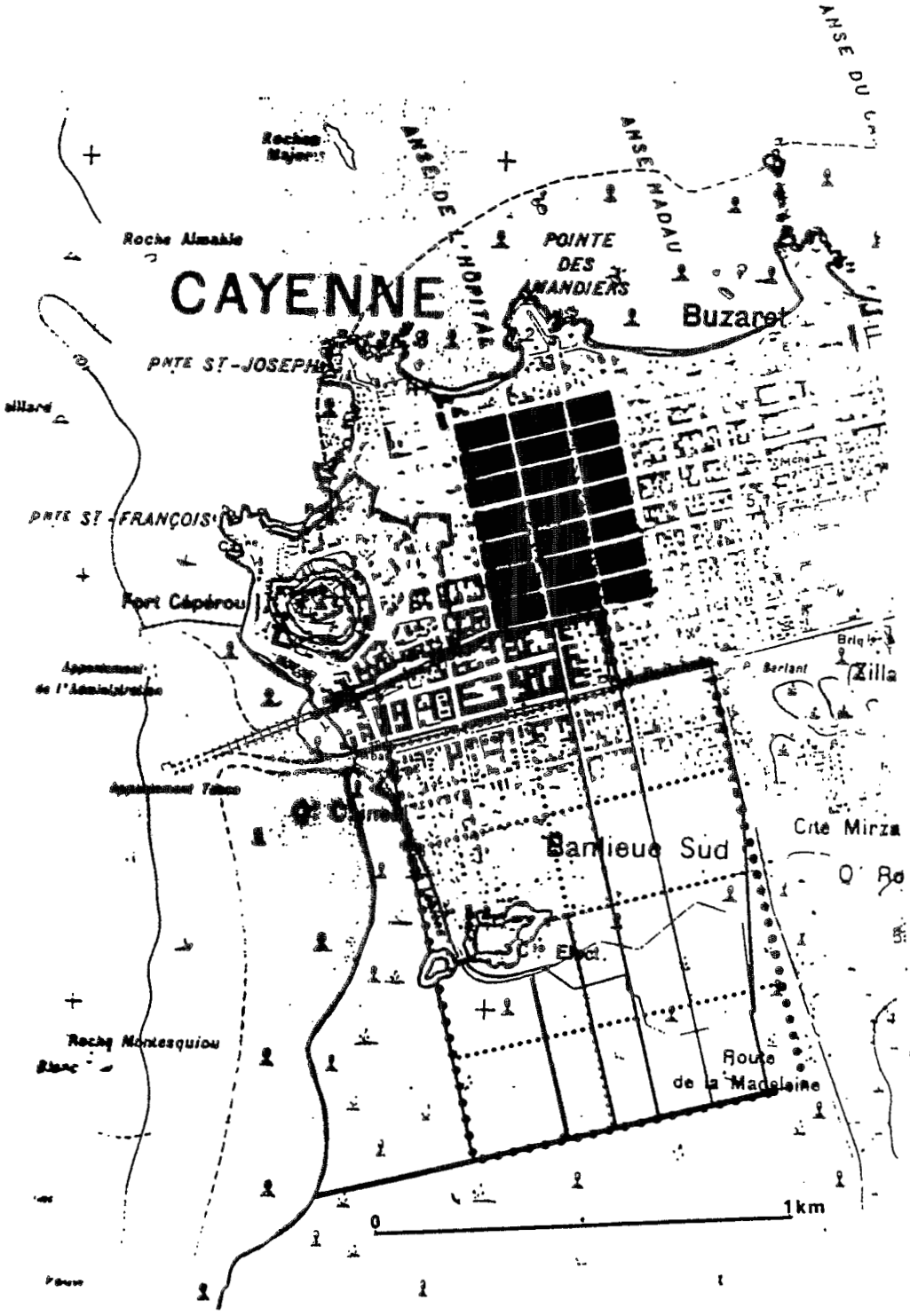
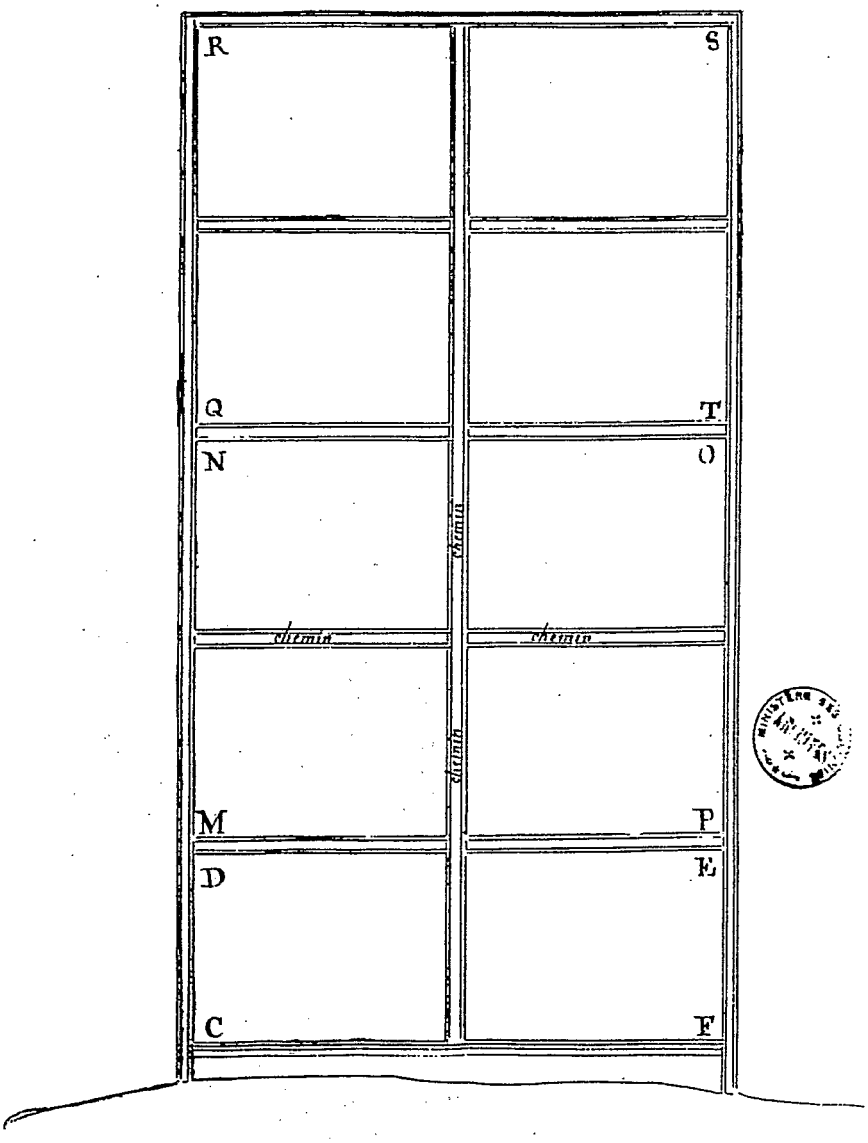

CAYENNE
Roche Majeure
Roche Aimable
ANSE DE L'HOPITAL
ANSE MADAU
POINTE DES MANDIERS
Buzaret
PNTE ST-JOSEPH
PNTE ST-FRANÇOIS
Fort Cépérou
Zilla
Cité Mirza
Banlieue Sud
Route de la Madeleine
Roche Montesquiou
1km
0

FIGURE 3

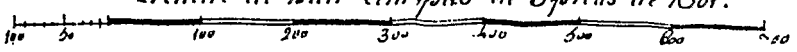
PLAN

N°. 2.



RIVIERE

Echelle de huit cent pas de 3 pieds de Roi.



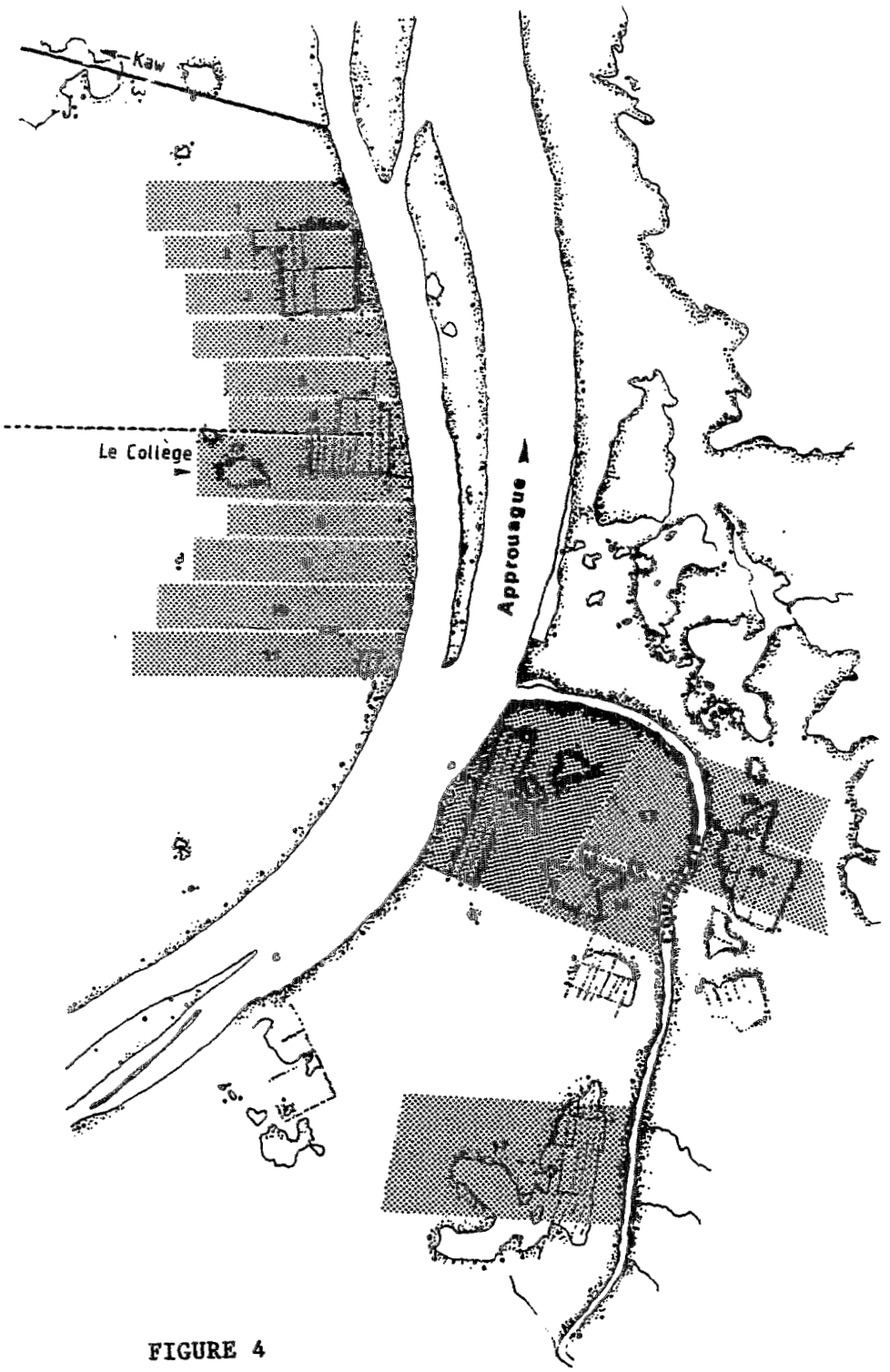
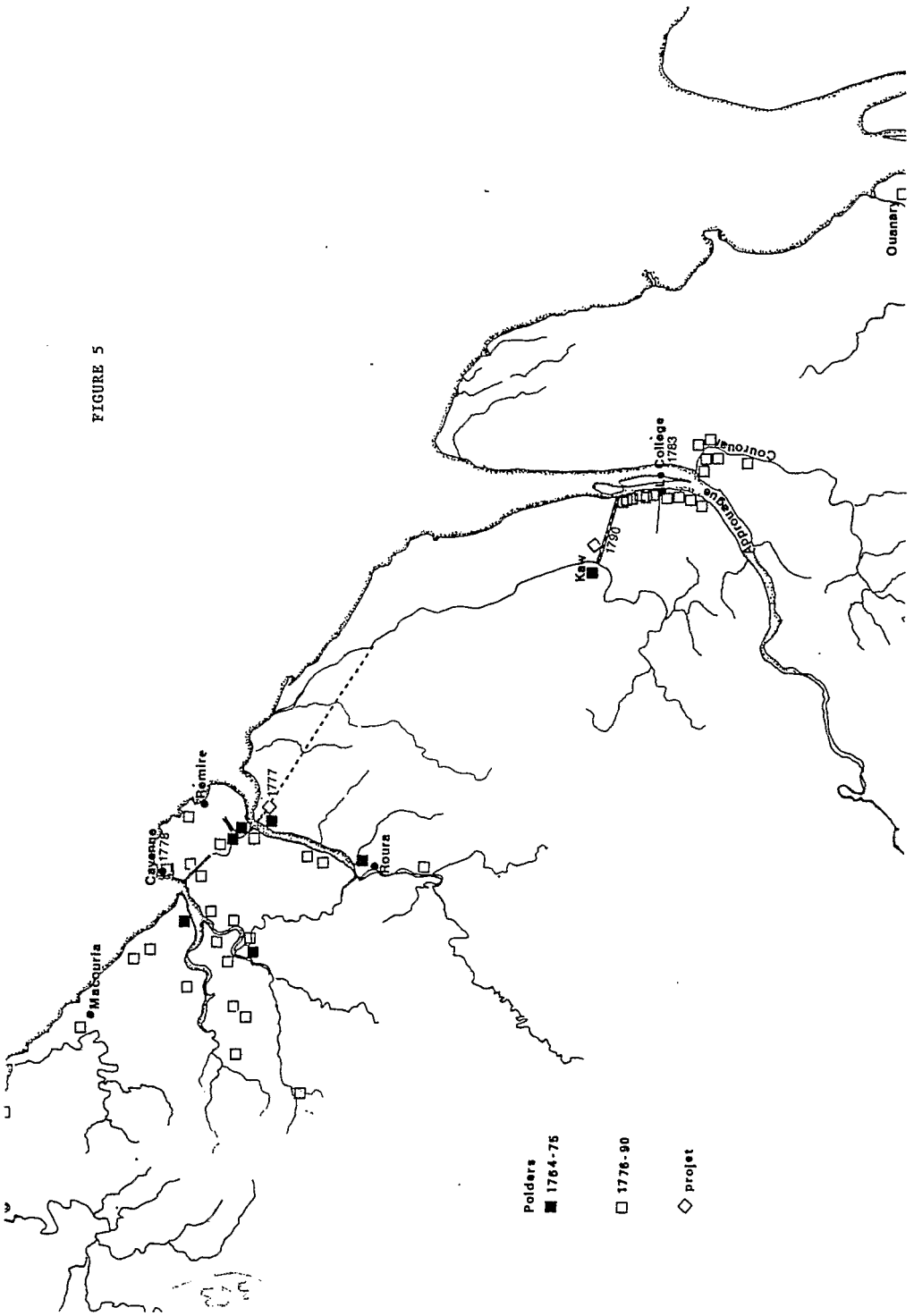


FIGURE 4

FIGURE 5


Ouanary
Couroua
College
1783
Approuague
Kaw
1790
Remire
1777
Cayenne
1778
Roura
Macouria
Polders
1764-75
1776-90
projet

RECONSTITUTION DE PALEO-RIVAGES ET RECHERCHE DE SITES COQUILLIERS PREHISTORIQUES SUR LE LITTORAL CARAIBE DE COLOMBIE PAR TELEDETECTION

Thierry LEGROS[1], Yves THOMAS[2]

RESUME

Les auteurs présentent l'étude d'une série d'images satellitaires SPOT couvrant le littoral caraïbe de la Colombie, entre les fleuves Sinu et Magdalena. Ils cartographient les traits de côte actuel et d'un paléorivage holocène puis proposent, à partir d'un exemple pris dans la zone du Canal du Dique, une méthodologie de prospection de sites archéologiques fondée sur le repérage de structures qui, par leur signature spectrale et leur forme, peuvent être interprétées comme des amas coquilliers.

Localisation de la ligne de rivage actuelle.- La discrimination de la frontière entre le milieu continental et le domaine marin a été obtenue par seuillage de la bande spectrale XS-3.

Localisation de la ligne de rivage ancienne.- Dans la zone concernée, le trait de côte d'un rivage holocène est marqué dans le paysage par une discontinuité topographique et/ou pédogénétique. Différentes approches ont été testées pour le mettre en évidence. L'ACP a donné la meilleure discrimination dans le plus grand nombre de cas. Des aires correspondant à des limites chronologiques déterminées ont ainsi pu être délimitées (zones de gisements subactuels et sites côtiers anciens).

Identification de sites archéologiques.- A partir de la prospection des gisements préalablement reconnus, un essai de cartographie systématique des sites pré et protohistoriques (de type "amas coquillier") a été proposé. Ces habitats sont caractérisés par une forme déterminée et une signature spectrale précise. Plusieurs ordonnancements d'éléments d'images susceptibles de correspondre à de telles structures ont été repérés. Leur cartographie et interprétation sont proposées.

ABSTRACT

The authors study a series of SPOT satellite images coveringf the Caribbean coast line of Colombia between the Sinu and Magdalena rivers. They map the current coast lines and the Holocene paleoshore and they suggest on the basis of an example taken in the area of the Dique Channel to use a methodology for the prospection of the archeological sites based on the identification of formations which, given their spectral signature and shape, can be interpreted as shelly accumulations.

Position of the current coast line. - The discrimination of the limit between the continental environment and the marine environment has been obtained through the thresholding of the XS-3 spectral band.

---

(1) UPR 313 "Préhistoire des Andes" du CNRS, 27 rue Paul-Bert, F-94204 IVRY.

(2) URA 141 " Laboratoire de Géographie Physique" du CNRS, 1 place Aristide Briand, F-92195 MEUDON

Position of the former coast line. - In the area concerned, the coast line of an Holocene shore is characterized in the landscape by a topographic and/or pedogenetic discontinuity. Various approaches have been tested in order to reveal it. The ACP gave the best discrimination in the greatest number of cases. Areas corresponding to specific chronological limits have been defined (subcurrent desposit zones and old coastal sites).

Identification of archeological sites. - From the prospecting of previously identified deposits, a tent&ative systematic mapping of the pre and protohistyoric sites (of the "shelly accumalation" type) has been suggested. These habitats are chgaracterized by a specific shape and a precise spectral signature. Several sequences of image elements likely to correspond to such formations habe been identified. A tentative mapping and interpretation is suggested.

Mots-clés : Colombie, Caraïbe (Côte), Archéologie, Géomorphologie, Rivages, Formatif (époque), Télédétection, Spot.

Key-words : Colombia - Carribean (coast) - Archeology - Geomorphology - Shores - Formative (age) - Remote sensing - SPOT.

1.- PROBLEMATIQUE

Depuis 1987, la Mission Archéologique Française en Colombie mène des recherches sur l'occupation humaine préhistorique du Nord de la Colombie et plus spécifiquement sur les premiers producteurs de céramique dans cette aire Nord Andine. Des prospections intensives, dans un carré d'environ 80 kilomètres de côté, le long du cours inférieur du fleuve Magdalena et du Canal du Dique (bras fossile du même fleuve),ont amené la découverte d'une trentaine de nouveaux sites archéologiques précolombiens d'époques diverses. Seul un petit nombre de ces gisements répondait à la problématique archéologique préalablement définie. Tous concentrés à une dizaine de kilomètres du rivage actuel, en bordure de la mangrove, ces traces des premiers céramistes américains ont pu être datées de la seconde moitié du quatrième millénaire avant notre ère.

Il convient de rappeler ici l'importance de la côte caraïbe colombienne et plus particulièrement de la région de Carthagène dans l'étude des sociétés préhistoriques amérindiennes.

L'apparition de la céramique sur le continent américain est un phénomène encore mal connu. Si, dans les années 60, on pensait cette technique importée d'Asie, les recherches actuelles semblent indiquer un foyer d'invention conti-

nental. Or, les plus anciennes traces du Formatif, époque d'émergence de cette technique, ont été mises en évidence dans la région de Carthagène.

Ces cultures du Formatif Ancien qui s'étalent dans la zone du 4ème au 2ème millénaire avant J.C., ne sont connues que par de très rares sites archéologiques qui, à l'exception de ceux de San Jacinto (Oyuela, 1987), sont des gisements côtiers. Barlovento (Reichel, 1955), Canapote (Bishof, 1966), au Nord de Cartagena, comme les sites du Delta du Dique -Monsú (Reichel, 1985), Puerto Hormiga (Reichel, 1961, 1965), Puerto Chacho (Legros, 1988)- sont tous peu ou prou des amas coquilliers (figure 3).

La concentration de ces sites dans la zone amphibie n'a pas encore reçu d'explication satisfaisante, (seule zone occupée à cette époque ou défaut de prospection dans les autres biotopes).

Ce type de milieu présente plusieurs difficultés pour l'archéologue. Les moyens de préparation des prospections sont limités : les cartes topographiques sont notablement imprécises et les photos aériennes n'existent que lorsque la zone présente un intérêt économique, ce qui est rarement le cas lorqu'on s'éloigne du rivage.

De rares pistes permettent d'y pénétrer quelques mois de l'année en saison sèche, mais à la saison des pluies, la voie d'eau devient le seul moyen de déplacement. Or, la majorité des sites nous intéressant se trouvent entre ces deux voies de communication, à bonne distance de l'une comme de l'autre et d'accès relativement difficile. De plus, la visibilité au sol est limitée par la densité de la végétation dans la partie inondable.

Il était donc impossible, au début de nos travaux, de réaliser une prospection systématique qu'elle soit globale ou ponctuelle. Par conséquent, La démarche que nous avons suivi sur le terrain a été tout à fait pragmatique.

Les "amas coquilliers" sont des gisements particuliers : à la fois accumulations de déchets de cuisine et lieux d'habitat, le sédiment qui emballe habituellement le matériel archéologique est ici remplacé par les rejets des populations les ayant occupés : coquilles pillées, restes de faune en particulier de poissons et de mammifères marins. Ce type de site, abondant dans la zone considérée, couvre un vaste éventail temporel : absents au Paléo-Indien, dans l'état actuel de nos

connaissances, ils apparaissent avec les céramistes du Formatif ancien et perdurent - sous différentes formes - jusqu'à l'époque actuelle.

Bien que des exceptions soient connues, le transport sur de longues distances de coquillages est peu probable en l'occurence. Le rapport du poids de l'animal avec sa coquille sur le poids "utile", c'est-à-dire de nourriture consommable plaide en faveur, sinon d'une consommation, du moins d'une préparation et donc d'un dépôt des déchets en bordure immédiate des zones humides. Il nous paraît, en effet, difficile d'envisager un transport, dans le courant du 3° millénaire b.C., des tonnes de coquilles que représentent les 6 mètres de stratigraphie connus à Canapote et s'étendant sur plusieurs centaines de mètres au sol.

Un premier inventaire de ces gisements nous a permis de mettre en évidence l'absence totale de sites anciens (4°-2° millénaire b.C.) à proximité immédiate du trait de côte actuel dans les zones basses. L'amas coquillier de Puerto Chacho, par exemple, est situé dans la plaine deltaïque, le long d'une terrasse d'un bras fossile du Dique en limite savane/mangrove, à plus de 10 km. de la côte actuelle. Cependant les résultats de prospections minutieuses dans la zone test délimitée autour de ce même site ont permis de répertorier de nombreux autres amas coquilliers, tous plus récents (du 8° siècle A.D. à des amas toujours en fonctionnement).

La séparation entre une zone de sites "récents" et une autre de sites "anciens" nous a amené à chercher les moyens de cartographier cette limite correspondant à la ligne de rivage d'un épisode transgressif de l'Holocène.

De plus, il nous semblait que si la visibilité au sol était très mauvaise, une vision aérienne devait pouvoir faire apparaître les sites concernés soit par différence de couleur lorsqu'il s'agissait de sites de surface, soit par différence de végétation dans le cas des sites enterrés (p.H. des sols de la zone très acide alors qu'un amas coquillier, même enfoui, donne au sol un p.H. ultra-basique qui modifie notablement les espèces végétales présentes).

L'utilisation de la télédétection vise donc, dans le cas présent, à permettre la systématisation des recherches et à faciliter les prospections.

2.- LE MATERIEL ET SON ANALYSE

2.1.- L'imagerie

Les images traitées ont été acquises par le satellite SPOT-1, les instruments "Haute Résolution Visible" opérant en mode multispectral, c'est à dire avec une résolution au sol de 20 par 20 mètres.

Les scènes couvrent la zone comprise entre les deltas des fleuves Sinú, au sud, et Magdalena, au nord. Elles sont datées du 27 mars 1986 (fin de saison sèche) pour quatre d'entres elles; celle qui concerne le delta du fleuve Sinú a été acquise en période hivernale (figure 1 et tableau 1).

2.2.- Procédure d'analyse

2.2.1.- Extraction de la ligne de rivage actuelle

La limite Continent - Océan a été obtenue par masquage de la bande spectrale XS-3 (λ = 0,79 à 0,89 µm). Le coefficient d'absorption de l'eau de mer "claire", voisin de 1 dans cette partie du spectre électromagnétique implique que la réflectance diffuse des eaux tende vers zéro et maximise le contraste avec le milieu continental adjacent.

On a isolé la frontière du domaine émergé par transformation de l'image de gris en un ensemble X_t (image binaire) selon l'expression :

$$X_t=\{x\in R^2 : f(x) \geq t\}$$

Les valeurs de la borne t ont été repérées par seuillage global à partir des histogrammes des images.

La procédure retenue n'est cependant pas adaptée à la reconnaissance du trait de côte dans les zones, spatialement très réduites, où des émissaires continentaux contribuent à accroître notablement la charge en matières en suspension. Dans ces derniers cas, un seuillage local a dû être retenu.

La figure 2 [a] fournit le trait de côte qui a été obtenu entre les deltas des fleuves Sinú et Magdalena.

2.2.2.- Extraction de la ligne de rivage ancienne

Une ligne de rivage d'altitude supérieure au zéro actuel des cartes marines est souvent marquée dans le paysage par une, voire plusieurs, discontinuités physiographiques. La topographie, la nature des matériaux, la végétation tendent à souligner cette marque de stationnement du niveau marin lors du maximum de la phase transgressive holocène. Nous nous sommes attachés à la repérer puis à l'extraire.

Repérage de la ligne de rivage.- Plusieurs techniques ont été mises en oeuvre pour amplifier le contraste radiométrique observé de part et d'autre de cette ancienne ligne de rivage, contraste dû aux différences d'humidité et de végétation.

(1) Emploi de l'indice normalisé de végétation (INV).

(2) Réalisation d'opérations de changement de système de représentation spatial des couleurs après décalage spectral. Passage du système R (ROUGE), G (VERT), B (BLEU) au système de coordonnées trichromiques X, Y et Z, les bandes XS-1 (vert), XS-2 (rouge) et XS-3 (infra-rouge) étant respectivement assimilées aux composantes bleue, verte et rouge.

(3) De la même manière, passage du système R, G, B au système HUE, LIGHTNESS, SATURATION.

(4) Enfin, calcul des deux premières composantes de l'analyse en composantes principales des trois bandes spectrales.

Si les quatre approches se sont toutes révélées satisfaisantes, la dernière d'entre-elles a fourni plus systèmatiquement de meilleurs résultats. La première composante principale obtenue après transformation de Karhunen-Loeve a donc été retenue pour l'extraction de la ligne de rivage datée d'époque holocène.

Extraction de la ligne de rivage.- Aucune procédure automatique ne s'étant révélée totalement satisfaisante, la ligne de rivage a été extraite par suivi de son contour sur console interactive. La figure 2 [b] fournit le trait de côte qui a été obtenu entre les deltas des fleuves Sinú et Magdalena.

2.2.3.- Identification de sites archéologiques

L'identification des sites archéologiques a été conduite sur le secteur d'étude de la Mission Archéologique Française en Colombie. La figure 3 présente la zone test choisie qui correspond à une fenêtre de 512 par 512 éléments d'images de la scène SPOT-1 641-330 du 27 mars 1986 où sont situés les sites formatifs de Puerto Hormiga (Reichel-Dolmatoff, 1968) et Puerto Chacho, en cours de fouille, ainsi que de nombreux gisements sub-actuels.

L'identification des sites archéologiques a été menée en deux temps: après une délimitation des aires de localisation des gisements sub-actuels et anciens, la localisation des amas coquilliers a fait appel à des transformations morphologiques élémentaires.

Délimitation de la zone de prospection.- La pratique du terrain a permis de différencier deux types de sites archéologiques: [a] les sites récents localisés entre les traits de côte actuel et ancien, et [b] les sites côtiers du Formatif ancien, situés à l'amont immédiat de la ligne de paléorivage. On a donc extrait deux zones de prospection correspondant chacune au secteur de localisation le plus probable des types de gisements.

Les traits de côte actuel et ancien ont permis de constituer deux images binaires des milieux immergés et émergés à chacune des deux époques [IMAGE(1) et IMAGE(2), respectivement]. On en a déduit une image binaire correspondant à l'aire de localisation des sites actuels par emploi d'une procédure de segmentation [IMAGE(3)] :

IMAGE (1)	IMAGE(2)	IMAGE(3)
Immergé	immergé	faux
Immergé	émergé	sites actuels
Emergé	immegé	faux
Emergé	émergé	faux

L'expérience montre que les gisements anciens se concentrent en amont de la ligne de côte formative dans un rayon R qui s'avère localement toujours inférieur à cinq cents mètres. On a donc construit une image binaire qui forme un ruban R(e) de largeur e et couvre l'ensemble des points dont la distance à la ligne de

rivage contemporaine de l'occupation Formative est au plus égale à e, soit cinq cents mètres [IMAGE(4)]. L'aire du ruban R(e) remplit, en partie, la condition d'être une zone favorable à la présence de sites anciens.

L'image binaire de la zone de localisation des gisements anciens [IMAGE(5)] a été obtenue par emploi d'une procédure de segmentation:

IMAGE (2)	IMAGE(4)	IMAGE(5)
Immergé	ruban	faux
Immergé	non ruban	faux
Emergé	ruban	sites anciens
Emergé	non ruban	faux

La figure 4 résume les diverses étapes de la procédure et donne une représentation de l'aire couverte par les zones de prospection des sites actuels [IMAGE(3)] et anciens [IMAGE(5)] dans le secteur du Canal du Dique.

Reconnaissance morphologique.- Outre leur signature spectrale, les sites déjà reconnus sont caractérisés par leur forme (circulaire à ellipsoïdale) et par leur dimension de taille restreinte (de l'ordre de la cinquantaine de mètres).

On a retenu une méthode d'approche qui permette d'isoler de telles formes, les principes en sont rappelés ci-après.

Chaque image binaire précédemment construite nous fournit une fonction f(x) définie dans R où f(x) représente l'amplitude du signal au point x. Il s'agit ici d'une fonction en niveaux de gris, i.e. en niveaux de luminance.

A chaque point x on peut associer un élément structurant plan B de forme, de taille, et d'orientation donnée. Dans le domaine de rayon λ, défini par B autour de x, la fonction f(x) possède une valeur inférieure et une valeur supérieure qui permettent de définir les opérateurs d'érosion et de dilatation.

Erosion et dilatation.- Pour construire la fonction érodée par un élément structurant plan B de taille λ, il suffit d'attribuer à chaque point du domaine B la valeur inférieure que prend f(x) dans ce domaine. Cette opération sera notée:

$$E^{\lambda B} f(x)$$

Pour construire la fonction dilatée par un élément structurant plan B de taille 1, il suffit d'attribuer à chaque point du domaine B la valeur supérieure que prend f(x) dans ce domaine. Cette opération sera notée:

$$D^{\lambda B} f(x)$$

En termes imagés, on peut dire que l'érosion réduit les pics et élargit les vallées, la dilatation comble les vallées et épaissit les pics.

Ouverture et fermeture.- On peut également, par emploi successif d'opérateurs d'érosion et de dilatation, définir une fonction ouverte, et réciproquement une fonction fermée. La fonction ouverte revient à dilater une image érodée et se note:

$$O^{\lambda B} f(x) = D^{\lambda B} E^{\lambda B} f(x)$$

Inversement, la fermeture revient à éroder une image dilatée et se note:

$$F^{\lambda B} f(x) = E^{\lambda B} D^{\lambda B} f(x)$$

Pour conserver notre même comparaison, si l'érosion et la dilatation modifient les niveaux de gris d'une façon conséquente, l'ouverture et la fermeture ne modifient l'image qu'en certains points: l'ouverture arase les pics trop acérés et la fermeture comble les vallées trop étroites.

Les transformations morphologiques.- Certaines transformations présentent un intérêt tout particulier. Ainsi, la différence entre une fonction f(x) et son ouvert par un élément structurant λB permet de former une nouvelle image transformée que l'on note:

$$T1\ f(x)=f(x)- O^{\lambda b}$$

Cette fonction sert à l'extraction des pics dont l'épaisseur est inférieure à la taille de l'élément structurant λB et qui avaient été éliminés lors de l'opération d'ouverture.

De même, la différence entre le fermé par λB et la fonction initiale fournit une seconde image transformée que l'on note :

$$T2\ f(x)=F^{\lambda B}-f(x)$$

Cette seconde fonction autorise l'extraction des vallées dont l'épaisseur est inférieure à la taille de l'élément structurant λB et qui avaient été éliminées lors de l'opération de fermeture.

On a utilisé ici un élément structurant plan B de forme carrée de rayon λ égal à 1 élément d'image (20 mètres), pour mener à bien l'opération d'extraction des sites caractérisés par une même morphologie que les gisements précédemment reconnus.

Les objets de taille inférieure au rayon de l'élément structurant λB ont été éliminés lors de l'opération d'érosion et n'ont donc pas été restaurés au moment de l'ouverture, ils sont alors mis en relief lorsque l'on soustrait l'image ouverte de l'image originale au moyen de la transformation T1 f(x) ainsi que le montre la figure 5.

Les figures 6 [a] et 6 [b] localisent les sites qui correspondent aux critères morphologiques retenus pour les zones de prospection actuelle et ancienne dans le secteur du Canal du Dique.

3.- DISCUSSION ET CONCLUSIONS

3.1.- Trait de côte actuel

Bien que différent de la ligne de rivage correspondant au zéro des cartes marines, un trait de côte instantané a pu être repéré continûment sur plus de deux

cents kilomètres. De par ses caractéristiques : (1) l'ensemble des documents nécessaires à son dessin ont été saisis de manière synchrone, et (2) acquis selon une même géométrie, en font un des documents parmi les plus fiables actuellement disponibles sur la zone d'étude. De plus, inclus dans une base de données géocodées, il peut (1) être facilement réactualisé, et donc (2) servir efficacement à l'étude de l'évolution géomorphologique du domaine côtier.

3.2.- Trait de côte ancien

Si le trait de côte ancien n'a pu être obtenu selon une procédure automatisée, il a néanmoins été repéré sur la totalité de la zone d'étude grâce aux marques que le stationnement de la mer a ici laissé dans le paysage. La question de la datation de cette ligne de rivage supérieure à l'actuelle peut être abordée selon deux voies différentes : soit directement par datation de dépots corrélatifs tels des sables coquilliers, faluns ou coraux par exemple, soit indirectement au travers des gisements archéologiques laissés par l'homme à ses abords immédiats. La première approche montre qu'un niveau + 0,5 m est reconnu en baie de Carthagène à 3.690 B.P. (tableau 2-a), la seconde au travers des datations des sites de Monsù, Puerto Chacho et Puerto Hormiga permet de reconnaître un âge supérieur à 5.000 B.P. (tableau 2-b) à l'épisode transgressif contemporain de l'édification des amas coquilliers.

3.3.- Prospection de sites archéologiques

Par leur signature spectrale et leur morphologie, il a été possible de faire apparaître des taxons susceptibles d'être reconnus comme des amas coquilliers.

Pour la zone test considérée, 160 éléments provenant de la zone de sites "récents" et 77 de la zone de sites "anciens" ont été identifiés et cartographiés.

Seule une vérification sur le terrain permettra d'affiner cette première sélection et de trier les véritables sites d'autres éléments ayant une signature spectrale similaire. D'ores et déjà, il apparaît que dans la zone "sub-actuelle", certaines formes de dégradation (plages hypersalines) et d'occupation (zones de production de charbon de bois) de la mangrove peuvent être confondues avec les objets recherchés. Dans la zone "ancienne", nous avons constaté la similitude de la signature de certaines structures de l'habitat contemporain avec celle des amas coquilliers anciens.

Les résultats obtenus peuvent être améliorés par emploi croisé des imageries multispectrales et panchromatiques, une résolution spatiale de 10 mètres étant alors atteinte, plus en rapport avec la taille des objets recherchés. Un tel travail, en cours de réalisation, nous a fourni des premiers résultats forts encourageants.

REFERENCES

BISCHOF (H), 1966. - Canapote : an early ceramic site in northern Colombia - Preliminary report. In : *Actas y memorias del XXXVI Congreso Internacional de Americanistas*, Sevilla, España 1964. volume 1, pp.483-491.

COSTIER (M.) et CHERMANT (J.L.), 1985.- *Précis d'analyse d'images.* Paris, CNRS Ed., 521 p.

DEBAINE (F.), 1988.- Extraction de réseaux linéaires à partir des images SPOT. Exemples pris dans une région semi-aride: le nord ouest de l'Inde. In: "*Images satellitaires et milieux tropicaux en régions arides et tropicales*". Bondy, ORSTOM Ed., pp. 225-239.

LEGROS (T.), 1991. - Puerto Chacho, la céramique à dégraissant de fibres végétales et le Formatif ancien du Nord de la Colombie. In: "Actes du XLVI Congrès International des Américanistes, Amsterdam 1988", Revista paletuologica argentina, n°5, Buenos Aires (sous presse).

LEGROS (T.), RODRIGUEZ (C.), PAULY (C.), 1989 - Arqueología del Formativo en las llanuras del Caribe colombiano (departamento de Sucre y Bolivar). Bogotá, *Boletín del Museo del Oro*, pp. 132-134.

LEGROS (T.), 1990 -Les premières céramiques américaines. In : "Les Amériques de la préhistoire aux incas". Paris, *Les dossiers de l'archéologie.* Numéro 145, pp. 60-63.

OYUELA CAYCEDO (A.), 1987 - Dos sitios arqueológicos con desgrasante de fibra vegetal en la Serranía de San Jacinto (Bolivar). Bogotá, *Boletín de Arqueología,* Volume 2, Numéro 1, pp. 5-21.

REICHEL-DOLMATOFF (G.), 1955 - Excavaciones en los conchales de la costa de Barlovento. Bogotá, *Revista colombiana de antropología.* Volume X, pp. 249-272.

REICHEL-DOLMATOFF (G.), 1961 - Puerto Hormiga: un complejo prehistórico marginal de Colombia (nota preliminar). Bogotá, *Revista colombiana de Antropología*, Volume X, pp. 349-354.

REICHEL-DOLMATOFF (G.), 1965 - Excavaciones arqueológicas en Puerto Hormiga (Departamento de Bolivar). Bogotá, *Antropológica*, Numero 2.

REICHEL-DOLMATOFF (G.), 1985 - Monsú: un sitio arqueológico. Bogotá, Banco Popular Ed.

ROGERS D.F. (1985).- *Procedural elements for computer graphics*. New York, Mc Graw Hill Ed., 433 p.

VERNETTE G. (1989).- Les variations du niveau marin. Exemple de la côte colombienne des caraïbes à l'Holocène. Bordeaux, *Bulletin de l'Institut de Géologie du Bassin d'Aquitaine*, Numéro 45, pp. 81-95.

Tableau 1: Caractéristiques des scènes SPOT traitées.

Satellite	Spot1	Spot1	Spot1	Spot1	Spot1
Capteur	HRV1	HRV1	HRV1	HRV2	HRV1
Mode	XS	XS	XS	XS	XS
K-J	641-330	641-329	6413-328	642-328	641-331
Date	27/03/86	27/03/86	27/03/86	27/03/86	29/07/89
Heure(UTC)	15h37'	15h37'	15h37'	15h36'	15h33'11
Azimut (Sol)	107,7°	108,9°	110,0°	110,5°	64,4°
Elév (Sol)	66,1°	66,0°	65,9°	66,4°	64,5°
Incidence	D 2,3°	D 2,3°	D 2,3°	D 2,3°	D 10,2°
Orientation	8,8°	8,8°	8,8°	8,9°	8,4°

Tableau 2 (a) : Datation de faciès littoraux et de récifs fossiles sur le littoral caraïbe de colombie (d'après Vernette, 1989).

Lieu	Echantillon	Côte	Age (B.P.)
Tierra Bomba	Sable coquillier	+0,5	3.690 ± 160
Manzanillo	Falun	+0,5	1.450 ± 130
Cartagena	Corail(platier)	+0,7	2.470 ± 120
Isla Teroso	Corail(platier)	+1,0	2.780 ± 120
Cienaga Honda	Corail(terrasse)	+1,0	2.700 ± 90
Playa Linda	Corail(terrasse)	+1,5	1.930 ± 120
Tierra Bomba	Corail(terrasse)	+2,0	3.200 ±- 200
Tierra Bomba	Corail(plaquage)	+2,5	2.800 ± 200

Tableau 2(b) : Datation des sites du Formatif Ancien colombien (d'après Legros, 1991).

Site	Phase	Age(B.P.)
Monsu	Monsu	5.300 ± 80
Puerto Chacho	Occupation media	5.220 ± 90
Puerto Hormiga	Puerto Hormiga	5.040 ± 90
Puerto Hormiga	Puerto Hormiga	4.970 ± 70
Puerto Hormiga	Puerto Hormiga	4.875 ± 170
Puerto Hormiga	Puerto Hormiga	4.820 ± 100
Monsu	Pangola	4.200 ± 80
Guajaro	Rotinet	4.190 ± 120
Monsu	Barlovento	4.175 ± ?
Canapote	Canapote tardio	3 .915 ± 100
Canapote	Tesca temprano	3 .730 +- 120
Barlovento	Barlovento medio	3.510 +- 100
Barlovento	Barlovento medio	3.470 +- 120
Monsu	Barlovento	3.079 +- 60
Monsu	Barlovento	3.230 +- 90
Barlovento	Barlovento tardio	3.140 +- 120
Barlovento	Barlovento tardio	2.980 +- 120

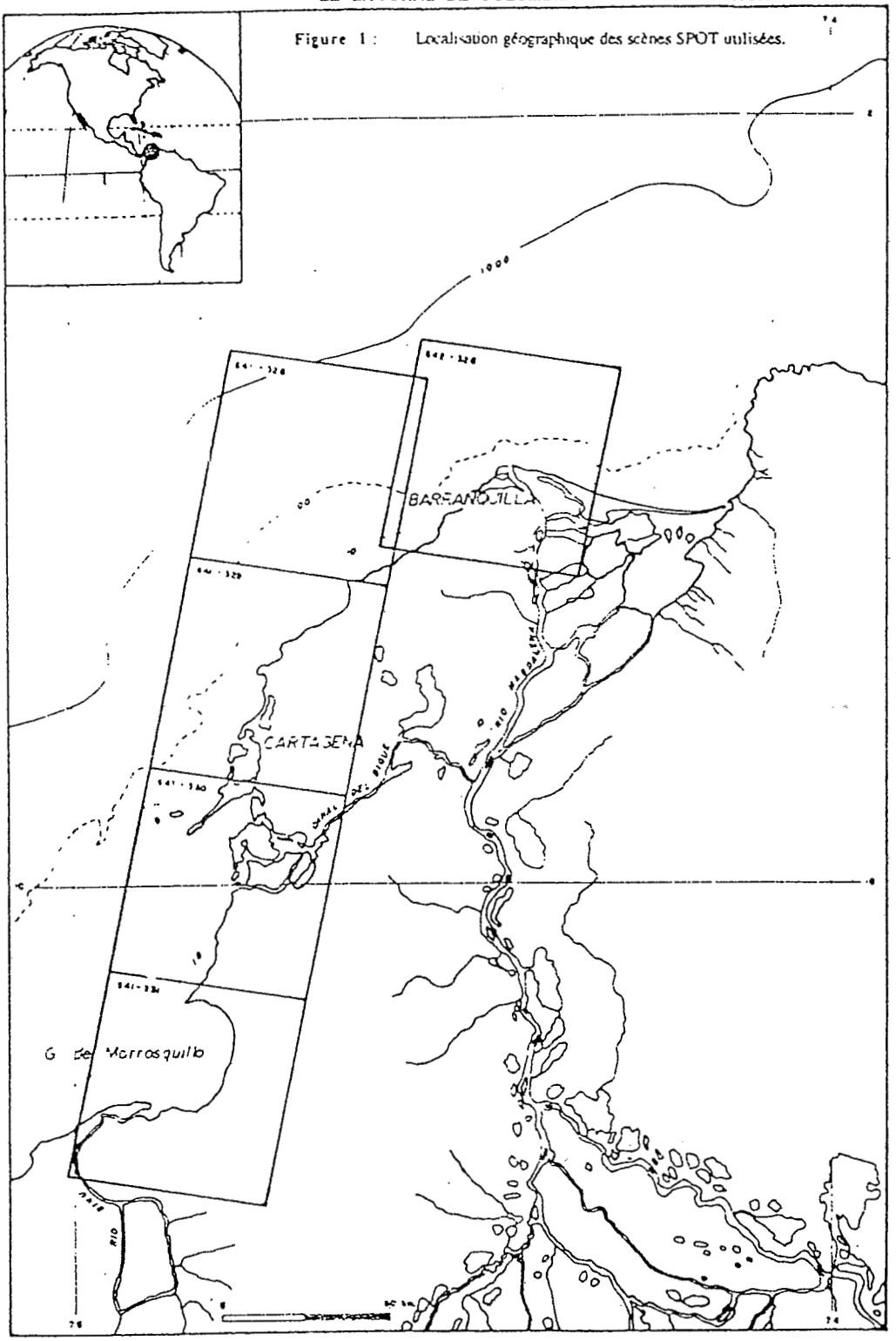


Figure 1 : Localisation géographique des scènes SPOT utilisées.

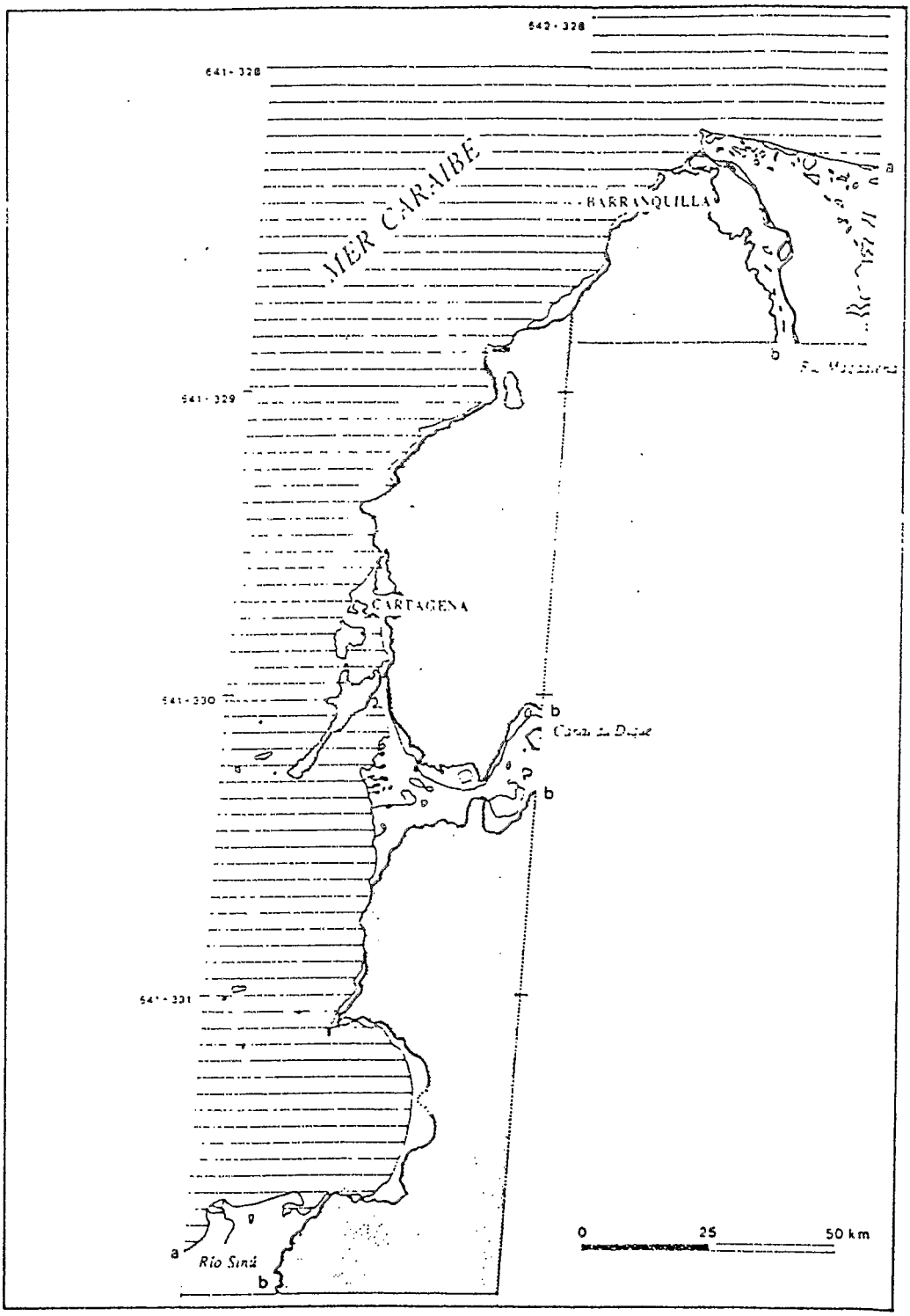


Figure 2 : Trait de côte actuel (a) et du paléorivage au maximum transgressif holocène (b) entre les deltas des fleuves Sinú et Magdalena.

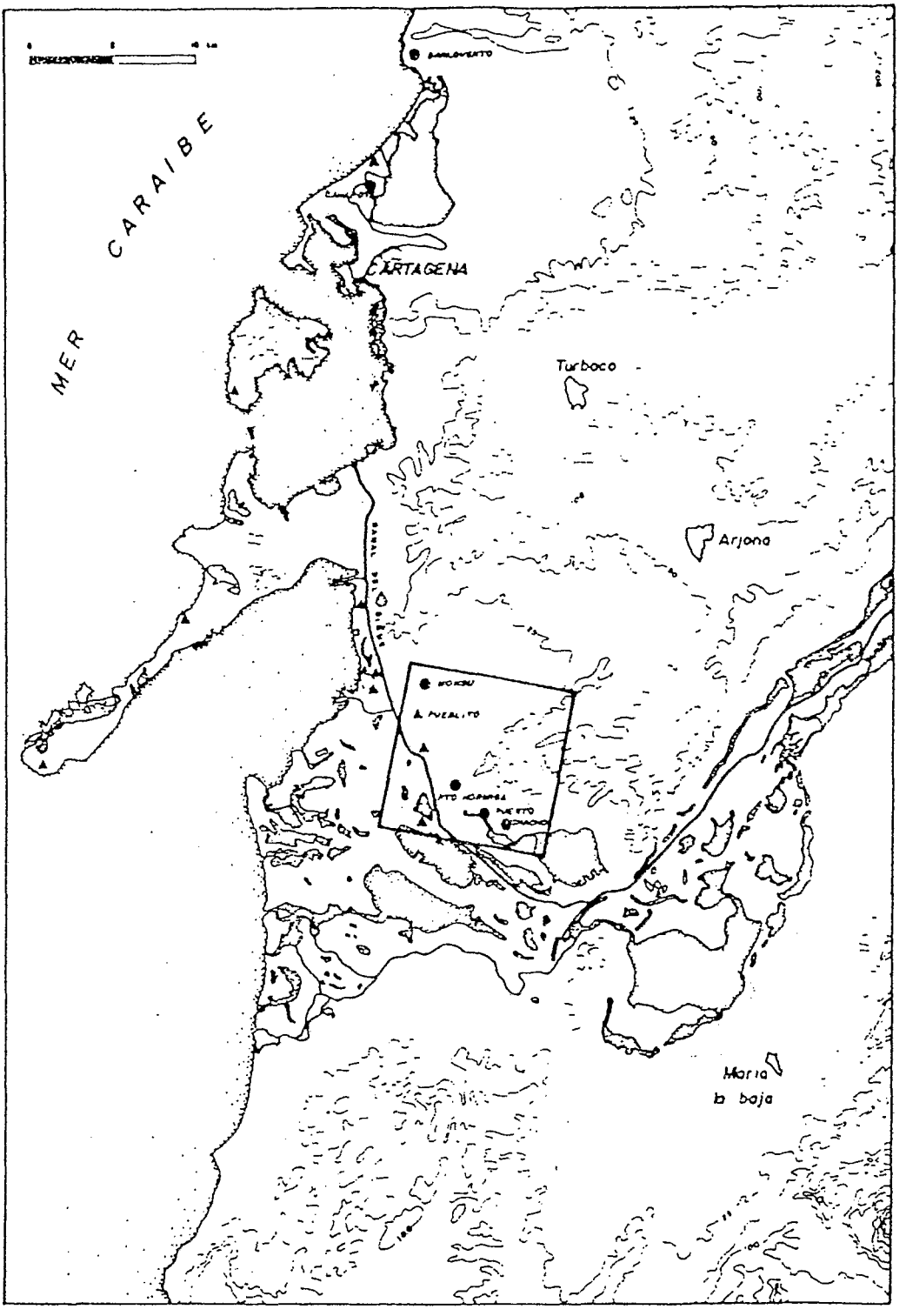


Figure 3 Localisation géographique de la zone test du delta du Dique avec incrustation des sites archéologiques sub-actuels [▲] et formatifs [●].

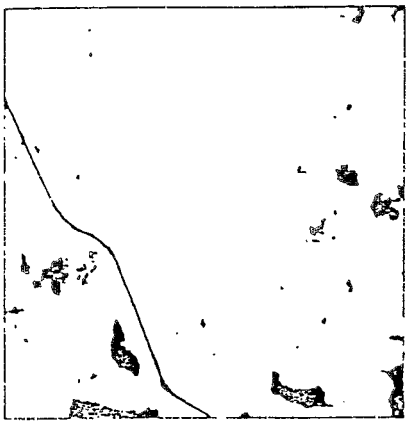


Image 1



Image 2



Image 3

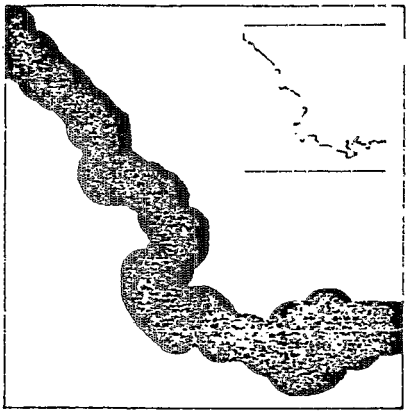


Image 4

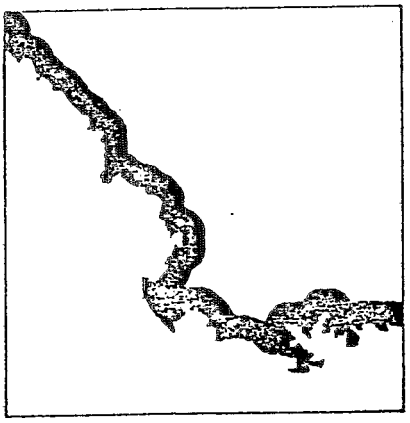


Image 5

Image 1 - Domaine aquatique actuel

Image 2 - Domaine aquatique au maximum transgressif holocène

Image 3 - Domaine continental postérieur au maximum transgressif holocène

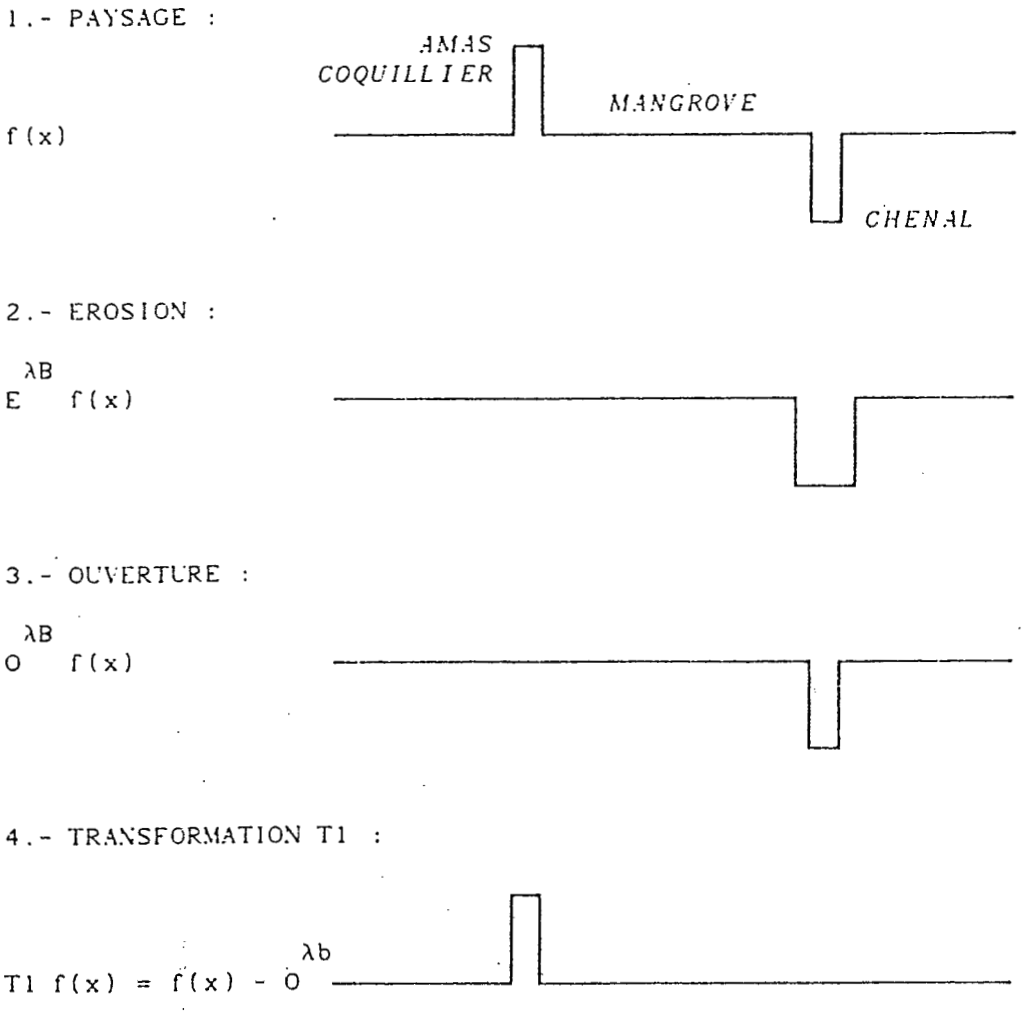
Image 4 - Ruban de Minkovski

Image 5 - Domaine littoral au maximum transgressif holocène

0 5 10 km

Figure 4 : Présentation des diverses étapes de la procédure d'extraction des aires de prospection.

Figure 5 : Présentation des diverses étapes de la procédure d'extraction des sites qui correspondent aux critères morphologiques retenus pour les zones de prospections actuelle et ancienne dans le secteur concerné du canal du Dique



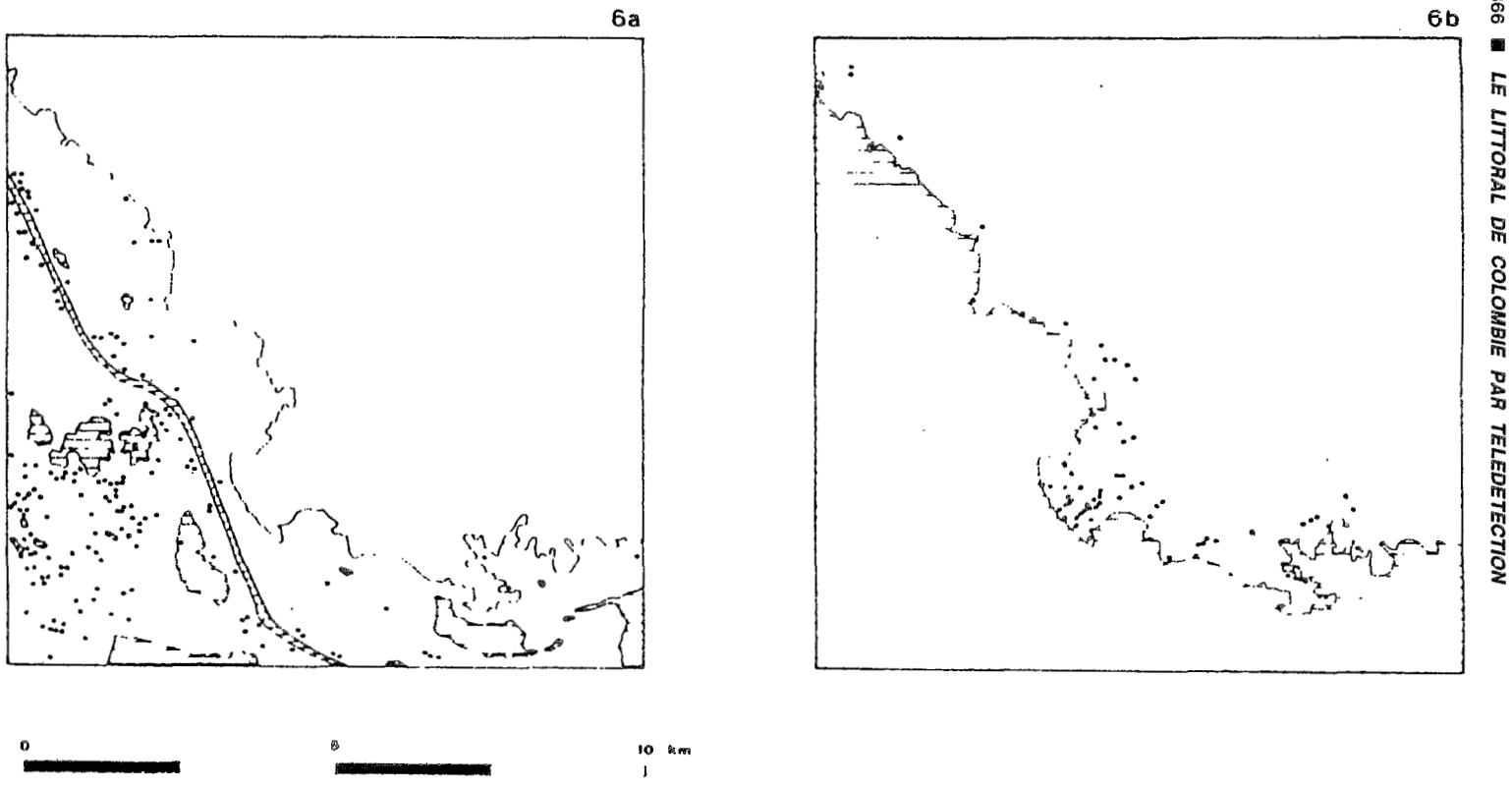


Figure 6 - Localisation des sites correspondant aux critères morphologiques retenus pour les aires de prospections actuelle (6a) et ancienne (6b) dans le secteur concerné du canal du Dique

SEA LEVEL CHANGES AND PALEOCLIMATE IN VIEW OF OCEAN CIRCULATION CHANGES

Nils-Axel MÖRNER[1]

Résumé

Les modifications globales dans circulation océanographique ont un impact sur la redistribution de la masse océanique et de la chaleur stockée dans le globe. Ces modifications ont eu une répercussion, au plan régional, sur le climat et niveau de la mer au moins depuis l'Holocène Moyen et Supérieur.

Abstract

The ocean circulation changes play a central role in the redistribution of water masses and stored heat energy over the globe, hence controlling and affecting regional sea level and climate that seems to have been dominant, at least, for the Mid to Late Holocene time.

Mots clés : Modifications de la circulation océanique, variations estatiques depuis 20 Ka, variations holocènes et séculaires (phénomènes El Niño), variations futures.

Key-words : Ocean circulation changes. Main Post 20 KA eustatic rise, Changes during the Holocene, records of the last centuries (El Niño events), future changes.

OCEAN CIRCULATION CHANGES

The Earth rotates faster than the hydrosphere causing the ocean to experience a general lagging-behind which primarily is manifested in the major east-west equatorial current systems in the three main oceans. During general, glacial eustatic, sea level falls, the Earth speads up, whilst it slows down during sea level rises. During periods of generally stable sea level radius of the Earth (which seems to have been the case for the last 5000-6000 years, or so), the "solid"

(1) Paleogeophysics & Geodynamics, S-106 91 Stockholm, Sweden

Earth experiences changes in the rate of rotation (measured in length of the day; LOD). These changes need to be compensated – to keep the total angular momentum constant – by a countermotion by some other part of the Earth's system; in this case the core, the hydrosphere or the atmosphere. The interchange of angular momentum between the "solid" Earth and the hydrosphere has been found (Mörner, 1988) to play a very significant role for the redistribution of water masses (seen in regional sea level changes) and heat (seen in regional climatic changes) via the ocean current system (Fig. 1). There is a feed-back coupling between the redistribution of water masses and the interchange of angular momentum between the "solid" Earth and the hydrosphere (Mörner, 1984a).

Fig. 1 gives a schematic box representation of the Atlantic side of the globe and its main ocean circulation system. When Earth speeds up, water is piled up on the western side (where sea level hence is rising, whilst it is falling on the eastern side) increasing the Gulf Stream so that sea level is rising and climate gets warmer in the Northwest European region, too. When Earth slows down, the trend is reversed; rising sea level outside Africa, falling sea level outside northern Brazil, and falling sea level and cooler climate in Northwest Europe. Because the South Equatorial Current splits up in one branch that feed the Northern Hemisphere and one branch that feeds the Southern Hemisphere, unbalances in the distribution of water to the two branches may give rise to opposed heat budgets in the two hemispheres. When more hot equatorial water is distributed to the northern branch, climate gets warmer in the Northern Hemisphere whilst it gets colder in the Southern Hemisphere. When more hot water is dicharged to the Southern Hemisphere, the trend is reversed; warming in the south and cooling in the north. There are multiple examples of this inter-regional and inter-hemispheral differences in sea level and climate (Mörner, 1984a, 1984b).

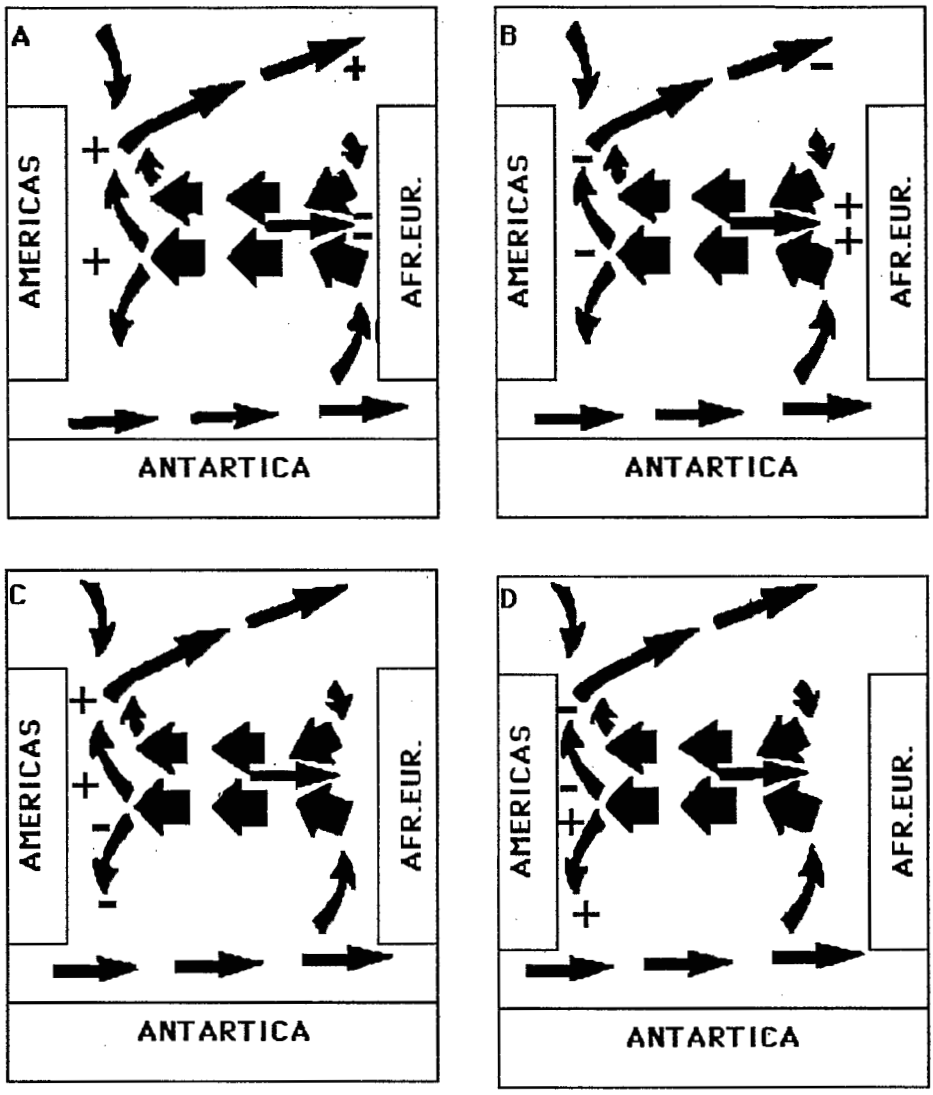


Fig. 1. Main Atlantic ocean circulation and its response to differential rotation. (A) Earth accelerates with the hydrosphere lagging behind causing sea level to rise on the western side and intensifying the Gulf Stream so that sea level and heat increase in Northwestern Europe. (B) Earth decelerates with the hydrosphere gaining against it so that water is piled up on the eastern side (with regression on the western side and in Europe). (C) Water and heat are lost from the Southern (cooling) to the Northern (warming) Hemisphere. (D) Water and heat are lost from the Northern (cooling) to the Southern (warming) Hemisphere.

THE MAIN POST 20 KA EUSTATIC RISE

The major paleoclimatic and glacial eustatic changes exhibit a close linkage with the Milankovitch variables: whether the causal connection goes via direct insolation variations (e.g. Berger, 1988) or via internal processes (Mörner, e.g. 1978, 1984a, 1991a) is another question, however. The last glaciation maximum was reached at about 20 Ka both in North America and in NW Europe. The deglaciation seems generally to have set in at about 18 Ka: the South American ice cap was gone by about 14 Ka, the Fennoscandian by about 9 Ka and the Canadian by about 7 Ka. The general eustatic sea level rise can be approximated by two superposed exponential curves with a transitional area in the time range of 13-10 Ka (this was first demonstrated by Mörner & Rickard, 1974, and has recently been confirmed by the Barbados record of Fairbanks, 1989) as illustrated in Fig. 2.

At around 13,200 BP, there was a sudden transpolar shift of the geomagnetic pole (from Arctic Siberia to Arctic Canada) followed at around 13,000 BP by a rapid increase in the Gulf Stream transport of hot Atlantic water to high latitudes in the northeastern Atlantic indicating a major change in the Earth's rate of rotation (Mörner, 1984a, 1991b). It is probably most significant that the classical late glacial climatic fluctuations in Scandinavia occurred within the time range of 13-10 Ka, i.e. within the transitional period of the two exponential eustatic curves (Fig. 2) with heavy fluctuations in the eustatic rates (primarily out of phase and opposed between the two curves).

The rise in sea level after the 20 Ka glaciation maximum must have caused a deceleration of the Earth's angular velocity in the order of 1500–2000 ms. The significantly higher rate of rotation at around 20 Ka explains why the hot equatorial surface water was concentrated on the western side of the Pacific so that the El Niño events probably could not occur.

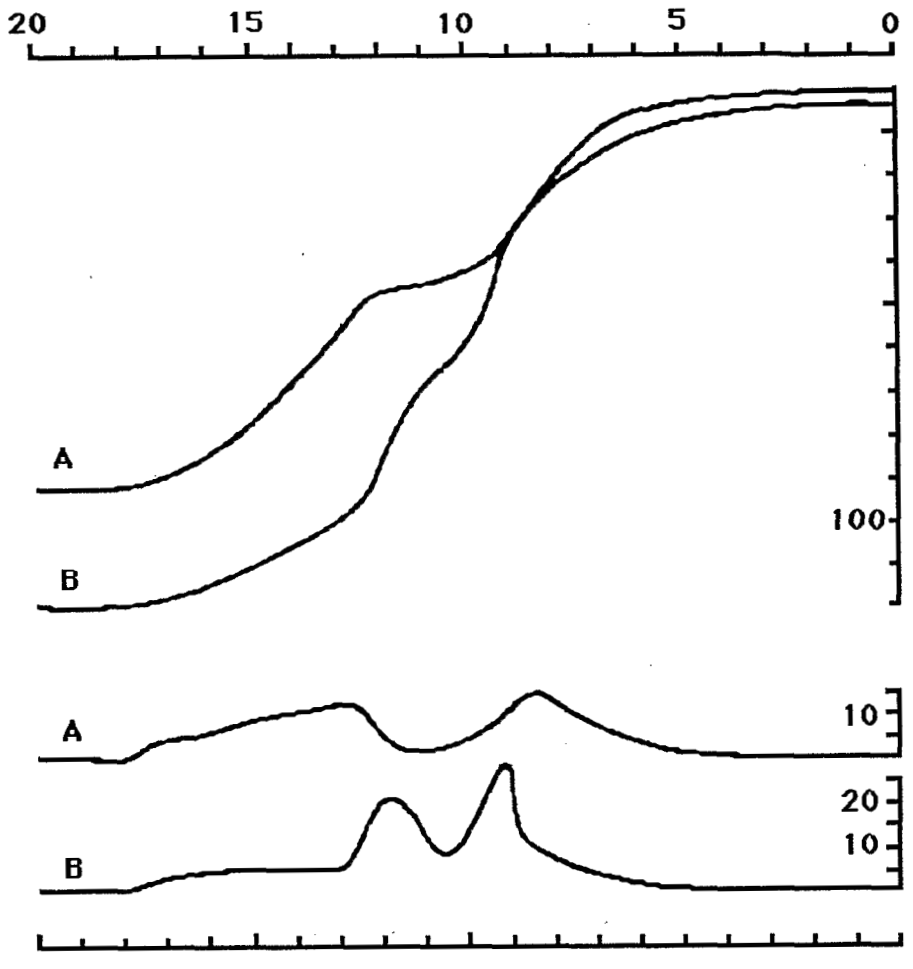


Fig. 2. Eustatic sea level curves (above) for northwestern Europe (A) and for Barbados (B), and corresponding rate curves (below) in mm/yr. Both curves show the superposition of two exponential rises with a transitional period at about 13,000–10,000 BP, during which period the rate curves exhibit heavy fluctuations that primarily are out of phase and opposed.

THE HIGH-AMPLITUDE CHANGES 13–10 KA

This theory of redistribution of energy and mass via the ocean current system due to a feed-back interchange of angular momentum seems also to apply to the high-amplitude changes between 13,000 and 10,000 BP as illustrated in Fig. 2.

The classical Scandinavian paleoclimatic record gives a sudden warming at about 13,000 BP, a sudden cooling at the onset of the Younger Dryas Stadial at about 11,000 BP, and a drastic warming at the end of the Younger Dryas Stadial at about 10,300-10,000 BP. This scheme has been widely used (even in global context), though it should be limited to NW Europe (Mörner, 1984b). The corresponding sea level changes are a rising, a falling and a rising trend, respectively. From West Africa, Tastet (1989) has presented a sea level record which gives exactly opposite trends, however. This seems to indicate that we are primarily dealing with ocean circulation changes (due to the interchange of angular momentum between the "solid" Earth and the hydrosphere), causing the redistribution of mass (sea level) and heat (climate) in line with the theory of Mörner (1984a, b, 1991b). The cold Labrador Current has a counter balancing relation to the warm Gulf Stream. In further support of the ocean circulation model for the high-amplitude changes 13–10 Ka, it therefore seems highly significant that Miller & Kaufman (1990) reported glacial fluctuations in the Hudson Strait region that are directly opposite to those recorded in Fennoscandia. All this is illustrated in Fig. 3.

The sea level record from the northeastern Brazilian-Guayana coast should be directly opposite to the West African record. This illustrates the key position of sea level studies within the Guayana-Brazilian region (Mörner, 1990).

THE LOW-AMPLITUDE CHANGES DURING THE HOLOCENE

In northwestern Europe, 16 low-amplitude eustatic oscillations have been recorded during the Holocene (Mörner, e.g. 1980), which correlate with continental air temperature fluctuations as recorded by a detailed oxygen isotope record (Mörner, e.g. 1980, 1984a) besides different paleoclimatic proxy data.

The same cycles are also recorded in Atlantic deep-sea cores, providing evidence of corresponding Gulf Stream pulsations (Mörner, 1984a). Taken together, this indicates that the sea level oscillations (mass) and temperature fluctuations (energy) in Northwest Europe primarily are the function of changes in the Gulf Stream activity, the changes of which are driven by the interchange of angular momentum between the "solid" Earth and the hydrosphere in a feed-back mechanism (Mörner, 1984a, b, 1988).

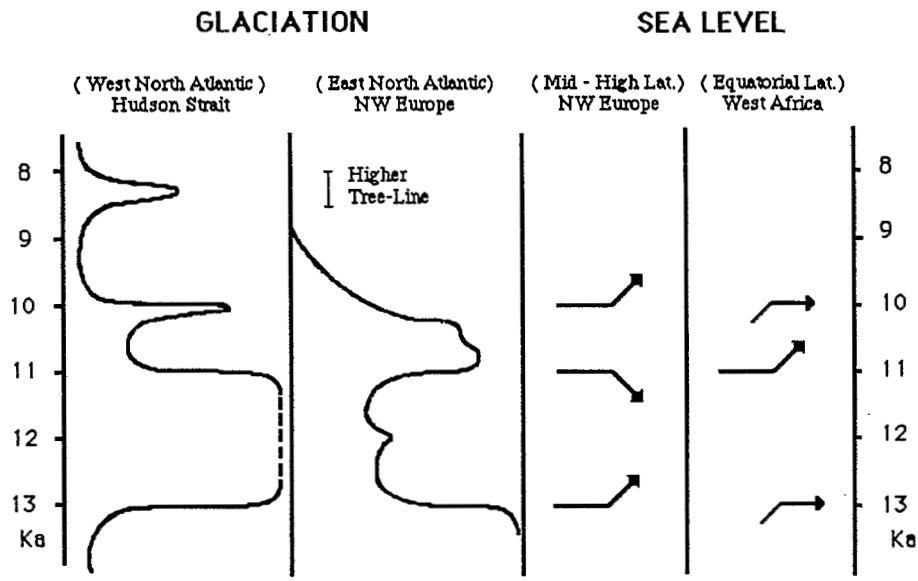


Fig. 3. High-amplitude climatic-eustatic changes 13,000 and 10,000 BP. The classical Northwest European glaciation changes are directly opposed to those recorded in the Hudson Strait region. The sea level records from NW Europe are directly opposite to those recorded off West Africa, indicating the displacement of ocean water masses between the two sides of the Atlantic (when water masses hit the American coasts, the Gulf Stream is intensified, and vice versa). The Gulf Stream is counter-balanced by the cold Labrador Current (hence explaining the climatic-glaciologic counter-balance between the east and west sides of the North Atlantic. All this indicate the redistribution of heat and water masses due to a fead-back interchange of angular momentum between the "solid" Earth and the hydrosphere, which was especially strong during the transitional stage between the two exponential phases of the eustatic rise (Fig. 1) after the last glaciation maximum.

Such ocean circulation changes must, of course, also have affected the east-west distribution of water in the equatorial regions of the Atlantic and the Pacific. Some of the Northwest European sea level oscillations are directly opposite to the Brazilian record (e.g. Mörner, 1981, 1983). It is of utmost importance, however, to undertake detailed comparisons between the West African records (e.g. Faure, 1980) and the northeast Brazilian–Guyana records (e.g. Prost, 1990; Wong, 1991). We are here dealing not only with sea level and paleoclimate but fundamental aspects on Earth's geophysics.

Mörner (1984a, cf. 1988) introduced the term "super-El Niño" or "super-ENSO" for these events. The dates given by Ortlieb et al. (1989) for extra strong "paleo-El Niño" events in the Peruvian coastal plain fit well with the eustatic ows in Northwestern Europe, lending support to Mörner's theory (1984a, b, 1988) on ocean circulation changes due to differential rotation. Consequently, these events must have differential global significance. Recent data from equatorial East Africa on the interaction between coastal habitation and sea level changes indicate that the east–west redistribution of water masses via the equatorial currents in the Indian Ocean has played a significant role for the sea level changes during the last 2000 years in the East African region (and, in general, agrees well with the recorded beat of the Gulf Stream in the North Atlantic, hence indicating a main controlling factor in ocean circulation changes due to the interchange of angular momentum).

THE INSTRUMENTAL RECORDS OF THE LAST CENTURIES

During the last centuries, we have instrumental records not only of sea level changes (since 1682) and temperature (since 1756) but also of the changes in the length of the day (LOD, since 1620), i.e. the Earth's spin velocity. Mörner (e.g. 1988) showed that there is a very close linkage between the rotational changes and the changes within the Northwest European region in sea level, ocean temperature, land temperature and various climatic proxy data, indicating that the climatic-eustatic impulses from the Gulf Stream to Northwest Europe play a controlling factor for regional climate and eustasy, and that the Gulf Stream variability is a function of the interchange of angular momentum between the "solid" Earth (LOD) and the hydrosphere (in this case the east–west equatorial current balance and the corresponding response of the Gulf Stream).

THE EL NIÑO-ENSO EVENTS

Even the ENSO events represent the interchange of angular momentum between the "solid" Earth and the hydrosphere; the 1982/83 event being quantifiable at 0.4 ms transfer of angular momentum from the "solid" Earth to the hydrosphere and then – when the water masses hit the American west cost – back again (Mörner, e.g. 1989). Consequently, these events have a differential global significance. "El Niño-like" events have, for example, also been reported from the Brazilian coasts (Martin et al., 1989).

THE PRESENT AND NEAR FUTURE SEA LEVEL TREND

In response to the global increase in CO2, it is often cited that we will face, not only a rise in temperature, but also a rise in sea level. Whilst the inferred temperature rise seems quite real, the inferred sea level rise is very dubious. No general present trend in sea level can be given, rather a very complicated picture varying significantly over the globe (e.g. Pirazzoli, 1986). A global warming will not automatically lead to a sea level rise. Only if the Antarctic ice cap starts to melt, there are reasons to expect a global sea level rise. In the Mid-Holocene time, when the temperature was about 1°C warmer and sea level had reached its present position, the Antarctic ice cap experienced a readvance in many areas (a similar Antarctic readvance is recorded during the Medieval warm optimum in Northwest Europe). During the Last Interglacial, however, when temperature was some 2°C warmer, sea level seems to have been significantly higher (probably due to the melting of the West Antarctic shelf ice). At present, eustastic sea level seems to change in the order of 1 mm/yr (during maximum deglaciation, it was 10–20 times higher; Fig. 2) except for local points with the combination of several factors. In a century, this would give a change of not more than 1 dm which is rather insignificant. Hence, we should reduce the fear of future "flooding".

It has sometimes been claimed that the thermal expansion of the water column may rais sea level significantly in the near future as a function of a global atmospheric warming. The sea surface temperature may well rise but the corresponding thermal expantion would only amount to a few cm or dm, at the most. A warming of the deep-water need a considerable time factor, and the effects would not become significant until at the end of the next millennium. Besides, there seems, in general, to have been a cooling trend of the deep-water during the last 2000-1000 years. In conclusion, neither ther-mal water expansion seems to be able to generate any significant sea level rise in the near future as a function of present day atmospheric warming.

References

Berger, A. 1988. Milankovitch theory and climate. Rev. geophys., 26: 624–657.

Berglund, B. & Mörner, N.-A., 1984. Late Weichselian deglaciation and chronostratography of Southern Scandinavia. Problems and present "state of the art" (by Berglund & Mörner). In: Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis (N.-A. Mörner & W. Karlén, Eds.). Reidel Publ. Co., p. 17–24.

Fairbanks, R.G., 1989. A 17.000-year glacio-eustatic sea-level record: influence of glacial melting rates on the Younger Dryas event and deep-ocean circulation. Nature, 342: 637–642.

Miller, G.H. & Kaufman, D.S., 1990. Rapid fluctuations of the Laurentide Ice Sheet at the mouth of Hudson Strait: New evidence for ocean/ice-sheet interactions as a copntrol on the Younger Dryas. Abstracts, Climate of the Northern Latitudes: Past, present & future, Tromsö 1990, p. 22.

Mörner, N.-A., 1976. Eustasy and geoid changes. Journal of Geology, 84: 123–151.

Mörner, N.-A., 1978. Paleoclimatic, paleomagnetic and paleogeoidal changes: interaction and complexity.In : "Evolution of planetary athmospheres and climatology of the Earth", Proceedings CNES Colloque Intern., Toulouse 1978, p. 221–232.

Mörner, N.-A., 1981. Eustasy, paleogeodesy and glacial volume changes. Proc. IUGG Symp. 2, IAHS Publ. 131: 277–280.

Mörner, N.-A., 1983. Sea levels. In: "Mega-Geomorphology", R.A.M. Gardner & H. Scoging (Eds.). Oxford University Press 198, p. 73–91.

Mörner, N.-A., 1984a. Planetary, solar, atmospheric, hydrospheric and endogene processes as origin of climatic changes on the Earth. In: Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis (N.-A. Mörner & W. Karlén, Eds.), Reidel Publ. Co., p. 483–507.

Mörner, N.-A., 1984b. Climatic changes on a yearly to millennial basis. Concluding remarks. In: Climatic Changes on a Yearly to Millennial Basis (N.-A. Mörner & W. Karlén, Eds.), Reidel Publ. Co., p. 637–651.

Mörner, N.-A., 1987. Models of global sea level changes. In: "Sea level Changes" (M.J. Tooley & I. Shennan, Eds.), Blackwell 1986, p. 333–355.

Mörner, N.-A., 1988. Terrestrial variations within given energy, mass and momentum budgets; Paleoclimate, sea level, paleomagnetism, differential rotation and geodynamics. In: Secular Solar and Geomagnetic Variations in the last 10,000 years (F.R. Stephenson & A.W. Wolfendale, Eds.), p. 455–478, Kluwer Acad. Press.

Mörner, N.-A., 1990. Sea level changes and paleoclimate in view of ocean circulation changes and the key position of data from the Brazilian-Guayana region. Symp. int. L'evolution Littoraux des Guyanes et de la zone caraibe méridionale pendant le Quaternaire, Cayenne 1990, Abstracts, p. 136–139.

Mörner, N.-A., 1991a. Internal response to orbital forcing and external cyclic sedimentary sequences. J. Sedimentology, in press.

Mörner, N.-A., 1991b. Earth's rotation and magnetism – some new data and aspects. In: New Approaches in geomagnetism and Earth's Rotation (S. Flodmark, Ed.), p 131-138 World Sci. Publ. Co., Singapore 1990.

Mörner, N.-A., 1991c. The climate of the northern latitudes as a function of ocean/atmosphere circulation and the Earth's rate of rotation. Norsk Geol. Tidsskr., 71 in press.

Mörner, N.-A. & Rickard, D.J., 1974. Quantitative analyses of eustatic changes and climatic cycles. Colloque Intern. CNRS, no. 219, p. 142–153.

Tastet, J.P., 1989. Continental shelf and sea-level evolution during the last 120,000 years on the north west African margin: Ivory Coast example. Global Changes in South America during the Quateranry, Int. Symp., Sao Paolo 1989, Spec. Publ. 1: 213–215.

Wong, T.E., 1991. Quaternary stratigraphy in Surinam. This volume.

LES "SAMBAQUIS" DE GUARA ET DES VARIATIONS CLIMATIQUES PENDANT L'HOLOCENE

Celso PEROTA [1] & Walne CASSIANO BOTELHO [2]

Resumé

L'étude des sites archéologiques avec des amas coquilliers ("sambaquís") de la région du Bas-Xingú - Guará-I et Guará-II - a été faite dans le cadre du Programme National de Recherches Archéologiques dans le Bassin Amazonien (PRONAPABA). Elle s'appuie sur plusieurs missions de terrain en accord avec le régime hydrique du fleuve; cependant même pendant l'étiage les bases des coupes restent masquées par les eaux. Cette situation, ainsi que l'emplacement des sites sur des terrasses, l'étude de leur stratigraphie et la comparaison des données obtenues avec les caractéristiques des céramiques des différentes traditions culturelles, ont permis aux auteurs d'émettre des hypothèses sur les phases d'occupation des "sambaquís" en fonction des oscillations paléoclimatiques. La confrontation des données avec d'autres obtenues dans le milieu amazonien est à la base d'une cronologie détaillée pour les 3 200 dernières années.

Abstract

This paper deals with some archeological sites formed by shell amounts ("sambaquís) and located within the terraces of the Lower-Xingú. Field work was coupled to the hydrographical seasonal cycle of the river. However even during the lowest water level , the bases of the outcrops were submerged. This fact - as well the geographical situation , the stratigraphy of the sites and the cultural traditions of the ceramics, lead the authors to present a hypothesis on the sites occupation , related with paleoclimatic oscillations. The comparison of the results with others obtained within the Amazonian environment, allow the authors to present a detailed chronology for the last 3 200 years.

Mots-clés : Archéologie. Brésil. Amazonie. Bas-Xingú. Amas coquilliers ("sambaquís").Traditions culturelles. Oscillations paléoclimatiques.

Key-words : Archéology. Brazil. Amazon Lower-Xingú River. Shells amounts ("sambaquís"). Cultural traditions. Paleoclimatic oscillations.

---

(1) Département de Sciences Sociales-UFES

(2) Département de Géo-Sciences- UFES

I - INTRODUCTION

Le Programme National de Recherches Archéologiques dans le Bassin Amazonien (PRONAPABA) est à la base des recherches réalisées dans le Bas-Xingú (Amazonie brésilienne) depuis 1977. La présente étude - qui intègre ce pro-gramme - concerne de sites d'occupation saisonnière et leur emplacement dans l'espace amazonien.

La distribution géographique des sites montre que les diverses traditions archéologiques sont délimitées dans l'espace par un important accident géographique, la chute de Volta Grande (fig. 1). En aval de cette chute se trouvent les Phases des Traditions Polychrome et Mina, ainsi que les sites de la phase Guará, alors qu'en amont se localisent les Traditions Incisa Ponteada et Itacaiúnas, et le site de Salvaterra[3].

S'il est vrai que certains sites ont été été occupés à plusieurs reprises par des groupes ayant la même tradition culturelle, d'autres ont abrité des traditions culturelles différentes.

A - LES TRAVAUX DE TERRAIN

Les missions archéologiques qui concernent cet article ont débuté en1986. Notre but a été d'étudier en détail la stratigraphie de certains sites repérés précédemment (fig. 2).

L'accès à ceux sites s'est avéré compliqué à cause de leur implantation et du régime fluvial du Xingú. Trois étapes ont été nécessaires :

- En janvier et février ont été réalisées : une étude des couches sédimentologiques et archéologiques dans les sites et une prospection, avec la découverte de trois nouveaux sites. Deux de ces derniers, constitués par des amas coquilliers ("sambaquís"), ont révélé une nouvelle tradition archéologique pour la région.
- Etant donné que les eaux du Xingú cachaient alors une partie des coupes, une autre mission a été faite cinq mois plus tard, pendant la décrue; mais les bases des coupes étaient encore masquées par les eaux.

Cette submersion *permanente* de la base des "sambaquís" amène à penser que :

* le début de l'occupation des sites a eu lieu quand le régime du Xingú comportait une période d'étiage importante sous un climat plus sec que celui de nos jours.

---

(3) Ce dernier toujours sans définition de tradition

Ou alors,

* l'occupation des sites a été temporaire, faite pendant l'étiage, en tout état de cause sous un régime hydrique différent de l'actuel.

- Un dernier contrôle a été fait pendant l'étiage du Xingú (septembre 1987), mais les bases des "sambaquís" étaient toujours submergées. Les coupes stratigraphiques furent augmentées à Guará-I et complétées par un levé topographique exhaustif.

Ces diverses travaux de terrain ont permis des progrès dans l'acquisition des données archéologiques et une meilleure compréhension du cadre majeur de l'évolution des sites.

B - LE CADRE GEOGRAPHIQUE

1. Le régime tropical du Xingú

Le régime du Xingú est un reflet des conditions climatiques tropicales[4] actuelles de cette partie de l'Amazonie brésilienne. Le climat, chaud[5] et humide, est caractérisé par une pluviométrie moyenne annuelle d'environ 2 000 mm avec un fort contraste saisonnier : une saison sèche bien marquée (de 3 à 4 mois entre juillet et octobre, minimum au mois d'août) et des pluies torrentielles qui tombent notamment au mois de mars (VELOSO & al, 1972. IV/51).

Ce rythme climatique régit la régime actuel du Xingú qui atteint le niveau d'étiage au maximum de la saison sèche. Les terrasses à sommet plat et aux bords raides qui constituent un des traits majeurs de la morphologie des sites archéologiques se trouvent alors mieux exposées, sauf dans leur partie inférieure toujours submergées : on peut conclure qu'au moment de l'occupation des sites l'étiage était plus importante et le climat plus contrasté.

Certes, le choix pour l'implantation des sites - fait notamment en fonction de la proximité des ressources alimentaires et à l'abri des crues - révèle le poids prépondérant des conditions hydrologiques et écologiques. Cependant le modelé

---

(4) Type "mousson" :classification faite à partir de "l'indice xérothermique" de Gaussen L'indice est calculé à partir du nombre des jours secs observés en moyenne au cours des mois secs de l'année. La convention graphique permet de considérer comme période sèche de l'année toutes celles pour laquelle la courbe thermique se tient au-dessus de la courbe pluviométrique tandis qu'on parlera de saison humide dans la cas inverse. (In, Précis de Climatologie. Ch. P. PEGUY, 1961. Masson & Cie Ed. Paris)

(5) Les températures moyennes annuelles étant toujours supérieures à 20° dans la station-type d'Altamira (30° 12' lat. S et 52° 46' long. W Gr.)

a dû également être un des critères de sélection : il y a une certaine diversité dans le paysage, qui s'exprime par les formes des vallées et des tracés fluviaux, par la hauteur et la pente des berges, par la sédimentologie des terrasses, par l'étendue de zones inondables ou inondées ou encore par la présence de sauts et de chutes.

2. Des paysages contrastés

L'uniformité topographique de la zone étudiée à l'échelle de 1:5 000 000 ou 1:1 000 000 n'est qu'apparente. Sur les cartes au 100.000ème et au 50.000ème ainsi que sur les photos aériennes ou sur le terrain, des contrastes géologiques, morphologiques et hydrographiques, s'imposent, permettant la distinction de deux zones majeures séparées par la chute de Volta Grande (V. fig. 2).* A l'amont, entre l'embouchure de l'Iriri[6] et la chute de Volta Grande, le Xingú traverse une zone ondulée qui constitue, dans ce secteur, l'extrémité septentrionale des roches archéennes[7] du craton amazonien (Complexe Xingú)[8].Ces formations n'apparaîtront à nouveau qu'au nord de la grande vallée de l'Amazone, sous la forme du bouclier des Guyanes.

Dans la zone en étude, au-delà des plaines alluviales plutôt uniformes, le modelé devient ondulé. Cependant les altitudes ne dépassent pas 100 m, sauf dans les plateaux et les "sierras" (< 236 m) couverts par la forêt dense, qui s'élèvent aux voisinages de l'embouchure de l'Iriri et de la ville d'Altamira[9].

Le Xingú et l'Iriri - fleuves typiques "d'eaux claires"[10].- entaillent les formations du socle, leur réseau orthogonal étant guidé par des accidents structuraux (fractures et failles). Large de plusieurs centaines de mètres, le Xingú est un

---

(6) Sur environ 200 km

(7) Plus de 2 500 millions d'années. Les roches les plus courantes sont des gneisses, migmatites, amphibolites, granites, granodiorites, gabbros, diorites, etc.

(8) Les unités qui composent les boucliers des Guyanes et du Brésil-Central ont reçu respectivement les denominations locales de Complexe des Guyanes (ISSLER & al., 1974) et de Complexe du Xingú (SILVA & al., 1974). In, C.S.D. de ALMEIDA CAMPOS, 1984

(9) Au sud d'Altamira il y a des tables gréseuses résiduelles, les "chapadas" (L. de CASTRO SOARES, 1963).

(10) Dénomination régionale. Les fleuves d'eaux "claires" ou "noires" sont ceux qui, en Amazonie, transportent peu de sédiments en suspension mais beaucoup des matières dissoutes (acides humiques par exemple). Ils constituent le contraire des fleuves d'eaux "blanches", riches en sédiments en suspension. Pendant les crues les fleuves "d'eaux claires" inondent les forêts marécageuses. Ces cours d'eaux forment souvent des plages et de basses terrasses sableuses. In, L. de CASTRO SOARES, 1963.

grand fleuve dont le cours, truffé d'îles, est ici découpé par de nombreux sauts et chutes ("cachoeiras")[11]. Vu de l'espace, il forme de grands tournants[12] , sorte de méandres géants aux berges raides qui caractérisent son cours entre l'Iriri et Volta Grande. Son tracé structural SW-NE entre le fleuve Iriri et Altamira s'enfléchit ensuite brusquement vers le SE, jusqu'à l'embouchure du fleuve Bacajá. Il prend alors la direction NNE vers la chute de Volta Grande.

L'entaille du fleuve, des ses affluents, des "paranás"[13] - et même des "igarapés"[14] - sont à l'origine de nombreuses terrasses, soit basses et sableuses (> 5 m) soit hautes et argilo-sableuses (5-7 m). Ces dernières séparent la forêt de terre-ferme[15] de la forêt marécageuse inondable[16] où prospèrent des palmiers comme le"buritirama" (*Mauritia arnata*) et des arbres comme le "samaúma" (*Ceiba pentrandra* Gaerthn)[17]. Au contraire de la forêt de "igapó"[18] - qui pousse dans les marécages inondés en permanence - la forêt marécageuse de "várzea" colonise les sols hydromorphes temporairement et partiellement exondés pendant la saison sèche (J.J. de GRANVILLE, 1986). Dans ce cadre amphibie, sujet en plus aux variations saisonnières du régime du Xingú, les terrasses sont des secteurs naturels privilégiées d'occupation humaine.

* A l'aval de Volta Grande, par contre, la partie terminale du cours du Xingú devient S/N, rectiligne[19], jusqu'à son embouchure avec l'Amazone[20]. Entièrement navigable, le fleuve entaille une plaine uniforme façonnée dans les

---

(11) Carte topographique "Belém" au 1:1 000 000. (feuille SA-22). Institut Brésilien de Géographie et Statistique (IBGE). Rio de Janeiro. Brésil.

(12) En brésilien , tournant = "volta", d'où la toponymie courante dans la zone, comme par exemple Volta Grande.

(13) Bras d'un fleuve qui forment des îles. On distingue en Amazonie les "paranás", plus grands et souvent navigables, des "paranás-mirins", plus petits et plus étroits.

(14) Petit bras de fleuve, sinueux et étroit, dans la plaine inondable

(15) Forêt de "terra-firme".

(16) "Mata de várzea"(forêt marécageuse). "Várzea" = plaine inondable.

(17) Le "fromager" des Guyanes.

(18) "Igapó" = Plaine inondée, située le long des fleuves, autour des lacs et en arrière des levés fluviatiles.

(19) En partie amont orienté par des grands accidents structuraux

(20) Située à environ 200 - 250 km au nord de Volta Grande

sédiments tertiaires[21]. Les terrasses - qui s'appuyent sur des conglomérats - sont sablo- argileuses, hautes (5 à 8 m de hauteur) et aux berges raides. La couverture végétale de la "terre ferme"[22] est ainsi séparée des marécages boisés des "igapós", où poussent l' aninga (*Montrichardia linifera*), l'aningaúba (*Montrichardia arborenses*)[23] et des végétaux à structure ligneuse et arbustive.

II - LES SITES ARCHEOLOGIQUES

Les sites archéologiques PA-AL-44 (Guará-I) et PA-AL-45 (Guará-II) se trouvent dans la région du Bas-Xingú (V. fig 2), à l'embouchure de l 'Igarapé du Guará.

A) Stratigraphie des sites de Guará-I et Guará- II

Le site de Guará-I repose sur des colluvions de sols développés sur des sédiments tertiaires alors que le Guará-II se trouve sur des alluvions sableuses quaternaires.

Trois coupes stratigraphiques de 2 m^2.- faites auparavant jusqu'à 1,10 à 1,20 m de profondeur[24]. - furent approfondies pendant l'étiage respectivement à 1,50-1,60 m et à 1,90-2,00 m. L'étude a été complétée par des sondages jusqu'à 3,30 m, profondeur à partir de laquelle le niveau devient stérile en matériel archéologique.

Les sites sont des "sambaquis" avec une prédominance du mollusque *Castalia ambiqua* et en plus petite quantité *Prisidon alatus* et *Triplodon corrugatus*.

---

(21) Carte Géologique du Brésil et de la Zone Océanique Voisine au 1: 2 500 000. Ministério das Minas e Energia. DNPM. Brasília. 1984. La formation est datée du Crétacé Supérieur, à faciès continental, avec des dépôts rougeâtres qui comportent des grès argileux ou quartzeux, d'argilites, des conglomérats, etc...Les formations sédimentaires fines du Tertiaire ont été souvent confondues avec la Formation Alter do Chão, les deux designées comme "série, groupe ou Formation Barreiras", mais il s'agit de formations différents tant au point de vue geotectonique comme cronologique, lithologique, structural ou géographique. (J.O. SCHNEIDER SANTOS, 1984)

(22) " Terra firme" - terrain situés au-dessus du limite maximum des crues, jamais inondés.

(23) Ils forment l'"aningal" des brésiliens.

(24) C'est à dire, jusqu'au niveau des eaux de "l'igarapé" de Guará.

La stratigraphie se présente comme suit :

Guará-I	**Guará-II**
0 à 0,75 : *Castaglia ambigua* dominante	0-0,40 m - *Castalia ambigua* dominante Sable grossier avec coquillages concassés Signes de remaniement du matériel archéologique
0,75 à 2,20 m. Nombreuses coquilles de mollusques. Lentilles de sable fin Argile mélangée à des coquillages concassés. Transport anthropique ?	0,75 - *Castalia ambigua* dominante
2,20 m -. Niveau de l'eau	1,3 m - Niveau de l'eau

A Guará-I, il n'y a pas de définition claire et nette des couches comme à Guará-II. Cependant la taille et l'épaisseur des valves de *Castalia ambiqua* aident à déceler une certaine disposition.

Six couches archéologiques existent au-dessous du niveau actuel des eaux, à savoir :

(1) une couche de tessons remaniés et de coquillages triturés.
(2) une couche avec de valves de mollusques.
(3) un niveau à tessons érodés.
(4) des sables contenant une quantité significative de charbon.
(5) une couche argileuse avec des valves de mollusques.
(6) une couche d'argile passant à un conglomérat ferrugineux.

B) Le matériel archéologique

La céramique est le principal matériel archéologique, assez abondant sur les deux sites. Elle est caractérisée par des dégraissants de coquilles moulues, de sable fin ou de sable grossier. Le traitement de surface est variable et les tessons sans décor sont polis grossièrement. Le traitement de surface est particulièrement soigné sur les tessons à décor plastique ou peint notamment à engobe rouge ou de type poli.

Les types céramiques définis pour les deux sites sont : Guará simple, Ipu simple, Matipó simple (cariapé), Guará concha (à coquilles), Guará vermelho (rouge), Guará vermelho polido (rouge poli), Guará pintado (peint), Guará inciso

largo (incisé large), Guará inciso fino (incisé fin), Guará inciso linha dupla (incisé en double ligne), Guará inciso ponteado (incisé en points), Guará lábio inciso (lèvre incisée), Guará inciso preenchido (incisé et rempli de pigments blancs), Guará borda incisa (bord incisé), Guará vermelho inciso (rouge incisé), Guará à pseudo exciso (pseudo-excisé), Guará lábio pseudo-exciso (lèvre pseudo-excisée), Guará inciso com hachura (incisé et hachuré), Guará inciso vermelho com hachura (rouge, incisé et hachuré), Guará polido (poli) et Guará escovado (brossé). Des appliqués moulés et des poids de filet en céramique ont également été découverts.

Les formes, reconstituées graphiquement, sont des plats de différents types et dimensions, des "demies-calottes", des récipients sphériques à bords renforcés extérieurement, des vases coniques à bords tournés vers l'extérieur et à lèvres biseautées vers l'intérieur, des vases à profil composite et des urnes dont les bords sont tournés vers l'extérieur.

III - LES PALEOENVIRONNEMENTS

Dix-neuf datations radiométriques par ^{14}C ont été obtenues sur les charbons prélevés dans le couches des deux "sambaquis". *Ces datations situent la phase Guará entre 2 255+-55 BP (Beta-7147) et 550+-80 BP (Beta-17125).*

Des changements de l'environnement ont été mis en relief par la stratigraphie du site, par le matériel archéologique et par l'analyse de la distribution latérale des sites.

A - Les modifications du niveau hydrique du Xingú

Ces modifications sont importantes, soit en étiage, soit en crue, mises en évidence par :

- Immersion permanente des bases des "sambaquis", même au maximum de l'étiage (septembre/octobre).

- Les niveaux de sables grossiers avec de coquillages concassées et de tessons remaniés. Ils indiquent, à Guará-II, une érosion et un remaniement par l'eau des couches superficielles du "sambaquí". Etant donné que les "sambaquís" ont été construits et occupés par l'homme sous des conditions climatiques et hydrologiques estimées "stables", le fort remaniement des couches supérieures de Guará-II révèlent d'une période pluviale a eu lieu après la construction du "sambaquí". Cette conclusion, ainsi que l'étude de l'ensemble des sites, sont à la

base de notre l'hypothèse sur l'existence de trois périodes pluviales dans la région qui ont provoqué une remontée du niveau des eaux du Xingú supérieur aux moyennes [25].

B - Hiatus et changements des types céramiques

Une série de datations ^{14}C, faite sur des échantillons Guará-I et de Guará-II, révèle trois importants hiatus dans l'occupation humaine des sites qui, dans le cas de Guará-I, pourraient correspondre à des pluviaux accompagnés de grosses crues et d'une l'érosion partielle des sites.La comparaison de nos datations avec celles d'autres sites archéologiques du Bas Xingu, confirment ces hiatus.

A partir du dernier hiatus constaté sur le site de Guará-I, on note un changement considérable des types céramiques :

*Les niveaux supérieurs, contiennent un type décoré et plus élaboré que ceux des niveaux inférieurs: il s'agit d'une céramique au décor incisé, poli et pseudo excisé, d'une grande complexité par rapport aux motifs de décor incisé et hachuré des niveaux inférieurs.

*Les formes sont également différentes :. alors que dans les couches supérieures les formes sont petites, bien élaborées techniquement et complexes, dans les couches inférieures elles sont de plus grande taille et moins bien finies.

Ces contrastes peuvent indiquer que :

* le site a été habité par des populations différentes, ou

* il y a eu une acculturation provoquée par le contact avec d'autres groupes préhistoriques qui auraient envahi le site.

* il est aussi possible d'envisager un changement culturel du groupe, principalement pour ce qui concerne sa diète, puisque la dominance des céramiques de grande taille pourrait indiquer un stockage des aliments sous un climat plus sec que l'actuel.

* enfin, que le choix de l'implantation des sites a obéit à des critères à la fois morphologiques et culturels. Par exemple, les sites de la Tradition Polichrome, sous-Tradition Manacapurú, Phase Independência, se trouvent *uniquement* sur des terrasses fluviales sableuses alors que ceux des Phases Cacarapí et Criajó se situent sur les "terres fermes" des terrasses non inondables. En outre, les sites de la phase Independência (datations 14C), localisés sur des basses terrasses sableuses furent habités seulement après une période pluviale.

---

(25) Mais il est également possible que les périodes précedendant les pluviaux ont été plus sèches ou de moindre intensité pluviométrique.

IV - OCCUPATION DES SITES DANS LES DERNIERS 3 200 ANS

Les résultats obtenus (en géomorphologie stratigraphie et traditions culturelles), ainsi que l'analyse de la théorie des refuges forestiers et des modèles proposés pour l'Amazonie brésilienne, nous permet de soutenir que *l'occupation des sites archéologiques dans la région du Bas-Xingú a eu lieu en fonction des variations du régime hydrique du Xingú et de ses affluents, elles-mêmes liées à des modifications paléoclimatiques.*

Les données archéologiques concernant les sites situés à l'aval de Volta Grande ainsi que ceux de Guará-I et Guará-II sont à la base du schèma de l'évolution ici proposé à partir des 3 200 BP. En effet, trois périodes principales ont profondément affecté les populations préhistoriques de la région en général et celles des Guará-I et de Guará-II en particulier, à savoir :.

Entre 3 200 et 2 800 BP
Une population céramiste de la phase Macapá (Tradition Mina) s'installe sur les hautes terrasses pléistocènes, argilo-sableuses, de la rive droite du Xingú. La position des sites, des données archéologiques et de l'environnement sont encore à l'étude.

Entre 2 800 et 2 500 BP
Période probablement d'une grande pluviosité, sans données archéologiques.

Entre 2 500 et 2 200 BP
Période plus sèche que l'actuelle. *Deux populations céramistes sont installées dans la région* (datations ^{14}C), une sur les site *Salvaterra* - localisé sur une terrasse argilo-sableuse proche de l'embouchure de l'Iriri - et une autre sur le "sambaquí" de *Guará-I.*

Entre 2 220 et 1 600 BP
Pas des données archéologiques. La pluviométrie, plus forte, provoque une remontée des eaux du Xingú. La fin de cette période est marquée par le retour des eaux à leur niveau précédent, avec l'entaille de basses terrasses sableuses.

Entre 1 600 et 1 200 BP
Période d'oscillations hydriques dans la région, indiquées, à *Guará-I et à Guará-II* par les couches sableuses avec des mollusques. Cette période est assez favorable au ramassage de mollusques par les populations installées sur les bords du Xingú (*Guará*, sur la rive gauche et la phase *Macapá*, sur la rive droite).

Entre 1 200 et 1 100 BP

Période courte, dépourvue d'information archéologique. La stratigraphie de cette époque est formée à Guará-I et à Guará- II par des couches horizontales des sables grossiers, de coquilles concassées et de tessons de céramique remaniés, ce qui indique une érosion et un remaniement des couches supérieures des " sambaquis " par les hautes eaux. Simultanément à la descente des eaux, des terrasses sableuses sont entaillées par le Xingú.

Entre 1 100 et 800 BP

Période d'intense occupation humaine dans la région. La tradition Guará s'installe à nouveau sur les "sambaquís". Les terrasses sableuses (formées au cours de la période antérieure) sont le site d'occupation des groupes de la phase Independência (Tradition Polychrome).

Entre 800 et 750 BP

Période relativement courte mais d'intense érosion des terrasses sableuses par les crues du fleuve, provoquant le déplacement des populations. On observe, sur le "sambaquí" du Guará-I un hiatus considérable jusqu'à 639 BP qui s'exprime dans la stratigraphie par une couche de sables grossiers, comportant de tessons remaniés et des coquillages concassées.

Entre 750 et 300 BP

Le régime du fleuve est semblable à l'actuel, avec des oscillations du niveau de l'eau liées au rythme quotidien des marées. Ce régime hydrique est à l'origine de la destruction des terrasses sableuses les plus récentes et, avec elles, de certains sites archéologiques.

DISCUSSION ET CONCLUSION

Nous avons voulu confronter notre interprétation avec les données archéologiques et interdisciplinaires obtenues en Amazonie en général et dans les régions voisines en particulier, afin de tester nos résultats.

* *En ce qui concerne les variations paléoclimatiques*

Betty J. MEGGERS ET Jacques DANON (1988), chercheurs respectivement du Smithsonian Institution (USA) et de l'Observatoire National (Rio de Janeiro, Brésil) ont analysé toutes les données archéologiques des années 50 appuyées sur des datations ^{14}C et sur la thermoluminescence. Ils ont ainsi identifié 4 hiatus

(périodes sans information culturelle) dans la séquence chronologique/culturelle de la préhistoire de l'île de Marajó qui correspondraient à des variations paléoclimatiques plus sèches, à savoir :

- 2 870/2 020 BP,
-1 670/1 570 BP,
-1 370/1 260 BP et
- 800/630 BP.

Cela va à la rencontre des observations de BIGARELLA (1971), HAFFER (1974), FAIRBRIDGE (1976) et ABSY (1979), qui estiment que les mouvements des populations préhistoriques en Amazonie sont liés à des modifications paléoenvironmentales. Ces groupes humains auraient fait preuve d'une grande adaptation aux nouvelles conditions écologiques.

* *Les variations des niveaux de lacs*

Des analyses polliniques (ABSY,1982/85) faites dans des échantillons lacustres prélevés en cinq localités de l'Amazonie (lac du Galheiro dans le bassin du Rio Branco, lac Cumina dans le bassin du rio Parú, lac Costa da Terra Nova et du Cajú dans le bassin du Rio Negro et lac Sarará dans le bassin du Rio Purús) attestent des variations des niveaux des lacs, vraisemblablement liées à des modifications des précipitations sur l'Amazonie pendant les 5000 dernières années. Ces conclusions confirment notre interprétation.

L'étude de sédiments du le Lac Arari, dans île de Marajó (ABSY M.L.1985) a relevé qu'aux alentours de 5 970 +-110 BP.(BETA-4607), après une période sèche avec prédominance de savanes, la forêt va s'étendre sur toute l'île. A partir de 2.500+-100 BP (BETA-2289) le climat redevient plus sec, permettant le retour des savanes au détriment de la forêt.

* *Les déplacements des groupes humains*

Dans une étude sur quatre groupes anthropologiques différents (TUPI, KARIB, ARAUAK ET PANO-TUCANAN) MIGLIAZZA (1990) estime que la dispersion des groupes linguistiques ARAUAK et KARIB a eu lieu avant 2 000 BP sous des conditions écologiques différentes des actuelles; quant aux groupes TUPI et PANO se sont dispersés, pour les mêmes raisons, soit avant soit après 2.000 BP. L'auteur discute ces mouvements migratoires sous la lumière de la théorie des refuges forestiers.

Les données multidisciplinaires obtenus sur des variations paléoclimatiques en Amazonie au cours des 4 000 dernières années, appuyées sur les résultats obtenus par des chercheurs confirmés et sur des méthodes fiables de datation, constituent une précieuse base chronologique pour l'archéologie, permettant la confrontation des résultats et améliorant ainsi tant la connaissance des déplacements des populations préhistoriques et des causes des migrations que l'adaptation de ces groupes à des nouvelles conditions de vie.

TABLEAU DES DATATIONS

DATATION	MOYENNE	SITE	LABORATOIRE
550+-60	470/639	PA-AL-44	BETA-17125
840+-60	780/900	PA-AL-44	SI-7142
850+-85	785/9L5	PA-AL-44	SI-7143
860+-55	805/915	PA-AL-45	SI-7149
870+-85	805/935	PA-AL-45	SI-7145
920+-80	840/1000	PA-AL-45	BETA-21769
940+-130	810/1070	PA-AL-45	SI-7148
1.000+-55	945/1055	PA-AL-45	SI-7141
1.050+-60	990/1110	PA-AL-45	SI-7174
1.060+-80	990/1030	PA-AL-45	BETA-21770
1.080+-80	1000/1160	PA-AL-45	BETA-27419
1.090+-60	1020/1150	PA-AL-45	BETA-27025
1.200+-80	1120/1280	PA-AL-45	BETA-21768
1.255+-70	1185/1325	PA-AL-45	SI-7150
1370+-80	1290/1450	PA-AL-45	BETA-27023
1480+-120	1360/1600	PA-AL-45	BETA-27027
1.485+-75	1410/1560	PA-AL-44	BETA-7144
2.255+-55	2200/2310	PA-AL-45	SI-7146

BIBLIOGRAFIA

AB'SABER A., 1982 - Paleoclimate and Paleoecology of Brazilian Amazonia. IN: "Biological Diversification in the tropic" Columbia Univ. Press. New York.

ABSY M. L., 1982. - Quaternary Palynological studies in the Amazon Basin. IN: "Biological Diversification in the tropic" Columbia Univ.. Press. New York.

ABSY M.L., 1985 -Palynology of Amazonia. The history of the forest as revealed by the Palynological record. IN:"Amazonia" Pergamom Press. Oxford.

ALMEIDA CAMPOS C.S.D. de , 1984 - A evolução da plateforma sul-americana no Brasil e suas principais concentrações minerais. In, Geologia do Brasil. Cap. 1 : 9 - 53. Ministério das Minas e Energia. D.N.P.M. Brasília, 501 p.

BIGARELLA J.J. & ANDRADE LIMA D, 1982. - Paleoenviromental Changes in Brazil . IN: "Biological Diversification in the tropic". Columbia Univ. Press. New York.

BIGARELLA J.J. & FERREIRA A.M.M., 1985 - Amazoniam geology and the Pleistoceno and the cenozoic enviroments and paleoclimates. IN: "Amazonia". Pergamom Press. Oxford.

FAIRBRIDGE R., 1960 - The changing level of the sea. Scientific American. New York.

FAIRBRIDGE R., 1976 - Shellfish eating preceramic indians in Coastal. Brazil. IN: Science . Washington. DC. 1976.

GRANVILLE J.J. de - Les formations végétales de la bande côtière de Guyane française. IN, Le littoral guyanais : fragilité de l'environnement. : 47-64. Nature Guyanaise. SEPANRIT. Cayenne. Guyane.

HAFFER J., 1969 - . Especiation in Amazonian forest bird. Science.165. Washington DC.

MARTIN, L. et al, 1986 - Fundamentos e reconstituição de antigos n'íveis marinhos no Quaternário. IN: Bol. do IG-USP. N. 4. São Paulo. 1986.

MEGGERS B.J., 1971 - Amazonia. Man and culture in a counterfeit Paradise. Aldine. Chicago.

MEGGERS, B.J., 1985 -Aboriginal adaptation to Amazonia. IN: Amazonia. Pergamom Press. Oxford.

MEGGERS B.J. & DANON J, 1988 -. Identification and implication of a hiatus in the archeological sequence on Marajó Island. Brazil, IN: Journal of the Washington Academy of Science. Vol. 78.n.3. Washington.

PEROTA C.,1977 à 1988 . Relatórios de trabalho de campo de pesquisas arqueológicas no rio Xingú. Vitória. 1977,1978,1986,1987,1988.

PEROTA C & BOTELHO W.C., 1987 - Sambaquís fluviais no Baixo Xingú. IN: Anais do 1°. Congresso da ABEQUA. Pôrto-Alegre. Brasil.

ROSATELLI J. S. et al., 1972. Levantamento exploratório de solos da Folha SB.22 Araguaia e parte da Folha SC.22 Tocantins. IN: Projeto Radam., M.M.E/D/N.P.M. Rio de Janeiro.

SCHNEIDER SANTOS J.O., 1984 - A parte setentrional do cráton amazônico (escudo das Guianas) e a bacia amazônica.In, Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da àrea oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala : 1 : 2 500 000. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Minera,. Brasília 1985; 511 pp.

SIMÕES M.F. & ARAUJO COSTA F., 1978 - Areas da Amazonia Legal Brasileira para pesquisa e cadastro de sítios arqueológicos.. Publ. Avulsas do Museu Paraense "Emilio Goeldi".Belém. Pará. Brasil.

SILVA G. G. et al., 1972 - Geologia das Folhas SB-22 Araguaia e Parte SC-22 Tocantins. IN: Projeto Radam. MME/DNPM. Rio de Janeiro. Brasil.

SUGUIO K. et al.,1985 - . Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeria.IN: Revista Brasileira de Geociências. Vol. 15 São Paulo.

TOOLEY M.J. & SHENNAM I., 1987 - Sea level changes. IN: Institute of British Geographers Special publications. Basel Blackwell.Oxford (GB). 1987.

VANZOLINI P., 1986 -. Paleoclimas e especiação em animais da América do Sul Tropical. IN: Publ. Avulsas. ABEQUA. 1. São Paulo.

VELOSO H. P. et al., 1972 -. As regiões fitoecológicas, sua natureza e seus recursos economicos. IN: Projeto Radam. MME/DNPM. Rio de Janeiro. 1972.

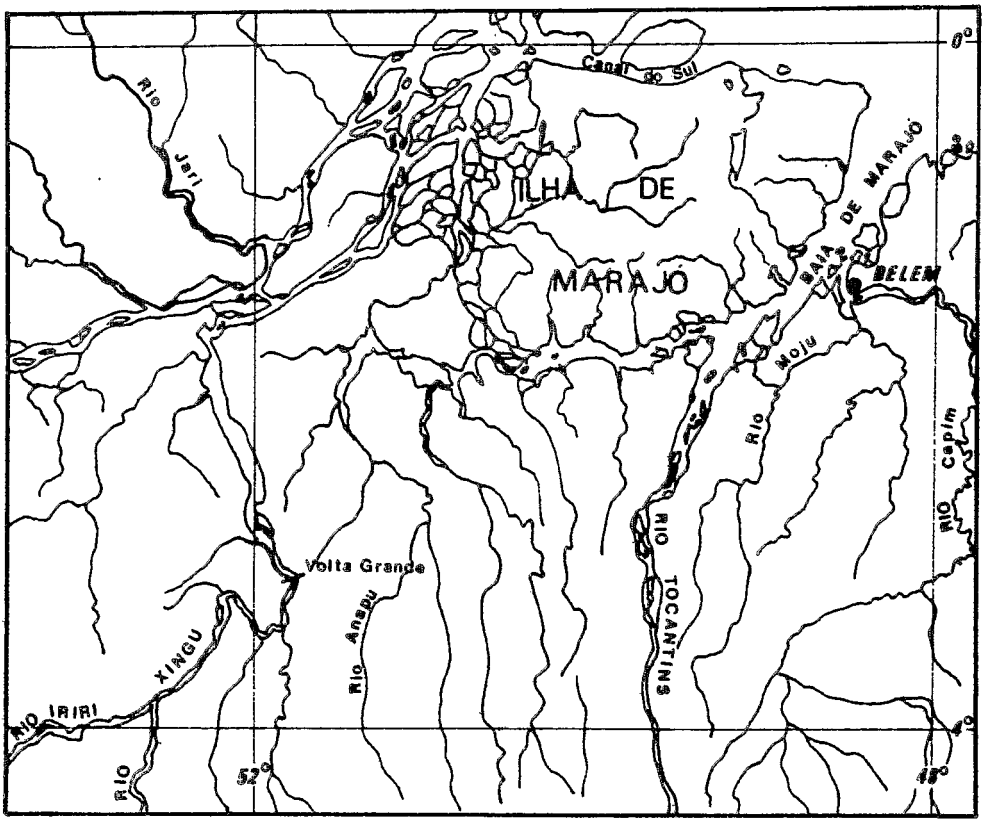
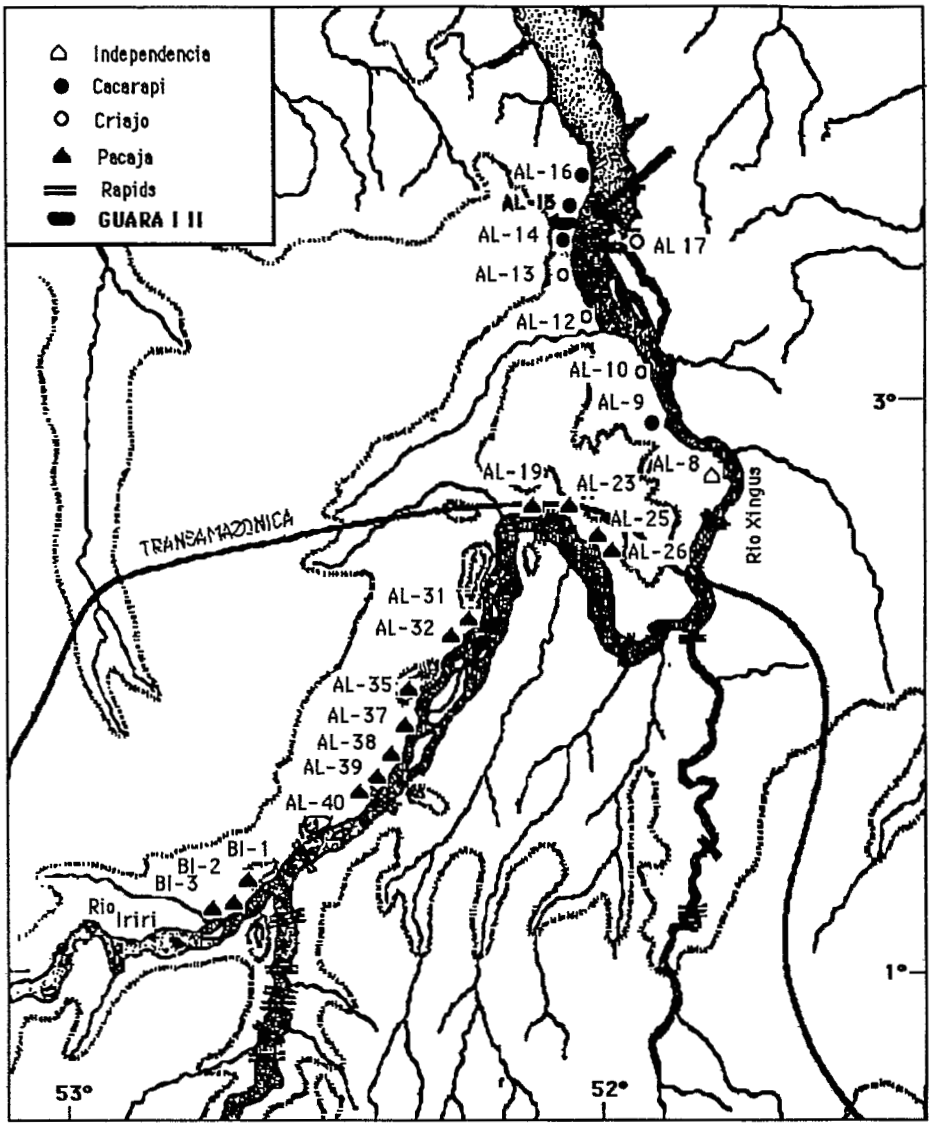


FIG. 1 - CROQUIS DE LOCALISATION
(Modifié de: Serviço de Atlas. Brasil Norte. Fundação IBGE. 1971)
ECHELLE : 1: 5 000 000
(Dessin: O. Lamonge. ORSTOM. Cayenne)



Sites Archéologiques repérés

FIG. 2 : Sites archéologiques repérés

SEDIMENTATION COTIERE ET FORMATION DE CHENIERS EN GUYANE : LA ZONE DE CAYENNE

Marie-Thérèse PROST[1]

Résumé

Les côtes de la Guyane sont des côtes basses, vaseuses et marécageuses, caractérisées par la présence de vastes bancs de boue alimentés par le système de dispersion amazonien et qui migrent lentement vers l'ouest sous l'action de la houle et des courants. Les bancs de boue sont séparés les uns des autres par des espaces interbancs. Les cheniers - qui reposent sur les vases de la formation DEMERARA (Holocène) - se forment uniquement dans les espaces interbancs. L'étude ici présenté concerne les cheniers de la zone de Cayenne, un des rares points de la côte où les roches du socle avancent largement vers la mer. Il en résulte une certaine diversité des rivages, qui combine des côtes rocheuses et escarpées, avec des petites plages qui s'ouvrent parmi les roches du socle, et des côtes rectilignes et ouvertes vers le large, très dynamiques, et où se forment les cheniers. L'étude a été appuyée sur des travaux de terrain, des analyses de laboratoire, des survols à basse altitude, ainsi que sur la photo-interprétation et l'analyse de documents de télédétection. Le but a été de (a) mieux comprendre comment, pourquoi et où se forment actuellement des cheniers dans la zone de Cayenne et (b) de saisir le comportement actuel de ces rivages.

Summary

The coastline of French Guiana is a progradation muddy coast characterized by vast migrating shoreface-attached mudbanks alternating with interbank zones there are erosional in character. Modern sandy cheniers, resting on the Demerara marine clays, develop within the interbank zone, as in Cayenne. Situated between two great estuaries, the study zone is one of the rare points of the coast where the rocks of the shield are greatly in contact with the ocean. As a result, the coastline is a succession of many rocky points and isolated hills separing sand coves and straight beaches. A preliminary study was carried along the shoreline - using field survey, aerial photographs, low-altitude flights, Remote Sensing multidata, laboratory analysis... - in order (a) to know when, why and how cheniers are being formed along this shoreline and (b) to better understand the present behaviour of this part of the coast.

Key words : Chenier's coast. Geomorphology. Cayenne. Guyane. Mudbanks. Interbank zones.

Mots-clés : Côte à cheniers. Géomorphologie. Cayenne. Guyane. Bancs de boue. Espaces interbancs.

---

(1) Centre ORSTOM.BP 165., Programme : "Environnement côtier" 97323 CAYENNE CEDEX

INTRODUCTION

Les côtes basses et marécageuses des Guyanes sont caractérisées par des changements morphologiques considérables à court et à moyen terme sous l'influence du système de dispersion des rejets fins amazoniens dans l'Atlantique équatorial[2]. Ces changements se traduisent sur les rivages par l'alternance - dans l'espace et dans le temps - de *zones d'accrétion* - occupées par des grands bancs de boue ("mudbanks" ou "mudshoals") dont la surface intertidale ("mudflat") est une vasière colonisée progressivement par la mangrove, et de *zones d'érosion ou de non déposition* (zones interbancs,"interbank zones"), occupées soit par la mangrove en recul, soit par des cheniers.

I - CONCEPT DE CHENIER

RUSSELL et HOWE (1935) ont utilisé le terme "chenier" pour la première fois en Louisiana[3] pour désigner "des cordons sableux côtiers longs et étroits qui se disposent à peu près parallèlement au rivage "... et qui sont "légèrement surélevés par rapport aux marais, lacs et fleuves voisins...". Le terme fait aujourd'hui partie intégrante du vocabulaire scientifique internationale, bien qu'on puisse encore observer un amalgame entre chenier ("chenier" or "marsh-beach ridges"[4]), cordon de plage ("beach ridge")[5] et plaine à cheniers ("chenier's plain"). Cheniers, cordons de plage et flèches sableuses peuvent être

---

(2) Environ 280 millions de m3/an de sédiments fins amazoniens circulent le long des côtes de la Guyane, une partie au large et une autre partie sous la forme de bancs de boue liés aux rivages (WELLS & COLEMAN, 1981; P. AUGUSTINUS Ed, 1989; M.T.PROST,1989; EISMA, AUGUSTINUS et ALEXANDER, 1990)

(3) Ces cordons étant couverts par des chênes ont été appelés "cheniers" par les habitants créoles.

(4) L. CANGZI & J. WALKER, 1989.

(5) Le concept le plus courant de cordons de plage (="beach ridges") est celui d'un cordon sableux allongé, parallèle au rivage, formé dans une côte sableuse par l'action de la houle et des courants. Une série de cordons allongés et parallèles, espacés régulièrement l'un de l'autre, donne naissance à un type spécifique de plaine côtière de progradation sableuse (P.D. KOMAR,1976) dont de très beaux exemples existent au Brésil (L. MARTIN et al., 1990)

différenciés à partir de leur genèse et de leurs séquences sédimentaires (S. PENLAND & J. SUTER, 1989).

Un chenier est un cordon de plage[6] (sableux et/ou coquillier), azonal[7] (fig. 1) et transgressif[8], reposant toujours sur des formations fines (argiles, limons...) et formé dans un contexte bien spécifique. En Guyane, celui-ci se traduit par :

- une plaine côtière basse et marécageuse, située sur une marge passive soumise à l'influence du système de dispersion amazonien.
- les cheniers actuels se forment *uniquement dans les espaces interbancs où l'apport de sédiments fins amazoniens a été interrompu et remplacé par un apport sableux local.*
- pendant leur évolution les cheniers vont migrer vers l'intérieur des terres et deviendront progressivement isolés du rivage par une nouvelle phase d'accumulation fine.

Au point de vue génétique cela veut dire :

- une progression du rivage par accumulation de vases;
- une interruption de celle-ci avec formation du chenier sableux;
- nouvelle progression de sédiments fins, etc...

Cette définition - qui s'applique à l'ensemble des côtes des Guyanes (P. AUGUSTINUS, 1989) - est sédimentologique (la base du chenier sableux reposant sur des vases), morphologique (formation d'un cordon de plage) et dynamique (alternance accumulation-érosion). Autrement dit, les cheniers se définissent à l'intérieur d'un système d'évolution des rivages dont ils sont un des maillons.

L'ensemble de cheniers ou de groupes de cheniers séparés par des marais forment donc une *plaine à cheniers*. On notera qu'il n'y a pas un modèle unique de plaine à cheniers, mais différents types (en Louisiana, en Chine, en Australie ou dans les Guyanes) selon le conditions d'évolution de la côte.

---

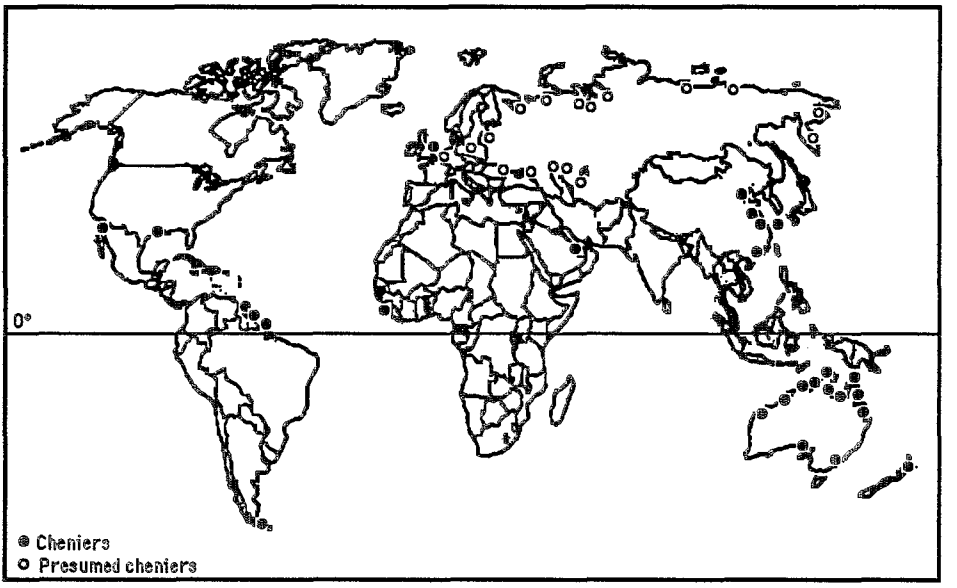
(6) Mais tout cordon de plage n'est pas un chenier.

(7) Développées depuis les zones équatoriales jusqu'aux régions subarctiques (P. AUGUSTINUS Ed., 1989)

(8) Les cheniers transgressent sur les vases des marais voisins (PENLAND & SUTER, 1989)

Dans l'île de Cayenne il n'y a pas de plaine à cheniers. Par contre, la possibilité d'observer la formation actuelle de cheniers au long de ces rivages relativement diversifiés est un atout.

FIG. 1- DISTRIBUTION DES CHENIERS DANS LE MONDE
(d'après P. AUGUSTINUS, 1989)



II - LA ZONE DE L'ETUDE

La relative diversité morphosédimentaire et géologique des rivages de Cayenne, les transformations importantes subies par ces côtes notamment depuis 1986 (suivies en détail grâce à télédétection, aux survols à basse altitude et aux travaux interdisciplinaires de terrain[9]) ainsi que la facilité d'accès (ce qui n'est presque jamais le cas en Guyane) nous ont amenée à choisir cette zone comme

(9) Programme "Environnement Côtier" (convention cadre 1987-1989. Conseil Régional de la Guyane/ Centre ORSTOM de Cayenne). Des recherches comparables se poursuivent dans d'autres zones clés : Kourou, Sinnamary, Mana...

prioritaire pour l'étude des facteurs qui contrôlent la sédimentation côtière et qui sont à la base de la formation de chéniers.

A - Originalité et diversité

"L'île de Cayenne" - en réalité, une presqu'île - est un des rares promontoires des roches du socle qui, dans les Guyanes, s'avance nettement vers à la mer (fig 2). Situé entre deux estuaires qui draînent les bassins-versants du Mahury à l'est et de la rivière de Cayenne à l'ouest, il est formé par des grosses collines isolées ("monts" et "montagnes" dans la terminologie locale) et des plateaux à sommets latéritisés ("tables") reliés par la sédimentation quaternaire[10].

Une telle morphologie explique la relative diversité de ces rivages par rapport aux côtes basses et marécageuses du reste de la Guyane :

- Au Nord-Est, la côte est haute et rocheuse, avec de petites plages étroites[11] (Bambous, Fort Diamant, Gosselin...) formées entre les affleurements du socle. Les rivages sont dominés par la table latéritique du Mahury (171 m) et par la Montagne de Rémire (130 m) dont les sommets et les versants escarpés sont couverts par la forêt.

- La côte centrale, par contre, basse et large, a des longues plages rectilignes[12] ouvertes vers l'océan (anse de Rémire, Montjoly, Zéphyr), ancrées à des collines du socle (Montravel, Bourda, Montabo...). Vers le large, le socle forme une guirlande d'îlots et d'îles (îlots Dupont, îles du Père, de la Mère, de l'Enfant Perdu, le Grand Connetable , etc...)

- Au Nord-Ouest, dans le site urbain de Cayenne, la côte est basse, découpée par des anses (Chaton, Nadau) et par des pointes rocheuses (Buzaret, Amandiers).

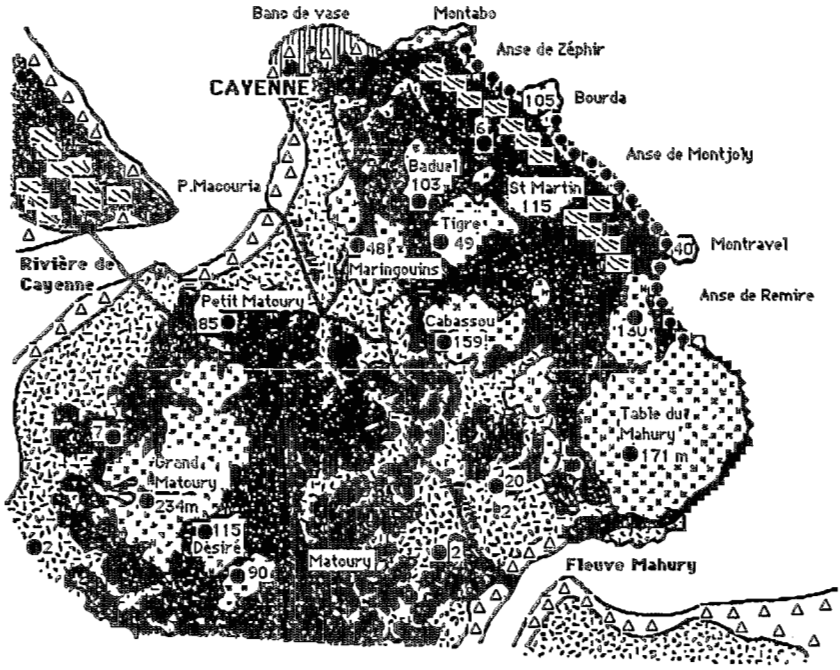
---

(10) Deux grande unités morphologiques constituent la plaine côtière : (a) la basse plaine holocène (dite "récente") située entre zéro et 4-5 m d'altitude, domaine de marécages (prispris), de petits cours d'eau (criques) et de chenaux de marée, et la haute plaine pléistocène (dite "ancienne"), située entre 4-5 m et 10-12 m d'altitude, domaine de savanes inondables et des îlots de forêt. Les sédiments qui constituent ces plaines appartiennent respectivement aux Formations DEMERARA (holocène) et COSWINE (pléistocène).

(11) "Pocket beaches"

(12) "Straight-coasts"

Fig. 2. ZONE DE CAYENNE : CROQUIS DE LOCALISATION (1:100.000)
(modifié de CHOUBERT B., 1955)
(Dessin : O. Lamonge. ORSTOM. Cayenne)



I – UNITES GEOLOGIQUES ET MORPHOLOGIQUES

Plaine côtière holocène (entre zéro et 4/5 m d'altitude).
Formation DEMERARA
Plages et cheniers. Mangrove. Marécages d'eau saumâtre à douce.Forêt .

Plaine côtière pléistocène (entre 5 et 15/17 m d'altitude).
Formation COSWINE
Barres prélittorales. Savanes. Forêt secondaire.

Socle (Bouclier Guyanais)
Collines, monts, plateaux cuirassés. Forêt secondaire.

II MODELÉ

Points cotés

Côte rocheuse, escarpée, avec des petites plages

Côte sableuse rectiligne, avec des cheniers

Alignement des barres prélittorales

Mangrove

Vasière actuelle

Echelle : 1/100 000

0 1 2 3 4 5 Km

Une diversité s'observe également vis-à-vis de la dynamique côtière : sur la rive gauche de l'estuaire du Mahury, les petites plages - protégées par la configuration de la côte - sont plutôt "stables", sans grands changements morphologiques, sauf dans le secteur estuarien du Dégrad Mahury. La côte centrale, par contre, formée par des plages rectilignes ouvertes vers le large, a subi - et continue à subir - des modifications importantes. Enfin, la zone urbaine de Cayenne, bien qu'encore occupée par la vase et par la mangrove , connaît depuis 1990 un processus très net de dévasement[13].

Il en résulte un espace géographiquement restreint (< 20 km de rivages) mais morphologiquement varié (côtes à la fois sableuses, rocheuses ou vaseuses, hautes ou basses, rectilignes ou découpées), qui dans un temps relativement court (quelques années ou dizaine d'années) subit des modifications significatives avec départ de la vase, recul et mort de la mangrove, formation de cheniers. Ces transformations morphosédimentaires du milieu ont lieu selon un rythme saisonnier régional.

B - Un rythme saisonnier des transformations morphosédimentaires

La Guyane se trouve sous l'influence de deux grands mécanismes :

- d'une part, la Zone Intertropicale de Convergence, dépression dont le passage est à l'origine des "saisons"[14]définies par la pluviométrie. Chaleur et humidité sont constants[15], atténués sur la côte par les alizés.

- d'autre part, le système de dispersion océanique des rejets fins amazoniens. La charge en suspension déchargée par le fleuve dans la mer est évaluée à 11 ou 13 x 10^8 tonnes/an, dont 10 et 20% transitent le long des côtes des Guyanes (EISMA D., 1988).

Les transformations morphosédimentaires des rivages obéissent, grosso modo, à un rythme saisonnier. Au cours de la première partie de la saison de pluies (hiver boréal), une partie de l'apport fin amazonien circule au large,

---

(13) Actuellement, de l'anse Chaton vers l'ouest.

(14) Deux maximums pluviométriques annuels - le premier entre décembre et février et le second entre avril et juillet- et une saison "sèche".

(15) Température moyenne de 26°C, avec faible amplitude annuelle (<2°C). Pluviosité moyenne annuelle d'environ 2400 mm (données de Rochambeau).

transporté par le courant des Guyanes qui est alors très fort[16]. L'autre moitié de l'apport[17], "poussée" vers la zone côtière par les vagues induites par l'alizé de NE, est à l'origine des bancs de boue liés aux rivages. La mer est assez agitée et les eaux sont très chargées de sédiments[18]. C'est pendant cette époque de l'année que se produisent les plus grands déplacements de vases et les plus forts phénomènes d'érosion.

Par contre, pendant l'été boréal (la saison "sèche" en Guyane, avec prédominance de l'alizé de SE) le Courant des Guyanes disparaît au large de Cayenne, subissant une rétroflexion entre 4° et 6° N dans le Courant Nord Equatorial (C. COLIN, Programme "Nord Ouest Equatorial"- NOE/ORSTOM). Un peu plus de la moitié de la charge fine amazonienne déversée dans l'Atlantique est ainsi exportée. (F.E. MULLER-KARGER & T.R. FISHER, 1988 ; Programme AMASSEDS, 1990). En Guyane, les eaux côtières sont plus "claires"; l'énergie des vagues s'atténue ainsi que les transformations morphologiques des rivages.

III - LES CHENIERS ACTUELS DE L'ILE DE CAYENNE

Les cheniers actuels de la Guyane intègrent un système d'évolution côtière régional et spécifique établi le long d'une marge tectoniquement passive soumise à la sédimentation d'un grand fleuve. C'est l'ensemble de ces conditions (elles-mêmes en rapport avec des facteurs globaux) qui définissent les changements morphologiques des rivages.

Au niveau local, interviennent l'hydrodynamique côtière (vagues, courants côtiers, marées), l'apport sédimentaire (liée à la source amazonienne et aux sources locales), et les conditions d'accumulation et d'érosion. En résultent les vasières et les cheniers (fig. 3).

---

(16) 120 cm/s. (C. COLIN, Programme NOE/ORSTOM)

(17) Environ 140 millions de m3/an

(18) Le pic de la décharge de l'Amazone se situe au mois de mars alors que l'étiage se produit en novembre (AMMASEDS, 1991)

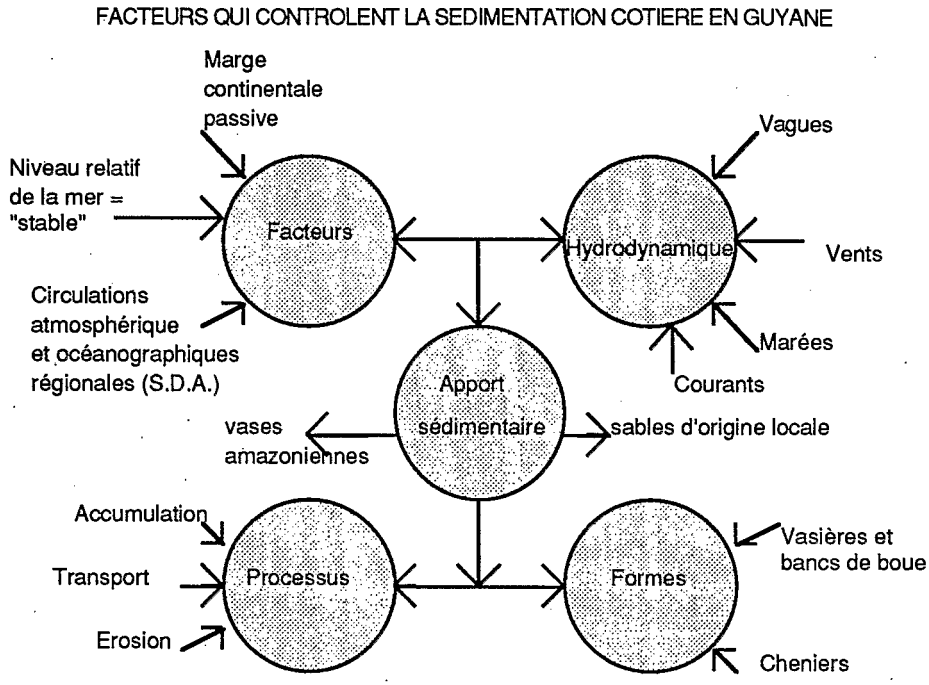


Fig. 3

A - Les conditions locales de formation

Un chenier est un témoin à la fois d'un type d'accumulation côtière, des processus qui l'ont créé (et qui le font évoluer) et du système d'évolution générale d'une côte.

1. Relations entre accumulation et érosion

Considérons une partie du rivage comprenant un banc de vase et une zone sableuse interbanc : des conditions variables de sédimentation, de processus côtiers et des formes vont apparaître de part et d'autre.

Dans leur déplacement vers un rivage de faible profondeur les vagues subissent normalement des transformations dynamiques (P.D. KOMAR, 1976) auxquelles s'ajoutent, en Guyane, des effets locaux causés par l'état physique des vases.

Les parties frontales des bancs sont formées par de grandes extensions de vases fluides à semi-fluides[19] (P. AUGUSTINUS, 1978; C. MIGNIOT, 1989)

(19) Elles ont la consistance d'un gel, le "slingmud" (densités de 1,1 à 1,2 par/m3)

reconnaissables par leur "effet de miroir". En les abordant, les vagues sont fortement amorties et deviennent de type solitaire[20]; l'accumulation de sédiments fins est alors prédominante.

Vers le milieu du banc, par contre, les vases s'exhaussent, perdent une partie de leur eau et se consolident.; les abords du banc - ainsi que la mangrove de front de mer qui le colonise - subissent un recul par l'action de la mer.

Dans la partie distale du banc les vases forment des paliers compacts qui supportent facilement le poids d'un homme. Battus par la mer, ils deviennent plus étroits; leur surface est alors irrégulière, et des blocs de vase s'en détachent. Roulés par les vagues des marées hautes, ils se morcèlent et donnent naissance à des galets de boue, typiques des secteurs en érosion. Enfin, les palétuviers arrachés par la mer forment, dans la haute plage, un rempart de troncs blanchis. La migration des bancs s'effectue ainsi par érosion des parties distales et accumulation dans les zones frontales. La vitesse moyenne de migration est, en Guyane, de l'ordre de 800 à 1000 m/an.

Dans les espaces interbancs l'énergie du milieu est encore plus forte, la profondeur un peu plus grande et les eaux moins chargées en sédiments : c'est dans ce contexte d'érosion qu'il y a formation actuelle de cheniers.

2. Distribution et formation des cheniers à Cayenne

Les cheniers les plus récents et les plus représentatifs du comportement d'une côte en transformation se sont formés à Cayenne depuis l'envasement généralisé de 1986 le long des côtes rectilignes et ouvertes vers le large (anses de Rémire, Montjoly et de Zéphyr). Disposés parallèlement à la ligne du rivage, ils ont entre 3 et 7,5 km d'extension et plusieurs dizaines de mètres de largeur.

Deux processus principaux sont à l'origine de la formation des cheniers :

- le premier concerne le transport du sable par dérive littorale parallèle aux côtes sableuses rectilignes. Ce processus a été observé pendant le dévasement de l'Anse de Rémire, avec déplacement des sables de l'est vers l'ouest (entre la pointe Glennie et la pointe de Montravel) : les vases (et la mangrove) ont été progressivement remplacées par une nouvelle plage (d'environ 70 m de largeur) disposée parallèlement au rivage actuel ainsi qu'à un chenier plus ancien.

---

(20) Avec une seule crête et une très faible énergie.

- le second, observé dans le secteur estuarien du Dégrad Mahury, entre 1985 et 1990, est lié à la formation d'une barre sableuse à faible profondeur, au niveau des basses mers ordinaires. Cette barre a simultanément grandi en direction contraire au transit côtier (de l'ouest vers l'est) et a migré vers les terres sous l'action des vagues et des marées. Un cordon sableux, long et large, présentant une nette disposition vers l'intérieur de l'estuaire a été ainsi formé, isolant de l'océan la mangrove de front de mer.

3. Les sables des cheniers.

Les sables des cheniers de Cayenne sont quartzeux, de moyens à grossiers, bien triés, leur classement s'améliorant de l'est vers l'ouest au fur et à mesure de l'éloignement de l'estuaire du Mahury (fig. 4), principale source d'apports (le cortège de minéraux lourds - ilménite, goethite, épidote... - est caractéristique du bassin-versant du fleuve). Toutes conditions égales, le triage est meilleur sur les crêtes des cordons (par déflation éolienne) et dans les fractions plus grossières que dans le bas-de-plage et dans les fractions plus fines.

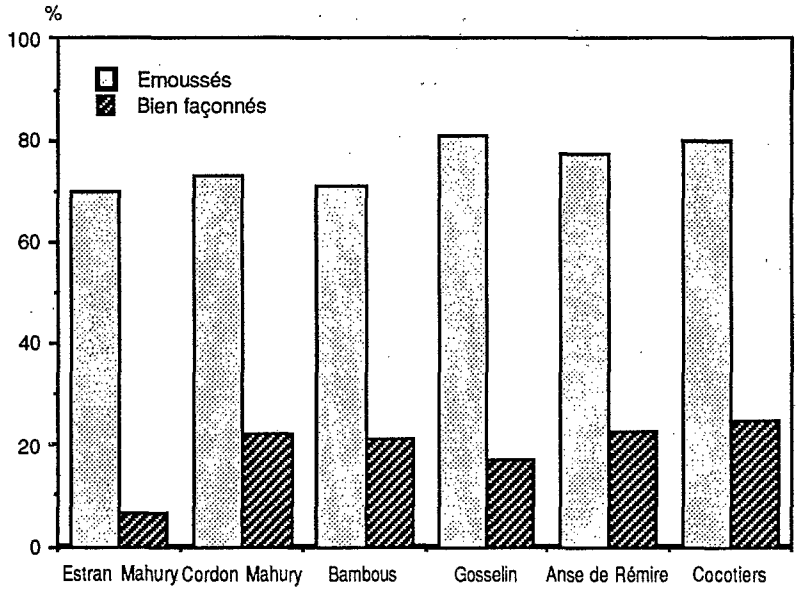


Fig 4 : Comparaison entre grains émoussés et bien façonnés (arrondis, ovoïdes et ronds). Zone de Cayenne

Un mélange de stocks (grains polyminéraux et/ou anguleux, à éclat naturel, et grains émoussés, brillants, picotés ou patinés, fig.5) indique à la fois la proximité de la source nourricière et le remaniement d'un stock ancien : ce dernier est mis en évidence par la surface irrégulière et patinée de grains, découpée par de nombreuses "caries" et par des fissures remplies par des dépôts brun-rougeâtres.

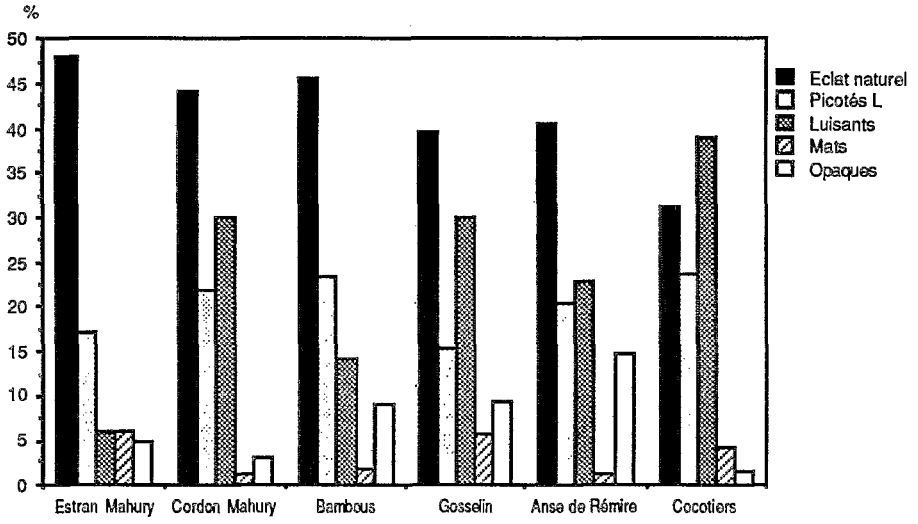


Fig. 5 : Etat de surface des grains de sable (côte NE de l'île de Cayenne)

4. Le budget sédimentaire

Au début de leur formation, sous conditions d'apports sableux abondants et sous l'action du jet de rive et du flot de retour, les fronts des cheniers (tournés vers la mer) sont légèrement concaves et en pente douce alors que les revers (tournés vers le continent), en plan incliné, forment des lobes de débordement coalescents (washover fans).Une fois formées, les crêtes constituent un alignement régulier tant que les conditions d'apport sableux et d'énergie du milieu restent constantes.Le cheniers constituent alors des zones de stockage temporaire des sédiments.

Quand l'alimentation sableuse devient moins abondante, les cheniers migrent vers l'intérieur des terres par l'action du jet de rive, comme à l'Anse de Rémire, à Montjoly et à Zéphyr au début de 1990 : la dissymétrie des profils est accentuée,

le front devenant plus abrupt. Les strates horizontales et subhorizontales du revers des cordons sont lités et apparaissent en coupe dans les micro-falaises sous la forme des laminations de plage, fines et régulières, constituées par des lits millimétriques de sables quartzeux blancs à jaunâtres et par des lits noirâtres de minéraux lourds. L'analyse minéralogique de ces derniers révèle leur richesse en minéraux opaques (91%) à savoir : magnétite, ilménite, goethite et leucoxène. Parmi les minéraux transparents l'association zircon-épidote est dominante et équilibrée (respectivement 33% et 32%), accompagnée de staurotide - hornblende verte - grenat (respectivement 11%,10% et 9%), auxquels s'ajoutent un peu de tourmaline, rutile et kyanite (respectivement 3%, 1% et 1%).. Quant aux laminations du revers, plus larges, elles résultent d'un écoulement laminaire qui étale les sables au-delà de la crête du chenier. L'arrière-plage acquiert une pente douce, les sables du revers recouvrant en partie le sillon inter-cordon de l'arrière plage.

Enfin, des transformations violentes et "instantanées", de haute énergie et de courte durée, peuvent se produire :

- Les premières - à tort nommées "raz-de-marée" en Guyane - ont touché la partie centrale de l'Anse de Rémire, en 1973 et l'Anse Nadau (Cayenne) en 1977. Dans celle-ci, les vagues ont détruit des ouvrages en béton , ont provoqué l'effondrement de maisons et l'ensablement de la rue voisine. Dans l'Anse de Rémire, la mer a entaillé une falaise de 3 à 4 m. Les causes de ces phénomènes sont encore mal connues.

- A l'Anse de Rémire, en mars 1989, la conjonction de fortes marées d'équinoxe[21] et de la houle produite par l'alizé de NE a provoqué, dans l'espace de seulement 48 heures,un phénomène "instantané", traduit par le recul accéléré d'un chenier - avec ensablement considérable de la haute plage -, le barrage d'une crique et la remontée du niveau des eaux d'un marais voisin, avec l'inondation de quelques villas[22]. Ces grandes marées accélèrent également le transport et la répartition des sables dans la zone intertidale .

---

(21) Marnage entre 2,85 et 3,2 m.

(22) Il a fallu faire appel à des engins lourds pour réouvrir l'embouchure de la crique.

En ce qui concerne le soubassement vaseux, il y a passage des vases intertidales à des formations de marais. Par exemple, des placages minces de vases grises, plastiques et bioturbées, recouvertes par les sables, subsistent sur la partie occidentale de la plage de Rémire. Les analyses sédimentaires montrent qu'elles sont formées par des argiles limoneuses grises, plastiques, avec des lits sableux, analogues à celles de la plage sous-marine.Vers l'intérieur des terres la migration de cheniers asphyxie les racines de palétuviers et progresse sur les zones hydromorphes voisines - eaux saumâtres à douces dont les vases, plus évoluées, sont riches en matière organique et ont une grande abondance de racines.

Le budget sédimentaire des cheniers est ainsi rythmé par des entrées de sable dans le système et par leur sortie. Les contributions (crédit) et pertes (débit) régularisent la balance des sédiments et l'accumulation ou l'érosion des cheniers. Quant les pertes sont plus importantes que les gains il y a un net déficit qui se traduit par une diminution du volume total de sédiments et par une érosion. D'une manière générale les conditions d'équilibre entre débits et crédits sableux sont plutôt momentanées, les profils des cheniers étant très changeants en fonction des vitesses de migration des bancs, des variations dans le système d'apport sédimentaire fin, des conditions locales (stock sableux, états de la mer, processus côtiers, etc).

IV - DISCUSSION

Une question discutée concerne l'origine des sables des cheniers, car les fleuves actuels transportent très peu de sédiments grossiers (M. LOINTIER, 1984, 1986; M. LOINTIER & M.T.PROST, 1988) et que P. AUGUSTINUS (1978) et L. KROOK (1979, 1990) ont pû démontrer qu'une partie de cheniers du Surinam sont constitués par des sables fins amazoniens.

En Guyane par contre, M. PUJOS et G.S. ODIN (1988) soutiennent que l'origine des sables reliques de la plate-forme continentale est locale : grâce au cortège de minéraux lourds, les auteurs ont pû établir la corrélation entre les sables des basses vallées côtières et ceux de la plate-forme interne, c'est à dire, identifier les "provinces minéralogiques". Les conditions climatiques générales

interviennent par l'intermédiaire des eaux de drainage interne des sols : chaudes (25°C en moyenne) et chargées d'acides, elles sont à la fois des agents d'altération des roches et les véhicules de ses produits. Il s'ensuit une destruction plus au moins complète des minéraux primaires ou leur transformation progressive en minéraux secondaires (G. PEDRO, 1968; C. GRIMALDI, com..pers.), produits d'altération qui, repris dans les bassins-versants, contribuent à la sédimentation quaternaire.

La présence d'un vieux stock remanié par les fleuves et repris par la mer est très vraisemblable.

CONCLUSIONS

1. Les transformations morphosédimentaires multitemporelles des rivages de l'île de Cayenne sont très actives, en liaison avec les conditions géologiques, géomorphologiques et climatiques du milieu, et sous la dépendance de la migration des bancs de vase et des espaces interbancs.

2. La texture des sédiments côtiers est très variable, allant des vases presque pures à des sables moyens et grossiers (stocks actuels et anciens)

3.Alors que les vases sont principalement amazoniennes, les sables sont d'origine locale.

4. En terme de modelé, les cheniers actuels de l'île de Cayenne sont des formes d'accumulation siliceuse façonnées dans les zones interbancs quand l'apport sableux est abondant. Leurs bases reposent sur plusieurs substratums fins : vases intertidales, vases organiques et bioturbées de mangrove et, parfois, vases des marécages d'eau saumâtre à douce. Quand l'apport sableux diminue, l'érosion accélère la migration des cheniers vers l'intérieur des terres et modifie leurs profils.

5. Les cheniers sont des indicateurs : (a) des modifications subies par le milieu côtier pendant leur formation et (b) des paléoenvironnements.

BIBLIOGRAPHIE

AMASSEDS Research Group (1990) - A multidisciplinary Amazon Shelf Sediment Study. **EOS,** vol 71, n° 45. November 1990 : 1771 - 1776/1777. American Geophysical Union. USA

AUGUSTINUS P.G.E.F. (1978) - The changing shoreline of Surinam (South America) **Thesis.** 95. 232 pp. Université d'Utrecht. Pays-Bas.

AUGUSTINUS P.G.E.F., HAZELHOFF L. & KROON A.(1989) - The chenier coast of the Suriname. Modern Geological Development. Université d'Utrecht. Pays-Bas.

AUGUSTINUS P.G.E.F. Ed. (1989) Special issue : Cheniers and Cheniers Plains. **Marine Geology,** 90 : 269-281. Elsevier Science Publ. B.V. Amsterdam. Pays-Bas.

CANGZI L. & WALKER H.J. (1989) Sedimentary Characteristics of Cheniers and the formation of the Chenier Plains of East China. **Journal of Coastal Research,** vol 5, n° 2 : 353-368. CERF Foundation. P.O. Box 8068 USA.

EISMA D. (1988) - Dispersal of Amazon supplied particulate matter. **Abstracts of the Chapman Conference on the fate of particulate and dissolved components within the Amazon Dispersal System : River and Ocean.** AGU. Charleston. Wild Dunes. USA.

EISMA D., AUGUSTINUS P.G.E.F. & ALEXANDER C.(1990) Recent and subrecent changes in Amazon Mud Dispersal. **Symposium International sur l'évolution des littoraux des Guyanes et de la zone Caraïbe Méridionale pendant le Quaternaire.** Cayenne 9-14 novembre 1990. Volume des résumés, p. 57.

KOMAR P.D. (1976) - Beach Processes and Sedimentation.**Prentice-Hall Inc.** Englewood Cliffs, New Jersy. USA. 429 pp.

LOINTIER M. (1984)- Dynamique des eaux et intrusion saline dans l'estuaire du Sinnamary (Guyane française) **Rapport ORSTOM.** Cayenne. Guyane.

LOINTIER M.(1986) - Hydrodynamique et morphologie de l'estuaire du fleuve Sinnamary In, **Le littoral guyanais (fragilité de l'environnement).** Nature Guyanaise. SEPANRIT - SEPANGUY Ed. : 37 - 44. Cayenne. Guyane.

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 fate of particulates and dissolved components within the Amazon Dispersal System.: River and Ocean.** Charleston. Wild Dunes.

LOINTIER M. & PROST M.T. (1988) - Environnement côtier des Guyanes.**Rapport intermédiaire,** novembre 1988. Centre ORSTOM et Conseil Régional de la Guyane.46 pp, 39 fig., 7 pl, 66 réf. Cayenne.

MARTIN L., LANDIM J.M., SUGUIO K. et FLEXOR J.M. (1990) Enregistrement des oscillations du niveau relatif de la mer après 5100 BP dans les terrasses couvertes de cordons littoraux des plaines côtières des Rios Doce, Paraíba do Sul et Jequitinhonha (Brésil). Volume des résu-més, page 134. **Symposium Intern. sur l'évolution des littoraux des Guyanes et de la zone Caraïbe méridionale pendant le Quaternaire.** Cayenne, 9-14 novembre 1990. Ed. ORSTOM Cayenne.

MIGNIOT C. (1989) - Tassement et rhéologie des vases (première partie).**La Houille Blanche,** 293. 1 (1989) : 11-30. Paris.

MIGNIOT C. (1989)- Tassement et rhéologie des vases (deuxième partie).**La Houille Blanche,** 294. 2 (1989) : 95 -112. Paris.

MULLER-KARGER F.F. & FISHER T.R. (1988) - Seasonal Dispersal of the Amazon River Discharge in the Tropical Atlantic.**Abstracts of the Chapman Conference on the fate of particulates and dissolved components within the Amazon Dispersal System : River and Ocean.** NITTROUER & DeMASTER Ed. Charleston. Wild Dunes. USA

NITTROUER C.A. & DeMASTER D.J. (1987)- Sedimentary processes on the Amazon continental shelf. **Nittrouer & DeMaster Ed.** Pergamon Press. Publ. 379 pp. New York. USA.

PEDRO G. (1968) - Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe : présentation d'une esquisse géographique.**Revue de**

Géographie Physique et de Géologie Dynamique (2) vol. X, fasc. 5 : 457 - 470. Paris.

PENLAND S. & SUTER J. (1989)- The geomorphology of the Mississippi River Chenier Plain.Special issue of **Marine Geology,** vol. 90, n° 4. December 30, 1989. : 231-258. P.G.E.F. AUGUSTINUS Ed. Elsevier Sc. Publ. B.V. Amsterdam. The Netherlands.

PROST M.T.(1988). Beaches and cheniers in French Guiana **Quaternary of South America and Antartic Peninsula**, vol 6: 189 - 219. J. Rabassa Ed. A.A. Balkema Publ. (1990) Rotterdam.

PROST M.T.(1989) - Changes in coastal sedimentary environments and Remote Sensing data in French Guiana.Abstracts of the **International Symp. on Global Changes in South America during the Quaternary.** São Paulo. Brasil. Mai 1989.

PROST M.T. (1989) - Coastal dynamics and chenier sands in French Guiana.**Marine Geology,** 90 : 259 - 267. 6 fig. Special issue : Cheniers and Cheniers Plains. PGEF Augustinus Ed. Elsevier Sc. Publ. Amsterdam.

PROST M.T. (1990) - Les côtes des Guyanes.**Rapport ORSTOM.** Mai 1990. 212 pp.51 fig., 44 ph., 20 documents de télédétection,15 tableaux. Programme Environnement Côtier. Série : Géomorphologie - Sédimentologie. Cayenne. Guyane

PUJOS M. & ODIN G.S. (1986) - La sédimentation au Quaternaire Terminal sur la plate-forme continentale de la Guyane française. **Oceanologica Acta,** vol 9. 4 : 368 -382. France.

RUSSELL R.J. & HOWE H.V. (1935)- Cheniers of southwestern Louisiana **Geogr. Rev.**, 25 : 449-461. USA

WELLS J.T. & COLEMAN J.M. (1981) - Physical processes and fine grained sediment dynamics. Coast of Suriname, South America. **Journal Sed. Petrog.** 51 : 1053-1068. USA .

CIRCULATION DES EAUX SUR LES PLATEAUX INSULAIRES DE MARTINIQUE ET GUADELOUPE

Michel PUJOS[1] Jean-Louis GONZALEZ[1], Jean-Claude PONS[1]

Résumé

Des mesures de courant effectuées au cours des campagnes océanographiques CARACOLANTE 1 et 2, menées sur les plateaux insulaires de Martinique et de Guadeloupe, permettent de présenter un schéma général de circulation des eaux autour des deux îles.

En surface, la circulation est de type cyclonique en Martinique, plus complexe en Guadeloupe du fait de l'existence de deux grandes baies au Nord et au Sud de l'île.

Près du fond, l'effet de marée est bien marqué, souligné par une majorité de courants rotatif à semi-rotatif. La circulation générale est de type cyclonique en Guadeloupe, anticyclonique en Martinique.

Abstract

Direct measurements in the neighborhood of Martinique and Guadelupe (Lesser Antilles) show significant features of water circulation around these islands.

On the upper layer circulation, zone of cyclonic current shifts appear in Martinique and Guadelupe ; it is more complex in Guadelupe, as a consequence of an original morphology.

On the bottom, tidal currents are well spread out. General circulation is composed by a cyclonic current (Guadelupe) and an anticyclonic one (Martinique).

MOTS-CLES :Guadeloupe - Martinique - plateaux insulaires - données courantologiques - circulations.

KEY-WORDS :Guadelupe - Martinique - current data - circulations.

---

1 Département de Géologie et Océanographie, Université de Bordeaux I, avenue des Facultés, 33405 Talence Cedex (France)

INTRODUCTION

Les plateaux insulaires de la Martinique et de la Guadeloupe ont fait l'objet d'une reconnaissance courantologique au cours des missions océanographiques CARACOLANTE 1 et 2. Ces deux îles font partie de l'archipel des Petites Antilles qui sépare l'Océan Atlantique de la mer des Antilles ; entre les îles existent des canaux, lieux de passages privilégiés des courants atlantiques nord-équatoriaux et des Guyanes vers la mer des Antilles (Fig. 1).

Les deux plateaux insulaires présentent une nette dissymétrie entre les façades Ouest et Est : étroits à l'Ouest où les fonds de 100 m sont parfois à moins de 200 m de la côte, plus larges à l'Est sur la totalité de la côte en Martinique et sur la seule partie située au Sud de la vallée de la Désirade en Guadeloupe.

Les stations de mesures ont été régulièrement réparties sur les côtes au vent (Est) et sous le vent (Ouest) ainsi que sur les côtes Nord et Sud bordant les canaux (Fig. 1 et tabl. 1). Ce travail présente la synthèse des résultats obtenus au cours des deux campagnes d'enregistrement et propose un essai de circulation des eaux autour des deux îles.

I - ASPECTS CLIMATIQUES ET HYDRODYNAMIQUES EN MARTINIQUE ET GUADELOUPE. METHODE D'ETUDE

I-1. Eléments de météorologie. Climat

Situées en zone intertropicale, les deux îles sont soumises, pratiquement toute l'année, aux vents alizés qui ont une composante Est bien marquée.

- En saison sèche (Carême), centrée sur les mois de Février/Mars, le régime est anticyclonique. L'anticyclone des Bermudes dirige vers les Petites Antilles un courant de Nord-Est avec des vents forts et réguliers ; lorsque l'anticyclone des Açores intervient dans la circulation atmosphérique, les vents soufflent de l'Est-Nord-Est, voire d'Est ou de Sud-Est.

En saison des pluies (Hivernage) qui couvre la période de Mai à Novembre, la zone intertropicale de convergence (ZIC) remonte au Nord de l'Equateur jusqu'à 10° de latitude. L'anticyclone des Açores, considérablement élargi à cette époque de l'année, commande la circulation atmosphérique : les alizés dominants sont le plus souvent Est à Est-Nord-Est.

Conditions météorologiques en cours de campagne

- En Octobre/Novembre 1981 (CARACOLANTE 1), les conditions météorologiques auraient dû être celles de l'hivernage. En fait, les données locales (Service Météorologique Antilles/Guyane, 1981) indiquent que la fin de l'hivernage, précoce cette année-là, coïncide avec le passage de la dépression tropicale "DT15" (30 Septembre-1er Octobre). Les mesures de 1981 peuvent donc être considérées comme effectuées en saison sèche.

- En Septembre/Octobre 1985 (CARACOLANTE 2), les conditions météorologiques sont celles de l'hivernage (Service Météorologique Antilles/Guyane, 1985).

Les conditions météorologiques et océanographiques (vent, mer, houle, ...) ont été relevées dans la plupart des stations pendant toute la durée des enregistrements (Tabl. 2).

I-2- Conditions hydrodynamiques

2.1. Les marées

Le marnage ne dépasse pas 1 m autour des deux îles. Il convient de préciser que la mer est plus haute de 30 à 40 cm sur la côte Atlantique (au vent) par rapport à la côte caraïbe (sous le vent) (SHOM, 1973). **En Guadeloupe** (Pointe-à-Pitre), la marée est à inégalités diurnes avec deux pleines mers (PM) et deux basses mers (BM) par jour, de hauteurs inégales. **En Martinique** (Fort-de-France), la marée est mixte, tantôt deux PM et deux BM par jour, tantôt une PM et une BM (SHOM, 1973).

L'onde de marée abordant la Martinique et la Guadeloupe par le Sud (SHOM, 1973), les heures des PM et des BM varient entre les deux îles ainsi qu'entre les parties méridionale et septentrionale de chacune d'elles. Nous avons utilisé les résultats de marégraphes fixes (Pointe-à-Pitre, Fort-de-France) et mobiles installés à la faveur des campagnes du Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM) et du Port Autonome de Bordeaux (PAB) sur trois sites martiniquais (Le Robert, Le Marin, Saint Pierre) et trois sites guadeloupéens (Les Saintes, Basse Terre, Vieux Bourg). Des extrapolations ont cependant été nécessaires pour les stations éloignées des marégraphes.

2.2. Les houles

Elles proviennent pour la plupart du secteur Nord à Est. 75 % d'entre elles ont une amplitude moyenne de 0,25 à 1,5 m ; certaines de 6 à 9,5 m, exceptionnelles, sont liées aux cyclones.

Sur les plateaux insulaires, l'amplitude de la houle s'accroît, près des côtes, de 1,5 à 2,5 m, sur la côte Atlantique et dans les zones au vent des canaux.

2.3. La circulation superficielle

Dans les Petites Antilles elle est soumise au régime des courants des Guyanes et nord-équatoriaux (PERLROTH, 1971). Ces flux de surface sont le plus souvent présentés comme un écoulement ininterrompu qui traverse les canaux des Petites Antilles d'Est en Ouest ; ils sont évalués à 11 x 10^6 $m^3/sec.^{-1}$ (STALCUP et METCALF, 1972).

Sur les plateaux insulaires, peu d'études ont été réalisées : dans les Antilles françaises, elles concernent essentiellement le Grand Cul de Sac Marin (CASTAING et al., 1984), les baies de Pointe-à-Pitre (CASTAING et al., 1985) et de Fort-de-France (CASTAING et al., 1986). Lors de l'étude du Grand Cul de Sac Marin où les enregistrements datent de la même époque que ceux de CARACOLANTE 1, les auteurs montrent l'existence d'un flux de Nord-Ouest, longeant le récif barrière qui ferme la baie. Ce contre-courant, diverticule cyclonique du courant nord-équatorial traversant le canal situé entre la Guadeloupe au Sud, Montserrat au Nord, prendrait naissance à la faveur de l'obstacle constitué par la région de Basse Terre.

Dans toutes les stations de courantologie réalisées sur les plateaux insulaires de Martinique et de Guadeloupe, les vitesses et les directions ont été mesurées à l'aide de courantographes ANDERAA CM4 par ancrage direct des appareils sur le fond. Les courantographes ont été immergés **près du fond** (3 m à CARACOLANTE 1, 5 m à CARACOLANTE 2) et dans les **eaux superficielles** (entre 9 et 23 m en Guadeloupe, 13 et 35 m en Martinique). Le tableau 1 résume les caractéristiques générales des stations de mesure.

Les données recueillies au cours des deux campagnes ont été dépouillées à la Banque Nationale de Données Océanographiques (BNDO). Nous utilisons d'une part la vitesse (en cm/sec) et la direction (en °) du courant et d'autre part les résultats donnés par les hodographes qui permettent de visualiser la trajectoire

d'une particule d'eau au cours d'un cycle de marée avec ses variations de vitesse et de direction.

II - COURANTOLOGIE DES PLATEAUX INSULAIRES (Fig. 2 à 4)

II-1. Stations de Guadeloupe

Banc de Colombie (BC)

- A 16 m de profondeur, la vitesse du courant, minimale à basse mer (V = 5 cm/sec), augmente à marée montante, passe par un maximum (V = 37 cm/sec à PM-PM/2) [2] (puis redescend régulièrement (partie de l'enregistrement précédant BM).

Le courant est de type semi-rotatif ; sa direction est globalement Sud-Est à marée montante et Sud-Ouest à marée descendante. Le déplacement virtuel est de 4,9 km, orienté Sud-Sud-Est.

- A 2,5 m du fond, la vitesse est variable au cours de la marée (V = 3 à 27,5 cm/sec), minimale dans les deuxièmes moitiés des marées montante et descendante.

Ce courant est de type alternatif à directions prédominantes, Nord (à marée montante) et Sud-Sud-Est (à marée descendante). Le déplacement virtuel est de 0,8 km, orienté Nord.

La Désirade (LD)

- A 9 m de profondeur, la vitesse du courant décroit pendant la deuxième partie de la marée descendante, atteignant son minimum vers BM +1 (V = 10 cm/sec). A marée montante, elle augmente jusqu'à BM/2 [3] + 1 (V = 20-25 cm/sec).

La direction du courant, de type unidirectionnel à semi rotatif, est Nord-Nord-Ouest à Nord à marée montante, Nord-Est à marée descendante. Le déplacement virtuel est de 8,9 km, dirigé Nord-Nord-Ouest.

---

[2] PM/2 = mi-marée descendante

[3] BM/2 = mi-marée montante

- A 2,5 m du fond, la vitesse est comprise entre 7 (BM + 1) et 24 cm/sec (PM). Les variations de vitesse se produisent aux mêmes moments de la marée que dans les couches supérieures mais les valeurs y sont plus faibles.

La direction du courant est également comparable à celle observée en surface. Le déplacement virtuel est de 6,5 km, orienté Nord-Nord-Est.

Pointe de la Vigie (PV)

- A 15 m de profondeur, la vitesse du courant est maximale à la fin de la marée descendante et pendant la première moitié de la marée montante (V = 35-45 cm/sec) ; elle est minimale (V = 15-25 cm/sec) pendant la deuxième moitié de la marée montante et à marée descendante. Le courant est de type unidirectionnel ; la direction prédominante est Sud-Est. Le déplacement virtuel est de 11,9 km.

- A 2,5 m du fond, la vitesse est comprise entre 4 et 18,5 cm/sec. Pendant toute la durée de l'enregistrement, elle augmente et diminue de façon significative sans pour autant qu'il se dégage, pour des périodes données, des tendances bien marquées.

Le courant est de direction Est à Nord-Est, puis Nord-Ouest à marée montante. Il s'oriente Nord-Nord-Ouest puis Est à Nord-Est à marée descendante. Sa direction prédominante est de secteur Est ; le courant est de type semi-rotatif. Le déplacement virtuel est Nord-Est de l'ordre de 2,1 km.

Tête à l'Anglais (TA)

- A 10 m de profondeur, la vitesse du courant est maximale à BM (V = 27 cm/sec), minimale à BM-3 et BM/2 V = 6 cm/sec).

Le courant est de type alternatif : à marée montante, il porte à l'Est puis au Nord-Ouest ; à marée descendante, il est de secteur Nord-Ouest puis Est. Le déplacement virtuel est de 2,2 km, dirigé vers le Nord-Est.

- A 2,5 m du fond, le courant est complexe, de type semi-rotatif : à marée montante, il est Sud-Est puis Nord-Ouest ; il y correspond des vitesses maximales (V = 9-23 cm/sec) entre BM/2 et PM. A marée descendante, le courant assez instable en direction est globalement Nord-Ouest puis Sud-Est et de nouveau Nord-Ouest ; il est associé à des vitesses minimales (V < 9 cm/sec). Le déplacement virtuel est de 2,6 km, orienté Nord-Ouest.

Ilet Pigeon (IP)

- A 15 m de profondeur, la vitesse du courant augmente à marée descendante jusqu'à BM +1 (V max = 34 cm/sec) puis diminue jusqu'à BM/2 (V min. < 10 cm/sec).

Le courant est de type unidirectionnel tout au long de l'enregistrement avec une direction prédominante Sud (à Sud-Sud-Est). Le déplacement virtuel est de 8,3 km, orienté Sud.

- A 2,5 m du fond, la vitesse du courant varie de manière anarchique (V = 3-25 cm/sec).

A marée montante la direction est respectivement Sud-Ouest (BM-BM/2) puis Sud (BM/2-PM) ; y correspondent des vitesses maximales (V = 25 cm/sec). A marée descendante le courant porte à l'Est-Sud-Est, puis globalement au secteur Sud. Le déplacement virtuel est de 4,8 km, dirigé vers le Sud.

St François (SF)

- A 5 m du fond, la vitesse est maximale vers BM-BM/2 et PM/2 (V = 17 cm/sec), minimale à PM-1 (V = 6,5 cm/sec).

Le courant est de type unidirectionnel : ils porte à l'Est à marée montante et se stabilise au Nord-Nord-Est à marée descendante. Le déplacement virtuel est Est-Nord-Est de l'ordre de 5,3 km.

Les Saintes (LS)

- A 5 m du fond, les vitesses du courant sont élevées pendant une grande partie de la marée (V = 20-29 cm/sec), les vitesses minimales marquant les milieux des marées montante et descendante (V = 12-15 cm/sec).

Le courant est de type rotatif. A marée montante, il passe du Nord-Nord-Est, au Nord, au Nord-Ouest puis au Sud-Ouest. A marée descendante, il est Sud-Ouest puis Est. Le déplacement virtuel, de l'ordre de 0,85 km,.est orienté Nord-Est.

II-2. Stations de Martinique

Grand'Rivière (GR)

- A 30 m de profondeur, la vitesse du courant est maximale à BM/2 + 2 et PM/2 (V = 25-33 cm/sec) et minimale à PM et BM (V = 7 cm/sec).

Le courant de type unidirectionnel est globalement orienté Sud-Ouest. Le déplacement virtuel est de 13 km, vers le Sud-Ouest.

- A 2,5 m du fond, la vitesse du courant est comprise entre 6 et 22 cm/sec; elle est maximale vers BM/2 et au cours de la deuxième moitié de la marée descendante.

Le courant est de type rotatif : la direction varie notablement au cours de l'enregistrement indiquant une circulation complexe : à marée montante, le courant porte au Nord-Ouest puis s'oriente aux secteurs Nord-Nord-Est à Est. A marée descendante, il est Nord-Ouest et dès la mi-marée, il passe au Sud puis à l'Ouest. Le déplacement virtuel est de 2,8 km, dirigé vers le Nord-Nord-Est.

La Caravelle (LCa)

- A 13 m de profondeur, la vitesse du courant est maximale à BM1 et BM2/2 (V = 15-16 cm/sec). Elle est minimale entre PM2 et BM2 (V min. = 7 cm/sec).

Le courant est de type semi-rotatif : à marée montante, il est orienté Nord-Nord-Est puis Nord-Nord-Ouest à BM1-PM2, tendance confirmée après BM2. A marée descendante, la direction prédominante est Nord-Nord-Ouest. Le déplacement virtuel est de 5,5 km, orienté Nord-Ouest.

- A 2,5 m du fond, la vitesse du courant est maximale de PM2/2 à BM2 (V = 29,5 cm/sec). Les faibles valeurs (V = 10 cm/sec) se situent à marée montante (BM1-PM2) et durant la première moitié de la marée descendante PM2-PM2/2.

Le courant est de type rotatif : à marée montante, la direction est au Sud-Est ; à marée descendante, le courant passe du Nord-Nord-Ouest au Nord, puis au Nord-Est et au Sud-Est avec une direction prédominante de secteur Est/Sud-Est. Le déplacement virtuel est de 5,8 km, orienté Sud-Est.

Ilet Cabrits (IC)

- A 22 m de profondeur, la vitesse du courant est minimale au cours de trois périodes centrées vers BM 1 (V = 11 cm/sec), PM2/2 (V = 6 cm/sec) et BM2/2 (V = 9 cm/sec). Elle est maximale vers PM2 (V = 29,5 cm/sec), BM2 et PM3 (V = 17 cm/sec).

Le courant est de type rotatif. A marée montante, la direction est Nord-Est de BM1 à PM2 (enregistrement de 16 h à 22 h), plus variable avec prédominance au secteur Nord-Ouest (le courant s'oriente Nord-Nord-Ouest puis Sud-Ouest, Sud-Est et Nord-Ouest) de BM2 à PM3 (enregistrement de 4 h à 11 h). A marée descendante, la direction, stabilisée de secteur Est à Nord-Est, passe brusque-

ment au Nord-Ouest à mi-marée. Le déplacement virtuel est de 1,7 km, orienté Nord-Nord-Ouest.

- A 2,5 m du fond, la vitesse du courant est maximale pendant l'heure précédant BM1 (V = 38 cm/sec), vers BM2/2 (V = 37 cm/sec) et à un degré moindre vers PM2+1 (V = 22 cm/sec). Les valeurs minimales sont enregistrées à BM1/2 et vers BM2 (V = 4-5 cm/sec).

Le courant est de type rotatif. A marée montante, la direction est variable de secteur Nord-Ouest/Nord-Est puis Nord-Ouest de BM1 à PM2 (enregistrement de 16 h à 22 h), Ouest-Sud-Ouest s'orientant Nord à la fin de marée de BM2 à PM3 (enregistrement de 4 h à 11 h). A marée descendante, le courant porte à l'Est puis au Sud-Ouest. Le déplacement virtuel est de l'ordre de 6,4 km, au Sud-Ouest.

Le Carbet (LC)

- A 35 m de profondeur, la vitesse du courant maximale de PM1/2-BM1 (V = 42 cm/sec) diminue jusqu'à PM2 (V = 6 cm/sec) puis augmente jusqu'à BM2-2 (V = 25 cm/sec).

Le courant est unidirectionnel. Au cours du cycle de marée, la direction prédominante est Sud-Sud-Est. Le déplacement virtuel est de 15,3 km, orienté Sud-Sud-Est.

- A 2,5 m du fond, la vitesse du courant est maximale à PM1 (V = 29 cm/sec) et BM1/2 (V max. = 30 cm/sec). Elle est minimale après PM2 (V min. = 2 cm/sec).

Le courant est de type rotatif. A marée montante, la direction est Nord-Nord-Ouest. A marée descendante, elle est également Nord-Nord-Ouest de PM1 à BM2 (enregistrements de 17 h à 21 h) mais plus variable de PM2 à BM2 (enregistrements de 7 h à 11 h), avec une dominante de secteur Nord-Nord-Ouest à Nord-Est. Le déplacement virtuel est de 4,8 km dirigé Nord-Ouest.

III - RESULTATS

III-1. Types de courant

Dans les eaux superficielles, le courant est :

- **unidirectionnel** "sous le vent" (Ilet Pigeon, Le Carbet) ainsi que dans deux stations sur trois au Nord des îles (Pointe de la Vigie, Grand'Rivière) ;

- **semi -rotatif à rotatif** "au vent" (La Désirade, La Caravelle) et dans la partie Sud des îles (Banc Colombie, Ilet Cabrits) ;

- **alternatif** au Nord-Ouest de la Guadeloupe (Tête à l'Anglais).

Près du fond, le courant est le plus souvent **semi-rotatif** autour de la Guadeloupe (à l'exception du Banc Colombie où il est alternatif), **rotatif** autour de la Martinique.

III-2. Déplacement virtuel

Il est maximum "sous le vent" et au Nord des îles lorsque le courant est unidirectionnel. C'est en surface que la circulation est la plus intense ; le flux d'eau diminue avec la profondeur proportionnellement à l'effet tidal.

III-3. Vitesses du courant

Près de la surface, les vitesses moyennes sont plus élevées autour de la Guadeloupe où elles sont toujours supérieures à 30 cm/sec.

"Sous le vent" des îles, les vitesses paraissent maximales ("Ilet Pigeon", "Le Carbet") ; "au vent", elles sont maximales en Guadeloupe ("La Désirade", "Pointe de la Vigie"), minimales en Martinique ("La Caravelle").

Près du fond, la vitesse du courant pour les deux îles est plus élevée "sous le vent" et au Sud, minimale "au vent" et au Nord.

La vitesse en surface est plus importante qu'au fond à l'exception de deux stations martiniquaises ("La Caravelle" de PM2 à BM2 et "Ilet Cabrits" avant BM1 et de BM2 à PM3) où les vitesses enregistrées sur le fond sont parfois le double de celles de surface.

Nous constatons également que la vitesse du courant près de la surface et au fond varient proportionnellement au cours d'un cycle de marée en Guadeloupe et de manière inverse en Martinique (notamment à "Ilet Cabrits" et "Le Carbet").

III-4. Directions du courant

4.1. Dans les couches proches de la surface

En Guadeloupe

- A marée montante, un courant de secteur Est à Sud-Est longe la côte Nord de l'île. Au large du Grand-Cul-de-Sac Marin, il s'oriente localement au Nord-Ouest (CASTAING et al., 1984). Au Sud de l'île, entre les Saintes et Marie Galante, il

est orienté au Sud-Est. Sur les côtes atlantique et caraïbe, la direction est inverse : Nord-Nord-Ouest au vent, Sud à Sud-Sud-Est sous le vent.

- A marée descendante, le courant est Nord-Ouest puis Est au large du Grand-Cul-de-Sac Marin. Entre Les Saintes et Marie Galante, il s'oriente au Sud-Ouest. Sur les côtes atlantique et caraïbe, les directions sont toujours opposées, proches de celles observées en surface : Sud-Est sous le vent, Nord-Est au vent.

En Martinique

Pendant tout le cycle de marée, la direction du courant est invariable, de sens inverse aux aiguilles d'une montre : respectivement Sud-Sud-Est sous le vent, Nord-Nord-Ouest au vent, Sud-Ouest et Nord-Ouest au Nord et au Sud de l'île.

4.2. Près du fond.

En Guadeloupe

- A marée montante, un courant de secteur Est borde la côte Nord de l'île. Vers la fin du montant, au Nord de Grande Terre comme au large du Grand-Cul-de-Sac Marin, les courants portent au Nord-Ouest. Sur la côte atlantique, la direction est identique à celle reconnue en surface (Nord-Nord-Ouest) et inverse de celle enregistrée sur la côte caraïbe (Sud). Au Sud de l'île, la direction du courant est plus complexe : Nord-Est assortie d'une gyre cyclonique avec orien-tation au Sud-Ouest en fin de marée près des Saintes, Nord-Nord-Ouest entre les Saintes et Marie Galante, Est-Sud-Est le long de la Grande Terre.

- A marée descendante, le courant est orienté au Nord-Ouest puis au Sud-Est en fin de marée au Nord de l'île. La direction Nord-Ouest prédominante, pourrait illustrer, au moins au large du Grand-Cul-de-Sac Marin, la vidange de la baie qui se fait essentiellement par l'Ouest (CASTAING et al., 1984). Sur les côtes atlantique et caraïbe, les directions du courant sont toujours opposées, Nord-Nord-Est au vent et de secteur Sud sous le vent. Au Sud de l'île, la situation est toujours complexe : Sud-Ouest puis Sud-Est entre les Saintes et Basse Terre, Sud-Sud-Est entre les Saintes et Marie Galante, Nord-Est sur la côte Sud de Grande Terre.

En Martinique

- A marée montante, les courants tournent autour de l'île dans le sens des aiguilles d'une montre : relativement constants au vent (Sud-Sud-Est) et sous le vent (Nord-Ouest), ils sont plus complexes dans les canaux avec une tendance marquée au Sud-Ouest (Sud de l'île), au Nord-Ouest puis à l'Est (Nord de l'île).

- A marée descendante, la situation est très complexe : le courant s'oriente au Sud-Est sur la côte atlantique et au Nord-Ouest sur la côte caraïbe (marée PM1 - BM1). Sous le vent, on constate également la naissance d'une gyre anticyclonique Sud-Sud-Ouest/Nord-Nord-Ouest/Nord-Est/Sud-Sud-Ouest (marée PM2-BM2). Au Sud de l'île, le courant a une direction Est puis Sud-Ouest tandis qu'au Nord, il s'oriente globalement Nord-Ouest à Ouest.

CONCLUSIONS

Les résultats obtenus permettent de proposer deux schémas de circulation autour des îles (Fig. 5) :

En surface, la circulation est peu influencée par la marée. Elle est cyclonique en Martinique, plus complexe en Guadeloupe, induite par la morphologie indentée de l'île symbolisée par deux baies profondes (Grand et Petit-Cul-de-Sac Marin).

Sous le vent des îles, le courant -dont ce travail figure pour la première fois le tracé- est orienté au Sud-Sud-Est ; il atteint la vitesse de 40 cm/sec. Au vent, sa direction est Nord-Nord-Est à Nord-Nord-Ouest, de 10 à 35 cm/sec, conforme aux travaux de BRUCKS (1971).

Cette courantologie générale de surface pourrait être l'expression de l'effet des îles sur l'orientation du courant nord-équatorial et du courant des Guyanes.

Près du fond, l'effet de marée est plus important, souligné par une majorité de courants rotatif à semi-rotatif, essentiellement au Nord et au Sud des îles. Au vent et sous le vent, les directions sont généralement cycloniques en Guadeloupe (comme en surface) alors qu'elles deviennent anticycloniques en Martinique.

BIBLIOGRAPHIE

BRUCKS J.T., 1971 - Current of the Caribbean and adjacent regions as deduced from drift bottle studies. *Journal of Marine Research*, 21, 2, 455-465.

CASTAING P. ASSOR R., SEVERAC J., WEBER O, 1985 - Qualité des eaux et des sédiments dans la baie de Pointe-à-Pitre (Guadeloupe). *Rapport CORDET A. 75*, Bordeaux, 80 p.

CASTAING P., DE RESSEGUIER A., JULIUS Ch., PARRA M., PONS J.C., PUJOS M., WEBER O., 1986 - Qualité des eaux et des sédiments dans la baie de Fort-de-France (Martinique). *Rapport CORDET*, 84, L. 0896, Bordeaux, 93 p.

CASTAING P., WEBER O., ASSOR R., 1984 - Etude courantologique du Grand Cul de sac marin (Guadeloupe) en début de saison sèche. *Bull. Inst. Géol. Bassin d'Aquitaine*, 35, 123-134.

PERLROTH I., 1971- Distribution of mass in the near surface waters of the Caribbean. *Symposium of Investigations and Resources of the Caribbean sea and adjacent regions*, Curaçao, nov. 1968, Unesco, 147-152.

Service Hydrographique et Océanographique de la Marine (SHOM), 1973 - Instructions nautiques. Antilles et îles Bermudes, Floride (côtes SE et Sud). Sér. H, vol. I, 337 p.

STALCUP M.C., METCALF W.G., 1972 - Current measurements in the passages of the lesser Antilles. *Journal of Geophysical Research*, 77, 1032-1049.

		GUADELOUPE											
STATION		Banc-Colombie		La Désirade		Pte de la Vigie		Tête à l'anglais		Ilet Pigeon		St François	Les Saintes
POSITION	Latitude Nord	15°57'54"		16°14'36"		16°31'42"		16°26'		16°10'36"		16°11'24"	15°55'12"
	Longitude Ouest	61°27'54"		61°07'24"		61°26'48"		61°44'24"		61°48'18"		61°19'12"	61°36'36"
Date des mesures		28/29.10.81		29/30.10.81		30/31.10.81		31.10/1.11.81		1/2.11.81		2.10.85	2/3.10.85
Heure de début d'enregistrement		22.07	22.17	23.27	23.27	21.57	21.57	23.17	23.17	21.57	22.07	0.40	22
Durée (en h)		14	14	13	13	13	13	14	14	13	13	13	14
Sonde (en m)		86		30		75		70		55		28	48
Position des courantographes par rapport au fond (m)		70	2,5	21	2,5	60	2,5	60	2,5	40	2,5	5	5
Profondeur de mesure (en m)		16	83	9	27	15	72	10	67	15	52	23	43
Marégraphe -Référence		Les Saintes		Pointe-à-Pitre Les Saintes		Vieux Bourg		Vieux Bourg		Pointe-à-Pitre		Pointe-à-Pitre	Les Saintes

MARTINIQUE							
Grand'Rivière		La Caravelle		Ilet Cabrits		Le Carbet	
14°54'24"		14°42'36"		14°22'24"		14°42'18"	
61°08'12"		60°48'36"		60°52'24"		61°11'42"	
3/4.11.81		4/5.11.81		6/7.11.81		7/8.11.81	
11.27	11.30	15.07	15.10	11.27	11.31	15.07	15.11
24	24	21	21	24	24	19	19
70		53		62		75	
40	2,5	40	2,5	40	2,5	40	2,5
30	67	13	50	22	59	35	72
St Pierre		Le Robert		Le Marin		St Pierre	

Tableau 1 - Caractéristiques générales des stations de mesure

Station effectuée	Date	Heures (TU)	Direction du vent	Force du vent (Beaufort)	Direction de la houle	Etat de la mer
	29.10.81	04 h	E.S.E.	3		Peu agitée
BC		08 h	E.N.E	3		Peu agitée
		16 h	E.S.E.	4	E	Peu agitée
	30.10.81	04 h	W.	4		Agitée
LD		08 h	S.E.	4	E.S.E.	Agitée
		16 h	E.S.E.	4	E.S.E.	Agitée
PV	31.10.81	08 h	S.E.	3		Peu agitée
		20 h	S.S.E.	3		Belle
	01.11.81	24 h	Calme	0		Peu agitée
		08 h	S.S.E.	2		Peu agitée
TA		12 h	S.S.W.	2-3		Peu agitée
		16 h	S.S.W.	4	S	Peu agitée
		20 h	S.E.	4		Belle
IP	02.11.81	04 h	S.S.W.	3		Peu agitée
		08 h	S.	4		Peu agitée
	03.11.81	12 h	S.S.E.	2	N.N.E.	Peu agitée
		16 h	S.E.	2		Peu agitée
		20 h	S.E.	2		Peu agitée
GR		24 h	E.S.E.		N.N.E.	Peu agitée
	04.11.81	03 h	E.S.E.	3		Peu agitée
		08 h	N.W.E.	2	N.N.E.	Peu agitée
		16 h	E.N.E.	3	N.E.	Peu agitée
		20 h	N.E.	4		Peu agitée
LC		24 h	E.N.E.	3	N.N.E.	Peu agitée
a	05.11.81	08 h	E.N.E.	4	E.	Agitée
		12 h	E.	5		Agitée
		16 h	E.N.E.	3	N.E.	Agitée
	06.11.81	08 h	E.	4	S.E	Peu agitée
		16 h	E.	2-3		Peu agitée
IC		24 h	E.	2		Peu agitée
	07.11.81	04 h	E.	3		Peu agitée
		08 h	S.S.E.	2	S.S.E.	Peu agitée
		12 h	N.W.	1		Peu agitée
		20 h	E.S.E.	2	N.N.E	Peu agitée
LC	08.11.81	08 h	S.E.	3	S.S.E.	Peu agitée
		16 h	E.S.E.	3		Peu agitée
		01 h	E.	4		
SF	02.10.85	06 h	E.	4		
		13 h	E.S.E.	4		
		22 h	E.	4		
LS	2/3.10.	04 h	E.	4		
	1985	11 h	E.	5		

Tableau 2 - Conditions météorologiques et état de la mer au cours des enregistre-ments : Banc Colombie (BC), La Désirade (LD), Pointe de la Vigie (PV), Tête à l'anglais (TA), Ilet Pigeon (IP), Grand'Rivière (GR), La Caravelle (LCa), Ilet Cabrits (IC), Le Carbet (LC), Saint François (SF), Les Saintes (LS).

FIGURES

Figure 1 - *Localisation des stations :*
Grand cul de sac marin (1), Petit cul de sac marin (2)
Baie de Fort-de-France (3)
Banc Colombie (BC), Saint-François (SF), La Désirade (LD),
Pointe de la Vigie (PV), Tête à l'Anglais (TA), Ilet Pigeon (IP), Les Saintes (LS), Ilet Cabrits (IC), La Caravelle (LCa), Grand Rivière (GR), Le Carbet (LC).

Figure 2 - *Vitesse du courant (cm/sec).*
Sur chaque courbe les profondeurs de mesure sont exprimées en mètres.

Figure 3 - *Directions du courant en surface (en °).*

Figure 4 - *Directions du courant au fond (en °).*

Figure 5 - *Schémas de circulation.*

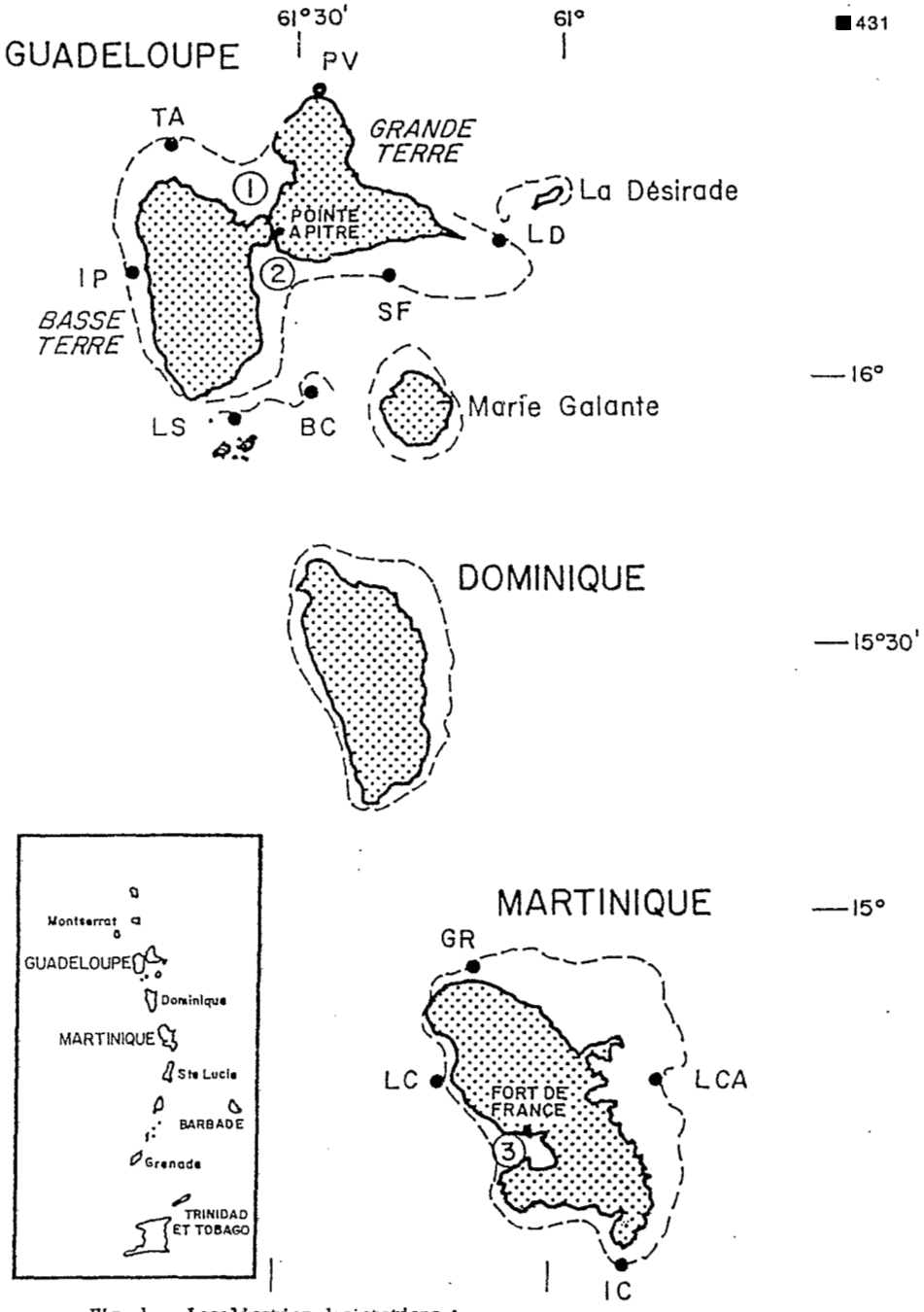


Fig. 1 - Localisation des stations :
Grand cul de sac marin (1), Petit cul de sac marin (2)
Baie de Fort de France (3)
Banc Colombie (BC), Saint-François (SF), La Désirade (LD), Pointe de la Vigie (PV), Tête à l'Anglais (TA), Ilet Pigeon (IP), Les Saintes (LS), Ilet Cabrits (IC), La Caravelle (LCa), Grand Rivière (GR), Le Carbet (LC).

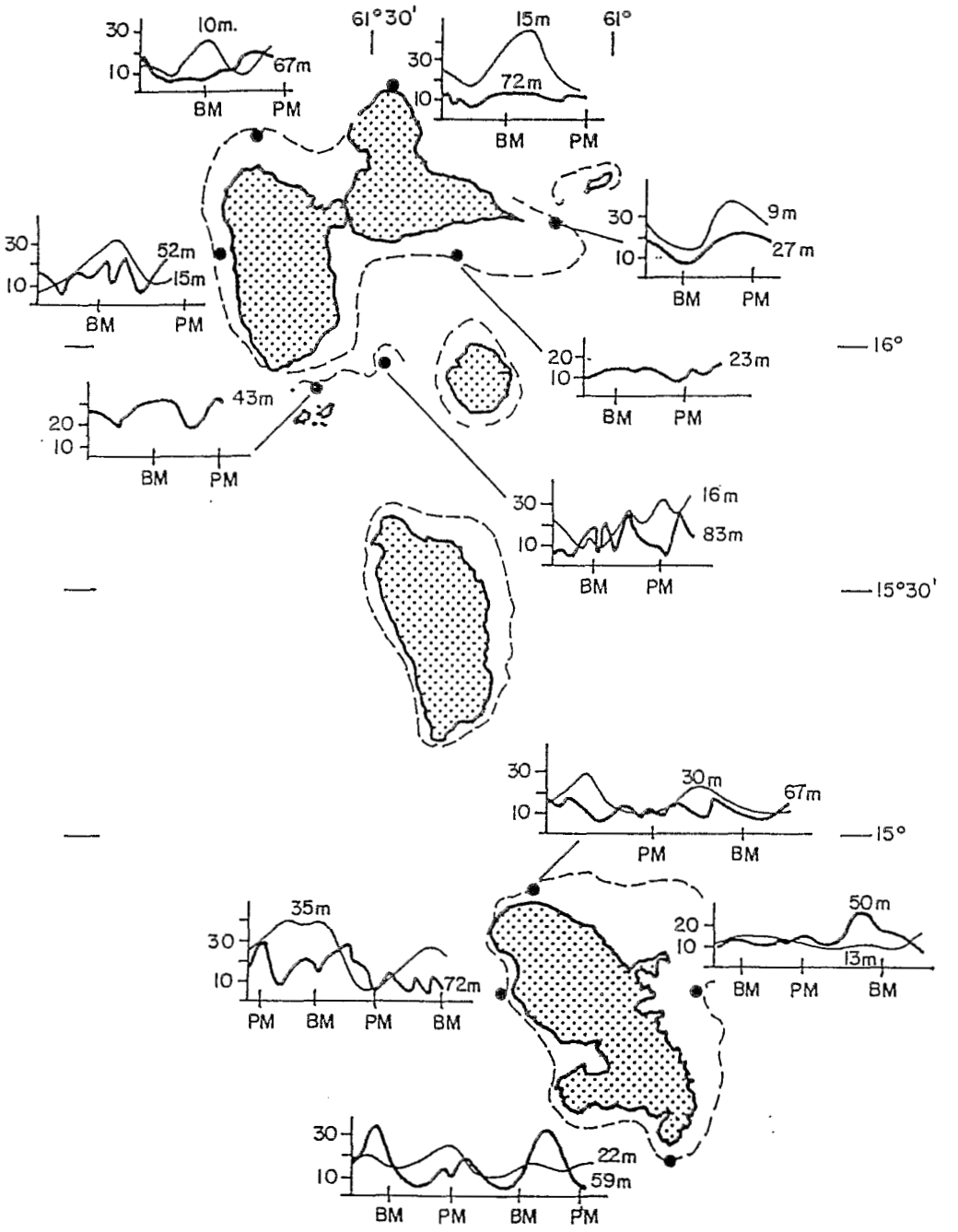


Fig. 2 - Vitesse du courant (cm/sec)
Sur chaque courbe les profondeurs de mesure son exprimées en mètre

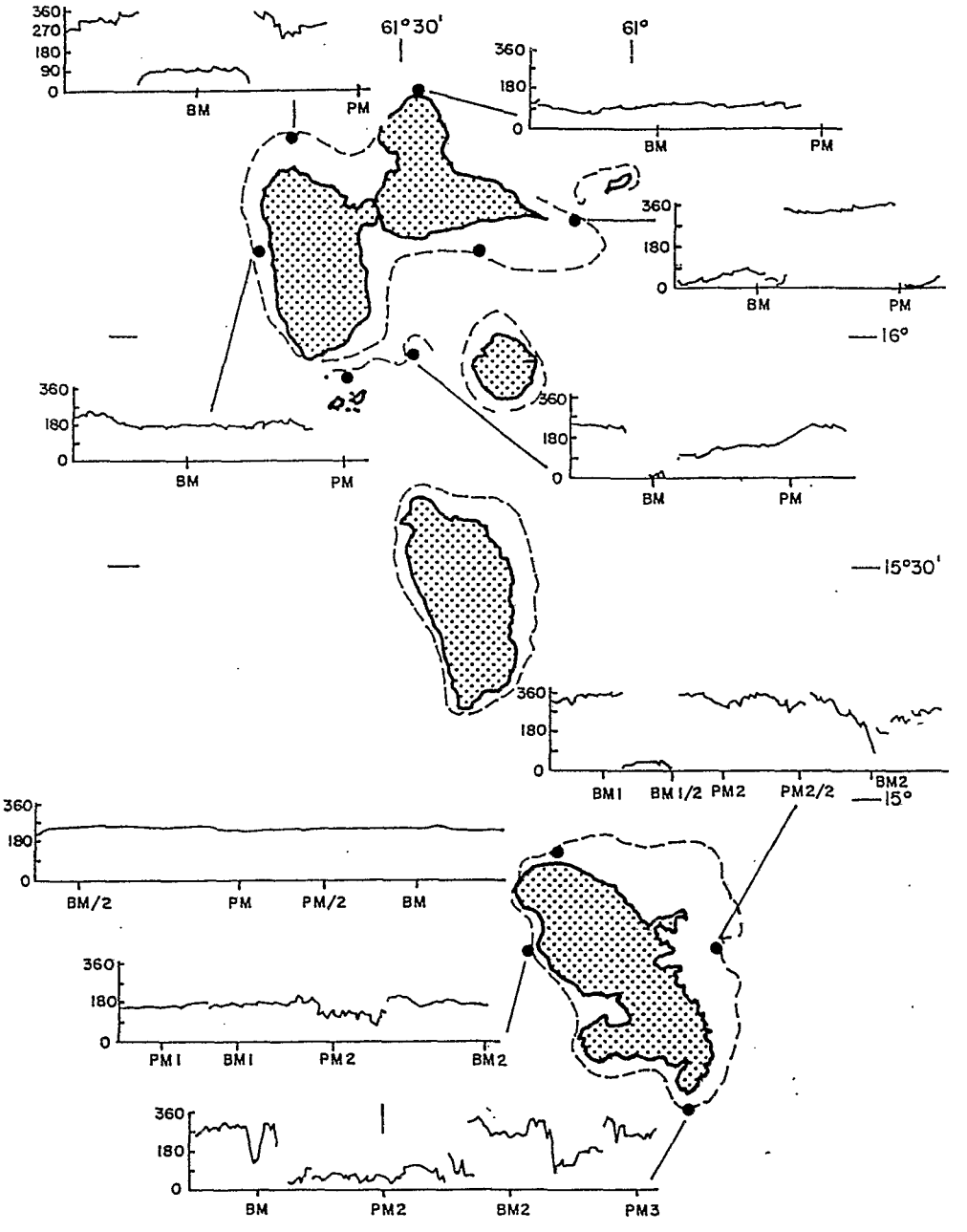


Fig. 3 - Directions du courant en surface (en °)

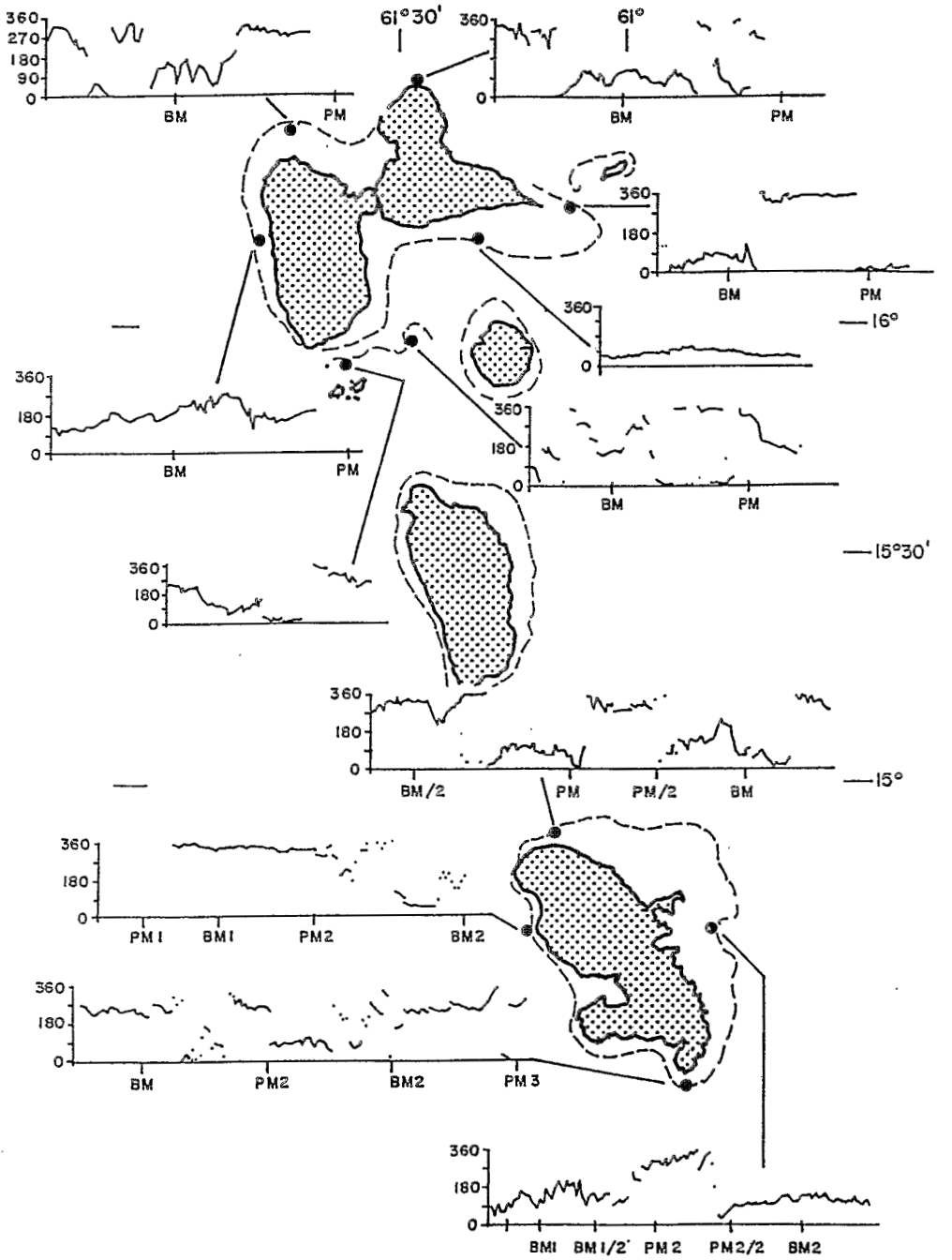


Fig. 4 - Directions du courant au fond (en °)

Fig. 5 - Schémas de circulation

WATER, DISSOLVED SOLIDS AND SUSPENDED SEDIMENT DISCHARGE TO VENEZUELAN COASTLINE

Armando J. RAMIREZ[1] , José L. MOGOLLON,
Claudio BIFANO, and Carlos E. YANES.

RESUME

Les fleuves transportent vers les océans une charge considérable de sédiments dissous et en suspension. Les activités humaines ont un impact considérable sur la quantité et la qualité de la charge transportée.

Au Vénézuela le fleuve Orénoque est consideré, en termes globaux, comme très représentatif des l'eau et des sédiments transportés vers la mer des Caraïbes. Le premier objectif de ce travail est d'estimer le flux d'eau et des matières en suspension déchargées par les fleuves du Vénézuela vers la mer des Caraïbes et de les comparer avec celui de l'Orénoque.

La part des fleuves vénézuéliens (exception faite de l'Orénoque) été estimée à $8.4 * 10^6$ tonnes/an (sédiments dissous) et $173 * 10^6$ tonnes/an (sédiments en suspension). Le flux et la décharge de l'Orénoque contribuent à eux seuls pour $37 * 10^6$ tonnes/an des sédiments dissous et $323 * 10^6$ tonnes/an des sédiments en suspension.

Les décharges annuelles obtenues dans cette étude montrent que le système fluvial de l'Amérique du Sud draînant vers la mer des Caraïbes contribue de façon significative à la charge totale de sédiments dissous et en suspension.

ABSTRACT

The fluvial transport of dissolved and suspended solids from the Venezuelan land into the Caribbean Sea has been estimated in $8.4 * 10^6$ ton/year and $173 * 10^6$ ton/year, respectively. These fluxes plus the Orinoco River discharges amounted $37 * 10^6$ ton/year for the dissolved solids and $323 * 10^6$ ton/year for the suspended sediment.

The fluvial fluxes estimated for the Caribbean Sea of South America were 343 Km3/year of water, $44 * 10^6$ ton/year of dissolved solids and $440 * 10^6$ ton/year of suspended sediments. The water, dissolved solids and suspended sediment discharges estimated for the Atlantic Ocean of South America were 9992 Km3/year, $406 * 10^6$ ton/year and $1687 * 10^6$ ton/year, respectively.

---

(1) Instituto de Ciencas de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela, Apartado 3895, Caracas, 1010-A, Venezuela

The annual fluvial discharges obtained in this study have permitted to show that the fluvial system of South America draining into the Caribbean Sea has a significant contribution in the fluxes of suspended sediment and dissolved solids

Mots-clés : Eau, sédiments, Vénézuela, systèmes fluviaux, érosion.
Key words : Water, Sediment, Venezuela, Fluxes, Denudation

Instituto de Ciencias de La Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad Central de Venezuela, Apartado 3895, Caracas, 1010-A, Venezuela.

INTRODUCTION

Rivers are the major carrier of both dissolved and suspended matter into the oceans. Many estimates have been made of the global fluxes of river water (Korzun, 1978; Berner and Berner, 1987; Tamrazyan, 1989; Tardy et al., 1989), dissolved solids (Meybeck, 1976, 1979) and particulate matter (Milliman and Meade, 1983; Milliman, 1990 ; Tamrazyan, 1989) including the chemical composition of the dissolved (Meybeck, 1979) and particulate (Martin and Meybeck, 1979; Martin and Whitfield, 1983) materials.

As a result of the world human population, rivers have been intensively and extensively affected by activities such as agriculture, domestic, industrial and navigation. These human activities have a considerable impact on the quantity and quality of the fluvial transport of dissolved and suspended matter. This anthropogenic influence in the alteration of the natural environment has happened on a time scale which is very short compared with geological time. In this sense, any geochemical data generated at the present time has to be corrected for pollution before it can be used as representative of the natural environment.

The Orinoco River has been considered, on a global basis, representative of the whole Venuezuela land in terms of water, dissolved and suspended matter discharges into the sea, because there is very little information about the Venezuelan rivers that drain into the Caribbean Sea. Therefore, the first objective of study is to estimate the water, dissolved and suspended matter discharges for the Venezuelan rivers draining into the Caribbean Sea and compare these fluxes with those reported for the Orinoco watershed.

This objective in conjunction with the recent fluvial fluxes reported for the Orinoco and for the Amazon Rivers are enough reasons to compile the available fluvialfluxes for the Caribbean Sea and Atlantic Ocean coastline of South America.

DESCRIPTION OF THE STUDY AREA

The Venezuelan fluvial systems can be divided into three groups, contributories to the Atlantic Ocean, the Caribbean Sea and to Lake Valencia (Zinck, 1982). The Atlantic Ocean basin is integrated by the Orinoco, San Juan, Cuyuni and Negro Rivers watersheds. The rivers draining into the Caribbean Sea are subdivided into those rivers draining directly into sea (Caribbean Sea basin) and those draining through Lake Maracaibo (Fig. 1). The Caribbean Sea basin (Fig. 2) has an area of 85700 Km2 and has been divided into eight subbasins: Maticora-Mitare, Ricoa-Hueque, Tucurere-Tocuyo, Aroa-Yaracuy, Litoral Central, Curiepe-Uchire, Unare and Neveri-Cariaco. All the rivers investigated in this study are under pristine conditions, except the Yaracuy and Tuy Rivers, because most of the largest cities, except Caracas, are located along the coastal areas or river mouths (Ramírez et al., 1988; Colina et al., 1989).

The Caribbean Sea and Atlantic Ocean drainage basins of South America have been divided into 10 subbasins (Fig. 3). Colombia and Venezuela integrate the Caribbean Sea basin of South America whereas the Orinoco, The Guianas, The Amazon-Tocantins, the Northeastern and Southeastern Brazil, the Sao Francisco, the La Plata and Southern Argentina constitute the Atlantic Ocean watersheds.

The Caribbean Sea drainage basin has an area of $515 * 10^3$ Km^2 and a coastline length of 2630 Km whereas the Atlantic Ocean watershed has an area of $14.64 * 10^6$ Km^2 and a coastline length of 11500 Km.

METHODOLOGY

Water samples have been collected since march of 1987 in 27 rivers draining directly into the Caribbean Sea (Fig. 3), except the Tuy River which has been monitored since April of 1979. A water sampling campaign was also conducted

in 11 rivers (Palmar, Apon, Lora, Catatumbo, Oso, Frío, Tucaní, Poco, Motatán, Misoa and Machango) of the Lake Maracaibo basin during the period of 1981-1982. The water samples were filtered through a 0,45 µm membrane filter. The filtrate was analyzed by atomic absorption spectrometry for Na, K, Ca and Mg; by colorimetry for SiO_2 and by ion chromatography for F^-, Cl^-, HCO_3^-, NO_3^- and SO_4^{2-}. The membrane filters were dried (40-45 °C) in the laboratory and weighed on an analytical balance.

The concentration of dissolved solids was obtained by adding together the cations (Na, K, Ca, Mg), the anions (Cl^-, HCO_3^-, $SO4_2^-$) and the silica (SiO_2). The concentration of suspended solids was calculated by dividing the weight of total suspended matter over the total volume of water filtered and it was only performed in the water samples from the Caribbean Sea watersheds.

The grain size distribution of the suspended particles was measured by Coulter Counter in 16 water samples from the Tuy River mouth, containing a wide range of concentration (100-18000 mg/l) of suspended solids.

RESULTS

The annual weighted average concentration of dissolved constituents was calculated by using the water chemistry and the monthly runoff data for each river studied. The annual average runoff and sediment discharge data for each river watershed were calculated by using the data generated by the Ministerio del Ambiente y de los Recursos Naturales Renovables (MARNR) and reported by Chacón-Mendoza et al. (1979), MARNR (1979) Chacón Mendoza (1982a,b,c), and Zinck (1982). Then, the runoff and the dissolved and suspended matter yield values obtained for each river watershed under pristine conditions were used to estimate the weighted average data of each subbasin reported on Tables 1 and 2. The sediment yield for the Lake Maracaibo basin was estimated by using the particulate phosphorus yield (400 Kg/Km^2 year) and concentration (485 mg/Kg) data reported by Ramírez (1991).

The Colombian Caribbean Sea drainage basin has an area of $340 * 10^3$ Km^2 and is integrated by the Magdalena (257 x 103 Km2), the Atrato ($36 * 10^3$ Km^2), the Sinu ($11 * 10^3$ Km^2) and others ($36 * 103$ Km^2) river

watersheds. The water (229 Km^2/year) and sediment (202 * 10^6 ton/year) discharge data for the Magdalena River have been estimated from the data reported by Milliman and Meade (1983) and García-Lozano and Dister (1990). These results, in conjunction with the average concentration of dissolved solids of 120 mg/l (Meybeck, 1979) have been used to estimate the fluvial fluxes for the whole basin, assuming that the Magdalena River represents the total drainage area.

The Orinoco River watershed has an area of 990 * 10^3 Km^2, an annual stream flow of 36000 m^3/sec (Meade et al., 1983), a sediment discharge of 150 * 10^6 ton/year (Meade et al., 1990) and an average concentration of dissolved solids of 25 mg/l (Paolini et al., 1987; Lewis and Saunders, 1989, 1990).

The area (6.93 * 10^6 Km^2) and water discharge (7000 Km^3/year) of the Amazon-Tocantins drainage basin represent the average values of the data reported by Korzun (1978) and Vorosmorty et al., (1989). The sediment discharge (1.3 * 10^9 ton/year) has been taken as the upper value reported for the Amazon River by Meade (1985) and Meade et al. (1985) in order to account the sediment discharge of the Tocantins River. An average concentration of dissolved solids of 40 mg/l (Gibbs, 1967; Kempe, 1982; Stallard and Edmond, 1983) has been estimated in this study.

The runoff (980 mm/year) for the Guianas region has been estimated from the runoff map of South America (Vorosmorty et al., 1989) and from the data reported by Meybeck (1980) for Guyana watersheds. The sediment yield was estimated by assuming that the Guianas basin behaves in a similar way as the Orinoco and Amazon do. The dissolved solids flux was estimated by assuming an average concentration of dissolved solids (36 mg/l) equal to that reported by Meybeck (1980) for the Guyana drainages.

The Sao Francisco drainage basin has an area of 631 * 10^3 Km^2, an annual stream flow of 3760 m^3/sec (Paredes et al., 1983), a sediment discharge of 6 * 10^6 ton/year (Milliman and Meade, 1983) and a dissolved solids concentration of 43 mg/l (Paredes, 1982).

The runoff, the suspended and dissolved solids yields for the Northeastern and Southeastern drainage basins of Brazil were considered to be the same as those values reported for the Sao Francisco River basin.

The La Plata watershed has an area of 2.97 * 10^6 Km^2 and an annual stream flow of 23 * 10^3 m^3/sec (Bonetto, 1975; Korzun, 1978). The average concentration of dissolved (70 mg/l) and suspended (170 mg/l) solids have been estimated from the data reported by Depetris and Griffin (1968), Bonetto (1975), Depetris (1976), Depetris and Lenardon (1982, 1983) and Cascante et al. (1985).

The runoff (220 mm/year), sediment yield (12 ton/Km^2-year) and dissolved solids yield (10 ton/Km2-year) for the Southern Argentina watershed were estimated by assuming that these values should be between those reported for the Sao Francisco and La Plata watersheds.

The Tables 3 and 4 show all the estimated data for the 10 drainage basins of South America and for the whole Caribbean Sea and Atlantic Ocean basin.

The average particles size obtained for the suspended sediments was 10 μm and it was independent of the concentration of suspended solids. The fraction of suspended particles finer than 2 μm was about 2%.

DISCUSSION

The data presented on Tables 1 and 2 illustrate the variation in runoff, sediment and dissolved solids yields found for the Venezuela Caribbean Sea drainages. The western rivers (Maticora-Yaracuy) supply the 43% of the water, 87% of the sediment and 76% of the dissolved solids discharged into the Caribbean Sea. In other words, the eastern rivers (Curiepe-Cariaco) deliver a small fraction (11.5 * 10^6 ton/year) of the total (99 * 10^6 ton/year) sediment flux estimated for this region of Venezuela. These results indicate that the western terrane is more chemically and physically reactive than the eastern terrane. These findings are in agreement with the lower vegetation cover, lower precipitation and higher abundance of sedimentary materials found in the western terrane in comparison with the easthern terrane. The abundance of carbonate rocks with significant amounts of pyrite and gypsum controls the high concentration values of dissolved solids whereas the abundance of easily erodable sedimentary materials is responsible for the high sediment yield.

The data obtained for the Orinoco and Venezuela watersheds (Tables 3 and 4) has permitted to estimate the total fluvial water (1190 Km^3/year), suspended

matter (323 * 10^6 ton/year) and dissolved solids (37 * 10^6 ton/year) fluxes to the Venezuelan Coastline. The Orinoco contributes with 97% of the water, 78% of the dissolved solids and 46% of the sediment discharges. These results clearly illustrate how the Orinoco drainage basin differs entirely from the whole Venezuela Caribbean Sea basin in terms of runoff, denudation rate and water quality.

The data for the whole Caribbean Sea (Colombia and Venezuela) and for the Northern (Orinoco, Guianas and Amazon Tocantins) and Southern (Northeastern Brazil through Southern Argentina) Atlantic Ocean drainages of South America is summarized on Table 5. These results can be used to show that the Caribbean Sea receives 3.3% of the total water, 21% of the total sediment and 9.8% of the total dissolved solids. This reflects a significant contribution of dissolved and suspended solids by the fluvial systems of the Caribbean Sea even though they contribute with a very small fraction of the water discharge.

The sediment discharge reported by Milliman and Meade (1983) for the Caribbean Sea and Northern Atlantic Ocean was of 1311 * 10^6 ton/year. This value is lower than the value of 1970 * 10^6 ton/year estimated in this study. The difference between both estimates is attributed to the more recently data reported for the Amazon River by Meade et al. (1985) and the new data for the Venezuelan Caribbean Sea estimated in this work.

The data for the annual sediment discharge per unit of coastline indicates tha the Northern Atlantic is 3 and 30 times greater than the Caribbean Sea and Southern Atlantic, respectively. This gives and idea of the possible relative order of sedimentation rates taking place in those coastal areas.

Eisma et al. (1978) and Milliman et al. (1982) have pointed out the accumulation of sediments from the Amazon River in the easthern Caribbean Sea (Margarita Island, Venezuela) as a product of the large dispersion of the sediments transported into the Northern Atlantic Ocean. The total sediment discharged (1529 * 106 ton/year) into the Northern Atlantic is 120 times greater than the total sediment transported annually (12.9 * 10^6 ton/year) into the Easthern Caribbean Sea of Venezuela. If, the presence of the Cariaco Trench and Cariaco Gulf is taken into consideration, then the amount of fluvial sediment that might cross those boundaries is very low. Additionally, the fraction of clay-sized particles (< 2 μm) is very small for the fluvial sediment from this region of

Venezuela. Therefore, the findings by Eisma et al. (1978) that about 1% of the Amazon sediment flux is dispersed along the easthern Caribbean Sea seems reasonable because this small fraction is a relative large quantity when compared with local sources.

The quality of the suspended matter transported into the Atlantic Ocean by the Orinoco and Amazon Rivers, in terms of grain size distribution, has been investigated by Nordin et al. (1983) and Meade (1985). The suspended solids from the Orinoco is, on average, 66% smaller than 63 μm (silt and clay) while the suspended sediment from the Amazon presents two seasonal grain size distribution. During the stream flow rising stages, 92% and 51% are finer than 63 μm and 2 μm, respectively; and during the peak and falling stages, 77% is finer than 63 μm and 24% is smaller than 2 μm. This indicates that the fluvial particulates from the Amazon are smaller than the ones from the Orinoco.

If the suspended sediment supply by the Amazon during the rising stages is considered to be equal to the flux during the peak and falling stages, then 38% and 85% of the particles are smaller than 2 μm and 63 μm, respectively. This permitted to calculate a discharge of $494 * 10^6$ ton/year for the suspended particles finer than 2 μm from the Amazon. This calculation reflects that a large quantity of clay-sized sediment can be dispersed along the Atlantic coastline and can be used as a tracer because there is very little mixing with clay-sized particles from other fluvial sources.

SUMMARY

The results obtained in this study have permitted to illustrate the significant contribution in sediment ($440 * 10^6$ ton/year) and dissolved solids ($44 * 10^6$ ton/year) fluxes by the fluvial system of South America draining into the Caribbean Sea. This fact is well illustrated in the case of Venezuela coastlines, where the Caribbean Sea receives the 54% and 22% of the total suspended sediment and dissolved solids discharges, respectively.

The fluvial transport into the Atlantic Ocean of South America constitutes the 97% of the total water (10335 Km^3/year), 90% of the dissolved solids ($450 * 10^6$ ton/year) and 79% of the sediment ($2127 * 10^6$ ton/year) supplied to both seas, Caribbean Sea and Atlantic Ocean.

The Northern Atlantic drainages surpasses the Southern Atlantic in terms of water, sediment and dissolved solids discharges. Additionally, within the Northern Atlantic, the annual fluxes are controlled by the Amazon River, especially the fluxes of clay-sized particles.

ACKNOWLEDGEMENTS

This study was financed by the Consejo de Desarrollo Científico y Humanístico (CDCH, Grants C-03.32.1857.88 and C 03.32.2113.89) and the Instituto de Ciencias de La Tierra de la Universidad Central de Venezuela and by the Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Tecnológicas (CONICIT, Grant PC 076). The authors are also grateful to Argelis Magallanes for typing the manuscript.

REFERENCES

Berner (E.K.), Berner (R.A.), 1987.- The global water cycle: geochemistry and environment. Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 397 p.

Bonetto (A.A.), 1975.- Hydrologic regime of the Paraná River and its influence on ecosystems. In Coupling of Land and Water Systems (Ed. A. D. Hasler), Springer, p. 175-197.

Cascante (E.), Giombi (N.), Depetris (P.J.), 1985.- Abundances and fluxes of inorganic particulate and dissolved phases in the Paraná River (Argentina). In Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers (Eds. E.T. Degens, S. Kempe, and R. Herrera). Pt. 3, Mitt. Geol. Paläont Inst. Univ. Hamburg. SCOPE/UNEP Sonderbd, 58: 305-310.

Chacòn-Mendoza (F.), 1982a.- Estudio para desarrollar metodología de evaluación preliminar de acarreos de sedimentos en cuencas sin mediciones. MARNR. Caracas.

Chacòn-Mendoza (F.), 1982b.- Estimación de la producción de sedimentos en la región centro occidental de Venezuela. MARNR, Caracas.

Chacòn-Mendoza (F.), 1982c.- Estimación de la producción anual de sedimentos en suspensión en ríos de los Andes Venezolanos. MARNR, Caracas.

Chacòn-Mendoza (F.), Fernández (A.), Añez (A.),García (J.), 1979.- Determinación del volumen anual escurrido en cuencas sin mediciones hidrométricas. Aplicación de la metodología en la cuenca del río Tuy. MARNR, Caracas.

Colina (A.), Mogollón (J.L.), Ramírez (A.), Bifano (C.), 1989.- Determinación de nitrógeno, fósforo y carbono orgánico en ríos del norte de Venezuela. Interciencia 14: 41-44.

Depetris (P.J.), 1976.- Hydrochemistry of the Paraná River. Limnol. Oceanogr., 21: 736-739.

Depetris (P.J.), Griffin (J.J.), 1968.- Suspended load in the Río de la Plata drainage basin. Sedimentology, 11: 53-60.

Depetris (P.J.), Lenardòn (A.M.), 1982.- Particulate and dissolved phases in the Paraná River. In Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers (Ed. E.T. Degens). Pt. 1, Mitt. Geol. Paläont Inst. Univ. Hamburg. SCOPE/UNEP Sonderbd, 52: 385-395.

Depetris (P.J.), Lenardòn (A.M.), 1983.- A second report on: Particulate and dissolved phases in the Paraná River. In Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers (Eds. E. T. Degens, S. Kempe, and H. Soliman). Pt. 2, Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg. SCOPE/UNEP Sonderband, 55: 167-181.

Eisma (D), Van der Gaast (S.J.), Martin (J.M.), Thomas (A.J.), 1978.- Suspended matter and bottom deposits of the Orinoco delta: turbidity, mineralogy and elementary composition. Neth. Jour. Sea. Res., 12: 224-251.

García-Lozano (L.C.), Dister (E.), 1990.- La planicie de inundaciòn del medio-bajo Magdalena: Restauraciòn y conservaciòn de habitats. Interciencia, 15: 396-410.

Gibbs (R.J.), 1967.- Amazon River: Environmental Factors that controls its dissolved and suspended load. Science 156: 1734-1737.

Kempe (S.), 1982.- Long-term records of Co^2 pressure fluctuations in fresh waters. In Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers (Ed. E.T. Degens). Pt. 1, Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg. SCOPE/ UNEP Sonderbd, 52: 91 332.

Korzun (V.I.), 1978.- World water balance and water resources of the earth. UNESCO. Press, París, 625 p.

Lewis (W.M.Jr.), Saunders (J.F., III), 1989.- Concentration and transport of dissolved and suspended substances in the Orinoco River. Biogeochemistry 7: 203-240.

Lewis (W.M.), Saunders (J.F.), 1990.- Chemistry and element transport by the Orinoco main stem and lower tributaries. In the Orinoco River as an ecosystem (Eds. F.H. Weibezahn, H. Alvarez and W.M. Lewis). Impresos Rubel CA, Caracas, p. 211-239.

MARNR, 1979.- Esquema de ordenamiento de la región centro norte costera. MARNR, Caracas.

Martin (J.M.), Meybeck (M.), 1979.- Elemental mass-balance of material carried by major world rivers. Marine Chem., 7: 173-206.

Martin (J.M.), Whitfield (M.), 1981.- The significance of river input of chemical elements to the ocean. In Trace Metals in Sea Water (Eds. C.S. Wong, E. Boyle, K.W. Bruland, J.D.Burton, E.D. Goldberg), Plenum Press, New York, p. 265-296.

Meade (R.H.), 1985.- Suspended sediment in the Amazon River and its tributaries in Brazil during 1982-84: U.S. Geological Survey Open-File Report 85-492, 39 pp.

Meade (R.H.), Dunne (T.), Richey (J.E.), Santos (U. de M.), Salati (E.), 1985.- Storage and remobilization of suspended sediment in the lower Amazon River of Brazil: Science, 228: 488-490.

Meade (R.H.), Nordin (C.F.Jr.), Pérez-Hernández (D.), Mejía-B (A.), Pérez-Godoy (J.M.), 1983.- Sediment and water discharge in Río Orinoco, Venezuela and Colombia, in Proceedings of the Second International Symposium on River Sedimentation, 11-16 October 1983. Nanjing, China. Beijing, Water Resources and Electric Power Press, p. 1134-1144.

Meade (R.H.), Weibezahn (F.H.), Lewis (W.M. Jr), PÇrez-Hernández (D.), 1990.- Suspended sediment budget for the Orinoco River. In the Orinoco River as an ecosystem (Eds. F.H. Weibezahn, H. Alvarez and W.M. Lewis), Impresos Rubel CA, Caracas, p. 55-79.

Meybeck (M.), 1976.- Total minerals dissolved transport by world major rivers. Hydrol. Scien. Bull., 21: 265-284.

Meybeck (M), 1979.- Concentrations dés eaux fluviales en elements majeurs et apports en solution aux oceans. Rv. Geol. Dyn. Geogr. Phys., 21: 215-246.

Meybeck (M.), 1980.- Pathways of major elements from land to ocean through rivers. In proceedings of the Review and Workshop on River Inputs to Ocean-Systems (Eds. J.M. Martin, J.D. Burton, D. Eisma), FAO, Rome, p. 18-30.

Milliman (J.D.), 1990.- River discharge of water and sediment to the oceans: variations in space and time. In Facets of Modern Biogeochemistry (Eds. V. Ittekkot, S. Kempe, W. Michaelis, A. Spitzy), Springer, Berlin, p. 83-90.

Milliman (J.D.), Butenko (J.), Barbot (J.P.), Hedberg (J.), 1982.- Depositional patterns of modern Orinoco/Amazon muds on the northern Venezuelan shelf. Jour. Mar. Res., 40: 643 657.

Milliman (J.D.), Meade (R.H.), 1983.- World-wide delivery of river sediment to the oceans: J. Geol., 91: 1-21.

Nordin (C.F.), Meade (R.H.), Cranston (C.C.), Curtis (W.F.), 1983.- Data from sediment studies of the río Orinoco, Venezuela, August 15-25, 1982. U.S. Geological Survey, Open File Report 83-679, 25 p.

Paolini (J.), Hevia (R.), Herrera (R.), 1987.- Transport of carbon and minerals in the Orinoco and Caroní rivers during the years 1983-1984. In Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers (Eds. E.T. Degens, S. Kempe, and Gan-Wei bin). Pt. 4, Mitt Geol. Paläont Inst. Univ. Hamburg. SCOPE/UNEP Sonderbd, 64: 325-338.

Paredes (J.F.), 1982.- Sao Francisco River at the dammed Lake of Sobradinho. In Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers (Eds. E.T. Degens), Pt. 1, Mitt. Geol.- Paläont Inst. Univ. Hamburg, SCOPE/UNEP. Sonderband 52: 383-384.

Paredes (J.F.), Paim (A.J.), Da Costa-Doria (E.M.), Rocha (W.L.), 1983.- Sao Francisco River: Hydrological studies in the dammed Lake of Sobradinho. In Transport of Carbon and Minerals in Major World

Rivers (Eds. E.T. Degens, S. Kempe, and H. Soliman) Pt. 2, Mitt. Geol. Paläont Inst. Univ. Hamburg. SCOPE/UNEP Sonderband, 55: 193-202.

Ramírez (A.J.), 1991.- Transport of phosphorus by Venezuelan rivers. In Phosphorus Cycles and Terrestrial and Aquatic Ecosystems. Regional Workshop 3: South and Central America (Eds. H. Tiessen, D. López-Hernández and I.H. Salcedo). Saskatchewan Institute of Pedology, University of Saskatchewan, Saskatoon, Canada, p. 24-33.

Ramírez (A.J.), Rose (A.W.), Bifano (C.), 1988.- Transport of carbon and nutrients by the Tuy River, Venezuela. In Transport of Carbon and Minerals in Major World Rivers (Eds. Degens, S. Kempe and S. Naidu). Pt. 5, Mitt. Geol. - Paläont Inst. Univ. Hamburg. SCOPE/UNEP Sonderband 66: 137 146.

Stallard (R.F.), Edmond (J.M.), 1983.- Geochemistry of the Amazon 2. The influence of geology and weathering environment on the dissolved load. J. Geophys. Res., 88: 9671-9688.

Tamrazyan (G.P.), 1989.- Global pecularities and tendencies in river discharge and washdown of the suspended sediments - The earth as a whole. J. Hidrol. 107: 113-131.

Tardy (I.), N'Kounkou (R), Probst (J.L.), 1989.- The global water cycle and continental erosion during Phanerozoic time (570 my). Am. J. Sci. 289: 455-483.

Vîrîsmarty (C.J.), Moore (B.), Grace (A.L.), Gildea (M.P.) Melillo (J.M.), Peterson (B.J.), Rastetter (E.B.), Steudler (P.A.), 1989.- Continental scale models of water balance and fluvial transport: An application to South America. Global Biogeochem. Cycles 3: 241-265.

Zinck (A.), 1982.- Ríos de Venezuela: Caracas, Venezuela, Cuadernos Lagoven, 63 p.

TABLE I

AREA, RUNOFF, SEDIMENT YIELD AND DISSOLVED SOLIDS YIELD DATA OBTAINED FOR THE VENEZUELAN CARIBBEAN SEA BASIN

CARIBBEAN SEA DRAINAGE SUBBASINS OF VENEZUELA	AREA (10^3 Km2)	RUNOFF (mm/Year)	SEDIMENT YIELD (Ton/Km^2-Year)	DISSOLVED SOLIDS (Ton/Km^2-year)
Lake Maracaibo	89.8	301	825	44
Maticora-Mitare	12.0	110	2850	139
Ricoa-Hueque	10.0	130	900	37
Tucurere-Tocuyo	18.0	92	2200	45
Aroa-Yaracuy	5.2	203	650	98
Litoral Central	3.3	218	430	23
Curiepe-Uchire	8.4	410	760	51
Unare	22.3	65	151	14
Neverí-Cariaco	6.5	240	260	37
TOTAL-VENEZUELA	175.5	225	987	48

TABLE II

COASTLINE LENGTH AND ANNUAL DISCHARGES OF WATER, SUSPENDED AND DISSOLVED SOLIDS ESTIMATED FOR THE CARIBBEAN SEA DRAINAGE BASINS OF VENEZUELA

CARIBBEAN SEA DRAINAGE SUBBASINS OF VENEZUELA	COASTLINE (Km)	WATER DISCHARGE (Km^3/Year)	SEDIMENT DISCHARGE SOLIDS (10^6 TON/YEAR)	DISSOLVED SOLIDS DISCHARGE (10^6 TON/YEAR)
Lake Maracaibo	190	27.0	74.0	3.95
Maticora-Mitare	191	1.3	34.2	1.67
Ricoa-Hueque	338	1.3	9.0	0.37
Tucurere-Tocuyo	60	1.7	39.6	0.81
Aroa-Yaracuy	38	1.1	3.4	0.51
Litoral Central	233	0.7	1.4	0.08
Curiepe-Uchire	124	3.4	6.4	0.43
Unare	34	1.5	3.4	0.31
Neverí-Cariaco	390	1.6	1.7	0.24
TOTAL VENEZUELA	1598	39.6	173	8.37

TABLE III

AREA, RUNOFF, SEDIMENT YIELD AND DISSOLVED SOLIDS YIELD DATA ESTIMATED FOR THE CARIBBEAN SEA AND ATLANTIC OCEAN BASINS OF SOUTH AMERICA

CARIBBEAN SEA AND ATLANTIC OCEAN BASINS OF SOUTH AMERICA	AREA (10^3 km^2)	RUNNOF (mm/Year)	SEDIMENT YIELD (Ton/Km^2-year)	DISSOLVED SOLIDS YIELD (Ton/Km^2-year)
COLOMBIA	340	893	785	106
VENEZUELA	175	225	987	48
ORINOCO	990	1150	150	29
GUIANAS	495	980	160	35
AMAZON-TOCANTINS	6930	1010	188	39
NORTHEASTERN BRAZIL	860	180	10	8
SAO FRANCISCO	631	189	10	8
SOUTHEASTERN BRAZIL	870	180	10	8
LA PLATA	2970	244	31	17
SOUTHERN ARGENTINA	889	220	12	10
TOTAL	15150	680	139	29

TABLE IV
COASTLINE LENGTH AND ANNUAL DISCHARGES OF WATER, SUSPENDED AND DISSOLVED SOLIDS ESTIMATED FOR THE CARIBBEAN SEA AND ATLANTIC OCEAN BASINS OF SOUTH AMERICA

CARIBBEAN SEA AND ATLANTIC OCEAN BASINS OF SOUTH AMERICA	COASTLINE (Km)	WATER DISCHARGE (Km^3/Year)	SEDIMENT DISCHARGE (10^6 TON/YEAR)	DISSOLVED SOLIDS DISCHARGE (10^6 TON/YEAR)
COLOMBIA	1030	303	267	36
VENEZUELA	1600	40	173	8
ORINOCO	620	1150	150	29
GUIANAS	1160	485	79	18
AMAZON	1240	7000	1300	280
NORTHEASTERN BRAZIL	1740	155	9	7
SAO FRANCISCO	220	119	6	5
SOUTHEASTERN BRAZIL	3330	162	9	7
LA PLATA	540	725	123	51
SOUTHERN ARGENTINA	2650	196	11	9
TOTAL	14130	10335	2127	450

TABLE V
AREA, COASTLINE AND FLUVIAL FLUXES FOR THE CARIBBEAN SEA AND ATLANTIC OCEAN OF SOUTH AMERICA

	CARIBBEAN SEA	NORTHERN ATLANTIC OCEAN	SOUTHERN ATLANTIC OCEAN
AREA(10^3Km^2)	515	8415	6220
COASTLINE (Km)	2630	3020	8480
WATER DISCHARGE (Km^3/Year)	343	8635	1357
SEDIMENT DISCHARGE (10^6 Ton/Year)	440	1529	158
DISSOLVED SOLIDS DISCHARGE (10^6 Ton/Year)	44	327	79
CONCENTRATION OF SUSPENDED SOLIDS (mg/l)	1283	177	116
CONCENTRATION OF DISSOLVED SOLIDS (mg/l)	128	38	58
SEDIMENT DISCHARGE PER UNIT OF COASTLINE (10^3 Ton/Km/Year)	167	506	17

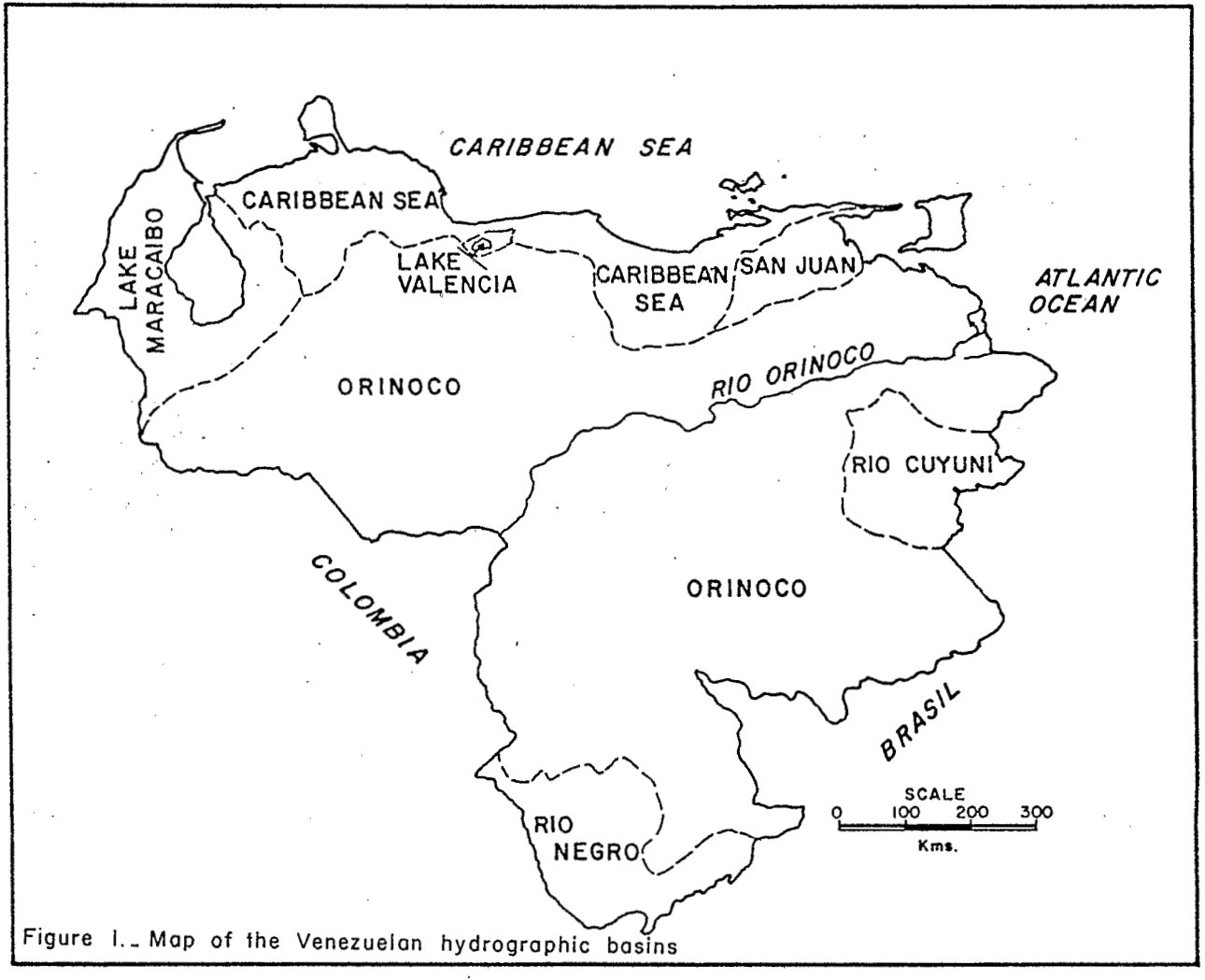
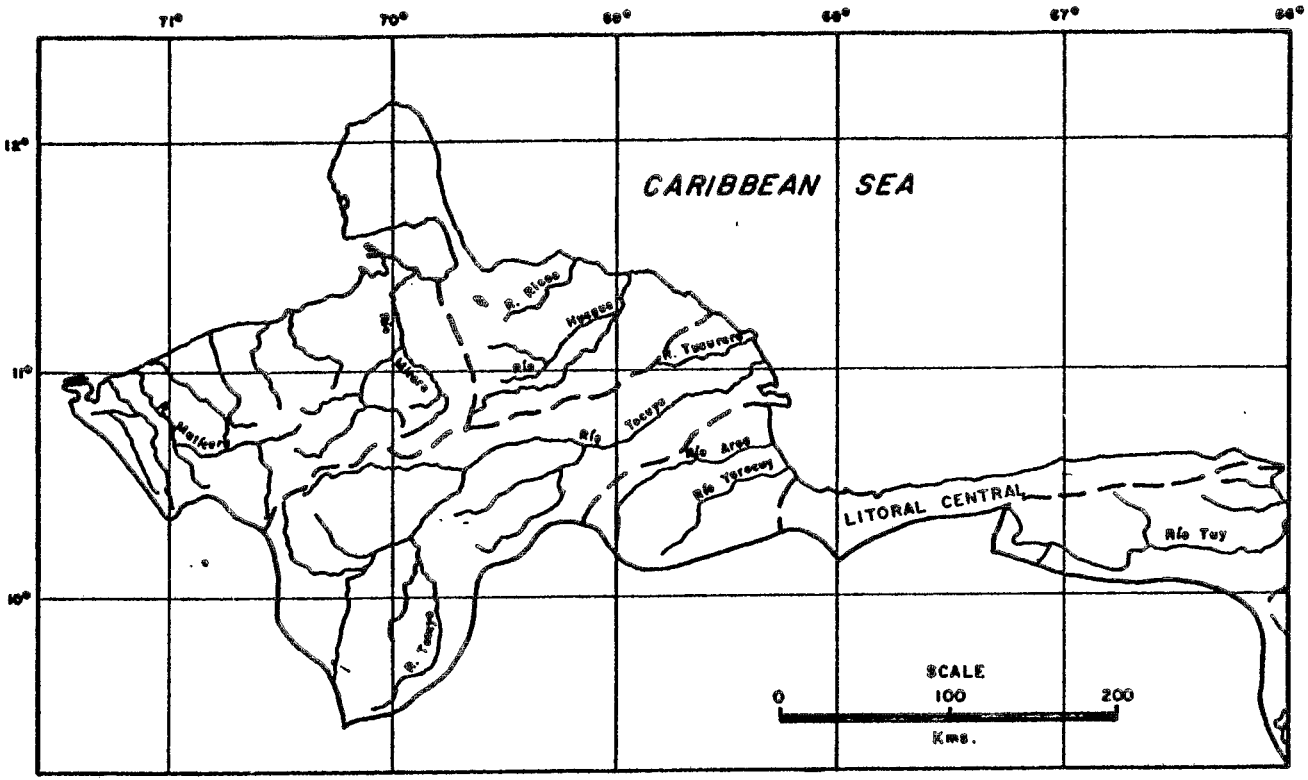


Figure 1.- Map of the Venezuelan hydrographic basins


71°
70°
69°
68°
67°
66°
12°
11°
10°
CARIBBEAN SEA
R. Ricoa
Huague
Río Tocuyo
Río Arao
Río Yaracuy
LITORAL CENTRAL
Río Tuy
SCALE
0
100
200
Kms.

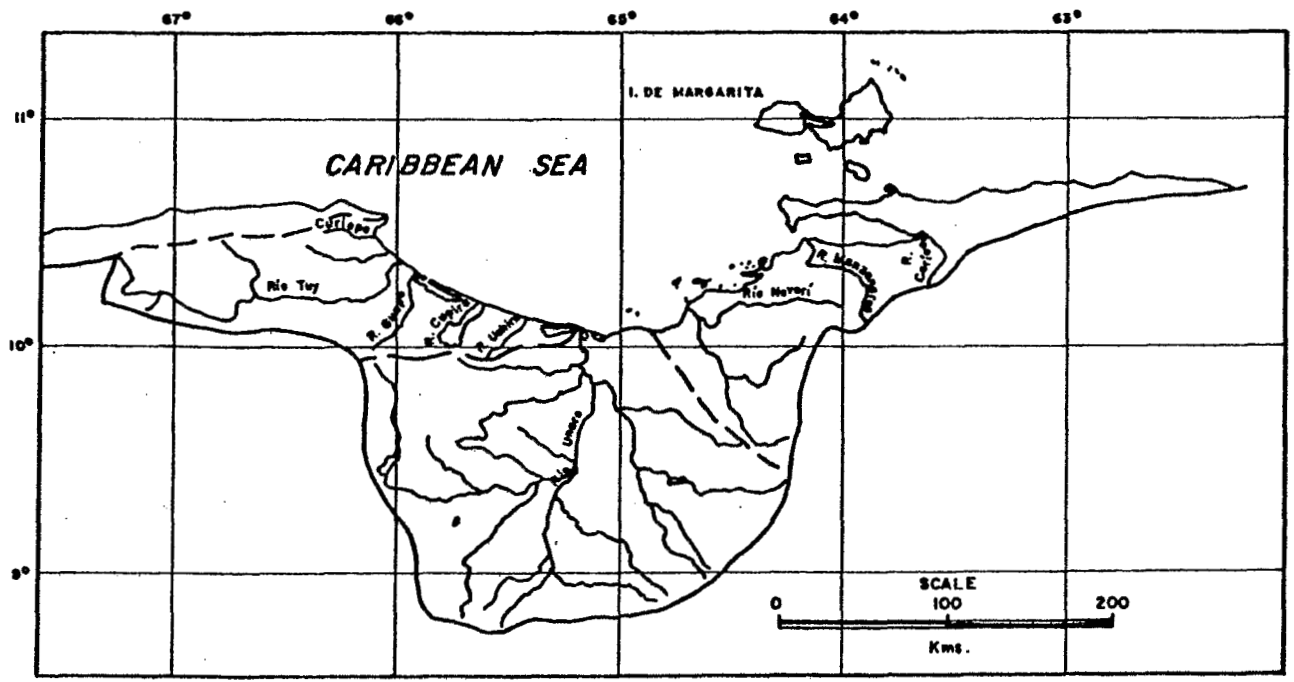


Figure 2.- Map of the Venezuelan Caribbean Sea Wateshed.

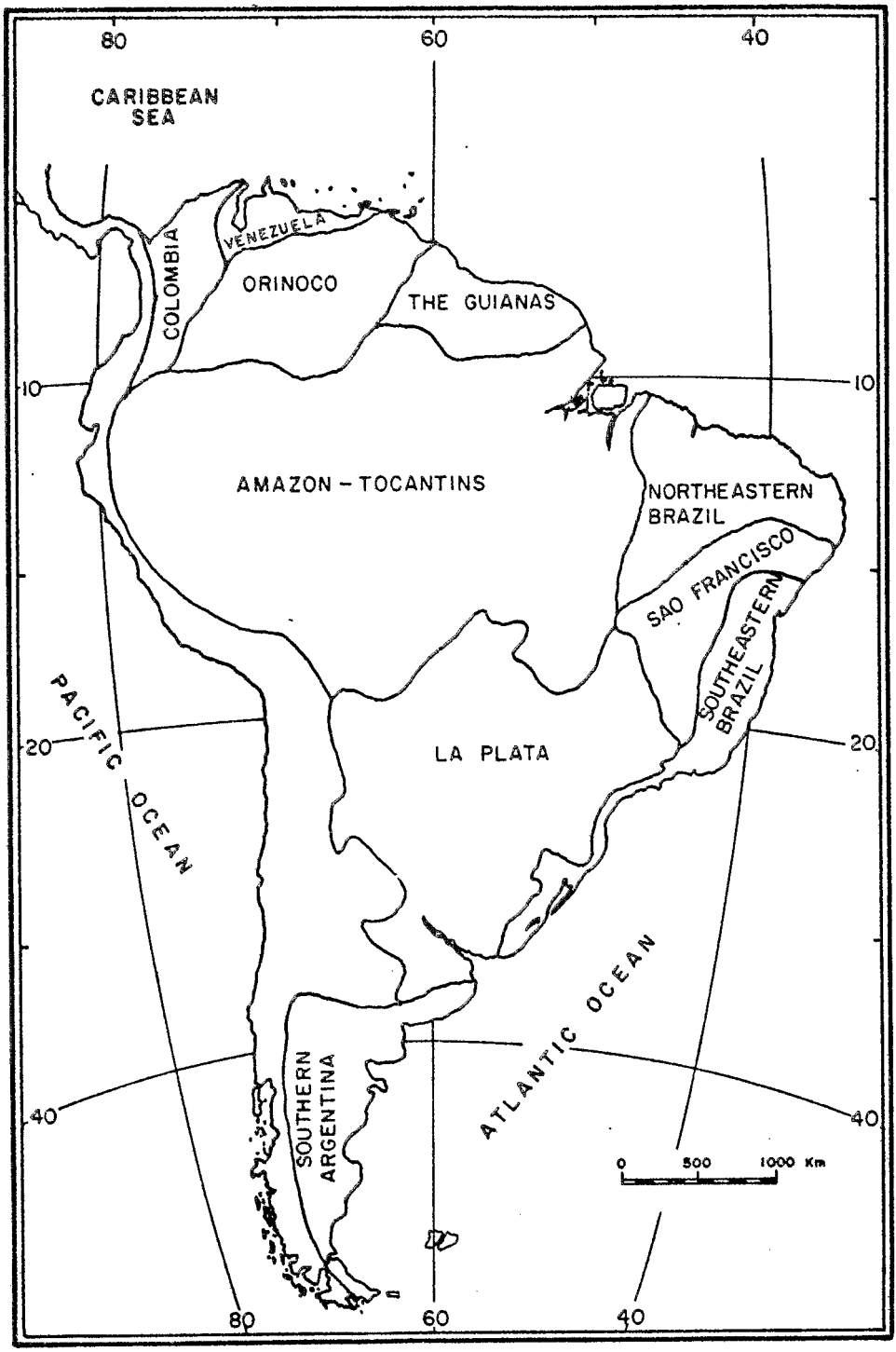


FIG. 3.-CARIBBEAN SEA AND ATLANTIC OCEAN DRAINAGE BASINS OF SOUTH AMERICA.

IMPORTANCE OF LITTORAL MUDFLATS FOR MIGRANT AND RESIDENT AVIFAUNA

REYNAUD Pierre Adrien[1]

Résumé

Les opérations de dénombrement d'oiseaux de rivage effectuées sur toutes les cotes d'Amérique du sud par Morisson et Ross (1989) montre l'importance des vasières du littoral guyanais pour la nutrition des migrateurs néartiques. Sur une vasière de 20 hectares nous avons dénombrés l'avifaune migratrice et résidente pendant une année et observés qu'à coté des grands pics de migration, les vasières étaient une source régulière de nourriture pour une avifaune résidente composée principalement de hérons et d'aigrettes.

Summary

The Atlas of Neartic shorebirds on the coast of South America (Morrison and Ross, 1989) shows the importance of the north coast and mainly the mudflat for the small shorebirds. These mudflats provide also the food for a large number of residents seawaterbirds (ardeidae and laridae) as it is show from a regular survey during 1989-90 of a 20 hectares mudflat

Mots-clés: vasières, littoral guyanais, limicoles, hérons

Keywords: mudflat, shorebirds, herons, guyanese coast

INTRODUCTION

The coast's importance in the Guyanas is related to the presence of very extensive mudflats, the sediments of which come from those of the Amazon River. The bulk of sediments carried to the sea by the vast Amazon system originate in the Andes mountains ; after discharge into the Atlantic, the sediments are carried northwestwards by the Guiana Current and are deposited along the northern coast of South America, especially along the Guianas's coast. The currents and

(1) Centre ORSTOM de Cayenne BP 165 97323 Guyane

tides produce a very dynamic coastal system, with mudflats steadily migrating westwards along the coast, leading to an alternative pattern of sandy beaches and intertidal flats. Despite the unstable sediments, heavy currents, and high turbidity of the water, the vast intertidal areas are productive enough to be able to support enormous populations of shorebirds. In Suriname, Swennen et al. (1982) showed that a zone with a high density of crustaceans (mainly tined shrimps) occurred on the upper part of the flats below mean high-tide level, with much lower densities of invertebrates occurring at lower tidal levels where immersion times were longer.

In addition to the lateral migration of mudflats, cycles of propagation and erosion of the shoreline occur, so that the areas of open swamp and lagoons may develop where mangrove forests have died out, providing further near-coastal habitats for shorebirds (Ouellet and Mcneil, 1986, Spaans, 1978). Sediment deposition appears to be particularly extensive along the coasts of Suriname and French Guyana that occupy an indentation in the Guyana Shield. Farther east, intertidal sediments tend to become sandier.

To obtain a global and direct figure of the mudflat primary production, Rojas-Beltran (1986) established the trophic chain of guyanese estuaries, showing the main effect of zoo and phyto plancton for the feeding of shrimps, crabs and small fishes, first scavenger, then omnivorous, then sometime carnivorous.

All these animals provide natural food for birds.

An aerial survey, carried out in January/February from 1982 to 1986 covered some 28 000 km of the South America coastline (Morrison and Ross, 1989). More than 2,9 million Neartic shorebirds were counted. It was possible to clearly identified the most important coastal wintering areas used by various categories and species of shorebirds. A relatively small number of sites supports major portions of the censused population.

Flights were timed to coincide with high tide whenever possible, so that shorebirds would be encountered in roosting flock along the water's edge. The Guyanese area was covered in February 1982.

Based on given numbers alone, the north coast of south America was clearly the most important wintering area for Neartic shorebirds, holding nearly 2.5 million, or 85.6% of the total for South America; on about 7% of the whole screened coast line.

Based on the results of these studies we analyzed along the guyanese coast line the dependance of shorebirds for the mudflats habitats. A one year bird count

on Cayenne old harbour mudflats allow to estimated their importance to provide food for migrants and residents' birds.

METHODS AND STUDY AREA

Localization: Cayenne's old harbour is located in Cayenne's estuary river's. A concrete pier built 200 meters West then 80 meters South causes a mudflat deposit of almost the same size throughout the year. The study area was delimited West by the sea line at low tide, South by the left bank of a little stream crossing the city of Cayenne, East and North by the mangrove forest in front of the town. During the low tide the feeding area is of approximately 20 hectares.

The censuses that began in October 1989 are still to be continued. At the end of September 1990, 105 were done. All censuses were conducted around low tide; they are the sum of three observation points: in the North, south and eastern (facing the mangrove) direction. The further distance observed was of 400 meters with 10 x 50 binoculars. Bird species were identified (table 1). The number of individuals encountered of each species was estimated. The small sandpipers were identified as individuals when there were few. They were only classified as *Calidris* sp. and *Charadrius semipalmatus* in large flocks. Egrets where counted in white forms or blue forms; ratios of the immature little blue Herons/Snowy egrets were established and corrected daily. It takes about twenty minutes to make a bird count of the total study area.

RESULTS

Figure 1 shows a summary of the Morrison and Ross sensus along the guyanese coast in 1982, between the Venezuelan and the Brazilian borders.

Birds are classified as:

- Large shorebirds : Willet (*Catoptrophorus semipalmatus*), Whimbrel (*Numenius phaeopus)* ;
- Medium -sized shorebirds: Black-bellied Plover (*Pluvialis squatarola)* , Ruddy Turnstone (*Arenaria interpres)* , yellowlegs (*Tringa melanoleuca* and *Tringa flavipes*) and the dowitchers. (*Limnodromus* spp.);
- Small shorebirds: small sandpipers from the *Calidris* genus as well as small plovers from the *Charadrius* genus, as it is generally impossible to identify closely similar species from the air, with the exception of Sanderlings (*Calidris alba).*

Morrison and Ross (1989) found that the distribution of small species was centered on the Guianas, with Suriname(57.9 %) and French Guyana (16.9 %) together composing some 75 % of the South America total ; 64.6 % of the small

sandpipers -mostly Semipalmated Sandpipers- are found in Surinam, followed by 18.9% in French Guiana and 0.5 % in Guyana.

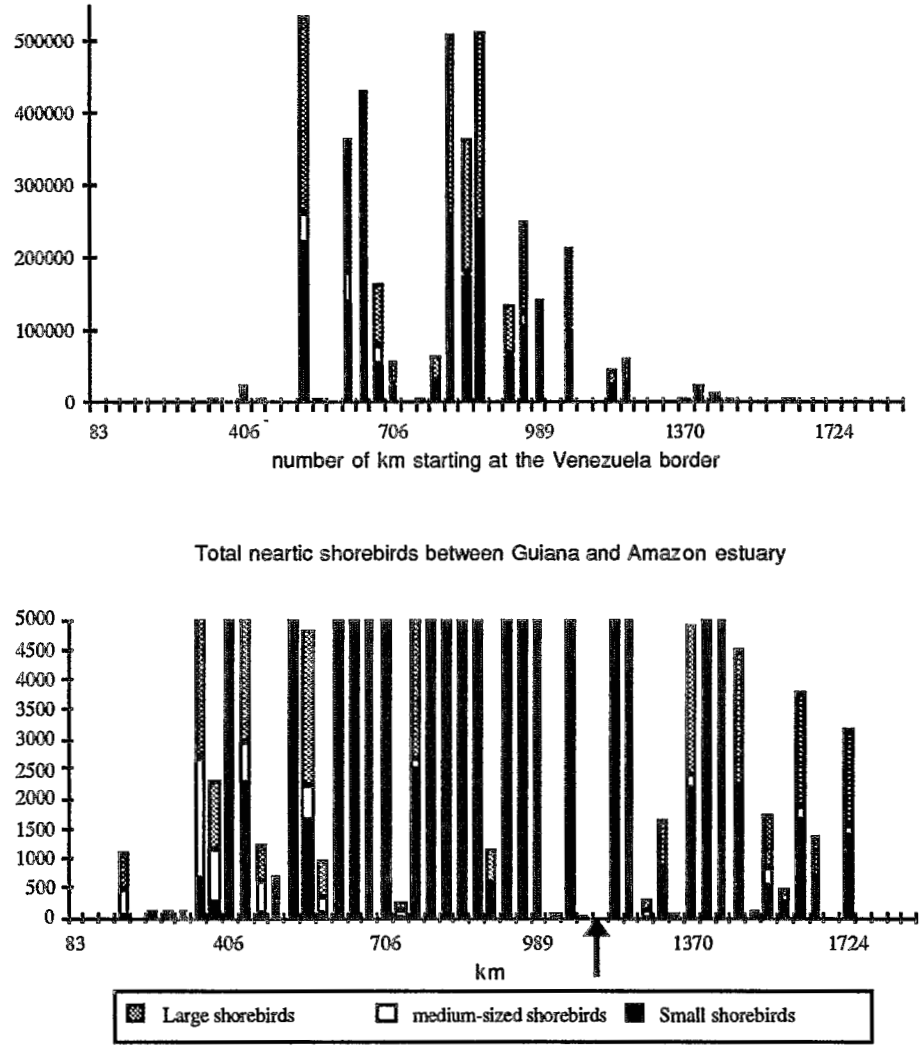


Figure 1 : Top: Variation of migrant shorebirds populations along the northern South America coast, between Venezuela-Guyana border and Amazon estuary. Bottom: detail. (Variations de l'avifaune néartique sur la côte nord d'Amérique du Sud entre la frontière vénézuélienne et l'Amazone)

This 2000 km-coast line alone holds 42.1% of the total number of medium-sized shorebird in South America (Suriname: 32.4 %, French Guiana: 7.2 % and Guiana: 2.5 %).

Brazil has the largest rate of large species (29 %) along with Guyana's coast: 20 % .

Figure 1b shows on a much smaller scale that the most important number of birds is localised on specific areas.

From Morrisson and Ross's habitat's description, we classified the survey zones in regard to the physical quality of the soil: from rocky headlands to broad mudflats. For each type of habitat, the density of birds is calculated on the basis of one kilometer.

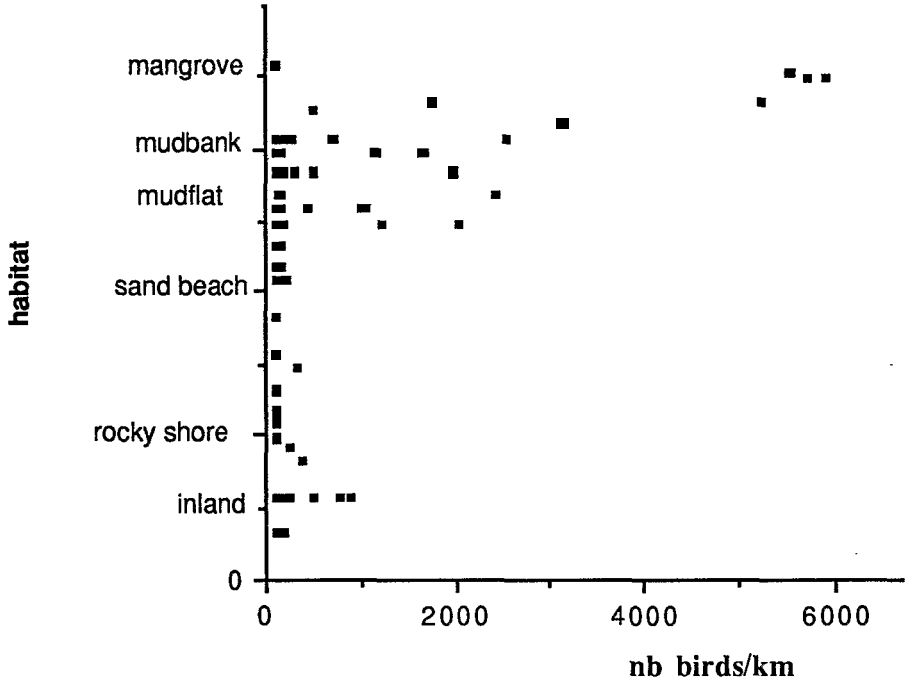


Figure 2: Density of shorebirds in relation to habitat type (after Morrison and Ross, 1989) between Venezuela-Guyana border and Amazon estuary.

Figure 2 shows that the most important neartic shorebirds sensus were done on muddy beaches opened during low tides.

The intertidal mudbanks are very mobile (erosion's cyclical pattern and accretion are discussed elsewhere in this book). The repartition of the migrant bird population also changes every year because of the coast line's evolution and the repartition of the mudflats.

The arrow on Figure 1b enlights a part of the coast where no birds were counted in 1982. It is a 15 km line of sandy beaches, rocky headlands and mainly mudflats around the city of Cayenne.

Observing that this part of the coast line was occupied in 1989 with numerous waders, we made a long term birds' sensus on a part of it: Cayenne's old harbour mudflat.

Table I: Status, habitat and feeding behaviour of the bird species currently observed in Cayenne Old Harbour mudflats.

Species	Status	Habitat	Feeding behaviour	Group
Egretta caerulea	B-RBn	M-MC-LM-EVS	V-W-S	LS
Egrette thula	B-RBn	M-MC-LM-EVS	V-W-A	LS
Egretta tricolor	B-RBn	M-MC-LM-EVS	V-ST	LS
Nycticorax violaceus	B-RBn	M-MC-LM	V-W-A	LS
Tringa melanoleuca	H-P-E	EVS	V-T-W-lb	MS
Tringa flavipes	H-E	EVS	V-T-W-lb	MS
Arenaria interpres	H-P-E	VS-MC	V-sb	MS
Pluvialis squatarola	H-P-E	EVS-MC	V-sb	MS
Catoptrophorus semipalmatus	H-E	EVS-MC	V-T-W-lb	MS
Numenius phaeopus	H-P-E	EVS-MC	T-lb	MS
Calidris pusilla	H-P-E	EVS-MC	V-T-W-lb	SS
Charadrius semipalmatus	H-P-	EVS-MC	V-T-W-lb	SS
Eudocimus ruber	B-RBn	M-MC-LM	T-S	LS
Rynchops niger	VNR	LM-EC-EVS	T-F	F
Larus atricilla	H-VBR	LM-EVS	V-F	F
Sterna maxima	H	LM-EC-EVS	V-F	F
Sterna antillarum	B-VNR-MI	LM-EC-EVS	V-F	F
Pandion haliaetus	H-VNR	EC-MC	V-F	F

Legend :

Status: H= Neartic migrant; MI=intratropical migrant; B= breeding; RBn= Resident but non breeding; VNR= nonbreeding visitor; P= seen during spring and fall. Note that the same specie can have different status as some birds can just be passing through the area, some others can be staying during winter and some others a year or more.

Habitat: EC= coastal waters; EVS= mudflats or sandyflats; LM= laguna; M= mangroves; MC= coastal marshes.

Feeding strategy: T= tactile; V= visual; Feeding behaviour: A= active; S= standing; W= walking; F= flying; sb= short beak; lb= long beak.

Group: LS= large shorebirds; MS= medium sized shorebird; SS= small sized shorebird; F= fish eating birds.

On Cayenne's old harbour two bird groups are represented: the migrants and the residents birds.

Most migrants encountered are limicols from neartic regions, nesting in Alaska. For most of them, northern South America's mudflats are the first stop-over after a continuous flight over the Carabbean Sea (Hicklin and Smith, 1984).

They accumulate energy for molting when they go South and the one needed for migrating North during spring time. Competitive exclusion during migration may be avoided thanks to the abundance of food and its constancy along the path of migration (Recher, 1966). On this mudflat two peaks of migration occur: one in October for fall's migration and the second in January or February for spring's migration. However, we noted waders flying at almost any time between the end of September and the end of March.

An other group of migrant or semi-migrants birds is included in the guild of fish-eating birds. First is the osprey (*Pandion haliaetus*); one was here from september to april fishing at mid tide. Black Skimmers (*Rynchops niger)* were also fishing at mid tide; their number was reaching sometime 200 birds and on october 28 1989: 577 birds but the average was around 50 Black Skimmers between september and april. Gulls were mainly Laughing gulls (*Larus atricilla*) and Royal Terns (*Sterna maxima*) coming from their nesting area of the"Grand Connétable" and "Battures de Malmanoury" islands (Dujardin and Tostain, 1989).

As it was note by Dujardin and Tostain (1985), Cayenne Old Harbour mudflat is also an area with several of the major indigeneous herons: *Egretta thula, Egretta caerulea , Egretta tricolor* and *Nycticorax violaceus*. Some others are see from time to time like *Egretta alba* and *Ardea cocoi*. Four to eight scarlet ibis *(Eudocimus ruber)* are also feeding on the same area. From our numerations, the number of so called large shorebirds is constant all along the year (Fig. 3).

The status and food habits are given Table I (Kushlan, 1978, Ouellet and Mcneil, 1986).

Table 2: Diet and food requirements by the bird species currently observed in Cayenne Old Harbour mudflats.

Species	Average weight g.	daily food g.	Main diet
Egretta caerulea	320	64	Fishes, shrimps...
Egrette thula	370	70	Fishes
Egretta tricolor	280	56	Fishes, shrimps
Nycticorax violaceus	650	130	Crustacea
Tringa melanoleuca	170	34	Diptera
ringa flavipes	75	15	Diptera
Arenaria interpres	100	20	Mollusca, Diptera
Pluvialis squatarola	165	33	Mollusca
Catoptrophorus semipalmatus	210	42	Mollusca, Crustacea...
Numenius phaeopus	350	70	Mollusca, Insects
Calidris pusilla	25	5	Mollusca, Crustacea
Charadrius semipalmatus	40	8	Mollusca
Eudocimus ruber	800	160	small Crustacea...
Rynchops niger	300	60	Mollusca, Fishes...
Larus atricilla	260	52	Fishes, shrimps
Sterna maxima	410	82	Fishes, Crustacea ...
Sterna nilotica	180	36	small fishes
Sterna antillarum	45	9	small fishes
Coragyps atratus	1350	270	Offal
Pandion haliaetus	1520	340	Fishes

CONCLUSIONS

An important part of the migratory birds are staying or passing through the north America coast and they are mainly attracted for their food on the mudflats.There is also a continuous food pressure on the same mudflat by the resident population.

In an area considered as poor in migrants shorebirds we determine that some 250 birds/hectare are feeding during migration.

Taking into account the number for each species and their food need in regard to their weight (Table 2), the prey quantity available must reach during the top of the migration 8 kg wet weight per hectare. All along the year, this mudflat must provide a minimum of two kg/hectare of prey to the resident bird population. Such density of prey and of predators are oustanding and underline the importance of the nothern south american coastline. Conservations measures

must be taken soon to protect from destruction by all sorts of pollution such habitat of hemispheric importance for bird survival.

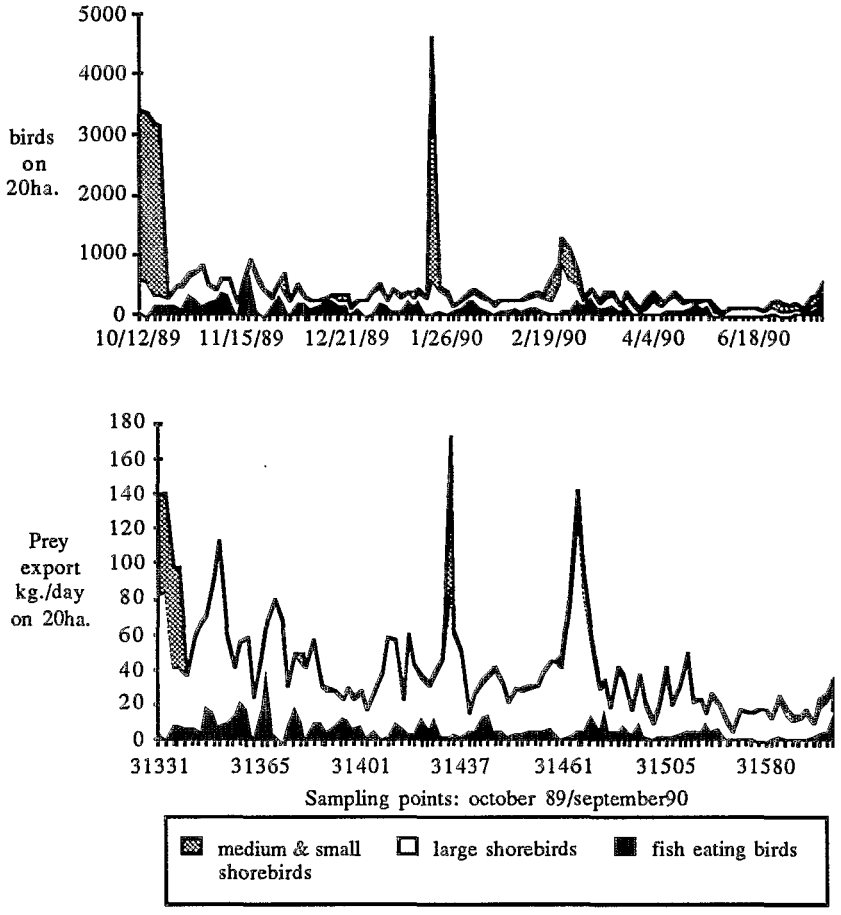


Figure 3: Variations of the shorebird population on Cayenne's Old Harbour mudflat (20 hectares) between october 1989 and september 1990. Top: number of birds in the three main groups. Bottom: Food (kg per 20 hectares) required by the three main groups

(Variations de l'avifaune sur les 20 hectares de vasières du vieux port de Cayenne entre octobre 1989 et septembre 1990. En haut: nombre d'oiseaux dans les trois groupes : moyens et petits limicoles, échassiers, laridés. En bas : nourriture prélevé journellement sur les 20 hectares de vasières par les trois groupes)

BIBLIOGRAPHY

DUJARDIN (J.L.), TOSTAIN (O.), 1985, - Distribution et effectifs d'oiseaux d'eau sur le littoral guyanais. *Alauda* 53 (4): 287-294.

DUJARDIN (J.L.), TOSTAIN (O.), 1989. - Les oiseaux de mer nicheurs de Guyane. *Alauda* 57 (4):

HICKLIN (P.W.), SMITH (P.C.) , 1984. - Selection of foraging sites and invertebrate prey by migrant Semipalmated Sandpipers, *Calidris pusilla* (Pallas), in Minas Basin, Bay of Fundy. *Can. J. Zool.* 62 : 2201-2210.

KUSHLAN (J.A.), 1978. - Feeding ecology of wading birds. in *Wading birds* A. Sprunt , J.C. Ogden and S. Winckler esd. (National Audubon Society): 249-299.

MORRISSON (R.I.G.), ROSS (R.K.), 1989. - Shorebird distribution and coastal environments in south America. in *Atlas of Neartic shorebirds on the coast of South America.* Chap 4: 119-122.

MCNEIL (R.), OUELLET (H.), 1986. - Conservation des vasières, lagunes et Mangroves. in *Le littoral guyanais* (SEPANGUY-SEPANRIT): 139-148.

OUELLET (H.), MCNEIL (R.), 1986. - Limicoles Nord-Américaons en Guyane Française origine, distribution, mouvements saisonniers et abondance. in *Le littoral guyanais* (SEPANGUY-SEPANRIT): 91-96.

RECHER (H. F.), 1966.- Some aspects of the ecology of migrants shorebirds. *Ecology* 47(3): 393-407.

ROJAS-BELTRAN (R.), 1986. - Role de la mangrove comme nourricerie de crustacés et de poissons en Guyane. in *Le littoral guyanais* (SEPANGUY-SEPANRIT): 97-110.

SWENNEN (C.), DUIVEN (P.), SPAANS (A.L.), 1982. - Numerical density and biomass of macrobenthic animals in the intertidal zone of Surinam, south America. *Neth. J. Sea Res.* 15:406-418.

SPAANS (A.L.), 1978. - Status and numerical fluctuations of some North American waders along the Surinam coast. *The Wilson Bull.* 90 (1): 60-83.

ANTHROPISATION ET PALEOENVIRONNEMENT DANS LES AMERIQUES A LA FIN DU PLEISTOCENE

RODRIGUEZ-LOUBET, François[1]

Résumé

Les migrations humaines les plus anciennes actuellement connues dans les Amériques remontent aux alentours de 40 000 BC. A la fin du Pléistocène, les sites préhistoriques montrent la disparition relativement rapide de la quasi-totalité de la mégafaune qui s'accompagne d'une emprise de plus en plus forte de l'homme sur l'environnement.

Abstract

The oldest migrations of human groups within the Americas are dated from 40 000 BP.The Upper Pleistocene sites reveal a rapid disparition of the megafaune and, on the other hand, the influence of men increases.

Mots-clés : Anthropisation. Paleoenvironnement. Amériques. Pléistocène Supérieur Terminal.

Key-words : Anthropisation. Paleoenvironment. Americas. Upper Pleistocene

L'homme n'a-t-il jamais été qu'un simple témoin face aux processus évolutifs de son environnement local ? La question ne se pose guère pour les époques modernes, puisque l'on spécule déjà sur les modifications induites par les activités industrielles sur les phénomènes globaux. S'agissant, en revanche, des périodes préhistoriques et de l'éventualité d'un impact aussi minime soit-il de l'homme pré-néolithique sur son paléoenvironnement, le problème est beaucoup plus difficile à aborder. Les données disponibles à ce sujet sont en effet peu nombreuses et les synthèses se limitent souvent aux aspects d'une discipline (FORD, 1982, pour la paléobotanique, WOOD et JOHNSON, 1982, pour la pédologie, etc.) et à des cas d'études isolés.

---

(1) Direction des Antiquités Préhistoriques et Historiques de la Martinique et de la Guyane.16, Avenue Condorcet - 97200 FORT DE FRANCE MARTINIQUE-

Il parait pourtant de plus en plus nécessaire de prendre en compte les activités de l'homme préhistorique au nombre des facteurs qui ont pu intervenir, quel que soient leur degré d'importance, dans la paléogénèse des paysages actuels. Notre réflexion se limitera ici à présenter brièvement deux aspects des relations de l'homme et de son environnement, en Amérique : les conditions des premières migrations et la chasse aux proboscidiens.

En Amérique, l'anthropisation des deux parties, nord et sud, du continent semble avoir été simultanée et plutôt récente : aux alentours de 40 000 BC. Les sites appartenant à la première phase d'occupation connue actuellement (40 000 BC - 12 000 BC) donnent pourtant l'impression d'avoir été visités par des groupes possédant une technologie de taille de la pierre plutôt archaïque. Ils produisaient essentiellement des éclats grossiers et des chopping-tools, ainsi que d'éventuelles pointes en os éclaté. Ces premiers migrants seraient selon toute vraisemblance d'origine asiatique, bien que leurs lieux d'origine soient encore largement débattus : Sibérie, Asie Centrale, voire même Asie du Sud-Est.

Comment sont-ils arrivés et qu'ont-ils trouvé sur place ?

L'hypothèse la plus répandue (BOSCH-GIMPERA, 1967) a eu recours, en bonne logique, aux phénomènes eustasiques et aux exondations successives, au cours de la dernière glaciation, de l'isthme de Béring. L'homme, sans s'en apercevoir ou bien profitant de l'occasion que lui offrait ce pont providentiel, selon les versions, serait passé en Amérique :

1- en suivant le gibier et, en particulier les proboscidiens, qui entrèrent eux aussi sur ce continent ;

2- en recherchant des climats plus cléments et des terres disponibles, donc du côté de l'est.

Progressivement, plusieurs inconvénients sont apparus, parmi lesquels :

1- le fait que les vestiges de proboscidiens soient ceux que l'on repère le plus facilement au cours de travaux de terrassement ou lors des prospections ;

2- l'absence totale de synchronie entre l'apparition de ces animaux sur le continent américain et celle de l'homme, qui les aurait suivis ;

3- les conditions climatiques qu'auraient rencontrées ces premiers migrants asiatiques au-delà de l'isthme de Béring, qui n'étaient pas, à cette époque, vraiment favorables aux passages par voie terrestre.

En étudiant de plus près ce dernier aspect, HOPKINS (1967) a rappelé l'amplitude exceptionnelle qu'ont pu acquérir vers la fin de la 4e glaciation de Wisconsin, les glaciers d'Amérique du Nord, en contact direct avec l'inlandsis du Groënland. En supposant une arrivée par l'isthme de Béring des populations asiatiques, empruntant la Vallée du Mackenzie comme cela paraîtrait vraisemblable, pour descendre vers le Sud, les glaciers auraient pu former des obstacles non négligeables, aux moments des maxima glaciaires, soit :

- entre 70 000 et 28 000 BC
- entre 25 000 et 13 000 BC

Un véritable océan de glace, dû à la coalescence des masses glaciaires des Laurentides, à l'est et de la Cordillère, à l'ouest, aurait rendu difficilement praticable l'accès aux terres tempérées du sud, en dehors de l'interstade de 28 000 à 25 000 BC et de la fin de Wisconsin, vers 13 000 BC. A ces époques, cela va de soi, on pouvait aller sans problème vers le sud, mais le détroit de Béring, après la transgression marine, n'était plus franchissable à pied.

Des difficultés apparaissent donc, bien qu'il soit souhaitable de les considérer comme de simples hypothèses, en attendant une meilleur connaissance, en particulier, des réactions isostasiques et de leurs effets précis sur les reliefs. Le risque, en effet, est de raisonner en fonction de la physionomie actuelle de ces paysages.

Et les côtes ? Etaient-elles plus favorables aux passages des groupes humains migrant d'Asie en Amérique ? Encore faudrait-il préciser : par voie de terre ou par la mer.

Si l'on s'attache à l'idée d'une migration littorale, le problème qui se pose ne concerne pas sa vraisemblance mais la conservation des indices qui pourraient nous en rendre compte. Nous revenons aux phénomènes eustasiques et à la

dernière transgression marine, en remarquant au passage l'imprécision relative des appréciations selon les auteurs : 40 mètres, 60 mètres, 100 mètres ? A supposer que l'on puisse retrouver fortuitement des sites d'habitat préhistorique à ces profondeurs, ce qui est déjà peu vraisemblable, il apparaît malgré tout difficile de tenir compte de la topographie et du tracé actuel de la plate-forme continentale pour d'éventuelles simulations destinées à retrouver des voies de passage, alors que la dynamique côtière y est particulièrement active.

Reste la voie maritime, qui ne pose pas davantage de problème que la précédente, à condition de disposer d'embarcations. Or aucun vestige de ce type n'a encore été signalé de manière fiable, pour cette époque. Il est vrai que le Détroit de Torrès, comparable en dimensions à celui de Béring, fut franchi vers 30 000 BC également par les premiers occupants de l'Australie. Mais c'était la seule solution, ce qui est loin d'être le cas en Amérique.

Pour ce qui concerne à présent les grands mammifères qui auraient été suivis par l'homme dans leurs déplacements vers ce continent, il faudrait commencer d'emblée par signaler que les premiers migrants n'étaient pas forcément des chasseurs de mégafaune, contrairement à l'impression que peuvent en offrir les sites connus. Le fait de trouver, plus ou moins bien conservés dans des sédiments lacustres, des vestiges osseux de proboscidiens, par exemple, tient surtout à leur relative résistance à la fragmentation et à l'attrait qu'ils peuvent exercer, en tant qu'indice probable d'un évènement quelconque, naturel ou autre. Les campements constitués d'indices moins spectaculaires sont plus difficiles à trouver en stratigraphie. Il en existe en surface, sur certaines paléosols résultant, par exemple, de la désertification holocène des grandes prairies entourant d'anciens lacs, mais leur datation est pour le moment impossible.

Cela étant précisé, il demeure que ce sont ces vestiges particuliers qui figurent actuellement parmi ceux qui apportent le plus d'informations sur les relations de l'homme et de son environnement au cours de cette époque.

Arrivés sur le continent américain depuis le miocène, pour les plus anciens et au pléistocène moyen pour les plus récents, les proboscidiens ont disparu avec la majorité de la mégafanne glaciaire, au début de l'holocène. Ils comprenaient à la

fois des mammouthidés ou "mastodontes" (*mamut*), des éléphantidés ou "mammouths" (*mammuthus*) et des gomphothéridés (*Stegomastodon, Cuvieronius* et *Haplomastodon*), ces derniers étant les seuls à avoir été signalés dans la partie sud du continent, à une exception près, non encore vérifiée (vestiges de *Mammuthus columbi*, signalés par PAULO DE COUTO en Guyane Française, 1979).

La taille de ce gibier, puisque c'était le cas, était plutôt variable : entre 4 mètres au garrot pour *Mammuthus imperator*, le plus grand, et à peine 2 mètres pour le plus petit, *Cuvieronius hyodon*.

La figure 1 fournit quelques indications sur les différentes espèces et leur répartition géographique connue. A la variété des dimensions s'ajoute un large éventail, suivant les espèces, d'adaptations climatiques : le mammouth laineux (*Mammuthus primigenius*), rendu célèbre par l'art paléolithique européen et qui est le plus petit des mammouths, avec 2,80 m au garrot, affectionne les régions froides, tandis que son opposé par la taille, *M. Imperator*, ne dédaigne pas les climats tempérés. Le contraste est encore plus marqué avec *Haplomastodon waringi*, que l'on trouve aussi bien à 2 800 m d'altitude, dans les Andes, que dans les plaines basses de l'Equateur (GARCIA BARCENA, 1989).

Pour ce qui est de leurs biotopes préférentiels, le même écclectisme apparaît : steppe et prairie avec fourré de légumineuses pour la plupart des mammouths ; fourré de *Picea* signalé par la découverte du bol alimentaire (KURTEN et ANDERSON 1980) pour le mastodonte (*Mamut américanum*), graminées et fourré diversifié pour les gomphothéridés, particulièrement diversifié d'ailleurs pour *Haplomastodon waringi*, du fait de son adaptabilité à différents climats.

Ceux qui furent apparemment chassés par l'homme, dont les sites sont présentés dans la figure 2, sont loin de suggérer l'existence de techniques d'abattage spécialisées, d'après les données actuelles. Les pointes bifaciales n'apparaissent, en effet, qu'à la fin de l'horizon qui nous intéresse ici, et elles sont rarement associées à des proboscidiens. Parmi les cas les plus probants figurent surtout des vestiges de *Haplomastodon waringi*, avec des pointes El Jobo (cf figure 3), à El Huaco, au Vénézuela.

Partout ailleurs, les panoplies lithiques représentées concernent des éclats, plutôt grossiers, des percuteurs et des chopping-tools, y compris dans les sites récemment découverts comme celui de Quitovac, dans le désert du Sonora mexicain (site à *Mammuthus imperator*, F. RODRIGUEZ-LOUBET et N. SILVA-SANCHEZ 1989). On signale quelques fois des pointes en os éclaté (LORENZO et MIRAMBELL, 1981). Même s'agissant de sites de décarnisation, qui semblent être souvent sur le lieu d'abattage, les outils lithiques spécialisés, s'ils avaient existé, auraient dû pouvoir être retrouvés. Les méthodes de chasse demeurent donc purement hypothétiques.

Beaucoup de ces animaux ayant été retrouvés près de points d'eau, dans des endroits marécageux, l'idée la plus répandue est que les individus les plus faibles auraient pu avoir été rabattus, afin de faciliter leur prise après enlisement dans la vase. Il est peu vraisemblable que l'exploitation de l'animal après abattage s'en soit trouvée facilitée.

Parmi les autres hypothèses de chasse, qu'il est peu utile d'énumérer, il convient malgré tout de retenir l'utilisation du feu, pour les incidences difficiles à évaluer mais probablement non négligeables que cela a pu avoir sur le paysage.

On ne possède que peu d'information sur l'utilisation du feu par l'homme, au cours du Pléistocène (PERLES, 1977). Rappelons que sa maîtrise a été acquise voici au moins 500 000 ans par *Homo erectus*, qui a dû l'utiliser de façon plus ou moins contrôlée. Les incendies de savanes, formations universellement représentées, ont été pratiqués comme techniques de chasse aux temps historiques, mais on ne possède guère de preuves convaincantes pour l'époque qui nous intéresse. Les effets sur la dynamique des sols, l'altération des formations boisées environnantes, etc. peuvent être considérables, à la longue, même lorsque cela est pratiqué par de petits groupes.

Le problème des techniques de chasse utilisées au pléistocène dans les Amériques se pose donc toujours et l'absence d'un outillage spécialisé, d'après les données actuelles, ne fait que le rendre plus aigu.

La question de la disparition des proboscidiens et de la majorité des grands mammifères du pléistocène ne nous semble pas, toutefois, devoir être mise en relation, du moins directement, avec les activités humaines. Il est, néanmoins, intéressant de remarquer que l'homme les a souvent abattus à proximité de sources résiduelles, résultant du tarissement de paléolagunes, notre propre cas d'étude, au Sonora n'ayant fait que confirmer cette observation. Comme le signale LORENZO (1975), il est possible que la fin de la glaciation se soit accompagnée, en Amérique, d'une diminution très significative de la pluviométrie dans les zones peu boisées, entraînant un processus de désertification plus ou moins brusque, selon les zones, et des déplacements de formations végétales dont la composition floristique était inévitablement modifiée.

La dépendance des proboscidiens vis à vis de certaines plantes de ces formations (GRAHAM *et al* 1981) est dès lors mise à l'épreuve, avec des incidences possibles sur ces mammifères à reproduction lente et leurs séquelles sur le déséquilibre males/femelles, la dérive génétique, etc. A cela peut s'ajouter éventuellement, l'intervention de l'homme, sur un stock déjà très éprouvé.

Ainsi donc, et précisément parce qu'il est encore mal connu pour cette époque, l'impact des sociétés humaines sur la paleogénèse du milieu naturel actuel, dans les Amériques, demeure un élément à ne pas écarter. Pour les phases qui vont suivre et qui conduiront progressivement à la néolithisation, il est clair que l'homme a recherché une maîtrise de plus en plus grande de son environnement. Outillage spécialisé avec l'apparition des premières grandes pointes bifaciales vers 12 000 BC et d'objets lithiques de plus en plus complexes, techniques d'appropriation du sol avec les premiers cultigènes vers 7 000 BC, les interventions sur le milieu se multiplient et s'étendent, en le modifiant insensiblement. Pendant les huit millénaires qui précèdent l'arrivée des Européens, par petites taches, l'agriculture sur brûlis recompose la forêt "climacique", sans que l'on puisse encore en évaluer les effets graduels sur la dynamique des sols, les réseaux hydrographiques, la faune, la flore, et tous les phénomènes qui leur sont intimement liés.

BIBLIOGRAPHIE

BOSCH GIMPERA, PEDRO (1967) :*L'Amérique avant Christophe Colomb*. Préhistoire et Hautes Civilisations. Paris. Payot.

FORD, RICHARD I (1982) : Paleoethnobotany in American Archaeology. *Advances in archaeological method and theory*, New-York, Academic Press, pp 281 - 332.

GARCIA-BARCENA, Joaquin (1989) : El hombre y los proboscídeos de América. *Homenaje a José Luis Lorenzo*, Série Prehistoria, Instituto Nacional de Antropología e Historia, México, pp 41 - 79.

GRAHAM, RW, C. VANCE HAYNES, DL. JOHNSON et K. WAY (1981) : Kimmswick : A Clovis-mastodon association in Eastern Missouri. *Science* 213, Washington, AAAS, pp 1115 - 1117.

HOPKINS, DM (1967) : The Bering Land Bridge. *Symposium of the VII Congress of the International Association for Quaternary Research*, Standford, Standford University Press.

KURTEN, B et E. ANDERSON (1980) : *Pleistocene mammals of North America*, New York, Columbia University Press.

LORENZO, José Luis (1975) : Los primeros pobladores. *México, Panorama histórico y cultural 6. Del nomadismo a los centros ceremoniales*. México. Departamento de Prehistoria, INAH, pp 15 - 59.

LORENZO, José Luis, et Lorena MIRAMBELL (1981) : El Cedral, S.L.P., México : un sitio con presencia humana de 30 000 años BP. *Actas. Unión Internacional de Ciencias Prehistóricas y Protohistóricas*, México. INAH. Com, 12, pp 112 - 124.

PAULO DE COUTO, C (1979) :*Tratado de paleomastozoología*, Rio de Janeiro, Academia Brasileira de Ciencias.

PERLES, Catherine (1977) : *Préhistoire du Feu*, Paris, Masson.

RODRIGUEZ-LOUBET F. et N. SILVA-SANCHEZ (1989) : Etnoarqueología de Quitovac, Sonora. *Boletín del Consejo de Arqueología* Mexico, Instituto Nacional de Antropología e Historia, pp 124 - 127.

WOOD, W. Raymond et Donald Lee JOHNSON (1982) : A survey of disturbance processes in archaeological site formation. *Advances in archaeological method and theory*, NewYork, Academic Press, pp 539 - 605.

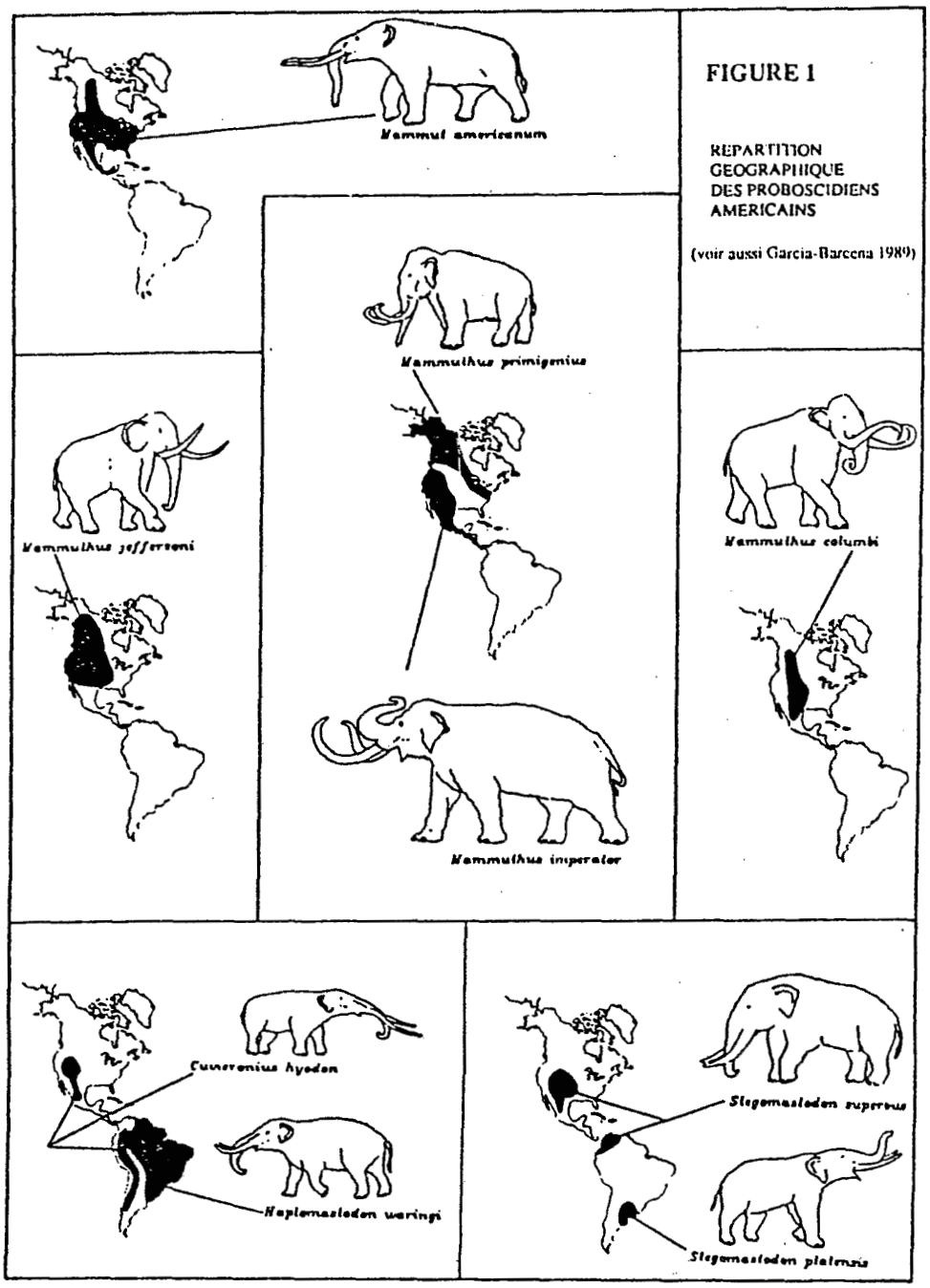


Figure 1 - Répartition géographique des proboscidiens américains (d'après GARCIA-BARCENA, 1989)



Figure 2 - Carte des sites du Pléistocène supérieur (40 000 - 12 000 BC) à occupations humaines

FIGURE 3 Pointes bifaciales utilisées au pléistocène final (12000 BC - 8000 BC) dans les Amériques.

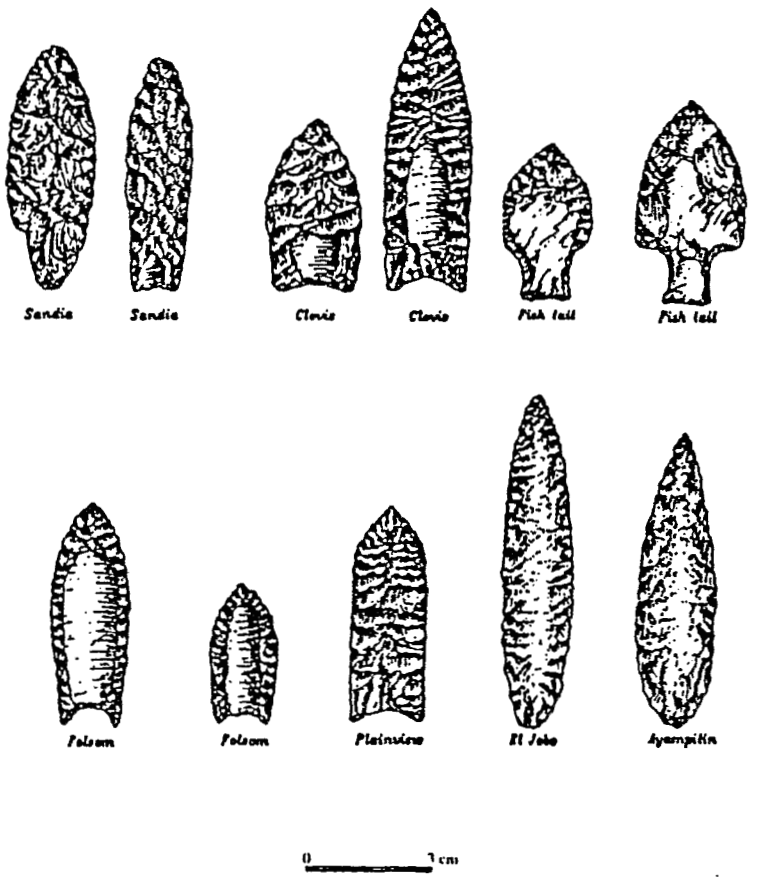


Figure 3 - Pointes bifaciales utilisées au Pléistocène Final (12 000 BC - 80 000 BC), en Amérique

L'OCCUPATION AMERINDIENNE ANCIENNE DU LITTORAL DE LA GUYANE

Stéphen ROSTAIN[1]

Résumé

Jusqu'à ces dernières années, les travaux archéologiques sur le littoral de la Guyane consistaient principalement en des prospections et des sondages. Depuis 1988, cinq fouilles complètes d'abris-sous-roche ont été réalisées dans les collines de Ouanary par le laboratoire d'archéologie de l'ORSTOM. Les vestiges mobiliers sont essentiellement constitués par la céramique et le lithique car les autres matériaux, bien qu'abondamment utilisés par les Amérindiens, ne se sont pratiquement jamais conservés.

Une typologie des modèles d'installation ancienne a été définie selon la fonction des sites, et deux grands ensembles peuvent être distingués : les sites d'habitat et les sites spécialisés. Six types de sites d'habitat sont différenciés en fonction de leur milieu d'implantation : d'une part les sites en plein air localisés sur les rivages marins anciens ou actuels, les barres prélittorales, les rives fluviatiles, les bas-versants des collines et leurs sommets, d'autre part les abris-sous-roche situés à flanc de colline. Cinq types de sites spécialisés peuvent être pour l'instant distingués selon leurs fonctions : les sites funéraires, les ateliers de polissage, les collines à fossé, les pétroglyphes et les géoglyphes, les champs surélevés.

Summary

Archaeological works along the Guiana coast are mainly prospections and test pits. ORSTOM archaeology department realized five complete excavations of rock shelters in the Ouanary hills. The remains essentially are ceramic and lithic. Others materials, although widely used by the Amerindians, are seldom conserved.

A typology of the ancient settlement patterns has been defined according to the site function. It leads to two principal groups : habitation sites and specialized sites. Six types of habitat sites are differenciated according to their environment implantation : rock shelters on the side of the hills, open air sites located on the former or present marine coast, offshore bars, river banks, low hill sides, and their summits. Five types of specialized sites can be distinguished according to the function : funerary sites, polishing workshops, ditch-surrounded hill, petroglyphs and geoglyphs, raised-fields.

---

(1) Centre ORSTOM de Cayenne, Laboratoire d'Archéologie, B. P. 165, 97323, Cayenne

Mots-clés : Archéologie - Amérindien - Vestige mobilier - Site d'habitat - Site spécialisé - Modèle d'occupation.

Key-words : Archaeology - Amerindian - Remain - Habitation site - Specialized site - Settlement pattern.

INTRODUCTION

L'archéologie du littoral de la Guyane, indissociable des recherches menées par les sciences humaines et écologiques sur la côte des Guyanes, présente des aspects bien spécifiques, liés tant au milieu équatorial humide qu'au mode de vie des sociétés étudiées. Les vestiges mobiliers retrouvés sont essentiellement constitués par la céramique et le lithique car les autres matériaux, bien qu'abondamment utilisés par les Amérindiens, ne se sont pratiquement jamais conservés. Ces vestiges, s'ils constituent de bons indicateurs de base de la chronologie et de la culture matérielle, n'apportent en revanche que peu de renseignements sur les modèles d'installations, et ce sont principalement les données de terrain qui renseignent en ce domaine.

L'ORSTOM s'est doté en 1988 d'un laboratoire d'archéologie à Cayenne, et un programme de recherche sur l'occupation amérindienne ancienne du littoral guyanais (objet d'une thèse à l'université de Paris I/Panthéon-Sorbonne) a été défini, constituant en Guyane une première approche scientifique de l'archéologie. Des projets de fouilles archéologiques dans la baie d'Oyapock et dans le bas Approuague ont été menés avec le soutien de la Direction des Antiquités de la Guyane. Un programme d'analyse du matériel lithique a été réalisé, et une étude des champs surélevés de la plaine côtière a été effectuée en collaboration avec l'Institut Géographique National.

A partir de prospections, de sondages et de fouilles complètes de sites, quelques aspects des modèles d'installation amérindiens ont pu être éclaircis, et deux grands types de sites archéologiques définis : les sites d'habitat et les sites spécialisés.

I - LA RECHERCHE ARCHEOLOGIQUE

A - Les méthodes d'étude

Bien que de nombreux sites archéologiques soient actuellement reconnus sur le littoral guyanais, pratiquement aucun d'entre eux n'avait fait l'objet de travaux importants (J.-F. Turenne, 1979). La majorité de ces sites ont été simplement prospectés et des ramassages de surface effectués. Sur quelques autres, ont été opérés des sondages stratigraphiques.

Le programme archéologique ORSTOM sur l'occupation amérindienne ancienne du littoral guyanais a été élaboré selon des axes de recherche adaptés au milieu et à la nature des vestiges. Certaines problématiques spécifiques ont été définies pour les travaux de terrain. La perspective géographique s'est inscrite tant sur un plan local (locus, site, localité, région) que global (aire guyano-amazonienne). Ces travaux n'ont pu aboutir que grâce à une coopération des sciences humaines et des sciences de la terre.

Lors de missions archéologiques ORSTOM de 1988 à 1990, trois abris-sous-roche et deux grottes, localisés dans les Monts de l'Observatoire et sur la Montagne Bruyère, ont été fouillés stratigraphiquement sur toute leur superficie. Ces travaux ont permis de retrouver l'essentiel du matériel archéologique de ces sites et d'apporter quelques éléments de compréhension quant à l'organisation socio-économique et aux pratiques funéraires des anciens habitants.

Douze sites sous caverne et trois sites en plein-air ont également été prospectés et sondés durant ces missions. Les données obtenues sur ces sites sont essentiellement fondées, d'une part sur la quantité et la nature du matériel récolté, d'autre part sur l'étendue des sites et les données concernant le milieu naturel environnant. Elles complètent les fouilles plus poussées réalisées dans les abris-sous-roche.

Dans l'Ile de Cayenne, 19 sites d'habitat en plein-air et 19 sites spécialisés sont connus. Lors de sauvetages urgents (avant leur destruction par des travaux d'aménagement) des prospections et des sondages archéologiques ont été effectués. Les premiers résultats mettent en évidence des connexions entre certains types céramiques et ceux des collines de Ouanary et, surtout, ceux des sites du nord-ouest de l'Ile de Cayenne.

Des travaux ethnoarchéologiques, notamment l'étude d'un village amérindien palikur moderne, récemment abandonné, ont permis de mieux comprendre les phénomènes de dispersion des vestiges et l'organisation spatiale de sites en milieu tropical.

Les aspects pédologique, géomorphologique et botanique des sites doivent être pris en compte. La collaboration de chercheurs des sciences de la terre, de l'ORSTOM et de la Direction des Mines de Cayenne, a abouti à une définition plus nette du milieu d'habitat amérindien, de ses différentes ressources, et des perturbations touchant les sites archéologiques.

Les populations amérindiennes qui ont occupé la Guyane appartiennent aux grands groupes forestiers d'Amazonie et des Guyanes, et l'archéologie guyanaise ne peut se restreindre au seul champ de vision local. Afin de situer les résultats obtenus sur une plus large échelle, une synthèse a été établie des travaux archéologiques du Brésil, du Surinam, du Guyana et du Vénézuela. Analyse bibliographique, étude de collections de musées et échanges avec les archéologues de ces pays ont apporté d'intéressants éléments de comparaison[2].

Enfin, l'ethnologie, l'ethnohistoire et la linguistique participent à l'étude de la Préhistoire. S'il est vrai que le comparatisme ethnographique, trop souvent imprudemment abordé, a créé de nombreuses confusions, une véritable interdisciplinarité s'avère précieuse et peut permettre d'aboutir à des conclusions[3]. Des traits technologiques, des cartes d'occupations et de migrations, des phénomènes socio-économiques, etc, peuvent être plus particulièrement analysés.

B - Les traces et les vestiges mobiliers

Le principal obstacle à l'étude de la Préhistoire guyanaise, et amazonienne, est posé par la spécificité du milieu naturel et la nature des vestiges laissés par les anciennes populations. Celles-ci en effet ont largement utilisé des matériaux ne résistant pas au temps dans les conditions naturelles de la forêt équatoriale

---

(2) Je remercie Betty J. Meggers, Alberta Zucchi, Aad Boomert, André Prous, Aad H. Versteeg, et Denis Williams pour les documents qu'ils m'ont fournis.

(3) Je tiens à citer Pierre Grenand pour l'aide qu'il m'a donné depuis les débuts de la recherche.

humide. Ainsi le bois, et d'autres matières végétales (palmes, lianes, graines, etc), ont été très employés par les Amérindiens et continuent de l'être. L'os, l'ivoire, l'écaille, le coquillage sont également des matières premières très prisées et qui de même se dégradent rapidement. Tous ces types de vestiges ne peuvent être retrouvés que lorsqu'ils ont pu profiter de conditions de conservation exceptionnelles, en milieu anaérobie notamment. Ainsi, des haches entières, dont l'une a été datée par ^{14}C de 410 +- 60 ans B. P. (CNRS/CEA GIF-6956), des pagaies et des casse-tête en bois dur ont été découverts par des orpailleurs dans le lit des fleuves.

1 - Les traces

Les habitations amérindiennes, généralement composées de poteaux recouverts d'un toit de palmes tressées, éventuellement de parois, ont totalement disparu et les trous de poteaux sont difficiles à retrouver en raison des perturbations animales et végétales dans le sol. Toutefois des tentatives de fouilles adaptées ont parfois été réalisées avec des résultats intéressants. Dans l'île de Saint-Eustache par exemple, le décapage sur 2 800 m^2 du site de GOLDEN ROCK a permis de découvrir le fond de trous de poteaux, la partie supérieure des traces ayant disparu dans la couche humifère (A. H. Versteeg & F. R. Effert, 1987). Le plan des cases a pu être retracé, et des données sur l'organisation spatiale ont été dégagées. De telles fouilles, quoique nécessitant d'importants investissements (notamment en logistique : déplacement de bouteur), sont envisageables en Guyane. C'est probablement par l'utilisation de telles techniques de fouilles, associées à un travail plus fin, que seront fournis les meilleurs résultats.

2 - Les vestiges mobiliers

L'empreinte de l'occupation ou du passage humains est souvent ténue, principalement constituée par les vestiges mobiliers. Ceux retrouvés jusqu'à présent dans les sites guyanais sont essentiellement la céramique et la pierre mais également, en moindre proportion, des résines, des colorants, des coquillages, des ossements et, dans les sites datant de l'époque coloniale, des artefacts européens.

a - La céramique

Les sites archéologiques du littoral de la Guyane présentent un échantillonnage de tessons de poteries - les pièces entières étant rares - parfois décorés

d'incisions, de modelés appliqués, de peintures monochromes ou polychromes. Une typologie céramique qui faisait encore défaut en Guyane, a été établie à partir des différentes caractéristiques de pâte, de forme et de décoration. Ces types locaux se rattachent aux grandes traditions céramiques qui ont traversé l'Amazonie et les Guyanes.

La phase ARISTE (B. J. Meggers & C. Evans, 1957) est présente dans les collines de Ouanary, et ses influences se font encore fortement sentir jusqu'à l'Ile de Cayenne. La tradition polychrome, représentée par la phase ARISTE et plusieurs autres phases, s'est développée dans le bas Amazone à partir de 850 ans B. P. et se poursuit près l'arrivée des Européens. Les agriculteurs sub-andins qui arrivent en Amazonie porteurs de cette tradition sont particulièrement caractérisés par des modèles de subsistance différents, fondés sur une agriculture plus intensive et un développement culturel complexe (F. Simões, dans B. J. Meggers et al, 1982).

D'autres phases, appartenant à la tradition incisée des horticulteurs de forêt tropicale, ont été reconnues en Guyane. La phase KORIABO (C. Evans & B. J. Meggers, 1960) s'est probablement diffusée en Guyane depuis le moyen Amazone en descendant les fleuves Maroni, Mana, Sinnamary et Approuague. Son absence au sud-est de l'Approuague indiquerait qu'elle ne s'est pas déplacée le long des côtes depuis l'Amazone. Les datations de son apparition au Surinam s'échelonnent entre 758 et 410 ans B. P. (A. Boomert, comm. pers, 1989).

Dans des sites proches de champs surélevés de la plaine côtière entre Cayenne et Sinnamary, des types céramiques de la phase BARBAKOEBA ont été reconnus, marquant ainsi sa limite orientale. Cette phase a été définie dans l'est du Surinam, où elle est datée de 975 ans B. P. (A. Boomert, 1977 - A. H. Versteeg, comm. pers, 1990).

Enfin, plusieurs types céramiques mineurs non rattachés à de grandes phases régionales sont reconnus en Guyane. Ils marquent l'existence de cultures développées localement.

b - La pierre

La pierre constituait un matériau relativement important de l'outillage amérindien, et l'industrie lithique amérindienne était diversifiée. L'étude réalisée à l'ORSTOM a mis en évidence trois technologies lithiques : la pierre brute ou

légèrement aménagée, par percussion ou abrasion, la pierre taillée, la pierre polie, avec ou sans pré-formage par percussion. On trouve également dans les sites des réserves de roches brutes non-utilisées.

La pierre brute est fréquente et, jusqu'à présent, le plus souvent ignorée des archéologues. Il s'agit de galets ou de dalles rocheuses choisis pour leur forme ou leur nature et utilisés en l'état. Parmi ces pièces, se distingue toute une variété d'outils et de compléments d'outils destinés à percuter, broyer ou polir : percuteurs, molettes, meules, enclumes, aiguisoirs, lissoirs, râpes, etc. Ces pièces sont parfois en partie retouchées par percussion ou aménagées par abrasion.

La pierre taillée, généralement dominante sur les sites, est représentée par des galets de quartz et de quartzite débités. Jusqu'à présent, les éclats de quartz n'étaient pas mentionnés dans les travaux archéologiques en Guyane, et il existe pratiquement pas d'étude technologique de ces outils en Amazonie. Deux chaînes opératoires, le débitage par percussion directe ou bipolaire (split fracture), ont été retracées pour le lithique taillé de la Guyane. Ce sont essentiellement des grattoirs et des racloirs, utilisés pour le travail des matières végétales et animales.

La pierre polie, bien que minoritaire dans l'échantillonnage lithique, est la mieux connue. Les ateliers de polissage, fréquents sur le littoral ou le long des cours d'eau, sont les témoins de la dernière phase de fabrication des outils. Parmi ceux-ci, les plus fréquemment retrouvés sont essentiellement des lames de haches dont la typologie est relativement diversifiée (S. Rostain & Y. Wack, 1987). Deux modes d'emmanchement, mâle et juxtaposé, ont été reconnus (S. Rostain, 1989). La hache était de fait un outil indispensable aux populations néolithiques, utilisé pour ouvrir des clairières, construire les villages, préparer les abattis ou fabriquer les pirogues.

Trop souvent négligés par la recherche archéologique en Amazonie, les vestiges lithiques peuvent apporter de précieuses indications sur la technologie, la nature du peuplement, la chronologie, les voies d'échanges, etc.

Des expérimentations de taille, de polissage, d'emmanchement et d'utilisation d'outils de pierre, ainsi que les analyses pétrographiques et les observations des traces et micro-traces d'utilisation sur les pièces, ont permis de définir de nouveaux aspects de la technologie lithique amérindienne et de mieux comprendre certains problèmes d'adaptation des Amérindiens au milieu équatorial humide, par les réponses qu'ils y apportaient.

c - Les autres vestiges

Ils sont rares et généralement trouvés en faible quantité.

Des conglomérats d'exsudations végétales (souvent *Hymenaea courbaril* L, Caesalpiniaceae) ont été remarqués. Ils étaient probablement utilisés, comme de nos jours, pour imperméabiliser les céramiques. Des amulettes étaient également parfois façonnées avec le *courbaril* (A. H. Versteeg, 1985).

Des concrétions rouges d'hématite et d'argile, ou noires, sont parfois découvertes, et certaines d'entre elles présentent des faces planes striées par un travail de râpage. La couleur rouge de ces artefacts est identique à celle qui recouvre les poteries décorées. La poudre obtenue par rapâge pouvait être utilisée comme colorant de peinture céramique, de la même façon que dans certains groupes amérindiens actuels.

Des concentrations de coquillages ont été retrouvées dans des sites en plein-air et dans des abris-sous-roche. Les familles représentées proviennent de milieu d'eau saumâtre (Melongenadae, Muricidae, Ostreidae), de milieu marin (Bursidae, Donacidae), et d'eau douce (Pomacae). Ces différents coquillages sont comestibles et ont probablement servi d'appoint alimentaire. Un coquillage percé, probablement à l'origine un élément de parure, a également été découvert dans l'Ile de Cayenne.

Les ossements ont pour l'instant rarement été retrouvés. Seules quelques grottes funéraires des collines de Ouanary, ainsi que quelques urnes trouvées isolément, ont fourni des débris d'ossements humains dont certains clairement calcinés. Trois mandibules humaines ont également été découvertes sur le site de POINTE GRAVIER (J.-F. Turenne, 1974).

Enfin, du matériel européen a été retrouvé dans certaines grottes funéraires. Ce sont des pièces métalliques et de grandes quantités de perles de verre. Dès leurs premiers contacts avec les Amérindiens, les Européens ont échangé des outils (haches, couteaux, serpes, clous, etc) et des perles de verre (les "patinostres" des chroniqueurs) contre de la nourriture et diverses fournitures (bois, plumasserie, etc). La présence de ces pièces permet une datation d'époque coloniale des sites, et confirme l'importance que les Amérindiens attachaient à ces nouveaux matériaux.

Les vestiges mobiliers sur lesquels peut essentiellement se fonder la reconstitution des anciennes cultures guyanaises sont donc principalement la céramique et la pierre. Jusqu'à présent, aucun site pré-céramique n'a été mis en évidence en Guyane, et les sites étudiés remontent au plus tôt à l'introduction de la poterie, dont les dates les plus anciennes connues sont de 4 000 à 5 000 ans B. P. sur la côte du Pará et de 3 500 ans B. P. dans l'Ile de Marajó (A. Prous, 1986 et B. J. Meggers et al, 1988). Les foyers céramiques se généralisent en Amazonie et dans les Guyanes à partir de 2 500 ans B. P.

La Guyane possède encore peu de datations archéologiques au ^{14}C : Dans l'Ile de Cayenne, une faible quantité de débris de vannerie provenant du site de POINTE GRAVIER, sur la rive gauche du Mahury, est datée des alentours de 3 000 ans B. P. (J.-F. Turenne, 1974). Des datations ont été obtenues pour des abris-sous-roche fouillés dans les collines de Ouanary. Le site de CARBET MITAN fouillé en 1989 a fourni des âges de 2 070 et 1 650 +- 190 ans B. P. (ORSTOM Bondy n° 653 & 650). Ces datations, qui seront bientôt complétées par de nouvelles, attestent de l'ancienneté de l'occupation amérindienne du littoral guyanais.

II - LES SITES D'HABITAT

Si l'étude des vestiges apporte relativement peu d'informations sur les modèles d'installation ancienne, les données de fouilles et l'observation du milieu environnant, en revanche, permettent d'en aborder plus précisément certains aspects.

Sondages et fouilles réalisés sur différents sites ont montré que la stratigraphie est souvent perturbée. Les causes en sont multiples : activité des animaux fouisseurs, perturbations créées par les racines rampantes, réoccupation humaine postérieure avec mises en culture ou constructions d'édifices. Aussi les décapages horizontaux ont-ils peu de chance de mettre en évidence un sol archéologique net. Seuls des sols virtuels d'aires de rejet ont pu, rarement, être découverts lors de fouilles dans l'Ile de Cayenne en 1989, et dans le bassin de l'Approuague en 1990. Des couches sombres de "terra preta" ou "terre noire", représentant un niveau anthropique; ont également parfois été observées dans

certains sites. De la même façon, la répartition verticale est fréquemment si bouleversée qu'elle demeure peu fiable.

Les sites archéologiques d'habitat du littoral de la Guyane occupent généralement une superficie de 10 000 à 25 000 m^2, et ils se différencient surtout par leur localisation. Une classification fondée sur le milieu d'implantation des sites d'habitat a été définie, et six modèles d'installation ont été déterminés pour le littoral guyanais : d'une part les sites en plein air localisés sur les rivages marins anciens ou actuels, sur les barres prélittorales, sur les rives fluviatiles, sur les bas-versants des collines et à leurs sommets, et d'autre part les abris-sous-roche situés à flanc de collines. Dans chacun de ces modèles d'installation, on trouve un échantillonnage de types céramiques et d'outillage lithique différenciés. La typologie élaborée pour les modèles d'habitat se voit ainsi confirmée par la distribution géographique des vestiges.

A - Les sites en plein-air

Les sites en plein-air sont largement dominants. Sur le littoral, ils sont actuellement reconnus dans cinq milieux spécifiques. Les trois derniers modèles se retrouvent également dans l'intérieur des terres.

- *Le rivage marin ancien ou actuel* constituait un lieu particulièrement intéressant pour les populations de pêcheurs. Les villages étaient installés sur les talus sableux, ou cheniers, précédant les plages (10 sites).

- *Les barres prélittorales* ont été densément occupées. Les conditions naturelles autour de ces corps sableux allongés en font des zones agricoles fertiles et des milieux de vie très sains (6 sites).

- *Les rives fluviatiles* offrent des possibilités de contrôle de l'une des voies de circulation parmi les plus utilisées. Les villages ici sont toujours localisés sur des berges hautes non inondables, rarement sur une ligne droite du fleuve mais de préférence sur les rives concaves et convexes des méandres (8 sites).

- *Le bas-versant des collines* présente une pente relativement faible jusqu'à 60 à 80 m d'altitude, avec parfois un replat à ce niveau. Cette localisation autorisait un accès rapide aux ressources tant maritimes que forestières (8 sites).

- *Le sommet plat des collines*, enfin, constituait une position dominante d'un intérêt stratégique évident, pour des populations dont les ressources provenaient probablement de la forêt plutôt que de la mer (5 sites).

Les travaux archéologiques réalisés en Guyane ne permettent pas encore de retracer l'organisation spatiale des anciens villages. De même, la différenciation des types de maisons qui s'y trouvaient originellement est difficile à établir. Les données ethnographiques et historiques distinguent les maisons communes et les maisons familiales. En Amazonie, les premières sont les plus fréquentes, avec des dimensions de 4 m de largeur sur 10 m de longueur pour les plus petites, et pouvant atteindre 150 m de longueur, de plan circulaire, rectangulaire ou elliptique, abritant de 3 à 8 familles, et disposées autour d'une place centrale, en rangées, ou éparpillées (B. J. Meggers & C. Evans, 1956). Les maisons familiales sont très diversifiées et de dimensions variables, de plan ovale, rectangulaire, circulaire, etc, construites au sol ou sur pilotis, et organisées entre elles selon de multiples plans possibles.

Des sites archéologiques constitués d'une seule maison commune n'ont pas encore été repérés sur le littoral guyanais. Les villages semblent avoir été composés de plusieurs cases, mais il n'a pas encore été possible de réellement déterminer s'il s'agissait de maisons familiales ou de maisons communes.

B - Les sites en abri-sous-roche

Les abris-sous-roche sont des cavités naturelles creusées par l'érosion dans les affleurements de la carapace ferrugineuse. L'habitat en abri-sous-roche est un modèle d'occupation tout à fait spécifique, largement représenté dans les collines de Ouanary avec treize sites connus. Ceux-ci sont en général de dimensions restreintes, ne permettant pas une occupation de plus de cinq ou six personnes.

Les fouilles complètes par niveaux stratigraphiques des abris-sous-roche ABRI MARCEL dans la Montagne Bruyère, CARBET MITAN, ABRI PATAGAIE et GROTTE MOUSTIQUE dans les Monts de l'Observatoire, ont permis de caractériser ce modèle d'habitat. En dépit des perturbations stratigraphiques et horizontales du sol, des données sur l'organisation spatiale de ces sites ont pu être collectées et interprétées. Certaines zones spécifiques de l'habitat pouvaient être en partie spécialisées pour des activités comme le débitage d'éclats de quartz, la cuisine, et pour le repos. Il apparaît également probable qu'existait une paroi végétale protectrice devant l'ouverture de certains abris-sous-roche.

C - Le choix des installations

La confrontation des données archéologiques avec les sources ethnographiques aide à comprendre en partie les raisons des choix d'emplacement de certains villages. L'aptitude d'un village à être facilement défendu semblant être dans certains cas un critère important, la localisation stratégique de sites au sommet des montagnes pourrait traduire une situation d'insécurité. Toutefois, de tels besoins de protection des villages n'ont pas nécessairement toujours existé et divers autres facteurs, d'ordre économique ou social, ont pu, comme de nos jours, déterminer l'implantation d'un village : la proximité d'une source d'eau douce, de terrains giboyeux, de terres propices aux cultures, de bois pour la construction et pour l'alimentation des feux, les conditions du sol en saison des pluies et, également, un certain éloignement des cimetières.

La prééminence d'un critère sur un autre peut être attribuée aux habitudes de certaines sociétés (groupes forestiers ou maritimes, plus ou moins belliqueux, densité de population, etc) et aux conjonctures géo-politiques particulières (période de conflit, pression démographique, etc).

III - LES SITES SPECIALISES

Les sites spécialisés fournissent un échantillonnage fragmentaire de la culture matérielle, et donc une information tronquée sur le groupe, mais ils permettent de mieux comprendre certaines activités ou techniques spécifiques, en donnant des renseignements plus précis que ceux obtenus par l'étude des sites d'habitat.

En Guyane, les sites spécialisés sont nombreux. Une classification fondée sur la fonction de ces sites a été définie, et cinq types de sites spécialisés peuvent pour l'instant être distingués : les sites funéraires, les ateliers de polissage, les collines à fossé, les pétroglyphes et les géoglyphes, les champs surélevés.

- Les *sites funéraires* archéologiques connus sont en principe localisés, hormis deux cas, en dehors des sites d'habitat. La destruction rapide des ossements empêche généralement la découverte de sépultures directes, et, seules des sépultures en urne après incinération ou après décomposition du corps sont attestées en Guyane. Neuf grottes des collines de Ouanary, utilisées comme nécropoles, ont livré des urnes funéraires et des céramiques d'offrande élaborées, attribuées à la phase ARISTE. Cette phase est estimée s'être située entre le

XIVème et le XVIIème siècle de notre ère (B. J. Meggers & C. Evans, 1957), la présence de matériel européen dans certains sites constituant un bon repère chronologique. Un échantillon de charbon de bois récolté à 50 cm de profondeur dans un sondage devant la grotte de TROU RELIQUAIRE a été daté au ^{14}C de 530 +- 60 ans B. P. (prélèvement A.G.A.E, datation Université P. & M. Curie, Paris-413). Un cimetière en plein-air, peut-être récent, est également connu près du village galibi des HATTES-YALIMAPO, à l'embouchure de la Mana, et une urne funéraire a été trouvée en forêt au SAUT MARIPA, dans le bas Oyapock. Les informations archéologiques, historiques et ethnologiques témoignent de ce que les anciens rites funéraires amérindiens étaient élaborés et faisaient souvent l'objet de soigneux et longs préparatifs.

- Les *ateliers de polissage* de la pierre sont particulièrement intéressants car les polissoirs sont les traces de la technique de fabrication d'outils trouvés sur les sites d'habitat, ceux-ci généralement installés à bonne distance des ateliers. Les polissoirs présentent quatre types morphologiques liés à leur utilisation : en cupule circulaire avec ou sans mamelon central, en coque de bateau, en amande (polissage des faces et du tranchant des outils), en fuseau (polissage des côtés) (S. Rostain & Y. Wack, 1987). La nature du support utilisé est très variable, et dépend en partie des possibilités géologiques offertes. Ce sont des rochers ou des affleurements rocheux métamorphiques (migmatites, amphibolites), cristallins (diorites, gneiss, gabbros) ou éruptifs (dolérites). Ils sont localisés sur les plages du littoral, des fleuves et des petits cours d'eau, le sable et l'eau étant ainsi disponibles à proximité, qui servaient d'abrasif et de délayant.

- Les *collines à fossé*, appelées localement "montagnes couronnées", sont des sites de plan généralement ovale ou triangulaire, pouvant mesurer de 95 à 300 m de diamètre, et entourés d'une tranchée de 2 à 15 m de largeur pour 1 à 4 m de profondeur. 17 collines à fossés sont signalées uniquement dans l'intérieur de la Guyane, mais seuls des ramassages de surface fournissant peu de céramiques, ont été réalisés dans la plupart. La fouille de la colline à fossé de PONDO-CREEK-2 au Surinam a permis la définition d'une culture PONDO-CREEK, datée de 1 180 +- 70 ans B. P. (A. H. Versteeg, 1981). Les collines à fossé peuvent avoir eu une fonction défensive ou cérémonielle. Les travaux ethnohistoriques suggérent de préférence des villages à vocation militaire (P. Grenand, 1982).

- Les *pétroglyphes* (roches gravées) et les *géoglyphes* (assemblages de pierres) - les premiers étant parfois localisés sur un site d'habitat - sont des sites dont la fonction n'est pas encore déterminée avec certitude. Onze pétroglyphes sont actuellement signalés en Guyane, dont sept sur le littoral (S. Rostain, 1987), tandis qu'un seul site à géoglyphes est connu dans l'intérieur (J. Hurault et al, 1963). 25 sites à pétroglyphes sont repérés au Surinam, 31 au Guyana, 24 dans le bassin amazonien (C. N. Dubelaar, 1985), et ces vestiges immobiliers ont fait l'objet de multiples interprétations mais, si l'hypothèse la plus souvent avancée est celle du rôle magique de l'art pariétal, de nombreux aspects demeurent obscurs. Il semble en tout état de cause que les roches gravées soient l'une des rares traces de religions préhistoriques élaborées.

- Les *champs surélevés* sont repérés en grand nombre sur la plaine côtière ancienne de l'Ile de Cayenne à Sinnamary. L'étude réalisée en collaboration par l'ORSTOM et l'IGN (1989-1990) a permis de différencier trois types d'ensembles de buttes, ce en fonction de leur forme, de leur dimension et de leur position topographique. Ces buttes auraient eu pour fonction l'aménagement et l'amélioration, à des fins agricoles, de terres de basse fertilité et sujettes à des inondations périodiques (J. P. Darch, 1983). D'après les travaux d'Anna Roosevelt dans l'est du Vénézuela, il semble probable qu'avant 1 200 B. P. au moins, le manioc amer (*Manihot utilissima* L, Poaceae) fut le tubercule principal cultivé. Dans la période suivante, le maïs (*Zea maïs* Polh, Euphorbiaceae) fut probablement davantage cultivé que le manioc (A. H. Versteeg, 1990). La plaine côtière surinamienne présente également plusieurs groupes de champs surélevés, parfois associés à des monticules d'habitat (A. Boomert, 1976). Ces sites sont rattachés aux cultures céramiques ARAUQUINOIDE, HERTENRITS et BARBAKOEBA, et auraient été occupés entre 1 700 et 700 ans B. P. (A. H. Versteeg, 1985).

Les sites spécialisés, témoins d'activités religieuses, militaires, technologiques ou agricoles commencent pour la plupart a être plus finement étudiés en Guyane. Leur présence et les premières interprétations attestent déjà de la complexité comme de la diversité des modèles d'occupation amérindiens, et des activités anciennes de ces peuples.

CONCLUSION

Le milieu équatorial humide et le mode de vie des anciennes populations de forêt tropicale conditionnent l'étude de la Préhistoire des Guyanes et d'Amazonie. L'action destructrice rapide de l'environnement sur les traces et les vestiges archéologiques aboutit à une image tronquée de la culture matérielle des anciens habitants.

L'archéologie en Guyane ne peut se limiter à la simple collecte de vestiges comme ce fut le cas jusqu'à ces dernières années, ni à une vision locale de peuples et de mouvements qui ont couvert une aire bien plus vaste.

Les travaux archéologiques ont souvent accordé une place prépondérante à la céramique, délaissant les autres vestiges plus rares et moins remarquables. Ainsi, le matériel lithique n'est pas limité aux lames de hache, mais présente toute une gamme de roches brutes, d'outils et d'éclats, qui apporte des données complémentaires à l'analyse céramique. L'étude de pièces diverses, comme par exemple les conglomérats d'exsudations végétales, les concrétions colorantes ou les coquillages, contribue également à la compréhension de différents aspects de la culture matérielle amérindienne.

La nature des vestiges implique des travaux de terrain adaptés. Pour les sites en plein-air, la méthode par décapage de grande surface, complétée par des fouilles fines de certaines zones se justifie pleinement. Si ce type de fouille peut être envisagé relativement facilement sur le littoral, des difficultés logistiques existent pour l'intérieur des terres. La fouille des habitats troglodytiques, quant à elle, est à concevoir selon des axes horizontaux et verticaux, tant à l'intérieur qu'à l'extérieur de la cavité.

Enfin, la contribution de l'ethnologie, de l'histoire, de la pédologie, de la géomorphologie, de la botanique, etc, est tout à fait aussi importante que celle des techniques de laboratoire (granulométrie, microsonde, thermoluminescence, radiocarborne, etc) pour comprendre l'évolution des sites sans limiter la recherche à l'étude des vestiges.

Les données de fouille, associées aux indications des sciences de la terre et aux documents ethnographiques, montrent pour la zone étudiée que les choix d'implantation humaine répondaient à des critères précis. Ceux-ci pouvaient être endogènes au groupe (contraintes culturelles, démographiques ou technologiques) ou exogènes (relations intertribales, environnements spécifiques). Ce tissu

de relations témoigne de la complexité des facteurs impliqués dans le choix des installations. Loin d'avoir totalement subi les exigences du milieu naturel, les Amérindiens ont occupé des espaces adaptés à leurs besoins, et témoigné d'une connaissance profonde de ce milieu.

Les modèles d'installation amérindienne préhistorique commencent à être compris, mais leur relation avec les sites spécialisés n'est pas encore toujours clairement définie. L'étude de ces derniers ouvre des perspectives de recherche plus spécifiques, dans des domaines ayant trait à la religion, aux relations inter-tribales, à la technologie et à l'agriculture. Il est désormais important d'étudier l'ensemble des sites archéologiques d'habitat et spécialisés du littoral de la Guyane dans le cadre d'une perspective globale.

OUVRAGES CITES

BOOMERT, Aad (1976) "Pre-Columbian raised fields in Coastal Surinam". **Comptes rendus du VIème CIECPPA**. Gainesville. Pages 134 à 144.

BOOMERT, Aad (1977) "Prehistorie". **Encyclopedie van Suriname**. Amsterdam, Elsevier, Brussel. Traduction A. Boomert. Pages 506 à 517.

DARCH, J. P. éd. (1983) **Drained field agriculture in Central and South America**. Proceedings of 44 International Congress of Americanists, Manchester, 1982, BAR International Serie 189, Norman Hammond general editor.

DUBELAAR, C. N. (1985) **An inventory of the petroglyphs in the Guianas and adjacents areas of Brazil and Venezuela, with a comprehensive bibliography of South American and Antillean Petroglyphs**. Monumenta Archaeologica 12, Institute of Archaeology, University of California, Los Angeles.

EVANS Clifford & MEGGERS Betty J. (1960) **Archeological investigations in British Guiana**. Smithsonian Institution, Bureau of American Ethnology, bulletin 177, Washington.

GRENAND, Pierre (1982) **Ainsi parlaient nos ancêtres. Essai d'ethnohistoire "Wayãpi".** Travaux et documents de l'ORSTOM, n° 178, ORSTOM éd, Paris.

HURAULT Jean, FRENAY Pierre et RAOUX Y. (1963) "Pétroglyphes et assemblages de pierres dans le sud-est de la Guyane française". **Journal de la Société des Américanistes.** Tome LII, Musée de l'Homme, Paris. Pages 157 à 166.

MEGGERS Betty J. & EVANS Clifford (1956) "The reconstitution of settlement pattern in the South American tropical forest". **Prehistoric settlement in the New World.** Willey, Gordon R., Viking Fund. pub. Anthrop. n° 23, Viking Fund Publications, New York. Pages 156 à 164.

MEGGERS Betty J. & EVANS Clifford (1957) **Archeological investigations at the mouth of the Amazon.** Smithsonian Institution, Bureau of American Ethnology, bulletin 167, Washington.

MEGGERS Betty J. et al. (1982) **Aspectos da Arqueologia Amazônica.** Instituto de Arqueologia Brasileira, catalogo n° 2, Rio de Janeiro.

MEGGERS Betty J., DIAS Ondemar F., MILLER Eurico Th. et PEROTA Celso (1988) "Implications of archeological distributions in Amazonia". **Proceedings of a Workshop on Neotropical Distribution Patterns.** Academia Brasileira de Ciências, W. R. Heyer et P. E. Vanzolini éds, Rio de Janeiro. Pages 275 à 294.

PROUS, André (1986) "L'archéologie au Brésil, 300 siècles d'occupation humaine". **L'Anthropologie.** Tome 90, n° 2, Paris. Pages 257 à 306.

ROSTAIN, Stéphen (1987) "Roches gravées et assemblages de pierres en Guyane française". **Equinoxe.** Revue de sciences humaines, n° 24, juillet, Centre Guyanais d'Etudes et de Recherches, Cayenne. Pages 35 à 69.

ROSTAIN, Stéphen (1989) "Approche pour une compréhension de l'emmanchement des haches d'Amazonie". Communication au **XIIIème Congrès International d'Archéologie de la Caraïbe.** Curaçao, 24-29 juillet 1989, en cours de publication.

ROSTAIN Stéphen & WACK Yves (1987) "Haches et herminettes de Guyane française". **Journal de la Société des Américanistes.** Tome LXXIII, Musée de l'Homme, Paris. Pages 107 à 138.

TURENNE, Jean-François (1974) "Le gisement de Pointe Gravier, Guyane française". **Comptes rendus du Vème CIECPPA.** Antigua, 22-28 juillet 1973, The Antigua Archaeological Society. Pages 28 à 34.

TURENNE, Jean-François (1979) "Archéologie". **Atlas des Départements d'Outre-Mer, n° 4 : la Guyane.** CEGET-CNRS / ORSTOM, Bordeaux-Talence. Planche 17. Pages 1 à 4.

VERSTEEG, Aad H. (1981) "A fortified pre-Columbian Village" **Stichting Surinaams Museum.** N° 33, mai, Zorg en Hoop/Zelandia. Pages 38 à 48.

VERSTEEG, Aad H. (1985) **The Prehistory of the Young Coastal Plain of West Suriname.** Berichten van de Rijksdienst voor het Oudheidkundig Bodemonderzoek, Jaargang 35. Pages 653 à 750.

VERSTEEG, Aad H. (1990) "Environment and man in the Young Coastal Plain of West Suriname". **Symposium international PICG 274/ORSTOM, Guide des résumés.** Centre ORSTOM de Cayenne. Pages 186 à 191.

VERSTEEG, Aad H. & EFFERT, F. R. (1987) **Golden Rock, the first indian village on St. Eustatius.** Publication of the St. Eustatius Historical Foundation, n° 1.

1 - CARTE ARCHEOLOGIQUE DU LITTORAL GUYANAIS

Le nom de code du site en trois lettres est donné avec le nom complet. Seuls des ramassages ont été effectués si aucune indication de sondages ou de fouilles n'est donnée. L'organisme ou les personnes qui ont effectué les premiers travaux et publié leurs résultats sont signalées, ainsi que l'année. A.G.A.E signifie Association Guyanaise d'Archéologie et d'Ethnographie. A.R.A signifie Atelier de Recheche Archéologique. C.E.R.A signifie Collectif d'Etudes et de Recherches Archéologiques. D.A signifie Direction des Antiquités. L'abréviation n.p. signifie qu'aucun rapport n'a été rédigé. La superficie du site est indiquée lorsqu'elle est connue, ainsi que les datations au ^{14}C réalisées.

A - SITES D'HABITAT

SITES EN PLEIN-AIR

AWA : Awala, A.R.A, 1988.
BOD : Bois Diable, ORSTOM, 1990.
CAF : Montagne Café, Y. Wack, 1988.
CAP : Caparou, Y. Wack, 1989.
CJA : Crique Jacques, sondage A.G.A.E, 1985.
CME : Crique Météreau, ORSTOM, 1988.
COS : Coswine, A. Cornette, 1986.
COU : Couachi, A.R.A, 1987.
GNI : Grand Nicolas, A.G.A.E, 1979.
GVI : Grand Village, A.R.A, 1987.
KAM : Kamuyune, ORSTOM, 1990.
LAR : Larivot, A.G.A.E, 1987.
LEO : Léonard, ORSTOM, 1990.
LHA : Les Hattes-Yalimapo, A.R.A, 1988.
PAA : Paramana, ORSTOM, 1990, n.p.
PSL : Pointe Saint Louis, ORSTOM, 1989.
RMA : Route de Mana, C.E.R.A/D.A, 1989, n.p.
RMO : Rivière de Montsinéry, A.R.A, 1988.
SAG : Sainte-Agathe, Y. Wack, 1988.
SAR : Saramaka, ORSTOM, 1989, n.p.
SIN : Sinnamary, A.R.A, 1988
TCH : Terrain Charles, A.R.A, 1988

ILE DE CAYENNE

ADA : Adami, A.G.A.E, 1986.
ALM : Almaric, D.A, 1990, n.p.
CAB : Cabassou, Y. Wack, 1987, n.p.
CGR : Chemin Grant, A.R.A 1988, n.p.
CCR : Cric-Crac, ORSTOM, 1988.
DRE : Digue Régis, A.G.A.E, 1985, n.p.
GLY : Glycérias, A.R.A, 1988 + Sondage ORSTOM, 1989.
MCA : Mini-Circuit Automobile, A.G.A.E, 1984 & 1986, n.p + A.R.A, 1988 + Sondages ORSTOM, 1988.
MLC : Mont la Calotte, A.G.A.E, 1986, n.p.

MON : Montravel, S. Rostain, 1987.
MRE : Montagne de Rémire, A.G.A.E, 1986, n.p.
PAS : Pascaud, sondages G. Lefèbvre, 1973 + Sondages S. Rostain, 1987 + Sondages ORSTOM, 1989. 80 000 m^2.
PGR : Pointe Gravier, D.A, 1972. 3 000 ans B. P. + Y. Wack, 1990.
REM : Rémire, P. Huard, 1986, n.p.
RMB : Route de Montabo, sondage ORSTOM, 1989.
ROR : Rorota, D. Roy, 1978
THE : Thémire, sondages ORSTOM 1989. 7 000 m^2 + Sondages D.A/ORSTOM, 1990, n.p.
VCH : Vieux Chemin, A. Cornette, 1987, n.p.
VID : Chemin de Vidal, D.A, 1990, n.p.

COLLINES DE OUANARY

BMA : Bassin Maïpouri, A.G.A.E, 1979, n.p. + ORSTOM, 1990.
MAN : Manioc, sondages ORSTOM, 1988 & 1989. 15 000 m^2.
MBO : Montagne Boulet, A.G.A.E, 1979, n.p.
PAT : Patagaïe, sondages ORSTOM, 1989 & 1990, 24 000 m^2.

ABRIS-SOUS-ROCHE DES COLLINES DE OUANARY

AMA : Abri Marcel, fouilles complètes ORSTOM, 1988, 30 m^2.
APA : Abri Patagaïe, fouilles complètes ORSTOM, 1990, 16 m^2.
CAA : Carapa, sondages ORSTOM, 1988.
CRP : Carapa II, ORSTOM, 1988, 38 m^2.
CMI Carbet Mitan, fouilles complètes ORSTOM, 1989, 21 m^2. 2 070 & 1 650 ans B. P.
COM : Trou Comou, ORSTOM, 1988, 9 m^2.
CSE : Complexe Sébéloué, sondages ORSTOM, 1988.
GAS : Grotte Gaston, ORSTOM, 1989, 78 m^2.
GRA : Gravier, ORSTOM, 1989, 35 m^2.
MOU : Grotte Moustique, fouilles complètes ORSTOM, 1990, 3,5 m^2.
TKA : Trou Kalina, A.G.A.E, 1985, 5 m^2.
TPA : Trou Pac, ORSTOM, 1988, 12 m^2.
TTI : Trou Tigre, ORSTOM, 1988.

B - SITES SPECIALISES

SITES FUNERAIRES

LHA : Les Hattes-Yalimapo, A.R.A, 1987.

COLLINES DE OUANARY

CAR : Caripo, A.G.A.E, 1980, n.p.
ENF : Enfer, fouilles complètes ORSTOM, 1990, 22 m^2.
GMO : Gros Montagne, D. Roy, 1977.
JIN : Jarre Indien, H. Petitjean Roget, 1976.

TAG : Trou A.G.A.E, A.G.A.E, 1979 + Fouilles ORSTOM, 1990, 16 m^2.
TBI : Trou Biche, A.G.A.E, 1980, 55 m^2.
TCB : Trou Coq de Roche Bruyère, A.G.A.E, 1985.
TCO : Trou Coq de Roche Observatoire, H. Petitjean Roget, 1976.
TRE : Trou Reliquaire, A.G.A.E, 1982, sondages 1985. 530 ans B. P. + Sondages ORSTOM, 1988 & 1990.

ATELIERS DE POLISSOIRS

c = cupule ; cc = cupule à mamelon central ; f = fuseau.

16 - Ile Royale : H. & P. Reichlen, 1946.
2 c/2 cc/18 f, ORSTOM, 1989.
17 - Roche de Kourou : E. Abonnenc, 1952.
18 - Organabo : 2 c/2 f, E. Abonnenc, 1952.
19 - Grosse Roche : E. Abonnenc, 1952.

ILE DE CAYENNE

1 - Préfecture : 11 c/47 cc/2 f, A.G.A.E, 1985.
2 - Pointe Saint-Joseph : 5 c/2 cc, A.G.A.E, 1985.
3 - Pointe des Amandiers : 10 c/17 cc/1 f, E. Abonnenc, 1952. A.G.A.E, 1985.
4 - Pointe Buzaré : 4 c/6 cc, A.G.A.E, 1985.
5 - Montjoyeux : 41 c/128 cc/51 f, A.G.A.E, 1985.
6 - Zéphir : 14 c/21 cc/7 f, A.G.A.E, 1985.
7 - Bourda : 15 c/12 cc/3 f, A.G.A.E, 1985.
8 - Pointe Montravel : 12 c/16 cc, A.G.A.E, 1985.
9 - La Fontaine : 29 c/63 cc/12 f, A.G.A.E, 1985 + S. Rostain 1987.
10 - Montravel : 10 c, S. Rostain, 1987.
11 - Roche Piaïe : 98 c/66 cc/24 f, A.G.A.E, 1985.
12 - Anse de Rémire, ORSTOM, 1990.
13 - Glennie : 48 c/79 cc/14 f, E. Abonnenc, 1952 + A.G.A.E, 1985.
14 - Diamand : 5 c/7 cc, A.G.A.E, 1985.
15 - Pointe du Mahury : E. Abonnenc, 1952.

PETROGLYPHES

MAL : Malmanoury, E. Abonnenc, 1952.
KOU : Kourou, E. Le Moult, 1955.
FAV : Montagne Favard, E. Abonnenc, 1952.
ARG : Montagne d'Argent, F. Hartt, 1871.

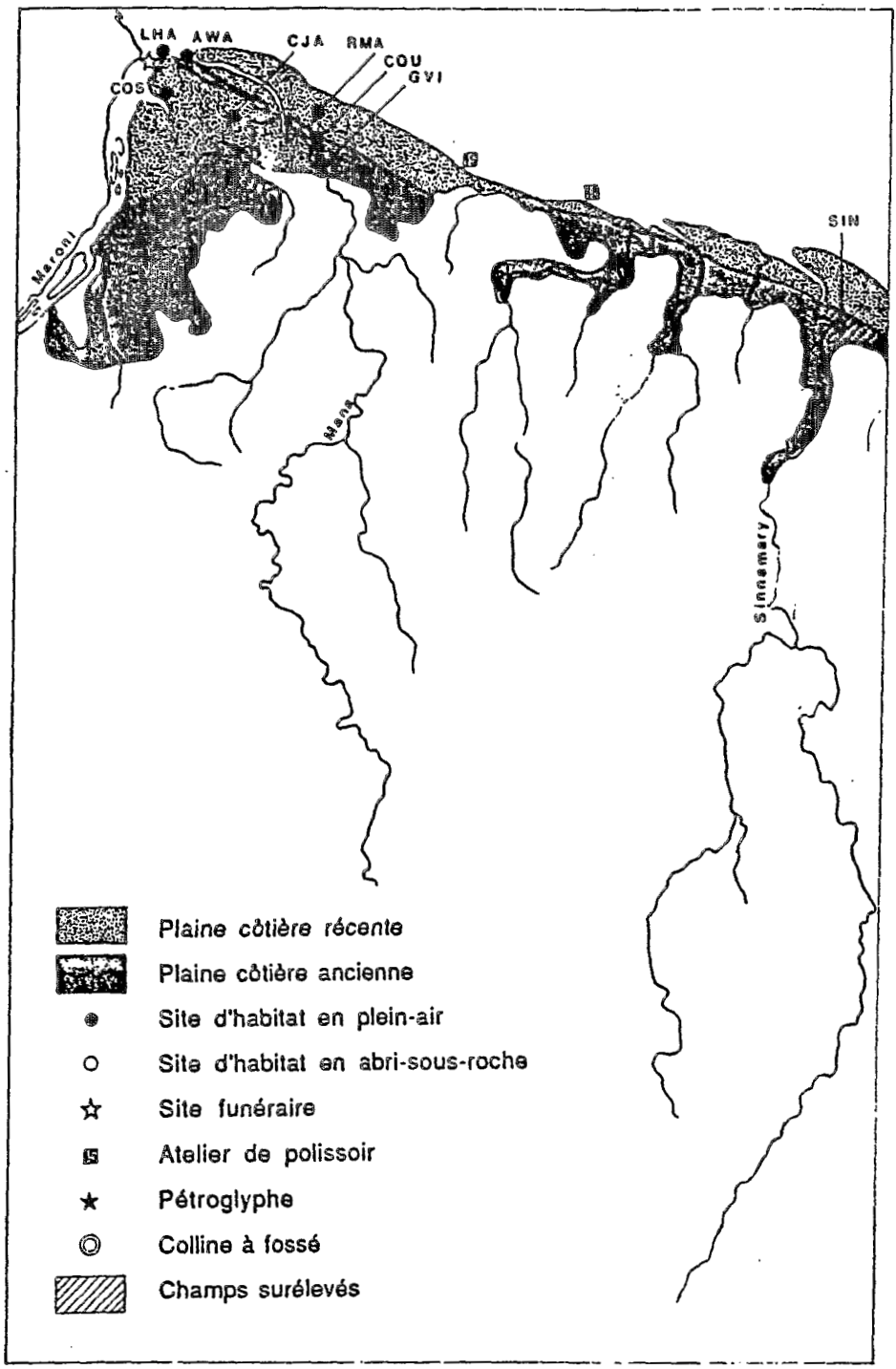
Site de PASCAUD dans l'Ile de Cayenne :
Crique Pavé : F. Geay, 1905.
Serpent de Pascaud : F. Geay, 1905.
Roche Palulu : A. Cornette, 1988.
Figures sommaires : M. Boyé, 1974 + R. Deman, 1974 + ORSTOM, 1989.

CHAMPS SURELEVES

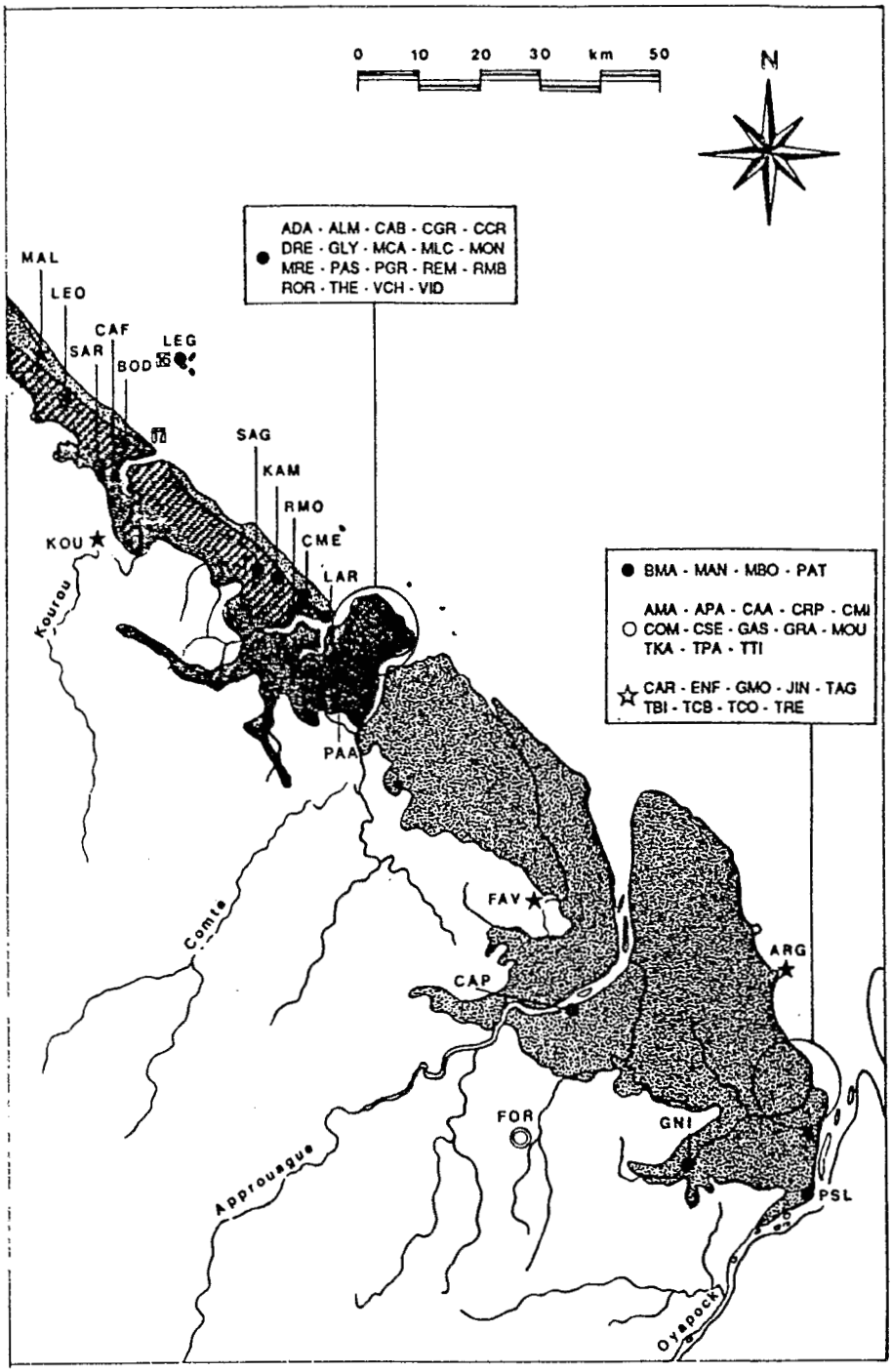
Ile de Cayenne-Sinnamary : ORSTOM & I.G.N, 1989-1990.

COLLINE A FOSSE

FOR : Fortunat-Capiri, Y. Wack, 1988.



1 - CARTE ARCHÉOLOGIQUE DU LITTORAL GUYANAIS OUEST
(S. Rostain, 1990, fond de carte repris de l'Atlas de la Guyane, 1979).

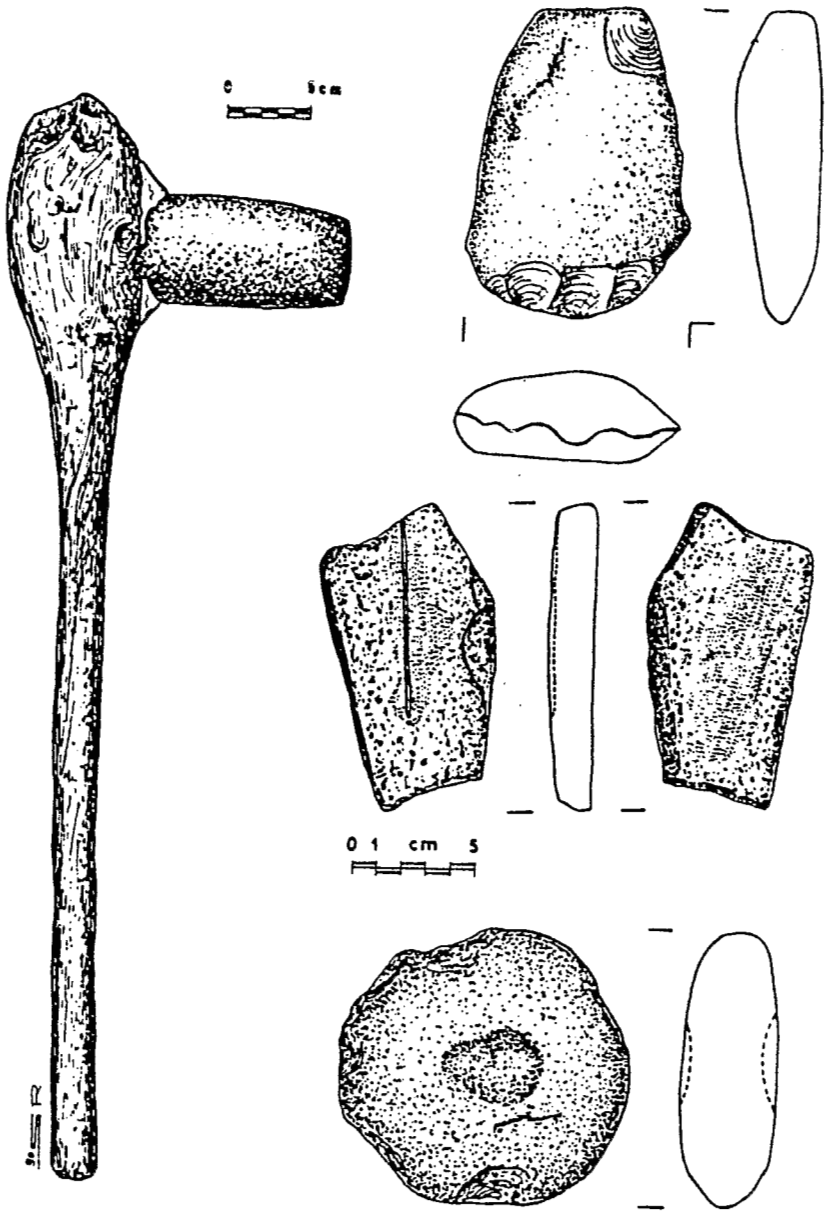


1 - CARTE ARCHÉOLOGIQUE DU LITTORAL GUYANAIS EST
(S. Rostain, 1990, fond de carte repris de l'Atlas de la Guyane, 1979)



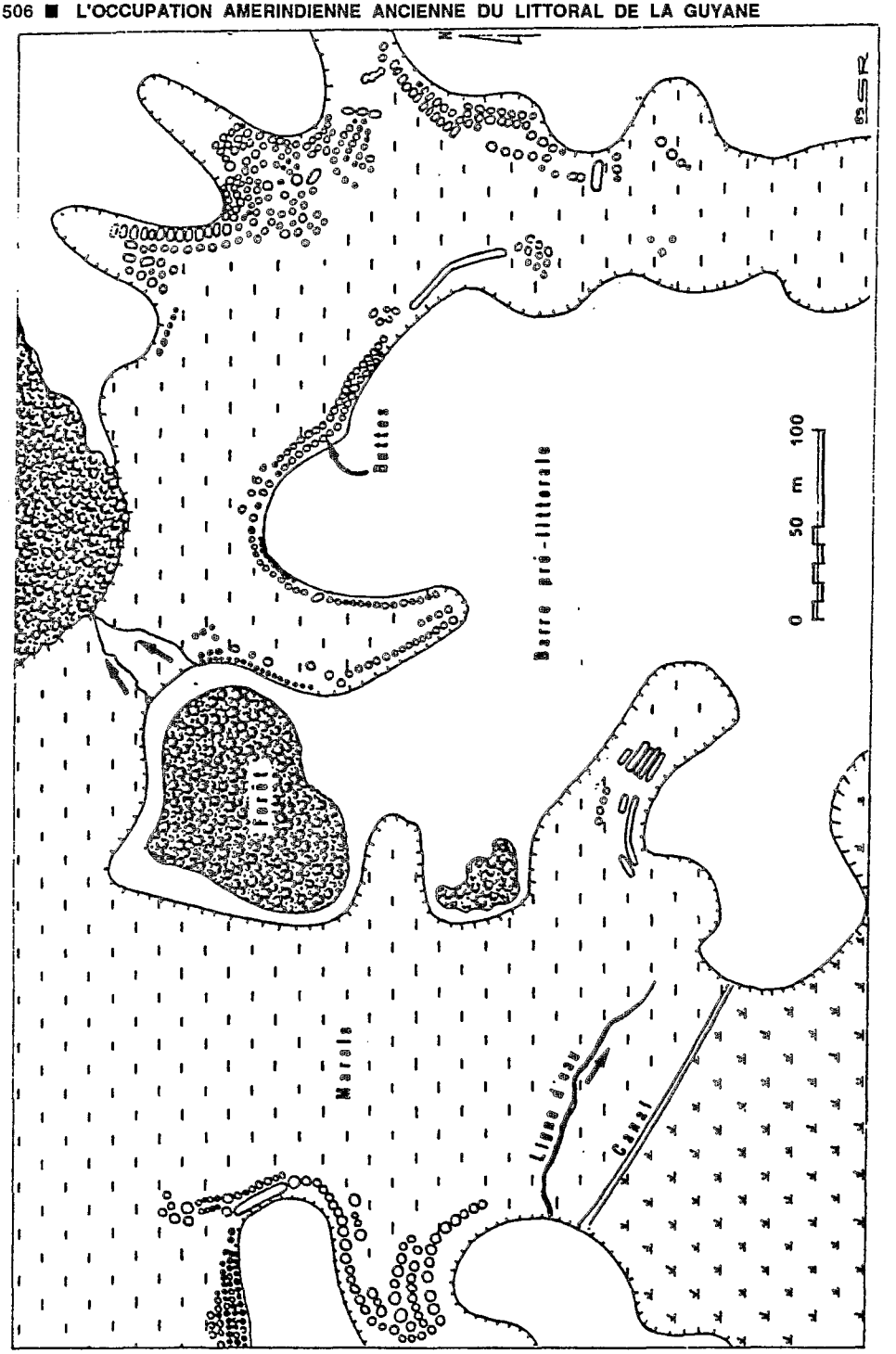
2 - URNE FUNÉRAIRE

Jarre munie de son couvercle provenant de la grotte funéraire de Trou Biche dans la Montagne Bruyère (coll° A.G.A.E). Décor à motifs élaborés peints en gris rougeâtre sombre et en rouge sur fond blanc, et à modelés anthropomorphes appliqués. Deux autres urnes, dont l'une très similaire à celle-ci, étaient également posées sur le sol de la grotte. Type céramique Enfer Polychrome, comparable au type Serra peint de la phase Aristé (XIVème-XVIIème siècles). L'encolure hachurée et les diverses ponctuations sont rouges. Les lignes sont rouges ou grises, non distinguées dans le dessin. La partie gauche du couvercle représente le décor intérieur.



3 - OUTILS LITHIQUES

1 - Hache à emmanchement mâle, découverte à Saut Mapaou dans le bas Approuague, avec un manche en duroïa (Rubiacée) et une lame en tuf andésitique vert (coll° A.G.A.E), datée de 410 ans B. P. (GIF 6956). 2 - Ebauche de lame simple de hache, retouchée par percussion directe, en amphibolite, provenant de Abri Marcel (ORSTOM, 1988). 3 - Percuteur-enclume double de débitage de quartz, en schiste vert, provenant de Abri Marcel (ORSTOM, 1988). 4 - Aiguisoir double, en grès feldspathique, provenant de Abri Marcel (ORSTOM, 1988)



4 - CHAMPS SURÉLEVÉS AMÉRINDIENS
Vestiges d'aménagements du sol de l'ensemble K-XV, localisé au nord de la Montagne des Pères, à partir de la photographie aérienne I.G.N. 003.100/70

MORPHOLOGIE DES FONDS DE L'ESTUAIRE DE GUAMÁ- BELÉM (BRÉSIL)

Odete Fatima Machado da SILVEIRA [1]
Luis Ercilio do Carmo FARIA JR [1]

Résumé

L'estuaire du Guajará, dans la ville de Belém, a fait l'objet d'études hydrodynamiques, physiques, chimiques et sédimentologiques. L'analyse bathymétrique et sonographique (sonar latéral) des fonds estuariens a été faite dans le but d'intégrer ces nouvelles données aux études hydrodynamiques et de mieux évaluer l'influence des courants superficiels et de fond dans la morphologie de l'estuaire (fonds, bancs de sable, chenaux et les rives estuariennes).

L'identification des mécanismes des courants a fourni la base nécessaire pour l'établissement d'un document sur les variations hydrodynamiques locales et pour la comparaison avec d'autres milieux sédimentaires actifs. L'établissement d'un modèle morphologique est cependant difficile car la région du port de Belém, située sur la rive droite de l'estuaire, est soumise fréquemment a des dragages. Mais cet impératif démontre, par ailleurs, la forte action des courants dans le transport des sédiments estuariens.

ABSTRACT

The Guajara Estuary, located around the Belém city, has been studied in the recent years in its hydrodynamic, physical and chemical aspects. The qualitative and quantitative distribution of its sediments has been investigated as well. In this work, the analysis of echosounders and sonographic profiles in association with tidal current recorders should point out new and important data about the relations between the hidrodynamical parameters, sedimentation and morphology of the Guamá-Guajará System. The analyses of Side Scan Sonar records disclosed a wide range of bottom morphological features: sand wave fields, current lineations as well as sedimentary furrows. The furrows were developed in the muddy facies, and show bifurcations in one or two directions in response to alternating currents. The sandy facies were morphologically characterized by sand wave fields and currents lineations. The first one are approximately 400 m long and 185 m wide. The current lineations are predominantly NE-SW and have a sharp definition principally near the boarder of the sand wave field and in the sandy facies of the Guamá River. Megarriples are present in the lateral lee side and in the smooth surfaces between couples of sand waves crests suggesting secondary fluxes development.

Mots clés : Estuaire du Guajará, Brésil, morphologie des fonds, sonographie.

Key-Words: Guajará Estuary, Brasil, bottom morphology, sonography.

---

(1) UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ (PROMAR/DGL/CG) - BELÉM

INTRODUCTION

L'estuaire de Guajará est localisé à la confluence des fleuves Guamá et Guajará-Açú, à 120 km de l'Océan Atlantique. Au cours des dernières années, cet estuaire a fait l'objet d'études hydrodynamiques, physiques, chimiques et sédimentologiques (PINHEIRO, 1987; PINHEIRO ET FARIA JR., 1987; BERNARDI et al., 1988) (fig. 1).

L'analyse bathymétrique et sonographique (sonar latéral) des fonds estuariens a été faite dans le but d'intégrer ces nouvelles données aux études hydrodynamiques et de mieux évaluer l'influence des courants superficiels et de fond dans la morphologie de l'estuaire (fonds, bancs de sable, chenaux et les rives estuariennes).

L'identification des mécanismes des courants a fourni la base nécessaire pour l'établissement d'un document sur les variations hydrodynamiques locales et pour la comparaison avec d'autres milieux sédimentaires actifs. L'établissement d'un modèle morphologique est cependant difficile car la région du port de Belém, située sur la rive droite de l'estuaire, est soumise fréquemment à des dragages. Mais cet impératif démontre, par ailleurs, la forte action des courants dans le transport des sédiments estuariens.

I - DISTRIBUTION ET IRREGULARITE DES COURANTS DANS L'ESTUAIRE

D'une manière générale les courants de surface du fleuve Guamá atteignent des valeurs maximales absolues pendant la marée haute (180 cm/sec) alors qu'à marée basse ces valeurs sont moindres (150 cm/sec)[2].

Sur le terrain, une certaine irrégularité à été observée dans la direction des courants de marée, les valeurs maximales se situant dans le chenal le plus profond de la rive gauche. Cette irrégularité s'accentue pendant les marées de quadrature[3]: les courbes des variations des vitesses révèlent des fortes oscilla-

---

(2) Rappelons que les marées basses ont une durée moyenne de plus de 8 heures, alors que les marées hautes ne dépassent pas 5 heures.

(3) Aussi bien pendant les marées hautes qu'au cours des marées basses.

tions au début de la marée haute (BERNARDI et al., 1988) et un décalage d'environ une heure entre les courants descendants et les courants montants (PINHEIRO 1987).

Les irrégularités se produisent simultanément entre la surface et le fond et en fonction des marées : on enregistre des valeurs maximales absolues en surface (40 cm/sec) et en marée haute. A 1 m. de profondeur - et en marée basse - cette valeur diminue (Bernardi et al, 1988) et atteint une vitesse de 40 cm/sec à 2 m de profondeur.

1. Sections courantométriques et sous-zones

Le décalage de l'inversion des courants dans le *chenal principal du fleuve Guamá,* proche de son embouchure, après l'étale de la marée est de 10 à 15 min, surtout en sygyzie[4] (PINHEIRO, 1987). L'analyse des relations entre les étales de la marée et les inversions de courants sur la rive du fleuve Guamá (BERNARDI et al, 1988) montre un décalage de presque 40 min pour la marée montante et de 2 heures pour la marée basse.La comparaison entre la zone du chenal principal et les berges démontre que le frottement s'accentue durant la marée basse en relation avec ce qui se passe dans le canal principal.

Dans la *section S5* (fig. 2) du fleuve Guamá, pendant les marées de syzygie il y a une claire prédominance, à 1 m de profondeur, des courants de marée basse, alors que dans les marées de quadrature, l'alternance entre les courants montants et descendants est très nette.

Dans la *région portuaire de Belém,* située au long de la rive droite de la baie de Guajará, le jusant de la confluence des fleuves Guamá et Guajará-Açú est protégé des forts courants montants et descendants, ce qui est à l'origine d'une accumulation sédimentaire importante et constante (INPH, 1980/82; PORTOBRAS , 1980).

2. Vitesses maximales et minimales

Les variations de la marée et de la décharge de l'eau douce renforcent la circulation des eaux montantes sur la rive gauche du Guajará-Açu, approfondissent les fonds et provoquant l'érosion du littoral nord de l'île das Onças.

---

(4) Vives-eaux.

En ce qui concerne les vitesses maximales moyennes (PINHEIRO, 1987):

* elles sont fortes pendant les marées hautes de syzygie, à 1 m de profondeur;

* elles sont plus faibles lors des marées basses de quadrature, à la même profondeur.

En ce qui concerne les vitesses maximales absolues elles se produisent :

* dans le cas de la section 1 (fig.2), pendant la marée descendante de syzygie (174 cm/sec);

* dans la section 2, durant las marée hautes (210 cm/sec), (section S2).

Pendant les marées de syzygie, les courants atteignent des vitesses maximales de l'ordre de 3 h après l'étale de la basse mer et 3 h 30 minutes après l'étale de la haute mer, alors que pour les marées de quadrature les courants atteignent des vitesses maximales approximativement 4 heures après l'étale de la haute mer et 5 heures après l'étale de la basse mer.

C'est également pendant les vives-eaux que les vitesses maximales de la marée montante sont observées tout d'abord dans les chenaux de Meio de Pôrto et dans le chenal de l'Ile das Onças (respectivement 2 h, 3 h et 4 h après la marée basse. Pinheiro, 1987). Dans le chenal de Pôrto, par contre, les fluxs de la marée basse atteignent des vitesses maximales dans la section S1 seulement après 30 à 40 minutes..

Dans la section S2, les courants de marée basse sont presque synchrones dans les chenaux do Pôrto et de l'Ile das Onças.Les plus grandes vitesses dans la section S1 (fig. 2) se produisent dans le chenal de l'Ile das Onças, 3 heures après la marée haute, alors que dans les chenaux do Pôrto et do Meio, les maximums ont lieu respectivement 3 h 30 minutes et 4 h 30 minutes après la basse marée.

Enfin, les types des marées sont à l'origine des modifications dans les vitesses des courants de fond. Les vitesses maximales à 1 m du fond ont lieu pendant les vives-eaux, alors qu'à la même profondeur, elles chutent au cours des basses marées de quadrature. Les vitesses maximales des courants de fond atteignent 172 cm/sec au point 5 de la section S2 et 162 cm/sec au niveau du point 7 de la section S1 pendant les grandes marées. Ceci montre un comportement similaire à ceux des courants de surface, malgré un décalage d'environ 2 h 30 minutes par rapport à ceux-ci.

II - L'ANALYSE BATHYMETRIQUE

Les modifications de la morphologie estuarienne sont connues depuis 1843, grâce à des documents de l'époque. Au début du siècle, la construction du port de Belém (1906) a été l'occasion d'obtenir d'autres données sur les fonds estuariens. L'ensemble de ces observations a été comparée, dans les années 80, aux résultats obtenus par PORTOBRAS (1980) et PINHEIRO (1987). Il apparaît que des chenaux autrefois profonds et étendus ont disparu et que de nouvelles zones d'accumulation de sédiments ont été formées.

Quatre provinces morphologiques principales existent à présent dans l'estuaire de Guajará (PINHEIRO, 1987), à savoir: (1) Le haut fond de la baie; (2) le chenal de l'île das Onças; (3) la barre do Guajará-Açú; (4) la basse vallée du fleuve Guamá (fig.3).

1- Le haut fond de la baie

Le haut fond de la baie, formé par des bancs et de chenaux peu profonds (<10 m) comprend la bordure Est de la baie de Guajará dans le fleuve Guamá (PINHEIRO,1987).

Trois bancs majeurs caractérisent la morphologie : Sul da Cidade, Meio et Cidade.

* Le premier suit le littoral sud de Belém, à partir de l'embouchure du fleuve Guamá jusqu'au début de la baie de Guajará (fig.4). Ce banc s'est développé vers l'Ouest, simultanément à la migration du chenal de l'île das Onças dans la même direction. Un chenal intermédiaire, de faible profondeur,orienté E-W, est à l'origine de l'individualisation de la portion sud du banc Sul da Cidade, déplacée vers la rive droite du fleuve Guamá (fig.6).

Il est très vraisemblable que l'origine et les modifications subies par ce banc soient liées à des modifications d'énergie des courants des marées hautes (PINHEIRO, 1986). En effet, leurs vitesses moyennes (en syzygie et en quadrature) sont supérieures à celles des marées basses. Par contre, la durée des courants descendants est plus longue que celles des marées montantes, et cela à n'importe quelle profondeur. Ainsi, quand les courants de la marée haute rencontrent ceux de la marée basse en provenance du fleuve Guamá, il se produit - sur la rive droite du fleuve - une résultante nord et nord-est. L'énergie dégagée est suffi-

sante pour provoquer l'érosion des sédiments sableux du fond et pour maintenir le chenal intermédiaire du banc (fig.04).

*Les bancs do Meio et da Cidade sont peu individualisés et peu profonds (< 1.5 m de profondeur), séparés par le chenal do Meio qui , après suivre le littoral de l'île das Onças, était dévié vers le centre de la baie (SANTOS, 1982). Actuellement, ce canal s'exhausse lentement sous l'action d'une accumulation sableuse.

2- Le chenal de l'île das Onças

C'est la principale partie de la baie de Guajará dont la largeur est de 1 km et les profondeurs varient de 10 a 17 m.

Le chenal de l'île das Onças se situe dans le prolongement du thalweg du fleuve Guamá.Il est actuellement en phase de déplacement vers le littoral de l'île voisine produisant un double chenal a partir de l'embouchure du fleuve Guamá (fig. 5). Le chenal principal correspond a celui de l'île das Onças, et son déplacement est à l'origine de l'érosion du littoral est de l'île.

La dépression de la Pointe de Pôrto-Alegre - avec 23 m de profondeur - est la plus importante de la baie et responsable de la configuration du chenal de l'île das Onças (fig.6) : le chenal, qui se développe vers l'ouest, diminue graduellement de profondeur vers le nord.

Le chenal do Meio (chenal Secondaire) est, au contraire, en exhaussement entre le banc da Cidade et le banc do Meio.

3- La barre du Guajará-Açú

A la confluence des fleuves Guamá et Guajará-Açú, s'est développée une barre sableuse (<5 m de profondeur), attaquée par les courants. Ceux-ci sont à l'origine du l'approfondissement et de la migration du chenal (fig.7).

4- La basse vallée du fleuve Guamá

Le fleuve Guamá est le principal affluent du fleuve Pará, et baigne la partie sud de la ville de Belém.

La basse vallée du Guamá s'individualise par rapport aux autres sous-zones : pas d'affluents importants et présence de deux chenaux principaux qui régissent

sa dynamique estuarienne exclusivement en marée basse. Il y a plus de 2 heures d'intervalle entre les courants descendants et montants. Cette différence, ainsi que le régime des vents, sont à l'origine d'un flux très turbulent. Celui-ci provoque l'érosion dans certains secteurs et une accumulation dans d'autres, avec des changements rapides de faciès sédimentaires.

Les ondulations du fond sont associées à des turbulences dont l'axe se situe presque horizontalement, pendant que les courbures des chenaux et les changement de direction du flux donnent origine à des turbulences avec un axe presque vertical (ALLEN, 1966).La carte bathymétrique de la sous-zone 01 (fig.07) montre que dans cette région, le fleuve Guamá possède 2 chenaux séparés par des dépressions, dont la plus importante se trouve à l'embouchure (dépression de Pôrto-Alegre).

Les chenaux du bas-Guamá, situés à la proximité des rives, provoquent leur érosion comme, par exemple, au voisinage du Campus Universitaire de l'UFPA (figs. 11, 12 et 13). Dans ce secteur, l'interaction des courants de marée basse de la crique Tucunduba avec les courants de marée haute du fleuve Guamá crée un régime tourbillonnaire qui accentue le recul des rives.

Au-delà de ces processus spécifiques, liés aux courants et à la disposition du réseau de la basse vallée du Guamá, la solifluxion tropicale contribue également à la destruction des rives.

III - MORPHOLOGIE ET SEDIMENTOLOGIE DANS L'ESTUAIRE DU FLEUVE GUAJARÁ-AÇU

Dans les fonds de l'estuaire du Guajará, s'observent des sillons ("furrows") et des dunes hydrauliques ("sand waves"), formes qui sont en relation avec les faciès boueux et sableux définis par PINHEIRO (1987)(fig.10).

1. Les fonds boueux

Les fonds du fleuve Guamá sont couverts par des boues limoneuses (> de 75% de limon) notamment à la proximité de l'embouchure de la crique Tucunduba, dans le Furo da Paciência et sur la rive droite de la baie de Guajará. Des sédiments mixtes (sables, vases) apparaissent ponctuellement (en face du Iate Clube du Pará et à l'extrême ouest de l'île do Cumbú).Les sédiments fins

sont exposés le long des rives estuariennes pendant les marées basses, sous forme des plages boueuses (fig.11).

La forme la plus significative de ces fonds sont des sillons longitudinaux, constitués par des sédiments fins compactés [5].

Dans l'estuaire de Guajará, les sillons se distribuent longitudinalement à l'axe le plus long des chenaux. Parfois les sillons s'unissent pour former un seul, orienté selon la direction prédominante du courant.; parfois ils se rejoignent pour ensuite se séparer dans des directions opposées. Quoi qu'il soit la morphologie de détail, la genèse des sillons est liée aux courants des marées qui circulent alternativement dans deux directions (fig.12 et 13).

L'interprétation des registres sonographiques et de l'hydrodynamique de cette zone montre que les directions prédominantes de ces courants se situent entre : **-240 et 270 Az** pendant les marées basses de quadrature et à 1 m du fond, et à **- 210 et 240 Az** pendant les marées basses de sygyzie et à la même profondeur.

La bifurcation des sillons résulte vraisemblablement de l'interaction de ces courants avec les courants opposés aux marées hautes (tant de quadrature que des vives-eaux). L'interprétation s'appuie aussi sur le fait que la distribution des courants de surface présente, dans la même zone, des directions préférentielles entre 240 et 270 Az, pendant les marées basses des vives-eaux et entre 90 et 120 Az au cours des marées basses de quadrature.Les vitesses des courants diminuent vers le fond, en raison de l'absence d'autres agents extrêmes comme le vent.

La jonction des chenaux résulte de l'alternance de l'action des courants (fig.12). Le caractère érosif se traduit par des formes anguleuses, similaires à des dents de scie, enregistrés par sonographie.

2. Les fonds sableux

Les sédiments sableux et sablo-limoneux occupent près de 75% des fonds estuariens. Les sables forment les bancs et comblent en partie les principaux chenaux; les sables-limoneux sont dispersés dans l'axe central du rio Guamá et de la baie de Guajará (fig.10).

---

(5) Ces sillons peuvent se développer dans n'importe quel type de sédiment, à condition que les vitesses des courants estuariens, responsables de leur formation, dépassent 0,5 m/s (FLOOD, 1983)

Le chenal de l'île das Onças est parcouru par les marées basses de quadrature et de sygyzie (PORTOBRAS, 1980). Dans le chenal - profond de 19 m - les vitesses de courants augmentent et décroissent en peu de temps. La durée des courants des marées basses, plus longue, dépasse 2 heures, celle des marées hautes.

Les registres sonographiques révèlent des dunes hydrauliques elliptiques, avec une extension de près de 400 m et une largeur de 185 m. Ces dunes présentent des longueurs d'onde moyennes de 90 m et sont inclinées vers l'embouchure du fleuve, ce qui confirme que leur développement résulte notamment des courants des marées descendantes et de la circulation fluviale.

Des différences sont relevées dans les crêtes, rectilignes ou sinueuses (fig. 14). Leur hauteur moyenne se situe entre 0,65 et 1,35 m et on observe des mégarides qui se développent latéralement en crêtes principales, dans les parties lisses entre les dunes Ces formes résultent des fluxs secondaires, obliques à la direction du courant principal. Dans la zone de dunes, on trouve également des linéaments de courant[6] avec des directions NE-SW (fig.15).

CONCLUSION

Dans la zone étudiée les processus hydrodynamiques en général et les courants en particulier sont les principaux agents modificateurs de la morphologie des fonds et des structures sédimentaires en sont associées.

Dans l'estuaire du fleuve Guamá les sillons caractéristiques des zones argileuses apparaissent dans les axes les plus long des chenaux. La bifurcation des sillons révèle l'interaction des courants fluviaux et des courants des marées (cycle de la marée semi-diurne).

Les formes des fonds sableux sont directement liées aux zones profondes du chenal de l'île das Onças où les "sand waves" ont les flancs au vent orientés vers l'embouchure du fleuve. C'est dire que ces flancs dérivent surtout des courants de marée basse et secondairement du flux fluvial.

L'activité hydrodynamique dans l'estuaire du Guajará-Açu est intense. L'intérêt de l'emploie du "Side Scan Sonar " à des fins scientifiques (étude des modifi-

(6) Il est important de souligner que le terme de "linéament de courant" a un sens plus descriptif que génétique.

cations des fonds estuariens) et/ou pratiques (détection d'épaves de bateaux, présence de câbles télégraphiques, qui peuvent causer de sérieux problèmes pour la navigation dans la région) n'est plus à démontrer.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

ALLEN, JLR 1966 - On Bed Forms and Paleocurrents Sedimentology, 6: 153-190

BERNADI, W. ; PINHEIRO, R. V. L. & COSTA JUNIOR, P.S. 1988- Analise correntométrica do Rio Guamá próximo a desembocadura do Igarapé Tucunduba. In Anais do XXXV Congr. Bras. de Geol., Belém, Soc. Bras. Geol., p. 528-533.

FLOOD, R.D. 1983- Classification of sedimentary furrows and a model for furrow initiation and evolution. Geol. Soc.. Am Bull., 94 :630-639.

MACHADO, I. H. & COSTA JR, P. S. 1986 - Análise batimétrica do Rio Guamá nas imediações do Campus Universitário. TCC. Belém, UFPA. 48p.

PINHEIRO, R. V. L. 1987 - Estudo Hidrodinâmico e Sedimentológico do Estuário Guajará Belém. 152p. (Tese de Mestrado -UFPA).

PINHEIRO, R. V. L.; FARIA JR, L.E.C 1987 - Processos Sedimentares Recentes no Estuário Guajará Belém. Anais do 1° Cong. ABEQUA. V.1: 119-132. Porto Alegre.

PORTOBRAS 1980 - Porto de Belém - Transporte de Material Solido em Suspensão na Baia de Guajará. Rel. INPH.147/80. Rio de Janeiro, 170p.

PORTOBRAS 1980 - Medições de Corrente e Material em Suspensão Junto ao Porto de Belém. Rel INPH 80/82, código Belém 740/01. Rio do Janeiro, 162p.

SANTOS, J.A. 1982 - Porto de Belém - Análise dos Estudos Realizados Sobre a Sedimentação na Area Portuária Rel. INPH 80/82. código 170/01. Rio de Janeiro.160p.

SUGUIO, K.& BIGARELLA, J.J. 1979 - Ambientes de Sedimentação: sua Interpretação e Importância. Curitiba, UFPr. 181p.

SWIFT,D.J.P. FREELAND, G.L. 1978 - Current Lineations and Sand Waves on the Inner Shelf, Middle Atlantic Bight of North America.Journal of Sed. Petrology., 48(1): 1257-1266.

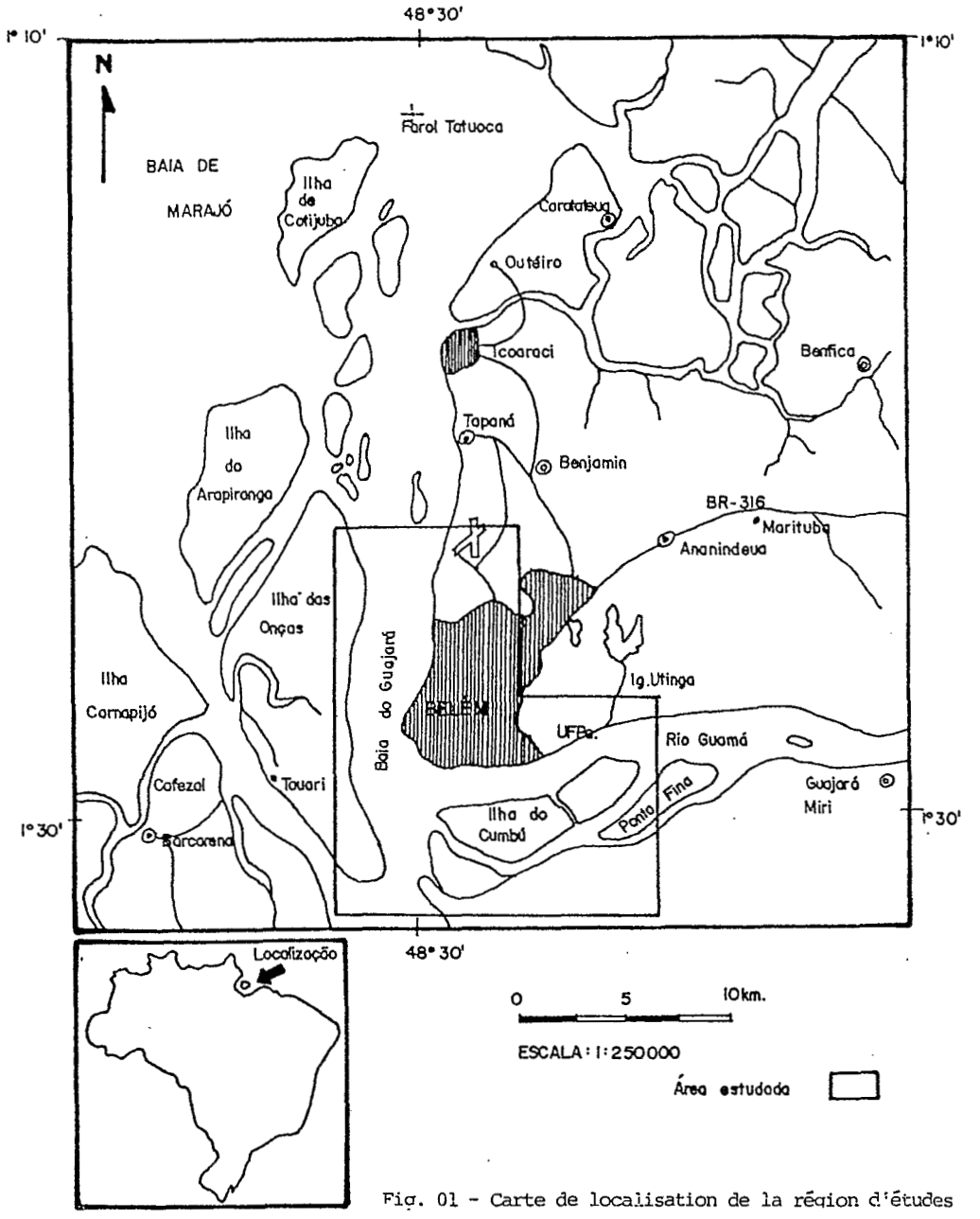


Fig. 01 - Carte de localisation de la région d'études

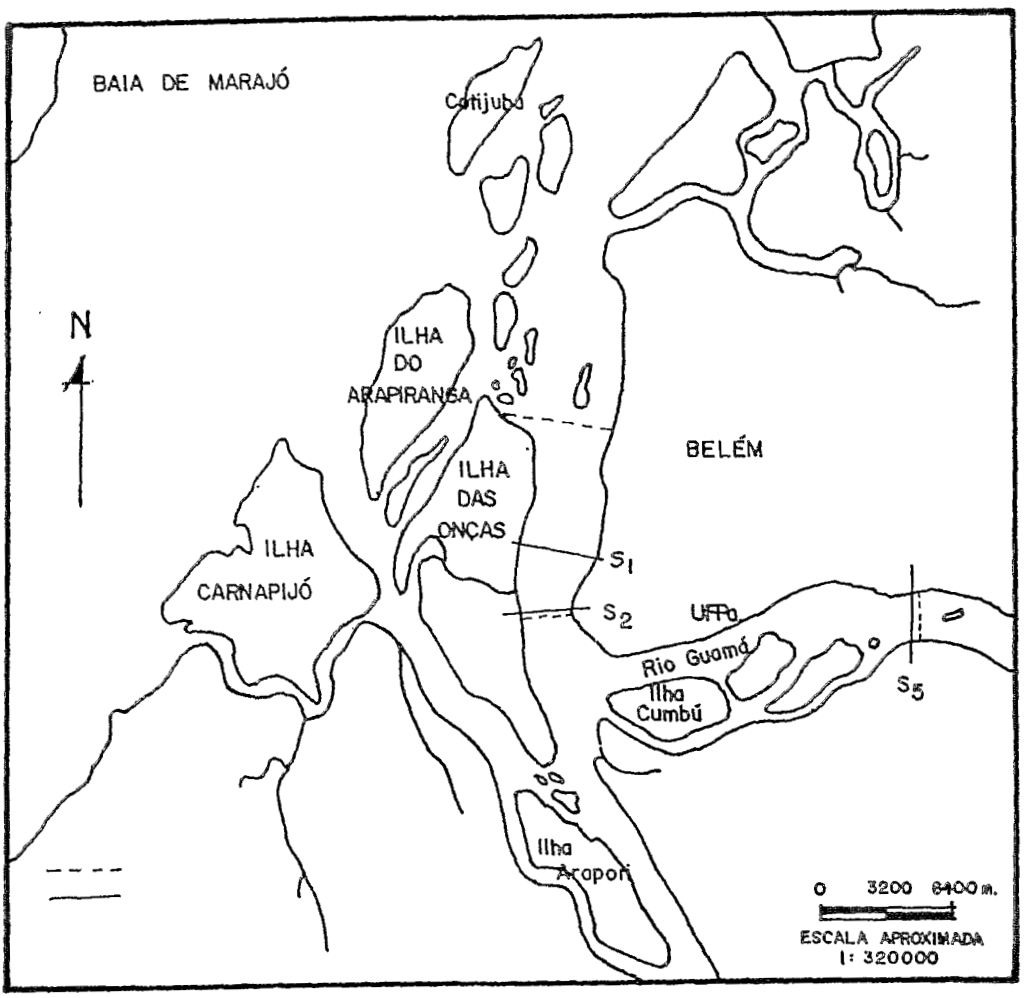


Fig. 02- Carte de localisation des sections correntométriques et des sous-zones. Modifiée par PORTOBRÁS (1980)

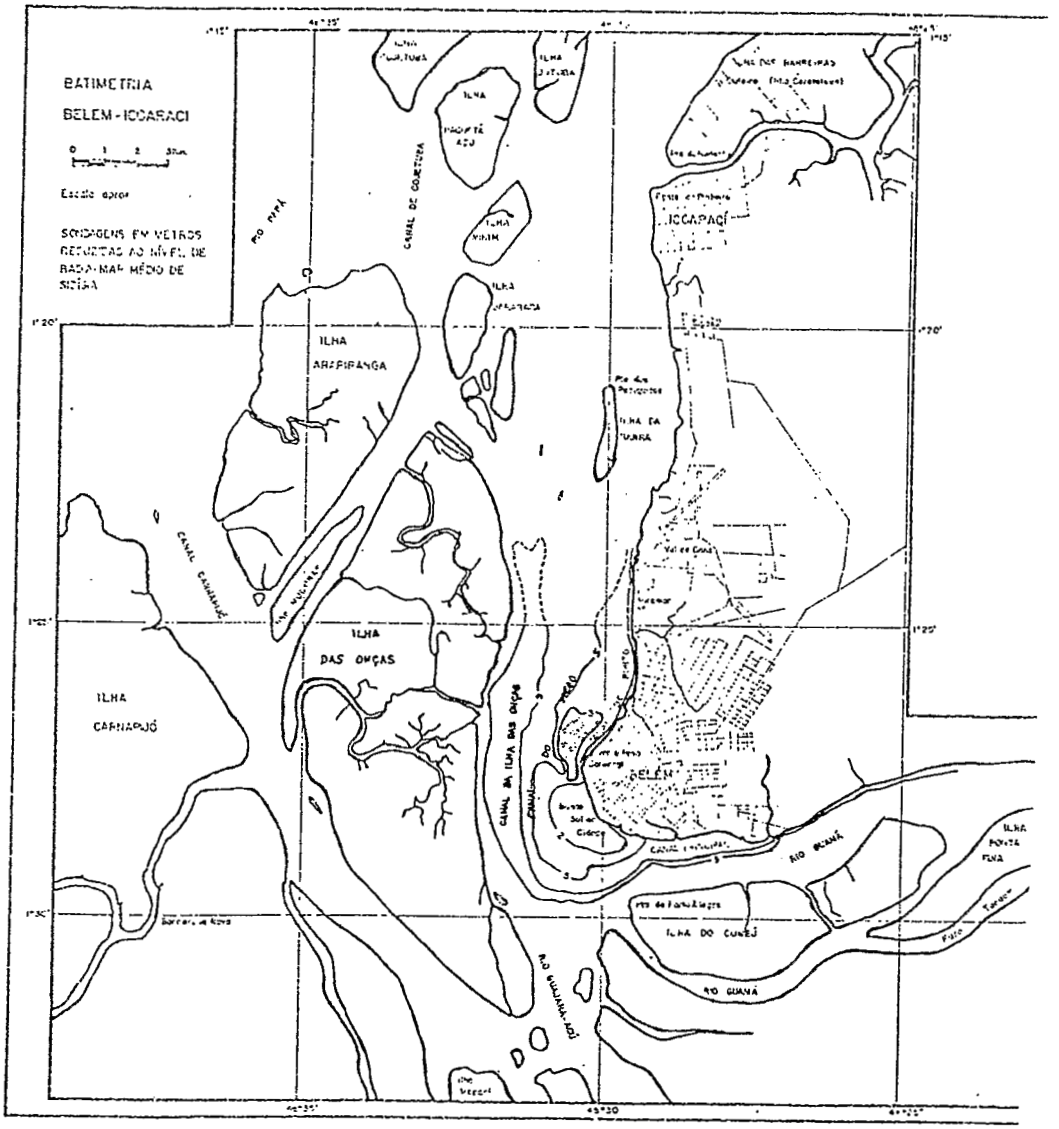


Fig. 03- Carte de localisation des formes de l'estuaire de Guajará

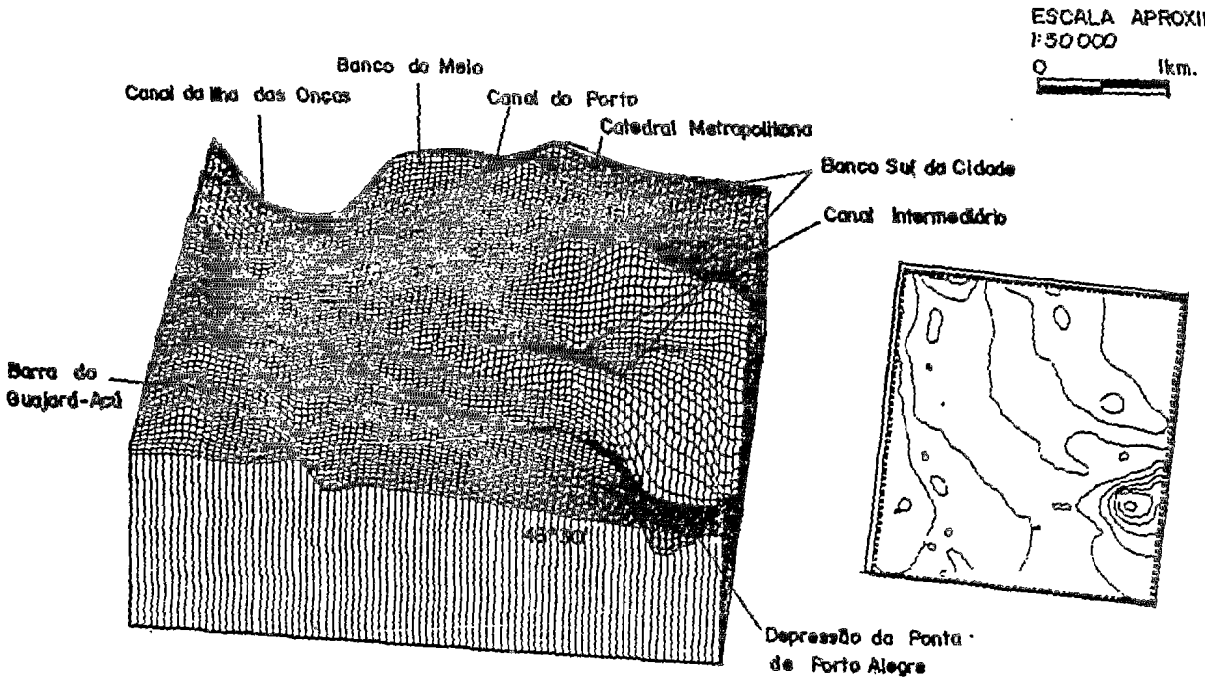


Fig. 04- Bloc diagramme montrant les formes du relief du fond de la sous-zone 02 dans l'estuaire de Guajará. Inclinaison du bloc: 30° ; Rotation du bloc: 05°.

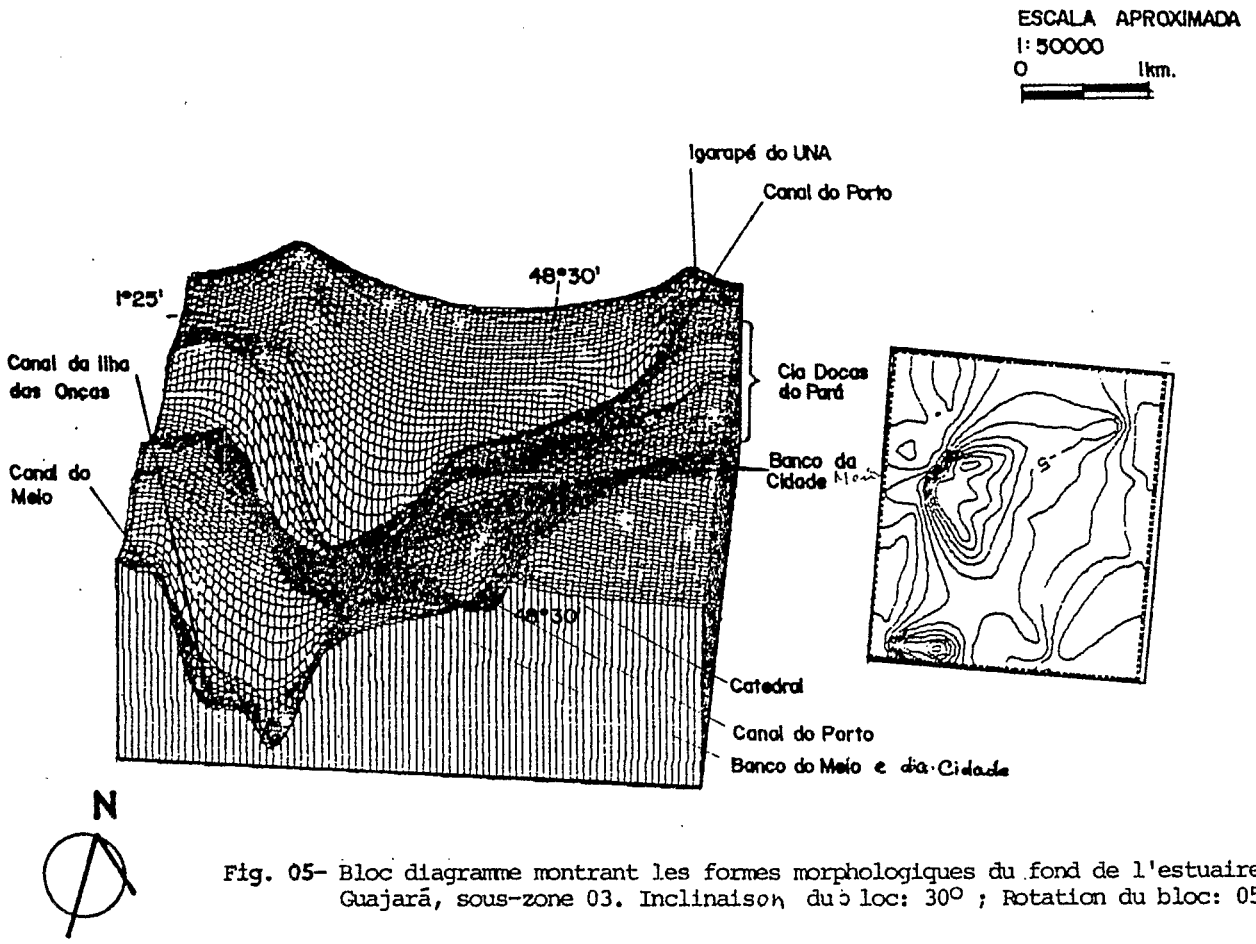


Fig. 05- Bloc diagramme montrant les formes morphologiques du fond de l'estuaire de Guajará, sous-zone 03. Inclinaison du bloc: 30° ; Rotation du bloc: 05°

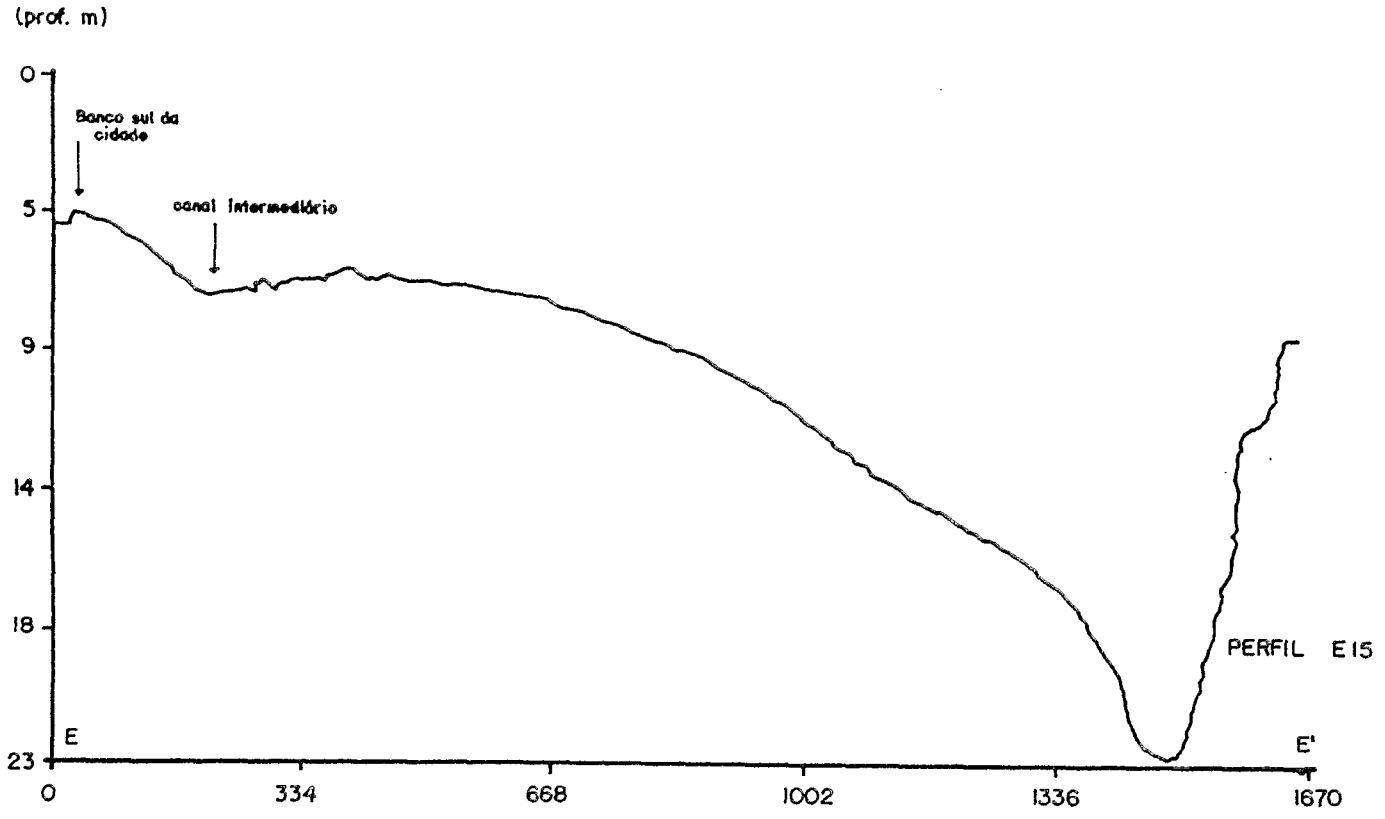


Fig. 06- Profil E-E' representant la configuration bathymétrique de la Dépression de la Pointe de Porto Alegre.

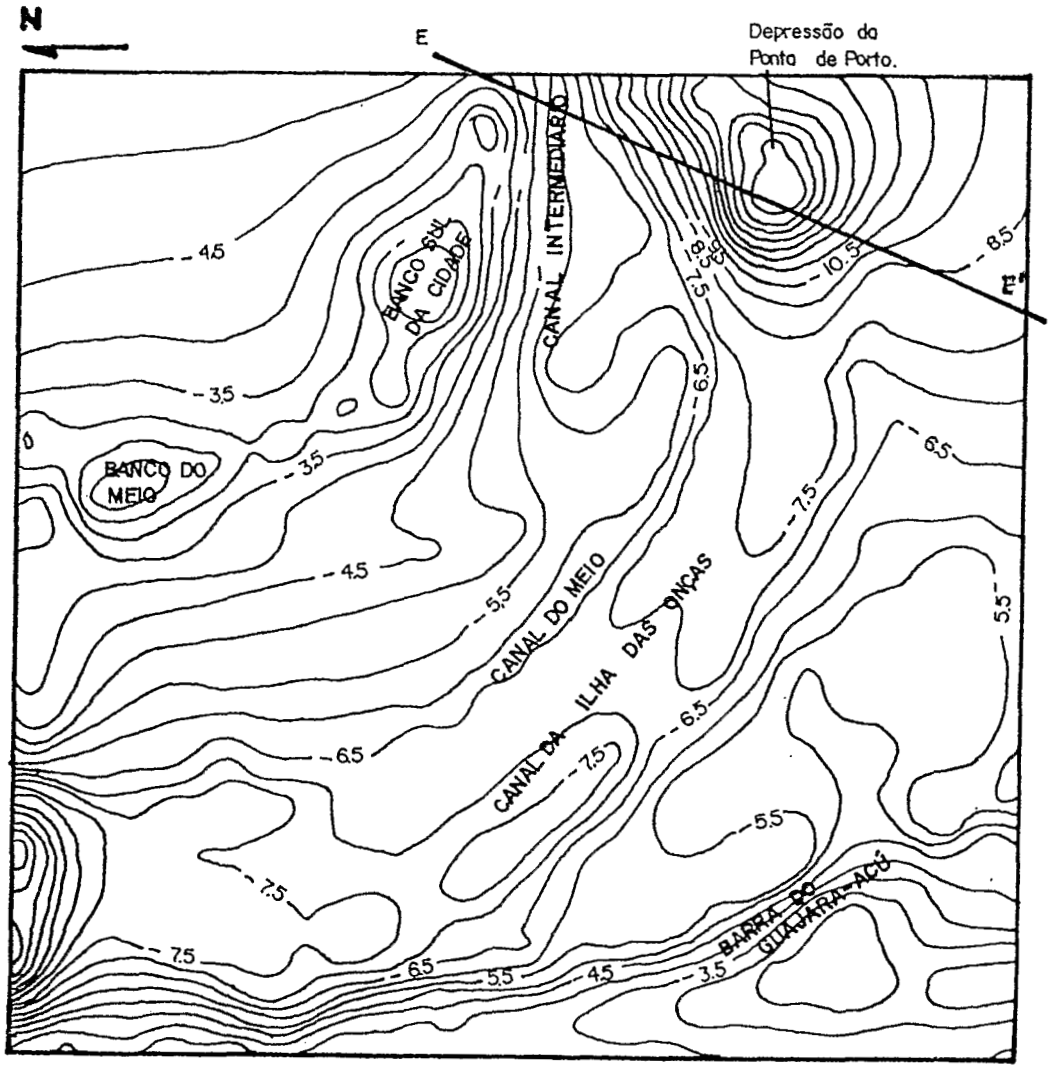


Fig. 07 - Carte bathymétrique du fond de la baie de Guajará dans la sous-zone 02. L'intervalle des courbes est de 0,5m.

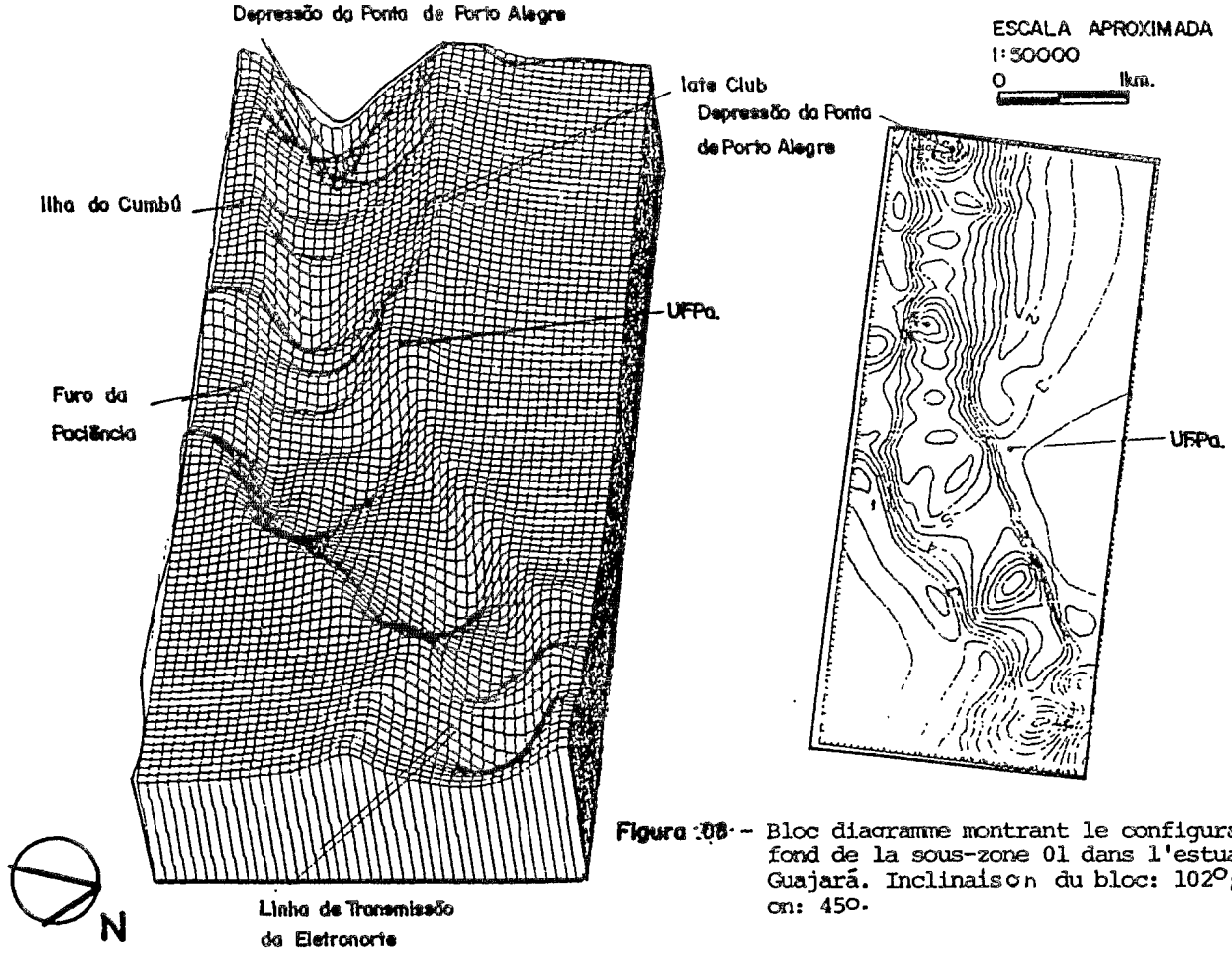


Figura 08 - Bloc diagramme montrant le configuration du fond de la sous-zone 01 dans l'estuaire de Guajará. Inclinaison du bloc: 102°; Rotation: 45°.

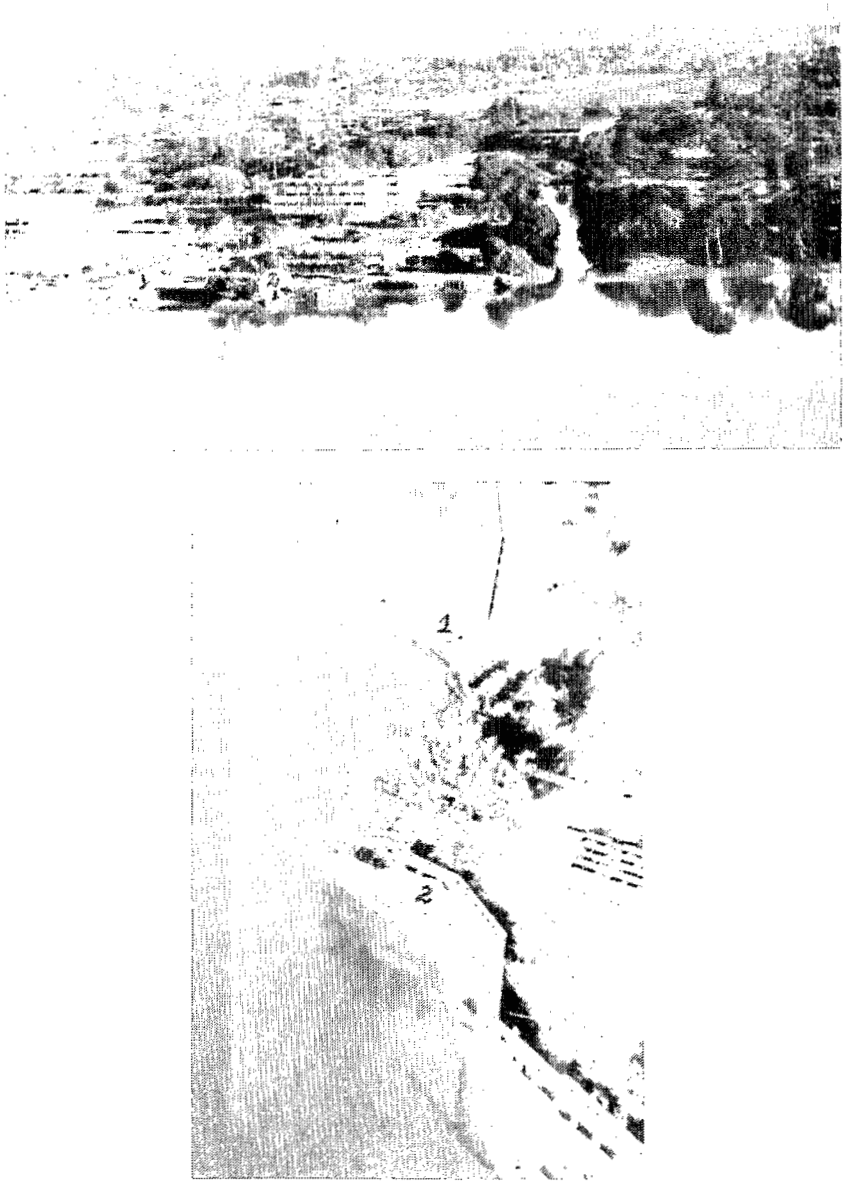


Figure 09 - Aspects de l'érosion sur la rive du fleuve Guamá, à, proximité du Campus Universitário do Guamá - UFPA - Belém

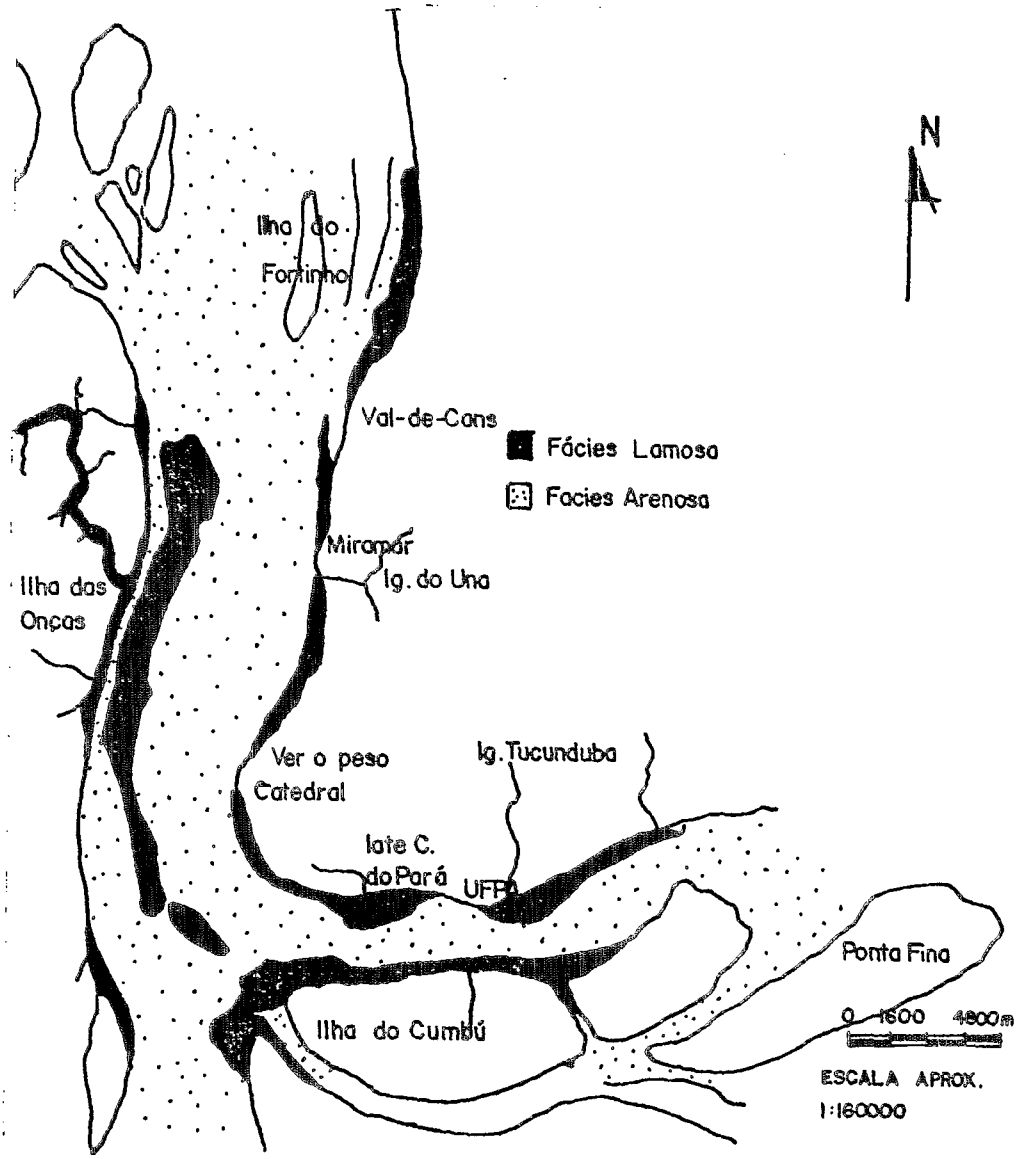


Fig. 10 - Carte de distribution des faciés boueux et sableux, modifiée par Pinheiro (1987).

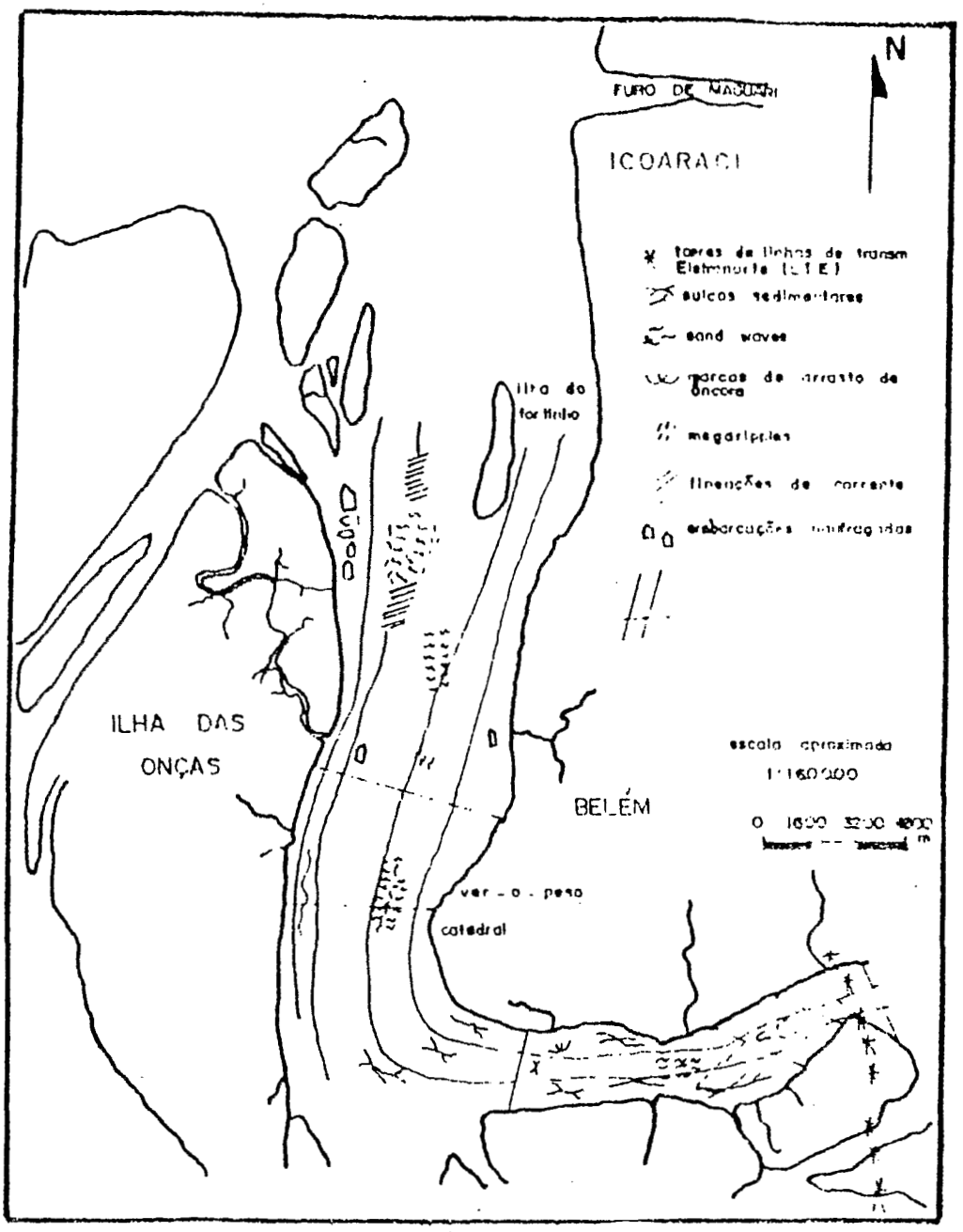


Fig. 11 - Carte de distribution des formes de fond dans la baie de Guajará

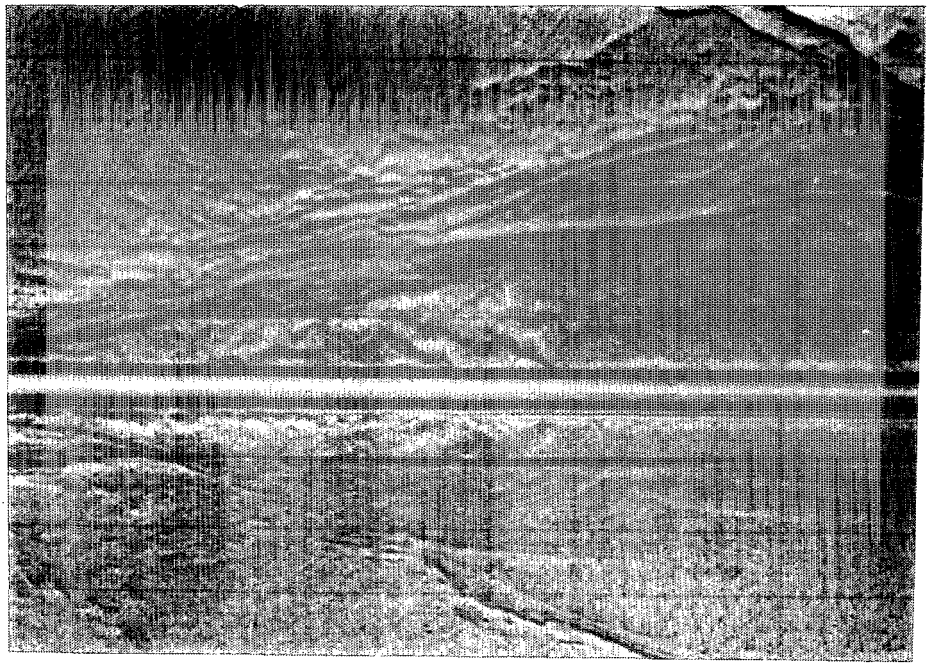


Figure 12 -Sillons sédimentaires enregistrés dans le lit du chenal principal à proximité de l'île de Cumbu et les formes érosives semblables à des dent de serre. Classe :100 m

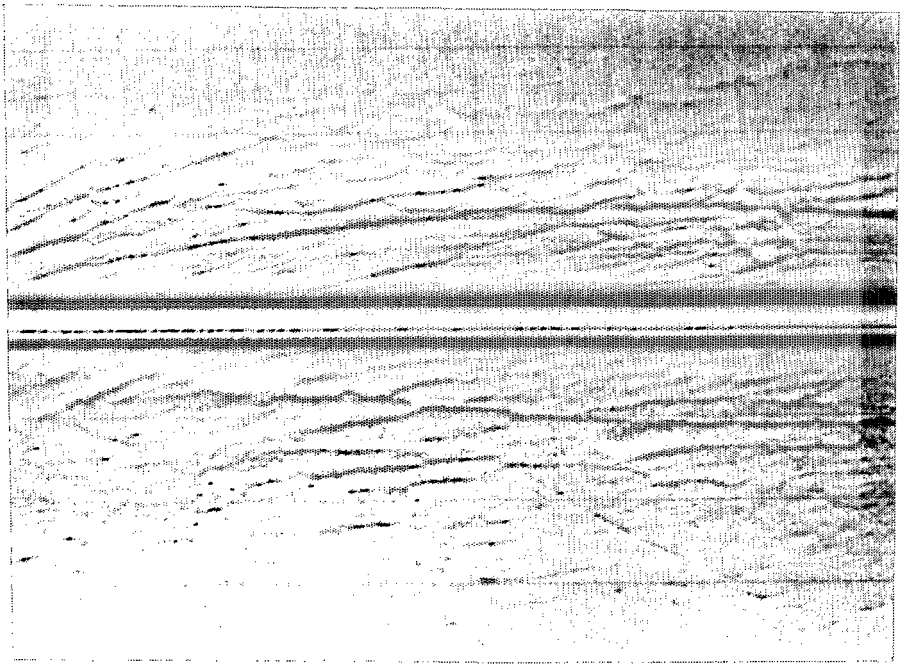


Figure 13 - Chenal Principal du Fleuve Guamá, à proximité de l'île de Cumbu Sillons sédimentaires déviés. Classe 100

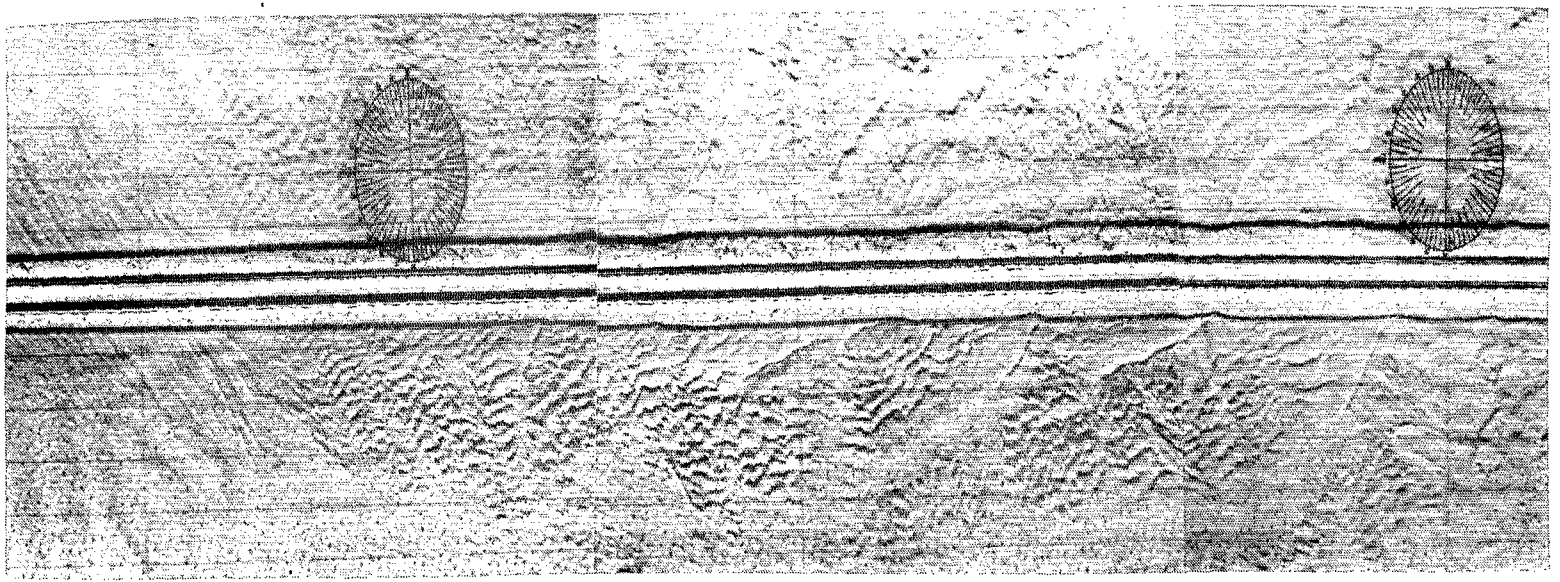


Figure 14 - Registre sonographique dans la zone des "Sand waves" localisée dans la partie Nord du chenal de l'ile das Onças. La zone possède une extension de près de 400 m et une largeur de 185 m. La longueur de l'onde moyenne des "Sand waves" est de 90 m. Tandis que ceux dont les flancs sont sous le vent sont orientés vers l'embouchure du rio et leurs hauteurs varient de 0,65 à 1,35 m.

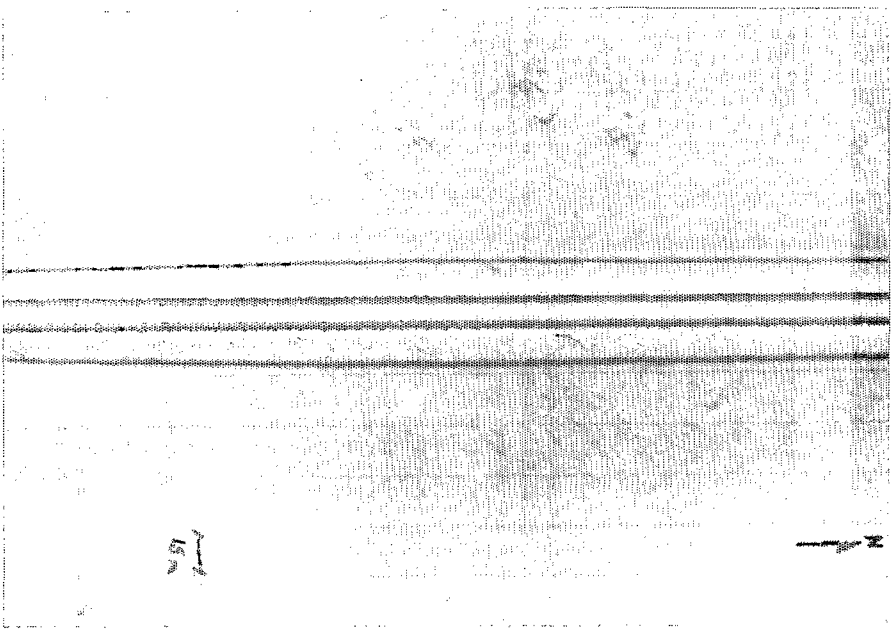


Figure 15 - Linéaments des courants associés à la zone de "Sand waves" dans le chenal de l'ile das On cas . Série :100 m

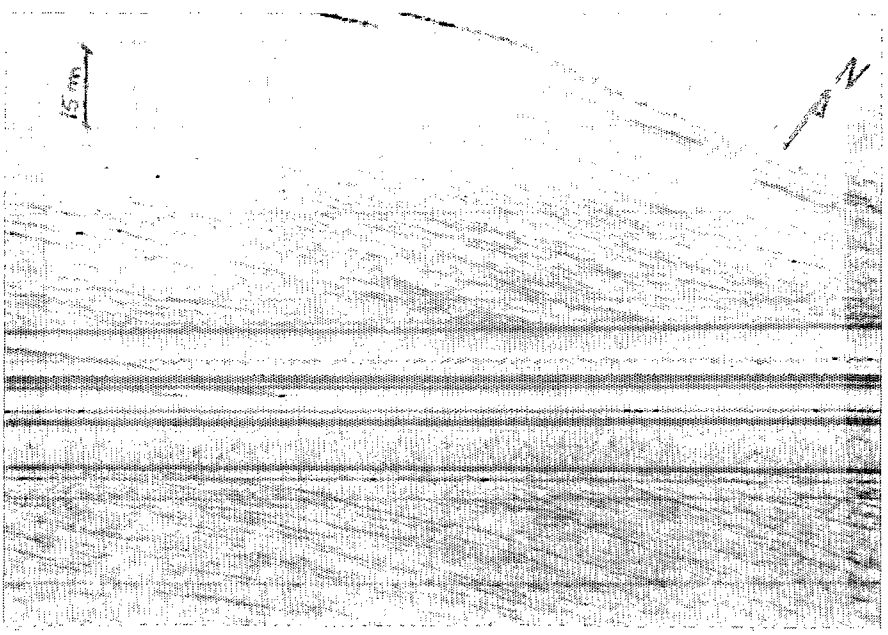


Figure 16 - Lineament des courants représentés par les petits cordons et les dépressions dans le Chenal de l'île das Oncas. Série :100 m

ENVIRONMENT AND MAN IN THE YOUNG COASTAL PLAIN OF WEST SURINAME

A.H. VERSTEEG[1]

Résumé

Cette communication traite des données archéologiques et géologiques du littoral de l'ouest de Surinam. Les processus dynamiques reconnus par les données géologiques et archéologiques ont un trait en commun : les dynamiques orientées est-ouest sont caractéristiques de tous les processus et développements observés. Ceci démontre la forte inter-relation entre les développements côtiers et l'occupation humaine dans cette aire durant la Préhistoire.

Abstract

This paper discusses archaeological and geological data of the coastal area of west Suriname. The dynamic processes recorded by geological and archaeological data have one feature in common : east-west oriented dynamics are characteristic of all processes and developments observed. This demonstrates the strong interrelationship between coastal developments and the human occupation of this area in prehistory.

Mots-clés : archéologie, géologie du littoral, Surinam.

Key words : archaeology, coastal geology, Suriname.

INTRODUCTION

Earth scientists study the developments of landscapes; archaeologists the human activities that occurred in these landscapes in the past. The data of the former are useful for the latter and vice versa.

This especially is true in coastal areas. There we find three ecozones (habitats), each with a characteristic soil type and vegetation (and fauna): zones dominated by salt-, brackish-, and freshwater, respectively. This landscape was particularly attractive to prehistoric man.

Villages often are found in the fresh-water dominated area at such locations that all three ecozones can be exploited: in the Guianas just south of the brackish - freshwater boundary. Different food types and other useful items can be found in each of the ecozones. An excellent environment for populations with a broad-spectrum-economy.

---

(1) Institute of Prehistory Leiden University POB 9515 2300 RA LEIDEN

The large, relatively low coastal areas and wetlands of Suriname, Guyana, and the west of French Guyana had that attractivity to prehistoric man: numerous Indian settlements were situated in such a border-situation, like the sites discussed in this paper.

Archaeological research has stopped since some 5 years ago in Suriname. The situation is more favorable in the field of earth sciences: relevant discussions on the development of the coastal plain of Augustinus *et al.* (1989), Rine & Ginsburg (1985), Teunissen (1989), and Wong (1989), among others, contribute to an understanding of some of the developments.

This paper tries to integrate some of the archaeological data and insights reached in the last 25 years into the geologic data of the landscape of west Suriname. What conclusions can be drawn from dated archaeological contexts on the development of the landscape? This discussion focuses on the interrelationship between periods of long-standing fresh-water regimes in the coastal wetlands, human settlements exploiting that ecozone (and the brackish- and salt-water ones) and the long-term development of coastal Suriname.

THE DEVELOPMENT OF THE YOUNG COASTAL PLAIN IN SURINAME

Two sets of data describe the development of the Young Coastal Plain of west Suriname. These sets of data do not fit without problems. They are the result of 2 types of research:

1. conventional geological research focussing on the stratigraphy
2. studies of the present coastal developments consisting of erosion and growth of the coast, of mud, sand and shell transport and deposition.

The former research primarily studies the subsoil, the latter air photographs of the past 40 years and ongoing deposition and erosion.

An important phase in the development of the coastal plain occurs ca 6000 years ago: the sea level reaches its present level. The coast line of west Suriname is situated 30-60 km south of the present one in that period of time. The Coronie-deposits are now in that area subdivided into:

1. the Wanicaphase (deposited ca 6000-3500 BP)
2. the Moleson phase that starts ca 2800 BP
3. the youngest, the Comowine phase lasts up to now.

These phases were distinguished by Brinkman & Pons (1968) on a lithological basis, and in combination with ^{14}C datings. These depositional phases are

interpreted as periods in which marine influence (resulting in clay deposition) dominated coastal developments.

The periods between Wanica and Moleson and between Moleson and Comowine are interpreted as periods of non-deposition c.q. of erosion (Roeleveld & Van Loon, 1979). As a result of the erosion sand is transported to the coast and cheniers are deposited.

This state of affairs may result in less or no marine influence in the hinterland. There peat grows locally under prevailing fresh water conditions. The fresh-water is adduced by creeks from the south.

This present landscape is the **net end-result of all processes in action.** This implies that we have no evidence of processes that are not represented in this end-result. For instance, if the Suriname coast was situated 2 km north of the present one 600 years ago and if that part of the coast eroded away since that time without leaving a trace to us, we cannot see the reflection of this process in the present landscape.

We understand at present the dynamic processes that predominate the coast-formation processes much better than before, thanks to the studies of Augustinus, Rine & Ginsburg, and others.

A large quantity of Amazon clay is transported along the Suriname coast in the shape of slingmud (pelite in suspension) and mud banks. The banks are connected to the coast. They are separated from each other by deeper parts of the shelf: the troughs (Augustinus, 1978).

The average length of mud banks is ca 30 km; the trough behind it is ca 15 km. The mud banks move to the west by erosion at the east side and deposition (growth) at the west side. Differences in the consolidation of the slingmud are an important factor in this process: deposition of slingmud and wave-damping predominate in the west; wave-damping properties are not present in the east. Erosion is the result of the larger wave-energy.

This large wave-energy adduces sand from the sea-floor. This is deposited in the shape of east-west oriented sand bars or cheniers. They form relatively high ridges in the landscape: the compaction of these sand/shell bodies is much less than that of the deposited clay around them.

The cheniers may erode away by later, renewed erosion forces. Alternatively, a mud bank can be deposited in front of the chenier. It becomes part of the landscape then, functioning as a barrier to fresh-water creeks from the south and to salt-water penetration in the wetlands behind the coast. Under such conditions a fresh-water zone relatively near to the coast comes into being and creeks and

rivers are deflected to the west until they can break through the coastal barriers and discharge into the sea.

A relationship exists between the different landscapes and the processes of erosion and deposition. The observed processes can be understood in a system that is valid for the coast of the Guianas. The total cyclus of deposition, erosion, and deposition takes some 30 years, according to Augustinus (1978).

The coast of West Suriname has some characteristics of its own: large chenier complexes occur in the east, but they are rare in the west. This is especially true in the area where Indians built mounds in prehistory (cf. fig. 1; grey areas = cheniers).

THE FIRST INHABITANTS OF THE COASTAL PLAIN OF WEST SURINAME

It is striking that the oldest settlements found up to now are not situated on the cheniers, which are relatively high sandy natural locations for villages: the oldest settlement is an artificially built-up mound situated in the area where no cheniers occur, at least at present. It is found in combination with another one situated on the same creek. Combinations of 2 ca 130 m diameter, 2 m high mounds at a few km apart is typical for West Suriname.

These mounds, Buckleburg-1 and -2 were built up from ca 1700 BP on: the result of dating of wood from the clay layer a few cm above the peat. The built-up clay layers are situated on a subsoil in which peat is a striking stratigraphic unit. This peat grew during fresh-water conditions: such conditions predominated between the Moleson and Comowine depositional phases (Versteeg, 1985).

Peat can only have grown there during periods of limited or no marine influence in this area. This implies that it was situated then at a considerable distance from the sea. Alternatively, cheniers can have protected this area against salt water intrusion.

Clay layers were built up by the Indians to make the Buckleburg sites high and dry locations for villages. (Perhaps part of the present clay layers is natural deposition : see Versteeg, 1985). The circular mound of ca 130 m diameter was built up within 200 years up to a level of 2 m above the surrounding clay surface (fig. 2). Several 'habitation layers (levels with loads of garbage such as potsherds and food-re-mains) are found in the mounds. The characteristic Early

Mabaruma pottery was only found at Buckleburg in Suriname; many such sites (no mounds) are described by Evans & Meggers (1960) from Guyana.

The highest level of the mound was reached ca 1300 BP; precisely the period in which 2 other mounds were built up west of Buckleburg: Hertenrits and Wageningen-1 (fig. 1). The peat under these mounds is dated ca 1300 BP and they are characterized by a different style of pottery: Hertenrits-style. Excavations in the sites of both mound-cultures by the author yielded much information on the subsistence base of both the early and the late group. Subsistence of both groups is based on agriculture at artificially raised square (early, 1700-1000 BP) and rectangular (late 1000-700 BP) plots, on which cassava (*Manihot utilissima*) was cultivated.

Data on Venezuelan maize dispersion suggest that maize (*Zea Mais*) may have played a role in the latest Hertenrits phase, dated ca 1000-700 BP. Such a theory is proposed by Roosevelt (1980), however, no archaeological proof was found up to now in Suriname for such a change of the basic food. Neither is there any evidence for an increase in the population (in surface area of the sites or number of sites in this specific period), such as Roosevelt found in Venezuela in the 'maize-periods'.

Protein was supplied mainly by deer and cayman; fish, manatee, otter, and birds were eaten on a more infrequent base, according to the frequency of the bones found in the midden-layers of both mounds with Hertenrits style pottery (Versteeg, 1985).

A third important area is situated in the west of the area studied here: the Prins Bernhard Polder site (cf. fig. 1) dated in the late Hertenrits period. Thick peat layers are underlying small hills here. A large quantity of specific finds suggests that this site had the function of ceremonial terrain.

The peat datings are particularly interesting here. It was possible to date the top and the bottom of the peat layer. The results suggest that peat grew here for a long period: between ca 1300 and 1000 BP (table 1). These datings form a *terminus post quem* for the use of the terrain by the Indians. The artifacts are found in the clay layer on top of the peat. For all discussed sites holds true that the Indians made use of the rich resources and the fertility that was present during the long fresh-water period in these wetlands. The only reasonable explanation of their mound building activities is the high level of the fresh-water swamp at the end of the rainy season.

PEAT UNDER ARCHAEOLOGICAL SITES

Peat occurs under the discussed archaeological sites. It was growing before the inhabitation by the Indians. This peat is dated from east to west: Buckleburg-1 (1700 BP); Hertenrits and Wageningen-1 (1300 BP); Prins Bernhard Polder (1300-1000). One peat dating is the result of a sample that does not originate from an archaeological site. The sample was collected at Burnside near a small mound, just south of a chenier (cf. fig.1). This peat is ca 2100 years old (see for a discussion of this sample Versteeg, 1985, note 13). When the datings on peat from this part of the West Suriname Coastal Plain are listed, the result is that, over an east-west length of ca 80 km, the easternmost sample is dated at ca 2000 BP, that ca 20 km to the west at ca 1700 BP, that on 20 more km at 1300 BP, and the westernmost sample at ca 1000 BP (cf. table 1). The samples are few, but their reliability is enhanced by the results of datings of the overlying cultural layers which are slightly younger in all 3 archaeological sites.

The present author interprets the dating of the peat-layers as a *terminus ante quem* for the start of the local freshwater predominated conditions. On the basis of the presently available data it is probable that the Moleson depositional phase stopped much earlier in the east of the studied area than in the west.

On the basis of the archaeological data the conclusion is drawn that the fresh-water predominated phase did last at least a few centuries at the location of the 3 clusters of Indian activities: only fresh-water conditions are compatible with a permanent Indian inhabitation and with cassava (or maize ?) cultivation on raised fields.

This implies that the area of Buckleburg was fresh-water dominated from 1700-1300 BP, Wageningen-1/Hertenrits from 1300-1000 BP, and Prins Bernhard Polder from ca 1300-800 BP. Some doubt exists on the kind of human activities at Prins Bernhard Polder because it is not sure this site was used for inhabitation. On the other hand, this site precisely has the thickest peat layer of which the top and bottom section span a few centuries: proof of long-standing fresh-water-conditions.

The archaeological data permit some other interesting conclusions: there most probably is no net coastal accretion in the area of the Buckleburg and Hertenrits/Wageningen-1 sites: it is improbable that the coast was situated south of the present coast line during the prehistoric inhabitation. This situation only can have existed in case of a substantial chenier complex between the sites and the coast.

Such a situation is not probable in this part of the coast where no impressive chenier complexes are found now.

It is highly remarkable that all sites have a peaty subsoil. Peat is not common in this part of the Coastal Plain. The only explanation can be that it is a positive, cultural choice of the Indians, without a relation to the physical properties of peat. The choice for a creek-side location is a more rational one.

INTERPRETATION GEOLOGICAL AND ARCHAEOLOGICAL DATA

The 2 'landscape data' sets demonstrate developments that have a cyclus of millennia (a very large scale) and decennia (small scale), respectively. The archaeological data are related to the fresh-water phase between Moleson and Comowine. The developments that are registered by the archaeological data have one element in common with the geological ones: they demonstrate a cyclus-direction from east to west. The present author interprets the discussed data as striking parallels between the large-scale developments (Wanica depositional phase - non-depositional phase - Moleson depositional phase - non-depositional phase - Comowine depositional phase) and the small-scale cycli.

The developments suggested by the archaeological data occur from east to west in periods of centuries, not decennia such as the recent developments do. The cyclus is part of the large-scale cycli. East-west dynamics are a striking element of the geological developments (large-scale and small-scale) and also of the archaeological developments.

Acknowledgements.
Dr. P.G.E.F. Augustinus critically read an earlier draft of this paper. He suggested many improvements from which the present text benefitted.

REFERENCES

AUGUSTINUS, P.G.E.F., 1978. The changing Shoreline of Suriname. Thesis, Utrecht. 232 pp.

AUGUSTINUS, P.G.E.F., HAZELHOFF, L. & KROON, A., 1989. The Chenier Coast of Suriname: Modern and Geological Development.Marine Geology 90: 269-281.

BRINKMAN, R., & PONS, L.J, 1968. A pedo-geomorphological classification and map of the Holocene sediments in the coastal plain of the Guianas. Soil Survey Papers 4. 40 pp.

EVANS, C. & MEGGERS, B.J., 1960. Archaeological Investigations in British Guiana. Bulletin of the Bureau of American Ethnology 177. 418 pp.

RINE, J.M. & GINSBURG, R.N., 1985. Depositional Facies of a Mud Shoreface in Suriname, South America - A Mud Analogue to Sandy, shallow-Marine Deposits. Journal of Sedimentary Petrology 55, 5 :633-652.

ROELEVELD, W. & LOON, A.J. VAN, 1979. The Holocene Development of the Young Coastal Plain of Suriname. Geologie en Mijnbouw 58: 21-28.

ROOSEVELT, A.C., 1980. Parmana, Prehistoric Maize and Manioc Subsistence along the Amazon and Orinoco. New York. 320 pp.

TEUNISSEN, P.A. et AL., 1988. Suriname Planatlas. Washington. 57 pp.

VERSTEEG, A.H., 1985. The Prehistoriy of the Young Coastal Plain of West Suriname. Berichten Rijksdienst Oudheidkundig Bodemonderzoek 35 : 653-750

WONG, TH.E., 1989. Revision of the Stratigraphy of the coastal Plain of Suriname. Publication of the Foundation for Scientific Research in the Caribbean 125. 64 pp.

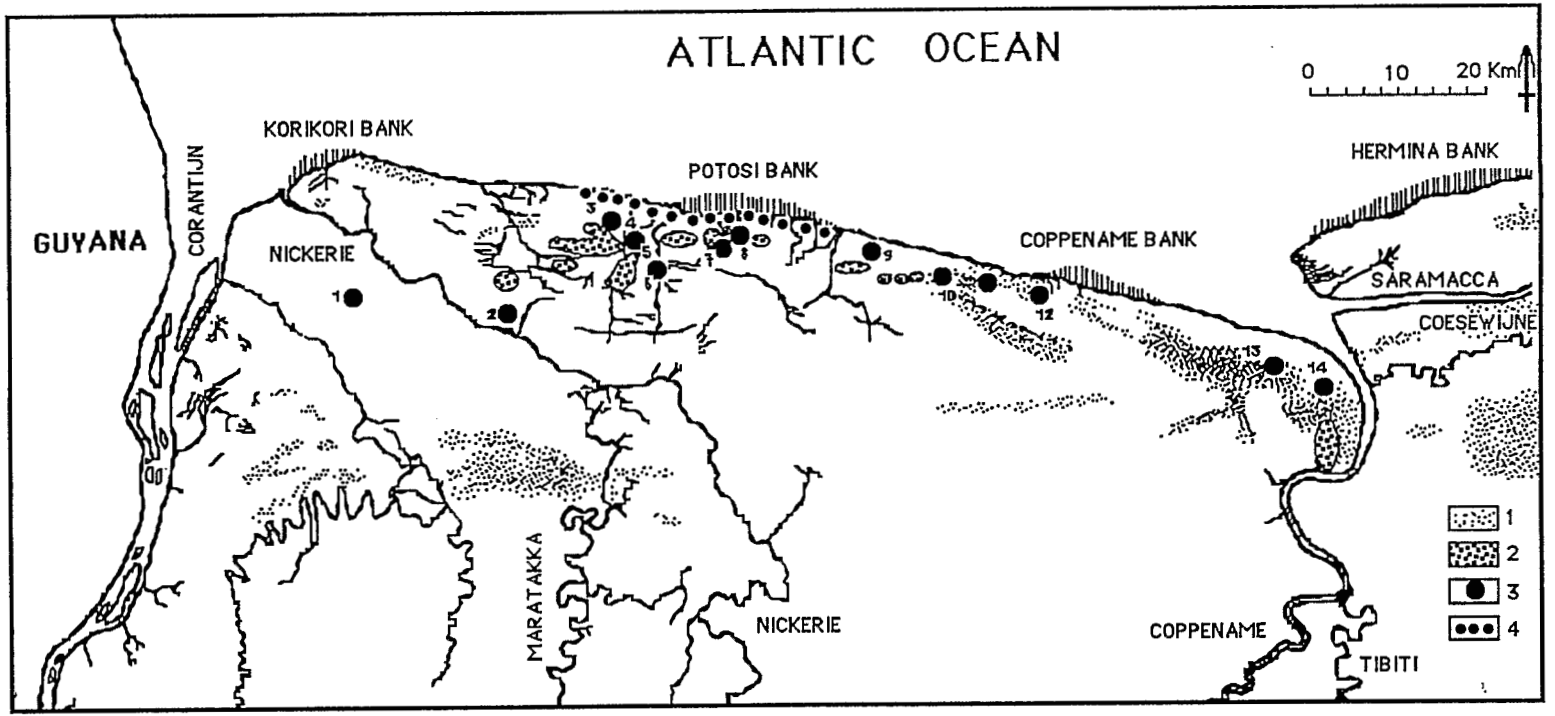


Figure 1

Map of coast of Suriname *Grey areas = shallows*
Archaeological sites: 1 – Prins Bernhard Polder; 4–Hertenrits; 6–Wageningen-1; 7–Brokkeburg-1; 8–Brokkeburg-2; 12–Burnside



Figure 2 *The oldest Indian site in coastal Suriname: The Buckleburg-1 mound.*

Table 1 *Data for fresh-water phases in the coastal part of west Suriname between the Moleson and Comowine depositional phases.*

	East			West
	Burnsi-de area	Buckle-burg area	Hertenr/ Wag-1 area	Prins Bernh. Polder area
peat growing	ca 2100	ca 1700	ca 1300	ca 1300 -1000
fresh-water dominated (peat + in-habitation)	ca 2100	ca 1700 -1300	ca 1300 -1000	ca 1300 -1000

ARARI, ETUDE D'UN LAC TROPICAL ILE DE MARAJÓ (BRÉSIL)

Helenice VITAL & Luis Ercílio do Carmo FARIA JR[1]

RESUME

Le lac Arari , qui se situe dans la partie Est de l'île de Marajó (Etat du Pará) est - par les conditions physico-chimiques de ses eaux - un lac d'eau "blanche"dont la caractéristique principale est une extrême variation saisonnière. Les argiles lacustres sont surtout la kaolinite, l'illite et la smectite. Des niveaux composés d'éléments halo-chimiques sous forme de grains sub-arrondis d'hydroxyde de fer ont été reconnus également. Le taux élevé de sédimentation (1,8 mm/an) et les formes préservées autour du lac - observées sur les images radar - démontrent que le lac Arari dérive d'un ancien lac bien plus vaste et dont l'évolution a été complexe.

ABSTRACT

This work was carried out in the Arari lake on the Marajó Island (Pará-Brazil) which is characterized by an extreme seasonal variation.On the one hand, the physico-chemical conditions in this fresh-water lake (temperature, salinity, pH, oxygen dissous, conductivity) indicate that it is a typical "white water lake". On the other hand, X-ray analysis revealed that kaolinite, ilite and smectite are the dominant clay materials in the suspension materials and in the bottom sediments of the lake. Levels of allochemical components (constituted of iron hidroxides) were recognized and are represented by intraconglomerates in the mud. Trace elements were identified (Cu, Zn, Mn and Fe) in very low concentrations: they indicate the unpolluted nature of the region by trace metals.The high accumulation of excess Pb-210 activity in the the lake' bottom and the preserved geomorphic features around the lake - seen in radar images - allow us to uphold that the Arari is a remnant of a much larger lake.

Mots-clés: Lac Arari, Minéralogie des argiles, Sédimentation, Pará, Brésil.

Key-words: Arari lake, Clay mineralogy, Sedimentation, Pará, Brazil

(1) Universidade Federal do Pará (PROMAR/DGL/CG). Belém. Brasil.

INTRODUCTION

L'île de Marajó - ainsi qu'une multitude d'îles mineures - fait partie du paysage de "rias" qui caractérise l'importante région côtière du Nord du Brésil (fig.1). Il s'agit d'une zone littorale extrêmement plane, dont les nombreuses îles sont séparées du continent par des goulets, des criques et des bras fluviaux d'une part, et par une vaste plaine continentale d'autre part. Celle-ci est entrecoupée par des estuaires et par des vallées assez larges, submergées par les fleuves qui deviennent très étroits vers l'intérieur (FARIA JR., 1987)

Le lac Arari - qui se trouve dans la partie orientale de l'île de Marajó, au milieu de savanes basses ("campos") - est un réservoir aqueux et poissonneux important, mais dont le cycle hydrologique subit l'extrême variation saisonnière annuelle qui caractérise cette région. En effet, des périodes de sécheresse, parfois prolongées, alternent avec des crues durables, produisant des variations significatives dans les conditions hydrodynamiques, physico-chimiques et sédimentologiques du lac.

L'évolution physiographique du lac Arari pendant les derniers milliers d'années a fait l'objet d'études appuyées sur la photo-interprétation de l'île de Marajó et sur la sédimentologie du lac. D'autres recherches (radio-isotopiques et tectoniques) ont suivi afin d'aboutir à un modèle sur la formation de l''île de Marajó et du Arari.

I - STRUCTURE REGIONALE ET STRATIGRAPHIE DU BASSIN DE MARAJÓ

A - La structure régionale

L'île de Marajó fait partie du bassin sédimentaire de l'embouchure de l'Amazone (fig.2) comprenant - entre autres - une partie immergée (LUDWIG, 1964; CASTRO & VASCONCELOS, 1970) et une partie submergée (plate-forme continentale).

Le bassin est limité au nord-ouest par le bouclier des Guyanes et au sud-ouest par le bouclier Central Brésilien. L'arc de Gurupí - qui se situe entre les deux boucliers - sépare le bassin paléozoique du Bas-Amazone du bassin de Marajó, alors que l'arc de Tocantins sépare ce dernier du bassin du Maranhão (fig.2) .Au nord, le bassin s'étend vers le large, jusqu'au talus continental.

La structure régionale du bassin est relativement simple et résulta (a) de l'effort de distension et (b) des failles actives depuis le Crétacé Supérieur : deux grands grabens (Limoeiro et Mexiana) et deux plate-formes (Pará-Maranhão et l'Amapá) forment la base structurale de la région. Le graben de Limoeiro, de direction générale NE-SW, sépare d'une part le bassin du Bas-Amazone de la plate-forme du Pará. Quant au graben de Mexiana, il sépare le bassin de Marajó de la plate-forme de l'Amapá, l'ensemble dessinant un vaste monoclinal avec un plongement modéré vers le SE.

B - La stratigraphie du bassin

La stratigraphique du bassin de l'embouchure révèle une épaisse série de sédiments néo-crétacés et cénozoiques qui repose,en discordance, sur le socle précambrien formé par des granite-gneiss, schistes, quartz et phyllites (SCHALLER & al.,1971). Cette séquence a une expression régionale car des restes paléozoiques sont également présents au-dessous des séquences cénozoiques dans les bassins du Bas-Amazone et du Maranhão (SCHALLER & al., 1971).

En ce qui concerne l'évolution tectono-sédimentaire, il est admis que la sédimentation dans le bassin de l'embouchure a commencé au Trias Supérieur (130 M.a), associée au processus du rift et à la séparation entre l'Amérique du Sud et l'Afrique (REZENDE & FERRADAES, 1971). Ainsi, la typologie du bassin peut être associée soit au type Atlantique sur une marge passive, soit au type V proposé par KLEMME (1971).

Le remplissage des grabens de Limoeiro et Mexiana débuta par des sédiments continentaux, provenant du sud-ouest, et s'est poursuivie par des sédiments silico-clastiques d'origine andine (Miocène). Malgré les transgressions qui se sont produites, les sédiments clastiques ont toujours prédominé dans l'ensemble du bassin .

II - LE GEOSYSTEME DU LAC ARARI

A. - L'Arari, un lac d'eaux "blanches"

L'étude du géosystème du lac Arari a été faite pendant un cycle hydrologique annuel (VITAL, 1988) comprenant les conditions hydrodynamiques, les propriétés physico-chimiques saisonnières des eaux, la teneur et la composition des

solides en suspension, la minéralogie et les propriétés texturales des sédiments des fonds, leur distribution spatiale et la géochimie des éléments traces.

Ces paramètres varient en fonction des saisons : pendant la saison humide, de février à juin, le lac Arari atteint 200 km^2, avec des profondeurs moyennes de l'ordre de 2,5 m (maximum : 5 m); par contre, en saison sèche (septembre à décembre), les eaux disparaissent presque entièrement (VITAL, 1988). Les moyennes annuelles de températures et de précipitations ont été respectivement 27°.9 C et 2546,2 mm en 1987 (VITAL, 1988). Le maximum pluviométrique a été atteint au mois de mars (613 mm) et le minimum au mois de novembre (néant).

Les données physico-chimiques des eaux lacustres indiquent des conditions typiques d'un lac "d'eaux blanches" (VITAL, 1988), à savoir : pH relativement neutre (6.8-7.0), température moyenne de 27°.8 C, conductivité entre 50 et 100 umhos/cm et teneur d'oxigène dissous entre 7.5 et 8.2 mg/l.

1) Teneur et composition des sédiments en suspension

Les eaux du lac sont caractérisées principalement par une turbidité élevée à cause des substances en suspension permanente dans l'eau (argiles, silts, micro-organismes), ce qui leur confère une coloration brun-jaunâtre (VITAL H. & FARIA JR,1990).

Il y a de grandes différences dans la concentration moyenne des sédiments en suspension dans les périodes humide et sèche. Pendant la première, les valeurs varient entre un maximum de 176 mg/l et un minimum de 157 mg/l , alors que en saison sèche, les valeurs sont de l'ordre de 839 mg/l maximum et de 427 mg/l minimum.

Quels sont les processus responsables de l'augmentation des sédiments en suspension?

- Le premier, logique, est l'intense évaporation de la période sèche qui provoque un abaissement considérable du niveau des eaux (50%) et une augmentation de la concentration des sédiments dans l'eau.

- Le second est la présence, proche du fond, d'une couche dense et immobile d'argiles floculées, facilement remobilisée par l'agitation des eaux, par les vents (quand la profondeur de l'eau graduellement diminue), par le passage des embarcations ou même par l'immersion d'instruments océanographiques. Par contre, pendant l'hiver, lorsque les précipitations sont plus intenses et que les apports

fluviaux et pluviaux du lac augmentent, les argiles en suspension sont plus diluées ou s'accumulent dans les zones profondes. Des profils bathymétriques réalisés pendant cette période montrent la présence de points discontinus interprétés comme des "écho-fantômes"de cette couche.

2) Les composants biologiques

Des prélèvements d'eaux du lac Arari ont été faits à des fins biologiques. La composition d'individus de phytoplancton varie en fonction du milieu et des variations saisonnières (SILVA, en cours) à savoir : flux et reflux des eaux, pénétration de la lumière, éléments nutritifs et destruction du phytoplancton par le zooplancton herbivore.

Pendant la période sèche il y a une forte concentration d'individus de phytoplancton (SILVA, en cours), notamment: BACILLARIOPHYCEAE genre Melosira sp, CYANOPHYCEAE genre Oscillatoria sp et CHLOROPHYCEAE genre Micrasteriais sp. Pendant la période des crues, par contre, ces mêmes espèces se réduisent et prédomine le genre Oscillatoria sp. Le zooplancton est représenté surtout par des phyllum ROTIFERA (Keratella sp, Collotheca sp, Eillinia sp, Brachiomus sp, Sinatherina sp, Trichocerca sp) et ARTHROPODA, Classe CRUSTACEA, sous-classes COPEPODA et BRANCHIOPODA (Diaplanosoma sp, Bosmina sp, Bosminopsis sp), en plus de nauplios de CICLOPOIDA E CALANOIDA.

Les variations observées par SILVA doivent être liées aux concentrations d'éléments nutritifs, d'ions dissous et à la dilution de la suspension, car les paramètres physiques et chimiques des eaux (température, O2, salinité et pH) - qui peuvent causer des changements qualitatifs et quantitatifs du plancton - n'ont pas subi des variations significatives pendant la même période d'étude.

B - Circulation des eaux et dispersion des sédiments

L'influence prédominante des vents du secteur NE sur l'hydrodynamique du lac est fondamentale. Les vents provoquent des courants dont les vitesses maximales sont de l'ordre de 52 cm/s en surface (au débouché du Rio Arari dans le lac) et de 42 cm/sec. à 2 m de profondeur, avec une direction préférentielle SE-NE renforcée par le vecteur moyen E-SE. Les valeurs élevées du vecteur magnitude du courant obtenues dans le lac Arari sont 56% rspectivement en surface et 72% à 2 m de profondeur. Les vitesses de courants changent entre la

partie centrale du lac (plus faibles) et la proximité du débouché du fleuve Arari (plus fortes).Quant aux courants provoqués par le vent, ils rémanient les sédiments de fond sous faible épaisseur d'eau.

L'action continue des courants a un impact géomorphologique : la rive occidentale du lac est en érosion sous l'action des eaux entraînées par les courants, alors que la rive orientale reste le site d'accumulation sableuse significative (fig. 3).

C - Sources, nature, distribution et évolution des sédiments fins du lac

Les sédiments du lac Arari sont apportés par les fleuves (comme le Rio Arari), par les marées dynamiques, par l'érosion pluviale de la zone externe voisine et par l'érosion de rivages provoquées par les courants de surface. Il s'agit principalement des boues riches en matière organique, en kaolinite, illite, smectite et chlorite.

L'analyse semi-quantitative de la composition de argiles révèle que (a) les sédiments en suspension sont constitués principalement de kaolinite alors que (b) les sédiments de fond se distribuent en trois zones argileuses principales, à savoir :

(I) Portion sud et extrémité NE du lac - kaolinite > smectite > illite ;

(II) Partie Centre-Nord et extrémité NNW - kaolinite > illite > smectite;

(III) Partie centrale - illite > kaolinite > smectite (fig. 4) (VITAL & FARIA JR., 1989).

Alors que l'abondance de la kaolinite reflète sa relation génétique avec les terrains tropicaux sujets aux climats humides et à une forte météorisation, la chlorite - sous forme de traces - est liée à des processus chimiques intenses. L'importance de la smectite - principalement dans la paragenèse de type I - est normale, car caractéristique des milieux paraliques et lacustres. La prédominance de l'illite - considerée comme préférentiellement marine (HIRST, 1962) - sur la smectite dans les paragenèses de type I et III, suggère trois sources (isolées ou non) à savoir : (a) les marées dynamiques (b) l'érosion de sédiments argileux des zones immergées voisines du lac (c) ou encore l'accumulation sous des conditions marines pendant la submersion pléistocène de cette partie de l'île de Marajó.

Des fentes de contraction ainsi que des grains sub-arrondis d'hydroxydes de fer, de 2 a 4 mm de diamètre, apparaissent dans les petites îles du lac (qui sont submergées par les crues). Les grains se forment à partir de multiples sécheresses

des fonds du lac. Ceci reflète des conditions climatiques spécifiques de la région pendant la saison des pluies, avec l'hydrolise et la libération du fer, alors que pendant la saison sèche, le sédiment se minéralise et fixe le fer. Ainsi, la vigueur et la durée des périodes sèches sont à l'origine de la formation des niveaux des crypto-conglomérats halo-chimiques.

D - Géochimie des éléments traces

Le lac Arari n'est pas pollué, mais il est essentiel de connaître et de suivre le taux des métaux afin d'éviter les possibles impacts futurs sur l'environnement.

La recherche de Cu, Zn, Mn, Pb, Co, Ni, Cr, Cd et Fe a été faite dans les sédiments du fond; ont été détectés des concentrations réduites de cuivre, de zinc, de manganèse et de fer.Le degré d'affinités entre les métaux détectés a été examiné à partir d'un tableau de corrélation, en établissant une relation linéaire pour les concentrations des métaux dans la fraction mobile des sédiments du fond. Ce traitement statistique fait apparaître les tendances d'une ressemblance des métaux avec leurs sources et avec le milieu , comme proposé par LACERDA (1983).

La relation Cuivre x Zinc présente une bonne corrélation positive qui s'accentue lorsqu'on utilise la relation Cuivre x Zinc et Cuivre x Cuivre/Zinc. D'autre part, les relations Cuivre x Manganése et Cuivre x Fer présentent des corrélations négatives à cause de l'association probable du Cuivre avec les argilo-minéraux et non avec les oxydes de Fer (Fe) et de Manganése (Mn).

En conclusion, les concentrations d'éléments traces dans le lac Arari sont controlées par la photosynthèse, le renouvellement de la biomasse et l'apport de sédiments dans les eaux naturelles. Ce sont ces paramètres qui véhiculent les métaux qui seront incorporés à la biomasse ou absorbées par les particules sédimentaires.

Il est certain que l'action anthropique dans les teneurs des métaux contenus dans le lac est inexpressive jusqu'à présent.

III - LE TAUX DE SEDIMENTATION ET L'EVOLUTION REGIONALE

Le taux de sédimentation dans le lac Arari ont été obtenus par Pb-210. Un profil caractéristique montre une zone superficielle plutôt homogène au- dessous

de laquelle l'activité du Pb-210 diminue vers un niveau inférieur constant (moyen -"background"). L'excès d'activité du Pb-210 est déterminé pour chaque partie de la carotte (Pb-210 en excès = Pb-210 total - Pb-210 supporté).

La *couche superficielle* - qui a une profondeur moyenne de l'ordre de 5 cm et une activité du Pb-210 de 6 désintégrations par minute (dpm/mg) - varie avec les saisons.La *zone de diminution radio-active*, est située entre 5 et 14 cm de profondeur dans le substratum du lac; c'est dans celle-ci qui ont été calculées les vitesses d'accumulation. Enfin, au-dessous de cette couche - là où l'activité du Pb-210 atteint une constante de niveau inférieur - se trouve le *niveau de "background"*.Ce dernier représente le Pb-210 provenant de Ra-226 dans le sédiment (Pb-210 supporté) Il a été difficile d'estimer avec précision le "background" du lac Arari, en raison des faibles profondeurs des carottes. Cependant, selon le Pb-210 supporté, la valeur obtenue de 0,6 dpm/mg peut être considérée comme valable.

L'activité du Pb-210 en excès a été déterminée à chaque point de la carotte, en vérifiant que la couche superficielle décrite auparavant se trouvait à des profondeurs variables. Elle est spécialement épaisse à la proximité de l'embouchure de la rivière Jenipapocu (nord du lac), probablement à cause des passages des buffles et du bétail, animaux qui contribuent à un mélange dans des endroits plus profonds. En s'appuyant sur les données ci-dessus, il nous a été possible d'estimer que la géochronologie du Pb-210 révèle un taux de sédimentation continu de l'ordre de *1.8 mm/an.*

Or, la courbe eustatique holocène établie pour le Surinam (BRINKMAN & PONS 1968 in PROST , 1986), montre un maximum transgressif à 6000 ans BP (+2, +3) suivi par un niveau relativement "stable" jusqu'à nos jours.Transposer cette interprétation pour la région de Marajó c'est admettre que les 11 mètres supérieurs du substratum sédimentaire du lac Arari ont été accumulés à partir de 6 000 BP (0,00018 m/an x 6000 ans = à 10.0 m) en milieu fluvio-lacustre. C'est aussi admettre qu'avant le maximum transgressif, la sédimentation alluviale dans des cours à méandres - auparavant prépondérante - aurait diminuée, à l'exemple de la dynamique actuelle observée par des images radar (fig. 6). A partir de la submersion graduelle du drainage continental par la remontée du niveau marin il y a eu formation d'un grand lac qui a été graduellement comblé.

IV - DISCUSSION ET CONCLUSION

L'actuel lac Arari se situe à l'intérieur d'une vaste zone de sédimentation fluvio-lacustre (ISSLER et al ,1974 in Projecto Radam, 1974) dont l'évolution a imposé ses formes aux rives du lac : la rive ouest (fig.6) est limitée au sud par une structure linéaire homogène de direction E-W. alors qu'au nord et à l'est, les limites du lac sont irrégulières et interdigitalisées avec la région des savanes.

Surtout, les images radar et les photos aériennes révèlent une saisissante morphologie fluvio-lacustre sous la forme de paléo-chenaux, de petit lacs et de cordons fluvio-lacustres, sub-parallèles à la rive orientale. Les cordons infléchissent vers le sud, suivant la direction structurale E-W qui se trouve en marge de cette région.

La forme et la disposition de ces paléo-chenaux témoignent des paléoenvironnements. Par exemple, à 6 km de la rive orientale (partie centrale) la disposition d'un paléo-chenal indique des courants NE-SW. Au-delà, l'orientation de nombreux et puissants paléo-chenaux révèle que le drainage de l'actuelle partie centrale de l'île a été autrefois exogène, communiquant avec l'Océan. La région a été sans doute le site d'un vaste lac dont l'actuel Arari serait le témoin (PORSANI,1981). En outre, les variations saisonnières du niveau des eaux (VITAL, 1988) confortent cette hypothèse : les cordons linéaires sub-parallèles à la rive orientale seraient d'anciens rivages successifs, abandonnés progressivement pendant le comblement. Les lacs mineurs qui se trouvent au niveau de l'enchevêtrement des paléo-chenaux correspondraient à des lacs reliques, comme l'Ararí.

La sédimentation du lac a eu lieu, très vraisemblablement, sous l'emprise des processus variés et à différentes échelles spatio-temporelles combinant d'une part (a) des variations climatiques et (b) des changements du niveau des eaux et, d'autre part (d) l'ensablement par comblement, (f) les variations de l'apport dû à des changements locaux du drainage, etc (VITAL, 1988). Ces derniers sont bien visibles sur les images radar et sur les photographies aériennes grâce au contraste qui présente la région voisine du lac avec le reste de l'île de Marajó.

L'essai d'attribuer un âge pour le début de la formation du lac Arari se trouve ici appuyé sur son taux de sédimentation Nous soutenons que c'est seulement après le maximum transgressif holocène (6000 ans BP, +2, +3) et la relative "stabilisation" de niveau marin jusqu'à l'Actuel, qu'il y a eu isolement du

système fluvio-lacustre de l'intérieur de l'île de Marajó dont le corollaire a été le comblement du lac majeur.

Considérant les caractéristiques tectoniques de la région (fig.2), il est possible d'admettre que la partie de l'île de Marajó où se trouve le lac Arari était immergé au Pléistocène et que, depuis lors, subit un soulévement (VITAL, 1988; FARIA JR & VITAL, 1989). C'est seulement après le maximum transgressif holocène qu'il y a eu formation du paysage fluvio-lagunaire de la région avec son système d'îles, criques, goulets et lacs .

EN CONCLUSION, la formation du lac Arari peut-être résumée comme suit :

a) Pendant le Pléistocène :

- Le bassin de l'embouchure de l'Amazone subit un mouvement tectonique avec remplissage des grabens de Limoeiro et de Mexiana.
- Il y a submersion pendant les périodes transgressives interglaciaires
- Pendant la dernière régression pléistocène le niveau de la mer se trouve à -100 m (MILIMAN et al.,1975 in VITAL, 1988)

b) Pendant l'Holocène :

- Les conditions continentales sont dominées par une sédimentation alluviale dans un système de fleuves à méandres (comparable au modèle actuel, observé sur des images radar).
- Vers 6000 ans BP, le niveau de la mer atteint le maximum transgressif (+2, +3 m).
- La submersion graduelle du drainage continental est à l'origine de la formation de l'île de Marajó.
- L'accumulation fluvio-lacustre du lac subit l'influence des fluctuations marines.
- Le comblement postérieur provoque l'individualisation des lacs mineurs et leur ensablement

Dans ce contexte, la formation de l'actuel lac d'Arari représente très vraisemblablement le dernier épisode majeur de cette évolution.

BIBLIOGRAPHIE

CASTRO, J.C.; VASCONCELOS, D.N. - 1970 - Estudo Sedimentológico Integrado da Bacia do Marajó e do 1-PAb-1. Relatório Interno. Belém, PETROBRAS. 11p.

FARIA JR, L.E.C. - 1987 - Geologia e Geomorfologia do Quaternário da região costeira do Estado do Pará. In: 1°. Congresso da ABEQUA Resumos. Pôrto Alegre, Brasil.

FARIA JR, L.E.C.; VITAL, H. - 1989 - O lago Arari e a formação da ilha de Marajó(PA). In 2°. Congresso da ABEQUA Rio de Janeiro, Brasil.

HIRST, D.M. - 1962 - The geochemistry of modern sediment from the Gulf of Paria II. The location and distributions of trace elements. Geochim. Cosmoc. Acta. 26:1147-1187.

KLEMME, H.D. - 1971 - What Giants and their Basins have in commom. The oil and gas journal. 3:1-15.

KOIDE, M.; BRULAND, K.W.; GOLDBERG, E.D. -1973 - Th-238/ Th-232 and Pb-210 geochronologies in marine and lake sediments. Geochim. Cosmochim. Acta. 37:1171-1187.

KRISHNASWAMI, L.D.; MARTIM, J.M.; MEYBECK, M. - 1971 - Geochronology of the lakes sediments. Earth Planet. Sci. Lett. 11: 407-414.

LACERDA, L.D. - 1983 - Aplicação da Metodologia de Abordagem pelos paramêtros críticos no Estudo da Poluição por Metais Pesados na Baia de Sepetiba, RJ. Tèse de Doutorado. Rio de Janeiro, Instituto de Biofísica da UFRJ. 136p.

LERMAN, A. - 1978 - LAKES: Chemistry.Geology. Physics.New York, Springer - Verlag. 363p.

LUDWIG, G. - 1964 - Geology of Marajó Basin. Relatório interno.Rio de Janeiro, PETROBRAS. 67p.

PORSANI, M.J. - 1981 - Paleocanais, uma opção para a prospecção de àgua subterrânea rasa na Ilha de Marajó-PA. Tése de Mestrado. Belém, UFPA/ NCGG. 109p.

PROJETO RADAM - 1974 - Levantamento de Recursos Naturais. Fôlha SA-22 Belém. Rio de Janeiro, v. 5.

PROST, M.T. - 1986 - Observations sur l'évolution morphosédimentaire du littoral guyanais. In: International. Symposium. on Sea Level Changes and Quaternary Shorelines. São Paulo. 23 p.

REZENDE, W.M.; FERRADAES, J.O. - 1971 - Interpretação Geológica Regional da Bacia Sedimentar da Foz do Amazonas. In Anais do XXV Cong. Bras. de Geol. Belém, v 3, p. 203-214.

SCHALLER, H.; VASCONCELOS, D.N.; CASTRO, J.C. - 1971 - Estratigrafia Preliminar da Bacia Sedimentar da Foz do Rio Amazonas. In: Anais do XXV Cong. Bras. de Geol., São Paulo. Brasil SBG. v. 3, p. 189-202.

SILVA, L.M. - (no prelo) - Efeitos da Sazonalidade nas características Hidrogeoquímicas e Limnológicas das àguas do lago Arari. Tese de Mestrado. Belém, UFPA/CPGG.

VITAL, H. - 1988 - Estudo do Geossistema do Lago Arari-Ilha de Marajó (PA). Tese de Mestrado, CPGG/UFPA, Belém. 106p.

VITAL, H.; FARIA JR, L.E.C. - 1989 - Mineralogía e Geoquímica dos sedimentos do Lago Arari, Ilha de Marajó/PA. In: Congresso da ABEQUA, II. Rio de Janeiro, Brasil.

VITAL, H.; FARIA JR, L.E.C. - 1990 - O Sistema Hidrodinâmico e a Suspensão do Lago Arari-Ilha de Marajó (PA). In: Anais do 36° Congresso Brasileiro de Geologia. Natal-RN. V. 2, p. 719-732 (Ref. PROMAR - 0030).

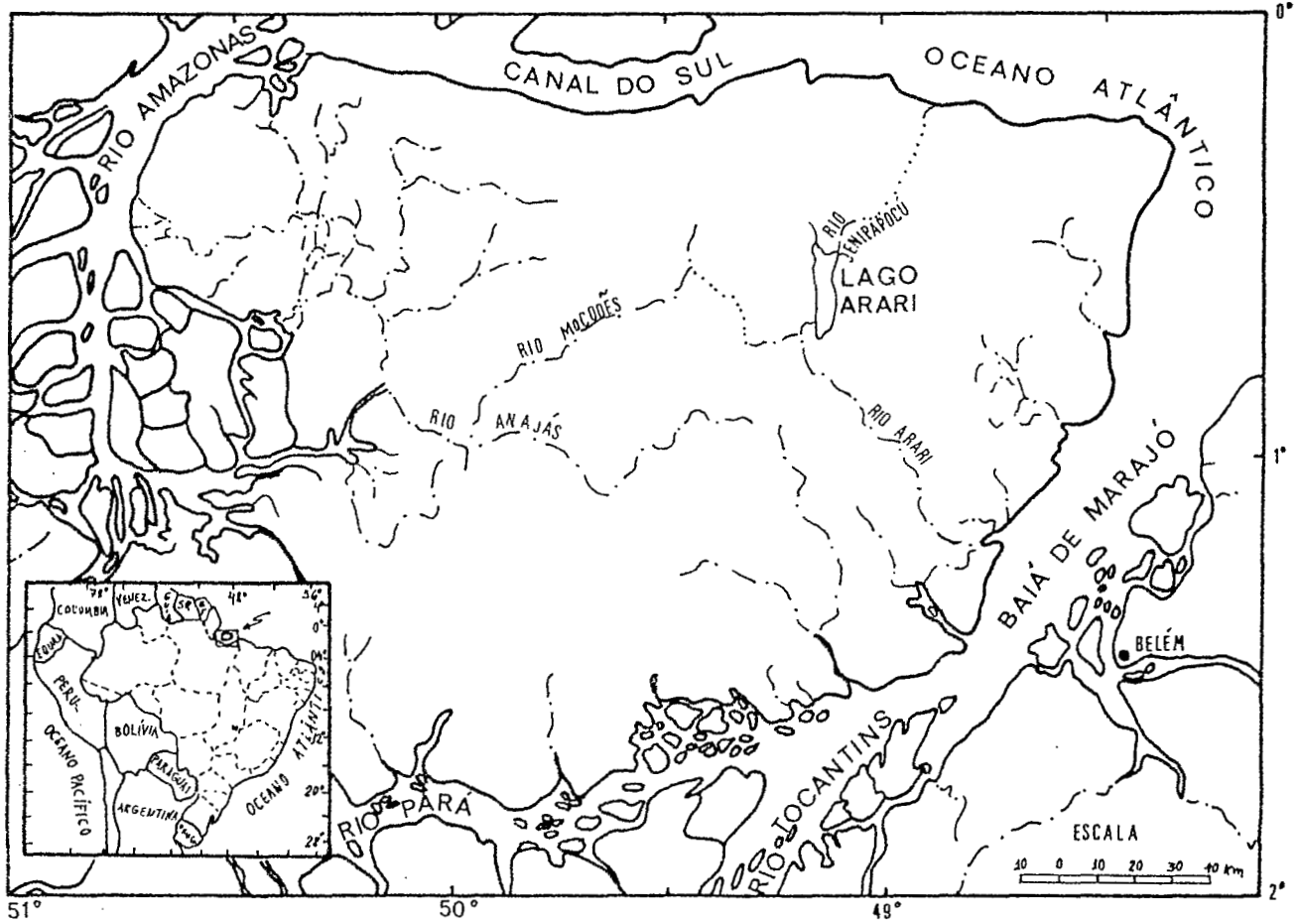


Fig. 01 : Carte de localisation de la région étudiée - Ile de Marajó/Pará (Brésil)

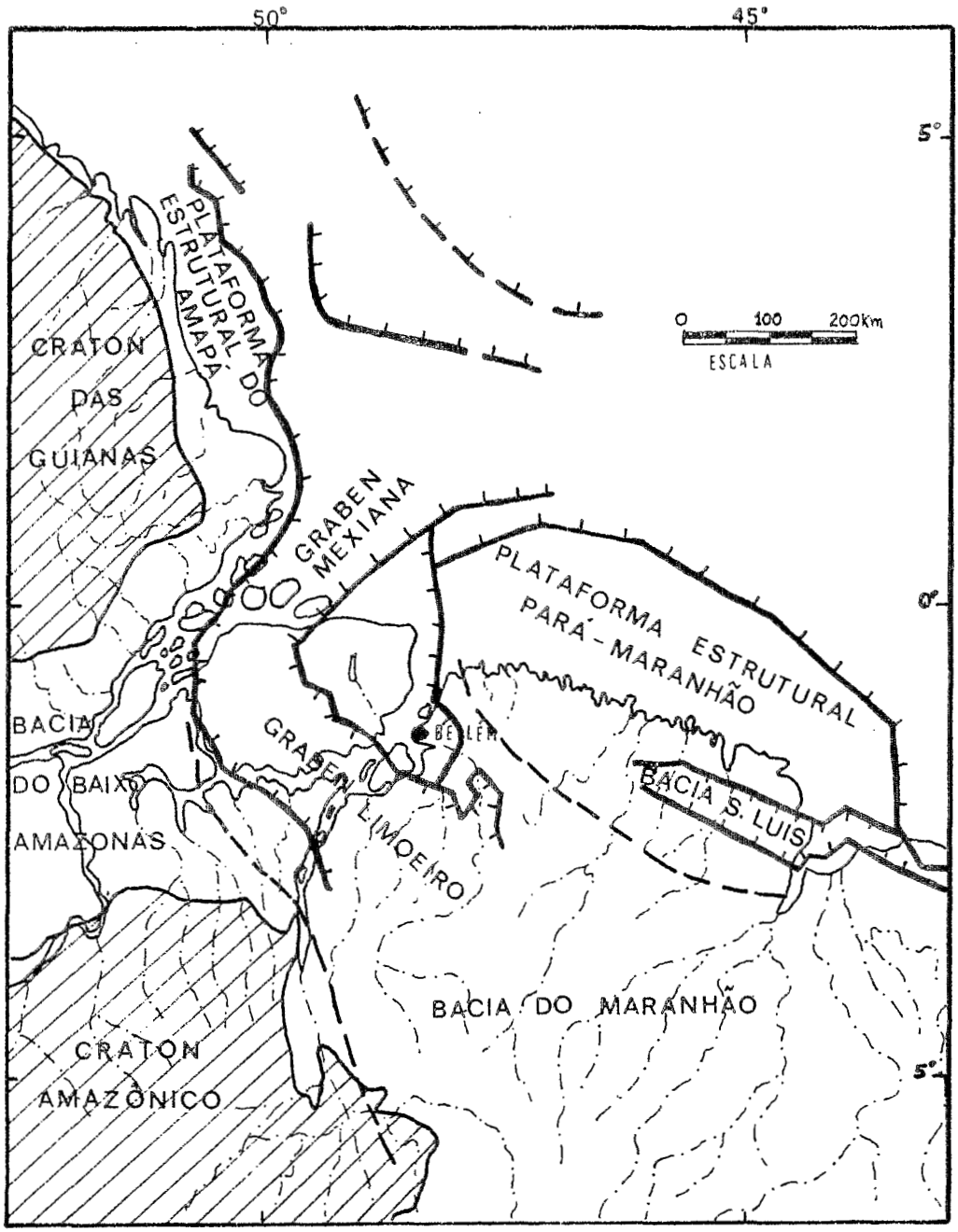


Fig. 02 : Schéma structural de la région côtière et de la plateforme continentale du Nord brésilien (Modifié par Gorini, 1979. In : Vital, 1988)

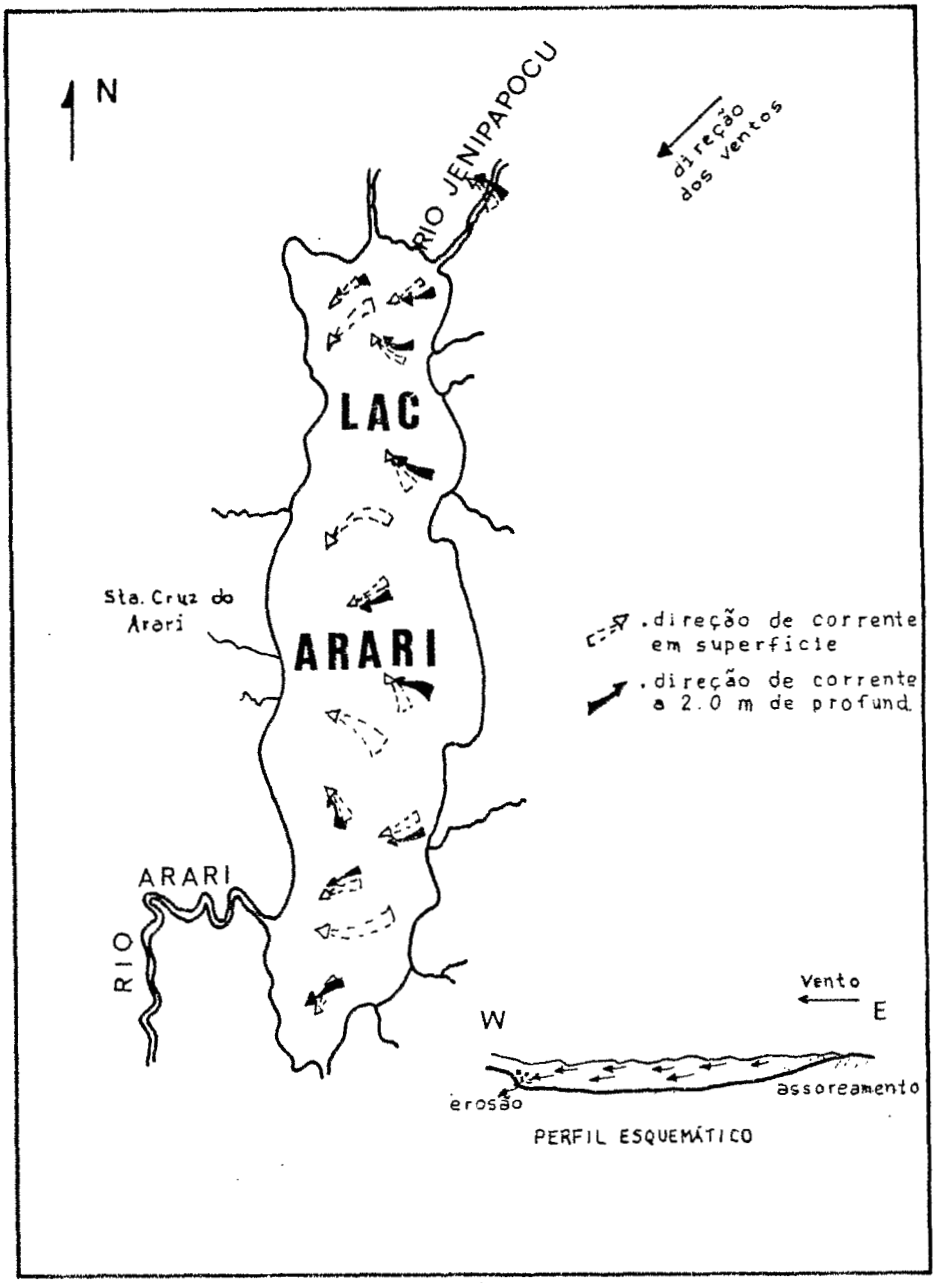
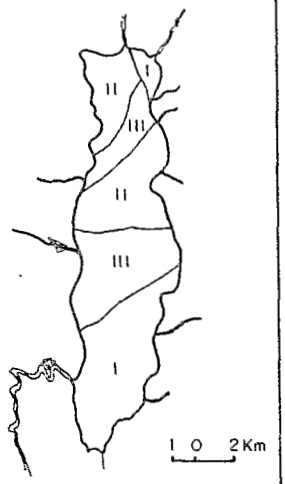


Fig. 03: Carte interprétative du système de circulation du lac Arari



LEGENDA

TIPOS DE ARGILAS

I — CAOLINITA > ESMECTITA > ILITA

II — CAOLINITA > ILITA > ESMECTITA

III — ILITA > CAULINITA > ESMECTITA

ESMECTITA (%)

ILITA (%)

CAOLINITA (%)

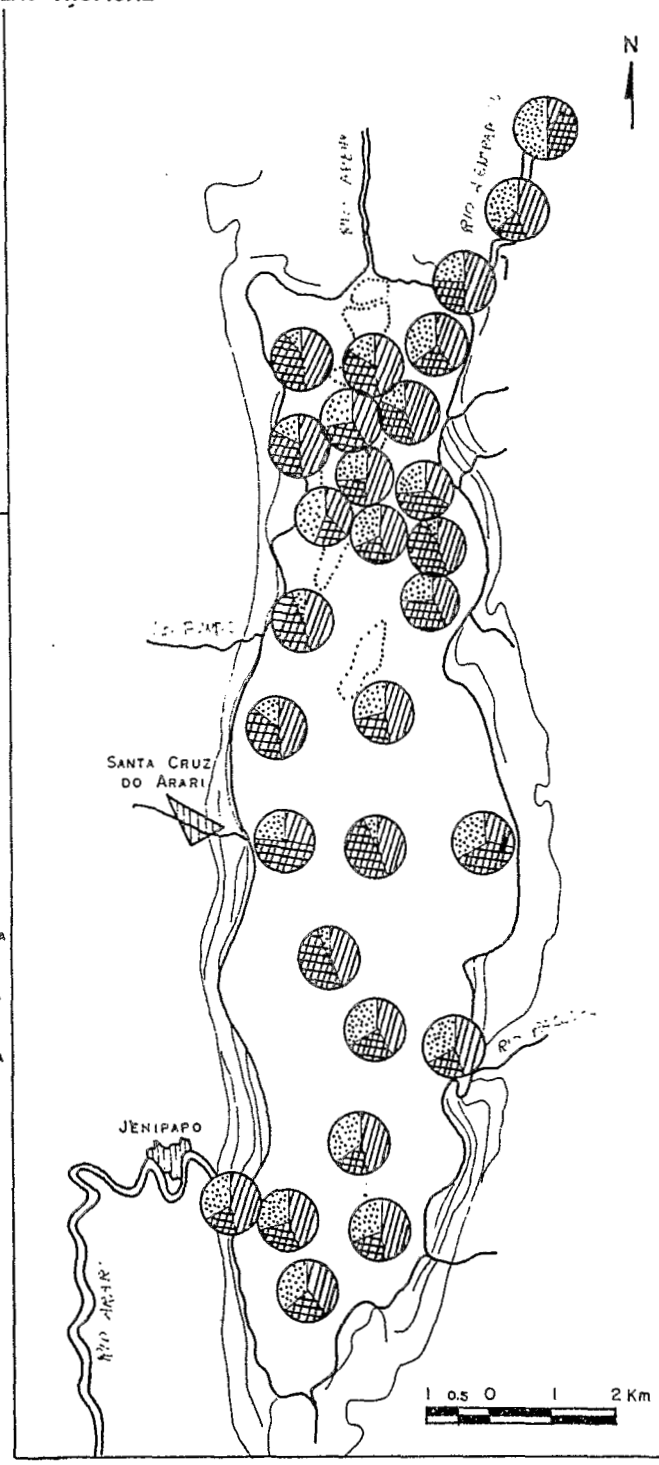


Fig. 04: Carte de distribution spatiale des argilo-minerais du lac Arari (sediments de fond).

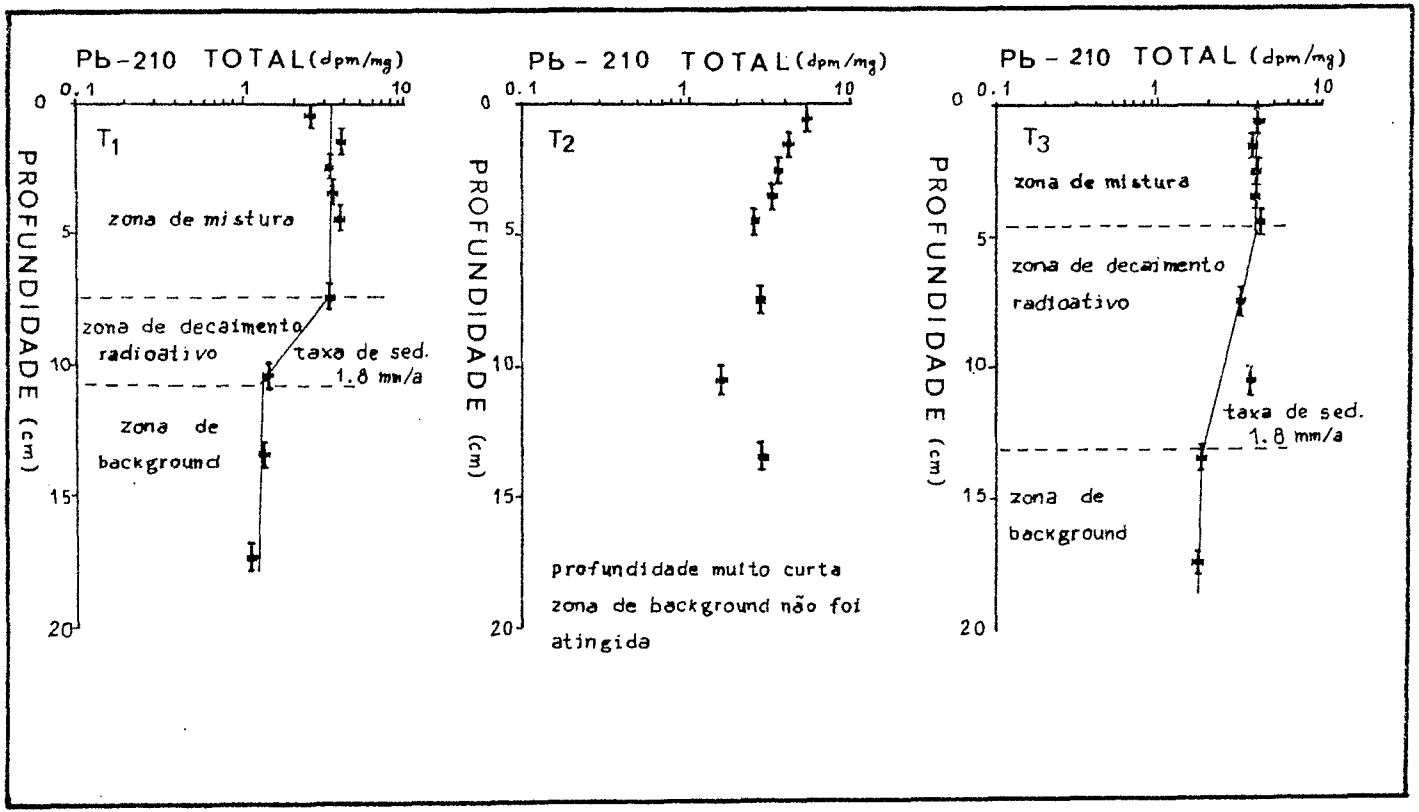
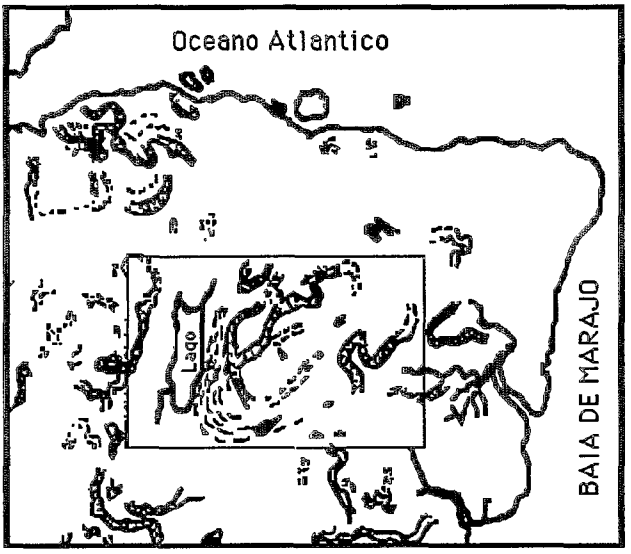


Fig. 05: Perfil d'activité du Pb-210 dans le substrat du lac Arari, montrant ses trois zones caractéristiques et un taux de sédimentation autour de 1.8 mm/an.



Paléo-Chenaux
Cordons linéaires
Lacs reliques

Modifié de Bemergui, 1981 in Vital, 1988



Fig. 6 : Formes géomorphologiques modelées dans la partie superficielle par événements géologiques récents, correspondantsà d'anciens chenaux de drainage ensablés (à partir d'images Radar)

QUATERNARY STRATIGRAPHY OF SURINAME

Theo E. WONG[1]

Abstract

In this paper the Quaternary sediments of the Coastal Plain of Suriname are highlighted since they were recently subjected to a stratigraphical revision.

The Pleistocene Coropina Formation, constituting the Old Coastal Plain, has now formally been subdivided into the Para and Lelydorp Members. The sedimentary history of these units has been well-documented in the past, relating high sea levels to inter-glacials and regressions to glacials. In the light of modern Quaternary stratigraphical considerations and the results of recent Brazilian investigations, the hitherto assumed Late Pleistocene age for the entire Coropina Formation has become questionable.

Traditionally, all Holocene sediments in the Young Coastal Plain were grouped into the Demerara Formation. It is now realized that the Demerara Formation comprises widely differing lithologies which should not be grouped in one formation. Moreover, the name Demerara Formation has been associated too closely with the geomorphological unit Young Coastal Plain and with its Holocene age. Therefore it has been proposed to abandon the name Demerara and to attribute the status of formation to two of its most distinct lithologies (Mara and Coronie). Within the Coronie Formation three morphostratigraphic units (Wanica, Moleson and Comowine) represent oscillations of the sea. Part of these oscillations seems to correlate with Brazilian events but additional research is needed.

Résumé

Le Quaternaire du Surinam a fait récemment l'objet d'une révision stratigraphique.La Formation COROPINA (Pléistocène) - qui constitue le soubassement de la plaine côtière "ancienne"- est subdivisée en deux membres : PARA (faciès argileux, à la base) et LELYDORP (faciès sableux, au sommet), dont évolution a été interprétée comme liée à des oscillations du niveau marin. La Formation Coropina a été entièrement attribuée au Pléistocène Supérieur mais des études récentes au Surinam et au Brésil permettent de reconsidérer cette datation.

Les sédiments de la plaine côtière "récente" ont été abusivement liées à une seule unité stratigraphique, la Formation Demerara, d'âge holocène. En réalité, il s'agit des différentes lithologies, avec des évolutions spécifiques. C'est pourquoi nous proposons d'abandonner le nom Demerara et de faire la distinction entre deux unités lithologiques, MARA et CORONIE. Cette dernière rassemble trois unités morphostratigraphiques (Wanica, Moleson et Comowine) qui sont en relation avec des oscillations marines. Il est possible qu'une partie de ces oscillations puisse être être correlée avec des événements identifiés au Brésil, mais d'autres études sont nécessaires pour mieux cerner ce problème.

---

(1) Geological Survey of The Netherlands, P.O.B. 157, 2000 AD Haarlem, The Netherlands

Key-words : Quaternary stratigraphy, Late Pleistocene, Holocene, Surinam, Guianas coastal plain.

Mots-clés : Stratigraphie du Quaternaire. Pléistocène Supérieur. Holocène. Surinam. Plaine côtière des Guyanes.

1 INTRODUCTION

Recently (Wong, 1989), the stratigraphy of the Coastal Plain of Suriname has been revised. The main reason for this revision was that the existing litho-stratigraphic nomenclature was not conform modern stratigraphic principles. Moreover, the majority of the existing lithostratigraphic units was lacking reference sections and detailed descriptions. Quaternary sediments were also included in this revision. This, and the increased kwowledge of both general and regional Quaternary stratigraphy justify a review of this particular section.

2 GEOLOGICAL SETTING

The Coastal Plain of Suriname, French Guiana and Guyana, forms the marginal part of the large Guiana Basin (Fig.1) in which subsidence and sea level movements have greatly influenced sedimentation. The basin originated in the Late Jurassic-Early Cretaceous with the opening of the Atlantic Ocean. After an initial rifting phase, the history of the Guiana Basin has been controlled by the gradual subsidence of a passive or trailing continental margin which underwent little tectonic activity and numerous periods of erosion.

Progressively younger sediments onlap the Precambrian basement in southern direction. The age of the sediments in the Coastal Plain of Suriname range from Senonian (Late Cretaceous) to Holocene. They have been grouped in the Corantijn Group (Fig.2), consisting of a monoclinally dipping (ca. 1°) section of mainly clastic sediments. In the entire Group, several sea level movements, as well as major periods of non-deposition, can be recognized. It proved to be difficult to correlate them to similar "global" events because we are dealing here with incomplete sections while adequate biostratigraphic control is also lacking. Hence, the proposed "global" events may, in fact, be limited to regional events.

The Coastal Plain traditionally has been divided into two geomorphological units: the Young Coastal Plain (in the north) with Holocene sediments and the Old Coastal Plain (in the south). The latter is a dissected surface with predominantly Pleistocene sediments.

Towards the south the coastal plain is bounded on the Savannah Belt which comprises mainly Pliocene continental sediments and minor residual weathering deposits from the Precambrian basement.

3 QUATERNARY SEDIMENTS

3.1. Pleistocene

3.1.1. Coropina Formation

3.1.1.1. Lithostratigraphy

Ever since its establishment by Schols & Cohen (1951, 1953), this formation was characterized by a twofold division: a sandy upper part ("Lelydorp Sands") and a clayey lower part ("Para Clays"). Wong (1989) assigned the formal lithostratigraphical designation of Member to these units, incorporating various reference sections (Fig.3). On the geological map (Fig.4) it is evident that the Coropina Formation forms a strongly dissected surface.

The Para Member in its type area consists of heavy, finely laminated, stiff grey and brown clays with films of fine sand and with lenses of coarse poorly sorted sand, mainly near the base; the top is characterized by a purple, red and brownish mottling. The Member may attain thicknesses up to ten meters. mainly outcropping near the northern limit of the Savannah Belt and extending into Guyana and French Guiana. The Member unconformably overlies both the Zanderij Formation and weathered basement rocks. To the north it is covered by sediments of the Lelydorp Member and the Mara Formation (the latter in erosional gullies).

The Lelydorp Member is characterized by fine sorted sands, silts, silty clays and sandy clays. The sandy facies can be recognized as lenticular sand bodies, while the clayey facies consists of red-mottled, stiff clays. Brinkman & Pons (1968) and Veen (1970) described two different facies within the Lelydorp clays: 1) Onoribo facies (in the south); a dark grey, very carbonaceous, pyritic clay with reddish mottles, and 2) Santigron facies (in the north); a yellowish red and

brown mottled clay with only traces of pyrite. Krook (1979) found these two facies on top of each other NE of Heidoti, along the Coppename River.

Wong (1989) did not include these lithological variations into a formal subdivision of the Lelydorp. Brinkman & Pons (1968) stated that the Lelydorp sand ridges are more extensive and coarser grained towards the east, comparable to the sand ridges of the young Holocene deposits. According to the same authors the Member, which in Suriname occurs north of the Para Member in the area east of Coronie, also outcrops from Cayenne to Organabo in French Guiana.

Mainly based on the Pleistocene age, Brinkman & Pons (1968) also included various river deposits in the former Coropina Formation. These deposits, consisting of clays, sands and gravels, are found in terraces at elevations between 4 and 30m above the mean local river level. The terraces occur along the Marowijne and Suriname Rivers and, especially those of eastern Suriname, have been described in detail by De Boer (1972). On the geological map of Suriname (Bosma et al., 1984) these deposits are mapped as a separate unit under (8): Sand, clayey sand and gravel. From a lithostratigraphic point of view, Wong (1989) emphasized that these deposits should not be part of the Coropina formation. He rather grouped them into an informal unit called "older alluvium".

3.1.1.2. Sedimentary history

Various authors (e.g. Brinkman & Pons; 1968, Veen; 1970) have documented the sedimentary history of the Coropina Formation, stressing that it was governed by various global sea level changes during Pleistocene glaciations in the northern hemisphere. In this context, deposition took place during high sea levels corresponding to inter-glacial periods whereas regressions coincided with glacial periods.

It has always been assumed that the Para Member has been deposited during a transgression corresponding to the Mindel-Riss or the Early Riss-Würm interglacials. The only known radiocarbon age dating of the Para Member stems from similar clays in Guyana (Veen, 1970) and yielded a result of 48,000 years. Deposition of the basal sands of the Member took place on the abraded surfaces of the Zanderij and Onverdacht Formations, and on top of the basement. These sands represent various backbars, probably formed by beachdrifting. The predominant clayey facies however, is indicative of an extensive mudflat. After this period, the sea level was lowered and erosion and weathering occurred in the

penultimate glacial period or perhaps during a temporarily lower sea level in the last interglacial period.

During a next sea level rise, possibly during part of the last interglacial period the sediments of the Lelydorp Member were deposited. In many places the top soils of the Para were removed by abrasion. During this transgression the dark, carbonaceous (mainly Rhizophora) and pyritic clays of the Onoribo phase were deposited under brackish conditions. A sample from these clays was dated at more than 48,000 years by Brinkman & Pons. Next, sedimentation of the Santigron phase took place under relatively deep, marine conditions. The paleogeographic configuration of this period shows cheniers near the coast and extensive mudflats at the landward side. The conditions were very similar to the present situation in which mud is beiing supplied by the Amazon River and Guiana Current, while the sands are generally transported by beachdrifting. A great part of the fine sands underwent only little beachdrifting. They were concentrated out of the mud by wave action (Pers.comm. Krook). Finally in the last glacial period the sea level fell drastically (about 90 m, according to Nota; 1969) and the sediments of the Lelydorp Member were exposed to erosion and weathering. In this period, the pronounced dissection of the area by numerous gullies took place.

The various river terraces also reflect the Pleistocene climatological changes. In specific phases of the glacials semi arid conditions prevailed, erosion was eminent and much eroded material was transported by braided rivers. Locally, alluvial fans were formed (Krook, 1970).

3.1.1.3. Discussion

Ever since the fundamental work of Brinkman & Pons (1968), Veen (1970) and Krook (1979) little research has been done on the sediments of the Coropina Formation. It is still not clear how this formation continues laterally under the Young Coastal Plain, and if the pronounced unconformity between the Lelydorp and Para Members still is apparent over there. Another uncertain aspect is the age of the Coropina Formation. It is evident that little value should be attached to the radiocarbon age datings of 48,000 years and more. Already Veen (1970) stressed this point, since he could not relate this age to the global climatological record.

Recent investigations along the eastern Brazilian coast (e.g. Martin et al., 1988; Suguio et al., 1988) revealed that the age of the transgression during the

last interglacial is 123,000 years BP. These authors called this high marine level Barrier III which is known as the Cananéia Transgression along the Sao Paulo coastline, and as the Penultimate Transgression in Bahia, Sergipe and Alagoas (Fig.5). In Suriname, the correlative rock unit is likely to be the Lelydorp Member. The Brazilian record shows the presence of yet two older Pleistocene high sea level phases of which the exact age is not known at present. The corresponding deposits which are found in terraces about 20-25m and at least 13m above present MSL are known as the Barrier I and Barrier II respectively. It is not clear if one of these deposits can be correlated with the Para Member in Suriname. Certainly, the intensively weathered and incised surface of the latter suggests a large hiatus, implying the absence of a significant section, but it goes to far to correlate the Para Member with the Barrier I deposits. Similarly, the correlation of Wong (1986) of the two Coropina sea level rises with major Pleistocene "global" cycles Q1 and Q2 of Vail et al. (1977), invoking an Early Pleistocene age for the Para Member, remains highly speculative. It is highly recommended to carry out a modern age dating of the Coropina Formation and to perform a detailed study on its northern continuation in the Young Coastal Plain.

3.2. Holocene

3.2.1. Mara Formation

3.2.1.1. Lithostratigraphy

This is a new formation name introduced by Wong (1989) covering the basal marine deposits of the former Demerara Formation. This author argued that since the introduction of the name Demerara (Kugler et al., 1944) for the Holocene sediments of Guyana, it has become a "garbage can" in which widely differing lithologies have been grouped. Moreover, the name Demerara has been associated too closely with the geomorpholgical unit Young Coastal Plain and with its Holocene age. For these reasons it was proposed to abandon the name Demerara and to attribute the formational status to two of its most distinct lithologies (Mara and Coronie). This subdivision was already introduced, albeit not on formation-level, by Brinkman & Pons (1968). Based on radiocarbon age dating these authors determined an age of more than 6000 y. B.P., an age which was later confirmed by Roeleveld (1969) and Roeleveld & Van Loon (1979).

The Mara Formation consists of soft, grey, unmottled to hardly mottled peaty clays and clayey peats with generally, high contents of pyrite. The unit also contains oyster fragments and high percentages of Rhizophora pollen grains. In Suriname, the Formation is less extended than in Guyana. The majority of the Mara deposits in Suriname occurs in erosion gullies in the Coropina Formation (Fig.4).

3.2.1.2. Sedimentary history:

The Mara Formation has been deposited during the first transgression in the Holocene, under conditions of a rapid rising sea level. This transgression lasted until ca. 6000 years B.P., when the sea level reached it present position. The muds accumulated in extensive coastal swamps with a dominant mangrove (*Rhizophora*) vegetation. Reducing conditions prevailed in these swamps, favouring the formation and preservation of pyrite and carbonaceous material respectively. In this period, the development of the coastal area was generally vertical with a constant to receding shore line.

3.2.2. Coronie Formation

3.2.2.1. Lithostratigraphy:

As discussed earlier, this is the second unit derived from the former Demerara Formation. The Coronie Formation consists of clays with small amounts of pyrite and organic matter, and numerous coarse and fine sand bodies (ridges) which may contain varying amounts of shells. In general the sands east of the Suriname River are fine to medium grained and poorly sorted, whereas those west of this river are very fine grained and well sorted. Usually, the individual sands have coalesced and form wide sand flats.

Brinkman & Pons (1968) described three depositional phases which they called: Wanica phase (6000/5500-3500/3000 B.P.), Moleson phase (2500-1300 B.P.) and Comowine phase (ca. 1000 B.P.-Present). The deposits which were formed during these phases are separated from each other, and locally also from the Mara Formation, by erosion coastlines, mostly with sand or shell ridges (Fig.6). The criteria to define these deposits are essentially based on geomorphological and pedological criteria. Based on these characteristics these units proved to be well recognizable and mappable in the field. Wong (1989)

preferred not to introduce a formal lithostratigraphic status for these units since they are rather to be considered morphostratigraphic than pure lithostratigraphic. Hence, it was suggested to maintain the original nomenclature of Brinkman & Pons (1968).

The clays of the Wanica deposit have low pyrite and carbonaceous contents. These clay soils are characterized by a rather low, locally medium, base saturation. They are desalinized to at least 2.5m, showing initial soil formation (firm consistence, yellowish or/with yellowish red mottling) to depths of 1-1.5m. The sands are very fine to silty, becoming rather coarse toward the east, with scarce shells or shell fragments. Individual sand ridges are 4m thick. Together they form E-W oriented, broad bundles in the Young Coastal Plain. The ridges of the Wanica deposit are more weathered than the younger ridges; in the heavy mineral association, garnet has disappeared (Krook, 1979). For the distribution of this deposit see Fig.4 and Brinkman & Pons (1968).

The Moleson deposit constitutes relatively soft clays and locally sand ridges. The clays diplay olive, olive brown and sometimes yellowish brown mottles. The basal part of the clay is very soft and unmottled. The clays are situated ca. 1m above sea level and desalinization reached a maximum of 1 to 1.5m. The lenticular sand bodies (ridges) appear single or in bundles within the clay. They were described in detail by Geijskes (1952). The sand is medium to very fine grained and is frequently mixed with mollusc fragments. Locally the entire ridge may consist of shells, which occasionally are cemented by calcite and in this way form shell breccias. In Suriname, the deposit is situated between the Wanica deposit in the south and the Comowine deposit in the north (see Fig.4).

The Comowine deposit consists of brown mottled clays and grey clays which have vague or no mottles, depending on the degree of desalinization. Within the clay there are sand ridges which may contain shells and shell fragments. The sediments of this unit form a narrow strip (10-20 km wide) along the entire Guiana coast. At present, formation of this deposit is still in progress. Because of its unique character of being one of the worlds largest mud-accretion coasts, it received much attention from various scientists (e.g. Ginsburg & Missimer, 1976; Wells, 1977; Augustinus, 1978, 1980, 1983, 1987; Krook, 1979; Wells & Coleman, 1981a + b; Rine, 1980; Rine & Ginsburg, 1985).

The remaining two lithologies which traditionally have been grouped in the Demerara Formation are designated (1) Alluvial clay and sand and (2) Peat on the

geological map of Suriname (Bosma et al., 1984). Wong (1989) proposed a separate lithostratigraphic status for these units (see Fig.4). For the alluvial deposits he suggested the name "younger alluvium". They represent natural levees and backswamp deposits, reaching thicknesses of maximum 6m. For the four ombrogenous peat occurrences the name "Peat" was maintained. They represent fresh-water swamps with poor drainage. Their morpholgy is dome-shaped with a characteristic radial drainage pattern. The Nanni swamp in the district of Nickerie is reported to have a maximum thickness of 7m.

3.2.2.2. Sedimentary history

The sea level reached its present position about 6000 years B.P. and lateral accretion of the Young Coastal Plain, alternating with some erosional phases, started. Large amounts of terrigenous material from the Amazon River were deposited under relatively constant sea level conditions. The sediments of the Wanica deposit accumulated from 6000 to 3000 years B.P. when the sea level possibly was slightly above its present position. The sand ridges (cheniers) represent numerous beach sands deposited by longshore currents. The large supply of terrigenous material forced the smaller rivers draining the Guiana Shield to deflect to the west and flow parallel to the coast.

In the period between 2500 to 2000-1300 years B.P. the sediments of the Moleson deposit were formed under the same marine conditions as those of the Wanica deposits. The shell ridges represent old shell beaches that have been cut off from the sea by mud accumulations.

Deposition of the Comowine deposit started ca. 2000-1300 years B.P. and is still continuing. The majority of these sediments were deposited at or near the mean sea level in intertidal, subtidal and occasionally supratidal environments (Ginsburg & Missimer, 1976) The intertidal areas near the coast are presently mangrove swamps with *Avicennia* predominating in the outer zone and *Rhizophora* as the dominant floral element in the inner zone. The shoreline and nearshore subtidal areas undergo rapid changes because contemporary deposition along the Guiana coast is cyclic, with the cycles averaging 30 years. They represent alternating periods of intense erosion and periods of rapid deposition forming wide intertidal mudflats. Under influence of the Guiana Current and wind generated waves and currents, the mudbanks and the erosional areas migrate gradually westward. Since the volume of sediment accumulating during

the depositional phases is generally greater than the volume removed during an erosional phase, the net result is a progradation of the shoreline.

3.2.3. Discussion

Fortunately, the Holocene sediments in the Young Coastal Plain are well documented. The various age datings are rather consistent and can be calibrated with other regional data. A further sharpening of the ages of the transitions between the Wanica and Moleson and between the Moleson and Comowine deposits is needed, however.

The major sea level rise during the Holocene has also been recorded in Brazil, where it is known as Santos transgression (cf. Martin et al., 1988; Suguio et al., 1988). The sediments formed during this transgression are named Barrier IV deposits (Fig.5). It is striking that during the further Holocene development there were also two sea level lowerings in Brazil. The Wanica/Moleson regression seems to fit well with the 2700 y. B.P. regression in Brazil (Fig.7). It is evident that detailed, systematic, research is needed to complete the regional Holocene picture.

Acknowledgements

The author is indebted to Dr. L. Krook and Dr. N. Mörner for their valuable suggestions and critical reading of the manuscript. Miss D. Moeliker skilfully prepared the new drawings of this paper.

REFERENCES

Augustinus, P.G.E.F. 1978 The changing shoreline of Surinam. Thesis Utrecht, Natuurwet Studiekring Suriname-Ned. Antillen 95, Utrecht, 232 pp.

Augustinus, P.G.E.F. 1980 Actual development of the chenier coast of Suriname (South America) - Sed. Geology 26:91-114.

Augustinus, P.G.E.F. 1983 Kustveranderingen in Suriname, vastgelegd op luchtfoto's - Tijdschr. Kon. Ned. Aardrk. Gen. XVII:216-221.

Augustinus, P.G.E.F. 1987 The geomorphologic development of the coast of Guyana between the Corentyne River and the Essequibo River - In: V. Gardiner (ED.) International Geomorphology 1986, part I, John Wiley & Sons, :1281-1293.

Bosma, W., S.B. Kroonenberg, R.V. Van Lissa & E.W.F. De Roever 1984 An explanation to the geology of Suriname. In: De Vletter, D.R. (ed): The geology of Suriname - Meded. Geol. Mijnb. Dienst Sur. 27:31- 82.

Brinkman, R. & L.J. Pons 1968 A pedo-geomorphological classification and map of the Holocene sediments in the coastal plain of the three Guianas - Soil Survey Papers 4. Soil Survey Inst., Wageningen, 40 pp.

De Boer, N.W.H. 1972 Landform and soils in Eastern Surinam - Thesis Wageningen, Agricultural Research Reports 771: 169 pp.

Geijskes, D.C. 1952 On the structure and origin of the sandy ridges in the coastal zone of Surinam - Tijdschr. Kon. Ned. Aardrk. Gen. LXIX: 225-237.

Ginsburg, R.N. & T.M. Misimer 1976 Prograding mud wedge of the Guiana coast - Int. Rept. Comparative Sed. Lab. Rosenstiel school of marine and atmospheric science, University of Miami.

Krook, L.1970 Climate and sedimentation in the Guianas during the last glacial and the Holocene - Proc. 8th Guiana Geol. Conf., Georgetown, 1969, Gouv. of Guyana, Dept. of Geology and Mines.

Krook, L.1979 Sediment petrographical studies in northern Suriname-Thesis, Free University of Amsterdam, 154 pp.

Kugler, H.G., Mackenzie, S.C., Stainforth, R.M., Griffiths, J.C. & Brotherhood, G.R. 1944 Report on exploration for oil in British Guiana - Geol. Surv. Guiana , Bull. 20.

Martin, L., K. Suguio & J.M. Flexor 1988 Hauts niveaux marins pléistocänes du littoral brésiliens - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecologie, 68: 231-239.

Nota, D.J.G. 1969 Geomorphology and sediments of western Surinam shelf: a preliminary note - Geol. Mijnbouw 48: 185-188.

Rine, J.M. 1980 Depositional environments and Holocene reconstruction of an argillaceous mud belt, Suriname, South America - Thesis Univ. of Miami: 222 pp.

Rine, J.M. & R.N. Ginsburg 1985 Depositional facies of a mud shoreface in Suriname, South-America-A mud analogue to sandy, shallow marine deposits - Journ. Sed. Petr.55: 633-652.

Roeleveld, W. 1969 Pollenalysis of two sections in the young coastal plain of Surinam - Geol. Mijnbouw 48: 215-224.

Roeleveld, W.& A.J. van Loon 1979 The Holocene development of the young coastal plain of Suriname - Geol.Mijbouw 58: 215-224.

Schols, H. & A. Cohen 1951 Geologisch overzichtskaart - Jaarversl. Geol.Mijnbouwk. Dienst van Sur. over 1950:11-17.

Schols, H. & A. Cohen 1953 De ontwikkeling van de geologische kaart van Suriname - Geol. Mijnbouw 15: 142-151.

Suguio, K., L. Martin & J.M. Flexor 1988 Quaternary Sea Levels of the Brazilian Coast: Recent Progress - Episodes, 11, No.3: 203-208

Vail, P.R., M.R. Mitchum & S. Thompson 1977 Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level - AAPG Mem. 26: 83-97.

Veen, A.W.L. 1970 On geogenesis and pedogenesis in the Old Coastal Plain of Surinam - Publ. Fysisch. Geogr. en Bodemk. Lab. Univ. Amsterdam 14: 176 pp.

Wells, J.T. 1977 Shallow-water waves and fluid-mud dynamics, coast of Surinam, South America - Thesis Louisiana State University: 99 pp.

Wells, J.T.& J.M. Coleman 1977 Nearshore suspended variations, central Surinam Coast - Marine Geol., 24: M47-M54.

Wells, J.T.& J.M. Coleman 1978 Longshore transport of mud by waves: northeastern coast of South America - Geol. Mijnbouw 57: 353-359.

Wong, Th.E. 1986 Outline of the stratigraphy and the geological history of the Suriname coastal plain - Geol. Mijnbouw 65: 223-241.

Wong, Th.E. 1989 Revision of the stratigraphy of the coastal plain of Suriname - Meded. Natuurwet. Studiekring Sur-Ned. Antillen 123: 64 pp.

TEXT OF FIGURES BELONGING TO TH.E.WONG

Figure.1
Outline of the Guiana Basin showing the coastal plains of Suriname, Guyana and French Guiana.

Figure.2
Stratigraphical framework of the Coastal Plain of Suriname, also showing various sea level movements. Modified after Wong, 1986.

Figure.3
Reference section Coropina Formation, showing lower clayey part (Para Member) and upper sandy part (Lelydorp member). After Wong, 1989.

Figure.4
Geographical distribution of the Pliocene, Pleistocene and Holocene sediments in the Coastal Plain of Suriname. After Wong, 1989.

Figure.5
Quaternary stratigraphy of Suriname in comparison with that of East Brazil. After Wong, 1989. Brazilian data after Martin et al., 1988 and Suguio et al., 1988.

Figure.6
Lateral section Coronie Formation. After Wong, 1989.

Figure.7
Holocene sealevel curve of Suriname in comparison with that of East Brazil; A: correlates well, B: probably correlatable, C: not in Suriname, D: seems to correlate, E: not in Brazil.

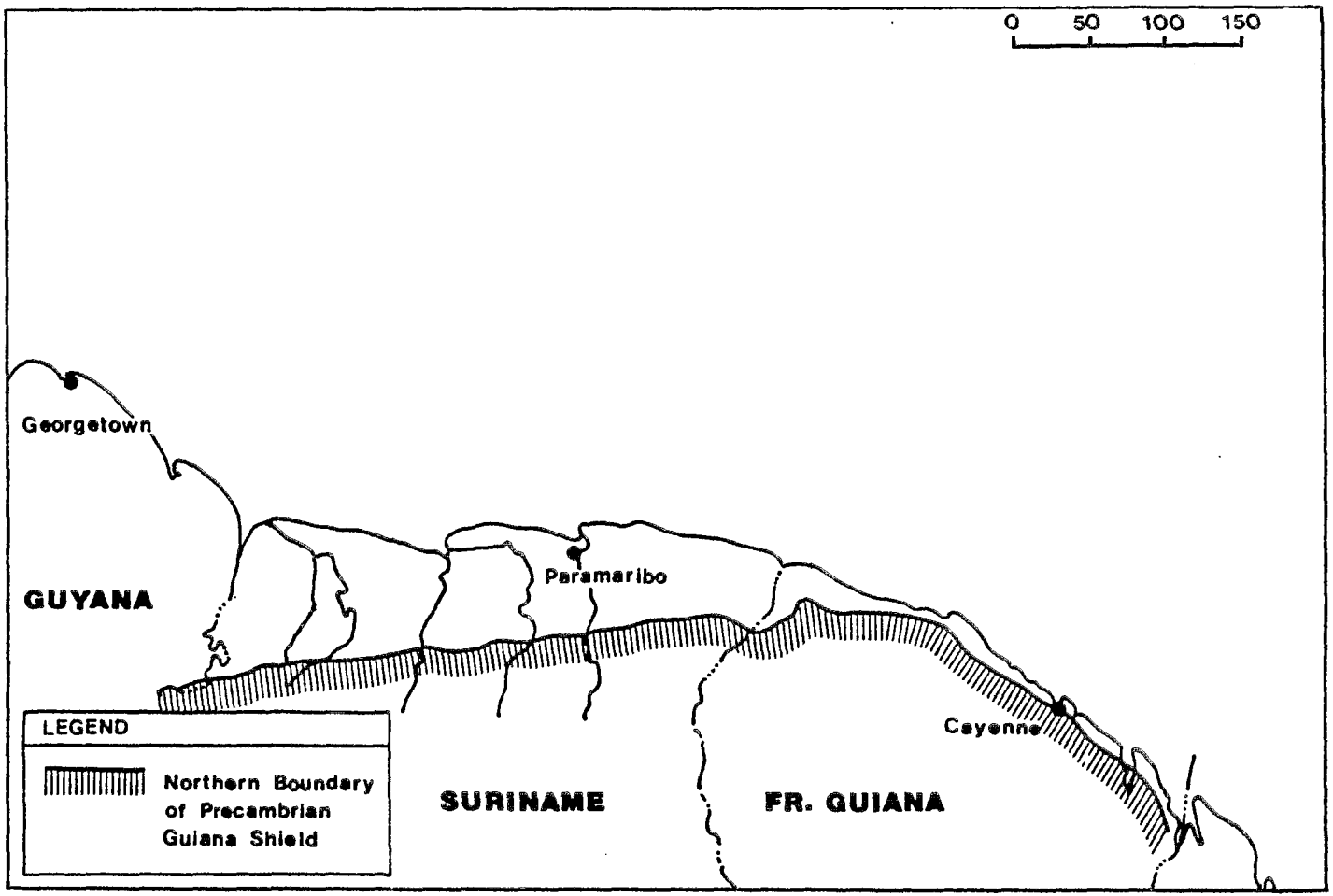

0 50 100 150
Georgetown
GUYANA
Paramaribo
Cayenne
LEGEND
Northern Boundary of Precambrian Guiana Shield
SURINAME
FR. GUIANA

Fig. 1

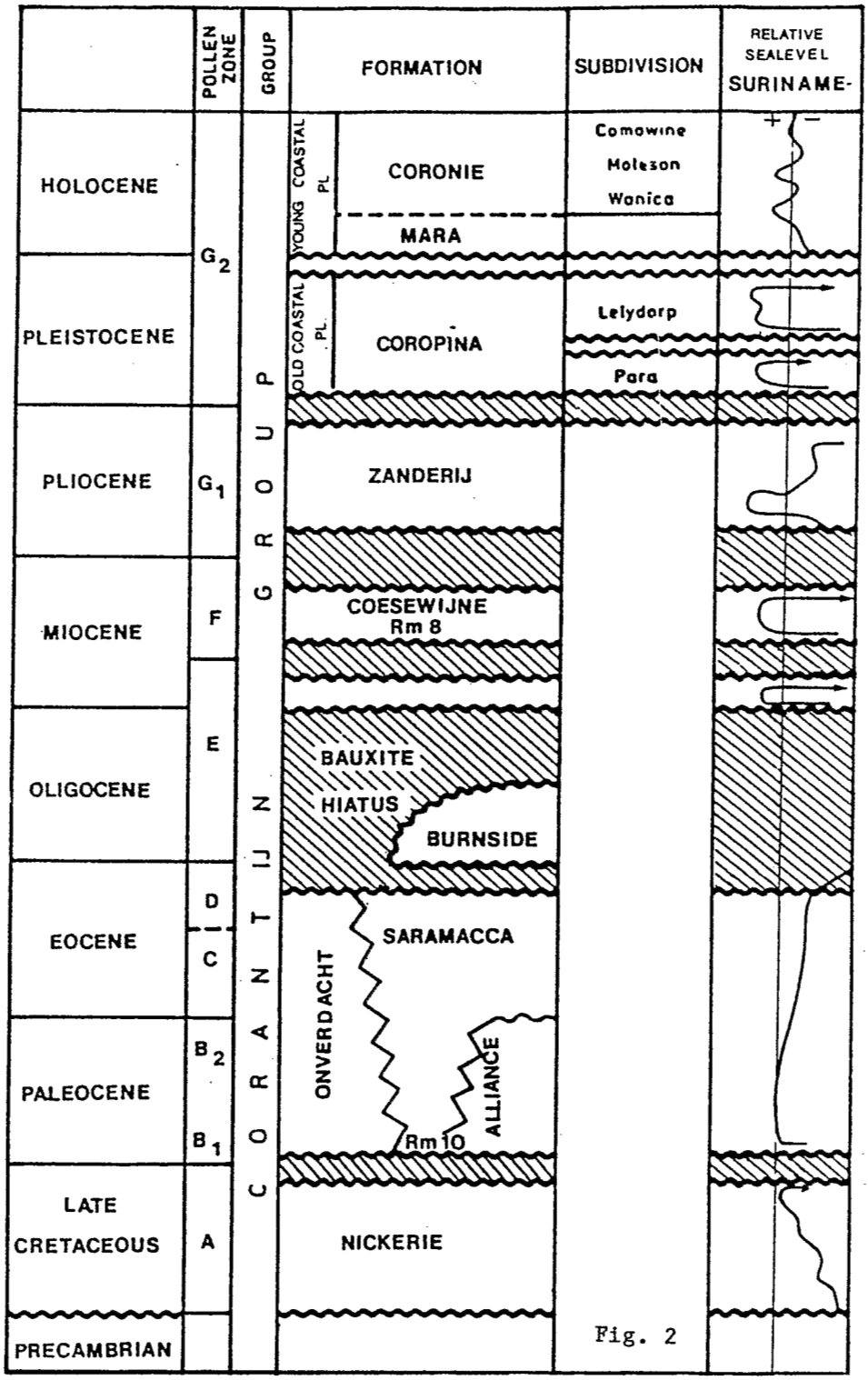
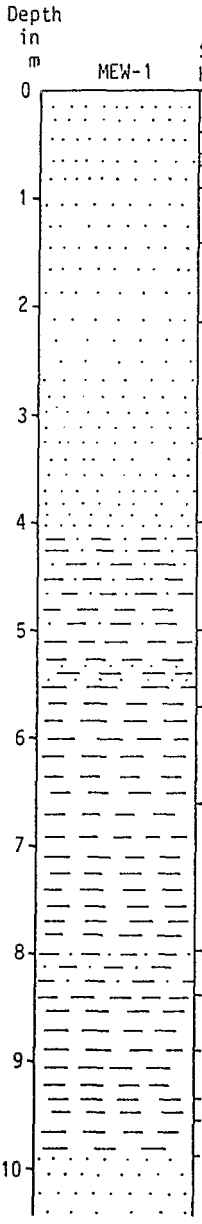

POLLEN ZONE
GROUP
FORMATION
SUBDIVISION
RELATIVE SEALEVEL SURINAME-
HOLOCENE
PLEISTOCENE
PLIOCENE
MIOCENE
OLIGOCENE
EOCENE
PALEOCENE
LATE CRETACEOUS
PRECAMBRIAN
G2
G1
F
E
D
C
B2
B1
A
CORANTIJN GROUP
YOUNG COASTAL PL.
OLD COASTAL PL.
CORONIE
MARA
COROPINA
ZANDERIJ
COESEWIJNE
Rm 8
BAUXITE
HIATUS
BURNSIDE
ONVERDACHT
SARAMACCA
ALLIANCE
Rm 10
NICKERIE
Comowine
Moleson
Wanica
Lelydorp
Para
+
−

Fig. 2



0- 49 cm sand: dark brown (7.5 YR 2/2), very fine, very friable, carbonaceous.

49- 63 cm sand: reddish brown (5 YR 4/4) - dark brown (7.5 YR 3/4), very fine, carbonac

63- 77 cm sand: yellowish red (5 YR 4/6), very fine, very friable to loose.

77- 98 cm sand: yellowish red (5 YR 4.5/8), very fine, friable slightly carbonaceous.

98-149 cm sand: red-yellowish red (2.5 YR 4/8 - 5 YR 4/8), loamy-very fine friable to

149-222 cm sand: red-yellowish red (2.5 YR 4/8 YR 4/8), very fine, friable-loose, few medium, faint, red (10 R 4/6) round to subangular soft and hard (Fe) concretions.

222-320 cm sand: brown (7.5 YR 5/8), coarse, gravelly to fine, friable abundant very co (up to 3 inches) prominent, very hard irregularly shaped, dusky red (10 R 3/3) (Fe) concretions with round edges.

320-400 cm sand: brown (7.5 YR 5/8) and 50% yellowish red (5 YR 4/8) fine sand in brown fields, loamy very fine sand in other fields a thin very hard iron pan occurs locally between the B33g and the IIB34g Bg-horizon.

400-500 cm: alternations of layers with fine sandy loam and layers with loamy fine sand. The heavier textured bands are light grey (10 YR 7/1) common (20%), medium, prominent, dark (10 R 4/6) (Fe) slightly hard concretions and common coarse faint reddish yellow (7.5 YR 6/8) (Fe) mottles. The lighter textured layers are coarse mottled dark red (10 R 4/6) and reddish yellow (7.5 YR 6/8).

500-570 cm clay: light grey (N 7/), very firm, abundant coarse prominent yellow (10 YR 7/8) (Fe) mottles and few fine faint red (10 R 4/8) soft (Fe) nodules.

570-660 cm clay: light grey with black plant remnants, very firm, common fine faint oliv yellow (2.5 Y 6/6) (Fe) mottles; very fine (0.5 mm) white spherical grains (sideroliths)

660-800 cm clay: light grey, very firm, abundant coarse prominent dark red (7.5 R 3.6) slightly hard (Fe) nodules, few sideroliths.

800-840 cm loam: light grey, firm common medium distinct olive yellow (2.5 Y 6/6) (Fe) mottles and a few fine faint dark red (7.5 R 3/6) soft (Fe) nodules; few sideroliths.

840-890 cm clay: light grey (N 7/), very firm, many coarse prominent dark red (7.5 R 3/6 slightly hard (Fe) nodules and few medium distinct red (7.5 R 5/6) (Fe) mottles.

890-930 cm clay: light grey (N 7/), very firm, few fine faint red (7.5 R 5/6((Fe) mottle

930-955 cm clay: light grey (N 7/), slightly firm, with common fine distinct red (7.5 R 5/6) (Fe) mottles.

955-990 cm clay: light grey, very firm, common coarse prominent dark red (7.5 R 3/6) slightly hard Fe nodules and olive yellow (2.5 Y 6/8) mottles.

990-1040 cm sand: greyish yellow, very coarse, unsorted, angular, micaceous.

Fig. 3

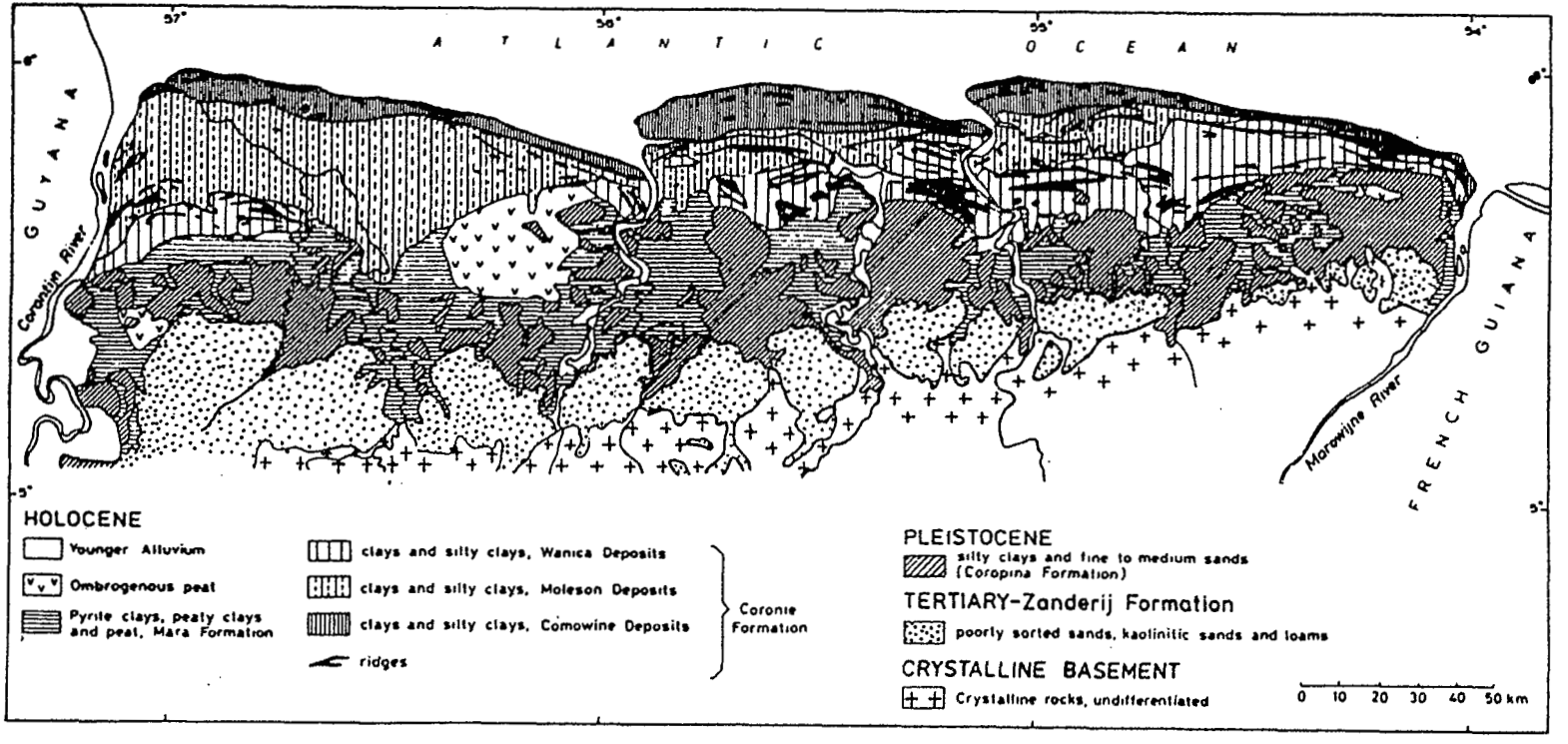

57°
56°
55°
54°
6°
5°
A T L A N T I C O C E A N
GUYANA
Corantijn River
FRENCH GUIANA
Marowijne River
HOLOCENE
Younger Alluvium
Ombrogenous peat
Pyrite clays, peaty clays and peat, Mara Formation
clays and silty clays, Wanica Deposits
clays and silty clays, Moleson Deposits
clays and silty clays, Comowine Deposits
ridges
Coronie Formation
PLEISTOCENE
silty clays and fine to medium sands (Coropina Formation)
TERTIARY-Zanderij Formation
poorly sorted sands, kaolinitic sands and loams
CRYSTALLINE BASEMENT
Crystalline rocks, undifferentiated
0 10 20 30 40 50 km

Fig. 4

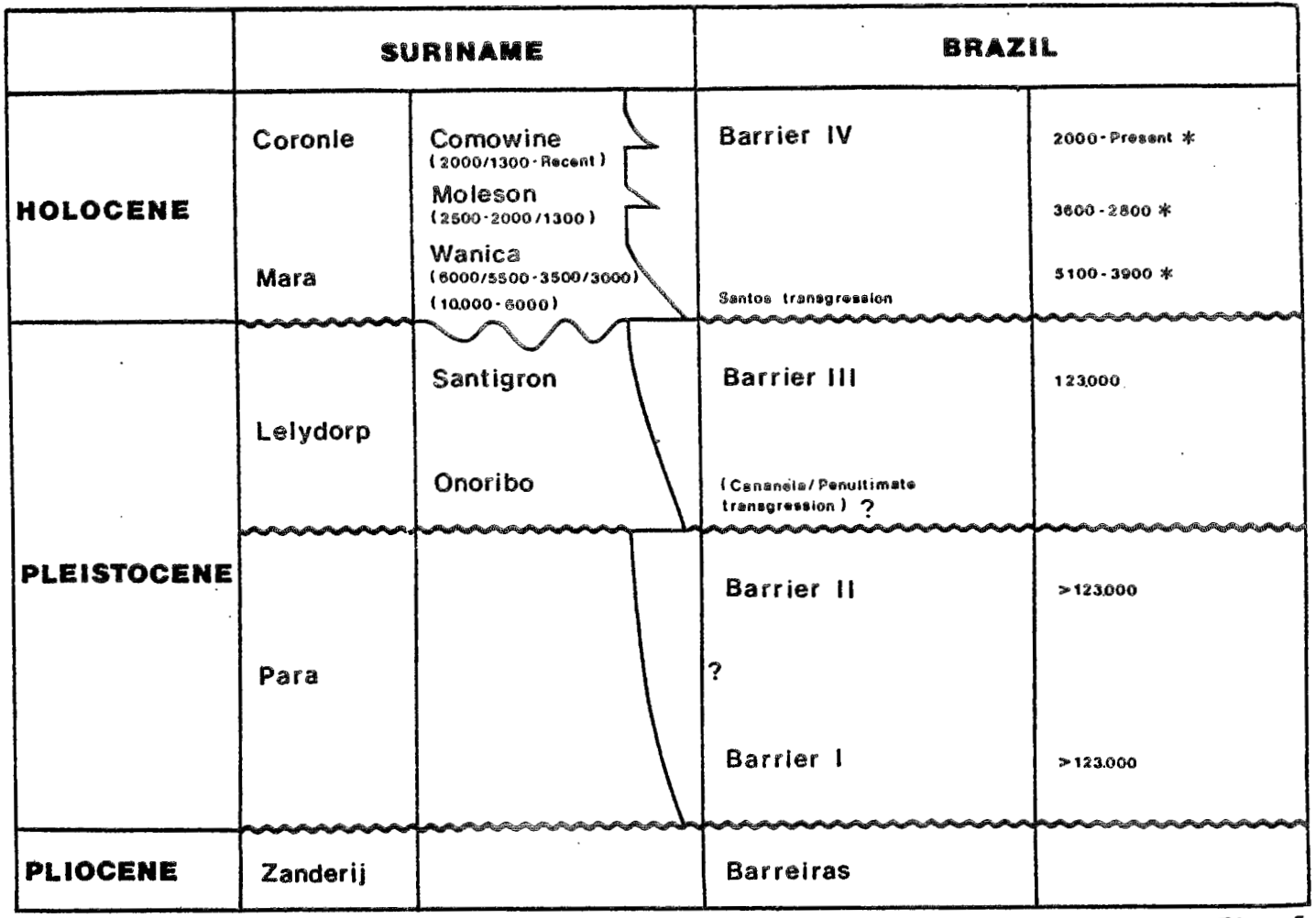

SURINAME
BRAZIL
HOLOCENE
Coronie
Comowine
(2000/1300 - Recent)
Moleson
(2500 - 2000/1300)
Wanica
(6000/5500 - 3500/3000)
(10.000 - 6000)
Mara
Barrier IV
2000 - Present *
3600 - 2800 *
5100 - 3900 *
Santos transgression
Santigron
Lelydorp
Onoribo
Barrier III
123.000
(Cananéia/Penultimate transgression) ?
PLEISTOCENE
Barrier II
>123.000
Para
?
Barrier I
>123.000
PLIOCENE
Zanderij
Barreiras

Fig. 5

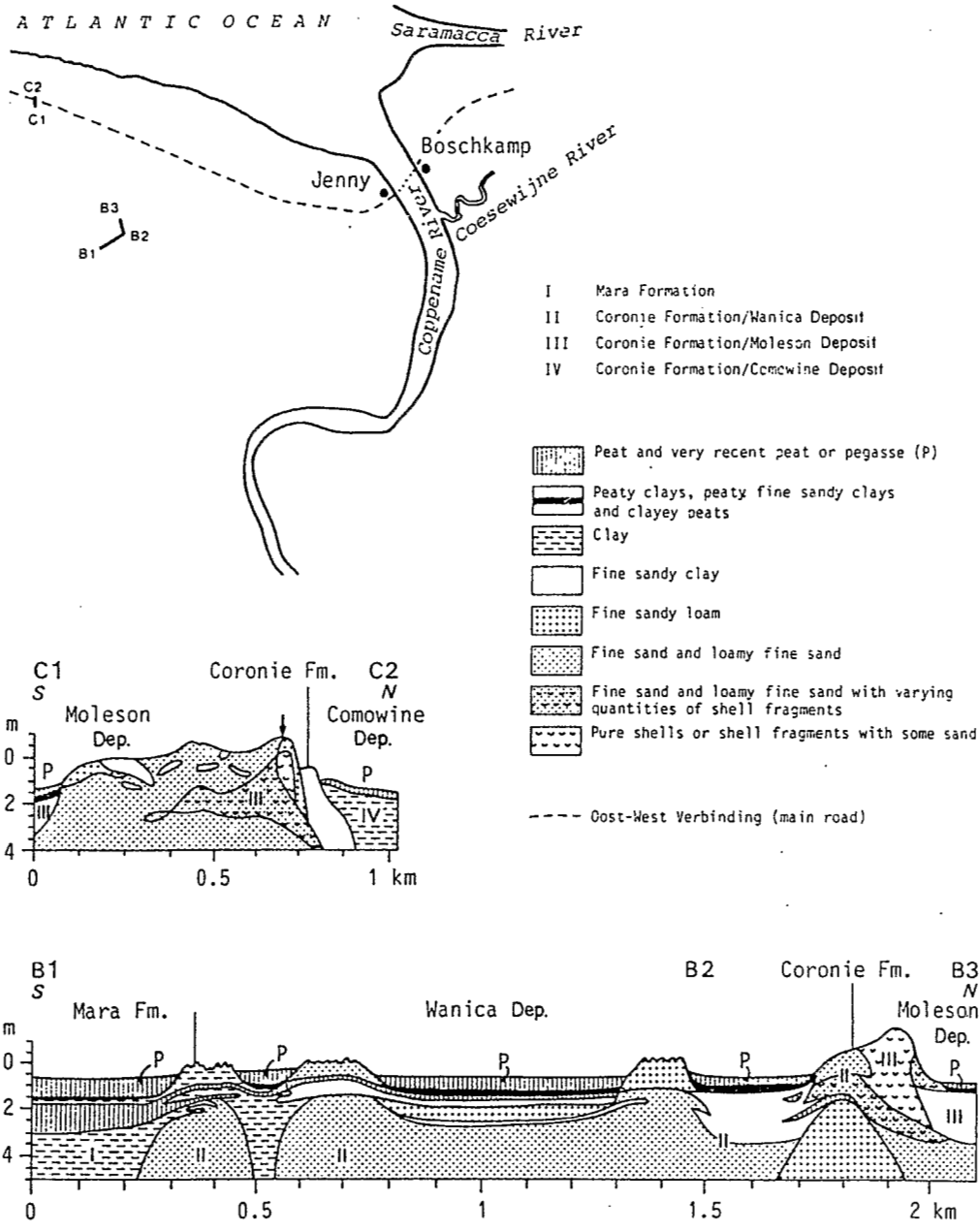

ATLANTIC OCEAN
Saramacca River
C2
C1
Boschkamp
Jenny
B3
B2
B1
Coppename River
Coesewijne River
I Mara Formation
II Coronie Formation/Wanica Deposit
III Coronie Formation/Moleson Deposit
IV Coronie Formation/Comewine Deposit
Peat and very recent peat or pegasse (P)
Peaty clays, peaty fine sandy clays and clayey peats
Clay
Fine sandy clay
Fine sandy loam
Fine sand and loamy fine sand
Fine sand and loamy fine sand with varying quantities of shell fragments
Pure shells or shell fragments with some sand
West-East Verbinding (main road)
C1 S
Coronie Fm.
C2 N
Moleson Dep.
Comowine Dep.
m
0
2
4
P
III
IV
0
0.5
1 km
B1 S
Mara Fm.
Wanica Dep.
B2
Coronie Fm.
B3 N
Moleson Dep.
I
II
III
0
0.5
1
1.5
2 km

Fig. 6

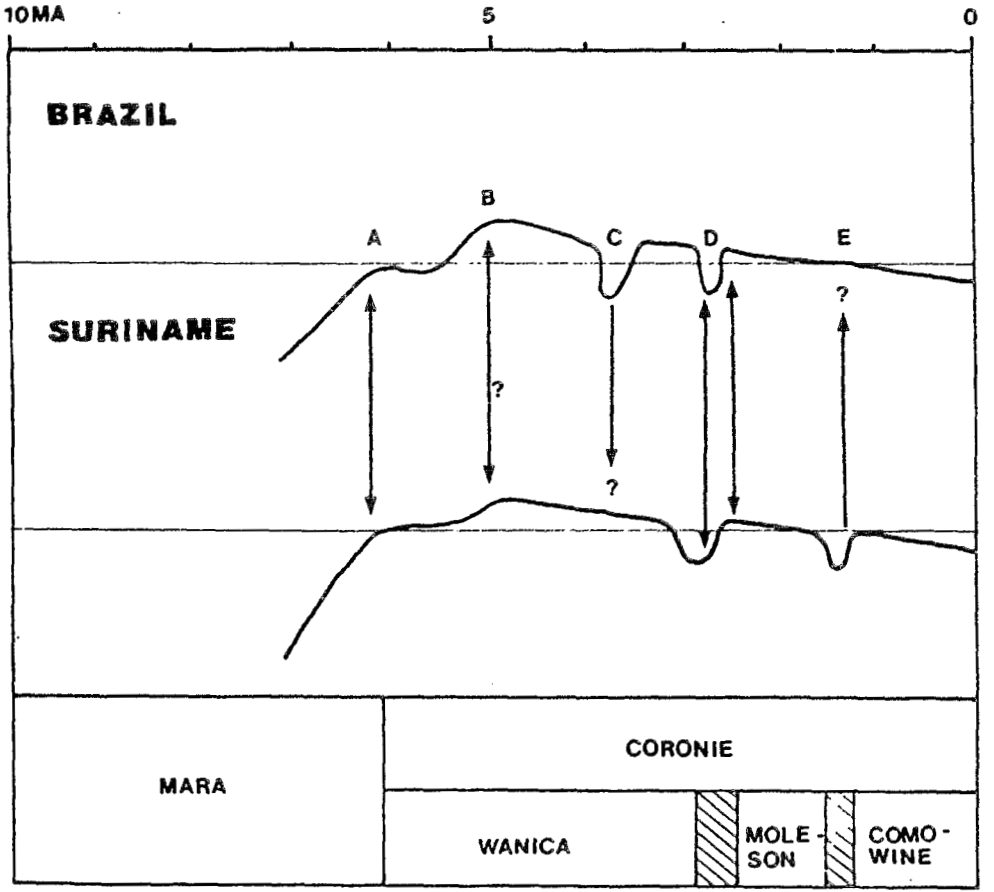

10MA
5
0
BRAZIL
SURINAME
A
B
C
D
E
?
?
?
MARA
CORONIE
WANICA
MOLE-SON
COMO-WINE

Fig. 7

ORSTOM Éditeur
Dépôt légal : novembre 1992
Impression
ORSTOM BONDY

ORSTOM Éditions
213, rue La Fayette
F-75480 Paris Cedex 10
Diffusion
72, route d'Aulnay
F-93143 Bondy Cedex
ISSN : 0767-2896
ISBN : 2-7099-1109-4

Photographie de couverture :
Cayenne se trouve dans la partie occidentale du promontoire qui s'avance (à l'est) vers le large entre les embouchures du fleuve Mahury (à droite) et de la rivière de Cayenne (à gauche).
La côte est rectiligne (et en érosion). entre Cayenne et Kourou (60 km).
Kourou se trouve sur la rive gauche du fleuve du même nom.
Cliché : © CNES 1986. Scène SPOT 1.